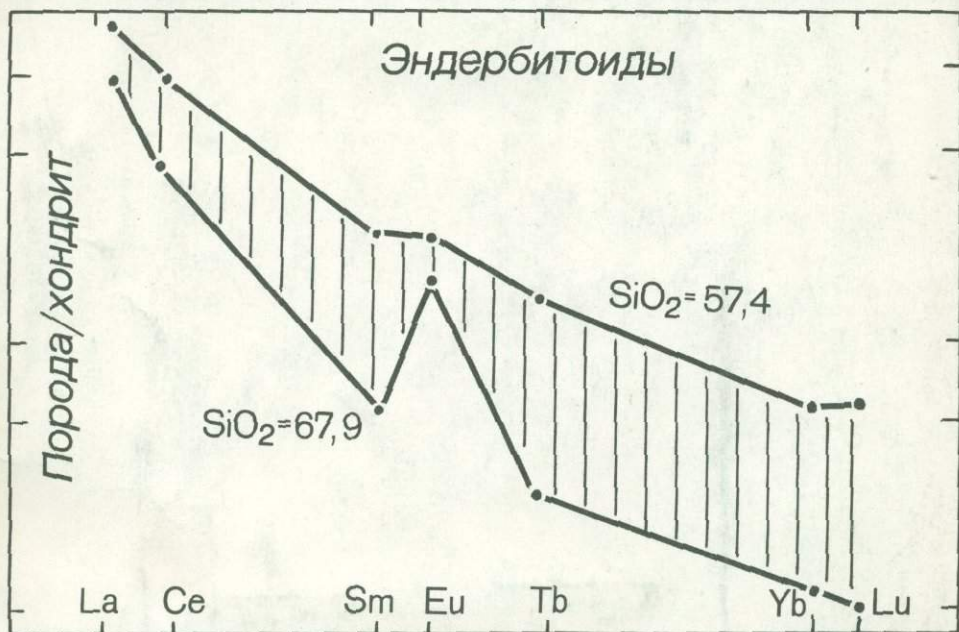




# Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ



# Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
М.С. МАРКОВ

5014



МОСКВА  
"НАУКА"  
1988



THE ARCHAEOAN OF THE ANABAR SHIELD  
AND THE PROBLEMS OF EARLY EVOLUTION OF THE EARTH  
Editor-in-Chief *M.S. Markov*

---

Авторы:

О.М. РОЗЕН, В.П. АНДРЕЕВ, А.Н. БЕЛОВ, Е.В. БИФИКОВА, В.Л. ЗЛОБИН,  
С.М. ЛЯПУНОВ, С.Ю. МИЛАНОВСКИЙ, А.Д. НОЖКИН, В.С. РАЧКОВ, В.Е. СО-  
НЮШКИН, М.К. СУХАНОВ, Л.И. ШАХОТЬКО

УДК 552.3,4 : 550.3 : 551.71

Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / О.М. Розен,  
В.П. Андреев, А.Н. Белов и др. — М.: Наука, 1988. — 253 с. —  
ISBN 5-02-002053-2

На основании изохронного датирования, исследования редкоземельных, радиоактивных и других 15 элементов-примесей (в 400 образцах), а также изотопов Sr, C, O разработана модель седиментогенно-вулканогенного образования примитивной сиалической коры 2,7 млрд лет назад с расчетной мощностью около 40 км при умеренно повышенном тепловом потоке. Позднее, 1,9 млрд лет назад, за счет приразломной гранитизации в пределах щита возникли участки коры нового геохимического типа, соответствующие современной континентальной коре. Известково-щелочной, преимущественно андезитовый вулканизм был, по-видимому, определяющим процессом образования первичной сиалической коры в ранней эволюции Земли.

Табл. 33, ил. 61, библиогр.: 304 назв.

Рецензенты: *Б.Г. Лутц, В.Н. Шилов*

The Archaean of the Anabar shield and the problems of early evolution of the Earth / O.M. Rosen, V.P. Andreev, A.N. Belov et al. — Moscow: Nauka, 1988. — 253 p. — ISBN 5-02-002053-2

Isochronic dating, distribution of REE, radioactive elements, 15 minor elements in 400 samples and Sr, C, O isotopes are used to establish the model of sedimento-volcanic formation of primitive sialic crust at 2,7 b.y. ago. Heat flow was calculated to be slightly high and the thickness of this crust was estimated to be of about 40 km. At 1.9 b.y. ago a new earth crust of the Phanerozoic type was generated along faultbelts.

Tabl. 33, il. 61, ref.: 304

Reviewers: *B.G. Lutz, V.N. Shilov*

1904000000-263  
A                      175-88—III  
042 (02)-88

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002053-2

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследование процессов формирования континентальной литосферы является наиболее актуальной проблемой современной теоретической геологии, имеющей несомненное практическое значение для понимания пространственных закономерностей распределения рудоносных формаций. Для разработки этой проблемы исключительно важен анализ начальных стадий формирования земной коры, относящихся к раннему докембрию, когда образовались такие характерные для континентальной литосферы комплексы, как гранито-гнейсовые (в том числе плагиогнейсовые и тоналитовые, объединяемые в последнее время термином "серые гнейсы"), гранулитовые, эндербитовые, анортозитовые. Именно этим объясняется повышенный интерес к истории формирования и развития древнейших геологических образований, обнаженных в пределах щитов, который наблюдается в настоящее время.

Анабарский щит сложен метаморфическими комплексами преимущественно гранулитовой фации, однако в его пределах широко распространены анортозиты, эндербиты, различные плагиогнейсы, а также слоистые толщи, включающие кварциты и карбонатные породы. Это позволяет авторам рассматривать большой круг вопросов, связанных с ранними этапами формирования литосферы.

## ВВЕДЕНИЕ

Анабарский щит представляет собой северный выступ архейского фундамента Сибирской платформы, изучение закономерностей его развития необходимо для познания особенностей раннедокембрийского развития Сибири и других регионов мира, сложенных архейскими комплексами. В монографии изложены результаты исследований, проведенных в последние годы Институтом литосферы АН СССР. Полученные данные позволяют последовательно рассмотреть признаки раннего возникновения земной коры и литосферы, а также оценить некоторые параметры атмосферы и гидросферы, характеризующие ранние этапы геологической эволюции Земли.

Наблюдаемая в гранулитовых комплексах раннего докембрия различных регионов ассоциация эндербитоидов с анортозитами, карбонатными и другими породами достаточно широко распространена в пределах древних щитов. Можно предполагать, что появление этой ассоциации, широко представленной на Анабарском щите и рассматриваемой в данной монографии, обусловлено особыми генетическими причинами и отражает определенный тип формирования земной коры на ранних этапах эволюции Земли. Приводимый в работе анализ эволюции земной коры щита в целом, включая протерозойские преобразования, позволяет отделить те особенности, которые присущи ранним этапам, от более поздних изменений, наложенных в протерозое.

Строение земной коры щита, морфология складчатых и разрывных дислокаций, а также методические особенности геологических исследований в этом регионе рассмотрены в коллективной монографии [170], где приведены подробные общегеологические сведения, данные по космо- и аэрофотодешифрированию характерных типов структур щита в совокупности с результатами интерпретации магнитного поля, поля силы тяжести и данными глубинного сейсмического зондирования, а также дан подробный обзор предшествующих геологических и петрологических исследований региона.

В монографии изложены результаты систематического исследования геологии, геохимии, минералогии и геохронологии главных геологических подразделений, традиционно выделяемых в пределах Анабарского щита и изученных авторами на всей площади щита, но особенно детально — в пределах отдельных участков, показанных на схеме (рис. 1).

Полученные геохимические результаты базируются на изучении примерно 1000 штучных проб, большая часть которых была подвергнута минералогическим исследованиям при содействии Лаборатории минералогических исследований ИЛСАН СССР, где работы выполнялись под руководством В.В. Ляховича. Определения содержаний петрогенных элементов проводились рентгеноспектральным методом под руководством В.А. Сима-

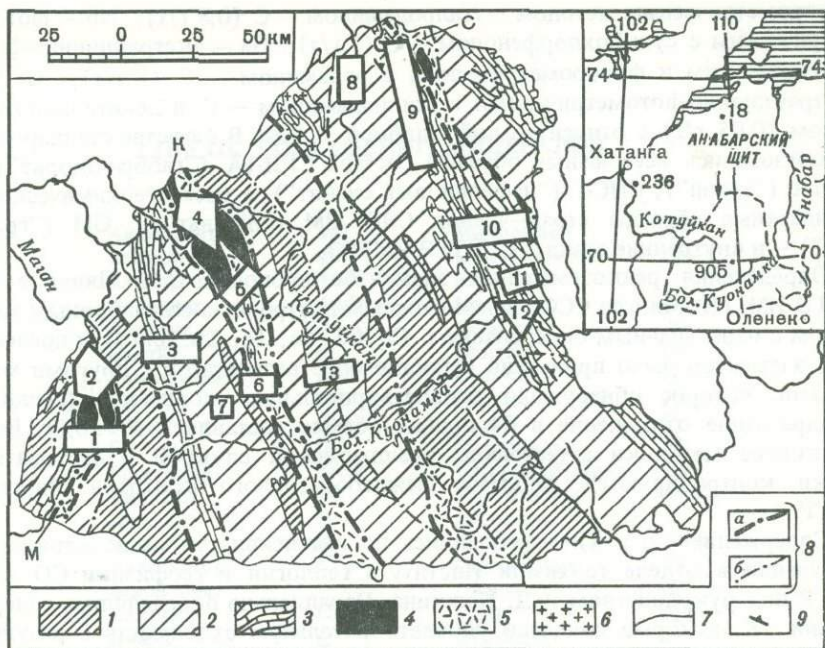


Рис. 1. Схема геологического строения Анабарского щита и расположение исследованных участков

1-3 - серии Анабарского комплекса: 1 - далдынская (плаггиогнейсы, метабазиты, прослой метавольфрамитов, кварцитов), 2 - верхнеанабарская (плаггиогнейсы, метабазиты), 3 - хапчанская (гранатовые гнейсы, метакarbonатные породы, прослой плаггиогнейсов); 4-6 - породы зон глубинных разломов: 4 - анортозиты, 5 - тектониты и мигматиты, 6 - гранитоиды; 7 - геологические границы; 8 - разрывные нарушения (а - главные, б - второстепенные); 9 - преобладающие направления падения пород.

Зоны глубинных разломов (буквы на схеме): М - Маганская, К - Котуйкан-Монхилинская, С - Салтахская.

Исследованные участки (цифры на схеме): 1 - реки Джогджо, Ухун, Чопко; 2 - верховья р. Маган, реки Чоустах и Амбардах-Маган, Козлах; 3 - верхнее течение р. Ильи, р. Эйми; 4 - среднее течение р. Котуйкан, реки Арбын, Арбыкан, Хойлах, Киризстей; 5 - реки Амбардах-Болдоно, Киси-Унгоухтах; 6 - р. Улахан-Джанак; 7 - р. Митя-Юреге; 8 - среднее течение р. Кюнгкюй-Рассоха; 9 - среднее течение р. Налим-Рассоха, реки Сюренче, Киенг, ручей Пологий; 10 - верхнее и среднее течение р. Хапгасыннах; 11 - р. Ары-Мастах; 12 - среднее течение р. Большая Куонамка; 13 - реки Далдын, Хатырык

кова в Комплексной экспедиции ВИМС Мингео СССР, частично - химическим методом в ТОЭИ ЦНИГРИ Мингео СССР.

Элементы-примеси определялись количественными спектральными методами под руководством В.А. Гусельникова и химическими методами под руководством Н.Н. Павловой в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ Мингео СССР. Определения Ni, Co, Cr, V, Sc, Zn, Pb, Cu, В осуществлялись количественно-спектральным (спектрографическим) методом (с просыпкой) с чувствительностью варьирующей для различных элементов от 1 до 5 г/т (F - 50 г/т) при относительной квадратичной ошибке воспроизводимости  $\pm 30-50\%$ . Методом фотометрии пламени определялись Li (0,5 г/т) и Rb (5 г/т). Определение Ta проводилось экстракционно-

флуорометрическим методом с этилродамином — С (0,8 г/т), Nb — фотометрическим с сульфохлорфеноном — С (1 г/т), Ga — экстракционно-фотометрическим и флуорометрическим с родамином — С (1 г/т), Ge — экстракционно-фотометрическим с этилродамином — С и денитропиротенином (0,05 г/т) с относительной ошибкой  $\pm 30\%$ . В качестве стандартов использовались всесоюзные образцы состава СГД-1А ("габбро-диорит"), СТ-1А ("трапп"), СНС-1 ("нефелиновый сиенит"), а также геохимические стандартные образцы стран-членов СЭВ: ВМ ("базальт"), ГМ ("гранит") — и внутренние стандарты БТГЭ ИМГРЭ.

Определения редкоземельных элементов проводил С.М. Ляпунов в БТГЭ ИМГРЭ Мингео СССР высокоточным нейтронно-активационным методом с параллельным определением Sr, Co, Sc, Ta, Th. Для этих последних элементов было проведено сопоставление результатов с другими методами, которое обнаружило удовлетворительную сходимость (среднеквадратичное отклонение в 24 пробах обычно составляет 10–30%). Все указанные методики аттестованы аналитической службой и систематически контролируются данными межлабораторного контроля Мингео СССР.

Содержания U и Th определялись по интенсивности радиоактивного излучения в отделе геохимии Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством А.Д. Ножкина. Параллельно определялись содержания K, которые показали удовлетворительную сходимость с результатами рентгеноспектрального анализа (среднеквадратичное отклонение для 200 проб не превышает 15%). Все пробы проанализированы гамма-спектрометрическим методом с порогом чувствительности для U (по Ra) 0,2 г/т, для Th 0,3 г/т, для K 0,1% [24]. Относительная квадратичная ошибка воспроизводимости составляет для U (по Ra) 5–15%, при содержании менее 1 г/т она повышается до 15–20%; для Th и K — обычно менее 10%. Около 30% проб, в том числе все с содержанием U и Th менее 0,5 г/т, повторно проанализированы на U люминесцентным методом по усовершенствованной методике [111], а на Th — химическим (с коллометрическим окончанием). Содержания K контролировались методом фотометрии пламени. Точность и воспроизводимость определений радиоактивных элементов контролировали также путем гамма-спектрометрического анализа международных, общесоюзных и внутренних стандартов [43], которые аттестованы прямыми методами определения: U — методом запаздывающих нейтронов [33], а Th — нейтронно-активационным [131].

При подготовке монографии большую пользу принесли совместные исследования и обсуждение различных аспектов геологии докембрия с А.А. Маракушевым и М.С. Марковым, а также с Ю.А. Балашовым, В.И. Виноградовым и Л.Ф. Добржинской. Работа по подготовке рукописи к печати выполнена Л.М. Матюшиной. Авторы пользуются случаем выразить этим лицам свою глубокую признательность.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Актинолит	<i>Akt</i>	Микроклин	<i>Mc</i>
Амфибол	<i>Am</i>	Моноклинный	<i>Crx</i>
Андалузит	<i>Andl</i>	пироксен	
Андрадит	<i>Andr</i>	Мусковит	<i>Mus</i>
Анортит	<i>An</i>	Нефелин	<i>Ne</i>
Биотит	<i>Bi</i>	Оливин	<i>Ol</i>
Воластонит	<i>Wol</i>	Ортоклаз	<i>Or</i>
Гематит	<i>Hm</i>	Паргасит	<i>Parg</i>
Гиперстен	<i>Hyp</i>	Пироп	<i>Pu</i>
Гранат	<i>Gr</i>	Плаггиоклаз	<i>Pl</i>
Гроссуляр	<i>Gros</i>	Роговая обманка	<i>Hb</i>
Диопсид	<i>Di</i>	Ромбический	<i>Orx</i>
Доломит	<i>Dol</i>	пироксен	
Ильменит	<i>Il</i>	Сапфирин	<i>Saph</i>
Калиевый по-	<i>Kfsp</i>	Силлиманит	<i>Sil</i>
левой шпат		Скаполит	<i>Sc</i>
Кальцит	<i>Ca</i>	Сфен	<i>Sph</i>
Кварц	<i>Q</i>	Форстерит	<i>Fo</i>
Кордиерит	<i>Cord</i>	Флогопит	<i>Phl</i>
Лейцит	<i>Ls</i>	Цельзиан	<i>Cs</i>
Магнетит	<i>Mt</i>	Шпинель	<i>Sp</i>
Мейонит	<i>Me</i>	Энстатит	<i>En</i>

Примечания: 1. Если за индексом следует цифра, то она обозначает железистость для феррических минералов или содержание анортитового компонента для плаггиоклаза и скаполита.

2. Железистость пород вычислена по формуле  $f = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \cdot 100\%$ .

## ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ АНАБАРСКОГО КОМПЛЕКСА

В пределах Анабарского щита на площади 50 тыс. км<sup>2</sup> распространены преимущественно гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды) и метабазиты, занимающие более 2/3 обнаженной поверхности, а также гранатовые гнейсы и карбонатные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. В сходных условиях глубинности возникли анортозиты, образующие крупные изолированные массивы и отдельные пластообразные залежи внутри гранулитов и, по предварительным геохронологическим данным, синхронные главному этапу метаморфизма. Все эти породы объединены в Анабарский комплекс, возраст которого определяется как архейский.

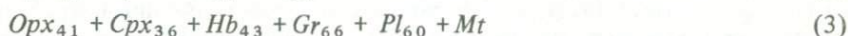
### ПЛАГИОГНЕЙСЫ И МЕТАБАЗИТЫ

Наиболее распространены гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды), которые вместе с метабазитами и прослоями кварцитов слагают нижнюю, далдынскую, серию и существенно преобладают в средней, верхнеанабарской, серии<sup>1</sup>. Верхняя, хапчанская, серия сложена гранатовыми гнейсами (метаграувакками) с прослоями метаморфизованных карбонатных пород, а также гиперстеновых плагиогнейсов [170]. Стратиграфические взаимоотношения между сериями устанавливаются на отдельных достоверно закартированных складках. Граница далдынской и верхнеанабарской серий устанавливается на местности по исчезновению значительного количества метабазитов, а также кварцитов и по появлению отдельных прослоев карбонатных пород. Однако седиментогенные породы встречаются в разрезах спорадически, а метабазиты присутствуют в обеих сериях. Поэтому эти серии обычно разделяются достаточно определенно лишь в пределах крупных участков и на опорных разрезах, тогда как в каждом конкретном разрезе граница между этими сериями устанавливается не всегда отчетливо. Заметных петрографических различий также не наблюдается, например для южной части щита было предложено не разделять эти серии и включать их в единую сербьянскую серию [98]. Поэтому в данном разделе рассматриваемые породы описаны без разделения на серии, хотя для приводимых химических анализов указывается отнесение к конкретной серии, из которой взят образец. На разрезах эти толщи выглядят достаточно тонкослоистыми. Мощность указанных седиментогенных пород обычно составляет первые метры, редко больше 30 м, а метабазиты образуют пачки мощностью до 50 м. Плагиогнейсы благодаря вариациям в составе нередко представляются слоистыми. В этих случаях мощность прослоев составляет метры и десятки метров. Однако встречаются

<sup>1</sup> В подготовке данного раздела принимала участие О.Ф. Сычкина, выполнившая петрографическое описание шлифов и систематизацию химических анализов.

однообразные пачки плагиогнейсов, лишенных прослоев другого состава, мощность которых превышает 2 км. По простирацию они постепенно переходят в слоистые толщи.

Парагенетические ассоциации минералов в Анабарском комплексе характеризуют высокотемпературный, несколько неоднородный в пространстве метаморфизм, протекающий при умеренных, частично повышенных давлениях [100, 38]. В наиболее распространенных породах — глиноземистых (1), кальцийсодержащих плагиогнейсах (2), метабазах (3), метаультрабазах (4), высокоглиноземистых (сравнительно редких) (5), в кальцифирах (6) и в известково-силикатных породах (7) характерные парагенезисы представлены соответственно:



Максимальные параметры метаморфизма определяются как  $P = 10$  кбар,  $T = 850^\circ C$  [100], однако условия метаморфизма, вероятно, не были одинаковы на всей площади щита и варьировали до  $P = 7-8,5$  кбар,  $T = 780-850^\circ C$  [39].

Минеральный и химический состав этих пород был рассмотрен А.Н. Беловым, В.Л. Злобиным и автором этого раздела в целях разработки классификации и излагается по этим материалам. Гиперстенные плагиогнейсы представляют собой лейкократовые и мезократовые средне-мелкозернистые породы полосчатого строения. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых полос шириной от 1 мм до нескольких сантиметров, иногда дециметров, имеющих нерезкие границы между собой и сложенных одной и той же ассоциацией минералов, но с различными количественными соотношениями между ними. Минералы образуют гранобластовый агрегат зерен (размером 0,2–4 мм, в среднем около 1 мм), расположенных в той или иной степени параллельно друг другу. Кварц (от 5–10 до 22%, в среднем 13%) присутствует в виде удлиненных неправильных зерен, линзочек, иногда растянутых в прерывистые полоски. Плагиоклаз-андезин (65–73%, в среднем 70%) образует зерна с неправильными очертаниями антипертитового строения с редким полисинтетическим двойникованием. Калиевый полевой шпат (1–5%) образует антипертитовые вроски, а также мелкие зерна (0,1–0,3 мм), расположенные по границам других породообразующих минералов. Пироксены находятся в виде зерен с неправильными очертаниями. Среди них обычно преобладает ортопироксен (2–10%, в среднем 7%), который чаще имеет удлиненную форму. Моноклинный пироксен содержится в количестве до 7%, в среднем 3%,

нередко отсутствует совсем. Биотит вместе с магнетитом приурочен к зернам ортопироксена. По определениям Б.А. Гринберг, в гиперстеновом плагиогнейсе из верхнеанабарской серии на востоке щита (верховье р. Хаптасыннах) среди акцессорных минералов большую часть составляют магнетит, ильменит, циркон, апатит, значительно реже встречаются пирит и рутил.

По соотношению плагиоклаза в сумме полевых шпатов [193] эти породы относятся к эндербитам, черноэндербитам и редко к чарнокитам. Рассматриваемые плагиогнейсы по химизму разделяются на дацитовые (тоналитовые), содержание кварца в которых 15–22%, и андезитовые (0–10% кварца), в них всегда  $MgO < CaO$  при крайне низком содержании К. При отсутствии кварца гнейсы переходят в своеобразные пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. Пироксеновые плагиогнейсы относятся к высокотемпературной части подгруппы кальцийсодержащих сланцев и гнейсов биотит-роговообманково-двупироксеновых эндербитов (по классификации, предложенной С.П. Кориковским [57]). Роговая обманка в этих породах отсутствует, присутствие биотита имеет случайный характер, поэтому название наиболее распространенного вида может быть сформулировано как двупироксеновый эндербит (плагиогнейс). Полное название — магнетит-биотитсодержащий двупироксеновый эндербит (плагиогнейс). Этот термин в работе используется наряду с традиционным термином свободного пользования "гиперстеновый плагиогнейс", или просто "плагиогнейс", отражающим главные особенности петрографического состава, а термин "эндербит", имеющий генетический смысл, заменен термином свободного пользования "эндербитоид".

Метабазиты, как и метаультрабазиты, находятся среди плагиогнейсов в виде будин, линз, прослоев; местами фиксируются кососекающие соотношения с вмещающими плагиогнейсами. Мощность их чаще всего в пределах первых метров, реже встречаются более мощные тела. Метабазиты представляют собой мелкозернистые (размер зерен 0,3–1,5, чаще 0,5–1,0 мм, в среднем 0,8 мм) породы линейно-параллельной текстуры. Структура гранобластовая, иногда разномасштабная, в некоторых случаях предполагается реликтовая порфиристая. Породы характеризуются стабильным содержанием плагиоклаза (41–52%, в среднем 45%) и суммы мафических минералов. Плагиоклаз находится в виде субизометричных или слабо удлинённых зерен с неправильными границами, представлен андезином, реже лабрадором, обычно сдвойникован, изредка обнаруживает нечеткую зональность. Пироксен большей частью моноклинный, составляет 17–35%, в среднем 27% (при 1–6% ромбического пироксена), образует крупные изометричные зерна. Амфибол (роговая обманка) образует удлинённые, параллельно ориентированные зерна (10–35%, в среднем 21%) и формировался одновременно с пироксенами. Содержание фемических минералов в метаморфическом парагенезисе составляет около 60%.

Меланократовые метабазиты, промежуточные по составу между ультрабазитами и базитами, обычно тесно связаны с метаультрабазитами. В пределах одного тела метаультрабазитов нередко видны переходы между разновидностями, сложенными только одними мафическими минералами, с одной стороны, и меланократовыми метабазитами, в составе которых появляется плагиоклаз, — с другой. Бесплагиоклазовые ультрабазиты описаны ниже. В меланократовых метабазитах, помимо амфибола (20–

62%, в среднем 50%), ортопироксена (17–49%, в среднем 17%) и клинопироксена (7–14%, в среднем 10%), присутствует плагиоклаз высокой основности (лабрадор-битовнит) в виде сдвойникованных кароткостолбчатых зерен с неправильными границами. По химическому составу эти породы занимают промежуточное положение между базитами и ультрабазитами, содержание мафических минералов составляет около 80%.

Наиболее распространенные метабазиты в соответствии с систематикой, предложенной Н.Л. Добрецовым, классифицируются как амфибол-двупироксеновый кристаллосланец, разновидность гранат-биотитсодержащий, входящий в семейство высокотемпературных кристаллосланцев подгруппы нормальных метабазитов. Меланократовые метабазиты тяготеют к другой подгруппе — метабазитов повышенной магнезиальности, где они могли бы быть классифицированы как амфибол-плагиоклазовые пироксенолиты. Однако в соответствии с наблюдаемым минеральным и химическим составом эти породы попадают в поля метабазитов.

Метаультрабазиты присутствуют среди плагиогнейсов в виде будин, линз и согласных прослоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до метров. Представляют собой средне- и крупнозернистые породы (размер зерен от 2–5 до 10–15 мм) с массивной, слабо или умеренно выраженной линейно-параллельной текстурой, иногда отмечается сильное рассланцевание. Структура гранобластовая, нематобластовая до гипидиобластовой. Эти голомеланократовые породы сложены короткостолбчатыми зернами слабо плеохроирующего ортопироксена (9–69%) и неправильными — почти бесцветного клинопироксена (10–30%). Оливин (0–6%) наблюдается в виде отдельных бесцветных зерен без вторичных продуктов изменения. Амфибол (0–56%) образует толстотаблитчатые кристаллы, в шпинельсодержащих разновидностях по оптическим свойствам он близок к эдениту. Биотит находится в удлиненных пластинках, густо окрашен в коричневый цвет. Шпинель (2–5%) встречается в виде мелких зерен густо-зеленого цвета (герцинит), расположенных в стыке других минералов. Амфибол и биотит не обнаруживают реакционных взаимоотношений. Петрохимически эти породы достаточно широко варьируют, и, учитывая их непосредственные переходы в меланократовые метабазиты, можно предполагать, что эта совокупность пород первоначально слагала дифференцированные магматические тела.

Метаультрабазиты по систематике, предложенной Н.Л. Добрецовым, относятся к виду оливин-амфибол-двупироксеновый пироксенолит; разновидность — биотит-шпинельсодержащий, семейство оливиновых пироксенолитов, образовавшихся в условиях умеренных давлений и высоких температур.

Слоистый облик толщи эндрбитоидов, присутствие прослоев седиментогенных пород, мелких реликтовых призматических зерен акцессорного циркона позволяют предполагать, что исходными породами были вулканы. Геохимические сопоставления указывают на сходство метабазит-эндрбитоидной ассоциации с вулканидами, в целом они близки по геохимии к формации тоналитовых гранито-гнейсов [101] или частично серых гнейсов [102] и образуют сложный вулканогенный комплекс [103]. По ограниченному петрохимическим данным устанавливалось сходство с бимодальной первично-вулканической серией и породной ассоциацией серых

гнейсов [151]. Широкое и представительное опробование в различных частях Анабарского щита позволяет рассмотреть этот вопрос более детально.

Это опробование показало, что выделение традиционных петрографических групп недостаточно детально отражает наблюдаемое разнообразие рассматриваемых пород. Приведенное выше петрографическое разделение применялось в качестве наиболее крупных градаций систематики и использовалось при полевых описаниях. Однако для решения генетических вопросов и проведения сопоставлений нужна была детальная классификация. С этой целью были использованы данные химических анализов. Применение петрохимических параметров в качестве основы систематики позволило разработать детальную классификацию магматических, и в частности эффузивных, пород [27]. Поэтому особенности состава и происхождения метабазитов и плагиогнейсов Анабарского щита рассматриваются ниже на основе петрохимической (точнее, минералогическо-петрохимической) систематики.

Ассоциацию плагиогнейсов и метабазитов составляет разнообразный набор пород, которые могут быть подразделены на серии по содержанию К: низкокалиевую, известково-щелочную, высококалиевую. По степени калиевости,  $K = K_2O / (K_2O + Na_2O)$  (мас.%), в соответствии с теоретическим расчетом состава полевых шпатов на основании номенклатуры В.М. Шемякина и К.А. Шуркина [193, 195], в которой ряд эндербит-чарноэндербит-чарнокит подразделяется по содержанию плагиоклаза в сумме полевых шпатов соответственно 90, 65 и 35%, а граничными значениями калиевости являются  $K = 0,13, 0,44$  и  $0,73$ , рассматриваемая низкокалиевая серия в своей лейкократовой части более всего близка к собственно эндербитам, известково-щелочная и высококалиевая серии — к переходным (чарноэндербитоидам) и лишь наиболее кислые члены высококалиевой серии (2% анализов) оказываются петрохимически близки к чарнокитам. Однако фактически эндербитоидов в составе пород рассматриваемой ассоциации значительно больше, поскольку индивидуального калиевого полевого шпата в породах значительно меньше теоретического, так как он образует антипертитовые вростки в плагиоклазе, который оказывается в большинстве случаев единственным полевым шпатом в этих породах.

Изучение метабазит-эндербитоидной ассоциации Анабарского щита показало чрезвычайное разнообразие химических составов, пород, предположительно близких к исходным. В пределах комплекса достаточно широко распространены породы с устойчивым химическим и минеральным составом и отчетливой полосчатостью, не затронутые признаками аллохимических изменений. Эти породы включены в приводимый ниже анализ. Вместе с тем в определенных участках развиваются мигматитовые текстуры, признаки локального анатексиса, реакционные взаимоотношения между отдельными типами пород. Такие породы, несущие петрографические и геологические признаки аллохимического метаморфизма, здесь не рассматриваются. Для целей генетической расшифровки пород метабазит-эндербитоидной ассоциации гранулитовой фации метаморфизма использованы: метод выделения естественных серий пород в параметрах "содержание кремнекислоты — содержание калия" и сопоставления полу-

ченных совокупностей с вулканическими породами, для которых подобная систематика наиболее разработана.

Выделенные таким образом петрохимические серии (низкокалиевая серия — НКС, известково-щелочная — ИЩС, высококалиевая — ВКС) обнаруживают закономерные тренды содержаний элементов, которые во многом соответствуют закономерностям, устанавливаемым для серий вулканических пород.

В первом приближении выделенные серии соответствуют толеитовой, известково-щелочной и известково-щелочной повышенной щелочности сериям. Метаультрабазиты (оливиновые и роговообманковые, обычно дупироксеновые, породы) оказываются закономерным членом этих серий. Можно не сомневаться в том, что при метаморфизме состав пород изменялся, однако выявление трендов в пределах целых петрохимических серий показывает, что предполагаемая петрохимическая реконструкция является приемлемой.

При подразделении пород по кремнекислотности в основном приняты градации О.А. Богатикова с соавторами [27] с некоторыми изменениями. Граница  $\text{SiO}_2$ -63 мас.% принята по А.А. Маракушеву с соавторами [114], 69 и 73% — в соответствии со схемой А.Эварта [199], так же как и внутреннее подразделение 60 и 66%, а граница 49% предложена автором данного раздела. Подразделение по щелочности соответствует принятому А. Эвартом [199, 270] для сводки мировых данных по кислым вулканикам, а также по четвертичным вулканикам Камчатки и Курил [1, 138]. Такая дробная градация позволяет, с одной стороны, равномерно распределять и усреднять составы, а с другой — избежать общей неопределенности крупных номенклатурных подразделений, нередко существенно различных у разных авторов (табл. 1). С учетом указанных выше ограничений можно рассматривать изученные метаморфические породы в номенклатуре предполагаемых исходных вулкаников.

Имеющиеся в нашем распоряжении анализы были сгруппированы в три серии, а составы усреднены соответственно предложенным подразделениям. Таким образом, были получены представительные выборки низкокалиевой, известково-щелочной и высококалиевой серий. Все три серии, выделяемые по калиевости, представлены почти непрерывно породами от базальта до риодацита, собственно риолиты ( $\text{SiO}_2 > 74$  мас.%) отсутствуют, а к низкокалиевой и известково-щелочной сериям присоединяются базальтовые породы повышенной магнезиальности, как это видно из сопоставлений представительных усредненных анализов. Распределение частот встречаемости (рис. 2) показывает, что наиболее распространены базальты, андезиты и дациты, причем минимум падает на андезито-базальт (53–57 мас.%  $\text{SiO}_2$ ). Судя по числу образцов, низкокалиевая серия в целом составляет около 40% всех пород ассоциации, известково-щелочная — 35%, высококалиевая — 25%.

В табл. 2 приведены отдельные представительные анализы и для каждой группы пород усредненные данные. От серии к серии возрастает не только содержание К, но и сумма щелочных металлов: максимальные суммы в самых кислых составах близки и равны 6,5–6,7 мас.%, а минимальные (в базитах) в НКС, ИЩС и ВКС равны соответственно 2,7; 3,8; 4,7 мас.%. Параллельно возрастает степень калиевости [ $K = \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ]

Таблица 1

Подразделение магматогенных метаморфических пород, принятое в данной работе

Петрохимическое подразделение	Граничное содержание $\text{SiO}_2$ , мас.%	Подразделение на серии по содержаниям $\text{K}_2\text{O}$ , мас.%		
		низкокальцевая	известково-щелочная	высококальцевая
Кома-Пикрититы Пикрититы Базальты	42	< 0,5	0,5–1,0	> 1,0
	46			
	49			
	53			
Андезито-базальты Андезиты	57	< 1,0	1,0–2,0	> 2,0
	60			
	63			
Дациты Риодациты	66	< 1,0	1,0–2,5	> 2,5
	69	< 1,5	1,0–2,5	> 2,5
Риолиты	73			
	> 73			

от основных пород к кислым и от серии к серии, составляя соответственно в НКС 0,12–0,23, в ИЩС 0,19–0,37, в ВКС 0,23–0,66. Приведем оценки для островодужных вулканитов, вычисленные на основании опубликованных данных [28, 241]: толеитовая серия – 0,05–0,32, известково-щелочная – 0,22–0,47, шошонитовая – 0,45–0,55.

Отношения  $\text{K/Rb}$  в метаморфических породах снижаются, составляя от серии к серии соответственно (первая цифра – основные, вторая – кислые породы, г/г) 1000–864, 1500–400, 1000–340, а в вулканических – 1600–480, 750–350, 300–200. Параллельно в метаморфических породах снижается содержание V: 403–35, 320–47, 170–16; содержания Ni, Co, Cr достигают максимальных значений в ИЩС. Содержания несовместимых элементов в метаморфических сериях закономерно возрастают с увеличением кремнекислотности и щелочности, составляя в НКС, ИЩС, ВКС соответственно: Ва 140–340, 180–320, 210–1470; Sr 50–445, 185–640, 195–1220; Zr 50–260, 10–220, 65–350; Nb 7–9, 9–15, 9–21; Ta 0,7–1,1; 0,7–1,6; 0,7–2,0; Rb 5–11, 4–68, 5–58. Также возрастает содержание F (200–790, 400–2000, 500–2400), что, вероятно, отражает обогащение Р, с которым F связан в апатите более щелочных пород. Сходные вариации устанавливаются и в сериях вулканитов, упомянутых выше. Таким образом, выделенные петрохимические серии метаморфических пород представляют собой закономерные ряды, отражающие вариации в составе исходных, дометаморфических пород, которые, вероятнее всего, были вулканитами островодужных ассоциаций. Ниже рассматриваются отдельные типы пород: метабазиты (43–53 мас.%  $\text{SiO}_2$ ), плагиогнейсы среднего состава (53–63 мас.%), плагиогнейсы и гнейсы кислого состава (63–74 мас.%).

Большая часть метабазитов соответствует по химическому составу

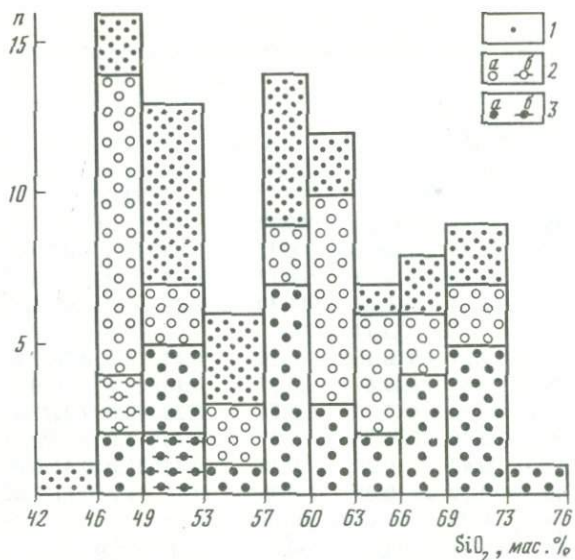


Рис. 2. Гистограмма частот встречаемости пород метабазит-плагиогнейсовой ассоциации Анабарского щита

1-3 серии: 1 - высококальциевая, 2 - известково-щелочная, 3 - низкокальциевая (а - породы нормальной, б - повышенной магнезиальности)

базальтам нормального ряда [52], и лишь в ВКС преобладают составы базальтов субщелочного ряда, в которых сумма окислов щелочных металлов превышает 4,7% (№ 46, 51, см. табл. 2). По величине отношения  $K_2O/Na_2O > 4$  эти породы в НКС относятся к натриевой серии, остальные - к калиево-натриевой и характеризуются значениями этого отношения в интервале 1-4. По отношению  $K_2O/TiO_2 < 0,8$  метабазиты НКС соответствуют базальтам толеитовой серии, как и некоторые другие (№ 28, 48, см. табл. 2), тогда как большая часть этих пород в ВКС и некоторые в ИЩС сопоставимы с базальтами известково-щелочной серий, судя по величинам этого отношения, превышающим 0,8 и составляющим 1,2-1,6. С ростом щелочности (при переходе от НКС к ВКС) в этих породах постепенно уменьшается содержание Со (36-53)-(34-40) г/т, особенно V (365-403)-(130-203), и увеличивается содержание Ва (130-135)-(210-520), Sr (120-160)-(250-800), Rb 5-(5-34), а также  $P_2O_5$  (0,11-0,19)-(0,28-0,51) мас. %.

Содержания элементов группы железа наиболее высоки в метабазитах известково-щелочной серии, что согласуется с их пониженной железистостью (0,61-0,65), тогда как в двух других сериях железистость метабазитов составляет 0,70-0,71. Рассматриваемые содержания сопоставимы с содержаниями в базальтах архея. Так, Ni в метабазитах содержится 32-190 г/т, а в средних типах толеитов зеленокаменных поясов [80] - 125-140, соответственно Со - 34-53 и 52-55 г/т, Cr - 48-400 и 250-490, V - 130-403 и 260-365 г/т, тогда как содержания некогерентных элементов заметно выше (соответственно, г/т): Ва - 130-250 и 80-90, Sr -

Таблица 2

Химический состав плагиогнейсов, метабазитов и сопровождающих их пород Анабарского комплекса

Компонент	46-49*		49-53				53-57
	1	2 (2)	3**	4(2)**	5	6(3)	7
SiO <sub>2</sub>	48,85	47,58	50,67	50,27	51,11	49,88/1,19	53,13
TiO <sub>2</sub>	1,07	1,74	0,26	0,45	1,73	1,49/0,28	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,70	13,70	3,99	8,17	14,07	14,33/0,57	15,31
tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	16,11	15,94	14,39	16,25	15,00/3,00	11,34
FeO	-	-	13,11	-	-	-	7,60
MnO	0,22	0,25	0,19	0,20	0,27	0,26/0,09	0,15
MgO	7,24	6,85	19,67	15,97	5,10	6,08/0,92	5,83
CaO	11,04	10,38	7,75	8,36	8,20	9,22/1,81	8,58
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,28	0,78	1,37	1,70	2,30/0,83	3,67
K <sub>2</sub> O	0,43	0,42	0,20	0,28	0,44	0,41/0,04	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,19	0,05	0,06	0,13	0,11/0,02	0,09
П.п.п.	0,06	0,03	He обн.	He обн.	0,50	0,41/0,39	0,18
Сумма	99,50	99,53	99,50	99,52	99,50	99,49 -	99,50
Ni	64	53	180	195	55	32/27	76
Co	62	53	59	52	39	36/6	33
Cr	62	48	1000	900	45	48/48	160
V	410	365	170	170	600	403/230	260
Sc	-	-	-	-	55	43/15	-
Ba	120	135	70	115	180	130/60	200
Sr	90	120	60	85	220	160/70	190
Pb	6	8	9	9	20	14/7	10
Zn	150	105	90	75	70	57/18	120
Cu	140	101	9	12	40	63/30	59
Zr	-	-	50	45	100	70/40	50
Ga	30	33	8	9	36	28/11	19
Ge	1,8	-	1,8	1,7	-	-	1,5
Nb	21	-	< 7	9	-	-	< 7
Ta	< 0,7	-	0,6	0,5	-	-	1,1
Li	31,0	19,9	8,5	11,8	10,0	6,4/5,4	6,4
Rb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5/-	< 5
B	-	-	-	-	20	16/4	-
F	520	-	1300	790	-	-	300

\* В первой и последующих колонках даны интервалы содержаний SiO<sub>2</sub>, мас.%

\*\* Породы повышенной магнезиальности.

120-800 и 100-190, Zr - 70-280 и 50-135, что в целом достаточно хорошо согласуется с величинами, характерными для базальтов островных дуг фанерозы [26, 24], но существенно отличается от базальтов офиолитовых ассоциаций [71].

Особую группу составляют метабазиты повышенной магнезиальности (12-20 мас. % MgO), которые можно сопоставлять с пикрито-базальтами, базальтовыми коматитами и породами марианит-бонинитовой ассоциации. По высокой кальциевости эти породы похожи на пикриты, где отношение

57-60		57-60	60-63			63-66
8	9	10(7)	11	12	13(3)	14
58,63	58,82	58,89/0,30	60,21	61,33	60,96/0,67	63,92
0,65	0,73	0,68/0,10	0,52	0,81	0,60/0,17	0,91
17,35	12,41	15,27/2,03	15,48	18,04	16,53/1,51	51,66
8,26	12,30	8,41/2,01	4,08	5,30	5,24/1,58	6,00
5,93	-	5,73/-	3,05	4,04	3,54/-	3,79
0,10	0,16	0,11/0,03	0,09	0,10	0,09/0,01	0,06
3,90	6,57	4,23/1,30	4,00	2,97	3,21/0,79	2,30
5,62	1,77	6,31/2,41	9,44	5,60	7,00/2,27	4,65
4,10	5,75	4,53/0,86	4,32	4,56	4,23/0,45	4,22
0,65	0,67	0,59/0,13	0,83	0,61	0,72/0,13	0,99
0,24	0,30	0,21/0,09	0,03	0,21	0,14/0,11	0,17
He обн.	0,02	0,25/0,19	0,50	-	0,82/0,58	0,62
99,50	99,50	99,48 -	99,50	99,53	99,54 -	99,50
40	18	93/180	13	23	29/22	36
19	13	18/10	6	23	13/10	14
71	28	43/18	84	39	56/27	45
35	18	103/85	84	120	98/21	80
-	18	16/4	-	13	12/1	-
500	100	250/150	90	280	220/110	390
320	60	280/180	420	300	280/180	280
17	16	13/3	14	9	11/3	16
100	< 30	33/31	50	50	46/6	80
49	6	28/24	6	30	17/14	13
50	220	125/185	120	110	113/6	230
26	22	25/6	21	15	21/6	22
1,2	-	1,1/0,2	1,1	0,7	0,9/0,4	0,9
< 7	-	< 7 -	< 7	< 14	< 7/-	7
0,7	-	0,8/0,1	1,0	0,7	0,8/0,3	1,2
8,3	2,7	7,7/3,1	19,0	7,3	11,9/6,9	6,8
< 5	< 5	< 5/-	13	< 5	6/7	< 5
-	16	12/4	4	7	8/1	-
300	-	530/410	300	680	490/340	500

CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1, и CaO/TiO<sub>2</sub> = 20 [47] при соответствующих величинах указанных отношений в рассматриваемых метабазитах, равных 1,02-1,40 и 18,6-18,7. Для пород марианит-бонинитовой ассоциации характерны пониженные содержания TiO<sub>2</sub> [60] и отношение TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,02 [78], тогда как в изученных породах содержания TiO<sub>2</sub> заметно выше, а указанное отношение составляет 0,05-0,07. Изученные породы по сравнению с базальтовыми коматитами [47, 80] содержат сходные содержания (соответственно, г/т) Ti - 195-500 и 185-700, Co - 46-52 и 50-80, существен-

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	63-66	66-69			69-73	
	15 (2)	16	17 (4)	18	19	20 (5)
SiO <sub>2</sub>	64,04	67,70	67,72/0,69	70,38	71,11	70,92/0,91
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,36	0,52/0,14	0,41	0,30	0,31/0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,55	16,26	15,16/1,53	16,26	14,00	15,15/0,97
tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,96	4,18	4,32/1,12	2,67	2,74	2,86/0,54
FeO	4,23	2,93	3,38/-	2,17	2,07	2,09/
MnO	0,07	0,03	0,06/0,04	0,06	0,03	0,03/0,02
MgO	2,85	1,22	1,67/0,60	0,80	1,51	0,95/0,39
CaO	4,6	4,52	5,26/1,11	3,31	4,68	3,68/0,77
Na <sub>2</sub> O	4,25	4,05	3,48/1,32	4,00	3,00	3,95/0,69
K <sub>2</sub> O	0,86	0,79	0,62/0,21	1,21	1,28	1,15/0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,08	0,12/0,06	0,15	0,11	0,08/0,06
П.п.п.	0,49	0,31	0,50/0,58	-	0,74	0,50/0,28
Сумма	99,51	99,5	99,43-	99,74	99,50	99,58-
Ni	49	13	15,5/8	5	19	13/9
Co	15,5	8	11,5/3	5	6	5/2
Cr	93	55	55/34	15	90	56/32
V	67	38	48/29	33	30	35/19
Sc	-	-	5/5	4	-	4/-
Ba	215	550	340/250	820	200	490/270
Sr	161	470	445/190	620	300	370/170
Pb	15,5	23	19/5	13	15	16/4
Zn	85	50	60/29	40	<30	23/11
Cu	28	14	25/21	52	10	21/18
Zr	180	110	260/140	80	120	160/120
Ga	20	23	24/7	39	20	24/9
Ge	1,0	0,7	0,9/0,2	0,6	1,7	0,9/0,5
Nb	5	7	9/8	<14	10	6/3
Ta	0,8	1,6	1,3/0,5	<0,7	0,7	1,1/0,8
Li	7,3	7,8	9,0/7,5	7,8	32,0	12,2/11,6
Rb	<5	5	5/-	20	16	11/8
B	-	-	-/-	7	-	10/5
F	400	200	280/165	300	200	200/97

но меньше Cr - 620-900 и 670-2400, V - 110 и 200-270, значительно больше Ba - 115-360 и 15-90, Sr - 85-180 и 45-90, Zr - 45-95 и 20-40. По-видимому, наиболее вероятными первичными породами были пикрито-базальты (в соответствии с принятой систематикой [52]).

Плаггиогнейсы среднего состава (SiO<sub>2</sub> = 57-63 мас.%) большей частью соответствуют по содержаниям щелочных металлов (согласно принятой номенклатуре [67]) андезитам нормального ряда (№ 10, 13, 34, 45 - средние составы, см. табл. 2), а породы ВКС, обогащенные щелочными металлами (№ 56, 58), близки к трахиандезитам (Na<sub>2</sub> + K<sub>2</sub>O = 6,12-6,72). Менее распространены плаггиогнейсы, переходные к бескварцевым гиперстен-плаггиоклазовым кристаллосланцам (SiO<sub>2</sub> = 53-57 мас. %), соответст-

	> 73	46-49						
	21	22**	23(2)**	24	25	26	27	28 (10)
	73,04	48,71	48,71	46,27	47,09	47,09	48,17	47,82/0,83
	0,40	0,42	0,56	3,05	1,32	1,00	0,52	1,37/0,80
	11,92	5,80	7,42	14,93	14,34	14,40	15,32	14,52/1,07
	3,56	15,04	13,38	16,67	14,08	11,68	9,61	12,98/1,89
	-	11,72	10,29	10,48	-	-	-	8,86/
	0,04	0,19	0,18	0,20	0,21	0,10	0,14	0,17/0,04
	0,99	18,49	15,67	4,34	6,63	8,00	8,86	6,96/1,42
	2,56	8,84	10,48	9,24	10,87	11,27	12,18	10,92/1,22
	5,75	0,76	1,38	3,47	3,70	3,77	2,18	3,1/0,50
	0,75	0,50	0,61	0,78	0,56	0,82	0,95	0,75/0,18
	He обн.	0,04	0,12	1,18	0,09	0,07	0,04	0,26/0,36
	0,49	0,71	1,01	-	0,61	0,60	0,90	0,64/0,34
	99,50	99,50	99,52	100,13	99,50	99,50	99,50	99,49 -
	7	840	500	20	60	70	300	88/98
	3	57	46	37	40	40	45	41/9
	11	240	620	14	50	330	1600	400/530
	56	18	110	190	280	190	330	320/190
	4	-	-	27	41	-	46	34/19
	140	420	360	600	140	210	110	190/170
	50	50	180	340	110	800	160	260/240
	16	25	23	12	9	7	19	12/4
	<30	170	95	240	50	50	30	106/70
	80	38	160	42	60	<5	92	65/46
	800	50	95	300	50	-	40	100/100
	36	14	15	37	30	31	19	27/6
	-	1,9	1,8	1,4	-	1,4	-	1,5/0,2
	-	7	5	35	-	<14	-	15/11
	-	1,9	1,5	0,4	-	<0,6	-	0,4/0,2
	5,5	14,0	15,5	-	15,0	12,0	26,0	18,2/8,2
	<5	19	11	<5	<5	<5	<5	4/4
	28	-	-	6	9	-	22	12/7
	-	100	2800	1900	-	2400	-	1150/950

вующие андезибазальтам (№ 7, 32), а в ВКС (№ 53) - трахиандезибазальтам (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 7,3). По соотношению окислов щелочных металлов эти породы большей частью сопоставляются с андезитами натриево-калиевой серии (в ИЩС и ВКС отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O составляет 2,7-3,3 и 1,1-1,6 соответственно), и лишь в НКС указанное соотношение возрастает до 5,9-7,7, что соответствует параметрам вулканитов калиево-натриевой серии [67]. Как с увеличением щелочности, так и с повышением кремнекислотности в рассматриваемых породах возрастают содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, крайние значения которых составляют от 0,1 до 0,28 мас.%. Изменение содержания петрогенных элементов сопровождается вариациями содержания элементов-примесей. Эти вариации обнаруживают согласованный и направ-

Таблица 2 (продолжение)

Компо- нент	49-53		53-57		57-60		60-63	
	29	30 (2)	31	32 (2)	33	34 (2)	35	36
SiO <sub>2</sub>	52,23	52,56	54,28	54,64	57,96	57,98	60,55	61,73
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,59	0,65	0,72	0,92	0,76	0,76	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	16,36	15,31	16,88	16,03	16,88	15,78	16,82
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,36	9,06	9,83	8,48	8,80	7,94	7,92	5,87
FeO	—	—	7,55	6,19	—	—	—	5,34
MnO	0,71	0,14	0,16	0,14	0,11	0,09	0,09	0,09
MgO	7,49	5,86	6,17	5,97	3,47	3,58	4,30	3,43
CaO	9,09	9,68	8,69	7,42	6,62	6,41	4,37	4,90
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,58	3,00	3,66	4,25	3,68	3,75	3,98
K <sub>2</sub> O	1,00	0,90	1,14	1,12	1,06	1,35	1,81	1,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,18	0,10	0,18	0,20	0,18	0,61	0,20
П.п.п.	0,73	0,61	0,17	0,17	0,08	0,66	0,44	—
Сумма	99,50	99,52	99,50	99,38	99,50	99,51	99,50	99,27
Ni	330	190	42	34	32	21	32	30
Co	39	34	14	22	22	18	18	19
Cr	580	300	130	110	28	19	54	80
V	180	160	80	135	220	160	200	100
Sc	22	25	—	—	—	—	—	17
Ba	170	180	130	200	400	320	680	450
Sr	220	310	280	315	250	320	190	680
Pb	21	17	12	46	14	39	13	14
Zn	40	65	40	85	70	75	60	60
Cu	22	49	5	18	130	66	48	6
Zr	30	105	100	100	—	—	—	290
Ga	24	24	22	27	26	25	10	—
Ge	—	—	1,4	1,2	1,1	1,1	1,2	1,0
Nb	—	—	14	9	<14	10	14	<14
Ta	—	—	2,8	1,6	<0,6	<0,6	<0,6	0,7
Li	13,0	15,0	20,0	20	15,0	28,0	32,0	6,4
Rb	<5	5	33	33	73	68	37	14
B	23	16	—	15	—	14	—	8
F	—	—	800	720	250	2000	670	—

ленный характер. Содержание элементов группы железа равномерно снижается по мере увеличения кремнекислотности и щелочности (г/т): Ni 90–20, Co 30–15, Cr 160–60; параллельно повышаются концентрации несовместимых элементов: Ba 300–1300, Sr 200–900, Rb 5–60, Zr 50–200, Nb 7–12. Направленность изменений и разброс величин хорошо согласуются с закономерными вариациями содержаний в соответствующих по химизму вулканитах островных дуг, где в ряде регионов совместно встречаются низкокальциевая (толеитовая, известковая), известково-щелочная и высококальциевая (субщелочная) вулканические серии [199, 26, 138, 190, 241].

	60-63		63-66			66-69	
	37	38 (7)	39	40	41 (4)	42	43 (2)
	62,73	61,64/0,81	63,73	64,84	64,77/1,08	68,97	67,50
	0,65	0,67/0,07	0,36	1,22	0,65/0,42	0,27	0,38
	15,90	16,32/0,70	18,24	14,63	17,00/1,75	15,47	15,38
	6,18	6,32/1,07	3,64	6,91	4,18/1,54	3,67	4,57
	4,08	4,22/	—	4,88	3,18/	—	—
	0,05	0,09/0,02	0,04	0,13	0,07/0,05	0,04	0,06
	2,44	3,10/0,75	1,13	0,93	1,18/0,28	0,95	1,88
	5,17	4,99/0,45	3,84	5,01	4,34/0,57	4,20	4,17
	4,22	4,24/0,36	6,00	3,47	5,07/1,35	4,10	3,16
	1,18	1,48/0,27	1,27	1,80	1,32/0,38	1,20	1,61
	0,16	0,26/0,18	0,14	0,60	0,24/0,27	0,08	0,12
	0,82	0,33/0,54	1,11	—	0,66/0,80	0,55	0,74
	99,50	99,45	99,50	99,4	99,48	99,50	99,57
	25	30/11	56	5	22/25	15	12
	13	16/3	4	11	9/6	5	8
	86	60/22	17	15	29/22	20	27
	36	125/60	28	33	47/19	30	105
	—	16/8	4	20	9/9	3	6
	490	500/300	560	2100	830/860	550	600
	360	360/260	860	410	640/340	180	185
	12	16/5	17	12	16/7	21	18
	70	57/18	30	90	50/30	<30	32
	20	30/18	21	16	29/30	19	18
	190	180/90	60	100	100/40	70	125
	19	24/10	28	44	36/10	14	19
	0,9	1,0/0,2	—	0,8	0, /0,1	—	1,1
	<7	9/7	—	14	9/4	—	<7
	0,7	0,5/0,2	—	0,7	0,8/0,2	—	<0,6
	11,0	16/9,5	13,0	6,9	10,6/5,7	6,4	13,7
	18	12/13	<5	<5	6/8	<5	33
	—	12/9	15	7	10/5	15	15
	700	680/220	—	620	410/310	—	1700

Гиперстенные плагиогнейсы и гнейсы кислого состава соответствуют по щелочности (в соответствии с принятой систематикой [79]) в своей большей части кислым вулканитам нормального ряда (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 4,1–6,71 мас.%): дацитам (№ 15, 17, 41, 43, 59, 61 – усредненные составы, см. табл. 2), риодацитам (№ 20, 45, 63) и риолитам (№ 21). Породы НКС сопоставляются с вулканитами натриевой серии (отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 4), и здесь, помимо аналогов дацита, могут быть выделены петрохимические аналоги плагиориодацита и плагиориолита, в остальных указанное отношение снижается от пород ИЩС (1,7–3,96) к породам ВКС (0,72–0,90), что соответствует щелочности дацитов и риодацитов калиево-натрие-

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	69-73		42-46	46-49		49-53	
	44	45 (2)	46	47	48 (2)	49	50
SiO <sub>2</sub>	71,42	70,71	45,79	48,13	48,30	49,45	51,63
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,42	0,80	1,81	1,98	0,82	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,83	14,15	18,42	14,80	14,51	16,56	16,93
tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	4,56	12,81	12,59	14,30	9,71	9,08
FeO	—	—	—	9,90	10,96	4,85	4,93
MnO	0,03	0,06	0,17	0,17	0,18	0,13	0,14
MgO	0,54	1,36	5,63	5,60	5,74	7,54	6,47
CaO	3,60	3,04	10,67	11,90	10,50	9,61	8,19
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,00	3,60	2,60	2,04	3,00	4,56
K <sub>2</sub> O	1,99	1,76	1,10	1,16	1,10	1,51	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16	0,51	0,25	0,22	0,32	0,35
П.п.п.	0,15	0,15	He обн.	0,49	0,64	0,85	—
Сумма	99,64	99,37	99,50	99,50	99,51	99,50	99,71
Ni	2	16	70	100	96	56	60
Co	3	12	40	31	34	40	50
Cr	15	82	20	290	170	150	150
V	20	70	130	130	205	150	240
Sc	2	10	—	—	—	27	15
Ba	1300	780	210	400	285	400	270
Sr	410	320	800	410	250	420	400
Pb	28	22	10	13	13	15	16
Zn	<30	—	50	140	170	100	100
Cu	7	16	72	74	100	22	10
Zr	150	220	—	480	280	110	110
Ga	13	28	31	27	25	22	37
Ge	—	—	1,2	1,3	1,4	0,9	1,3
Nb	—	—	21	91	56	21	<7
Ta	—	—	<0,7	3,3	1,8	2,5	0,9
Li	5,8	12,4	12,0	12,0	8,3	43	—
Rb	21	32	<5	25	21	21	<5
B	13	12	—	—	—	8	17
F	—	1900	2400	800	600	2000	1900

вой серии [79]. Железистость в породах этой группы (0,68–0,90) заметно выше, чем в предыдущей (0,59–0,70), и отчетливо повышается с ростом кремнекислотности, достигая 0,75–0,9 в более кислых составах, соответствующих риодацитам, для которых обычны величины 0,75–0,85 [199, 1]. Отчетливо понижается содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> с ростом кремнекислотности в породах каждой серии.

Для элементов-примесей характерны широкие вариации содержаний, как это обычно отмечается в кислых вулканитах островодужных комплексов. Наиболее отчетливо проявлены направленные изменения, связанные с ростом кремнекислотности внутри выделяемых серий, тогда как разли-

	49-53	53-57		57-60		57-60
	51 (6)	52	53 (2)	54	55	56 (5)
	51,82/1,29	54,96	55,18/0,22	58,18	58,92	58,69/0,58
	1,14/0,76	0,96	1,08/0,45	0,74	0,55	0,62/0,08
	16,36/2,30	19,34	18,76/0,84	16,39	14,95	15,91/0,87
	10,57/2,69	7,74	8,36/0,73	7,95	5,90	7,06/0,88
	6,22/	5,15	5,91/	—	1,78	4,79/—
	0,12/0,03	0,08	0,10/0,05	0,12	0,10	0,12/0,01
	5,35/1,49	2,84	3,04/0,59	2,75	3,90	2,98/0,55
	7,65/1,23	5,77	4,64/1,00	5,42	8,33	6,20/1,47
	3,87/1,00	4,70	4,47/0,90	3,90	3,20	3,77/0,43
	1,39/0,23	2,00	2,83/1,35	3,18	2,70	2,95/0,83
	0,28/0,08	0,31	0,41/0,38	0,22	0,22	0,24/0,07
	0,98/0,79	0,80	0,63/0,28	0,65	0,73	0,56/0,18
	99,53	—	99,50—	99,50	99,50	99,10
	49/40	14	16/9	23	28	20/7
	35/10	14	15/2	15	15	16/7
	90/45	57	57/17	66	78	70/9
	203/40	100	80/70	150	63	130/60
	20/7	—	—	18	13	15/2
	520/410	1900	1300/810	1100	290	800/480
	430/80	1300	900/530	320	400	360/40
	14/2	20	23/4	23	22	56/70
	90/30	90	110/40	30	80	48/22
	56/85	52	40/10	27	12	19/11
	140/50	350	350/240	180	180	180/80
	30/14	26	26/5	20	23	21/2
	1,2/0,3	1,0	1,2/0,4	—	1,0	1,2/0,2
	9/7	<7	18/26	—	14	12/4
	1,1/0,8	1,0	2,0/0,9	—	0,6	0,7/0,5
	20,0/14,0	15,0	15,0/—	14,0	15,0	16,0/4,7
	34/18	11	35/48	52	42	58/27
	10/6	—	—	12	9	10/2
	1200/610	400	1800—	—	1100	860/370

чия между сериями, обусловленные вариациями щелочности, проявлены не столь отчетливо. Содержания элементов группы железа снижаются с ростом кремнекислотности: Ni в породах НКС — от 49 до 7 г/т, в породах ВКС — от 32 до 17, причем соответствующие величины в вулканитах варьируют на порядок величины (22–37 г/т в одних районах и 2–3 — в других для пород НКС [199]). Вариации Co составляют (г/т) соответственно 15,5–3 в НКС и 17–4 в ВКС, Cr — 93–11 и 100–45. В целом содержания этих элементов, а также V несколько повышены в рассматриваемых породах по сравнению с островодужными вулканитами. Содержания несовместимых элементов заметно зависят от щелочности: Ва накапливается в по-

Таблица 2 (окончание)

Компонент	60-63		63-66	66-69		69-73	
	57	58 (2)	59	60	61 (2)	62	63 (2)
SiO <sub>2</sub>	60,28	61,48	65,45	68,18	68,10	71,20	71,87
TiO <sub>2</sub>	1,29	0,94	0,71	0,32	0,33	0,14	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	14,43	14,41	14,11	14,76	14,61	13,10
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,39	9,54	6,08	5,10	4,36	2,64	4,70
FeO	—	—	5,53	—	—	—	—
MnO	0,16	0,12	0,09	0,05	0,06	0,02	0,06
MgO	1,74	2,50	2,36	1,87	1,40	0,45	0,50
CaO	4,71	4,12	4,02	2,89	3,18	2,39	1,96
Na <sub>2</sub> O	3,27	3,18	3,54	3,50	3,85	3,30	2,28
K <sub>2</sub> O	3,24	2,94	2,59	2,89	2,86	4,25	4,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,26	0,20	0,11	0,12	He обн.	0,02
П.п.п.	He обн.	He обн.	—	0,48	0,49	0,50	0,25
Сумма	99,50	99,51	99,45	99,50	99,51	99,50	99,46
Ni	12	23	32	40	27	30	17
Co	20	16	17	3	4	4	4
Cr	11	50	100	27	21	29	45
V	44	72	150	30	30	20	16
Sc	5	10	15	9	5	7	8
Ba	2000	1470	630	680	940	680	380
Sr	190	195	330	220	295	140	1220
Pb	26	22	15	16	21	32	20
Zn	100	65	60	30	30	<30	<30
Cu	11	17	15	22	15	20	12
Zr	330	215	200	150	155	90	65
Ga	30	24	25	28	30	17	12
Ge	0,9	—	1	—	1	—	—
Nb	<14	—	21	—	21	—	—
Ta	<0,7	—	0,66	—	0,66	—	—
Li	7,9	8,6	14	7,6	9,3	4,3	4,6
Rb	50	57	32	65	55,5	69	36
B	—	—	9	12	15	15	11
F	280	—	500	—	—	—	—

Примечания. Здесь и далее в таблицах содержания окислов даются в мас.%, элементов-примесей — в г/т, знак "—" означает не определялось, "He обн." — не обнаружено; для усредненных данных у номера колонки в скобках приведено количество анализов, а у величин содержаний (окислов и элементов) в знаменателе показано стандартное отклонение; все железо определено как окисное, содержание закисного железа определено в отдельных пробах и в сумму не входит.

1-21 — низкокальциевая серия, 22-45 — известково-щелочная, 46-63 — высококальциевая. Разброс содержаний и среднее (мас.%) составили: H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 0-0,52 (0,17); H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 0-0,36 (0,08); CO<sub>2</sub> — 0-0,90 (0,20); S<sub>общ</sub> — 0-0,22 (0,06); S<sub>орг</sub> — 0-0,16 (0,05), каждый компонент определен в 10-15 пробах.

1 — амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец AR va, верховье р. Ильи, обр. 40-82; 3 — амфиболсодержащий клинопироксеновый кристаллический сланец, AR va, левобережье р. Котуйкан, в 8 км ниже устья р. Меркю, обр. 9P-44-2; 5 — гиперстенный кристаллический сланец, биотитизированный, AR hp, р. Лабастах, обр. 3P-13-4; 7 — амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец, AR va, правобережье р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9PA-21; 8 — гиперстенный плаггионейс, AR va, устье р. Хас-Торутэх, в 2 км выше впадения в р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9P-1-1; 9 —

гиперстеновый мезократовый плагиогнейс, AR hr, слияние рек Лабастах и Вюрбюр, обр. 3P-28-2; 11 — диопсидовый мезократовый плагиогнейс, AR dl, низовье р. Ченгелех-Рассоха, обр. 9P-18-4; 12 — гиперстеновый плагиогнейс, амфиболитизированный и биотитизированный, AR va, верховья р. Хайлах-Юрях, обр. 1P-38; 14 — гиперстеновый плагиогнейс, AR va, левобережье р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9PA-11; 16 — клинопироксеновый плагиогнейс, blastsomilонитизированный, AR va, левобережье р. Кюнгкюй-Рассоха, в 2 км ниже устья р. Хас-Торутэх, обр. 9P-1-4; 18 — гиперстенобиотитовый плагиогнейс, AR va, правобережье р. Арбын, обр. 8167a; 19 — гиперстеновый плагиогнейс, AR va, левобережье р. Котуйкан в среднем течении, обр. 73-3-31-3; 21 — двупироксеновый плагиогнейс, AR va, слияние рек Вюрбюр и Лабастах, обр. 3P-26-1; 22 — амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, AR va, низовья р. Кюнгкюй-Рассоха, устье р. Хас-Торутэх, обр. 9P-1-3; 24 — двупироксеновый кристаллический сланец, AR hr, среднее течение р. Налим-Рассоха, обр. H-581-81; 25 — амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец, AR va, левый берег р. Котуйкан, в 2 км выше устья р. Болдоно, обр. 3P-5-2-1; 26 — двупироксеновый кристаллический сланец, AR hr, среднее течение р. Котуйкан, обр. 3262-3; 27 — амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец, AR hr, там же обр. 3P-14-5; 29 — амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, AR hr, слияние рек Вюрбюр и Лабастах, обр. 3P-17; 31 — биотит-клинопироксеновый кристаллический сланец с амфиболом, AR dl, правый берег в низовьях р. Ченгелех-Рассоха, обр. 9P-18-5; 33 — двупироксеновый плагиогнейс, AR hr, верховья р. Ильи, обр. 3227-2; 35 — гиперстенобиотитовый плагиогнейс, AR hr, верховья р. Ильи, обр. 3227-4; 36 — двупироксеновый плагиогнейс, AR, верховья р. Хаптасыннах, обр. 81-3-36-1; 37 — амфибол-биотитовый плагиогнейс, AR va, левобережье р. Котуйкан, в 5 км ниже впадины р. Меркю, обр. 9P-44-1; 39 — двупироксеновый плагиогнейс с биотитом и амфиболом, р. Котуйкан, у впадения р. Уоаран-Юряге, обр. 3P-43-3; 40 — гиперстеновый гнейс с амфиболом, AR va, в 10 км к юго-востоку от устья ручья Правый Киристей-Юрях, левобережье р. Котуйкан, обр. 1P-44; 42 — гиперстен-биотитовый плагиогнейс, AR dl, левобережье р. Уоаран-Юряге, в 10 км к северу от впадения в р. Котуйкан, обр. 3P-39-3; 44 — двупироксеновый гнейс, AR dl, верховья р. Уоаран-Юряге, обр. 3P-38-1; 46 — амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, AR hr, среднее течение р. Котуйкан, обр. 3262-1; 47 — амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец с гранатом, AR va, левобережье низовьев р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9PA-39; 49 — двупироксеновый кристаллический сланец, AR va, р. Лахы, левобережье низовьев р. Большая Куонамка, обр. 184-Ю-80; 50 — амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, AR va, верховья р. Ильи, обр. H-61-81; 52 — двупироксеновый плагиогнейс, мезократовый, катаклазированный, AR hr, нижнее течение р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9P-21; 54 — амфибол-гиперстеновый плагиогнейс с биотитом AR hr, правобережье в низовьях р. Лабастах, обр. 3P-14-7; 55 — гиперстеновый плагиогнейс, AR va, р. Лахы, левобережье р. Большая Куонамка в нижнем течении, обр. 186-Ю-80; 57 — двупироксеновый гнейс, AR va, междуречье рек Маган и Чопко в верховьях, обр. 2P-28; 59 — гиперстеновый гнейс с биотитом, AR hr, в 18 км ниже слияния рек Ачагый- и Улахан-Хаптасыннах, обр. 1P-23; 60 — двупироксеновый плагиогнейс, AR dl, правобережье р. Котуйкан, в 12 км выше устья р. Болдоно, обр. 3P-48-2; 62 — гиперстеновый гнейс, AR va, левобережье р. Уоаран-Юряге, в 10 км к северу от впадения в р. Котуйкан, обр. 3P-39-1.

Образцы из коллекций: 3, 5, 8, 9, 11, 12, 16, 21, 22, 25, 27, 29, 31, 37, 39, 40, 42, 44, 52, 57, 59, 60, 62 — О.М. Розена; 19, 33, 35, 36, 46, 54 — В.Л. Злобина; 1, 24, 49, 50, 55 — Ю.А. Нистратова; 7, 14, 18, 47 — В.С. Рачкова.

родах ИЩС и ВКС, так же как Sr при концентрациях, сопоставимых с вулканитами соответствующих серий [199, 26, 241], содержания Rb постепенно возрастают от НКС к ВКС от 5 до 55 г/т в породах с  $\text{SiO}_2 = 63-69$  мас.%, что заметно ниже величин, характеризующих вулканиты, где в той же последовательности серий содержания составляют от 1,7-15 до 120-150 г/т; так же возрастают содержания Nb (5-21 г/т). Концентрации Zr варьируют от 65 до 260 г/т в породах с  $\text{SiO}_2 = 63-73$  мас.%, что несколько ниже величин, характерных для вулканитов островных дуг [199, 26], где идет накопление этого элемента от 60-120 г/т в НКС до 360-400 в ВКС. Особенно высокие содержания этого элемента (800 г/т) обнаружены в гиперстеновом гнейсе НКС, соответствующем по составу плагиориолиту (№ 21,

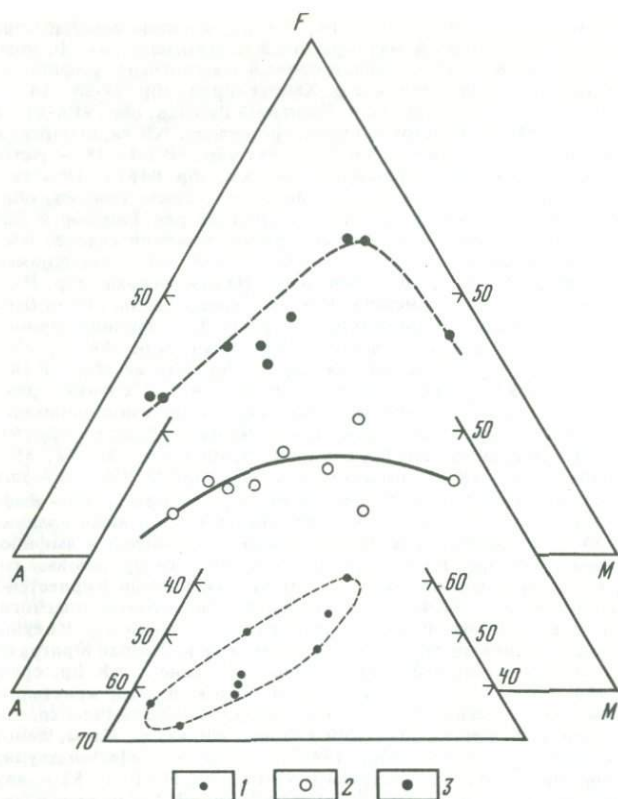


Рис. 3. Диаграммы *AFM* для метабазит-плагиогнейсовой ассоциации Анабарского щита

1–3 – серии: 1 – высококалиевая, 2 – известково-щелочная, 3 – низкокалиевая

см. табл. 2). Подобные содержания (до 1200 г/т) встречаются в энзиматических вулканитах океанических островов, возникновение которых объясняется процессами кристаллизационной дифференциации базальтовых магм [123].

Проведенный ранее анализ петрохимических данных [103] показывает, что минимальными содержаниями  $K_2O$  отличаются плагиогнейсы далдынской серии. В верхнеанабарской серии преобладают известково-щелочные составы, а в верхней, хапчанской, серии распространена контрастная по составу ассоциация. Предполагалось, что породы, относимые в данной работе к высококалиевой серии, образуют самостоятельную зону в западной части щита, однако оказалось, что эти породы примерно одинаково распространены во всех сериях.

Установление широкого распространения известково-щелочных пород в метабазит-плагиогнейсовой ассоциации Анабарского щита согласуется с отдельными указаниями на существование вулканитов соответствующего состава в раннем архее как в зеленокаменных поясах [80], так и среди гранулитовых комплексов. В частности, непрерывный ряд известково-

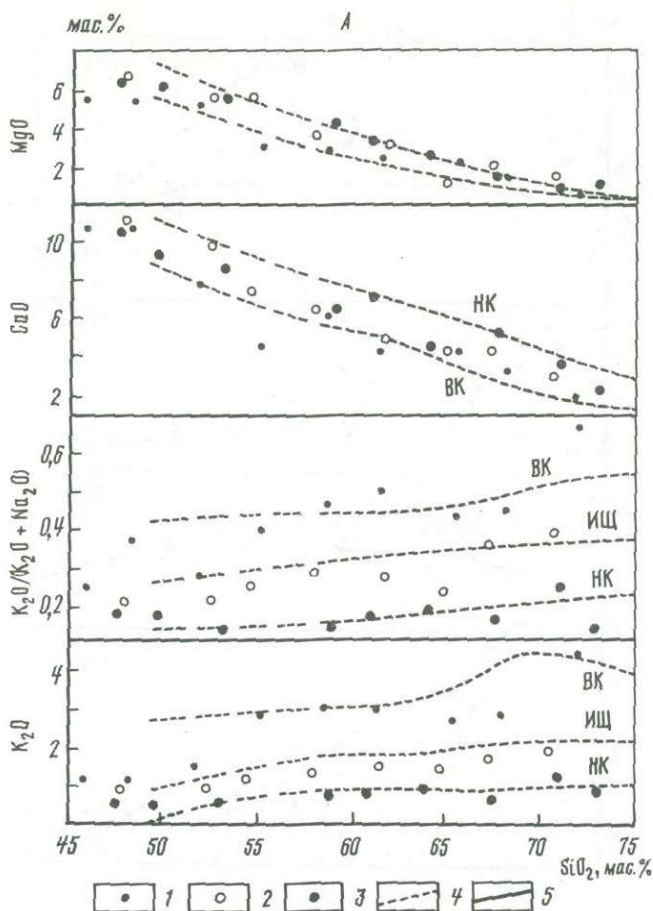


Рис. 4. Распределение химических элементов в зависимости от содержания кремнезема в гиперстеновых плагиogneйсах и двупироксеновых кристаллических сланцах Анабарского комплекса

*A* – распределение  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ; *B* –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; *B* –  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{V}$ ; *Г* –  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ; *Д* –  $\text{Zr}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ .

1–3 – серии Анабарского комплекса: 1 – высококалийная, 2 – известково-щелочная, 3 – низкокалийная; 4, 5 – вариационные линии: 4 – вулканитов островных дуг (НК – низкокалийная, ИЩ – известково-щелочная, ВК – высококалийная серии), 5 – пород Анабарского комплекса (даны фрагментарно). Без буквенных обозначений показаны границы полей фигуративных точек. Для кислых пород ( $\text{SiO}_2 > 60\%$ ) вариационные линии построены по средним данным с интервалом в 3% для юго-запада Тихого океана (острова Тонга–Кермадек, Южные Сандвичевы и др.) и для зоны Япония–Курилы–Камчатка–Сайпан, где широко проявлена низкокалийная серия [187]; для средних и основных пород использованы аналитические данные по островодужным базальтам и андезитам [22, 70]

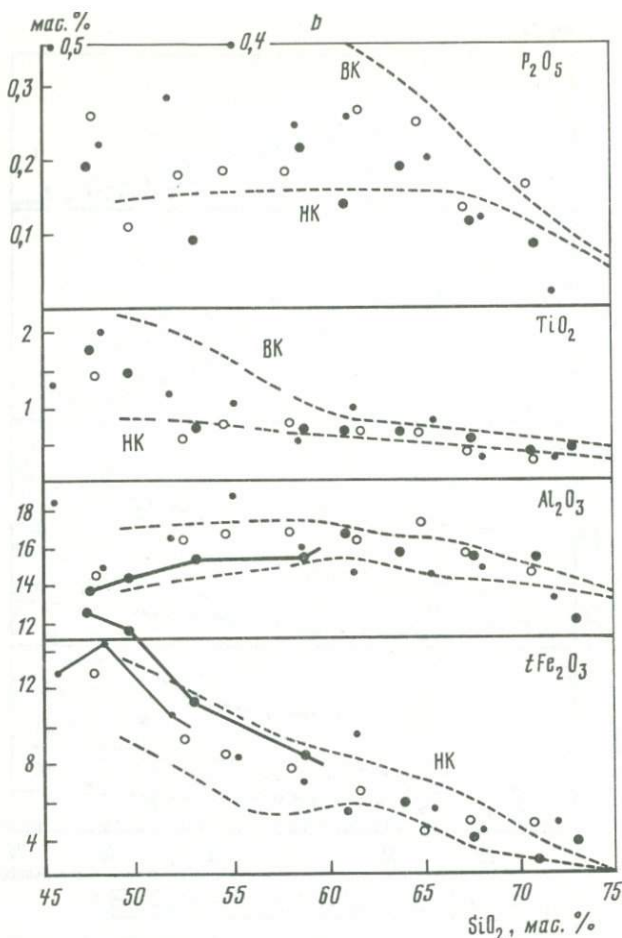


Рис. 4 (продолжение)

щелочных пород установлен в гранулитах Шотландии [180]. Полученные данные показывают, что известково-щелочные магмы преобладали в раннем архее определенных регионов. При сопоставлениях надо иметь в виду, что при гранулитовом метаморфизме, как полагают, обычно происходит удаление крупноионных литофильных элементов. Отмечается, что, хотя в целом состав гнейсов гранулитовой фации носит отчетливый известково-щелочной характер, распределение K, Rb, Th, U соответствует гипотезе истощения, деплетирования, тогда как распределение Ba, Sr, Zr не соответствует [180]. В гранулитовых породах Анабарского щита содержания K, Ba, Sr, Zr не обнаруживают заметного истощения. Изолированное положение Rb (пониженные содержания) не позволяет считать деплетирование широко проявленным процессом, но и не позволяет его отрицать. Более вероятным представляется, однако, сохранение исходных содержаний этого элемента.

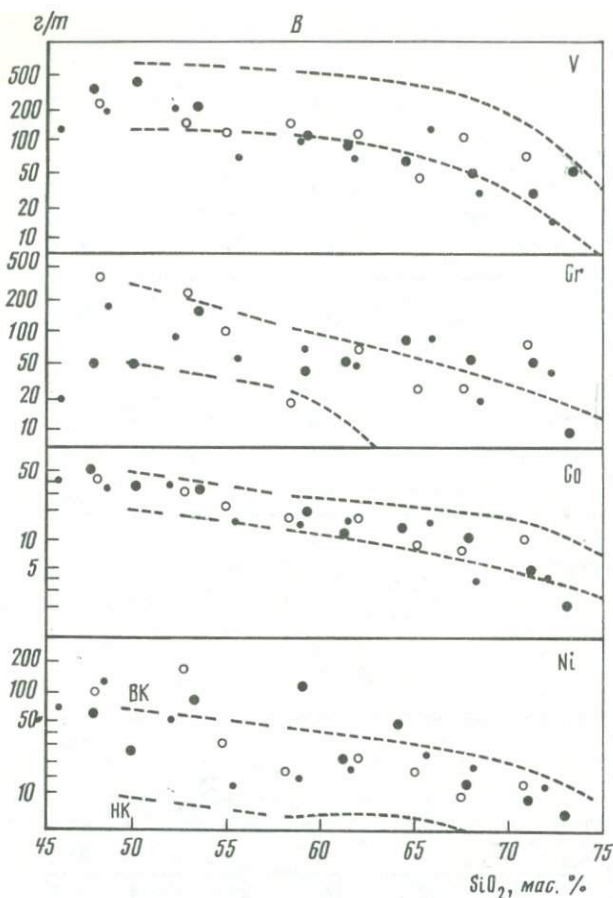


Рис. 4 (продолжение)

Среди фанерозойских вулканитов появление низкокальциевой серии оказывается весьма специфичным и характеризует внутриокеанические островные дуги (острова Тонга—Кермадек, Южные Сандвичевы, где другие серии практически отсутствуют) или активные континентальные окраины с субконтинентальной относительно молодой корой [199]. В крупных регионах такого типа низкокальциевая, известково-щелочная и высококальциевая серия (по сводным данным) составляют соответственно (%): 19–34, 55–60, 12–18 (Япония, острова Тайвань, Курильские, по-ов Камчатка, о-в Сайпан); 10–34, 44–60, 15–46 (Папуа—Новая Гвинея, Соломоновы острова, Новые Гебриды, Фиджи, о-ва Тонга—Кермадек, Новая Зеландия); 18–36 и 82–64 (без высококальциевой серии) (Карибская дуга — Малые Антильские острова) [199]. Вулканические серии зрелых и развитых островных дуг [26] отличаются повышенной глиноземистостью, как это видно из сопоставления соответствующих анализов [138]. Это обстоятельство следует учесть при петрохимических и геохимических сопоставлениях выделенных серий.

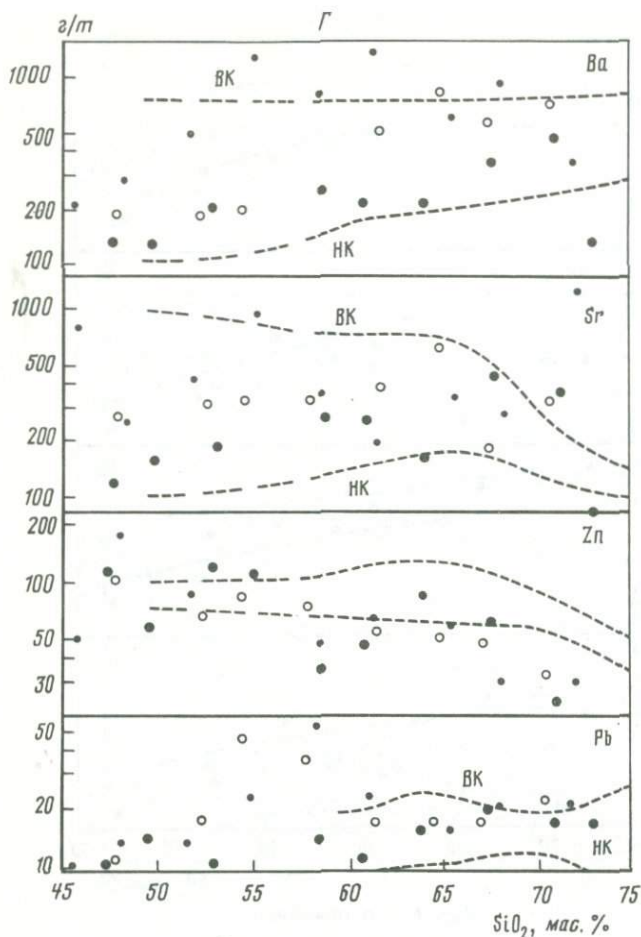


Рис. 4 (продолжение)

На диаграммах *AFM* (рис. 3) видно, что низкокальциевая серия является более железистой и магниальной и образует толеитовый тренд, тогда как известково-щелочная и особенно высококальциевая серии оказываются весьма близкими к типичному известково-щелочному тренду, хотя диагностика щелочных серий требует использования дополнительных критериев [240]. Эти закономерности хорошо согласуются с данными по внутри-океаническим дугам, о которых упоминалось выше.

Вариационные диаграммы (рис. 4) показывают, что по петрогенным и малым элементам изученные породы укладываются в поля вулканитов юных островных дуг. Тренды докембрийских серий в ряде случаев весьма точно совпадают с таковыми островных дуг: K, K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O), Ba, Rb — по трем и двум сериям, низкокальциевые серии совпадают по CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, частично по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, t Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Li.

Можно не сомневаться в том, что при метаморфизме часть элементов пе-

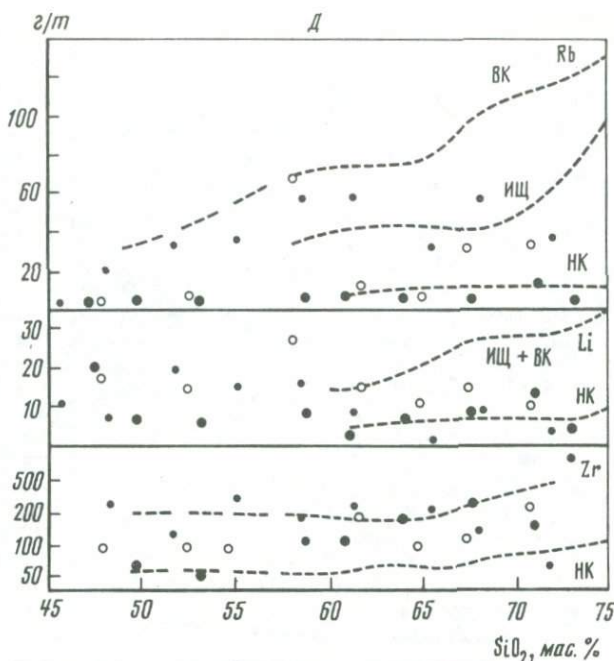


Рис. 4 (окончание)

ремещалась. Не в меньшей мере вероятно влияние случайности отбора: туфогенные разновидности могли быть включены в выборку и, возможно, определили вариабельность составов отдельных пород. Но подобные совпадения указывают на высокую степень сохранности исходных составов, поскольку наблюдаются характерные для них закономерности связей между элементами.

Полученные данные с высокой вероятностью указывают на то, что архейская метабазит-эндербитоидная ассоциация первоначально сформировалась как вулканогенная (существенно андезитовая) в результате преимущественно известково-щелочного вулканизма.

#### КАРБОНАТНЫЕ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ПОРОДЫ

Эта характерная ассоциация пород, залегающая в верхней части разреза гранулитового комплекса и получившая название хапчанской серии [142], прослеживается в виде двух узких полос северо-северо-западного простирания в пределах западной и восточной окраин Анабарского щита. Нижняя часть разреза серии, в которой преобладают карбонатные породы, выделена под названием хаптасыннахской толщи, верхняя, содержащая значительное количество карбонатных пород, названа билляхской толщей [142, 98]. Показано, что разрезы хапчанской серии западной и восточной частей Анабарского щита отличаются по набору слагающих пород [46]. Все исследователи подчеркивают, что карбонатные породы и ассоциирующиеся с ними гранатовые гнейсы имеют первично-осадочную природу, причем кар-

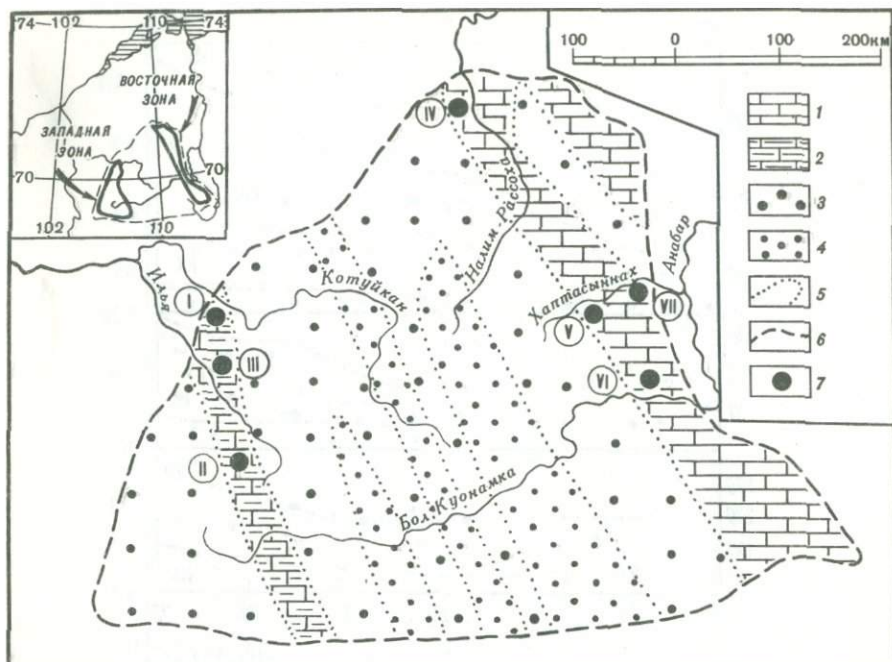


Рис. 5. Схема размещения пород карбонатно-гнейсовой ассоциации Анабарского комплекса

1, 2 — карбонатно-гнейсовая ассоциация (хапчанская серия): 1 — карбонатные породы в переслаивании с гранатовыми гнейсами и известково-силикатными породами, 2 — карбонатные породы, переслаивающиеся с гиперстеновыми, двупироксеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами; 3 — эндербитоидная ассоциация (верхнеанабарская серия); 4 — метабазит-эндербитоидная ассоциация (далдьянская серия); 5 — границы между сериями; 6 — граница Анабарского щита; 7 — участки описания разрезов (цифры на схеме): I — левобережье верхнего течения р. Котуйкан, II — левобережье верхнего течения р. Ильи, III — правобережье нижнего течения р. Лабастан, IV — среднее течение р. Налим-Рассоха, V — бассейн р. Хаптасыннах, VI — среднее течение р. Большая Куонамка, VII — нижнее течение р. Хаптасыннах

бонатные породы в разрезе хапчанской серии залегают в виде спорадических линз.

**Условия залегания.** Рассматриваемые породы прослеживаются в виде узких (10–60 км) полос (зон) северо-северо-западного простирания протяженностью 300 км на западе щита и 450 км на востоке (рис. 5). Контакты хапчанской серии с подстилающими породами эндербитоидной ассоциации обычно тектонические. Зоны развития пород карбонатной ассоциации имеют сложное блоковое строение (чешуйчато-надвиговое [85]), при этом в блоках наблюдаются фрагменты складчатой структуры, которая хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках и прослеживается в поле [72]. Эти участки были использованы в качестве опорных для изучения разреза.

Восточная зона простирается от верховьев р. Малая Куонамка на юго-востоке до слияния рек Кюн-Кюй-Рассоха и Налим-Рассоха на северо-западе. Наиболее полный разрез нижней части изучен в междуречье Большой

Куонамки и Ары-Маастаха, где карбонатные и ассоциирующие с ними породы наблюдаются на крыльях опрокинутой антиклинальной складки и залегают согласно с гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, слагающими ядро складки. Эта структура изучена достаточно подробно [143, 73] и специально описана автором [72]. На западном крыле этой складки, в 3,5 км на юго-восток от устья р. Лахы (левый приток Большой Куонамки), на водоразделе р. Большая Куонамка и ручья Хардах, с востока на запад по единичным коренным выходам и глыбовым развалам вверх по разрезу описаны:

	Мощность, м <sup>1</sup>
1. Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, а также кристаллические сланцы интенсивно мигматизированные и гранитизированные, вплоть до появления тел аляскитовых гранитов (основание разреза, верхнеанабарская серия). Азимут падения 50–70°, угол падения 75–85°С. . . . .	Более 350
2. Диопсидовые кальцифиры, силикатный материал составляет 60%. . . . .	3–5
3. Диопсидовые гнейсы интенсивно мигматизированные. . . . .	400–450
4. Диопсидовые кальцифиры, силикатный материал составляет 20–30% . . . . .	5–15
5. Лейко- и мезократовые гранат-биотитовые, гранат-гиперстеновые, биотит-гранатовые гнейсы с подчиненными прослоями (10–30 м) гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсов. . . . .	800
6. Диопсидовые, диопсид-скаполитовые кальцифиры и мраморы с подчиненными прослоями (5–10 м) и линзами диопсидовых, диопсид-скаполитовых, гранат-биотитовых гнейсов. . . . .	150
7. Диопсидовые, диопсид-скаполитовые, гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые тонкопереслаивающиеся гнейсы. Мощность прослоев 1–10 м. . . . .	250–300
8. Диопсид-скаполитовые, диопсидовые кальцифиры и мраморы (на границе со следующим слоем предполагается выпадение части разреза за счет срезания разломом) . . . . .	100–150
9. Диопсидовые гнейсы интенсивно мигматизированные. . . . .	Более 500
Общая мощность по разрезу . . . . .	Более 2900 м

Сходная последовательность пород наблюдается в 15 км севернее этого разреза, на северном замыкании той же антиклинальной складки, на правом склоне долины р. Токапка и в верховьях р. Ары-Маастах. В этом разрезе мощный карбонатный слой сопоставляется со слоем 6 описанного выше разреза и образует единый маркирующий карбонатный горизонт.

Разрезы, где присутствуют стратиграфически более высокие уровни рассматриваемых отложений, наблюдались в бассейне р. Хаптасыннах и среднего течения р. Налим-Рассоха. Наиболее представительный разрез составлен по глыбовым развалам и вышкам в 2 км к югу от слияния рек Ачагый-Хаптасыннах и Улахан-Хаптасыннах, где породы карбонатной ассоциации, слагающие западное крыло антиклинальной складки, имеют тектонический контакт с гиперстеновыми плагиогнейсами эндербитонидной ассоциации (азимут падения 230–240°, угол падения 50–70°). Здесь с востока на запад, снизу вверх по разрезу наблюдаются:

	Мощность, м
1. Милонитизированные и катаклазированные диопсид-плагиоклазовые гнейсы, диопсид-скаполитовые породы и кальцифиры . . . . .	30
2. Переслаивание форстеритовых и диопсидовых кальцифиров и	

<sup>1</sup> Здесь и далее при описании разрезов указаны мощности, приведенные к истинным.

мраморов (15–50 м) с маломощными (1–5 м) прослоями диопсидовых, диопсид-скаполитовых гнейсов (1–5 м) . . . . .	200
3. Лейкократовые биотит-гранатовые и гранат-биотитовые гнейсы. . . . .	20
4. Гиперстеновые плагиогнейсы слабо окварцованные . . . . .	150
5. Лейко- и мезократовые биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-гиперстеновые гнейсы. . . . .	100
6. Диопсидовые, диопсид-скаполитовые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями (5–10 м) гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых гнейсов, с редкими прослоями (1–5 м) гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов . . . . .	150
7. Диопсидовые кальцифиры с обломками диопсидовых, диопсид-скаполитовых и гранатовых гнейсов (предполагается перерыв в разрезе за счет срезания разломом) . . . . .	20–30
8. Лейко- и мезократовые гранат-биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями (5–10 м) гиперстеновых плагиогнейсов . . . . .	120–150
9. Диопсидовые, диопсид-скаполитовые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями (5–20 м) гиперстеновых плагиогнейсов и биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов. . . . .	350–400
10. Мезократовые гиперстен-гранатовые, биотит-гранатовые, гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями (10–30 м) двупироксеновых плагиогнейсов. . . . .	450–500
11. Диопсид-скаполитовые, диопсидовые гнейсы и диопсид-скаполитовые породы с прослоями (1–20 м) гранатовых, биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых гнейсов . . . . .	250–300
12. Диопсидовые кальцифиры и мраморы с прослоями (1–5 м) крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород. Азимут падения 200–240°, угол падения 50–70° . . . . .	50
13. Лейко- и мезократовые, гранатовые, гранат-биотитовые, гранат-гиперстеновые, биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, местами с прослоями (5–40 м) гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов, а также диопсидовых и диопсид-скаполитовых пород и гнейсов . . . . .	Более 2000
Общая мощность по разрезу . . . . .	Более 4000

В других разрезах в бассейнах рек Хаптасыннах, Налим-Рассоха наблюдаются те или иные фрагменты описанного разреза. В них отчетливо выделяется мощный карбонатный горизонт (слой 2 приведенного выше разреза), который сопоставляется со слоем 6 разреза р. Большая Куонамка.

Несколько иной тип нижней части разреза пород карбонатной ассоциации наблюдается в восточной части зоны, в 15 км вверх по течению от устья р. Хаптасыннах, в западном крыле опрокинутой антиклинали (азимут падения 60–70°, угол падения 70–85°). Здесь устанавливается основание толщи, представленное гиперстеновыми плагиогнейсами, иногда с гранатом, относящимися к эндербитоидной ассоциации (верхнеанабарская серия). Непосредственно выше залегают диопсидовые, диопсид-скаполитовые, гранатовые, биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые и двупироксеновые гнейсы. Отчетливо выделяются две карбонатные пачки мощностью 300–400 м, в которых преобладают многочисленные прослои кальцифира мощностью 0,2–1 м, нередко в тонком переслаивании (1–10 см) с диопсидовыми гнейсами. Эти пачки по составу и положению в разрезе коррелируются со слоями 6 и 8 разреза р. Большая Куонамка. Общая мощность разреза здесь составляет 2600 м. При таком сопоставлении общая мощность карбонатно-гнейсовой ассоциации оценивается в 5500 м.

Западная зона изучена на протяжении 150 км, от р. Арбын на севере до верховьев р. Ильи на юге. Во всех пересечениях отмечаются тектонические контакты пород карбонатной ассоциации с образованиями эндербитоидной ассоциации. Наиболее представительный разрез описан на правом берегу бассейна нижнего течения р. Лабастах, в 10 км к юго-востоку от его слияния с р. Вюрбюр. Здесь с северо-востока на юго-запад вкрест простираются в глыбовых развалах и коренных выходах (углы падения пород крутые, преимущественно в восточных румбах) снизу вверх по разрезу наблюдается следующая последовательность пород:

	Мощность, м
1. Катаклазированные и милонитизированные меланократовые кристаллические сланцы, а также гиперстеновые плагиогнейсы . . . . .	50
2. Переслаивание кальцифиров с гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, биотит-гранатовыми, гранат-гиперстеновыми гнейсами, а также с кристаллическими сланцами (мощность отдельных слоев 10–40 м) . . . . .	405
3. Клинопироксеновые гнейсы и плагиогнейсы с многочисленными прослоями (1–20 м) гранат-биотитовых и гранат-гиперстеновых гнейсов . . . . .	400
4. Амфиболитизированные кристаллические сланцы с прослоями (5–30 м) гранулитов, гиперстеновых плагиогнейсов и магнетитовых сланцев . . . . .	200
5. Мезократовые и лейкократовые биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, гиперстен-гранатовые гнейсы с прослоями (10–40 м) клинопироксеновых гнейсов . . . . .	300–350
6. Гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями (5–10 м) гиперстен-гранатовых, гранат-биотитовых и гранат-гиперстеновых гнейсов . . . . .	250
7. Лейкократовые гранат-биотитовые и гранат-гиперстеновые гнейсы с прослоями (1–10 м) клинопироксеновых гнейсов и редкими прослоями (1–5 м) гиперстеновых плагиогнейсов . . . . .	200
8. Гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями (5–15 м) мезократовых биотит-гранатовых, гранат-гиперстеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов. Гиперстеновые плагиогнейсы, частично амфиболитизированные . . . . .	180–200
9. Лейкократовые гранат-биотитовые гнейсы, местами полосчатые мигматиты . . . . .	80–100
10. Диопсидовые кальцифиры . . . . .	10
11. Интенсивно мигматизированные клинопироксеновые гнейсы . . . . .	200
12. Диопсидовые кальцифиры . . . . .	50
13. Ингенсивно мигматизированные клинопироксеновые гнейсы . . . . .	50
14. Мезократовые биотит-гранатовые и гиперстен-гранатовые гнейсы . . . . .	15
15. Гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы, частично мигматизированные и амфиболитизированные . . . . .	180–200
16. Мезократовые и лейкократовые гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые гнейсы . . . . .	200–250
17. Интенсивно мигматизированные гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, среди которых наблюдаются мелкие тела аляскитовых гранитов . . . . .	400
Общая мощность . . . . .	Более 3400 м

В северной и южной частях западной зоны разрезы карбонатной ассоциации отличаются тем, что выше карбонатсодержащей пачки нижней толщи, соответствующей слою 2 предыдущего разреза, залегает монотонная пачка мощностью более 1000 м, представленная гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами с прослоями кристаллических сланцев.

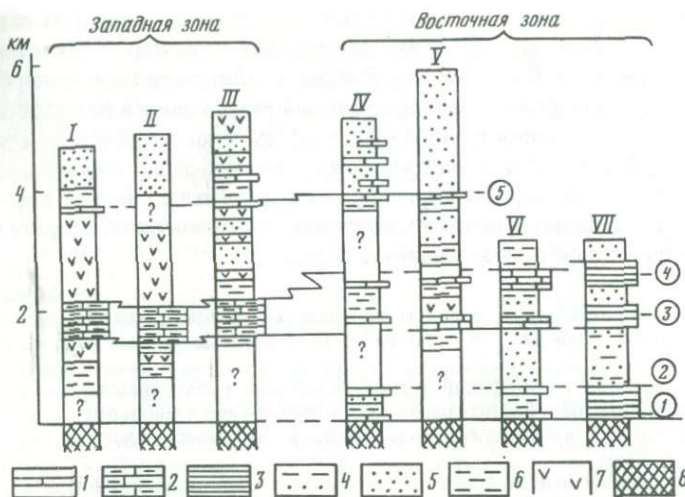


Рис. 6. Схема корреляции разрезов карбонатно-гнейсовой ассоциации Анабарского комплекса

I—VII — разрезы: I — левобережье верхнего течения р. Котуйкан, II — левобережье верхнего течения р. Ильи, III — правобережье нижнего течения р. Лабастан, IV — среднее течение р. Налым-Рассоха, V — среднее течение р. Хаптасыннах, VI — левобережье нижнего течения р. Большая Куонамка, VII — нижнее течение р. Хаптасыннах.

1—7 — образования карбонатно-гнейсовой ассоциации (хапчанская серия): 1 — мраморы и кальцифиры, 2 — кальцифиры, в переслаивании с гиперстенowymi, двупироксеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, 3 — кальцифиры и известково-силикатные породы в тонком переслаивании, 4 — известково-силикатные породы и гранатовые гнейсы в тонком переслаивании, 5 — гранатовые гнейсы, 6 — известково-силикатные породы, 7 — гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы; 8 — породы эндробиитоидной ассоциации (верхне-анабарская серия): гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы.

Цифры у колонок — горизонты карбонатных пород, упомянутые в тексте

Таким образом, в разрезе карбонатной ассоциации западной зоны выделяются две толщи: нижняя — карбонатсодержащая и верхняя — практически бескарбонатная. Нижняя толща представлена чередованием карбонатных пород и разнообразных клинопироксеновых гнейсов с гиперстенowymi плагиогнейсами и кристаллическими сланцами и гранатовыми гнейсами, верхняя толща сложена гиперстенowymi и гранатовыми гнейсами с единичными прослоями карбонатных пород. Сходство этих разрезов определяется положением карбонатных и известково-силикатных пород (клинопироксеновые гнейсы) в нижней и верхней частях толщи, а также характером их переслаивания (многочисленные прослои мощностью в первые десятки метров). Между ними залегает пачка существенно плагиогнейсового состава.

Корреляция наиболее полных разрезов восточной и западной зон показывает, что карбонатные породы могут служить маркирующими горизонтами. Выделение указанных горизонтов пород в качестве маркирующих позволяет расчленить разрез хапчанской серии на пачки (снизу вверх по разрезу) (рис. 6): 1) пачка (мощность 500 м) переслаивания мраморов, кальцифиров и известково-силикатных пород, которая начинается и завер-

шается карбонатными и горизонтами 1 и 2 в восточной зоне, в западной она отсутствует; 2) пачка (мощность 1000 м) гранатовых гнейсов, места в восточной зоне с прослоями известково-силикатных пород, а в западной — с известково-силикатными породами и гиперстеновыми плагиогнейсами; 3) пачка переслаивания мраморов и кальцифиров с известково-силикатными породами, которая начинается и завершается карбонатными горизонтами 3 и 4 в восточной зоне (общая мощность 1000 м), а в западной представлена переслаиванием многочисленных прослоев кальцифиров с гиперстеновыми плагиогнейсами и гранатовыми гнейсами (мощность 400 м), где карбонатные горизонты 3 и 4 не выражены; 4) пачка (мощность 1500 м) гранатовых гнейсов и известково-силикатных пород в восточной зоне, а в западной — гиперстеновых плагиогнейсов, с которыми местами переслаиваются гранатовые гнейсы; 5) пачка гранатовых гнейсов с прослоями карбонатных пород и гиперстеновых плагиогнейсов, в основании которой залегают горизонты кальцифиров, а верхняя граница неизвестна (видимая мощность 1800 м). Общая мощность рассматриваемой толщи превышает 5500 м (на востоке) и 3400 м (на западе).

Приведенные данные показывают, что расчленение хапчанской серии, предложенное ранее, на хаптасыннахскую, карбонатную, и билляхскую, бескарбонатную, толщи может быть существенно детализировано на основании выделения характерных литостратиграфических единиц, обозначенных выше пачками.

**Типы пород.** Гранатовые гнейсы и гранулиты характеризуются постоянным присутствием граната и достаточно широко распространены. В восточной зоне они занимают 30–50% объема нижней части разреза и практически полностью слагают разрез верхней части. В западной зоне в нижней части разреза их доля составляет 10–20, в верхней — 30–50%. Выделяются следующие наиболее широко распространенные разновидности: гранатовые, биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые и очень редко гранат-кордиерит-биотитовые. Первые две разновидности наиболее характерны для разреза верхней толщи, остальные в основном присутствуют в составе нижней.

Гнейсы характеризуются отчетливо полосчатой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых и лейкократовых прослоев. Гранулиты от гранатовых гнейсов отличаются почти полным отсутствием биотита, более массивной текстурой и неравномерным распределением слагающих породу минералов. Для тех и других характерны линзовидные агрегаты кварца. Во всех разновидностях отмечаются колебания в составе полевых шпатов, выраженные в преобладании плагиоклаза или калиевого полевого шпата. В целом преобладают плагиоклазовые разновидности. Перечисленные породы не несут отчетливых признаков аллохимического метаморфизма (мигматизированные и метасоматизированные их разновидности здесь не рассматриваются).

Типичными парагенезисами гранатовых гнейсов, входящих в состав карбонатно-гнейсовой ассоциации, являются:  $Cr_{49-76} + Bi_{35-56} + Pl_{30-50} \pm Kfsp + Q$ ;  $Cr_{57-75} + Opx_{38-54} \pm Bi_{42-48} + Pl_{30-50} \pm Kfsp + Q \pm Mt$ ; реже распространен парагенезис  $Cr_{57-62} + Pl_{28-42} \pm Kfsp + Q \pm Mt$ ; наиболее редко встречающимся парагенезисом является  $Cr_{59-65} + Cord_{31} + Bi_{29-43} \pm Sil + Pl_{29-33} + Kfsp + Q$ .

Первый парагенезис отвечает породам с наибольшей железистостью, и сосуществующие гранат и биотит обогащены Fe [38]. Кордиерит с гранатом встречается в породах, имеющих наименьшую железистость [98, 99]. Гранатовые гнейсы, содержащие гиперстен, имеют железистость, промежуточную между гранат-биотитовыми и гранат-кордиерит-биотитовыми, хотя есть данные, что гиперстен встречается и в более железистых породах [98]. Приведенные парагенезисы широко распространены в других гранулитовых комплексах [59].

Биотит-гранатовый парагенезис устойчив в широком интервале термодинамических условий и встречается также среди диафоритов амфиболитовой фации. В этих породах и сосуществующие минералы имеют более высокую железистость по сравнению с аналогичным парагенезисом гранулитовой фации:  $Gr_{79-98} + Bi_{61-86} + Pl_{15-30} + Kfsp + Q$  [59].

К а р б о н а т н ы е п о р о д ы. В составе этой группы рассматриваются мраморы и кальцифиры. К мраморам относятся равномернозернистые карбонатные породы, содержащие до 15% силикатных минералов, к кальцифирам — неравномернозернистые породы, в которых содержится 15–75% силикатного материала [139]. Кальцифиры распространены более широко. Количество карбонатных пород в разрезе хапчанской серии восточной части Анабарского щита составляет 10–12, западной — 5–8%.

Характерны следующие парагенезисы карбонатных пород (по степени их встречаемости):  $Ca + Di_{34-78} + Sc_{56-75} + Q + Pl + Kfsp + Sph$ ;  $Ca + Fo + Di + Sc + Phl + Sph$ ;  $Ca + Fo + Dol + Parg + Phl$ ;  $Dol + Fo + Ca + Sp$ .

Последние три парагенезиса характерны только для мраморов и кальцифиров с содержанием  $SiO_2$  не выше 20%. Минералы первой парагенетической ассоциации наблюдаются в различных соотношениях во всех разновидностях карбонатных пород. Железистость клинопироксенов в этом парагенезисе зависит от железистости породы. В наиболее железистых разновидностях кальцифиров и известково-силикатных пород пироксен соответствует ферросилиту [99]. Более детально эти парагенезисы рассмотрены в работах М.И. Рабкина, А.А. Каденского и Б.Г. Лутца [73, 99, 142]. Они в целом сходны с известными парагенетическими минеральными ассоциациями карбонатных пород гранулитовых комплексов других районов мира [59]. В пределах изученных участков местами проявлены диафоритические процессы амфиболитовой фации. Они приурочены к зонам интенсивной мигматизации. При этом в карбонатных и известково-силикатных породах возникают новообразованные минералы (волластонит, андрадит, хондродит и др.), которые обычно имеют реакционные взаимоотношения с минералами, сформированными в ходе гранулитового метаморфизма. Наложенный характер андрадитсодержащих парагенезисов отмечался ранее [73]. Они подобны минеральным ассоциациям, известным в известковых скарпах [113]. Как показали геохимические исследования, существенного изменения химического состава при формировании этих парагенезисов не происходит. В данной работе такие породы не рассматриваются.

И з в е с т к о в о - с и л и к а т н ы е п о р о д ы. Под этим названием объединены такие образования, в которых основными породообразующими минералами являются диопсид, скаполит и плагиоклаз, а содержание карбонатных минералов менее 15%. Эти породы широко распространены

в разрезе нижней толщи восточной зоны и незначительно — в западной зоне.

Выделяются бескварцевые разновидности (собственно известково-силикатные породы) и кварцсодержащие (диопсидовые гнейсы). К первой подгруппе относятся диопсид-плаггиоклазовые, диопсид-скаполитовые и мономинеральные диопсидовые породы. Наиболее широко распространены диопсид-скаполитовые и диопсид-плаггиоклазовые породы, чисто диопсидовые разновидности встречаются крайне редко.

Диопсидовые гнейсы образуют отдельные прослои, достигающие первых десятков метров, среди диопсид-скаполитовых и диопсид-плаггиоклазовых пород. В основном это существенно плаггиоклазовые породы, но некоторые разновидности характеризуются довольно значительными количествами калиевого полевого шпата.

Для известково-силикатных пород карбонатно-гнейсовой ассоциации характерны следующие парагенезисы:  $Di_{30-60} + Sc_{50-75} + Ca + Sph$ ;  $Di_{30-50} + Pl_{55-70} + Sph + Kfsp$ ;  $Di + Pl + Q + Kfsp + Sph$ .

Состав скаполита [99] определен как мицзонит. Единичные определения состава анионной группы этого минерала оказываются при полных исследованиях переходной разновидностью от скаполита к волластониту, он содержит (по шести анализам)  $SO_3$  в количестве от 0,89 до 1,55 мас.%. Более детально эти парагенезисы рассмотрены в работах Б.Г. Лутца и А.Н. Вишневого [38, 99].

**Химические составы и вопросы происхождения пород.** Гранатовые гнейсы и гранулиты исследованы в 35 пробах, которые по содержанию  $SiO_2$  разбиты на пять подгрупп (от 43 до 53, 53–57, 57–63, 63–69, 69–74 мас.%, табл.3). Для этих групп вычислены средние составы, и в зависимости от изменения содержаний кремнезема рассмотрены вариации концентраций породообразующих и малых элементов. На вариационные диаграммы (рис. 7) нанесены поля основных типов терригенных пород, построенные по данным различных авторов [76, 110, 134, 136, 148, 159, 214, 287], а также тренд основных типов магматических пород [268, 287].

Распределение большинства петрогенных компонентов гранатовых гнейсов и гранулитов, таких, как  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ , сходно с известным для терригенных осадочных пород. Причем положение фигуративных точек гранатовых гнейсов с относительно низкими средними содержаниями  $SiO_2$  (51, 57 и 59%) по концентрациям  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  соответствует полю глин и глинистых сланцев, остальные точки, характеризующие породы с более высокими содержаниями  $SiO_2$ , лежат вблизи поля песков и песчаников. Гранулиты и гранатовые гнейсы отличаются несколько повышенными по сравнению с основными типами терригенных пород содержаниями  $Na_2O$ , однако их фигуративные точки лежат в непосредственной близости от верхней границы поля этих пород.

В распределении элементов-примесей группы железа в рассматриваемых породах Анабарского комплекса по сравнению с терригенными породами фанерозоя наблюдаются следующие особенности: 1) содержание Ni, Co, Cr в первых трех подгруппах гранулитов и гранатовых гнейсов с относительно низкими содержаниями  $SiO_2$  (51, 57, 59 вес. %) несколько ниже, чем в главных типах терригенных пород, фигуративные же точки двух последних подгрупп ( $SiO_2$  составляет 67 и 71 мас.%) попадают в поле песчани-

Таблица 3

Химический состав гранатовых гнейсов хапчанской серии

Компонент	49-53*			53-57	
	1	2	3 (3)**	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,10	51,54	51,47/1,58	56,66	56,71
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,24	1,00/0,50	0,76	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,26	19,37	20,16/3,19	18,50	18,63
r Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,06	15,46	11,76/2,18	8,75	9,61
FeO	—	—	—	—	8,57
MnO	0,10	0,51	0,24/0,23	0,13	0,10
MgO	3,72	2,23	4,59/3,00	3,77	2,35
CaO	4,29	4,11	4,50/0,58	3,55	4,87
Na <sub>2</sub> O	4,22	3,60	3,52/0,88	3,22	4,37
K <sub>2</sub> O	3,25	0,89	1,90/1,39	3,11	1,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,11/0,08	0,06	0,26
П.п.п	1,31	0,50	0,91/0,72	0,95	1,11
Сумма	99,47	99,51	100,16	99,46	100,78
Ni	35	28	31	6	9
Co	15	19	17	3	10
Cr	150	100	125	20	21
V	200	180	190	8	30
Sc	He обн.	35	—	2	5
Ba	840	320	580	800	460
Sr	250	280	260	160	380
Pb	16	16	16	47	17
Zn	60	50	60	30	70
Cu	31	31	31	10	18
Zr	130	730	430	60	100
Ga	30	37	34	14	38
Ge	14	—	—	—	1,0
Nb	21	—	—	—	7
Ta	1, 2	—	—	—	0, 7
Li	24	18	21	11	—
Rb	110	5	60	160	—
B	—	13	—	16	12
F	100	—	—	—	200

\* В первой и последующих колонках даны интервалы содержаний SiO<sub>2</sub> (мас.%).

\*\* Среднее содержание элементов-примесей рассчитано по данным двух анализов.

ков; 2) содержания и закономерности распределения V, Sc во всех подгруппах рассматриваемых метаморфических пород соответствуют таковым для песчаников и глин, за исключением пород, где SiO<sub>2</sub> равно 57%, в которых содержания этих элементов несколько понижены.

Содержания Ba в первых трех подгруппах рассматриваемых пород в 1,5–2,5 раза превышают величины, характерные для песчаников, и отвечают распределению и концентрациям этого элемента в глинах и глинистых сланцах. В двух других подгруппах (SiO<sub>2</sub> > 60%) фигуративные точки

53-57	57-63			63-69	
	6 (3)	7	8	9 (7)	10
56,25/0,79	60,02	60,79	59,44/1,29	63,80	67,39
0,89/0,21	0,69	0,83	0,67/0,27	0,76	0,75
17,79/1,41	15,00	16,84	16,76/2,12	15,60	14,17
10,77/3,07	10,44	7,73	10,05/1,51	7,64	7,75
—	7,51	5,09	4,35	6,88	5,27
0,10/0,04	0,11	0,09	0,15/0,09	0,09	0,08
4,10/2,30	5,91	2,26	3,88/1,35	3,95	1,98
3,53/0,44	3,45	3,64	3,12/1,11	1,01	1,70
3,15/0,84	2,65	4,48	2,77/1,27	2,23	2,97
2,51/0,67	1,57	1,98	1,89/1,14	4,16	3,00
0,15/0,12	0,08	0,13	0,13/0,09	0,13	0,09
0,69/0,66	0,90	1,04	0,90/0,84	0,72	0,70
99,93	100,82	99,81	99,76	100,09	100,58
9/3	13	62	26/22	14	14
7/4	10	32	15/11	20	9
29/15	10	120	54/44	92	130
41/26	3	210	101/86	150	100
3/2	23	16	17/7	22	6
470/380	310	220	400/230	650	450
190/300	450	170	330/260	250	200
23/24	15	16	17/7	28	27
40/30	40	90	70/30	30	110
18/10	10	110	32/42	18	8
130/110	120	150	140/51	230	300
26/14	12	30	25/9	35	20
1,4/0,6	1,6	1,1	1,6/0,5	1,2	1,6
11/6	12	14	14/6	35	28
0,7	0,3	0,4	0,8/0,5	0,8	1,0
12/2,6	—	—	14,5/7,3	16	57
130/52	—	—	50/51	92	5
14/3	11	10	11	7	7
—	180	280	430/210	100	400

располагаются в непосредственной близости от поля песков и песчаников или попадают в его пределы. По распределению и содержаниям Sr и гранулиты, и гранатовые гнейсы обнаруживают почти полное совпадение с песчаниками; для низкосиликатных разновидностей характерно отклонение в сторону глин.

Распределение Pb, Zn, Cu в рассматриваемых породах отвечает примерно прямой линии, располагающейся в пределах поля терригенных пород.

Цирконий почти во всех подгруппах рассматриваемых метаморфи-

Таблица 3 (окончание)

Компонент	63-69		69-74		
	12	13 (13)	14	15	16 (9)
SiO <sub>2</sub>	68,16	66,75/1,54	69,38	72,40	71,15/1,52
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,62/0,11	0,55	0,40	0,44/0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,59	14,93/0,81	16,00	13,94	14,01/0,95
rFe <sub>2</sub> C	5,08	,65/2,01	4,35	4,08	4,31/0,84
FeO	4,58	,5,62	3,83	3,17	3,96
MnO	0,08	0,08/0,02	0,11	0,11	0,07/0,03
MgO	2,85	2,30/1,05	1,20	1,10	1,40/0,54
CaO	3,86	2,32/0,85	3,73	2,48	2,90/1,24
Na <sub>2</sub> O	2,79	3,22/0,71	3,40	2,90	3,34/0,88
K <sub>2</sub> O	1,21	2,32/0,91	1,37	1,43	1,40/0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,14/0,08	0,09	0,06	0,10/0,05
П.п.п.	0,63	0,64/0,31	0,36	0,58	0,54/0,33
Сумма	99,99	99,97	100,50	99,48	99,66
Ni	23	21/26	10	7	23/16
Co	11	13/9	8	6	10/5
Cr	120	99/106	29	45	57/40
V	90	102/57	62	48	58/32
Sc	13	12/6	15	6	9/6
Ba	400	450/350	220	240	310/130
Sr	190	180/70	230	170	210/64
Pb	19	26/7	22	30	22/7
Zn	60	60/30	30	100	50/20
Cu	23	24/19	18	24	18/12
Zr	160	180/150	220	200	170/50
Ga	26	23/6	23	20	23/6
Ge	1,40	1,4/0,4	1,4	0,9	1,1/0,1
Bb	14	18/9	7	14	12/8
Ta	-	0,7/0,8	0,3	0,7	0,5/0,1
Li	-	29/17	-	26	25,4/15,6
Rb	-	67/46	-	50	39/32
B	17	14/4	10	7	10/2
F	450	370 /200	460	700	620/320

Примечания. Содержание окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. Разброс содержаний и среднее (мас.%): S<sub>общ</sub> — 0,20—0,47 (0,33); C<sub>орг</sub> — 0,13—0,25 (0,18).

1 — биотит-гранатовый гнейс с графитом, водораздел рек Котуйкан и Вюрбюр, обр. 9РА-83; 2 — гранатовый гнейс, верховья р. Вюрбюр, обр. 3Р-7; 4 — гранатовый гнейс, правобережье среднего течения р. Лабастах, обр. 3Р14-1; 5 — слабокатаклазированный гранатовый гнейс, левобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. Н40-8; 7 — слабокатаклазированный гранат-биотит-гиперстеновый гнейс, правобережье среднего течения р. Налым-Рассоха, обр. Н741-81; 8 — слабокатаклазированный гранат-биотит-гиперстеновый гнейс, правобережье среднего течения р. Налым-Рассоха, обр. Н701-80; 10 — гранатовый гнейс, правобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. 1Р1-2; 11 — биотит-гранат-гиперстеновый гнейс, хапчанская серия, правобережье среднего течения р. Налым-Рассоха, обр. 9РА61; 12 — гранат-гиперстен-биотитовый гнейс, хапчанская серия, левобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. 81344-1; 14 — гранат-биотитовый гнейс, правобережье среднего течения р. Налым-Рассоха, обр. 81372-2; 15 — гранат-биотитовый гнейс, левобережье среднего течения р. Ары-Маастах, обр. 80336-2.

Образцы из коллекций: 1, 11 — В.С. Рачкова; 2, 4, 10 — О.М. Розена; 5, 7, 8 — Ю.А. Нистратова; 12, 14—16 — В.Л. Злобина.

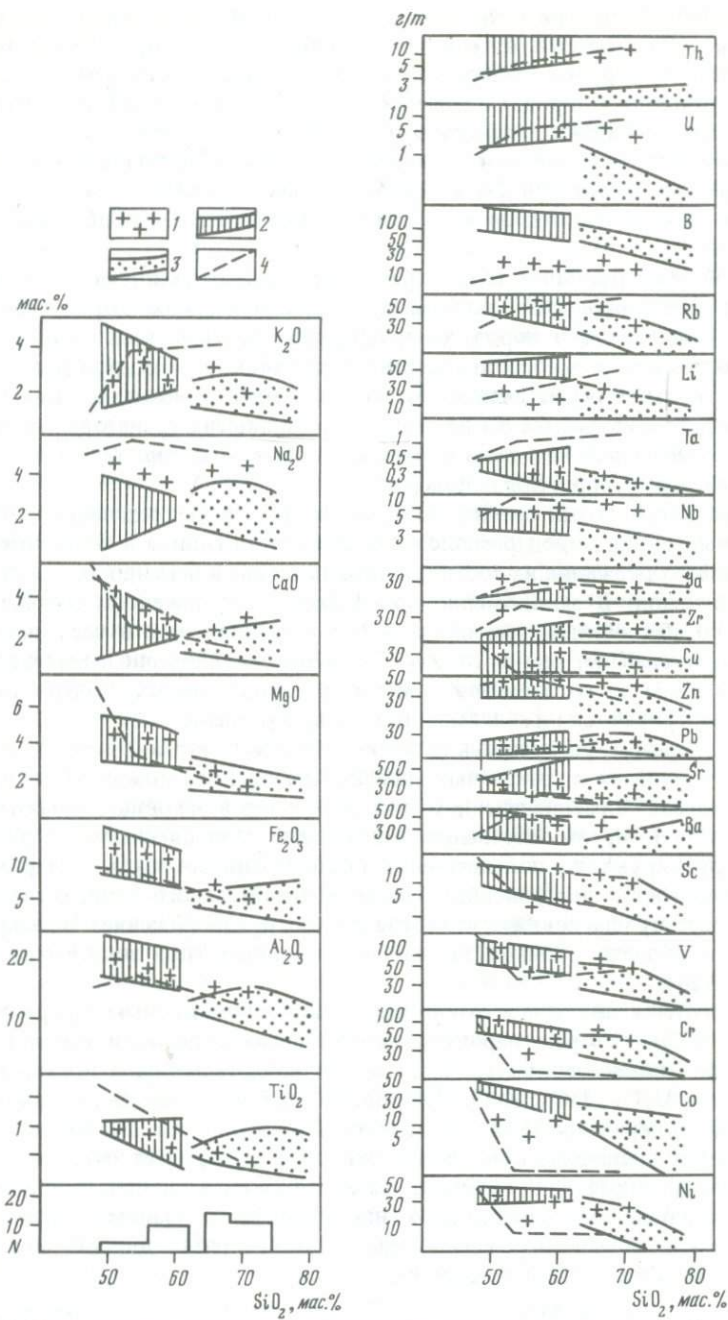


Рис. 7. Вариационные диаграммы содержания петрогенных элементов (оксидов) и элементов-примесей в зависимости от содержания кремнекислоты для метатерригенных пород карбонатно-гнейсовой ассоциации Анабарского гранулитового комплекса

1 — гранатовые гнейсы и гранулиты; 2 — поле глин и глинистых сланцев фанерозоя; 3 — поле песчаников фанерозоя; 4 — тренд основных типов магматических пород.  
N — количество проб

ческих пород имеет примерно одинаковые концентрации, сходные с содержаниями этого элемента в песчаниках. Однако в первой, наиболее низкосиликатной подгруппе концентрация Zr в 3 раза выше, чем в средних типах терригенных пород. Содержания Ga в гранатовых гнейсах и гранулитах достаточно близки к таковым в терригенных породах и закономерно повышаются с повышением концентрации  $Al_2O_3$  и понижением  $SiO_2$ . Фигуративные точки для Ge в гранатовых гнейсах располагаются между линиями глин и песчаников и по мере увеличения  $SiO_2$  приближаются к последним.

Для Nb фигуративные точки трех первых низкосиликатных ( $SiO_2 < 60\%$ ) разновидностей изучаемых метаморфических пород лежат в области глин, а точки пород, характеризующихся высоким содержанием кремнезема, лежат много выше линии песчаников, и содержания этого элемента соответствуют величинам, наблюдаемым в магматических породах. Средние содержания Ta во всех разновидностях гранатовых гнейсов находятся примерно на одном уровне и в общем отвечают концентрациям этого элемента в терригенных породах.

Фигуративные точки средних концентраций Li и Rb трех первых низкосиликатных групп пород расположены ниже поля глин, а в более высокосиликатных содержания их соответствуют таковым в песчаниках.

Концентрации В закономерно повышаются с понижением содержания  $SiO_2$ , а по абсолютным величинам в 2–3 раза ниже, чем в песчаниках, и на порядок меньше, чем в глинах. Величина их примерно соответствует концентрациям этого элемента в магматических породах. Содержания U и Th рассматриваются ниже в самостоятельном разделе.

Таким образом, распределение петрогенных элементов и элементов-примесей в гранулитах и гранатовых гнейсах Анабарского комплекса в основном совпадает с распределением этих элементов в основных типах терригенных пород, преимущественно песчаников. Повышенные содержания  $Na_2O$  коррелируются с повышенными концентрациями  $Al_2O_3$  и, вероятно, свидетельствуют о поступлении в бассейн значительного количества кислого по составу плагиоклаза, что согласуется с предположением о распространении в области размыва пород гранитоидного (или андезито-дацитового) состава.

Выделяются гранулиты и гранатовые гнейсы с пониженным содержанием  $SiO_2$  ( $< 60\%$ ), которые, вероятно, первоначально содержали значительное количество глинистого материала, о чем свидетельствуют повышенные содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$ , Ba, Rb, частично Ga, Ge. Сравнительно низкие содержания таких элементов, как Ni, Co, Cr и отчасти V, Sc, оказываются специфической чертой этих пород. Следует предположить, что исходные образования области размыва содержали небольшое количество темноцветных минералов-концентраторов указанных элементов, т.е. среди этих пород преобладали лейкократовые разновидности, возможно, породы плагиогранитного состава.

Породы с содержанием  $SiO_2 > 60\%$  по абсолютным величинам концентраций и трендам распределения петрогенных и большинства малых элементов достаточно отчетливо соответствуют песчаникам. Повышенные содержания Nb можно объяснить сепарацией акцессорных минералов исходных пород и обогащением ими тяжелой фракции этих первично-

песчаных отложений. Это согласуется с предположением о размыве пород гранитоидного состава. Обособление этих двух типов пород подтверждается тем, что между ними в интервале 61–64 мас.%  $\text{SiO}_2$  по частным анализам наблюдается разрыв.

Особое внимание привлекает В. Его вариации обнаруживают характерные для терригенных пород тенденции: повышенные содержания в глинистых образованиях и пониженные — в песчанистых. Однако абсолютные содержания В во всех рассматриваемых породах более чем в 2 раза ниже, чем в песчаниках, и на порядок меньше, чем в глинах фанерозоя. Учитывая, что преимущественной формой накопления В является его сорбция на поверхностях глинистых минералов, а концентрации зависят от солёности бассейна, можно предположить: 1) низкие содержания В в породах области размыва; 2) достаточно низкую солёность бассейна осадконакопления; 3) миграцию из пород в процессе метаморфизма.

Карбонатные и известково-силикатные породы изучены на основе данных силикатного анализа и содержаний малых элементов по 87 пробам. Рассматриваемые породы разделены на три группы по содержанию силикатных минералов (%): мраморы (20 проб) — до 15, кальцифиры (41 проба) — 15–85, известково-силикатные породы (26 проб) — > 85. В свою очередь, внутри групп породы разделены по коэффициенту доломитности:  $M = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$  (мас. %), где величина MgO должна быть уменьшена за счет вхождения магния в иллит. Соответствующая поправка может быть вычислена, исходя из содержаний в среднем иллите  $\text{MgO} = 2$  мас.%,  $\text{K}_2\text{O} = 9,35$  мас.% [151], она составит 0,214 мас.%.

С учётом градаций карбонатных отложений [187] выделяются известняк, доломитистый известняк, доломитовый известняк, известковый доломит, известковый доломит, доломит, а соответствующие содержания доломитового компонента составляют (мас. %) до 5, 25, 75, 95–100. Для этих граничных содержаний вычислен параметр  $M$ , величины которого равны соответственно 0,0–0,0196; 0,0992; 0,202; 0,308; 0,396–0,418. С учётом этих подразделений по коэффициенту доломитности (параметр  $M$ ) в каждой группе метаморфических пород первично-карбонатного генезиса выделено шесть градаций. Вариации петрогенных и малых элементов рассмотрены в зависимости от содержания CaO (табл. 4; рис. 8). Используются средние значения для каждого из типов пород: для мраморов, кальцифиров, известково-силикатных пород, разделённых на упомянутые выше градации по степени доломитности. На эти же диаграммы нанесены средние значения по гранатовым гнейсам, которые рассмотрены выше. Для сопоставления использовано 25 представительных средних оценок состава осадочных пород, включающих средние составы осадочных пород [159, 287], глубоководные осадки (средний состав осадков пелагиали) [90], глубоководные глины и карбонаты [287], аридные отложения [134, 147, 149], терригенные породы [136], отложения Восточно-Европейской платформы и Кавказской геосинклинали [76, 159].

Распределение MgO в карбонатных породах показывает, что в каждой из групп (мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы) существует ряд разновидностей, от низкомагнезиальных до высокомагнезиальных. Более наглядно это видно на графике  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{CaO})$ , кото-

Таблица 4

Химический состав карбонатных и известково-силикатных пород хапчанской серии

Компонент	1	2 (2)	3	4	5 (8)	6
SiO <sub>2</sub>	3,00	2,22	0,1	7,03	3,55/2,15	5,03
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06/0,04	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	2,27	4,9	1,82	2,44/1,87	1,65
t Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	0,97	0,36	1,82	0,72/0,54	1,04
FeO	0,84	0,87	0,23	1,07	0,67	0,70
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02/0,03	0,01
MgO	0,62	0,48	1,31	1,04	2,98/1,45	7,51
CaO	53,28	53,98	50,58	47,84	48,31/2,38	40,84
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,42	0,20	0,24	0,22/0,13	0,12
K <sub>2</sub> O	0,38	0,40	0,26	0,32	0,28/0,17	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01/0,01	0,01
П.п.п.	38,06	39,35	42,08	39,06	41,03/1,70	42,96
Сумма	99,24	100,21	99,88	99,29	99,62	99,44
CO <sub>2</sub>	38,04	38,99	42,46	37,78	40,24/1,86	41,93
M	0,011	0,012	0,025	0,021	0,058	0,160
Ni	< 5	< 5	5	8	7/7	5
Co	< 3	< 3	< 3	< 3	5/6	3
Cr	5	5	< 5	6	14/17	5
V	10	10	3	5	16/28	5
Sc	2	4	3	3	3/3	2
Ba	110	160	680	250	440/340	50
Sr	1200	2400	1900	4200	1930/880	530
Pb	8	10	7	8	10/4	4
Zn	< 100	< 100	< 30	< 30	40/30	< 30
Cu	< 5	6	5	< 5	6/3	< 5
Zr	20	30	40	70	60/60	40
Ga	2	2	1	14	4/5	1
Ge	0,20	0,15	0,05	0,20	0,24/0,34	0,10
Nb	14	14	< 14	14	8/4	< 14
Ta	< 0,3	0,3	< 0,6	0,8	0,6/0,4	0,8
Li	—	—	5,1	5,8	7,5/9,0	2,3
Rb	—	—	< 5	5	10/8	5
B	< 6	6	—	55	19/19	< 6
F	260	160	280	120	960/1590	380

рый отражает изменение коэффициента доломитности в карбонатных породах. Мраморы по химическому составу соответствуют почти непрерывному ряду известняк-доломит. Из графика частот встречаемости (см. рис. 8) видно, что преобладают доломитистые известняки. Среди кальцифиоров устанавливается ряд от загрязненных терригенным материалом известняков до известковистых доломитов. Наиболее распространены составы, соответствующие, как и в мраморах, доломитистому известняку.

	7	8 (5)	9	10 (2)	11	12	13 (2)
	5,75	5,89/2,57	5,39	7,10	0,77	3,78	4,78
	0,10	0,13/0,07	0,10	0,10	0,04	0,03	0,06
	0,84	1,81/1,08	1,07	1,84	1,03	1,05	1,47
	0,52	0,68/0,25	0,35	0,82	< 0,02	1,03	1,48
	0,38	0,28	0,23	0,19	—	—	—
	0,01	0,03/0,04	0,01	0,02	< 0,02	0,16	0,24
	5,78	6,58/1,77	12,19	11,52	19,70	20,69	20,52
	45,29	42,46/2,85	36,67	38,05	32,88	27,93	26,99
	0,14	0,17/0,09	0,12	0,13	0,06	0,13	0,13
	0,07	0,35/0,37	0,14	0,19	< 0,10	0,16	0,38
	0,03	0,04/0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05
	40,81	41,33/3,80	43,65	39,84	45,02	44,59	43,47
	99,34	99,47	99,72	99,64	99,50	99,59	99,57
	38,92	39,65/5,26	40,43	43,84	—	—	—
	0,110	0,139	0,249	0,232	0,370	0,425	0,430
	< 5	4/1	5	6	< 5	5	5
	< 3	2/1	3	3	< 3	3	3
	< 5	5/3	5	6	< 5	6	8
	5	6/2	5	5	3	6	15
	< 2	8/9	2	7	2	13	10
	50	170/160	120	190	120	140	160
	590	1090/770	840	590	430	120	120
	5	6/3	6	6	6	52	36
	< 30	< 30	30	< 30	< 30	30	60
	< 5	3/2	5	6	< 5	6	8
	< 20	40/30	30	50	20	30	45
	< 1	3/4	1	2	1	1	3
	0,10	0,12/0,05	0,10	0,17	0,10	0,20	0,52
	14	9/3	14	12	14	14	10
	0,6	0,4/0,2	1,2	< 0,6	< 0,6	0,8	0,6
	1,2	1,2/0,9	0,5	1,4	< 0,5	4,5	5,4
	< 5	4/3	5	< 5	< 5	5	5
	7	9/10	11	—	He обн.	—	—
	360	380/140	590	480	130	430	320

Карбонатный компонент известково-силикатных пород соответствует большей частью доломитовому известняку.

Содержания остальных петрогенных элементов рассматриваемых метаморфических пород Анабарского щита соответствуют концентрациям их в осадочных породах сходного химического состава ряда песчаник-глина-мергель-известняк-доломит, а распределение в общем отвечает трендам средних составов терригенных и карбонатных пород. Основная

Таблица 4 (продолжение)

Компонент	14	15	16 (4)	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	17,65	28,96	20,58/8,91	15,12	25,87	29,43
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,41	0,29/0,17	0,20	0,24	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,64	7,81	6,15/1,67	3,61	6,06	4,60
t Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	3,37	2,82/0,92	2,44	2,06	2,76
FeO	1,60	2,49	1,94	2,04	1,22	—
MnO	0,01	0,01	0,02/0,01	0,01	0,01	0,04
MgO	1,07	0,83	0,80/0,37	1,31	2,25	1,85
CaO	38,24	35,66	39,94/6,03	41,78	34,33	35,67
Na <sub>2</sub> O	0,97	1,18	1,00/0,47	0,64	1,08	0,42
K <sub>2</sub> O	2,59	1,53	1,53/1,01	0,67	2,14	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,03	0,02/0,01	0,02	0,03	0,04
П.п.п.	32,19	20,04	26,80/6,84	34,93	24,66	23,82
Сумма	101,11	99,83	99,95	100,73	98,73	99,47
CO <sub>2</sub>	30,64	18,87	26,66/7,98	32,43	23,96	20,21
M	0,013	0,014	0,012	0,030	0,050	0,046
Ni	23	23	14/9	30	5	9
Co	11	10	6/4	10	3	4
Cr	30	85	44/36	45	11	13
V	25	53	24/22	22	10	16
Sc	2	10	18/16	2	4	12
Ba	420	230	540/470	230	510	150
Sr	1900	1200	1590/850	2100	1000	300
Pb	14	19	15/3	24	19	10
Zn	100	100	60/40	100	< 30	< 30
Cu	23	40	22/17	41	6	54
Zr	50	50	80/50	< 20	60	30
Ga	9	25	19/8	7	16	13
Ge	0,50	0,60	0,50/0,10	0,30	0,40	—
Nb	< 7	7	10/3	< 7	< 14	—
Ta	0,4	0,5	0,4/0,1	< 0,3	0,8	—
Li	—	Не обн.	5,8/5,8	—	8,2	8,7
Rb	—	—	26/39	—	4,6	3,3
B	10	9	10/1	10	7	23
F	200	380	240/100	290	580	—

черта рассматриваемого ряда пород — увеличение содержания петрогенных компонентов с уменьшением содержания CaO, что обусловлено привнесением терригенной примеси в карбонатные породы.

Содержания элементов-примесей группы железа (Ni, Co, Cr, V, Sc) в рассматриваемых породах закономерно понижаются с увеличением карбонатности, что, по-видимому, указывает на их поступление в составе терригенного материала. Фигуративные точки метаморфических пород располагаются вблизи осевой части полей осадочных отложений.

Содержание Ba в карбонатных породах и гранатовых гнейсах находятся примерно на одном уровне (200–500 г/т) и не зависит от изменения кон-

	20	21	22	23 (29)	24	25	26 (4)
	31,09	33,82	40,72	24,77/7,75	11,53	25,97	23,66/11,62
	0,11	0,31	0,23	0,26/0,12	0,19	0,22	0,26/0,08
	2,68	7,91	6,70	5,46/1,75	3,00	6,19	5,68/2,06
	1,13	3,49	2,69	2,80/1,23	1,31	3,26	2,81/1,17
	—	2,22	—	1,53	0,84	2,06	1,45
	0,03	0,05	0,04	0,04/0,03	0,09	0,03	0,07/0,05
	2,12	1,27	1,77	2,26/0,89	5,56	4,61	5,49/1,18
	35,05	31,80	27,19	36,37/5,74	40,59	32,39	33,50/6,82
	0,39	1,53	1,29	0,81/0,38	0,29	0,62	0,48/0,16
	0,60	1,86	1,20	0,91/0,46	0,87	1,25	1,05/0,50
	0,05	0,04	0,04	0,04/0,03	0,03	0,04	0,04/0,01
	26,25	17,86	17,73	25,88/4,35	36,24	25,45	26,65/7,42
	99,50	99,94	99,60	99,60	99,70	99,80	99,69
	20,43	17,94	15,05	24,46/6,08	34,21	23,38	28,79/9,60
	0,054	0,027	0,053	0,058	0,120	0,168	0,141
	7	24	13	13/11	< 5	18	14/12
	< 3	14	8	6/5	< 3	7	9/4
	12	75	30	28/19	6	23	24/21
	12	60	18	20/14	7	10	14/14
	10	2	12	7/5	3	8	12/8
	70	320	140	230/120	210	240	260/170
	2000	1100	2200	1420/530	1500	1200	1060/510
	7	22	25	18/7	8	45	26/18
	< 30	100	< 30	55/18	< 30	< 30	30
	8	35	8	14/12	< 5	44	23/19
	20	70	60	50/40	80	40	50/19
	6	< 1	12	8/5	6	12	12/5
	—	0,70	—	0,47/0,38	0,30	0,60	0,50/0,24
	—	< 7	—	10/4	14	14	14
	—	0,5	—	0,4/0,2	0,7	< 0,7	0,7/0,8
	3,8	—	8,3	8,3/3,4	< 0,5	13	16,6/15,8
	28	—	< 5	24/14	10	23	31/40
	16	10	< 6	12/9	6	20	13/8
	—	670	—	1570/900	2600	2400	2200/650

центраций CaO, отвечая примерно величинам содержаний, характерных для глинистых отложений фанерозоя.

Стронций образует повышенные содержания в чистых кальцитовых мраморах (до 2500 г/т) и плавно снижается до 200 г/т в метатерригенных породах, не выходя за пределы фанерозойских концентраций.

Концентрации и распределения Pb, Zn, Cu, Zr, Ga, Ge в изученных карбонатных породах Анабарского щита отвечают таковым для основных типов осадочных пород фанерозоя рассматриваемого ряда песчаник–мергель–известняк.

Содержания Li, Rb в метаморфических породах закономерно пони-

Таблица 4 (продолжение)

Компоненты	27	28	29 (3)	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	10,45	14,58	13,33/2,67	14,07	45,86	51,74
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,17	0,13/0,05	0,07	0,41	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	3,58	2,65/3,29	2,60	13,20	10,70
f Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	1,78	2,62/1,42	1,63	5,28	5,26
FeO	0,46	1,14	0,80	—	4,21	4,36
MnO	0,04	0,04	0,03/0,01	0,03	0,09	0,08
MgO	10,76	11,21	11,91/1,77	15,88	2,56	1,93
CaO	36,12	35,80	35,45/1,00	34,14	20,67	20,61
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,50	0,30/0,16	0,12	2,46	2,18
K <sub>2</sub> O	0,07	0,67	0,43/0,35	0,32	2,31	2,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,09	0,05/0,04	0,04	0,08	0,05
П.п.п.	36,00	30,91	32,52/3,22	30,63	7,44	4,13
Сумма	99,21	99,33	99,42	99,50	101,00	99,86
CO <sub>2</sub>	33,02	29,50	31,26/3,12	—	7,49	2,52
M	0,230	0,248	0,250	—	0,091	0,063
Ni	6	11	7/4	< 5	33	26
Co	3	7	4/2	< 3	17	16
Cr	5	47	21/25	8	110	60
V	5	26	12/12	3	100	90
Sc	2	< 2	8/12	15	15	18
Ba	40	400	300/250	150	390	470
Sr	680	1500	920/540	940	500	1000
Pb	18	25	18/9	9	13	17
Zn	30	30	30	< 30	40	50
Cu	5	19	9/9	< 5	25	15
Zr	20	120	60/60	80	90	180
Ga	11	14	11/4	4	27	31
Ge	0,60	0,84	0,59/0,30	0,28	1,30	0,90
Nb	14	7	12/4	14	< 7	21
Ta	0,7	1,3	0,8/0,4	7	1,8	0,7
Li	8,8	38	16/21,7	1,3	—	35
Rb	5	6,3	28/35	3,6	—	71
B	96	—	—	—	17	10
F	440	500	380/180	900	270	680

жаются с повышением карбонатности, что свидетельствует о непосредственном их вхождении в состав терригенного материала. Они соответствуют концентрациям, характерным для главных типов осадочных пород фанерозоя ряда песчаник—мергель—известняк. В разновидностях некоторых первично-карбонатных пород содержания этих элементов несколько понижены по сравнению с седиментогенными породами соответствующего состава, что, возможно, объясняется незначительным содержанием глинистой составляющей и преимущественно песчаным составом терригенного компонента. Другим возможным объяснением является вынос этих элементов при гранулитовом метаморфизме.

	33 (4)	34	35	36	37 (3)	38
	49,44/2,73	44,84	55,23	62,68	53,88/5,41	47,84
	0,42/0,17	0,45	0,59	0,55	0,66/0,24	0,10
	12,25/1,46	13,28	14,03	14,07	13,94/1,05	11,55
	4,44/1,36	6,61	5,90	4,40	6,41/1,76	3,98
	3,52	5,78	5,23	3,47	4,44	3,36
	0,07/0,02	0,04	0,10	0,05	0,08/0,02	0,13
	1,82/0,89	3,10	1,83	1,55	2,55/0,81	9,39
	23,18/4,31	21,04	16,51	10,53	16,81/4,13	21,53
	1,85/0,53	2,05	1,29	2,30	1,90/0,41	0,83
	2,07/1,14	1,37	0,41	1,43	1,60/1,06	1,41
	0,05/0,03	0,11	0,13	0,16	0,12/0,04	0,12
	4,33/2,54	7,24	4,17	1,78	2,78/1,93	2,47
	99,92	100,13	100,19	99,50	100,73	99,35
	3,60/2,58	6,62	1,28	1,69	1,81/2,07	1,10
	0,060	0,120	0,110	0,106	0,122	0,300
	76/95	20	25	12	42/59	54
	14/5	13	19	9	18/12	20
	64/28	39	80	60	82/52	200
	62/40	57	74	50	88/51	76
	11/8	22	15	10	16/4	8
	370/110	200	450	420	470/180	350
	930/290	1000	820	600	790/210	180
	18/6	15	17	19	18/5	11
	60/40	60	100	60	80/60	40
	26/26	42	6	6	17/11	5
	90/80	120	170	230	140/40	150
	27/7	19	20	18	28/8	25
	1,00/0,29	1,00	1,40	1,10	1,30/0,30	1,20
	14/6	14	< 14	< 7	9/5	< 14
	1,0/0,8	0,5	1,0	0,7	0,9/0,3	0,7
	24/20,4	24	22	41	23,3/9,1	22
	83/22	35	19	45	51/51	33
	13/3	16	10	33	15/8	82
	400/240	400	680	600	460/160	290

Содержания В в исследуемых породах отличаются от величин, характерных для осадочных пород. Они в 3—4 раза ниже, чем в средних известняках, и на порядок меньше, чем в средних глинах. Однако распределение этого элемента (более высокие концентрации в карбонатно-терригенных разновидностях) сходно с известным для главных типов осадочных пород.

Содержания F в изученных метаморфических породах в целом незначительны, они увеличиваются с уменьшением концентрации CaO и соответствуют распределению, известному в осадочных породах фанерозоя. Однако в некоторых разновидностях кальцифиров с высоким содержанием

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	39	40	41 (7)	42	43 (2)
SiO <sub>2</sub>	52,45	55,80	52,03/4,04	48,99	52,68
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,78	0,43/0,27	0,29	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,90	17,16	11,87/5,14	6,20	7,74
t Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,74	6,76	7,21/2,60	9,34	9,50
FeO	3,59	5,66	4,42	6,13	—
MnO	0,13	0,09	0,11/0,03	0,10	0,10
MgO	7,78	3,47	6,42/2,80	9,53	8,06
CaO	18,01	10,79	16,78/5,53	20,92	16,26
Na <sub>2</sub> O	1,73	2,85	1,84/0,87	1,28	2,68
K <sub>2</sub> O	1,88	1,21	1,22/0,60	0,15	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,15	0,14/0,13	0,02	0,02
П.п.п.	1,55	0,80	1,47/0,59	3,37	1,94
Сумма	99,50	99,86	99,63	100,19	99,68
CO <sub>2</sub>	0,59	0,24	0,82/0,48	2,49	1,30
<i>M</i>	0,290	0,230	0,268	0,31	0,33
Ni	8	49	49/38	40	30
Co	7	30	20/8	12	12
Cr	24	75	77/65	52	46
V	28	200	107/64	52	66
Sc	14	16	14/6	He обн.	10
Ba	520	250	270/100	50	100
Sr	440	300	390/160	420	220
Pb	16	17	19/12	10	10
Zn	100	80	80/40	90	50
Cu	10	18	16/17	6	4
Zr	110	160	110/40	60	80
Ga	17	50	27/12	11	14
Ge	1,20	1,00	1,22/0,26	1,8	—
Nb	7	14	8/3	7	—
Ta	0,7	1,6	0,8/0,6	0,7	—
Li	60	21	27/19,9	4,7	5,9
Rb	85	27	30/30	8	5
B	33	12	39/29	He обн.	9
F	200	680	500/470	100	50

Примечания.  $M = MgO^*/(MgO^* + CaO)$ , где  $MgO^* = MgO - K_2O \cdot 0,214$  (поправка на содержание MgO в первичном иллите). Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т.

Разброс содержаний и среднее (мас. %);  $S_{общ} - 0,24-0,43 (0,33)$ ;  $S_{орг} - 0,17-0,51 (0,30)$ .

Мраморы. Известковые: 1 — диопсид-скаполитовый мрамор, правобережье среднего течения р. Налим-Рассоха, обр. 81378-1; доломитисто-известковые: 3 — форстеритовый мрамор, шпинельсодержащий, левобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. 81311-9; 4 — диопсид-скаполитовый мрамор, левобережье нижнего течения р. Хаптасыннах, обр. 81342-1а; доломит-известковые: 6 — форстеритовый мрамор, левобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. 81312-4; 7 — форстеритовый мрамор, шпинельсодержащий, правобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. 81334-2; известково-доломитовые: 9 — то же, там же, обр. 1P11; известковисто-доломитовые: 11 — то же, левобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. 81311-2; доломитовые: 12 — форстеритовый мрамор, правобережье верхнего р. Амбардах-Маган, обр. 2P-13;

Кальцифиры. Известковые: 14 — диопсид-скаполитовый, левобережье среднего

течения р. Налим-Рассоха, обр. 81354-4; 15 — то же, правобережье среднего течения р. Налим-Рассоха, обр. 81376-2; доломитисто-известковые: 17 — диопсидовый, правобережье среднего течения р. Налим-Рассоха, обр. 81353-1; 18 — диопсид-скаполитовый, правобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. 81334-7; 19 — то же, правобережье среднего течения р. Лабастах, обр. 3320-2; 20 — то же водораздел рек Арбын и Сон-Юрех, обрх 331-5; 21 — то же, правобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. Н76-81; 22 — то же, правобережье среднего течения р. Вюрбюр, обр. 3328-1; доломит-известковые: 24 — форстеритовый, шпинельсодержащий, правобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. 81337-1; 25 — диопсид-скаполитовый, там же, обр. 81334-4; известково-доломитовые: 27 — форстеритовый, правобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. 81334-3; 28 — диопсидовый, скополитсодержащий, правобережье нижнего течения р. Налим-Рассоха, обр. 9P29-3; доломитовые: 30 — форстеритовый, правобережье верхнего течения р. Амбардах-Маган, обр 328-5.

Известково-силикатные породы. Доломитисто-известковые: 31 — диопсид-скаполит-карбонатная, правобережье среднего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. Н4 14-81; 32 — то же, левобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. 81311-3; доломит-известковые: 34 — диопсид-скаполит-карбонатная, правобережье среднего течения р. Большая Куонамка, обр. 80328-1; 35 — диопсид-скаполитовая, правобережье среднего течения р. Билях-Томах, обр. 81320-1; 36 — диопсидовый плагиогнейс, правобережье среднего течения р. Ары-Маастах, обр. 80314-1б; известково-доломитовые: 38 — диопсид-скаполитовая, правобережье среднего течения р. Хаптасыннах, обр. 81335-2; 39 — то же, левобережье среднего течения р. Большая Куонамка, обр. 8036-1; 40 — то же, левобережье верхнего течения р. Ачагый-Хаптасыннах, обр. 81311-10; известково-доломитовые: 42 — диопсид-скаполитовая, карбонатсодержащая, левобережье верхнего течения р. Котуйкан, обр. 9P45-1.

Образцы из коллекций: 9, 12, 28, 42 — О.М. Розенз; 21, 31 — Ю.А. Нистратова; остальные — из коллекции В.Л. Злобина.

доломитовой составляющей концентрации этого элемента в 1,5 раза превышают таковые фанерозойских осадочных пород.

Таким образом, содержания и распределение петрогенных и малых элементов в изученных породах карбонатно-гнейсовой ассоциации Анабарского комплекса, за некоторыми исключениями, совпадают с таковыми в главных типах осадочных пород фанерозоя. В карбонатных (мраморы и кальцифиры) и известково-силикатных породах по характеру распределения Mg выделяются разновидности с различным содержанием доломита. Преобладают среди этих пород низкодоломитовые разновидности, хотя иногда присутствуют и собственно доломиты.

Вместе с терригенным материалом в бассейн поступали Ni, Cr, V, Sc, Zr, Ga, Ge и, по-видимому, в значительной части Pb, Zn, Cu. В процессе карбонатного осадконакопления в осадок поступал Sr. Распределение Ba непосредственно связано с карбонатным компонентом, что, по-видимому, является признаком эвапоритизации бассейна, поскольку в обычных условиях этот элемент поступает в осадок в составе терригенного компонента. Существенное повышение содержаний F в некоторых доломитовых кальцифирах, по-видимому, обусловлено той же причиной, что в целом позволяет считать осаждение доломитов в рассматриваемом комплексе следствием эвапоритизации.

Li, Rb, а также В, обычно приуроченные к терригенному компоненту, сохраняют свойственную фанерозойским осадкам общую схему распределения, однако в изученном метаморфическом комплексе их содержание нередко оказывается ниже такового тех осадков, которые характерны для отложений фанерозоя. Учитывая геохимические особенности этих элементов, можно предположить, что их пониженные концентрации обусловлены выносом при гранулитовом метаморфизме.



Седиментогенная природа рассматриваемых метакarbonатных пород раскрывается при изотопных исследованиях [153]. Для carbonатных пород отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют для мрамора 0,70462 (обр. 6, см. табл. 4), для carbonат-скаполит-диопсидовой породы 0,70470 (обр. 19, см. табл. 4), что согласуется с раннедокембрийским возрастом изучаемых пород и существенно ниже значений, характерных для фанерозойских carbonатных толщ, хотя соответствующие по радиологическому возрасту отложения [31, 288] должны иметь более низкие значения изотопов Sr (около 0,70100). Наблюдаемые расхождения, по-видимому, обусловлены контаминацией во время протерозойского наложенного метаморфизма.

Изотопный состав углерода и кислорода carbonатных минералов мраморов и кальцифиров (табл. 5), отобранных из разрезов хапчанской серии восточной зоны, характеризуется следующими величинами:  $\sigma^{13}\text{C} = -3,5 \div +0,5\%$ ,  $\sigma^{18}\text{O} = +15,6 \div +23,0\%$  (колонки 1–6 табл. 5). Эти характеристики, как и в других древних carbonатных породах, отвечают морским carbonатным фанерозойского времени [283, 290]. В кальцифирах хапчанской серии западной зоны carbonатная составляющая, представленная в основном кальцитом, имеет значения  $\sigma^{13}\text{C} = 9,3 \div +11,6\%$  и  $\sigma^{18}\text{O} = 15,2 \div 20,9\%$ . Утяжеление изотопного состава углерода объясняется, очевидно, отложением исходных carbonатных пород в эвапоритовых условиях [253, 257]. Полученные изотопные данные показывают, что исходные carbonатные породы отлагались в водной (морской) среде, а некоторые разности, содержащие повышенные количества изотопно тяжелого углерода, вероятнее всего, накапливались в эвапоритовых бассейнах. Все это достаточно хорошо согласуется с рассмотренными ранее геохимическими данными.

Выявленные закономерности строения разреза carbonатной ассоциации Анабарского комплекса и их геохимия позволяют сделать вывод, что они имеют первичную осадочную природу. Это наглядно подтверждается положением точек анализов на диаграмме Гаррелса и Маккензи [44] (рис. 9). На рисунке видно, что фигуративные точки мраморов ложатся в поле carbonатов, кальцифиров и известково-силикатных пород занимают область между полями песчаников и carbonатов, а гранатовых гнейсов — поле глин и частично песчаников. Тренд изученных пород carbonатной ассоциации расположен поперек линии магматических пород, верхняя левая часть которой соответствует породам кислого состава, нижняя правая — основного. Близость некоторых точек гранатовых гнейсов и известково-силикатных пород к тренду магматических пород свидетельствует о слабой дифференцированности обломочного материала.

Определения вероятного исходного минерального состава произведены по методу литохимического пересчета [151, 154]. Все операции по расчету проведены на ЭВМ ЕС 1022 Вычислительного центра ГИН АН СССР. Нанесение нормативных минеральных составов, вычисленных для усредненных анализов пород carbonатно-гнейсовой ассоциации Анабарского комплекса (табл. 6), на тройную диаграмму "терригенные — глинистые — carbonатные компоненты" показывает, что среди исходных пород, по-видимому, присутствовали два ряда отложений: более распространенный полимиктовый песчаник — carbonатный песчаник — carbonат и менее рас-

Таблица 5

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород Анабарского комплекса

Минералы	Восточная зона						Западная зона		
	Мраморы				Кальцифиры		Кальцифиры		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	$\sigma^{13}\text{C}$								
Кальцит	-2,40	-	-3,20	+0,50	-2,50	-3,50	+9,70	+11,60	+9,30
Доломит	-	0,60	-2,45	-0,20	-1,40	-	-	-	-
Графит	-3,60	-	-	-	-	-	-	-	-
	$\sigma^{18}\text{O}$								
Кальцит	+21,45	-	+19,30	+19,10	+18,40	+15,60	+15,20	+20,90	+19,70
Доломит	-	+1,25	+23,00	+19,0	+19,60	-	-	-	-
Диопсид	-	-	-	-	-	+9,00	+5,40	+10,30	+9,20
Гранат	-	-	-	-	-	-	+5,10	+5,10	+6,50
Кварц	-	-	-	-	-	-	-	+11,10	-
	Нормативный минеральный состав								
Кварц	-	-	2,89	4,21	8,00	14,26	21,80	12,00	18,00
Полевые шпаты	0,15	1,30	1,16	1,31	1,16	5,47	4,40	13,80	-
Глинистые	7,35	2,00	6,02	3,02	3,85	14,71	7	4	33
Кальцит	85,44	9,70	57,00	66,52	33,50	42,47	64,00	57,00	46,00
Доломит	5,91	86,00	30,17	24,61	43,38	16,70	-	7,00	5,00
Анкерит	0,85	-	2,06	1,29	9,81	5,89	-	6,00	-
Прочие	0,30	-	0,54	0,20	0,30	0,50	0,80	0,20	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечания. Анализы 1-7 соответствуют анализам 3, 11, 6, 7, 27, 25, 19 в табл. 4; 8 - андрадит-скаполит-диопсидовый кальцифир, правобережье нижнего течения р. Лабастан, обр. 3320-12; 9 - то же, там же, обр. 3320-10. Обр. 8, 9 содержат соответственно  $\text{SiO}_2$  - 23, 15, 39, 23;  $\text{CaO}$  - 41, 72, 29, 32;  $\text{CO}_2$  - 21,07, 12,07 мас.%.

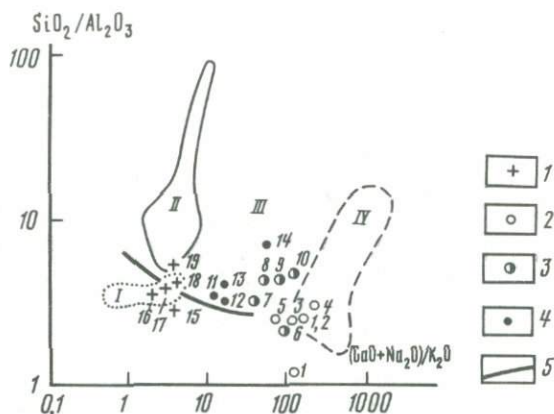


Рис. 9. Диаграмма  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}$  для седиментогенных пород Анабарского комплекса

1–4 – фигуративные точки пород карбонатно-гнейсовой ассоциации (средние составы): 1 – гранатовые гнейсы и гранулиты, 2 – мраморы, 3 – кальцифиры, 4 – известково-силикатные породы; 5 – тренд магматических пород.

I–IV – поля главных типов осадочных пород: I – глины, II – песчаники, III – терригенно-карбонатные породы, IV – известняки [44].

Цифры у точек соответствуют номерам в табл. 6

пространенный карбонат–мергель–глинистый песчаник. Гранатовые гнейсы, судя по расположению фигуративных точек на тройной диаграмме “кварцевые–полевошпатовые–пелитовые компоненты”, соответствуют грауваккам генотипической местности и архейских зеленокаменных поясов [154]. Разновидности с умеренным содержанием  $\text{SiO}_2$  отвечают граувакковым пелитам, более кремнеземистые (№ 18, 19) соответствуют грауваккам (рис. 10, 11).

На диаграмме  $\text{SiO}_2$  – исходный (нормативный) минеральный состав выделяются две части (рис. 12). Левая часть представлена рядом граувакка–карбонатный пелит. В этом ряду в составе глинистой части наблюдается повышение количества расчетного (нормативного) хлорита в граувакках с общим увеличением содержания пелитового компонента и резкое понижение его содержания в карбонатных пелитах при одновременном повышении доли иллита. При этом наблюдаются закономерные изменения в железистости нормативного хлорита  $f = t\text{Fe}_2\text{O}_3 / (t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  от 0,6–0,8 до 0,3–0,6 мас.% соответственно. Карбонатная составляющая в двух первых членах ряда играет незначительную роль и представлена кальцитом, в последнем доля ее резко увеличивается, а в составе существенно преобладает доломит.

Правая часть указанной диаграммы занята карбонатными и мергелистыми образованиями. Среди собственно карбонатных пород преобладают почти чистые известняки, мергели содержат равные количества кальцита и доломита, и лишь несколько промежуточных анализов включают известковые доломиты. Обломочные фазы представлены кварцем и полевыми шпатами, находящимися примерно в равных соотношениях. Среди нормативных глинистых фаз преобладает гидрослюда, и в некоторых разностях отмечается незначительное количество высокомагнезиального хлорита.

Таблица 6  
Нормативный минеральный состав седиментационных пород Анабарского комплекса

Минералы	Мраморы					Кальцифиры			
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Обломочные (сумма)	2,13	4,81	4,27	5,2	3,11	20,13	27,75	13,94	
Кварц	—	—	2,44	4	0,55	7,97	9,71	10,11	
Полевые шпаты (сумма)	2,13	4,81	1,83	2,2	2,56	12,15	18,05	3,82	
Ортоклаз	2,13	2,19	—	—	1,23	0,47	8,37	0,06	
Плагиоклазы (сумма)	—	2,62	1,83	1,2	1,33	11,69	9,68	3,77	
Альбит	—	2,37	1,65	1,2	1,20	10,56	8,75	3,40	
Анортит	—	0,25	0,18	0,1	0,13	1,12	0,93	0,37	
Глинистые компоненты (сумма)	2,52	3,52	2,15	4,01	7,94	13,37	6,78	12,20	
Каолинит	2,52	1,25	—	—	—	—	—	—	
Щелочно-магнезиальные (сумма)	—	—	1,87	2,01	4,16	13,37	6,78	12,20	
Иллит	—	—	1,87	2,01	4,16	13,37	6,78	12,20	
Монтмориллонит	—	—	—	—	—	—	—	—	
Магнезиальные и магнезиально-железистые (сумма)	—	2,27	0,28	2,00	3,78	—	—	—	
Серпентин	—	—	—	—	3,78	—	—	—	
Хлорит	—	2,27	0,28	2,00	—	—	—	—	
Карбонатные (сумма)	95,10	91,33	99,21	90,60	86,33	65,81	64,93	73,37	
Кальцит	91,75	76,90	56,47	41,52	—	55,11	51,18	44,30	
Доломит	1,49	12,79	35,87	46,70	86,33	2,90	9,24	23,45	
Анкерит	1,85	1,66	1,30	2,38	—	7,76	4,50	5,55	
Родохрозит	0,02	0,05	0,07	0,03	—	0,04	0,02	0,08	
Прочие (апатит, рутил, графит, пирит и др.)	0,26	0,34	0,37	0,12	0,25	0,69	0,63	0,49	

Примечание. Колонки 1—14 соответствуют колонкам 2, 5, 8, 10, 13, 16, 23, 26, 29, 30, 33, 37, 41, 43 (см. табл. 4); колонки 15—19 — колонкам 3, 6, 9, 13, 16 (см. табл. 3).

		Известково-силикатные породы						Гранулиты и гранатовые гнейсы		
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
10,14	10,34	28,04	31,81	42,43	16,07	45,88	53,04	44,14	65,41	59,89
8,59	9,34	21,05	19,91	24,64	13,86	13,89	15,93	26,34	31,01	35,47
1,54	1,00	6,99	11,89	17,79	2,22	32,00	37,11	17,80	34,40	24,43
—	—	—	—	3,06	—	—	7,90	—	8,49	—
1,54	1,00	6,99	11,89	14,73	2,22	32,00	29,21	17,80	25,92	24,43
1,40	0,90	6,32	10,75	13,32	2,00	29,93	26,41	16,09	23,43	22,08
0,14	0,10	0,67	1,14	1,41	0,22	3,07	2,80	1,71	2,49	2,34
5,87	6,89	26,12	33,95	32,65	38,24	43,60	40,53	49,47	30,56	32,33
—	—	7,99	—	—	—	—	—	—	—	—
3,14	3,03	18,13	33,95	6,85	38,24	9,04	17,95	22,39	9,67	24,84
3,14	3,03	4,33	18,16	6,85	5,86	9,04	17,95	17,97	9,67	13,09
—	—	13,79	15,79	—	32,86	—	—	4,42	—	11,75
2,73	3,86	—	—	25,80	—	34,56	22,58	27,08	20,89	7,49
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,73	3,86	—	—	25,80	—	34,56	22,58	27,08	20,89	7,49
83,81	86,62	44,72	33,51	24,15	44,98	8,85	5,31	5,39	3,16	7,13
26,01	20,44	40,36	14,10	22,39	9,19	3,20	4,81	3,01	1,72	2,69
52,49	58,86	—	7,70	1,07	16,11	3,40	—	—	—	—
5,26	3,29	4,26	11,60	—	19,57	1,46	0,30	2,10	1,31	4,32
0,04	—	0,09	0,11	0,14	0,12	0,78	0,20	0,28	0,14	0,12
6,18	0,15	1,12	0,73	0,63	0,71	1,67	1,12	1,00	0,87	0,65

выявляется при пересчете анализов. Присутствие в некоторых разрезах доломитов, сульфат-иона в скаполитах и изотопно-тяжелого углерода можно объяснить изоляцией отдельных бассейнов, в которых создавались условия для эвапоритизации. Проведенный анализ свидетельствует о том, что породы карбонатной ассоциации отлагались, вероятнее всего, в условиях мелководного шельфа.

В целом исследование взаимоотношений между породами, участвующими в строении карбонатно-гнейсовой ассоциации, и изучение их геохимических особенностей позволяют сделать следующие выводы.

1. Содержания и распределение большинства петрогенных элемен-

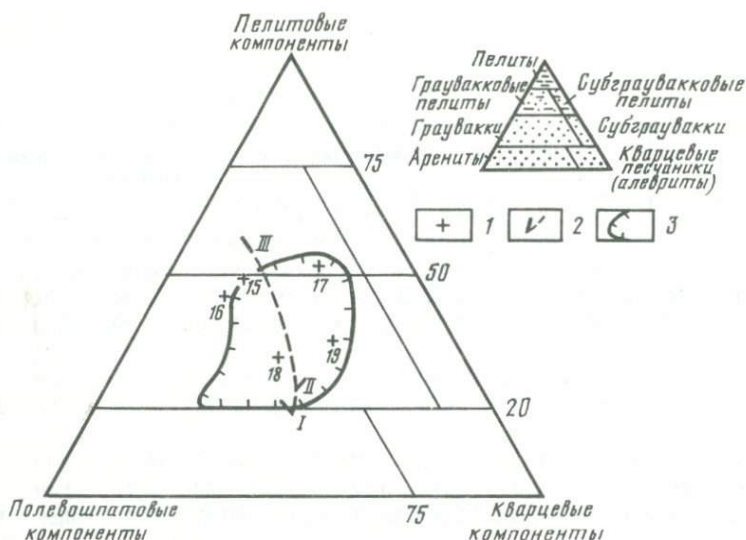


Рис. 10. Диаграмма кварцевые–полевцошпатовые–пелитовые компоненты для нормативного минерального состава метатерригенных пород Анабарского комплекса (по О.М. Розену)

1 – фигуративные точки гранатовых гнейсов и гранулитов (средние составы) и их номера (см. табл. 6); 2 – тренд граувакк генотипической местности (жирными линиями показано отклонение нормативного состава от модального); 3 – поле граувакк зеленокаменного пояса Абитибя [154].

I–III – гранулометрические фракции граувакк генотипической местности: I – крупнозернистая, II – среднезернистая, III – мелкозернистая [143].

На врезке – сводная диаграмма систематики терригенных пород [154]

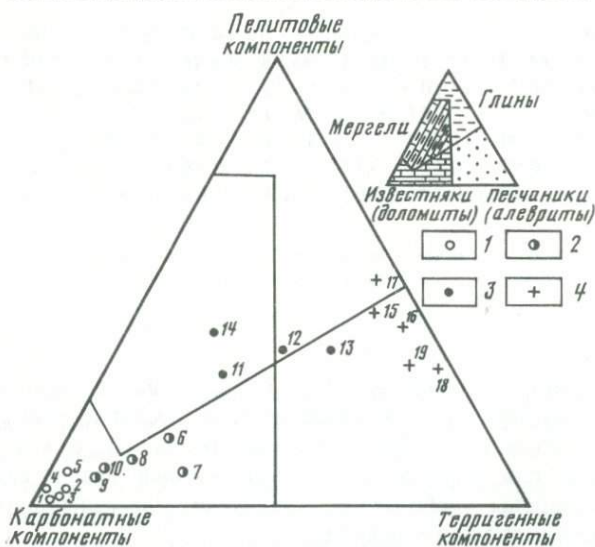


Рис. 11. Диаграмма карбонатные–пелитовые–терригенные компоненты для нормативного минерального состава метаседиментогенных пород Анабарского комплекса (по О.М. Розену)

Фигуративные точки и их номера (см. табл. 6) : 1 – гранатовые гнейсы, 2 – мраморы, 3 – кальцифиры, 4 – известково-силикатные породы.

На врезке – сводная диаграмма систематики терригенных пород [187]

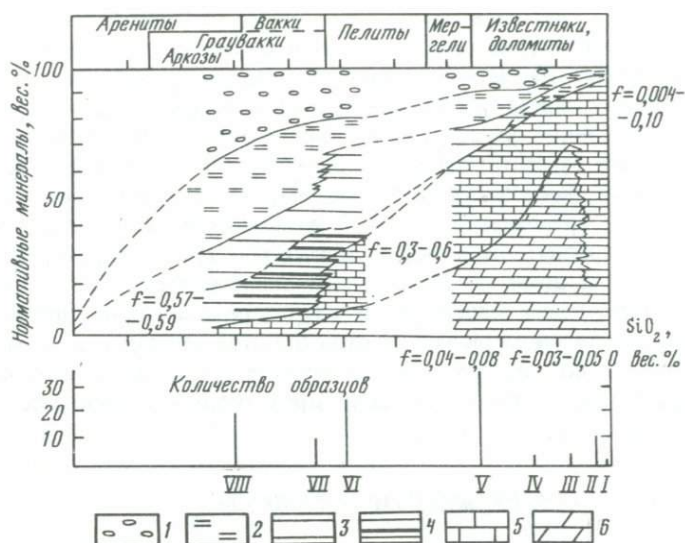


Рис. 12. Диаграмма содержание кремнезема—нормативный минеральный состав (по О.М. Розену) для метаседиментогенных пород Анабарского комплекса

1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — магнезиально-щелочные глинистые минералы (иллит, монтмориллонит); 4 — магнезиально-железистые глинистые минералы (хлорит); 5 — кальцит; 6 — доломит.

Железистость хлорита  $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ .

Римскими цифрами обозначены: I—III — мраморы: I — колонка 1 (см. табл. 6), II — колонки 2,3 (среднее), III — колонки 4,5 (среднее); IV, V кальцифиры: IV — колонки 9,10 (среднее), V — колонки 6–8 (среднее); VI — известково-силикатные породы, колонки 11–14 (среднее); VII, VIII — гранатовые гнейсы: VII — колонки 15–17 (среднее), VIII — колонки 18, 19 (среднее)

тов и элементов-примесей свидетельствуют о том, что карбонатные и известково-силикатные породы, а также гранатовые гнейсы имеют первично-осадочное происхождение. Мраморы соответствуют известнякам и реже доломитам, кальцифиры — карбонатным породам, загрязненным терригенной примесью, известково-силикатные породы — карбонатным глинам (мергелям), гранатовые гнейсы — грауваккам.

Специфической чертой седиментогенных пород являлось низкое содержание В, что как будто бы свидетельствует о низкой солености бассейна, но достаточно высокие содержания Ва и F позволяют считать, что осадконакопление происходило в условиях нормальной солености.

2. История осадконакопления на основе предложенной выше корреляции частных разрезов может быть представлена в следующем виде. На выровненной поверхности вулканитов (в настоящее время это гиперстен-плагноклазовые гнейсы верхнеанабарской серии) накапливались существенно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, затем терригенные отложения (пачки № 1, 2, см. рис. 6), после чего началось интенсивное карбонатонакопление (пачка 3), сменившееся отложением песчаных пород в восточной зоне и вулканитов — в западной (пачка 4). Затем на всей площади Анабарского щита снова накапливались карбо-

натные отложения небольшой мощности, которые были перекрыты мощной толщей песчаных пород с линзами карбонатных пород и прослоями вулканитов (пачка 5). В восточной зоне мощности карбонатных пород в нижних частях разреза составляют от первых метров до 20–30 м, обычным является тонкое переслаивание карбонатных и терригенных пород (мощность слоев от сантиметров до десятков сантиметров). Максимальная мощность карбонатных пород (100–300 м) отмечается в двух слоях (маркирующие горизонты 3 и 4). В вулканогенном разрезе западной зоны внутри карбонатной пачки 3 характерно грубое чередование карбонатных слоев мощностью 1–30 м и вулканогенных слоев мощностью 10–100 м. При общем выдержанном характере разреза не удалось установить признаки закономерного ритмичного напластования.

Совокупность полученных данных приводит к выводу, что осадконакопление рассмотренных отложений происходило в условиях мелководного шельфа.

### АНОРТОЗИТЫ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ПОРОДЫ

На Анабарском щите, так же как и в других районах развития древнейших пород земной коры, присутствуют своеобразные магматические комплексы, большую часть которых слагают анортозиты — почти мономинеральные плагиоклазовые породы, относящиеся к категории автономных анортозитов [25].

Ассоциация анабарских анортозитов и пород среднего состава по всем признакам удовлетворяет определению монцодиорит-анортозитовой магматической формации [172]. Образование этих пород происходило на определенном этапе структурно-метаморфической эволюции Анабарского щита. В выделенной формации анортозиты пространственно тесно связаны с иотунитами и мангеритами — метаморфизованными магматическими породами среднего состава — и образуют типичную ассоциацию, известную во многих районах мира. В группу средних и кислых пород нормальной или повышенной щелочности входят породы, отдельные разновидности которых по химическому составу отвечают диоритам, монцодиоритам, сиенитам и гранитам. Как и анортозиты, эти породы обычно метаморфизованы, но часто сохраняют признаки магматического происхождения.

На территории Анабарского щита установлены и изучены три группы анортозитовых массивов — Маганская, Котуйканская и Салтахская, локализованные в пределах одноименных линейных тектонических зон, выполненных диафторированными (в условиях амфиболитовой фации) породами, мигматитами и тектонитами. Подробные сведения, касающиеся особенностей геологического строения анортозитовых массивов Анабарского щита, изложены авторами в ряде публикаций последних лет [172, 174, 176].

Самая крупная по площади выходов Котуйканская группа анортозитовых массивов расположена в северной части Котуйкан-Монхолинской зоны, которая в этом районе имеет ширину 15–30 км. Общая площадь анортозитовых массивов и связанных с ними пород составляет здесь около 900 км<sup>2</sup>. Выделяются Центральный, Северный и Восточный

массивы, разобщенные узкими (до 0,5 км) зонами диафторитов. В удалении от этих крупных массивов закартированы небольшие по размерам тела анортозитов, площадь выходов которых не превышает несколько квадратных километров (Баллаганакский, Монхолинский массивы и др.). Кроме перечисленных массивов, залегающих среди диафторитов внутри Котуйкан-Монхолинской зоны, в ее непосредственном обрамлении также установлено наличие анортозитов, слагающих небольшие (до 100 м мощности) дайкообразные тела, согласные с простиранием гиперстеновых плагиогнейсов и двупироксеновых кристаллических сланцев Анабарского гранулитового комплекса [172]. Контакты анортозитов с вмещающими диафторитами повсеместно тектонические.

Самым крупным в Котуйканской группе является Центральный массив площадью около 580 км<sup>2</sup>. Как и другие массивы, в плане он имеет вид линзы, ориентированной в субмеридиональном направлении. Слагающие его анортозиты, габбро-анортозиты, лейкогаббро и габбро часто имеют полосчатое строение и образуют слои мощностью до нескольких десятков метров. Анортозиты резко преобладают над другими типами пород и распространены в центральной части массива; обогащение меланократовыми породами наблюдается в краевых частях, в полосе шириной до 1 км.

Восточный массив, расположенный на левом берегу р. Болдоно, имеет площадь около 120 км<sup>2</sup>. Его центральная часть сложена анортозитами и габбро-анортозитами, краевая часть, представляющая собой полосу шириной 5–10 км, — метамагматическими породами среднего состава (монцодиоритами), которые на Анабарском щите описывались под названием "иотуниты" [100, 178] или "метагаббро" [40]. По сравнению с анортозитами эти породы характеризуются большей степенью измененности, что выражается в катаклазе и перекристаллизации. Это комплекс, в котором присутствуют породы, варьирующие по составу от диорита до гранита при значительном преобладании монцодиоритов.

К северо-западу от Центрального расположен Северный массив, имеющий площадь 200 км<sup>2</sup>. От Центрального массива он отделен узкой зоной диафторитов и, скорее всего, является его продолжением. По сравнению с другими массивами, он характеризуется наименьшим разнообразием пород и почти целиком сложен мономинеральными анортозитами.

В Маганскую группу анортозитовых массивов входят три массива, расположенные в верховьях рек Маган и Чопко, — Чуостахский, Амбардахский и Джогджоский общей площадью около 350 км<sup>2</sup>. Два первых, по-видимому, являются частями некогда единого массива; значительно меньший по размерам Джогджоский массив представляет собой пластинообразное тело длиной 14 км и шириной 1 км, залегающее согласно с вмещающими породами. Строение анортозитовых массивов Маганской группы аналогично таковым Котуйканской.

Сведения о составе и строении Салтахской группы массивов до недавнего времени были весьма ограничены. Монцодиориты, развитые в северо-западной части Салтахской зоны, тяготеют к ее западной границе и частично перекрыты рифейскими осадочными породами. Главной особенностью Салтахской группы является резкое преобладание средних пород (монцодиоритов) над анортозитами. В плане тела монцо-

диоритов имеют линзобразную форму, их скопление и образует массив, общая площадь которого составляет около 300 км<sup>2</sup>.

До недавнего времени считалось, что анортозитовые массивы Анабарского щита представляют собой крупные крутопадающие линзовидные тела. Однако изучение внутренней структуры анортозитовых массивов, проведенное авторами, в сочетании с результатами гравиметрических исследований [146] свидетельствует о том, что большинство крупных массивов имеют относительно небольшую мощность (1–2 км) и подстилаются породами метаморфического субстрата. При этом наиболее эродированные массивы, сложенные анхимономинеральными анортозитами, свойственны Маганской группе, а наименее эродированные — Салтахской группе массивов.

Значения радиологического возраста, полученные К–Аг-методом по плагиоклазам, слюдам, амфиболам, из анортозитов располагаются в интервале 1,5–2,2 млрд лет [40, 179], соответствуют возрасту метаморфических преобразований в амфиболитовой фации и могут быть приняты лишь как предельная верхняя возрастная граница монцодиорит-анортозитовой формации. Этот вывод подтверждается и результатами термоизохронного датирования [175]: для анортозитов были получены значения 2 млрд лет, а для монцодиоритов — 2,7 млрд лет. Аналогичная картина характерна и для других древнейших анортозитовых комплексов СССР [178]: явно более поздние по геологическим данным ассоциирующие с анортозитами средние породы дают более древние значения радиологического возраста. Очевидно, различные значения радиологического возраста анортозитов и ассоциирующих с ними пород связаны с особенностями их термодинамической истории — более длительным временем остывания высокотемпературных анортозитов.

Косвенным подтверждением связи анортозитов с гранулитами архейского возраста является сходство как структур распада порообразующих пироксенов из анортозитов и гранулитов, так и типоморфных особенностей цирконов из этих пород [9]. Совокупность минералогических признаков может служить подтверждением того, что либо анортозиты, как и вмещающие их породы, испытали метаморфизм гранулитовой фации, либо кристаллизация анортозитов происходила в условиях гранулитового метаморфизма [178]. Все изложенные данные позволяют предполагать архейский возраст анабарской монцодиорит-анортозитовой формации.

**Типы пород.** Анортозиты и габбро-анортозиты существенно преобладают в рассматриваемой формации. Анортозиты содержат 90–100% плагиоклаза, габбро-анортозиты — 70–90%. Это белые или серые крупно-среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, гиперстена, субкальциевого авгита, титаномagnetита; акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, сульфиды; вторичные — амфибол, биотит, гранат, корунд. В процессе амфиболитового метаморфизма происходит перекристаллизация пород и замещение пироксена амфиболом. При этом таблитчатые кристаллы плагиоклаза ( $An_{60-80}$ ) размером в среднем до 2 см переходят в агрегаты мелких (1–2 мм) изометричных кристаллов плагиоклаза ( $An_{70-85}$ ) белого цвета. Конечным продуктом таких изменений являются равномернозернистые амфиболовые анортозиты, иногда с порфи-

робластами граната альмаنديнового ряда. Представительные химические анализы типичных разновидностей рассматриваемых пород приведены в табл. 7.

Характерной особенностью анортозитов и габбро-анортозитов Анабарского щита по сравнению с другими анортозитовыми формациями автономного типа является повышенное содержание анортотита в плагиоклазе. В распределении нормативного плагиоклаза, состав которого близок к модальному, наблюдаются два максимума: один приходится на составы  $An_{55-60}$ , другой — на  $An_{70}$ . В целом автономные анортозитовые ассоциации можно разделить по составу плагиоклаза на лабрадоровые и андезиновые [203]. Анортозиты Анабарского щита относятся к лабрадор-битовнитовному типу, встречающемуся относительно редко.

Расчет субсолидусных температур по двупироксеновому геотермометру дал температуры порядка  $1000^{\circ}\text{C}$  для пироксеновых анортозитов. Биотит-гранатовый и амфибол-гранатовый геотермометры указывают на более низкие температуры метаморфизма ( $650-700^{\circ}\text{C}$ ).

Габбро, нориты, пироксениты составляют около 15% монцодиорит-анортозитовой формации. Они сложены теми же минералами, что и анортозиты, и связаны с ними постепенными переходами. Особый интерес представляют апатитоносные габбро-нориты, обнаруженные в пределах Восточного массива, где они залегают в виде прослоев мощностью 50–100 м, чередующихся с анортозитами, и характеризуются следующим составом (в %): плагиоклаз (40–44), пироксен (32–39), титаномагнетит (5–11), апатит (5–10); вторичные минералы представлены биотитом (до 10), амфиболом (до 5), гранатом (до 3) и кварцем (до 5). Количество  $\text{P}_2\text{O}_5$  достигает 3,7%. По своему геологическому положению и составу апатитоносные габбро-нориты близки к типу бедных руд Джугджурского массива аккумуляционного типа и, возможно, представляют промышленный интерес.

В монцодиоритовую серию входят различные породы, от диорита до гранита. Название "монцодиорит" для всей серии используется как обобщающее, так как в ней преобладают диориты и монцодиориты. Это среднезернистые серые или розовато-серые, массивные, реже полосчатые породы. В результате перекристаллизации они приобрели неравномернозернистую структуру вследствие сохранения при грануляции более крупных кристаллов пироксена. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (50–70), пироксены (5–14), амфибол (до 14), биотит (до 6), кварц (10–12), акцессорные железорудные минералы и апатит.

Плагиоклаз ( $An_{45-58}$ ) представлен ксеноморфными изометричными кристаллами, в которых изредка наблюдаются двойники и часто присутствуют антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Гиперстен и субкальциевый авгит образуют скопления ксеноморфных кристаллов размером до 3 мм, которые по краям замещены зеленовато-бурым амфиболом и биотитом. Субсолидусные температуры, определенные по двупироксеновому геотермометру, оцениваются в  $950^{\circ}\text{C}$ . Кварц имеет признаки вторичного происхождения, он выполняет трещины и межзерновые пространства. Железорудные акцессорные минералы встречаются в ксеноморфных обособлениях и представлены тонкими сростками маг-

Таблица 7

Химический состав пород монцодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита

Компонент	Анортозиты						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	55,75	55,90	49,76	50,46	50,57	51,21	53,16
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,24	0,08	0,09	0,08	0,07	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,57	23,59	30,22	29,48	28,50	28,82	29,28
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,47	2,83	1,66	1,85	2,62	1,95	1,69
FeO	0,66	—	1,10	1,20	1,63	1,32	1,38
MnO	He обн.	0,03	0,02	He обн.	0,02	He обн.	0,05
MgO	0,34	1,08	0,64	0,58	1,44	0,39	1,27
CaO	9,01	8,40	13,65	13,21	12,44	12,23	7,36
Na <sub>2</sub> O	5,12	5,20	2,90	3,05	3,05	3,85	4,15
K <sub>2</sub> O	0,51	0,60	0,21	0,20	0,28	0,22	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,27	He обн.	0,04	0,03	He обн.	0,03
П.п.п.	0,50	0,76	0,36	0,54	0,47	0,76	0,92
Сумма	99,50	98,9	99,50	99,50	99,50	99,50	99,34
Ni	<5	26	10	9	20	5	10
Co	4	4	5	5	9	3	<3
Cr	28	43	16	25	50	34	18
V	12	44	15	15	23	11	17
Sc	2	5	4	3	6	—	<2
Ba	240	340	50	60	50	100	150
Sr	350	780	200	240	240	400	340
Pb	9	13	7	10	3	11	9
Zn	<30	30	<30	30	<30	<30	<30
Cu	6	5	14	20	17	9	5
Zr	60	20	70	30	50	10	40
Ga	30	28	25	27	25	26	32
Ge	0,8	—	0,8	0,6	0,8	0,9	0,5
Nb	<7	—	<7	<7	<7	<7	<14
Ta	<0,3	—	<0,3	0,7	<0,3	0,8	<0,7
Li	10	11	4,2	3,6	5,3	2,9	3,3
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
B	9	6	7	6	7	—	9
F	100	—	<100	100	100	100	180

Компонент	Габбро-анортозиты				Габбро			
	16	17	18	19	20	21	22	
SiO <sub>2</sub>	46,21	46,76	49,28	49,23	48,24	47,04	46,65	
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,40	0,57	1,74	0,77	0,95	2,75	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,04	26,04	22,79	17,72	21,94	22,18	23,29	
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,12	5,89	6,54	13,54	8,76	8,69	12,76	
FeO	—	—	—	9,69	4,67	—	3,78	
MnO	0,07	0,08	0,09	0,16	0,13	0,13	0,09	
MgO	2,97	2,39	4,12	3,43	6,51	4,20	2,60	

	Анортозиты					Габбро-анортозиты		
	8	9	10	11	12	13	14	15
	50,48	50,61	51,27	46,84	47,47	49,99	50,47	51,94
	0,09	0,16	0,16	0,10	0,06	0,10	0,71	0,37
	29,20	28,50	27,56	31,84	31,56	25,74	23,09	24,89
	2,10	2,61	2,81	2,01	1,57	4,27	7,38	4,80
	—	—	—	—	—	3,26	5,21	3,81
	0,02	0,02	0,03	0,03	He обн.	0,04	0,09	0,04
	0,88	0,41	0,81	0,90	0,92	3,86	2,21	1,01
	13,02	11,91	11,51	15,42	15,39	11,75	10,47	10,80
	3,62	3,70	5,00	2,30	2,42	2,80	3,70	4,10
	0,09	0,74	0,32	0,02	0,04	0,16	0,92	0,67
	He обн.	He обн.	0,03	0,04	0,07	He обн.	0,07	0,05
	"	0,84	He обн.	He обн.	He обн.	0,79	0,39	0,83
	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
	<5	<5	8	42	9	79	24	12
	<3	<3	4	6	5	18	19	11
	7	7	15	11	13	140	27	47
	5	10	11	17	42	34	180	53
	13	<2	8	6	14	—	18	—
	30	230	140	110	50	60	210	200
	120	360	400	280	220	400	190	110
	6	11	10	7	8	11	18	13
	<30	<30	30	<30	<30	30	60	60
	5	8	7	37	13	22	35	12
	40	40	30	20	20	10	100	90
	32	30	28	35	25	21	33	26
	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9	1,6	1,0
	<14	<14	<14	<14	<14	<7	<7	<7
	<0,7	<0,7	0,8	<0,7	<0,7	<0,3	0,3	1,0
	3,8	5,0	5,0	3,6	3,9	4,2	8,3	12,0
	<5	<5	<5	<5	<5	<5	19	17
	—	—	—	—	—	—	8	—
	100	140	120	90	120	300	200	200

	Монцодиориты						
	23	24	25	26	27	28	29
	54,74	58,84	60,07	55,79	58,54	61,16	61,38
	0,52	0,54	0,44	0,73	0,75	0,84	0,75
	17,74	18,76	15,99	19,30	18,44	16,47	17,23
	9,88	6,20	7,82	7,98	6,93	7,09	5,23
	—	—	—	5,61	4,31	4,86	3,37
	0,15	0,08	0,13	0,09	0,07	0,11	0,09
	3,40	2,54	3,52	3,82	3,31	3,38	3,39

Таблица 7 (окончание)

Компо- нент	16	17	18	19	20	21	22
CaO	13,92	13,70	12,38	8,62	9,95	13,41	6,21
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,65	3,42	3,20	2,01	2,75	3,67
K <sub>2</sub> O	0,28	0,23	0,29	0,93	0,64	0,10	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,02	0,43	0,04	0,05	0,06
П.п.п.	1,00	0,96	Не обн.	0,45	1,04	Не обн.	0,83
Сумма	99,50	99,14	99,50	99,50	100,03	99,50	99,50
Ni	70	85	33	24	14	33	26
Co	43	20	20	27	27	25	32
Cr	74	70	230	44	19	96	260
V	100	15	86	140	270	120	330
Sc	14	6	20	—	28	20	6
Ba	100	90	110	920	110	50	240
Sr	340	250	220	430	550	200	420
Pb	14	14	9	14	8	6	8
Zn	30	30	40	170	40	50	110
Cu	70	16	13	40	66	23	61
Zr	120	120	30	310	40	70	40
Ga	35	25	29	23	30	17	35
Ge	1,1	1,1	1,1	1,3	0,8	1,1	0,6
Nb	<14	<14	<14	21	<14	<14	<14
Ta	<0,7	0,6	<0,7	1,8	<0,7	<0,7	<0,7
Li	15,0	7,3	4,5	0,2	14,0	12,0	7,8
Rb	14	<5	<5	<5	<5	<5	<5
B	—	—	—	—	21	—	6
F	180	350	180	600	740	190	680

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т.  
 1 — кварцсодержащий амфиболовый анортозит, Восточный массив, левобережье р. Амбардах-Болдоно, обр. 8079; 2 — кварцсодержащий клинопироксен-амфиболовый анортозит, Восточный массив, левобережье р. Котуйкан, обр. 3Р-55-2; 3 — амфиболовый анортозит, Центральный массив, правобережье р. Котуйкан, обр. ПП-803; 4 — амфиболовый анортозит, Центральный массив, левобережье ручья Левый Кириэстий-Юрх, обр. ПП-801; 5 — амфиболовый анортозит, Центральный массив, правобережье ручья Киси-Унгуохтах-Юрх, обр. ПП-802; 6 — амфиболовый анортозит, Центральный массив, левобережье р. Котуйкан, обр. 9Р-34; 7 — клинопироксен-амфиболовый анортозит, Северный массив, правобережье р. Арбын, обр. 8162а; 8 — амфибол-клинопироксеновый анортозит, Монхольский массив, водораздел верхний рек Улахан-Джанака и Монхоло, обр. 8245; 9 — лейкократовый амфибол-клинопироксеновый анортозит, Чуостакский массив, водораздел рек Амбардах-Маган и Чуостак-Маган, обр. 8223; 10 — амфибол-клинопироксеновый анортозит, Чуостакский массив, левобережье р. Чуостак-Маган, обр. 8205в; 11 — лейкократовый амфиболовый анортозит, Джогджоский массив, правобережье р. Джогджо, обр. 2Р-21; 12 — амфиболовый анортозит, там же, обр. 8227а; 13 — амфиболовый габбро-анортозит, Центральный массив, левобережье р. Котуйкан, обр. 9Р-39; 14 — клинопироксен-амфиболовый габбро-анортозит, Центральный массив, правобережье р. Котуйкан, обр. 8065; 15 — гранатсодержащий амфиболовый габбро-анортозит, там

	23	24	25	26	27	28	29
	8,86	6,02	6,97	6,39	6,22	5,43	6,11
	2,93	4,00	3,20	4,00	4,20	3,60	3,90
	0,59	1,44	0,80	0,87	0,53	1,01	1,13
	0,19	0,22	0,07	0,31	0,26	0,19	0,23
	0,50	0,86	0,49	0,22	0,25	0,07	0,72
	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,35	100,16
	16	13	17	44	27	19	31
	11	10	12	14	18	20	17
	17	17	26	76	46	37	43
	84	88	150	100	95	120	60
	30	15	32	—	11	15	10
	150	280	100	500	250	370	620
	320	480	100	490	400	240	420
	17	15	11	16	12	14	13
	60	<30	<30	110	70	80	60
	24	26	13	36	15	33	27
	20	70	110	130	330	120	80
	24	37	18	27	30	39	42
	1,5	1,1	1,4	1,2	1,0	0,7	0,8
	<14	<14	<14	<7	<7	35	14
	<0,7	<0,7	0,8	<0,7	0,7	<0,7	<0,7
	12,0	12,0	11,0	9,5	8,6	4,9	9,4
	<5	72	5	<5	<5	<5	15
	6	11	24	—	7	<6	6
	—	—	—	800	400	700	1100

же, обр. 9РА-87в; 16 — амфиболовый габбро-анортозит, Чуостакский массив, правобережье р. Амбардах-Маган, обр. 2Р-6-3; 17 — амфиболовый габбро-анортозит, там же, обр. 2Р-6-1; 18 — амфибол-клинопироксеновый габбро-анортозит, Чуостакский массив, левобережье р. Чуостак-Маган, обр. 8205б; 19 — кварцсодержащее гранат-амфиболовое габбро, Центральный массив, правобережье р. Котуйкан, обр. 9РА-87а; 20 — амфиболовое габбро, Северный массив, правобережье р. Арбын, обр. 8162д; 21 — амфибол-клинопироксеновое габбро, Чуостакский массив, правобережье р. Амбардах-Маган, обр. 8211д; 22 — габбро с титаномagnetитом, Восточный массив, левобережье р. Котуйкан, обр. 8104б; 23 — гиперстеновый монцодиорит, Салтахский массив, левобережье ручья Дьенге-Юрхе, обр. 8318; 24 — амфиболлизированный пироксеновый монцодиорит, Салтахский массив, левобережье верхьев р. Салтах, обр. 8342; 25 — кварцсодержащий амфибол-пироксеновый монцодиорит, Салтахский массив, правобережье верхьев р. Игирэ-Далдын, обр. 8372а; 26 — пироксеновый монцодиорит, Восточный массив, левобережье р. Котуйкан, обр. 9Р-41; 27 — биотит-пироксеновый монцодиорит, Восточный массив, правобережье р. Котуйкан, обр. 8043; 28 — амфиболлизированный клинопироксеновый монцодиорит, Восточный массив, правобережье ручья Хайлах-Юрх, обр. 8173; 29 — биотит-амфиболовый монцодиорит, Центральный массив, левобережье р. Арбынкан, обр. 8116б.

Анализы образцов из коллекций: 1, 3–5, 7–10, 12, 14, 15, 18–25, 27–29 — В.С. Рачкова; 2, 6, 11, 13, 16, 17, 26 — О.М. Розена.

нетита и ильменита, образовавшимися в результате распада первичного титаномагнетита.

Наряду с ранней перекристаллизацией во всех породах монцодиорит-анортозитовой формации имеются признаки более позднего дробления и милонитизации, связанные с формированием зон диафтореза (линзовидные обособления кварца с пятнистым угасанием, искривление и полное исчезновение двойников в плагиоклазе, появление мозаично-струйчатых агрегатов кварца, плагиоклаза, биотита и амфибола).

**Петрохимия.** Значительный по объему петрохимический материал, включающий 232 собственных анализа и 54 анализа, собранные по литературным данным, позволяет детально охарактеризовать особенности химического состава пород. При обработке этих данных был применен метод кластерного анализа [64] с использованием ЭВМ в МГУ и ГИН АН СССР.

В результате обработки 251 анализ был объединен в 13 основных петрохимических типов; 35 анализов, не вошедших, в выделенные группы и соответствующих сильно измененным породам, было отбраковано. Составы главных петрохимических типов (средние по выделенным кластерам) приведены в табл. 8. Нормативные составы этих типов позволяют реконструировать исходные минеральные парагенезисы и в ряде случаев хорошо согласуются с модальными.

Среди собственно анортозитов (лейкократовых пород, содержащих более 90% плагиоклаза) четко обособились два петрохимических типа, различающиеся железистостью и составом нормативного плагиоклаза. Петрохимический тип 2 характеризует высокоглиноземистые анортозиты маганского типа (около 30%  $Al_2O_3$ ) с наиболее основным плагиоклазом (содержание нормативного анортита 77%, что близко к составу модального плагиоклаза). Эту группу составляют главным образом амфиболовые анортозиты с очень небольшим количеством темноцветных минералов, встречающихся преимущественно в массивах Маганской группы. Амфибол этих пород образовался непосредственно в процессе метаморфизма и от амфиболов, возникающих при замещении первичных пироксенов, отличается повышенной железистостью. Породы этого типа слегка недосыщены кремнеземом, что выражается в появлении нормативного нефелина и в отсутствии гиперстена, обычного в составах других, обогащенных плагиоклазом пород.

Петрохимический тип 6 характеризует наиболее распространенные на Анабарском щите анортозиты когуйканского типа с содержанием  $Al_2O_3 = 29$  мас.% и с плагиоклазом, отвечающим по составу основному лабрадору ( $An_{67}$ ). Это насыщенные кремнеземом довольно железистые анортозиты с небольшим количеством нормативного кварца. Из мафических минералов в них присутствует только нормативный гиперстен.

Среди габбро-анортозитов, содержащих 80–90% плагиоклаза, выделены три петрохимических типа (4, 7, 9). Наиболее магнезиальным является петрохимический тип 4. Такие породы содержат около 26 мас.%  $Al_2O_3$  и основной плагиоклаз ( $An_{73}$ ). Их нормативный состав почти полностью отвечает модальному — это гиперстеновые норито-анортозиты. Петрохимический тип 7 отвечает габбро-анортозитам с повышенной концентрацией рудных минералов (до 3% титаномагнетита). Для него ха-

рактерны относительно кислый плагиоклаз ( $An_{57}$ ) и пониженное содержание  $Al_2O_3$  (23 мас.%). Тип 9 представляет собой группу пород, промежуточных по составу между габбро-анортозитами и диоритами. Породы этой группы отличаются наиболее высоким содержанием  $SiO_2$  (до 55 мас.%) и наименьшим содержанием анортита в нормативном плагиоклазе ( $An_{52}$ ). В модальном составе этих пород присутствует кварц, часто встречается антипертитовый плагиоклаз (андезин), что отражается в повышенном по сравнению с другими лейкократовыми породами содержании  $K_2O$  (до 0,6 мас.%). Пространственно породы этого типа тесно связаны с монцодиоритами.

Наиболее меланократовые породы анортозитовой группы характеризуются петрохимическими типами 1, 3, 5. Тип 1 объединяет магнезиальные габбро-нориты, темноцветные минералы которых в большинстве случаев замещены амфиболом. Тип 3 соответствует апатитоносным габбро-норитам с повышенным содержанием титана (4,1 мас.%  $TiO_2$ ) и фосфора (2,4 мас.%  $P_2O_5$ ). Тип 5 характеризует распространенные среди меланократовых пород амфиболовые метагаббро.

Монцодиоритовая группа представлена петрохимическими типами 8, 10–13. Монцодиориты, охарактеризованные петрохимическим типом 8, соответствуют средним породам повышенной щелочности (55,3%  $SiO_2$ , 3,9%  $Na_2O$ , 0,98%  $K_2O$ ). Породы этого типа по химическому составу близки к породам типа 11, который соответствует кварцевым монцодиоритам (60,3%  $SiO_2$ , 3,8%  $Na_2O$ , 2,5%  $K_2O$ ). Щелочные породы, связанные с монцодиоритами постепенными переходами, представляет петрохимический тип 12, отвечающий кварцевому сиениту (67,3%  $SiO_2$ , 2,4%  $Na_2O$ , 4,6%  $K_2O$ ). Породы петрохимических типов 10 и 13 включены в состав формации с достаточной долей условности. Они сильно катаклазированы и до тектонической переработки, возможно, были мигматизированы. Часть из них может соответствовать переработанным метаморфическим породам Анабарского комплекса.

Количественное распределение выделенных петрохимических типов в массивах различных рассмотренных зон довольно неравномерное, и для удобства вкрест простираения зон дополнительно выделены западные и восточные подзоны (соответственно *a* и *b* на рис. 13). Для Маганской группы массивов характерно значительное количество битовнитовых анортозитов типа 2. Относительно немного здесь и средних пород, практически отсутствуют средние породы повышенной щелочности. В то же время в пределах Котуйканской группы битовнитовые анортозиты развиты в меньших количествах; возрастает роль основных и средних пород, появляются щелочные разновидности. Последние особенно типичны для Салтахской зоны. Такое распределение петрохимических типов пород с учетом геолого-геофизических данных, по-видимому, может быть объяснено обогащением нижних уровней массивов собственно анортозитами (главным образом типа 2), а верхних — монцодиоритами. Неравномерное распределение выделенных петрохимических типов пород наблюдается и внутри отдельных групп массивов. Так, петрохимические типы 8, 11, 12 преобладают в массивах восточных, менее эродированных подзон, а битовнитовые анортозиты типа 2 более характерны для массивов западных подзон.

Таблица 8

Петрохимические типы пород монцодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	48,04	48,04	41,51	51,30	51,76	
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,17	4,14	0,13	1,98	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	30,08	10,39	26,00	15,12	
tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,90	3,12	16,15	3,31	15,32	
MnO	0,17	0,01	0,24	0,04	0,39	
MgO	12,17	1,22	5,45	3,44	4,49	
CaO	10,38	14,65	9,73	12,97	7,57	
Na <sub>2</sub> O	1,73	2,50	2,68	2,58	2,22	
K <sub>2</sub> O	0,54	0,21	0,33	0,22	0,88	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	2,38	0,01	0,27	
F	51	72	75	49	77	
Q	—	—	5,58	1,62	6,06	
C	—	—	—	—	—	
Or	3,23	1,30	1,94	1,30	5,19	
Pl	41,02	90,55	37,93	80,53	47,36	
Ne	—	0,39	—	—	—	
Срх	19,93	2,05	14,45	4,59	5,97	
Орх	13,60	—	22,88	10,90	27,35	
Ol	17,43	4,60	—	—	—	
Mt	3,10	0,76	3,89	0,80	3,69	
Il	1,62	0,32	7,84	0,25	3,75	
Ap	0,07	0,02	5,62	0,02	0,64	
Срх	Wo	51,41	49,76	50,14	51,53	49,50
	En	31,02	20,98	22,44	31,66	18,56
	Fs	17,67	29,26	27,42	16,81	31,94
Орх	En	63,72	—	44,97	65,23	36,73
	Fs	36,28	—	55,03	34,77	63,27
Ol	Fo	61,45	39,65	—	—	—
	Fa	38,55	60,35	—	—	—
NPl	64,5	77,5	40,4	72,8	60,4	
Количество проб	12	17	5	11	20	

Примечания.  $F = tFe_2O_3 / (tFe_2O_3 + MgO)$ ; при расчете на нормативный состав количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> принято равным 0,15 tFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Петрохимические типы: 1 — магнезиальные амфиболиты (метагаббро-нориты); 2 — битовнитовые железистые анортозиты; 3 — апатитоносные габбро-нориты; 4 — битовнитовые магнезиальные анортозиты; 5 — железистые амфиболиты (метагаб-

Оценка среднего состава каждого анортозитового массива показывает, что на Анабарском щите анортозиты и габбро-анортозиты присутствуют примерно в равных количествах. Отсюда следует, что состав исходного расплава, из которого кристаллизовались анортозиты, должен быть более основным, чем предполагалось ранее.

	6	7	8	9	10	11	12	13
	52,12	52,55	55,32	55,50	60,35	60,38	67,29	71,55
	0,09	0,64	0,60	0,26	0,51	0,69	0,47	0,34
	29,14,	23,40	16,80	26,34	16,87	15,65	15,35	13,35
	1,76	6,22	8,56	2,73	7,62	7,62	4,30	3,92
	0,01	0,04	0,10	0,04	0,07	0,17	0,04	0,04
	0,40	2,22	5,86	0,61	3,24	3,85	1,83	1,22
	12,60	10,12	7,70	9,14	6,71	5,49	2,65	3,47
	3,55	3,92	3,91	4,80	3,65	3,46	3,37	4,05
	0,33	0,75	0,98	0,33	0,88	2,52	4,60	1,53
	0,01	0,04	0,17	0,03	0,10	0,17	0,10	0,03
	81	74	59	82	70	66	70	76
	1,46	—	1,36	3,45	13,40	10,39	19,43	31,01
	0,02	—	—	1,31	—	—	0,24	—
	1,95	4,49	5,78	3,25	5,19	14,87	27,22	9,09
	92,55	77,36	58,43	85,72	57,87	48,95	40,97	49,30
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	4,74	9,62	—	4,65	5,29	—	1,64
	3,39	9,43	21,21	5,05	15,86	16,96	9,97	7,28
	—	1,17	—	—	—	—	—	—
	0,42	1,50	2,07	0,66	1,84	1,84	1,04	0,95
	0,17	1,21	1,14	0,49	0,97	1,31	0,89	0,65
	0,02	0,09	0,40	0,07	0,24	0,40	0,24	0,07
	—	49,89	50,83	—	50,11	50,47	—	49,70
	—	20,72	27,65	—	22,15	24,20	—	18,79
	—	23,39	21,52	—	27,74	25,33	—	31,51
	30,73	41,25	56,20	30,10	44,32	48,88	45,68	37,40
	69,91	58,75	43,80	69,90	55,68	51,12	54,32	62,60
	—	38,98	—	—	—	—	—	—
	—	61,02	—	—	—	—	—	—
	67,3	57,2	43,3	52,6	46,7	40,3	30,5	30,5
	36	10	27	22	25	19	24	23

бро); 6 — лабродоровые железистые анортозиты; 7 — рудные амфиболовые габбро-анортозиты; 8 — монцодиориты (иотуниты); 9 — диорито-анортозиты; 10 — мило-ниты (по иотунитам?); 11 — кварцевые монцодиориты; 12 — кварцевые сиениты; 13 — милониты (по иотунитам или породам вмещающего гранулитового комплекса?).

Классификационная диаграмма (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) — SiO<sub>2</sub> позволяет отделить щелочную и субщелочную серии от толеитовой и известково-щелочной [27]. На диаграмме (рис. 14) точки, отражающие состав анортозитовой петрогенетической серии, образовали отчетливый тренд, точно совпадающий с линией раздела указанных серий. Фигуративные точки

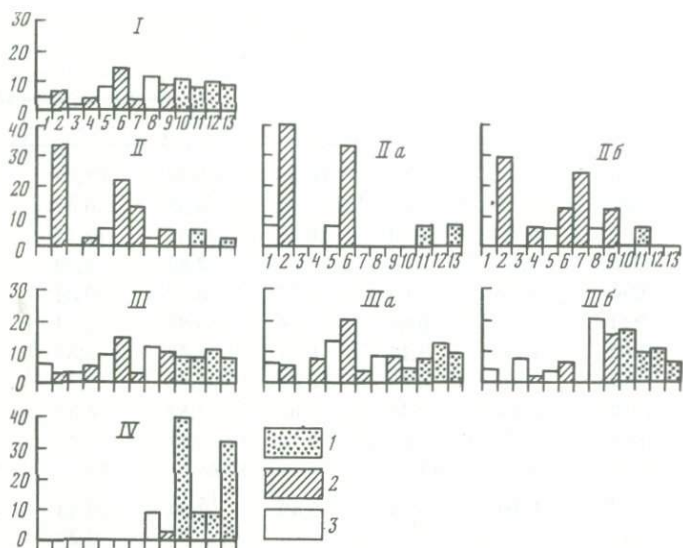


Рис. 13. Распространенность петрохимических типов монцодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита в различных группах массивов

I – все массивы; группы массивов: II – Маганская, III – Котуйканская, IV – Салтахская (а – западные, б – восточные массивы).

1–3 – петрохимические типы пород: 1 – монцодиоритовой группы, 2 – анортозитов, 3 – базитов

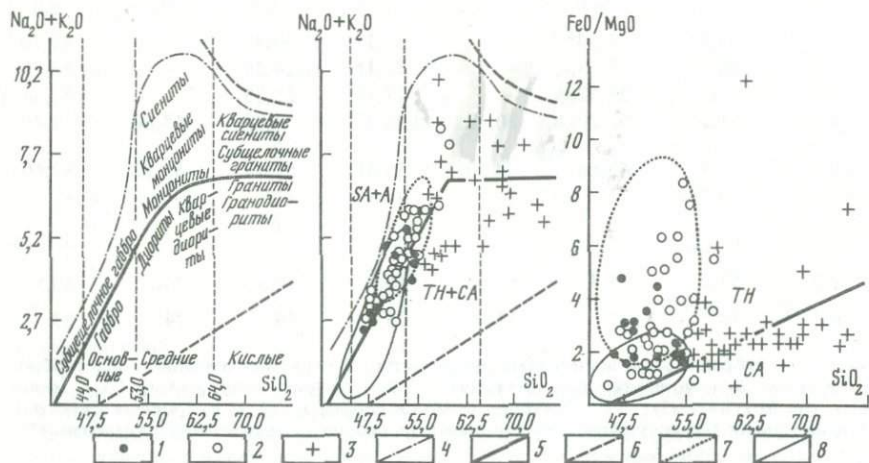


Рис. 14. Положение составов пород монцодиорит-анортозитовой формации в классификации магматических пород по содержаниям суммы щелочей и кремнезема [68] и отношения FeO/MgO относительно полей различных магматических серий [20]

1 – базиты; 2 – анортозиты; 3 – средние и кислые породы; 4 – верхняя граница распространения субщелочных пород; 5 – граница полей распространения субщелочных пород и пород нормальной щелочности; 6 – область распространения составов магматических пород; 7, 8 – поля составов пород формаций базит-анортозитовой группы: 7 – анортозит-гранитной, 8 – габбро-анортозитовой. Поля составов серий: SA – субщелочной, A – щелочной, TH – толеитовой, CA – известково-щелочной

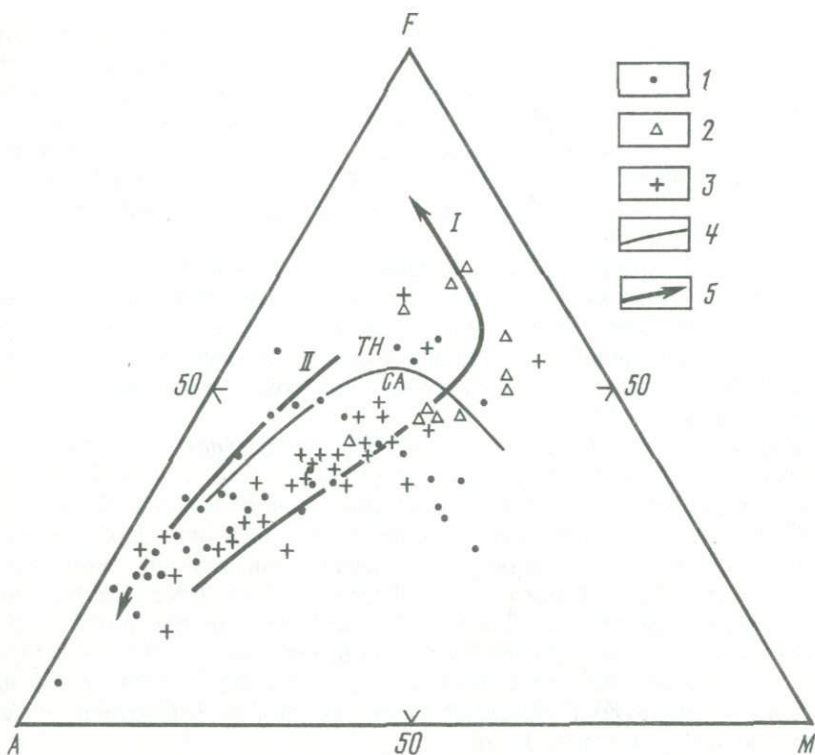


Рис. 15. Составы пород монцодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита на диаграмме *AFM*

1 — анортозиты; 2 — базиты; 3 — монцодиориты; 4 — граница полей толеитовой и известково-щелочной серий [224]; 5 — тренды: анортозитовый (I), мангеритовый (монцодиоритовый) (II) [192]; остальные условные обозначения см. на рис. 14

пород монцодиоритовой группы расположены по обе стороны разграничительной линии, а часть из них находится на продолжении анортозитового тренда, что может свидетельствовать в пользу их генетической связи с породами анортозитовой группы.

На диаграмме  $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ , используемой для разделения известково-щелочной и толеитовой серий, составы пород монцодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита также занимают промежуточное положение. Анортозиты и базиты почти полностью попадают в поле толеитовой серии, монцодиориты и более кислые породы — в поле известково-щелочной серии, а щелочные — в поле толеитовой серии. На диаграмме *AFM* (рис. 15) видно, что в породах анортозитовой группы проявляется тенденция к накоплению железа в более поздних дифференциатах (появление рудных габбро, титаномагнетитовых руд); породы монцодиоритовой группы, напротив, имеют тенденцию к накоплению щелочей и кремнезема в процессе дифференциации. Эти тенденции изменения химического состава базитовой и среднекислой составляющих характерны для многих мангерит-анортозитовых формаций. На этой диаграмме

большая часть составов пород анабарской монцодиорит-анортозитовой формации располагается в поле известково-щелочной серии и лишь некоторые составы могут быть отнесены к толеитовой серии. Таким образом, в принятой классификации породы монцодиорит-анортозитовой формации не могут быть отнесены к какой-либо одной из выделяемых в настоящее время петрохимических серий. Очевидно это связано со спецификой химического состава анортозитовых петрогенетических серий докембрия.

Приведенные выше данные показывают, что анабарские анортозиты относятся к монцодиорит (мангерит)-анортозитовой формации — промежуточной по своим петрохимическим характеристикам между анортозит-гранитной формацией, возраст которой оценивается в 1,7 млрд лет, и габбро-анортозитовой, образование которой происходило около 3 млрд лет назад.

**Геохимия.** Для анортозитов и обогащенных плагиоклазом пород характерны повышенные содержания Sr (120–780 г/т), Ba (30–340 г/т), низкие содержания Rb и элементов группы железа. Высокие K/Rb-отношения, значительно превышающие аналогичные величины для обычных коровых пород, свидетельствуют о значительной глубине зарождения исходных расплавов. Однако для анабарских анортозитов эти значения несколько меньше, чем для аналогичных пород из других районов. Это может быть объяснено влиянием регрессивного метаморфизма, в процессе которого могла происходить миграция K и Rb, в связи с чем неизмененные анортозиты обладают более высокими K/Rb-отношениями по сравнению с метаанортозитами.

Большинство монцодиоритов (исключая метасоматически измененные разности) также характеризуются низкими содержаниями Rb и высокими K/Rb-отношениями (500–600) и могут быть отнесены по этому признаку к низкокальциевой серии [199]. Содержания Sr в этих породах варьируют от 100 до 490 г/т, при этом наиболее обогащены Sr лейкократовые диориты. Концентрации Ba в среднем составляют 200 г/т, что несколько ниже, чем в обычных породах известково-щелочных серий, а отчетливая корреляция с содержаниями K отсутствует, очевидно, вследствие некоторого изменения содержания K при диафорезе.

Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляет 0,70364–0,70375 для плагиоклаза неизмененных (пироксеновых) габбро-анортозитов и 0,70374–0,70393 для плагиоклаза перекристаллизованных пород, что хорошо согласуется с данными по другим анортозитовым массивам (среднее значение): 0,70297 — габбро-анортозитовая ассоциация Кольского полуострова; 0,70360 — монцодиорит-анортозитовая ассоциация Каларского массива; 0,70424 — анортозит-гранитная ассоциация Восточно-Европейской платформы. Поскольку содержания Rb в плагиоклазах анортозитов очень малы, то приведенные выше значения, вероятно, несущественно отличаются от первичных. Таким образом, величины отношений изотопов свидетельствуют о том, что анортозиты Анабарского щита являются магматическими глубинными породами.

Содержания Ni в анортозитах колеблются от 5 до 42 г/т, Cr — 7–50, V — 5–44. В габбро-анортозитах содержания этих элементов повышаются (г/т): Ni до 85, Cr до 230, V до 180. Базиты анортозитового комплекса

характеризуются сравнительно низкими концентрациями этих элементов (Ni – 14–33, г/т Cr – 19–96, V – 120–270) и повышенными содержаниями Ba (до 920 г/т), Sr (до 550 г/т) и других литофильных элементов. По этим признакам они существенно отличаются от среднего состава микроэлементов основных пород [287].

По сравнению со средними породами породы монцодиоритовой группы обогащены элементами группы железа (Ni до 100 г/т, Co до 80, V до 1000, Cr до 800 г/т); в то же время они характеризуются низкими концентрациями Rb (среднее – 26 г/т) и других литофильных элементов.

Базиты и анортозиты, образовавшиеся в результате дифференциации магматического расплава, характеризуются положительными корреляционными связями между содержаниями Ni, Cr и коэффициентом *mg* П. Нигли [172], что еще раз доказывает генетическое единство базит-анортозитовой группы пород и возможность их образования в результате кристаллизационной дифференциации. На диаграммах Co–Ni и V–Cr (рис. 16, 17) для пород анортозитовой группы обнаруживается положительная корреляция между этими элементами, наиболее отчетливо выраженная на диаграмме Co–Ni. На этом графике состав анортозитов и базитов занимает промежуточное положение между современными островодужными и океаническими базальтами [103]. На диаграмме V–Cr общая закономерность изменений концентраций этих элементов прямо противоположна трендам современных вулканитов. Это характерная особенность анортозитовой группы пород. Породы монцодиоритовой группы не обнаруживают прямой корреляции между содержаниями Cr и V, концентрации Co в целом увеличиваются с повышением содержания Ni. Анализы монцодиоритов на диаграмме Co–Ni частично перекрывают поля современных вулканитов.

Содержания РЗЭ определены в анортозитах и ассоциирующих с ними породах, плагиоклазах и апатитах, выделенных из образцов, по которым произведены валовые определения (табл. 9). Все обогащенные плагиоклазом породы (как амфиболовые, так и пироксеновые анортозиты) характеризуются резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (рис. 18). В анортозитах отчетливо проявлена положительная аномалия Eu. Для габброидов характерны повышенные по сравнению с анортозитами содержания РЗЭ и несколько меньше Ce/Yb-отношения, отмечается незначительная отрицательная аномалия Eu. Хотя эти породы по минеральному и химическому составу относятся к базитам, распределение РЗЭ в них иное, чем в типичных базальтах, и скорее приближается к распределению РЗЭ в средних породах. Пироксениты имеют повышенные содержания тяжелых РЗЭ по сравнению с легкими и характеризуются отрицательной аномалией Eu. Монцодиориты обладают наиболее высокими концентрациями РЗЭ, наклон графиков примерно такой же, как и у анортозитов. При этом анабарские монцодиориты характеризуются самыми низкими содержаниями РЗЭ среди пород мангеритового (монцодиоритового) комплекса других ассоциаций [175].

Графики распределения РЗЭ в плагиоклазах очень сходны с анортозитовыми. Максимальную аномалию Eu имеют плагиоклазы монцодиоритов, что связано с присутствием антипертитового плагиоклаза. Распределение РЗЭ в крупных реликтовых кристаллах (наиболее сохранившихся при

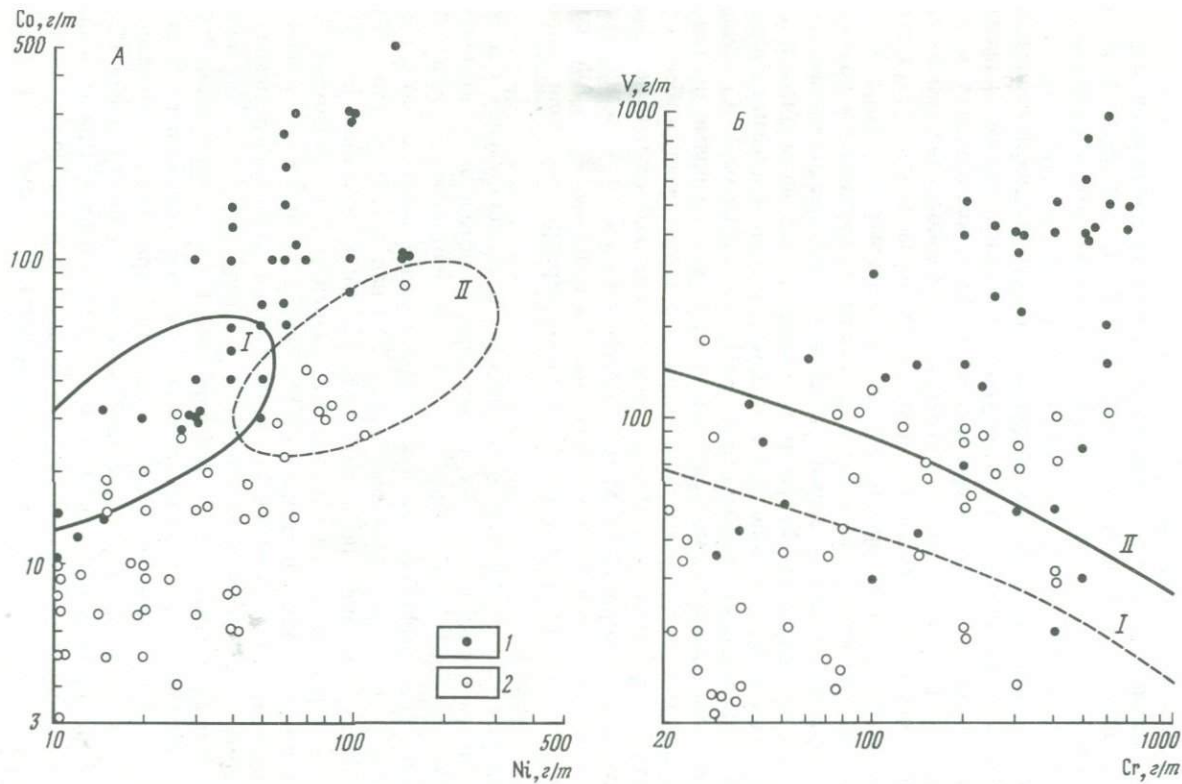


Рис. 16. Составы пород анортозитовой группы на диаграммах Co-Ni (А) и Cr-V (Б).  
 1 - базальты; 2 - анортозиты. Поля островодужных (I) и океанических (II) базальтов [85]

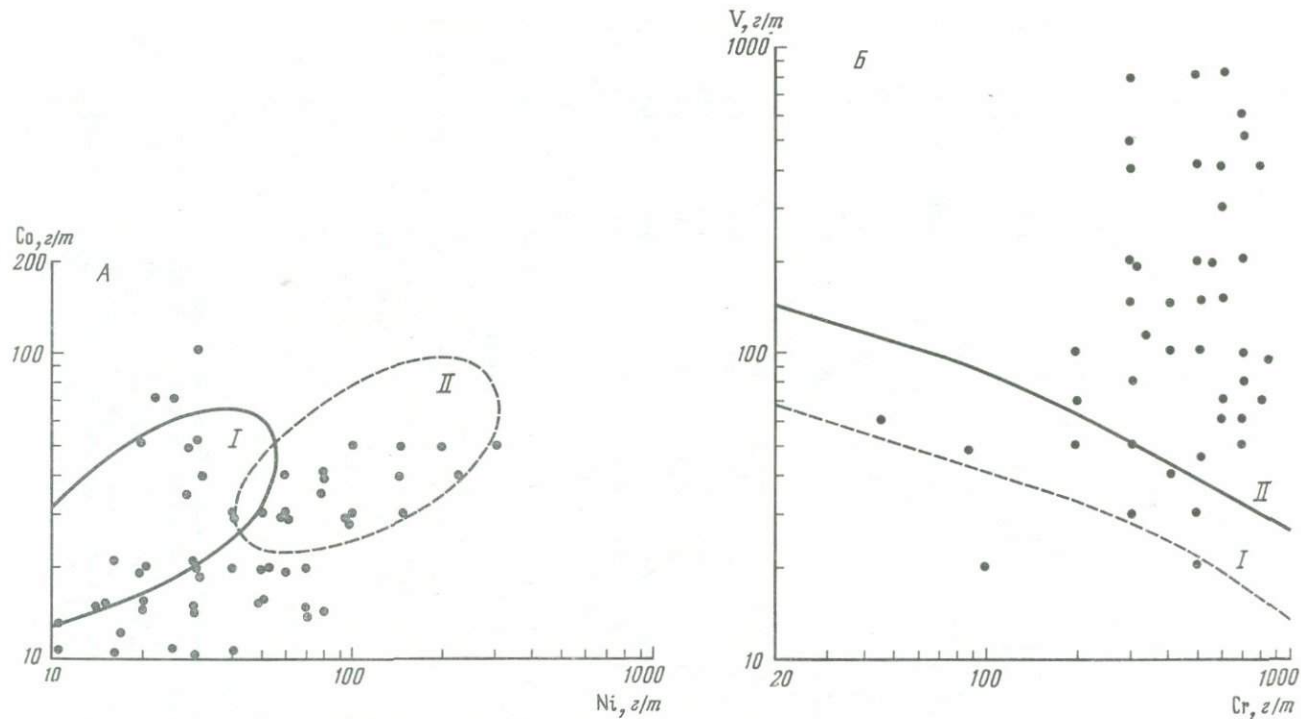


Рис. 17. Составы пород моноциклоритовой группы на диаграммах Co-Ni (А) и Cr-V (Б) в сравнении с полями и трендами современных вулканитов (поля I и II см. на рис. 16)

Таблица 9

Содержание РЗЭ в породах и минералах монцодиорит-анортозитовой формации, г/т

Элемент	Массив						Средний хондрит
	Восточный					Цент- ральный	
	1	2	3	4	5		
Порода							
La	1,2	—	8,6	1,2	31,0	1,7	0,330
Ce	1,9	—	19,0	2,9	74,0	3,0	0,880
Sm	0,27	—	3,10	0,61	9,60	0,28	0,181
Eu	0,29	—	1,20	0,18	2,10	0,49	0,069
Th	0,040	—	0,600	0,160	1,300	0,047	0,047
Yb	0,21	—	2,30	1,00	2,20	0,12	0,200
Lu	0,300	—	0,360	0,180	0,27	0,013	0,034
Eu/Eu <sup>1*</sup>	3,3	—	1,1	0,8	0,7	5,9	—
Ca/Yb <sup>1*</sup>	2,3	—	2,1	0,7	8,6	6,4	—
Плагиоклаз							
La	1,14	2,2	8,4	—	7,0	1,8	—
Ce	2,4	3,7	11,0	—	9,4	3,3	—
Sm	0,22	0,28	0,37	—	0,39	0,17	—
Eu	0,32	0,50	0,25	—	1,50	0,52	—
Tb	0,053	0,062	0,057	—	0,450	0,024	—
Yb	0,11	0,14	0,76	—	0,13	0,12	—
Lu	0,280	0,024	0,025	—	0,019	0,016	—
Eu/Eu <sup>1*</sup>	9,5	4,9	1,8	—	12,4	2,0	—
Ce/Yb <sup>1*</sup>	5,6	8,8	17,8	—	18,6	7,0	—
Апатит							
La	—	—	—	—	310	200	—
Ce	—	—	—	—	1200	380	—
Sm	—	—	—	—	330	27	—
Eu	—	—	—	—	36	9,4	—
Tb	—	—	—	—	34	3,3	—
Yb	—	—	—	—	46	5,4	—
Lu	—	—	—	—	61	0,53	—
Eu/Eu <sup>1*</sup>	—	—	—	—	0,4	1,1	—
Ce/Yb <sup>1*</sup>	—	—	—	—	6,7	16,0	—

<sup>1\*</sup> Отношения элементов нормированы по хондритам.

П р и м е ч а н и е. 1 — пироксеновый анортозит, обр. 783-1, р. Болдоно; 2 — пироксеновый анортозит с крупным реликтовым плагиоклазом, правобережье р. Котуйкан, обр. 81; 3 — амфиболовое габбро, левобережье р. Болдоно, обр. 783-7; 4 — пироксенит, там же, обр. 786-4; 5 — монцодиорит, правобережье р. Котуйкан, обр. 81-1; 6 — амфибол-пироксеновый анортозит, правобережье р. Котуйкан, обр. ПП-803.

Анализы из коллекций: 1-5 — М.К. Суханова; 6 — В.С. Рачкова.

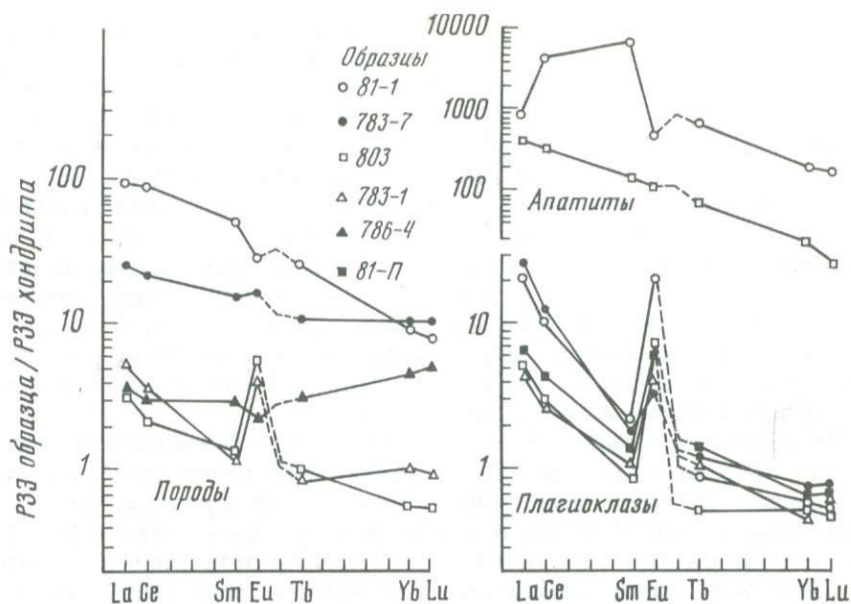


Рис. 18. Распределение редкоземельных элементов в породах и минералах монцодиорит-анортозитовой формации Анабарского щита (Центральный и Восточный массивы Котуйканской группы)

метаморфизме) сходно с распределением РЗЭ остальных пород. По содержанию и характеру распределения РЗЭ эти плагиоклазы отличаются от плагиоклазов современных базальтов и пород расслоенных габброидных массивов: они обогащены РЗЭ и обладают значительно более высокими Ce/Yb-отношениями и сходны с плагиоклазами пород других монцодиорит-анортозитовых ассоциаций. Апатиты анортозитов характеризуются положительной аномалией Eu, что, возможно, связано с метаморфическими преобразованиями. Сравнение полученных результатов с данными по другим анортозитовым формациям показывает большое сходство как в абсолютных содержаниях РЗЭ, так и в характере их распределения с породами типичных мангерит-анортозитовых формаций и отличие их от образований древней габбро-анортозитовой формации Луны и Земли.

Расчет состава исходного расплава с учетом коэффициентов распределения минерал-расплав как по модели фракционной кристаллизации, так и по составу РЗЭ реликтовых плагиоклазов показывает, что если анортозиты являются кумулатами и остаточный расплав после их кристаллизации, соответствующий монцодиориту, составил 10–50%, то исходная магма должна была обладать примерно следующими содержаниями микроэлементов (г/т): Ce – 50, Sm – 20, Eu – 15, Yb – 10 (нормализованные по хондритовым значениям), Rb – 15, Ba – 300, Sr – 350. Такие характеристики могут иметь высокоглиноземистые расплавы типа андезитобазальта.

Методом высокотемпературного хроматографического анализа был установлен состав газов, заключенных в плагиоклазах анортозитов и монцодиоритов. Для наименее измененных анортозитов выявлено присутствие

следующих компонентов (мл/г):  $H_2O$  — 0,60,  $CO_2$  — 0,08,  $CO$  — 0,04,  $CH_4$  — следы,  $H_2$  — 0,09,  $N_2$  — 0,10, содержания которых близки к значениям, полученным для гранулитов:  $H_2O$  — 0,76,  $CO_2$  — 0,07,  $CO$  — 0,05,  $CH_4$  — 0,06,  $H_2$  — 0,10,  $N_2$  — 0,03; метаанортозиты с амфиболом характеризуются несколько большими содержаниями воды и углекислого газа:  $H_2O$  — 1,76,  $CO_2$  — 0,97,  $CH_4$  — следы,  $H_2$  — 0,10,  $N_2$  — 0,1. Монцодиориты по составу флюидной фазы близки к измененным анортозитам. Разница в составе флюидной фазы плагиоклазов анортозитов и метаанортозитов указывает на различные условия метаморфизма, а сходство состава флюидной фазы неизмененных анортозитов и гранулитов может свидетельствовать об образовании анортозитов до или во время метаморфизма гранулитовой фации. По составу флюида, соотношению окисленных и восстановленных фаз анабарские анортозиты наиболее близки к породам монцодиорит-анортозитовых ассоциаций.

Многочисленные данные позволяют считать, что докембрийские автономные анортозиты [25] являются типично магматическими породами. Особенности состава ассоциирующих с анортозитами пород дают возможность предполагать различные исходные расплавы для различных формаций — от базальтового, высокоглиноземистого (анортозитового) до андезитового. В настоящее время имеются экспериментальные данные о получении преимущественно плагиоклазосодержащих фаз из магм различного состава. Однако петрографические и геохимические особенности анортозитов вводят существенные ограничения для различных построений. Так, возможность образования анортозитов из водосодержащих базальтовых магм [304] не согласуется с отсутствием гидроксилсодержащих минералов в большинстве анортозитов, с тесной ассоциацией с "сухим" гранулитовым комплексом и с характером флюидной фазы, кратко охарактеризованной выше. Наиболее удовлетворительно объясняют связь анортозитов и средних пород, которая наблюдается в монцодиорит-анортозитовой формации, эксперименты Т. Грина [231], проводившиеся при малых давлениях  $H_2O$  и показавшие принципиальную возможность образования анортозитов и ассоциирующих с ними пород из относительно сухих магм базальтового и андезитового состава.

По мнению части исследователей [275], ранние стадии развития Земли характеризовались высоким тепловым потоком, что должно было приводить к плавлению вещества на малых глубинах. Если предположить, что механизм плит действовал на ранних этапах формирования земной коры, то маломощные литосферные плиты древней земной коры должны были взаимодействовать друг с другом, погружаясь под небольшими углами. В этом случае небольшой угол субдукции позволял длительное время подвергать частичному плавлению сравнительно однородные древнейшие комплексы (серые гнейсы тоналит-грондьемитового состава) и сохранять расплавы в термостатированной обстановке — наиболее благоприятных условиях для образования монцодиорит-анортозитовых ассоциаций, которые в последующие тектонические циклы были выведены на менее глубокие горизонты земной коры.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНАБАРСКОГО КОМПЛЕКСА

### ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ГЛУБИННОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА

Гранулитовые комплексы наиболее широко представлены в древних ядрах платформ, где они слагают гранито-гнейсовые и плагиогнейсовые ареалы (Земля Эндерби и Адели в Антарктиде, районы Боксфьорд в Западной Гренландии, Скаури на северо-западе Шотландии и др.). Кроме ареалов, гранулиты слагают протяженные пояса (пояс Лимпопо, Пикунитоней, Лапландский и др.) и представлены там метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами. Гранулиты Анабарского щита по составу пород, условиям метаморфизма близки к ареальным гранулитовым комплексам. Характерным типом пород ареальных гранулитов являются гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы тоналитового состава с многочисленными телами метабазитов. Условия  $T$ - $P$ -метаморфизма таких гнейсов по многочисленным определениям в разных регионах относительно высоки:  $T = 850-950^{\circ}\text{C}$  (иногда выше),  $P = 8-11$  кбар. В некоторых регионах (Западная Гренландия, северо-запад Шотландии) наблюдаются переходы гранулитогнейсов в гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. Гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фаций отличаются друг от друга содержанием целого ряда элементов, что позволяет предполагать возможность перераспределения вещества при изменении условий метаморфизма на границе амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Из всех направлений геологических исследований петрология пород Анабарского щита наиболее полно представлена в опубликованной литературе. Имеется детальное петрографическое описание пород [73, 98, 99, 142], проведен анализ минеральных парагенезисов [98, 99], и, наконец, изучены фазовые равновесия и на этом основании получены данные о  $T$ - $P$ -условиях метаморфизма [28, 38]. Эти работы дают общее представление о характере метаморфизма пород Анабарского щита и являются хорошей основой для дальнейших более детальных исследований минеральных фаций, термодинамического режима и эволюции процессов в глубинных гранулитовых комплексах.

Большая часть Анабарского щита сложена пироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами тоналитового состава. Наиболее широко они развиты в нижней части разреза — далдынской и верхнеанабарской сериях. За этими породами устойчиво укоренилось название эндербитов или эндербитоидов, т.е. пород с характерной ассоциацией  $Hu-Pi-Q$ . В пределах обширного поля эндербитоидов встречаются линзы, тела метабазитов (богатых  $\text{CaO}$  пород), прослой других пород. Здесь кратко рассмотрены главные типы пород — эндербитоиды и тесно связанные с ними метабазиты.

**Петрография эндербитоидов и ассоциирующихся с ними пород.** Пироксеновые плагиогнейсы и гнейсы имеют гнейсовидную, линейно-параллельную

текстуру и гранобластовую, гетеробластовую структуру. Породы средне-крупнозернистые. Плаггиогнейсы делятся на две главные разновидности — мезократовые и лейкократовые, которые отличаются друг от друга по окраске, количественно-минеральному и химическому составу. Мезократовые двупироксеновые плаггиогнейсы содержат ортопироксен — 10–25%; ( $f = 0,3 \div 0,4$ ), клинопироксен — 5–10% ( $f = 0,3 \div 0,4$ ), биотит — 0–10%, плагиоклаз (№ 28–35) — 50–70%, кварц — 2–10% и акцессорные минералы — циркон, апатит, ильменит, магнетит, пирит. Лейкократовые гиперстеновые плаггиогнейсы и гнейсы состоят из ортопироксена (часто имеет реликтовую, скелетную форму зерен) ( $f = 0,3–0,45$ ) — 2–10%, плагиоклаза-антипертита (№ 22–30) — 50–70%, калиевого полевого шпата — 0–10%, кварца — 20–35% и акцессорных минералов — циркона, апатита, магнетита, ильменита. Двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы содержат: ортопироксен ( $f = 0,35 \div 0,50$ ) — 10–30%, клинопироксен ( $f = 0,25 \div 0,35$ ) — 15–25%, роговую обманку ( $f = 0,45 \div 0,55$ ) — 0–25%, плагиоклаз (№ 35–60) — 40–55%, биотит — 0–5%, акцессорные минералы — апатит, магнетит, ильменит, пирит. Гранат-двупироксеновые и гранат-клинопироксеновые кристаллические сланцы включают: ортопироксен ( $f = 0,35 \div 0,60$ ) — 5–15%, клинопироксен ( $f = 0,3 \div 0,5$ ) — 15–30%, плагиоклаз (№ 35–55) — 40–60%, акцессорные минералы — апатит, магнетит. Среди метабазитов встречаются также биотит-двупироксеновые, амфибол-гранат-двупироксеновые, биотит-гранат-двупироксеновые кристаллосланцы, для которых характерно присутствие биотита и роговой обманки.

Чередование плаггиогнейсов и кристаллосланцев в разрезе обуславливает характерный полосчатый облик обнажений. Доминирующим типом являются мезократовые плаггиогнейсы, в которых находятся линзы и полосы кристаллических сланцев. Последние могут находиться как среди мезократовых, так и среди лейкократовых плаггиогнейсов. Отмечаются два типа контактов между плаггиогнейсами и кристаллосланцами — резкие и постепенные. Постепенные переходы представляют собой зоны, в которых меняется соотношение мафических и салических минералов. Одновременно исчезает или сохраняется в небольшом количестве клинопироксен, а зерна гиперстена принимают скелетную форму. По трещинам спайности гиперстена развиваются вторичные продукты замещения. В салической части породы появляется кварц, иногда калиевый полевой шпат, а в плагиоклазе — значительное количество антипертитовых вростков ортоклаза. Несмотря на изменения количественно-минерального и химического состава пород в ряду кристаллический сланец—мезократовый плаггиогнейс—лейкократовый гнейс, состав темноцветных минералов, в частности гиперстена, не меняется (табл. 10). Таким образом, в эндрбитоидах наблюдается следующая смена ассоциаций от метабазитов к лейкократовым плаггиогнейсам и гнейсам: (1)  $Orx + Crx + Pl \pm Am$ ; (2)  $Orx + Pl \pm Crx + Am \pm Q$ ; (3)  $Pl + Q \pm Orx \pm \pm Or$ ; (4)  $Pl + Q \pm Or$ . Петрографические наблюдения показывают, что происходит замещение ассоциаций метабазитов ассоциациями гранитоидов. Такие взаимоотношения в эндрбитоидах можно проиллюстрировать на треугольной диаграмме состав — парагенезис  $CaO-MgO-Al_2O_3$  (рис. 19). На рисунке видно, что кристаллосланцы и гиперстеновые плаггиогнейсы и гнейсы могут существовать совместно при одних и тех же  $T-P$ -условиях, но в про-

Таблица 10

Химический состав пород ряда двупироксеновый кристаллосланец – двупироксеновый плагиогнейс – гиперстеновый гнейс и гиперстена в них, мас. %

Компонент	Двупироксеновый кристаллосланец, обр. 19-4		Мезократовый диопсид-гиперстеновый плагиогнейс, обр. 19-3		Лейкократовый гиперстеновый плагиогнейс, обр. 19-2	
	Порода	Гиперстен	Порода	Гиперстен	Порода	Гиперстен
SiO <sub>2</sub>	50,13	53,07	51,51	53,18	60,60	53,03
TiO <sub>2</sub>	0,97	0,07	1,03	–	0,50	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	0,91	15,46	–	20,49	0,81
FeO*	9,97	23,60	12,40	25,32	5,05	24,68
MgO	0,13	0,49	0,16	0,46	0,05	0,53
MnO	7,0	21,19	5,99	20,29	1,47	20,58
CaO	8,67	0,91	8,20	0,64	5,91	0,62
Na <sub>2</sub> O	2,75	–	3,55	–	4,44	–
K <sub>2</sub> O	0,76	–	0,35	–	0,31	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,63	–	0,40	–	0,22	–
П.п.п.	0,5	–	0,5	–	0,5	–
Сумма	99,50	100,24	99,50	99,89	99,50	100,32

\*Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

Примечание. Анализы выполнены Т.М. Барсуковой на квантометре (ВИМС), анализы гиперстена – В.В. Ермиловым на микрозонде "Микроскан-5" (ИЛСАН).

цессе нарастающей гранитизации пород двупироксен-плагиоклазовые ассоциации должны сменяться гиперстен-плагиоклазовыми (без клинопироксена) и затем гиперстен-плагиоклаз-ортоклазовыми. Смена парагенезисов, вытекающая из анализа диаграммы, аналогична некоторым наблюдаемым соотношениям плагиогнейсов и кристаллосланцев на Анабарском щите. Образование эндербитоидов происходило в глубинных условиях и сопровождалось метаморфизмом гранулитовой фации.

**Термодинамический режим метаморфизма гранулитовой фации.** На Анабарском щите наиболее перспективными породами для оценки параметров метаморфизма являются метабазиты, которые широко распространены среди плагиогнейсов. Двупироксеновые кристаллические сланцы – доминирующий тип метабазитов в гранулитах, устойчивы в широком диапазоне температур и давлений. Нижняя температурная граница устойчивости этого парагенезиса определяется реакцией разложения роговой обманки в присутствии кварца [48]. В области высоких температур они устойчивы вплоть до расплавов. Верхняя граница устойчивости по давлению определяется реакцией габбро-эклогитового перехода, которая зависит от *T-P*-условий и состава системы [230]. Эта реакция обуславливает появление гранат-клинопироксеновых кристаллосланцев, широко распространенных в гранулитовых комплексах. Чаще всего появление эклогитоподобных ассоциаций в гранулитах рассматривается как признак повышения давления. Однако образование этих пород может быть обусловлено и другими причинами [113].

**Температура метаморфизма.** Высокотемпературные условия образования Анабарского щита определяются составом тех пород, которые доминируют в разрезе: двупироксеновые и гранат-двупироксеновые кристаллосланцы, гиперстеновые плагиогнейсы, биотит-гранатовые гнейсы и другие породы. Если учесть, что среди них встречаются ассоциации, образование которых возможно лишь при очень высоких температурах (например, сапфиринсодержащие), то следует считать, что гранулиты Анабарского щита действительно высокотемпературные. Такая точка зрения принимается большинством исследователей [28, 38, 99]. А.Н. Вишневский выделил

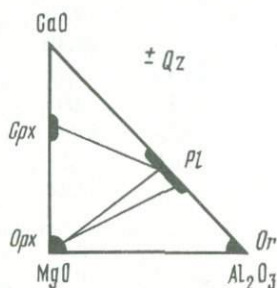


Рис. 19. Диаграмма состав-парагенезис для пород Анабарского комплекса

на Анабарском щите гранулитовые комплексы с разным режимом метаморфизма. Основываясь на результатах анализов сосуществующих минералов из разных парагенезисов Анабарского щита, он выдвинул предположение о трех ступенях гранулитового метаморфизма и соответственно трех гранулитовых комплексах: Анабарском ( $T = 820 \div 950^\circ\text{C}$ ), Маганском ( $T = 780 \div 850^\circ\text{C}$ ), Хапчанском ( $T = 750 \div 820^\circ\text{C}$ ). Однако это предположение, несомненно, требует дополнительных доказательств, поскольку метод оценки температур по диаграмме фазового соответствия, примененный А.Н. Вишневским, недостаточно точен. В настоящее время разработан ряд геотермометров, апробированных экспериментальным моделированием, которые позволяют уточнить данные по температуре метаморфизма. Наиболее часто в практике термометрии метабазитов применяются двупироксеновые термометры [135, 165, 250, 293, 303], а также клинопироксен-гранатовые термометры [165, 221, 272].

Температуры, полученные по этим термометрам, чаще всего не совпадают между собой (табл. 11). В этом случае необходимо проводить согласование данных. Проведенные нами ранее сравнения полученных по разным термометрам температур метаморфизма гранулитов Лапландского пояса показали хорошую сходимость данных двупироксенового термометра Л.Л. Перчука [135] и клинопироксен-гранатового термометра В.В. Славинского [165]. Эти же термометры применялись нами для определения температуры метаморфизма Анабарского щита. Для расчетов были взяты оригинальные образцы, отобранные из далдынской и верхнеанабарской серий в центральной части Анабарского щита (маршрут по рекам Джелинда, Капрал), а также образцы из коллекции других исследователей [38], использованные для выделения ступеней метаморфизма. Результаты расчетов температуры по двупироксеновому и клинопироксен-гранатовому термометрам приведены в табл. 12. Эти данные показывают высокую температуру метаморфизма —  $870\text{--}930^\circ\text{C}$ , в среднем около

Таблица 11

Химический состав сосуществующих пироксенов из двупироксеновых кристаллических сланцев (мас. %) и температура метаморфизма пород, определенная по двупироксеновым термометрам

Компонент	Обр. 4-3		Обр. 33-4	
	Гиперстен	Диопсид	Гиперстен	Диопсид
SiO <sub>2</sub>	52,26	50,44	52,30	52,96
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,43	0,08	2,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	3,63	1,02	0,23
FeO	24,20	10,78	26,32	9,75
MgO	20,61	11,74	18,93	11,36
MnO	0,72	0,23	0,79	0,31
CaO	0,57	22,71	0,55	22,15
Na <sub>2</sub> O	—	0,43	—	0,44
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,11
Сумма	99,78	100,39	99,72	99,75
T, °C				
По Л.Л. Перчуку [135]		898		879
По П.Уэлсу [293]		509		817
По В. Вуду, С. Банно [303]		572		796

900°С. Полученные данные не подтверждают выделенных А.Н. Вишневым [38] разнотемпературных гранулитовых комплексов, несмотря на то что образцы для расчетов мы брали из разных серий. Не отдавая предпочтения той или иной точке зрения на температурный режим метаморфизма, можно подчеркнуть, что температура метаморфизма в районах широкого развития эндербитоидов (далдынская и верхнеанабарская серии) исключительно высока — 900°С. Если сравнить ее с температурами метаморфизма в Лапландском поясе, то она окажется на 70–100°С выше. В этой связи можно предположить, что высокотемпературный режим глубинных процессов был одной из главных причин образования эндербитовых пород Анабарского щита.

Давление при метаморфизме играет важную роль в процессе фазовых переходов и в образовании минеральных парагенезисов. Однако его оценка с необходимой точностью не всегда возможна из-за несовершенства имеющихся геобарометров. До появления апробированных экспериментальными данными минеральных барометров давление оценивалось на основании анализа минеральных парагенезисов, изменения состава минералов. Наличие в метаморфических породах специфических парагенезисов как раньше, так и сейчас является важным признаком оценки величины давления. Показатель высокого давления в гранулитовых комплексах — гиперстен-силлиманитовые породы (метапелиты) и клинопироксен-гранатовые кристаллосланцы (метабазиты). Поэтому находки гиперстен-силлиманитовых пород позволили выделить здесь глубинную гиперстен-силлиманитовую суб-

Таблица 12

Температура метаморфизма пород Анабарского щита

№ п/п	Образец	T, °C		№ п/п	Образец	T, °C	
		I	II			I	II
1	332-б	994		18	94	952	—
2	417/3	898		19	29	919	—
3	807	912		—	—	—	—
4	645-а	939		20	923	899	854
5	356	937		21	615-з	924	938
6	291	907		22	207-а	887	860
7	244-а	918		23	154-2	949	929
8	131	978		24	2334-б	900	884
9	1241	921		25	22-б	855	819
10	1003-а	960		26	128-б	896	855
11	192-б	911		27	21-б	895	941
12	925	916		28	40	919	927
13	147-2/1031	921		29	94	887	—
14	161-Е/1031	925		30	21-е	880	—
15	867	944		31	621-1	887	—
16	158	977		32	615-1	889	—
17	248-б/1031	954					

Примечания. Анализы всех образцов заимствованы у А.Н. Вишневого [38]; I — дупироксеновый термометр Л.Л. Перчука [135]; II — клинопироксен-гранатовый термометр В.В. Славинского [165].

№ 1—19 — дупироксеновые кристаллические сланцы; № 20—32 — гранат-дупироксеновые кристаллические сланцы.

фацию метаморфизма, давление которой оценивается не менее 10 кбар [38, 98, 99]. Это давление принимается большинством исследователей при оценке условий метаморфизма гранулитов Анабарского щита. А.Н. Вишневский показал, что давление метаморфизма в выделенных им гранулитовых комплексах, так же как температура, было разным. В Анабарском комплексе оно достигало 8—11 кбар, в Маганском — 7—9 кбар, в Халчанском — 5,5—7,5 кбар. Согласно этим данным, наиболее глубинные парагенезисы приурочены к краевым частям крупных блоков на границе с зонами смятия и дробления. Эти породы представлены гранат-дупироксеновыми кристаллическими сланцами. Эти выводы требуют дальнейшего подтверждения, поскольку известно, что образование клинопироксен-гранатовых ассоциаций в гранулитах может быть обусловлено не только повышением давления, но и, например, понижением температуры или другими факторами [5, 113, 230].

Если исходить из особенностей геологического строения Анабарского щита, более вероятным кажется предположение о снижении температуры как причине образования эклогитоподобных пород на границах блоков, поскольку эта тенденция снижения температуры прослеживается в зонах смятия и дробления и после гранулитового метаморфизма и способствует образованию полиметаморфического Ламуйского комплекса.

Несмотря на дискуссионность проблемы генезиса эклогитоподобных по-

Таблица 13

Давление при метаморфизме, определенное по гранат-пироксеновому равновесию в гранат-двупироксеновых кристаллосланцах Анабарского щита, кбар

Образец	$Gr + Opx + Pl + Q$	$Gr + Cpx + Pl + Q$	$Gr + Cpx$ (барометр С. Харли [233])
	(барометр Р. Ньютона, Б. Перкинса [266])		
40	10,57	8,60	17,21
154-2	7,68	6,61	16,95
923	6,55	2,18	17,52
615-3	9,10	9,10	15,37

род в гранулитовых комплексах Анабарского щита, эти породы тем не менее успешно могут быть использованы для оценки давления при метаморфизме. Равновесие граната с орто- и клинопироксеном широко применяется петрологами в целях термо- и барометрии [165, 221, 223, 266].

В настоящее время предложено несколько клинопироксен-гранатовых и ортопироксен-гранатовых барометров [233, 266]. Однако точность определения давления пока еще невелика. Один из последних барометров, предложенный Р. Ньютоном, Д. Перкинсом [266], был применен для расчета давления в эклогитоподобных породах Анабара.

Для оценки давления были взяты образцы, отобранные нами на реках Котуйкан, Далдын, Кюнгкюй-Рассоха. Ряд образцов заимствован из работы А.Н. Вишневого [38]. Результаты определений давления по барометрам ( $Opx + Gr + Pl + Q$ ,  $Cpx + Gr + Pl + Q$ ) приведены в табл. 13. Эти данные показывают, что давление, полученное по обоим барометрам из одних образцов, существенно различается (4–5 кбар).

В целях уточнения данных по давлению мы применили метод построения линий равновесия минералов в парагенезисе  $Gr + Opx + Cpx + Pl + Q$  при условии независимого определения температуры. Пятиминеральный парагенезис  $Gr + Opx + Cpx + Pl + Q$  на Анабарском щите представлен двумя главными типами:  $Gr_{17-23} + Opx_{44-50} + Cpx_{65-70} + Pl_{40-55} + Q$ ;  $Cr_{30-35} + Opx_{65-55} + Cpx_{75-80} + Pl_{40-50} + Q$ .

Если причинами изменения состава минералов являются температура и давление, то линии равновесия для более магнезиальных составов ( $Gr_{30-35}$ ) на диаграмме  $T-P$  будут смещены в область более высоких давлений. Однако возможна и другая ситуация, часто встречающаяся в метаморфических комплексах, когда температура и давление были постоянными, а образование ассоциаций с разным составом фаз определялось разным исходным составом пород. В этом случае линии равновесия должны пересечься в какой-то точке или сходитьсь в определенной области на диаграмме  $T-P$ . При этом можно приблизительно оценить как температуру, так и давление метаморфизма, поскольку точка пересечения линий будет соответствовать таким условиям, при которых в разных по составу метабазитах мог образоваться парагенезис  $Gr + Opx + Cpx + Pl + Q$ .

Расчет линий равновесия

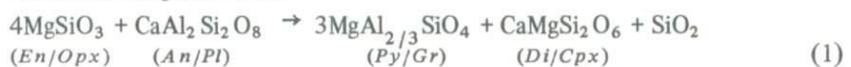


Таблица 14

Энтальпия растворения в  $\text{Pl}_2\text{V}_2\text{O}_5$ , энтропия, мольный объем и константы в уравнении теплоемкости минералов

Минерал	$H_{970}^{\text{Sol}}$ , ккал/моль	$S_{970}^0$ , кал/моль · К	$V^0$ , см <sup>3</sup> /моль
Анортит	16,23 ± 0,23	126,78	100,79
Энстатит	17,56 ± 0,26	92,46	62,94
Диопсид	20,53 ± 0,25	96,01	66,09
Пироп	27,73 ± 0,28	184,22	113,27
Кварц	1,07 ± 0,03	27,62	22,69

Примечание. Термодинамические характеристики минералов приведены по [211, 234, 265, 266, 276].

в координатах  $T$ – $P$  проводился, исходя из уравнения константы равновесия

$$\Delta H_T^0 + T\Delta S_T^0 + P\Delta V = RT \ln \frac{(a_{Py}^{Cr})^3 a_{Di}^{Cpx}}{(a_{En}^{Opx})^4 a_{An}^{Pl}} \quad (2)$$

где  $\Delta H_T^0$ ,  $\Delta S_T^0$ ,  $\Delta V$  — соответственно изменения энтальпии, энтропии и объема реакции при определенных температуре и давлении;  $(a_i^k)^n$  — активность компонентов ( $i$ ) в фазе ( $k$ ), взятой с показателем степени, равным стехиометрическому коэффициенту ( $n$ ) в уравнении (1). Данные по энтальпии, энтропии и объему фаз приведены в табл. 14. Расчет активности компонентов в минералах проводился по модели регулярного раствора [5].

Для оценки  $T$ – $P$  условий метаморфизма Анабарского щита нами были рассчитаны линии равновесия в парагенезисе  $Cr + Opx + Cpx + Pl + Qz$  с разным составом фаз. По результатам подсчетов построена диаграмма (рис. 20). Пересечение линий на диаграмме  $T$ – $P$  соответствует давлению 11 кбар и температуре 900°С, подтверждая тем самым данные по температуре и определяя равновесное давление. Полученные результаты согласуются с выводами о высоком давлении метаморфизма и поэтому могут считаться достаточно объективными. Таким образом, вновь полученные данные по давлению подтверждают точку зрения на глубинные условия метаморфизма гранулитов Анабарского щита. Необходимо отметить, что для расчетов давления использовался парагенезис с составом фаз, характерным как для пород верхнеанабарской и далдынской серий, так и для пород хапчанской серии, что дает возможность предполагать близкие условия метаморфизма пород этих серий.

В заключение необходимо отметить, что на Анабарском щите эндрейбитовиды доминируют над всеми остальными типами пород. Тесная связь гиперстеновых плагиогнейсов с пироксеновыми кристаллосланцами подчеркивается наличием постепенных переходов между ними, сходством состава гиперстена в кристаллосланцах и вмещающих их гнейсах.

Второй характерной чертой эндрейбитовидных комплексов является высокая температура метаморфизма пород, достигающая, по некоторым

Константы уравнений теплоемкости				
$a$	$b$	$c$	$d$	$f$
123,5	$2,211 \cdot 10^{-2}$	$1,001 \cdot 10^{-9}$	$1097 \cdot 10^3$	$0,337 \cdot 10^6$
49,1	$0,306 \cdot 10^{-2}$	—	$0,549 \cdot 10^3$	$0,285 \cdot 10^6$
45,84	$1,986 \cdot 10^{-2}$	$0,519 \cdot 10^{-9}$	—	$1,022 \cdot 10^6$
191,8	$2,290 \cdot 10^{-2}$	—	$1,742 \cdot 10^3$	$0,562 \cdot 10^6$
10,660	$0,902 \cdot 10^{-2}$	—	—	$0,239 \cdot 10^6$

оценкам в других регионах [81], 1000–1100°С. По-видимому, высокая температура метаморфизма и образование эндрейбитовидов на ранних этапах развития Земли взаимообусловлены. Исходным материалом для эндрейбитовидов могли служить вулканогенные породы базальтового состава, реликты которых представлены в настоящее время различными кристаллосланцами. Вулканогенная природа исходных пород эндрейбитовидных комплексов доказывается наличием в них прослоев, иногда даже толщ, сложенных метаосадочными породами.

В районе Сальных тундр Лапландского гранулитового пояса (на Кольском полуострове), который также сложен дупироксеновыми и гранатклинопироксеновыми кристаллическими сланцами (мощность разреза

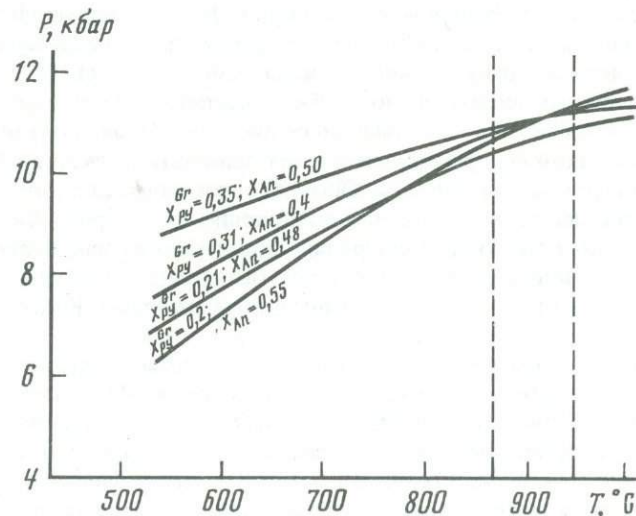


Рис. 20. Линии равновесия  $4\text{Opx} + \text{An} \rightleftharpoons 3\text{Py} + \text{Di} + \text{Qz}$

4–5 км), температура метаморфизма в среднем 820°C, т.е. примерно на 100°C меньше, чем на Анабарском щите. Давление метаморфизма в обоих районах составляет 10–11 кбар. Однако в Сальных тундрах не наблюдается широкого развития эндробитоидов. Эти данные свидетельствуют о том, что на ранних этапах развития Земли тепловой поток был гораздо выше, что обуславливало образование ареальных гранулито-эндробитовых комплексов за счет переплавления вулканогенных или осадочно-вулканогенных пород. Полученные выводы подтверждают точку зрения В.А. Глебовицкого с соавторами [49] о высокоградиентных режимах глубинного петрогенеза. Вероятно, более высокий фоновый тепловой поток на ранних стадиях развития коры континентального типа обусловил образование эндробитов только в раннедокембрийское время. Несомненно, что плотность теплового потока не могла быть равномерно распределена на разных участках земной коры. Можно предположить наличие метаморфической (температурной) зональности в древнейших комплексах, однако для Анабарского щита требуются дополнительные исследования, которые позволили бы уточнить сведения о метаморфической зональности.

### ЦИРКОН И ГЕНЕЗИС МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Циркон обладает рядом свойств, отчетливо выделяющих его среди других акцессорных минералов. К ним относятся: определенная связь морфологии зерен с физико-химическими условиями их кристаллизации [70, 108, 210]; большая устойчивость к температурному, химическому и механическому воздействию [51, 89, 219]; присутствие широкого спектра элементов-примесей [226], в том числе U, Th, и устойчивость их геохимической системы, что важно для геохронологических исследований [15, 45, 295].

Среди петрогенетических исследований есть ряд примеров [195, 220, 244, 297] эффективного использования цирконов для решения вопросов первичной природы метаморфических пород. В ходе метаморфизма этот минерал — один из самых стабильных, и кристаллы его сохраняются как индивиды вплоть до гранулитовой фации метаморфизма [197]. В том или ином количестве эти индивиды могут быть генетически идентифицированы [197, 249], хотя в породах амфиболитовой и особенно гранулитовой фаций наряду с дометаморфическим может присутствовать новообразованный (метаморфогенный) циркон. Обычно с помощью циркона решается вопрос об изверженной или осадочной природе метаморфических пород [82]. Нередко породы относят к первично-осадочным на основании выявления удлиненных или изометричных зерен (коэффициент удлинения 1–2) с неясными гранями и овальными, округлыми контурами. Более подробно эти вопросы были уже рассмотрены ранее [10].

Для данного исследования отбирались пробы весом 2–3 кг, а в качестве опорных и для радиологических исследований использовались пробы весом 10–30 кг. Излагаемый материал основан на изучении 50 проб.

Первичная природа метаморфических пород Анабарского комплекса неоднократно обсуждалась [73, 98, 142], однако специальных исследований по этому вопросу не проводилось. Поскольку наиболее распространены пироксеновые плагиогнейсы далдынской и верхнеанабарской серий и

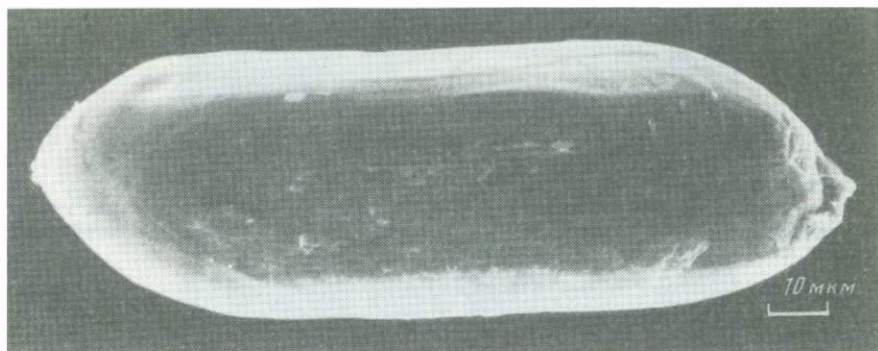


Рис. 21. Циркон I (магматогенный) под электронным микроскопом. Длина кристалла 0,35 мм. Справа на головке виден нарост циркона II, частично разрушенный при дроблении. Пироксеновый плаггиогнейс, верхнеанабарская серия

биотит-гранатовые гнейсы хапчанской серии, ниже приведена характеристика акцессорного циркона из этих пород в целях раскрытия его генетических особенностей и выявления первичной природы вмещающих его метаморфитов.

Изученные при акцессорно-минералогических исследованиях разновидности пироксеновых плаггиогнейсов из разных участков щита разных серий характеризуются качественно однотипным набором породообразующих минералов. Они обычно имеют линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную обособлением цветных минералов. По данным количественного минерального подсчета в крупных шлифах общий (со всеми полосами) состав их выглядит следующим образом (%): плаггиоклаз (андезин) — 55–77, чаще всего около 70; кварц — 5–30, обычно 15–20; гиперстен — 2–16, чаще 5–10; клинопироксен — знаки-7, в среднем около 2 (в сумме пироксен обычно составляет около 10%). В качестве постоянной незначительной примеси присутствует нерешетчатый калиевый полевой шпат — 1–8%, обычно 3–5%; в большинстве проб отмечается коричневый биотит — от единичных знаков до 1–3%. Амфибол, как правило, присутствует в единичных знаках или отсутствует.

Содержание циркона обычно составляет около 200 г/т, а отклонения не превышают двукратных различий (135 и 270 г/т). Во всех пробах пироксеновых плаггиогнейсов из разных серий и разных районов щита присутствуют одни и те же морфологические разновидности циркона, обозначенные нами как циркон I, циркон II и циркон IIa. Количественные соотношения между ними меняются, но всегда отчетливо преобладает циркон I, а циркон IIa находится в наименьшем количестве.

Циркон I характеризуется удлинено-призматическим габитусом. Размер кристаллов чаще всего 0,1–0,35 × 0,05–0,15 мм, коэффициент удлинения преимущественно 2–3, с отклонениями до 1,5 и 4–5. Преобладают простые призмы, на концах ограненные короткими пирамидами как по гиацинтовому, так и по цирконовому типу. Как правило, кристаллы имеют округлые ребра (рис. 21), шероховатую поверхность, желтовато-серую ("медовую") окраску, блеск притушенный, стеклянный. Кристаллы полупрозрачны или

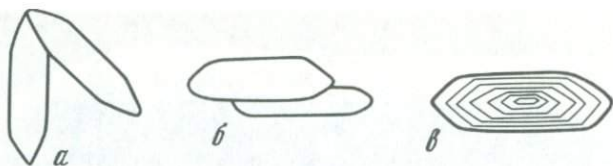


Рис. 22. Зарисовки кристаллов циркона I

*а* — сростки по граням пирамиды, увел. 250; *б* — то же, по граням призмы, увел. 250, пироксеновые плаггиогнейсы далдынской серии; *в* — ритмичная зональность, увел. 300, плаггиогнейс, верхнеанабарская серия

непрозрачны с явными признаками метамиктизации и трещиноватости. Часто отмечается срастание по одной из граней, расположенных параллельно (срастание по граням призмы) или под углом (срастание по граням пирамиды); кристаллы без признаков влияния плоскости срастания на габитус кристаллов, т.е. без нарушения симметрии. Внутреннее строение циркона I часто характеризуется ритмичной зональностью, причем границы зон иногда обладают резким идиоморфизмом и имеют форму четких идеальных кристаллов с острыми ребрами и вершинами (рис. 22). Ядра присутствуют редко, причем обычно они, по-видимому, представляют собой псевдо-ядра.

Циркон II образует изометричные или слабо удлинённые зерна. Размеры их отчетливо меньше размеров кристаллов циркона I, обычно в пределах  $0,05-0,1 \times 0,03-0,07$  мм, с отклонениями до  $0,2 \times 0,15$  и  $0,03 \times 0,02$  мм. Коэффициент удлинения чаще всего 1–2. По форме это овально-изометричные, шаровидные и яйцевидные зерна. Грани не видны или устанавливаются лишь при больших увеличениях под электронным микроскопом. В этом случае характерно присутствие в большом количестве мельчайших иррациональных граней, придающих зерну вид мозаично ограненного шара или эллипсоида (рис. 23). Поверхность циркона гладкая, с сильным алмазным блеском. Окраска бледно-розовая или практически отсутствует. Зерна прозрачные, чистого свежего облика, без признаков метамиктных изменений. Трещиноватость отсутствует или развита слабо, не характерно развитие гидроокислов железа. Срастания зерен циркона II отмечаются довольно редко, обычно в них участвуют 2–3 зерна, но может быть и больше, при этом образуется подобие грозди из изометричных и шаровидных зерен. Для внутреннего строения циркона II типично присутствие ядер различной формы и размеров (рис. 24).

Циркон IIa представлен сравнительно крупными толстопризматическими кристаллами. Размер зерен  $0,3-0,5 \times 0,15-0,25$  мм, в отдельных случаях длиной до 1 мм. Коэффициент удлинения чаще всего около 2. Кристаллы розоватой, нередко с сиреневым оттенком окраски, хорошо огранены, с гладкой поверхностью и алмазным блеском граней, свежие, прозрачные, нетрещиноватые, иногда со сложным внутренним строением. Этот циркон, присутствующий в пироксеновых плаггиогнейсах обычно в подчиненном количестве, был обнаружен в качестве преобладающего в отдельных опробованных плаггиопегматоидных полосах (лейкосомах), что позволило связать его образование с процессами мобилизации вещества при анатексисе.

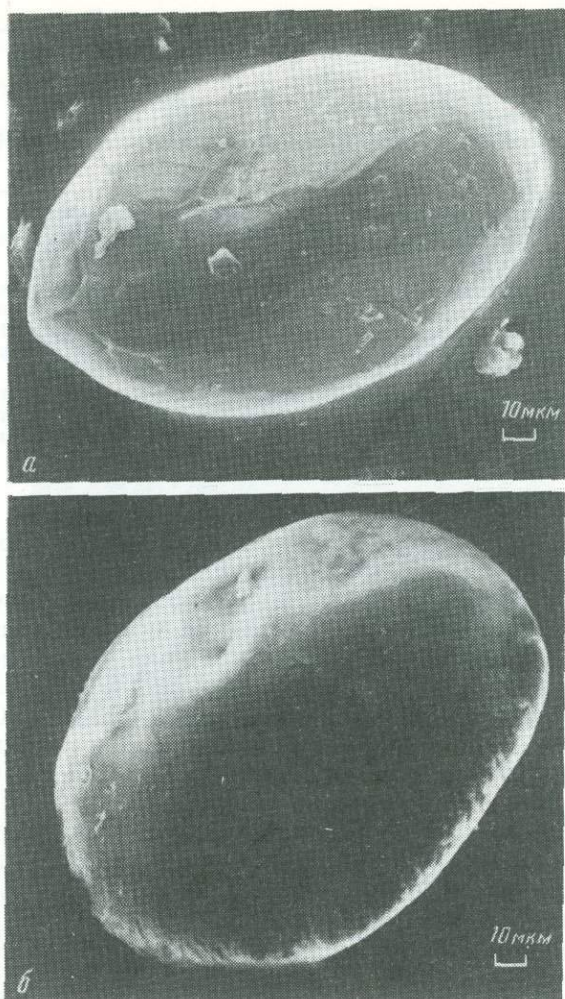


Рис. 23. Циркон II (гранулит-метаморфогенный) под электронным микроскопом  
*а* – эллипсоидальное зерно с гранями; *б* – округлое зерно без граней, размер зерна 0,2 мм. Видны выступы, представляющие собой отпечатки границ соседних зерен породообразующих минералов, пироксеновый плагиогнейс

Распространенные преимущественно в хапчанской серии биотит-гранатовые плагиогнейсы и гнейсы представляют собой лейкократовые породы тонкополосчатого строения. Они сложены плагиоклазом (25–40, в среднем 30–35 об.%), кварцем (25–40, в среднем 35%), гранатом (5–15, в среднем 6%), калиевым полевым шпатом (5–20, для плагиогнейсов 5–7%, для гнейсов 10–20% и более). Структура пород гранобластовая, нередко порфиробластовая (за счет граната), с элементами пойкилобластовой. Циркон в биотит-гранатовых плагиогнейсах присутствует повсеместно, причем в наиболее высоких концентрациях сравнительно с другими группами пород – до 400 г/т.

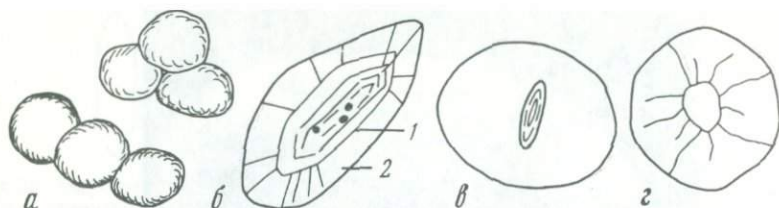


Рис. 24. Циркон из пироксеновых плаггиогнейсов далдынской и верхнеанабарской серий

*а* — срастания зерен циркона II ; *б-г* — включения (ядра) в цирконе II , представленные цирконом I : *б* — полигенерационное зерно, состоящее из кристалла циркона I (1) и широкой консервирующей его оболочки из вещества циркона II (2), виды типичные для циркона I удлинено-призматическая субидiomорфная форма, полизональность и черные включения рудного минерала, *в* — зерно циркона II с относительно мелким включением — ядром циркона I , *г* — зерно циркона II с ядром неправильной формы, представляющим собой реликт растворенного кристалла циркона I . Трещины, отходящие от включений циркона I , указывают на увеличение объема циркона I при метамиктизации

По своей форме циркон биотит-гранатовых плаггиогнейсов отличается от циркона пироксеновых плаггиогнейсов. В первых циркон представлен изометричными и шаровидными зернами. Удлинено-призматические магматогенные кристаллы, типичные для пироксеновых плаггиогнейсов, здесь не характерны. В биотит-гранатовых плаггиогнейсах выделены следующие разновидности цирконов, отличающиеся своими свойствами: циркон 0, циркон II и циркон IIa. Преобладает циркон II, циркон 0 чаще всего отсутствует или развит в ничтожных количествах и лишь в единичных пробах не уступает циркону II. Циркон IIa встречается в большинстве проб, но число его кристаллов обычно незначительно.

Циркон 0 образует преимущественно изометричные, субизометричные зерна, в редких случаях переходящие в более удлиненные индивиды. Размеры зерен варьируют в широких пределах — от 0,6 до 0,07 мм, чаще всего 0,1–0,25 мм. Коэффициент удлинения обычно 1–2, редко достигает 2,5–3. Контуры зерен овальные, шаровидные, часто неправильные, с отдельными угловато-округлыми участками. По своей форме они нередко напоминают овально-угловатые окатыши. Зерна этого циркона непрозрачные, полупрозрачные, с шероховатой, "матированной" поверхностью, приглушенным стеклянным блеском. Обычно повышенно-трещиноватые, с признаками метамиктизации. Внутри зерен отмечаются как полизональное строение, не согласующееся с внешними ограничениями (рис. 25), так изредка и ядра. Довольно обычными являются включения рудного минерала и апатита.

Циркон II находится в виде изометричных, часто шаровидных зерен мелких размеров — менее 0,1 мм, в среднем 0,06–0,07 мм, с коэффициентом удлинения 1–2. Циркон прозрачный, бесцветный или слабо-розоватый, желтовато-розоватый, обычно с ровной блестящей поверхностью и ярким алмазным блеском, слабо трещиноватый. Зерна чаще всего сглаженных контуров (рис. 26), но нередко заметна мельчайшая огранка. Характерно почти повсеместное присутствие ядер. Ядра отличаются большим разнообразием форм и типов — среди них отмечаются хорошо ограненные



Рис. 25. Циркон 0 (кластогенный) в биотит-гранатовых плаггиогнейсах. Размер зерен  $\sim 0,2$  мм

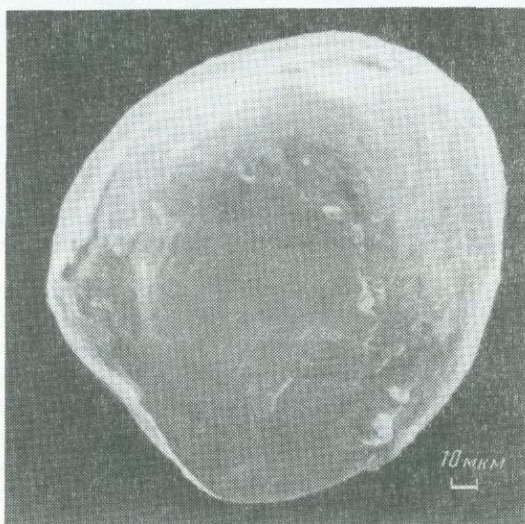


Рис. 26. Циркон II (гранулитово-метаморфогенный) из биотит-гранатового плаггиогнейса. Размер зерна 0,15 мм

кристаллы, отчетливые остроугольные обломки таких кристаллов, в том числе с одной стороны округлые, с другой — угловатые, а также как бы корродированные. Нередки случаи, когда ядра, отличающиеся пониженной прозрачностью, обрастают двумя разными типами каемок — вначале отчетливо или слабо замутненной, а затем более широкой каймой совершенно прозрачного циркона. Размеры ядер находятся в пределах 0,01–0,04 мм. Типичные примеры ядер приведены на рис. 27.

Циркон IIa по крупности размеров, призматическому облику, прозрачности, чистоте и свежести идентичен циркону IIa из пироксеновых плаггиогнейсов.

Вопросы формирования циркона решаются на основании анализа соотношений выделенных типов циркона: 0, I, II, IIa — и особенностей их внутреннего строения и состава.

Характерный для биотит-гранатовых плаггиогнейсов циркон 0 по внешнему виду похож на "медовый" циркон I из пироксеновых плаггиогнейсов, однако резко отличается овально-изометричной формой зерен и неправильными границами, напоминающими угловато-окатанные контуры обломочных зерен. Дометаморфическое его образование доказывается случаями отчетливого нарастания на нем циркона II и переходами его в полуядра и ядра в оболочке последнего. При изучении поверхности зерен циркона

О под электронным микроскопом надежно диагностировать какие-либо структуры механической обработки зерен не удалось. Однако изометричная и неправильная форма зерен, часть которых отчетливо напоминают окатанные обломки; часто встречающаяся дискордантность внутренней структуры границам зерен; сходство, в том числе по внутреннему строению (слабое развитие ядер, полиритмическая зональность, включения рудного минерала и апатита) с "медовыми" призматическими цирконами I из пироксеновых плаггиогнейсов при резком отличии их по форме; размерность зерен, превышающая критический размер окатывания кристаллов;

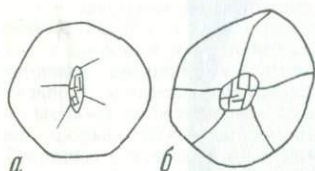
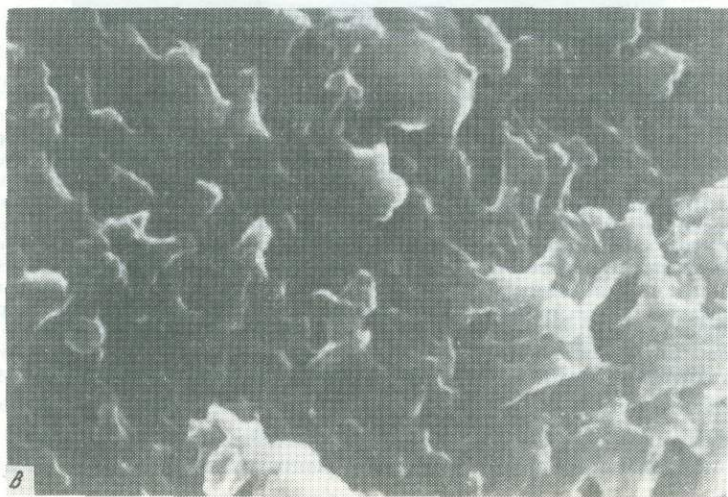
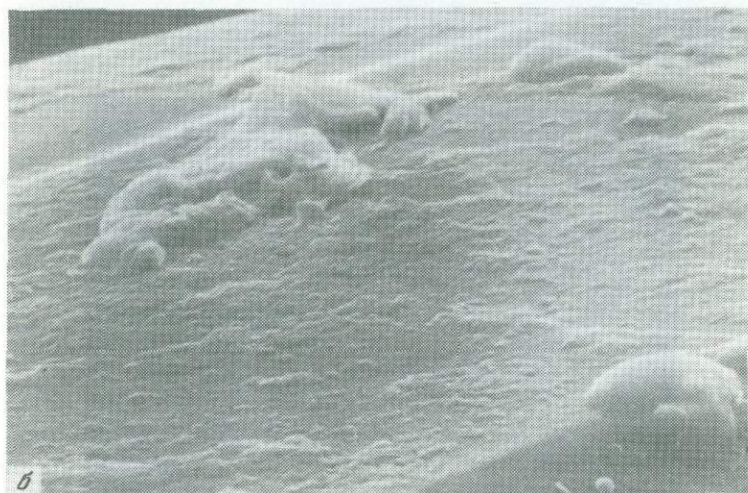
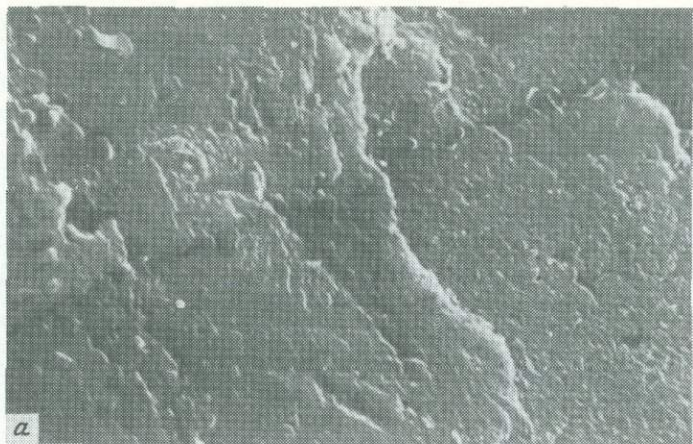


Рис. 27. Внутреннее строение зерен циркона II  
Ядра представлены двумя морфологическими типами: *а* — идиоморфным кристаллом, *б* — реликтом неправильной формы. Видны трещины, образовавшиеся вследствие более интенсивной метамиктизации ядер, биотит-гранатовый гнейс

наличие ядер циркона 0 внутри циркона II, при этом с уменьшением величины этих ядер увеличивается степень их удлинненности, что может быть расценено как уменьшение степени окатывания зерен меньшего размера, — все эти признаки приводят к выводу о детритовом образовании циркона 0 (за счет циркона I).

Циркон I является более ранним по сравнению с цирконом II. Об этом свидетельствуют микронарасты циркона II на поверхности кристаллов циркона I и обрастание циркона I частичной или полной оболочкой циркона II. При увеличении новообразованной массы в полигенерационных зернах относительно ранних кристаллов циркона I последние переходят в разряд включений-ядер. Эти ядра, помимо удлинненно-призматических кристаллов, нередко представлены также слабо удлинненными, изометричными или неправильными зернами, которые, очевидно, являются реликтами индивидов циркона I, испытавших растворение. Исследованиями поверхности кристаллов под электронным микроскопом установлено отсутствие признаков их механической обработки (штрихов, борозд, выбоин), а особенности скульптуры обусловлены процессами растворения. По-видимому, шероховатость поверхности граней и овальность ребер призм и головок были вызваны этими процессами. О магматогенном происхождении циркона I свидетельствует следующее: наличие сростков симметрично построенных кристаллов, для объяснения которых необходимо допущение возможности их столкновения и слипания; широкое развитие тонкоритмичной зональности, которое как показало микрозондирование кристаллов, не сопровождается резким изменением состава по зонам, что может иметь место в условиях магматической среды; наличие двух резко дискретных размерных фракций кристаллов (со средним объемом зерен  $7 \times 10^{-3}$  и  $20 \times 10^{-10}$  мм<sup>3</sup>), которые легко могут быть объяснены с магматических позиций — присутствием интрателлурических индивидов (более крупных) — и не получают достаточно убедительной интерпретации с точки зрения их метаморфогенного образования.

Кроме того, циркон I отличается широким развитием структур роста цирконового вещества в сочетании со структурными элементами растворе-



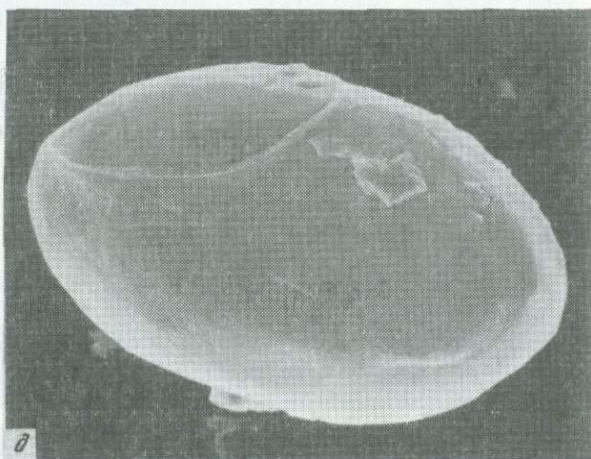


Рис. 28. Строение поверхности циркона

*a* — магматогенный циркон из пироксеновых плаггиогнейсов. Сингенетичные кристаллы структуры роста несут следы растворения в виде мелкоячеистой поверхности, на которую накладываются наросты более позднего (гранулитово-метаморфогенного) циркона (некоторые овальные микролиты циркона II перекрывают ячейки и каверны). *б* — нарастание гранулитово-метаморфогенного циркона II на поверхности кристалла магматогенного циркона I. Циркон II образует в основном овальные наросты, нередко удлинённые и ориентированно расположенные, отдельные более крупные индивиды напоминают типичные для гранулитово-метаморфогенного циркона шаровидные зерна. В верхней левой части снимка видны реликты породообразующего минерала; *в* — кавернозная структура растворения поверхности кристалла магматогенного циркона I из пироксеновых плаггиогнейсов; *д* — "шов" на поверхности яйцевидного зерна гранулитово-метаморфогенного циркона II, отражающий границу соседствующих зерен породообразующих минералов. Отходящий вниз "шов" намечает еще одну границу

ния (рис. 28). Среди скульптур роста выделяются поверхностные скульптуры дометаморфической (магматической) кристаллизации индивидов циркона (сингенетичные кристаллу скульптуры) и скульптуры наложенной кристаллизации циркона гранулитово-метаморфического этапа, как это видно на приведенных выше рисунках. Сингенетичные скульптуры представлены в основном ступеньками роста граней, метаморфогенные скульптуры – главным образом наростами (преимущественно овальной формы) циркона II, которые, сливаясь, могут переходить в оболочку той или иной толщины (от нескольких микрон до сотых, редко десятых долей миллиметра), полностью консервирующей дометаморфический циркон.

Между развитием этих процессов – первичной кристаллизации циркона и этапом гранулитового его обростания – имело место растворение кристаллов магматогенного циркона. Этот процесс фиксируется в виде наложенных на ступеньки первичного роста кристаллов "негативного" рельефа из мельчайших ямок, впадинок растворения, которые, концентрируясь, придают поверхности циркона тонкоячеистый, мелкокавернозный облик. Такая поверхность в некоторых кристаллах залечивается – обростает сверху тонкой оболочкой из метаморфогенного циркона. Именно с растворением следует связывать характерную для дометаморфического магматического циркона овальность его контуров – сглаженность головок и ребер призм кристаллов. Степень растворения разных кристаллов, однако, варьировала очень широко – от слабой, при которой были затронуты головки и ребра кристаллов (исчезновение ребер призм и пирамид с приобретением овальности границ при отсутствии или слабом развитии признаков растворения на самих гранях), до умеренно выраженной, с захватом процессом растворения граней, и более интенсивной, с переходом ранних кристаллов в реликты, обычно фиксируемые в виде ядер в новообразованном цирконе. Неравномерность проявления общего процесса в разных индивидах циркона объясняется действием многих факторов. Среди причин, регулировавших интенсивность растворения, действовали такие, как размерность зерен (мелкие индивиды менее стабильны), дефекты их структуры (дислокации, срывы, посторонние примеси, включения, трещиноватость), пространственная ориентированность кристалла относительно направления планпараллельных текстурных элементов в метаморфизируемой породе (наиболее благоприятных для миграции вещества) и некоторые другие. Это приводило к тому, что единая генетическая генерация циркона была охвачена процессами растворения, проявлявшимися крайне неравномерно на разных кристаллах.

Можно полагать, что растворение циркона I происходило при прогрессивном метаморфизме, на этапе перехода от амфиболитовой фации к гранулитовой, сопровождавшемся активизацией присутствовавших в породе флюидных ингредиентов в результате перехода водных мафических минералов (амфибол, биотит?) в сухие (пироксены) и выделения при этом гидроксильно-флюидных их компонентов, которые резко повысили агрессивность среды. С постепенным их удалением в условиях гранулитовой фации мобилизованное цирконовое вещество, состоящее из циркония, полученного от растворенных участков кристаллов и некоторых, почти полностью растворенных индивидов циркона, а также от мафических минералов в процессе их фазовых переходов (например, амфибол–пирок-

сен), начинало откладываться в виде циркона II. Помимо скульптур роста и растворения, придающих характерный шереховатый, "матированный" вид раннему магматогенному циркону I, для него типична повышенная трещиноватость, которая при больших увеличениях под электронным микроскопом напоминает систему трещин отрыва. От поверхности ядра дометаморфического циркона I отходит в окружающую оболочку метаморфогенного циркона система радиально-расходящихся трещин, вызванных давлением увеличивающегося в объеме при метамиктном распаде ядра на окружающее новообразованное цирконовое вещество. Трещиноватость магматогенного циркона зависит от состава пород и количества присутствующих в цирконе радиоактивных элементов (в кислых породах, как показывает сопоставление, цирконы более метамиктны и трещиноваты, чем в породах повышенной основности), а также от возраста циркона (древние цирконы в целом более трещиноваты).

Для магматогенного циркона I типично присутствие мельчайших (1–20 мкм) включений апатита, которые концентрируются в центральной части кристалла, а также включений магнетита и биотита (рис. 29). Последний особенно интересен как минерал, не характерный для пироксеновых плаггиогнейсов, который может рассматриваться как законсервированный в цирконовом веществе реликт минеральной фазы магматического расплава (протолита). Отсутствие в цирконе I включений кварца и калиевого полевого шпата – минералов поздней по отношению к циркону стадии кристаллизации в магматическом расплаве – обусловлено магматогенной природой этого циркона. Для циркона I примечательна нередкая обогащенность его кристаллической решетки Са в центральной части зерна. Такая картина распределения Са в кристалле хорошо согласуется с магматической природой циркона I, отражая обычный ход эволюции магмы с постепенным уменьшением в ней концентрации Са. Рассеянная форма нахождения кальция подтверждена микронзондовыми определениями всего набора породообразующих химических элементов, зафиксировавшими отсутствие существенных (минералообразующих) их концентраций. Кроме первичного кальция, отмечается вторичный, который развивается в основном по трещинам кристаллов – в ходе их метамиктизации и растрескивания. С системой трещиноватости связаны также Fe (главный компонент) и Al. В магматогенном цирконе интенсивность их развития больше, чем в гранулитово-метаморфогенном.

Определение по микропрофилям через кристаллы циркона содержания микроэлементов позволило выявить, что магматогенный циркон I из относительно кислых пироксеновых плаггиогнейсов характеризуется в целом большим содержанием в нем Та (до 0,2 и 0,07% для цирконов из кислых и основных пород соответственно). Nb (до 0,08 и 0,02%), La (до 0,1 и 0,05%), Pb (до 0,03 и 0,01%), Th (до 0,1 и 0,04%). Сравнение магматогенных цирконов I далдынской и верхнеанабарской серий (из однотипных по химизму пород – лейкократовых пироксеновых плаггиогнейсов) показало, что циркон I из далдынской серии относительно циркона I из верхнеанабарской серии обогащен Nb (соответственно до 0,05 и 0,015%), Та (до 0,2 и 0,13%), Pb (до 0,03 и 0,02%) и обеднен Hf (до 1,75 и 1,9%), Ce (до 0,04 и 0,12%), La (до 0,04 и 0,075%), Th (до 0,03 и 0,045%), U (до 0,065 и 0,09%).

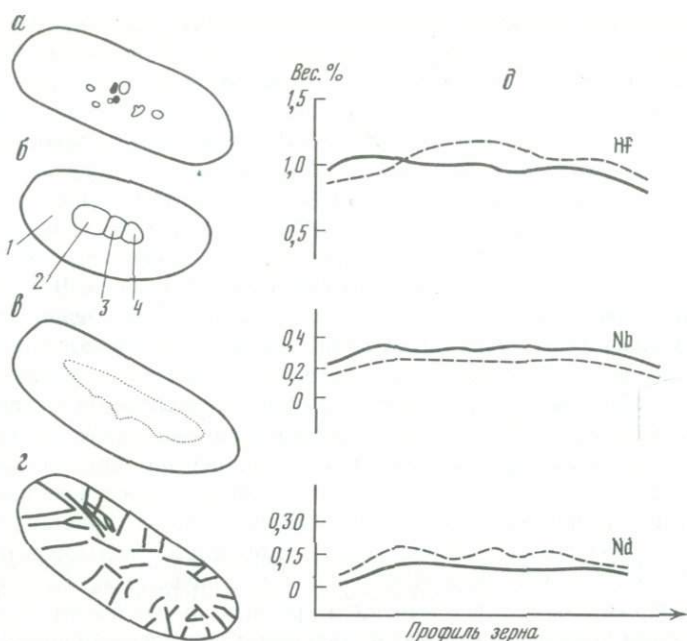


Рис. 29. Внутреннее строение циркона по данным сканирующего микрозонда

*а* – микровключения минералов в центральной части кристалла магматогенного циркона I из пироксеновых плаггиогнейсов далдынской серии, незакрашенные включения – Ca, P (отсутствуют Zr, Hf, Si) – апатит; закрашенные черным – Si, Al, K, Mg, Fe – биотит, размер минимальных включений 5 мкм; *б* – внутреннее строение зерна циркона II: 1 – циркон, 2 – Al, Si, Ca, Na, отсутствуют Zr, Hf – (плаггиоклаз), 3 – Al, Si, K, отсутствуют Zr, Hf (калиевый полевой шпат), 4 – Si, остальные элементы отсутствуют (кварц), размер включения кварца 28 мкм; *в* – обогащение Ca центральных частей (внутри пунктирного контура) циркона I, размер зерна 0,3 мм; *з* – характер распределения Fe по системе трещин циркона I (к этой системе трещин приурочены также повышенные концентрации Al). Размер зерна 0,3 мм; *д* – распределение содержаний Hf, Nb, Nd по данным микрозондового профилирования в цирконе I и цирконе II (соответственно сплошная и пунктирная линии, кривые несколько сглажены). Пироксеновый плаггиогнейс, далдынская серия

Генетическая диагностика циркона II (гранулитометаморфогенного) базировалась на следующих наблюдениях. Изучение поверхности зерен этого циркона (наиболее крупных – превышающих критический размер, ниже которого прекращается их окатывание) под электронным микроскопом показало отсутствие у него признаков механической обработки минерала (борозд, штрихов, выбоин). Изометричные зерна циркона II нередко обнаруживают большое количество мелких иррациональных (с низкой ретикулярной плотностью) граней, которые вследствие обилия и своей незавершенности, как бы сливаясь и незаметно переходя друг в друга, придают зерну овальный, до шаровидного, облик, как это видно из приведенных рисунков. Грани чистые, свежие, со структурами кристаллизационного роста. Все это служит доказательством недетритовой природы циркона II. Зерна циркона II, как правило, несут в себе ядра-затравки, представленные преимущественно ранними циркониями.

Обнаруженные с помощью микрозонда включения плаггиоклаза, калиево-

го полевого шпата и кварце в цирконе II могли быть захвачены цирконом лишь в среде, где кварц уже существовал до возникновения циркона. Такая ситуация могла иметь место в метаморфической породе и маловероятна для магматического расплава, отвечающего по составу андезитам или дацитам, с присущей ему последовательностью кристаллизации минералов. О кристаллизации циркона II в процессе метаморфизма пород свидетельствуют также нередко присутствующие в нем включения метаморфогенного минерала — рутила. Гранулитово-метаморфогенный циркон II обычно отличается отсутствием признаков растворения и наростов. Для него типичны сингенетичные структуры кристаллизации. Встречаются они, однако, сравнительно редко, чаще же поверхность его зерен гладкая.

Важным признаком гранулитово-метаморфогенного циркона является наличие у его зерен позитивных скульптур типа гребешков, протяженных валиков, которые, как показало микрозондовое исследование реликтов породообразующих минералов с обеих сторон валиков, являются структурными отпечатками границ окружающих его двух зерен разных метаморфических минералов (см. рис. 23, а, 28, д). Этот признак может использоваться для диагностики метаморфогенной природы циркона, кристаллизовавшегося в твердой среде. Трещиноватость гранулитово-метаморфического циркона значительно меньше и, как правило, в отличие от магматогенного циркона содержит значительно меньше вторичных продуктов в виде гидроксидов железа и примесей силикатов. Использование электронного микроскопа позволило выявить, что многие кажущиеся шаровидными зерна гранулитово-метаморфогенного циркона на самом деле имеют мельчайшие грани, которые чаще всего относятся к иррациональным. В то же время отмечаются и типичные сферические индивиды, фактически представляющие собой шар или эллипсоид. Причины изометричности гранулитового циркона были рассмотрены ранее [11]. Наиболее вероятной причиной является высокое давление (в условиях твердой среды и высоких температур).

Циркон II (метаморфогенный) и магматогенный циркон I достаточно отчетливо различаются геохимически. В целом в пироксеновых плагиогнейсах метаморфогенный циркон II в сравнении с магматогенным беднее Fe (в среднем по кристаллам соответственно до 0,15 и 0,7 вес.%), Ca (до 0,1 и 0,2 вес.%), Nb (до 0,045 и 0,08 вес.%) и богаче Hf (до 2,1 и 1,9 вес.%), Nd (до 0,1 и 0,06 вес.%).

Цирконы IIa из пегматоидных обособлений по геохимическим особенностям в общем близки к гранулитово-метаморфогенному циркону II.

В заключение отметим, что совокупность полученных данных позволяет разделить геологическую эволюцию щита на первый этап (далдынская и верхнеанабарская серии), когда преобладала магматическая (в основном вулканическая) деятельность и процессы осадконакопления проявлялись в зачаточном состоянии, и второй (хапчанская серия), когда определяющим был режим седиментогенеза с широким развитием кластогенных и карбонатно-хемогенных отложений и вулканическая деятельность также имела место, но играла меньшую роль. Остается окончательно невыясненным, произошла ли эта эволюция геологических режимов еще до метаморфизма (в архее), или же на границе их проявился гранулитовый метаморфизм (ранний) и вулканогенно-осадочная толща второго этапа имеет

супракристалльную природу и испытала поздний гранулитовый метаморфизм (в протерозое).

Проведенные исследования цирконов пород гранулитового комплекса Анабарского щита показывают: 1) изучение формы, размеров, строения поверхности и состава цирконов позволило выделить дометаморфические цирконы (I, 0) и гранулитово-метаморфогенные (II, IIa), среди первых, в свою очередь, — магматогенные (циркон I) и детритовые (кластогенные, циркон 0). Мелкие размеры и зональность циркона I указывают на то, что он является реликтом первично-вулканических эффузивных пород. Дометаморфические цирконы обладают специфическими особенностями в разных типах пород, тогда как гранулитово-метаморфогенный является сквозным для всей гранулитовой толщи пород; 2) наиболее широко распространенные в пределах щита пироксеновые плагиогнейсы, содержащие циркон I, образовались по магматическим, по-видимому эффузивным, породам. Биотит-гранатовые гнейсы хапчанской серии, содержащие циркон 0, образовались по терригенным породам типа глинисто-алевритовых граувакк.

#### **ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ, ВНУТРИКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В КВАРЦЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА**

Появление кварцсодержащих пород с возрастом более 3 млрд лет свидетельствует о качественно новом этапе эволюции Земли и появлении сиалической земной коры. Как наиболее пластичный минерал коровых пород кварц в ходе геологической истории подвергался разнообразным процессам деформации, которые сопровождалась рекристаллизацией, восстановлением деформированной структуры и отжигом. За счет неоднородного характера деформаций пластическое течение кварца вызывало образование микротрещин, которые залечивались порциями метаморфического флюида, поступающего по границам зерна, по ослабленным зонам и дефектам кристаллического строения синхронно с процессами динамического метаморфизма. При петрологических исследованиях флюидные включения и деформации содержащих их кристаллов традиционно рассматриваются раздельно как независимые явления. Тем не менее их глубокие генетические связи должны существовать [158].

Кварцсодержащие породы были отобраны в пределах архейского Анабарского комплекса гранулитовой фации метаморфизма, а также в пределах протерозойского Ламуйского комплекса, приуроченного к зонам разломов и представленного диафторитами и тектонитами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Для исследования использовался кварц из сингенетичных мономинеральных обособлений. В пределах Анабарского комплекса кварц был изучен: 1) из линзовидных обособлений и прожилков в эндербитоидах; 2) из обособлений в лейкосоме мигматитов, располагающихся среди биотитсодержащих плагиогнейсов. В Ламуйском комплексе были изучены: 1) кварцевые выделения в породах амфиболитовой фации; 2) кварц лейкосом мигматитов, приуроченных к породам амфиболитовой фации; 3) кварц пегматитов, располагающихся среди пород амфиболитовой фации; 4) кварц бластомилонитов и катаклазитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; 5) жильный кварц друзовой и гребенчатой

текстуры, слагающий жилы среди бластомилонитов и катаклазитов. Для термометрических исследований использовались термокамеры УМТК-700 и УМТК-1500 (конструкции ИГЕМ—ГЕОХИ) с максимальными температурами нагрева 700 и 1500°С. Измерения температуры контролировались с использованием термопар хромель—алюмель, платина—платина-родий. Криометрические исследования велись в диапазоне температур от -180 до +20°С при охлаждении со скоростью до 14°С/мин и при статировании температуры в криокамере с точностью  $\pm 0,3^\circ\text{C}$ . Температура измерялась с использованием медь-константановой термопары. Электронно-микроскопические исследования проводились на растровом электронном микроскопе (РЭМ) марки ISI-60, оснащенный энергодисперсионным рентгено-спектральным анализатором Link-860. Морфология полостей и состав твердых фаз флюидных включений исследовались электронно-микроскопическими методами с использованием ранее разработанных методических приемов [166]. Применялась методика избирательного травления кварца [53, 204], усовершенствованная применительно к исследуемым объектам, что позволило по разрешению приблизиться к методу дифракционного контраста [158]. В качестве травителей использовались растворы состава HF и HNO<sub>3</sub>.

**Состав и морфология включений.** Данные термобарогеохимии и электронной микроскопии позволяют получить наиболее достоверные результаты по определению *P-T*-условий метаморфизма и анатексиса в тех случаях, когда по включениям раскристаллизованных расплавов в жильном материале мигматитов определяется температура кристаллизации сопряженных с метаморфизмом анатектических расплавов. Предполагается, что эта температура наиболее надежно характеризует температурный режим захвата наиболее плотных метаморфогенных включений сжиженных газов CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> [65, 109, 181]. Давление метаморфизма определяется по *P-TV*-диаграммам для CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> при условии, что заранее известна температура захвата метаморфогенных включений, а также определен удельный объем флюидов по температурам замерзания включений в криокамере. Хотя желательнее изучать сингенетичные включения раскристаллизованных магматических расплавов и метаморфических флюидов в одном образце [181], в изученных образцах таких ассоциаций обнаружить не удалось.

Типичные включения метаморфогенных флюидов были обнаружены в линзовидном кварце эндербитоидов. Эти включения характеризуются мелкими (до 5 мкм и менее) размерами, отсутствием видимых газовых и твердых фаз, формой полостей в виде отрицательного кристалла (рис. 30)<sup>1</sup>. Изучение морфологии полостей метаморфогенных включений в РЭМ показало, что они имеют тенденцию к кристаллографической правильности, но в то же время все элементы ограничения отличаются округлой формой. Пленочная вода, как известно, существенно влияет на точность результатов криометрических исследований. Для изучения эффекта пленочной воды в РЭМ была предпринята попытка вскрытия включений в замороженном виде. При этом в некоторых полостях метаморфогенных включений удалось выявить твердые остатки, которые, по-видимому, представляют собой соли, выкристаллизовавшиеся из пленочной воды. Для вклю-

<sup>1</sup> Рисунки 30, 31, 33–37, 41–43 помещены на фототаблицах.

Таблица 15

Давление флюида при метаморфизме пород Анабарского щита (по данным изучения включений жидкой  $\text{CO}_2$ )

Порода, местонахождение	$T_{\text{Гом}}, ^\circ\text{C}$	Удельный объем, $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	$P$ , кбар
Анабарский комплекс, гранулитовая фация			
Линзовидное обособление кварца в эндербитоиде верхнеанабарской серии, среднее течение р. Кюнг-кюй-Рассоха	$-42 \div -27$	0,89–0,91	10, 11
Кварцевый прожилок в эндербитоиде далдынской серии, устье р. Уоран-Юреге	$-33 \div -30$	0,92–0,93	8,5
Ламуйкский комплекс, амфиболитовая фация			
Кварцевый прожилок в биотит-амфиболовом гнейсе, среднее течение р. Котуйкан	$-21 \div -13$	0,96–1,0	6,5
Кварцевый прожилок в амфиболите, там же	$-3 \div -5$	1,06–1,12	6,0

чений, содержащих пленочную воду, характерны более сложные элементы микрорельефа поверхности.

Результаты измерения удельного объема жидкой  $\text{CO}_2$  в метаморфогенных включениях в кварце различных пород Анабарского щита, по данным криометрии, приведены в табл. 15. В целом по данным изучения флюидных включений устанавливается следующее. В породах Анабарского комплекса (гранулитовая фация метаморфизма) фазовый состав первичных включений крайне однообразен и представлен преимущественно жидкой  $\text{CO}_2$  высокой плотности. О присутствии воды во включениях можно судить по косвенным признакам, таким, как понижение температуры замерзания отдельных включений, а также по наличию солевых остатков в полостях включений, выявленных при больших увеличениях в электронном микроскопе.

В породах Ламуйкского комплекса (амфиболитовая фация) устанавливаются метаморфогенные включения  $\text{CO}_2$ , содержащие также  $\text{H}_2\text{O}$ . Обе фазы наблюдаются под световым микроскопом. Количество воды во включениях оказывается заметно большим в породах эпидот-амфиболитовой фации. Здесь преобладают преимущественно водные включения, содержащие  $\text{CO}_2$  в количестве менее 50% по объему. В жильном материале и друзовом кварце, которые залегают среди самых поздних тектонитов зеленосланцевой фации, первичные включения заполнены главным образом  $\text{H}_2\text{O}$ , а  $\text{CO}_2$  встречается далеко не в каждом образце (рис. 31).

Принято считать, что флюидные включения в породах гранулитовой фации заполнены исключительно  $\text{CO}_2$ , хотя устанавливаются и некоторые исключения [28]. Выявление примеси  $\text{H}_2\text{O}$  позволяет объяснить присутствие биотита в породах специфического состава Анабарского комп-

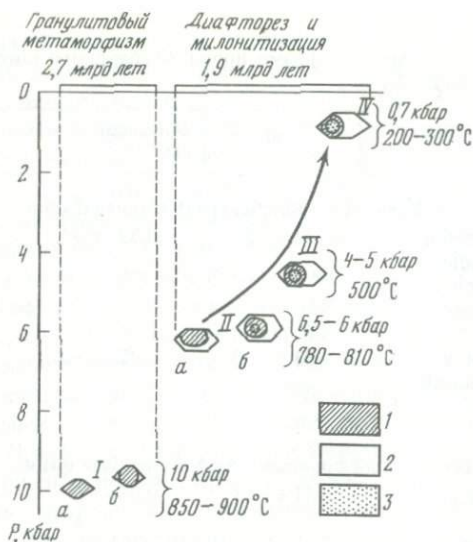


Рис. 32. Диаграмма  $P-T-X$  флюидных включений в кварце пород Анабарского щита  
 1 —  $\text{CO}_2$  жидк; 2 —  $\text{H}_2\text{O}$  жидк; 3 — газ. I — однофазные включения жидкой  $\text{CO}_2$  (а) и с пленочной водой (б) в породах гранулитовой фации; II — смешанные включения жидких  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (а) и тех же фаз с газовым пузырьком (б) в породах амфиболитовой фации; III — включения состава  $\text{H}_2\text{O}$  жидк +  $\text{CO}_2$  жидк + газ в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; IV — существенно водные включения в позднем кварце хрусталоносных жил среди тектонитов зеленосланцевой фации

лекса, а также, вероятно, сравнительно редкую встречаемость графита; дефицит  $\text{H}_2\text{O}$  во флюиде был, вероятно, не столь велик, чтобы вызвать существенно восстановительные условия, которые предполагаются для ряда гранулитовых комплексов [247]. Интересно также то, что формирование Ламуйского комплекса, устанавливаемое по появлению гидроксилсодержащих минералов, начиналось также со смешанного  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ , флюида, и лишь позднее, с понижением температур, состав его становился существенно водным. Вторичные включения, которые образовались на заключительных стадиях процесса, обычно не содержат  $\text{CO}_2$ . Схематическая диаграмма эволюции флюидного режима при метаморфизме пород Анабарского щита, по данным изучения флюидных включений, приведена на рис. 32.

Раскристаллизованные включения магматических расплавов были обнаружены в кварце жильного материала лейкосом мигматитов, располагающихся среди биотитсодержащих гранатовых гнейсов гранулитовой фации метаморфизма Анабарского комплекса. Более редкими были находки данного типа включений среди мигматитов и пегматоидных обособлений в породах амфиболитовой фации Ламуйского комплекса. Расплавные включения распределяются крайне неравномерно, многие зерна кварца лишены их полностью или содержат единичные включения, работа с которыми затруднена. Препараты, содержащие несколько сингенетичных расплавных включений, наиболее удобные для целей термометрии, были обнаружены в единичных образцах.

Таблица 16

Температура гомогенизации флюидных и расплавных включений в кварце метаморфических пород Анабарского щита

Порода, местонахождение	$T_{\text{гом}}$ , °C
Анабарский комплекс	
Лейкосома плагиомигматита, верхнеанабарская серия, среднее течение р. Кюнгкой-Рассоха	860–890 <sup>1</sup>
Лейкосома плагиомигматита, далдынская серия, устье р. Урган-Юреге	850–890 <sup>1</sup>
Эндербитоид биотитсодержащий, верхнеанабарская серия, среднее течение р. Налим-Рассоха	870–900 <sup>1</sup>
Ламуйский комплекс	
Лейкосома мигматита, верховье р. Меркю	790–820 <sup>1</sup>
Пегматоид, среднее течение р. Котуйкан	780–810 <sup>1</sup>
Кварцевый жилочек в биотит-амфибол-эпидотовом сланце, нижнее течение р. Монхоло	450–500 <sup>2</sup>
Кварц из друз в жилах, водораздел рек Арбын и Сон-Юрях	200–300 <sup>2</sup>

<sup>1</sup>  $T_{\text{гом}}$  расплавных включений.<sup>2</sup> Максимальная  $T_{\text{гом}}$  газовой-жидких включений.

Пример расплавного включения под световым микроскопом приведен на рис. 33. При нагревании до 700°С эти включения не изменяются. При дальнейшем нагревании фиксируется начало плавления твердых фаз. При температуре около 800°С происходит интенсивное плавление, обособление флюидной фазы, затем происходит полная гомогенизация включения, причем эффектов плавления его стенок не наблюдается. Часть включений при нагревании растрескивается до достижения температуры гомогенизации. Обычно это включения, близко расположенные к поверхности препарата. Иногда при таком растрескивании получаются очень удобные препараты для изучения в РЭМ. Использование энергодисперсионного рентгено-спектрального анализа позволило проанализировать такие включения. Обычно они состоят из агрегата мелких зерен кварца и плагиоклаза, отмечается также калиевый полевой шпат. В ряде включений были обнаружены также темноцветные минералы – пироксен, биотит. Но в случае наличия этих минералов трудно определить, принадлежат ли они материалу включений или являются ксеногенными. Результаты термометрических исследований включений раскристаллизованных расплавов в кварце приведены в табл. 16.

Помимо типичных расплавных включений, в кварце пегматоидных обособлений в породах амфиболитовой фации Ламуйского комплекса были обнаружены включения расплавов-рассолов, имеющие существенно более низкие температуры гомогенизации. При раскалывании образцов, содержащих эти типы включений, на воздухе вокруг полостей в РЭМ обнаруживается ореол из выкристаллизовавшихся осадков хлоридов Na, K, Ca. При раскалывании таких образцов после замораживания в жидком азоте соли кристаллизуются преимущественно в полости включения (рис. 34).

Сопоставление температур гомогенизации расплавных включений с величинами удельных объемов метаморфогенных включений  $\text{CO}_2$  позволило оценить давления метаморфогенного флюида по *PVT*-диаграммам  $\text{CO}_2$ . Полученные нами результаты для гранулитовой фации 8,5–11 кбар для амфиболитовой 6–6,5 кбар (см. табл. 15) вполне соответствуют данным предыдущих исследователей, полученным по диаграммам фазового соответствия [38]. Для заключительных стадий формирования Ламуйского комплекса получены параметры 500°С, 4–5 кбар (сланцы эпидот-амфиболитовой фации) и 200–300°С, 0,7 кбар (друзовый кварц жил).

**Характер деформаций.** Пример дислокационного строения кварца эндербитоидов Анабарского комплекса, по данным избирательного травления и РЭМ, приведен на рис. 35, 36. Удлиненные желобки, выявленные при травлении, соответствуют дислокациям, располагающимся параллельно плоскости образца. Точечные ямки травления соответствуют дислокациям, перпендикулярным плоскости изображения. Хорошо видно изменение направлений дислокационных линий, свидетельствующее о переползании дислокаций из одной плоскости скольжения в другую (дислокационный климб). Плотность дислокаций невысока и обычно достигает  $10^7$ – $10^8$  см<sup>-2</sup>. В местах с повышенной плотностью дислокаций наблюдается зарождение субзеренной структуры кварца. Стремление дислокаций к образованию субзеренных границ, энергетически наиболее выгодных, можно объяснить процессами динамического отжига или восстановления, осуществлявшегося синхронно с деформацией кварца [298]. Полученные данные свидетельствуют о деформации кварца эндербитоидов Анабарского комплекса при высоких температурах и малых скоростях деформации, когда процессы восстановления существенно преобладали над процессами динамической раскristаллизации. В целом такие признаки, как волнистые границы зерен, эффекты переползания дислокаций, наличие сетчатых границ субзерен, представленных дислокациями, взаимодействующими с различными направлениями векторов Бюргера, указывают на то, что кварц эндербитоидов деформировался в условиях высокотемпературной дислокационной ползучести (крипа).

Для кварцсодержащих пород, деформированных в условиях амфиболитовой фации Ламуйского комплекса, характерно большое разнообразие структур, выявленных с помощью избирательного травления в РЭМ. Помимо механизмов деформации, характерных для эндербитоидов Анабарского комплекса, здесь широко проявились эффекты динамической рекристаллизации, начальные стадии восстановления, трансляционное скольжение. Деформации имеют сложный неоднородный характер в пределах одного образца. Наиболее отчетливо эта неоднородность проявляется по мере снижения температуры деформации, т.е. при переходе от пород типичной амфиболитовой фации к породам эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В кварце катаклазитов зеленосланцевой фации метаморфизма обнаруживаются дислокационные структуры, характерные для холодной обработки материалов. Пример таких структур приведен на рис. 36, 37. Для них прежде всего характерна высокая плотность дислокаций, достигающая величин  $10^9$ – $10^{10}$  см<sup>-2</sup>, полное отсутствие или только начальные стадии процессов динамической рекристаллизации и восстановления. Не выявляются в кварце катаклазитов также явления перепол-

зания дислокаций, отсутствуют четко сформированные субзеренные границы. Перемещение дислокаций в этих условиях осуществляется консервативно, строго по плоскостям скольжения.

Размер субзерен, образованных дислокационными границами, и плотности несвязанных дислокаций внутри их обусловлены величиной дифференциального напряжения (стресса), если деформация осуществлялась в условиях повышенных температур при дислокационной ползучести. На этом основан метод определения величин палеостресса в природных процессах [209, 269, 296, 297].

Уравнения для определения величин палеостресса могут быть представлены в различной форме. Автор раздела использовал следующие уравнения и величины констант, в них входящих, по данным работы С. Уайта [299]:

$$\sigma = K\mu b\rho, \quad (1)$$

$$\sigma = \frac{l\mu b}{d}, \quad (2)$$

где  $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$  — величина палеостресса;  $\rho$  — плотность свободных дислокаций;  $d$  — диаметр субзерен или их ширина;  $b$  — вектор Бюргерса;  $\mu$  — модуль сдвига при заданной температуре деформации;  $K = 3$  и  $l = 25$  — константы.

Для определения палеостресса были выбраны три образца — один из эндритоидной толщи Анабарского комплекса гранулитовой фации и два из Ламуйского комплекса, относящиеся к метаморфическим образованиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Все три образца, как показали электронно-микроскопические исследования, были деформированы в условиях дислокационной ползучести, хотя для образцов Ламуйского комплекса также были зафиксированы и эффекты динамической рекристаллизации, наиболее интенсивно проявленные в образце эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Для расчета величин  $\rho$  в каждом из исследованных образцов было обчислено по 50 электронно-микроскопических фотографий, сделанных при увеличении около 1000. Размеры субзерен  $d$  оценивались по микрофотографиям и непосредственно с экрана электронного микроскопа. Всего было измерено по 100 субзерен в каждом образце.

Результаты определения величин палеостресса по средним значениям  $\rho$  и  $d$  приведены в табл. 17. Хорошо прослеживается тенденция к увеличению величин палеостресса при переходе от пород гранулитовой к породам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Характерно также, что значения  $\sigma$ , рассчитанные по плотности свободных дислокаций, превышают значения  $\sigma$ , полученные по размерам субзерен. Аналогичные несоответствия величин палеостресса, рассчитанных по  $\rho$  и  $d$ , отмечались и ранее [259, 269].

Эти несоответствия объясняются эффектом увеличения плотности свободных дислокаций при подъеме породы из глубины [299]. Установленное различие в величинах палеостресса для пород, деформированных в сухих условиях гранулитовой фации и в присутствии существенно водного флюида в амфиболитовой и, в особенности, эпидот-амфиболитовой фациях

Таблица 17.

Плотности свободных дислокаций ( $\rho$ ), размеры субзерен ( $d$ ) и величины палеостресса ( $\sigma$ ), определенные для кварца в послойных обособлениях метаморфических пород Анабарского щита

Порода, фация, месторождение	$\rho$ , см <sup>-2</sup>	$\sigma$ , бар	$d$ , мкм	$\sigma$ , бар
Гиперстен-плагиоклазовый гнейс, гранулитовая фация. Анабарский комплекс, верхнеанабарская серия, среднее течение р. Кюнгкюй-Рассоха	$3,1 \cdot 10^7$	158	49	87
Биотит-амфиболовый гнейс, амфиболитовая фация. Ламуйкский комплекс, р. Правый Кириэстий-Юрех, бассейн р. Котуйкан	$6,8 \cdot 10^7$	357	29	148
Биотит-амфибол-эпидотовый сланец, эпидот-амфиболитовая фация. Ламуйкский комплекс, нижнее течение р. Монголо, бассейн р. Куонамки	$1,5 \cdot 10^8$	766	18	237

может быть объяснено эффектом гидролитического ослабления кварца [206], что вносит известную неопределенность в приводимые оценки.

Для целей геологической интерпретации разброс полученных величин палеостресса можно рассматривать как пределы колебаний для вероятных сдвиговых напряжений, принимая, что порядок величин определен правильно. Величина палеостресса, определенная в одной точке (образце), зависит от положения этой точки в конкретной геологической структуре, например складке. Однако при высоких температурах, которые определены выше по флюидным включениям и согласуются с приведенными выше данными по геотермобарометрам, состояние вещества будет достаточно пластичным, тогда полученные величины палеостресса будут характеризовать порядок величины сил, приводящих к наблюдаемым деформациям в целом. Об этом свидетельствует однородный и специфический тип складчатых деформаций на каждом из рассматриваемых уровней глубинности, так же как и теоретическое обоснование вопросов глубинных деформаций в приведенных выше публикациях. Поэтому можно сопоставить полученные величины с теми, которые определены для некоторых общих геологических ситуаций.

Однородная линейная складчатость с субвертикальными осевыми поверхностями и размерами складок в первые километры по ширине и первые десятки километров по длине, типичная для Анабарского гранулитового комплекса, характеризуется общей величиной палеостресса порядка 100 бар. Эта величина оказывается близкой к тем оценкам, которые получены для сил, действующих на подошву литосферных плит в процессе спрединга (со скоростями 5–10 см · год<sup>-1</sup>), и составляет 100 бар и менее под континентами, а также удовлетворительно соответствует величинам сил, отражающим сброс напряжений при сильных землетрясениях – 10–100 бар в локальных зонах сложных разломов [224]. Эти оценки одни из наиболее низких. Можно предполагать, что регионально рас-

пространенная специфическая однотипная складчатость Анабарского комплекса с характерным северо-северо-западным простиранием на площади, превышающей 50 тыс. км<sup>2</sup>, сформировалась при постепенном сжатии слоистого вулканогенно-осадочного комплекса под воздействием движения подстилающей части литосферы в условиях долговременного стабильного поля напряжений, приводившего к увеличению общей мощности складчатой толщи и к формированию первичной сиалической коры.

Метаморфические породы Ламуйкского комплекса образовались при интенсивных дифференциальных движениях при сдвиговых деформациях в зонах разломов, сопровождаемых мигматизацией и выплавлением анатектических гранитов на фоне метаморфизма амфиболитовой фации и последующего регрессивного метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации. Полученные величины палеостресса оказываются значительно выше, чем таковые в породах Анабарского комплекса. В условиях амфиболитовой фации интенсивность напряжений составляет 150–400 бар, в эпидот-амфиболитовой — 200–800 бар. Эта разница объясняется относительно большей пластичностью высокотемпературных пород амфиболитовой фации. Независимая геологическая оценка сил, приводящих к крупным перемещениям блоков коры, реализующимся по разломам, составляет около 500 бар, как определено на основании рассмотрения изостатической модели для Гималаев [222]. Теоретическое рассмотрение  $P$ – $T$ -параметров для зрелой сиалической коры в зоне надвига на глубине 20–30 км [260] при общей плотности теплового потока 25–38 мВт · м<sup>-2</sup> (что существенно ниже наиболее вероятной величины для архея 62 мВт · м<sup>-2</sup> [267] и близко к современной величине для Алданского щита 30–50 мВт · м<sup>-2</sup> [63]) показывает, что при скорости относительного перемещения 0,1 см · год<sup>-1</sup> температура за 30 млн лет повысится от 200–300 до 500–650°С и станет достаточной локального выплавления наблюдаемых здесь гранитов. При этом величина стресса, вызывающего относительное перемещение пласта, должна составить около 1000 бар. При более высоком тепловом потоке эта величина будет ниже. Очевидно, что стресс, определенный для Ламуйкского комплекса, близок по порядку величины к указанной расчетной цифре и хорошо согласуется с геологической моделью формирования на глубинных уровнях зон разломов пород амфиболитовой фации и анатектических гранитных расплавов в условиях интенсивного поступления флюида, кремнекалийевого метасоматоза и существенно конвективного теплопереноса.

**Соотношение флюидных включений и внутрикристаллических дислокаций.** Представленные в работе данные иллюстрируют очевидное сосуществование в кристалле флюидных включений, внутрикристаллических дислокаций и других дефектов структуры, являющихся концентраторами рассеянного флюидного компонента. Этот важный факт пока не получил определенной теоретической трактовки. Можно предположить, что при метаморфической перекристаллизации (в условиях стресса) релаксация дефектов осуществляется постепенно, в частности через формирование полостей, заполняемых флюидом параллельно с эволюцией напряжений. При этом в Анабарском комплексе формирование субзерен должно приводить к уменьшению диффузионного рассеяния флюидного компонента (приуроченного к дислокациям), к выделению его в самостоятельную фазу в ме-

стах скопления дислокаций с образованием вакуолей, состав которых находится в термодинамическом равновесии с твердой фазой, что соответствует однородному региональному метаморфизму комплекса. Деформации Ламуйкского комплекса вызывают в общем уменьшение отдельных кристаллических индивидов, что приводит к увеличению коэффициента диффузии [130] и проницаемости пород для флюида, поступающего из внешнего, глубинного источника. Это отражается в полиметаморфическом и часто неравновесном составе парагенезисов минералов. Таким образом, наблюдаемое соотношение флюидных включений и дефектов кристаллической структуры отражает состояние динамического равновесия на стадии "замораживания" системы, когда процессы релаксации дислокаций останавливаются вследствие изменений условий, например снижения температуры или снятия динамического напряжения.

# ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ АНАБАРСКОГО КОМПЛЕКСА И ОСОБЕННОСТИ ДАТИРОВАНИЯ НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

## ДРЕВНЕЙШИЕ ПОРОДЫ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Существование на докембрийских щитах древнейших участков (с возрастом 3,6—3,8 млрд лет) в виде ядер, окруженных последовательно более молодыми складчатыми поясами, создало представление о направленном росте земной коры во времени от первично возникших ядер путем наращивания ее объема за счет выплавления новых порций вещества из верхней мантии. Рост континентов происходил в относительно короткие интервалы времени, в течение которых имели место почти синхронный магматизм, метаморфизм и геохимическая дифференциация. По Мурбату [144], определяющими в становлении новой коры были следующие факторы: образование нового сиалического материала из верхней мантии, вероятно, в пределах зон, близких по строению к современным островным дугам; быстрая дифференциация вновь образованного материала вплоть до формирования метаморфических пород; относительная стабильность уже сформировавшейся коры. Большая часть сторонников этой модели признают значительно более быстрый рост коры в период с 3,6 до 2,5 млрд лет назад, когда создалось 50—80% всей континентальной коры Земли, с последующим замедленным ростом вплоть до настоящего времени.

По другой модели полного выплавления земной коры на ранних стадиях существования планеты, древнейшие породы представляют собой реликтовые участки коры, некогда покрывавшие всю Землю. Свидетельством в пользу этой концепции служит частое обнаружение архейских пород в пределах фанерозойских подвижных поясов, подтвержденное изотопными датировками.

Для древнейших пород Земли наиболее характерны два типа образований, имеющие определенные геологические и геохимические черты: складчатые пояса с преобладанием гнейсов высоких ступеней метаморфизма и мигматитов, получившие в последние годы название "серые гнейсы", и гранит-зеленокаменные области.

Наиболее изученными представителями древнейших гнейсовых комплексов могут служить гнейсы Амйтсок (Гренландия), Уйвак, Хеброн (Лабрадор), Мортон, Монтевидео (Миннесота) [144, 182]. В большинстве случаев "серые гнейсы" имеют тоналит-трондьемитовый состав и характеризуются повышенными содержаниями по сравнению с соответствующими по количественно-минералогическому составу докембрийскими и фанерозойскими гранитоидами  $Al_2O_3$  и  $CaO$ , пониженной железистостью, постоянным преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$  в сочетании с высокой кислотностью. К важнейшим геохимическим чертам следует отнести высокие содержания элементов группы Fe, Sr, намного превышающие кларки для

кислых пород, низкие содержания U, Rb, Ba, легкий состав редкоземельных элементов (обогащены La, Ce, Nd, Sm, содержания тяжелых — ниже кларковых), низкое первичное отношение изотопов Sr, часто примитивный изотопный состав Pb [87].

Регионы развития пород гранит-зеленокаменной ассоциации представляют собой обширные поля гранитоидов, среди которых в узких линейных троговых зонах располагаются зеленокаменные пояса, сложенные преимущественно вулканитами (толеитовыми базальтами, коматиитами и др.) и осадочными породами, отличительной чертой которых является низкая степень метаморфизма.

Современные базальты в целом обогащены Fe и обеднены Al по сравнению с их архейскими аналогами. Архейские толеитовые базальты обеднены K, Rb, Cs, Sr, Ba, Zr, Hf, U, Th и на петрохимических диаграммах попадают в поле океанических толеитов. Низкое содержание Al и другие особенности состава говорят о неглубоком уровне магмообразования (~15 км), что, по мнению Гликсона, свидетельствует об их формировании в условиях, напоминающих обстановку современных срединно-океанических хребтов.

Выявить комплексы ранней коры среди значительно шире развитых пород более поздних тектоно-магматических циклов и определить специфику их возникновения помогают данные изотопной геохимии и геохронологии.

Одним из ярких доказательств постепенного роста континентов во времени за счет выплавления вещества верхней мантии являются результаты изучения первичных отношений изотопов Sr в породах Западной Гренландии и Зимбабве [144]. В момент формирования каждой следующей по возрасту группы пород соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в уже сформированной коре было значительно выше, чем во вновь образованных породах. Это полностью исключает возможность образования пород с возрастом 2,7 и 2 млрд лет за счет переплавления пород уже сформированной коры. Продолжение кривых роста вниз, до пересечения с линией развития изотопов Sr в мантии, дает максимальное время пребывания в источнике с отношением Rb/Sr, отличным от мантийного, 50–100 млн лет.

К аналогичным выводам приводит и изучение изотопов Rb в породах Гренландии. Гнейсы Амитсок характеризуются уникально нерадиогенным изотопным составом Pb. Образование новых пород при плавлении подобного субстрата с неизбежностью привело бы к аномально нерадиогенному изотопному составу Pb во вновь образованных породах. Однако гнейсы Нук характеризуются нормальным изотопным составом Pb, развивавшимся до 2,7 млрд лет назад при мантийной величине отношения  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ .

Надежным петрогенетическим индикатором, широко изучаемым в последнее время, явилось первичное отношение изотопов неодима  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Как показали многочисленные работы Вассербурга и его учеников [217, 245], это отношение в силу близости химических и геохимических свойств Sm и Nd не подвержено нарушению при процессах метаморфизма и отражает соотношение этих элементов в момент выплавления породы из источника. Первичные отношения изотопов Nd в гнейсах тоналитового состава в интервале возрастов от 3,7 до 2,5 млрд лет попадают на линию роста этого отношения в веществе ахондрита Ювинас, что говорит об их мантийном происхождении.

Из отклонения величин первичного отношения изотопов Nd [202] от величины, принимаемой для недифференцированной мантии, для пород гранитного состава в интервале возрастов от 3,5 млрд лет до современных, видно, что влияние переработанного корового вещества на величину  $\epsilon_{Nd}$  гранитоидов начинается лишь после 2 млрд лет и только в фанерозое эта величина достигает значительных отрицательных значений.

Важным петрогенетическим индикатором оказался и изотопный состав кислорода. В магматических породах глубинного происхождения изотопный состав  $\delta^{18}O$  значительно легче ( $\delta^{18}O = 5-8\text{‰}$ ), чем в породах, прошедших осадочный цикл ( $\delta^{18}O > 10\text{‰}$ ). Широкое изучение изотопного состава кислорода в докембрийских породах серогнейсовой и зеленокаменной ассоциаций говорит об их мантийном происхождении [205, 215].

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные по изотопному составу элементов говорят о длительном и направленном процессе формирования земной коры за счет поступления новых порций вещества верхней мантии в определенные дискретные периоды тектоно-магматической активности. Только с 2 млрд лет назад значительную роль начинают играть процессы повторной переработки уже сформированной континентальной коры.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов остается возрастное соотношение серогнейсовых и зеленокаменных формаций. Исследователи разделились на сторонников первичности базальтовой коры, рассматривающих тоналиты как продукты ее повторного плавления, и сторонников первичной гранитной коры, служащей, по их мнению, фундаментом для базальтовых излияний. А.И. Тугаринов писал [183], что изучение состава пород и их взаимоотношений указывает на то, что древняя кора, так называемые зеленокаменные формации представляют собой участки древней океанической коры, в которую около 3,6 млрд лет назад были внедрены интрузии плагиогранитов и тоналитов. Модель вторичности тоналитов по отношению к базальтам находит подтверждение и в экспериментальных петрологических работах. Так, по Баркеру, в соответствии с наиболее изученными и вероятными моделями магмы состава тоналита возникают не за счет непосредственного плавления мантийного пиролита, а через промежуточное вещество базальтового состава.

Не противоречат двухступенчатому механизму образования земной коры (первоначальному выплавлению базальтов из вещества верхней мантии, а затем уже формированию магм тоналитового состава из базальтов и продуктов их дезинтеграции в пределах коры) и изотопные данные, особенно данные по изотопному составу Sr и O в породах. Изучение степени изменения изотопного состава кислорода в ходе кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов показало, что кислород кислых выплавок на  $1-2\text{‰}$  тяжелее кислорода исходного базальта [205], что свидетельствует в пользу образования тоналитов ранней коры за счет повторного плавления вещества основного состава.

Изотопные данные ограничивают продолжительность этого двухступенчатого этапа формирования земной коры. Длительность одного цикла наращивания коры Земли от выплавления базальтов из вещества мантии, их частичного разрушения, метаморфизма до повторного плавления с об-

разованием магматических пород плагиогранит-тоналитового ряда не может превышать 100–200 млн лет.

Как видно из этого краткого обзора, без геохронологического изучения древнейших образований нельзя понять процесс становления и выделить этапы развития земной коры.

Наиболее часто датирование древнейших высокометаморфизованных образований проводится Pb-Pb и Rb-Sr изохронными методами по породе в целом. Правомочность построения изохроны определяется отсутствием разделения U-Pb и Rb-Sr во всей истории жизни породы, что, по-видимому, не всегда соблюдается для древнейших пород. Серьезным препятствием к обнаружению первичных возрастов явился проявившийся почти повсеместно в пределах кратонов наложенный метаморфизм гранулитовой фации, приведший к удалению из породы таких элементов, как K, Rb, U, и тем самым нарушивший U-Pb и Rb-Sr изотопные системы. Наиболее ранняя эпоха проявления метаморфизма гранулитовой фации оценивается для различных щитов интервалом времени 3–2,8 млрд лет.

Из всех серогнейсовых комплексов наибольшей геохимической спецификой отличаются гнейсы Амитсок, которые по величине отношения Fe к Mg попадают не на известково-щелочной, а на толеитовый тренд. Эти гнейсы резко отличаются и по содержанию малых элементов. Так, они максимално обеднены U и Th, отношение  $K/U \sim 10^5$  при  $Th/U = 2$ , что привело к исключительно нерадиоигенному изотопному составу Pb как в породах в целом, так и в полевых шпатах из них. Изначально низкие содержания U, Th, Rb в гнейсах Амитсок обусловили устойчивость Rb-Sr и U-Th-Pb изотопных систем в дальнейшей геологической истории как в породах в целом, так и в отдельных минералах, таких, например, как циркон. Только для гнейсов Амитсок по всем изотопным системам Pb-Pb, U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd в породах в целом и по U-Pb системе акцессорных цирконов получено практически одно и то же значение возраста — 3,6 млрд лет. Однако такая сходимости изотопных датировок, полученных различными методами для древнейших пород, является исключением, а не правилом. Рассмотрение соотношений возрастов, полученных для гнейсов Мортон и Монтевидео в Миннесоте, по данным различных изотопных методов показывает, что лишь Rb-Sr изохронный метод и интерпретация данных U-Pb изотопного метода по акцессорным цирконам позволяют оценить возраст гнейсов в 3,6 млрд лет. Аналогичное значение возраста получено Sm-Nd методом как по самим гнейсам, так и по меловым глинам, образовавшимся при разрушении этих гнейсов.

Самарий-неодимовым методом получено подтверждение существования древнейших тоналитов, с возрастом в 3,75 млрд лет, в Восточной Индии. Из других изотопных методов датирования одним из самых надежных (по отношению к воздействию более поздних метаморфических процессов на породу) оказывается U-Pb метод по акцессорным цирконам.

Изохронные диаграммы с конкордией для акцессорных цирконов из гнейсов Амитсок, Уйвак и Мортон [144] показывают различное поведение изотопной системы в цирконах из гнейсов Амитсок, с одной стороны, и Мортон–Уйвак — с другой. Если в цирконах из амитсоксских гнейсов U-Pb изотопная система была лишь слабо нарушена один раз, что позволяет непосредственно на диаграмме получить исходный возраст образования

цирконов, то в гнейсах Мортон и Уйвак изотопная система цирконов нарушалась минимум дважды. Из рассмотрения диаграмм следует, что возраст цирконов не моложе 3,4 млрд лет и что расположение точек на графиках не противоречит возможному возрасту гнейсов в 3,6 млрд лет [144].

В вулканических породах зеленокаменных поясов, несмотря на слабый метаморфизм, часто отмечается высокая подвижность многих элементов при процессах ранних преобразований и метаморфизма, в первую очередь щелочных элементов и урана. Это затрудняет проведение изотопно-геохронологического изучения пород Pb-Pb и Rb-Sr изохронными методами по породам в целом. Самарий-неодимовый метод позволил построить изохрону в 3,77 млрд лет для вулканитов Исуа (Гренландия), 3,54 млрд лет для коматиитов Барбертона (Южная Африка), 3,56 млрд лет для серии Талг-Талга блока Пилбара (Западная Австралия). Было установлено, что в пределах докембрийских кратонов существуют зеленокаменные пояса двух разновозрастных эпох — наиболее ранней (3,7–3,5 млрд лет) и позднеархейской (2,7–2,6 млрд лет) [80].

Уран-свинцовая изотопная система акцессорных цирконов из метадацитов зеленокаменного пояса Варравуна блока Пилбара (Западная Австралия) позволила (несмотря на нарушение Rb-Sr изотопной системы в породах, определяющей возраст в 2,3 млрд лет) с большой надежностью датировать время образования пород в 3,45 млрд лет. Для низов разреза этого зеленокаменного пояса, включающего коматииты и базальты, получено Sm-Nd методом значение возраста, равное 3,56 млрд лет. Учитывая, что, по современным представлениям, образование кислых вулканитов зеленокаменных поясов происходит при вторичном плавлении базальтов, можно считать, что значение возраста в 3,45 млрд лет, полученное по акцессорным цирконам, соответствует времени кристаллизации дацитов. Возраст гранитов, прорывающих вулканиты зеленокаменного пояса, не превышает 3,3–3,4 млрд лет. Уран-свинцовая изотопная система акцессорных цирконов позволяет также получить информацию о длительности процессов вулканизма в пределах одного зеленокаменного пояса [17, 19].

#### МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ (U-Pb) ЦИРКОНОМЕТРИИ

В настоящее время цирконометрия располагает достаточно надежными приемами как анализа, так и интерпретации изотопных данных. Наибольшую трудность для датирования данным методом представляют, с одной стороны, полиметаморфические образования (U-Pb изотопная система акцессорных цирконов нарушалась неоднократно), а с другой — палингенные породы, в акцессорных цирконах из которых возможно присутствие реликтового свинца [22].

К середине 70-х годов стало очевидно, что в каждой породе популяции цирконов могут быть гетерогенными, а единичное зерно может содержать разновозрастные участки. Наметились две основные тенденции в развитии исследований. Часть лабораторий пошла по пути совершенствования методик химического и масс-спектрометрического анализа в целях дальнейшего сокращения количества анализируемого материала, вплоть до анализа единичных зерен акцессорных цирконов [248, 282]. Анализом единичных

зерен и даже фрагментов зерен аксессуарных цирконов размером меньше 1 мм ученые достигают разделения различных генераций минералов, выявления однофазных цирконов, позволяющих точно датировать определенные геологические процессы. Другая группа исследователей идет по пути разделения разновозрастных фаз циркона методами физической и химической сепарации (механическая абразия [246], селективное разложение [88]).

Уникальный масс-спектрометр вторичных ионов создан в Австралийском национальном университете [225]. Высокое разрешение прибора позволяет проводить полный U-Pb изотопный анализ в точке приполированной поверхности циркона размером 40 мкм. Исследования аксессуарных цирконов из древнейших пород Австралии, Антарктиды, Гренландии выявили существенную гетерогенность различных участков внутри зерен по степени нарушенности U-Pb изотопной системы. С помощью этого метода удалось датировать самые ранние термальные события в геологической эволюции этих щитов. В то же время микросондовое исследование на изотопном уровне показало сложные пути миграции радиогенных изотопов, в частности Pb внутри зерен циркона. Диффузионное перемещение Pb между отдельными зонами может быть закреплено более поздним восстановлением структуры при термическом отжиге. В ряде случаев это приводит к получению завышенных значений возрастов при локальном анализе единичных зерен. В то же время для зерна в целом наблюдается нормальное соотношение изотопов с преимущественным выносом радиогенного свинца [225, 301]. Этот факт возможного перемещения древнего радиогенного Pb между отдельными зонами внутри кристаллов необходимо учитывать при постановке исследований по селективному разложению отдельных фаз минерала, а также при интерпретации данных термоионного и термоизохронных методов датирования.

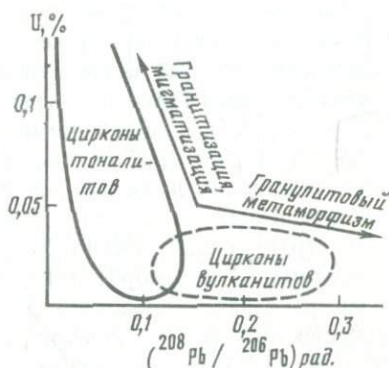
Для правильной геологической интерпретации данных геохронологии в первую очередь необходимо идентифицировать морфологические и геохимические особенности аксессуарных цирконов, генетически связанных с главнейшими эндогенными процессами — вулканизмом, интрузивным магматизмом и метаморфизмом. Это затрудняется тем, что строго математически в рамках модели Везерилла возможно установление возраста образования циркона и времени вторичного нарушения U-Pb изотопной системы лишь при однократном нарушении U-Pb системы. При двукратном нарушении U-Pb изотопной системы есть вероятность получения линейной корреляции, не удовлетворяющей модели Везерилла. Это требовало исключительно однородного анализируемого материала, соответствующего определенному геологическому процессу [16, 18].

Выделяются три основных морфологических типа аксессуарных цирконов: генетически связанный с процессами вулканизма в гранит-зеленокаменных областях (вулканический циркон), с процессами интрузивного магматизма в гранулитогнейсовых регионах (тоналитовый циркон) и циркон, возникший на стадии метаморфизма гранулитовой фации (гранулитовый циркон). Для рассмотрения геохимических особенностей аксессуарных цирконов применена диаграмма в системе координат: содержание U (%), величина изотопного отношения  $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{рад}}$  радиогенной части Pb, характеризующая величину Th/U-отношения в цирконе (рис. 38).

На этой диаграмме, построенной с учетом всех имеющихся литературных данных для древнейших пород Земли, выделяются дискретные области, соответствующие трем выделенным типам циркона.

Наиболее характерные признаки вулканических цирконов — высокий идиоморфизм и мелкие размеры зерен, тонкоритмичная внутренняя зональность, высокая прозрачность. Эти цирконы имеют низкие и сходные в различных фракциях содержания урана, не превышающие, как правило, 0,04%; соотношение изотопов ( $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )<sub>рад</sub> в них колеблется от 0,1 до 0,2.

Рис. 38. Сводная диаграмма U —  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для докембрийских цирконов разного генезиса



Тоналитовые цирконы разнообразны по размеру, форме и различаются по содержанию радиоактивных элементов в пределах одной пробы. Преобладают субидиоморфные умеренно удлинённые призматические зерна со сглаженными контурами. Они, как правило, полупрозрачны или непрозрачны, густо окрашены. Морфологические особенности цирконов говорят о длительном процессе их кристаллизации. Наряду с типично магматическими присутствуют зерна со следами кристаллизации на постмагматической стадии. Содержания U колеблются от 0,02–0,03 до 0,1–0,2%. Величина отношения ( $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )<sub>рад</sub> обычно ниже 0,1, что говорит о значительно более низком Th/U-отношении в них по сравнению с "вулканическими" цирконами.

Из метаморфогенных цирконов наиболее специфичны цирконы, возникшие на стадии метаморфизма гранулитовой фации, — гранулитовые. Они, как правило, мелкие, изометричные, с многочисленными криволинейными гранями, которые обуславливают их яркий, алмазный блеск. Для них характерно исключительно низкое содержание U, равномерно распределенное по объему зерен, и высокая величина ( $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ )<sub>рад</sub>, как правило, выше 0,2, что, по-видимому, отражает уход из пород преимущественно U во время гранулитового метаморфизма. Однако, если цирконы возникли при гранитизации в условиях гранулитовой фации, они характеризуются при тех же морфологических особенностях совсем иной геохимической спецификой, сближающей их с тоналитовыми цирконами. Таким образом, геохимические особенности акцессорных цирконов наряду с их морфологическими признаками могут в определенных условиях служить достаточно надежным индикатором процессов образования и метаморфизма пород.

Проведенные в последние годы исследования U-Pb изотопной системы

аксессуарных цирконов различных пород гранулитогнейсовых областей раннего докембрия СССР позволили выделить две возрастные группы этих областей — раннеархейскую и позднеархейскую. К раннеархейским регионам могут быть отнесены новопавловский комплекс Украинского щита, арыйский блок Омолонского массива, возраст субстрата которых превышает 3,4 млрд лет. По-видимому, в эту же возрастную группу могут быть включены древнейшие ортогнейсовые комплексы Анабарского щита и Побужья Украинского щита. Ранний метаморфизм этих комплексов, достигавший условий гранулитовой фации, протекал около 2,8 млрд лет назад, т.е. через 600–800 млн лет после формирования субстрата. Для этих образований характерно проявление повторного метаморфического воздействия, сопровождавшегося явлениями гранитизации, около 2 млрд лет назад.

Субстрат верхнеархейских гранулитогнейсовых областей, к которым мы относим кольскую и беломорскую серии Балтийского щита и шарыжалгайскую серию Прибайкалья, сформировался 3,2–2,8 млрд лет назад. Ранний региональный метаморфизм, зонально достигавший условий гранулитовой фации (кольская серия), протекал вскоре после формирования субстрата серий — около 2,7 млрд лет назад. Интенсивность проявления повторного метаморфизма около 2 млрд лет назад варьирует в различных регионах. Глобальной эпохой метаморфизма гранулитовой фации явился период 2,9–2,6 млрд лет назад. Эта эпоха охватила как позднеархейские (3,2–2,8 млрд лет), так и раннеархейские (> 3,4 млрд лет) комплексы, метаморфизм которых до этого, как правило, не достигал условий гранулитовой фации.

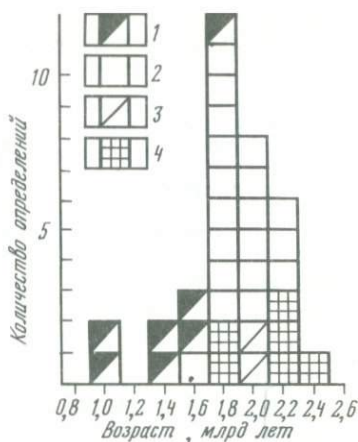
#### ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АНАБАРСКОГО ЩИТА

Геохронологические данные показывают, что наиболее ярким последним термальным событием были процессы гранитизации и ретроградного метаморфизма, приуроченные главным образом к зонам глубинных разломов и проявившиеся в форме изменений отдельных минералов в пределах всей площади щита примерно 1,8–2 млрд лет назад. Это было установлено при первых исследованиях K-Ar методом [179] и подтверждено U-Pb методом (дискордия) по различным формам монацита и других минералов [169]. Вместе с тем отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для единичных минералов превышали значения 2,2 млрд лет, достигая 3,55 млрд лет [83, 124]. Рассмотрение исходных аналитических данных показывает, что наибольшие цифры получены для минералов с высоким содержанием обыкновенного свинца, достигающим 90% и более. Ошибка в величине возраста, вычисляемого по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , за счет неопределенности коррекции на примесь обыкновенного свинца может превышать сам определяемый возраст.

Данные K-Ar метода, с одной стороны, дают весьма высокие цифры, которые, по-видимому, отражают вхождение избыточного аргона в минералы ультрамафитов (рис. 39) во время термального события 2 млрд лет назад, а с другой — обнаруживают пониженные значения (1,6–1 млрд лет), которые получены преимущественно для анортозитов. Последние приурочены к осевым частям зон глубинных разломов, и эти значения возраста харак-

Рис. 39. Гистограмма определений возраста метаморфических пород Анабарского щита К-Аг — методом (по данным [83, 179])

1 — анортозиты и секущие их пегматиты; 2 — граниты, мигматиты и флогопитовые метасоматиты по кристаллическим сланцам; 3 — слюдяные гнейсы; 4 — перидотиты и развивающиеся по ним флогопитовые метасоматиты



теризуют, вероятно, время затухания метаморфического процесса или локального последующего разогрева флюидным потоком вдоль указанных зон. Локальность этого термального явления вытекает из того, что глауконит из нижней части терригенного рифейского чехла, перекрывающего анортозит-эндербитоидную ассоциацию на западном погружении Анабарского щита, имеет возраст 1,5 млрд лет [179], а биотит в метаморфизованных песчаниках соседнего Оленекского поднятия образовался 1,98 млрд лет назад [83].

Для датирования были отобраны лишённые видимых признаков ретроградных изменений пробы пород (весом 10–50 кг), характеризующих главные толщи и районы распространения Анабарского комплекса (табл. 18, 19).

**Проба АП-3. Мезократовый двупироксеновый плагиогнейс.** Сложен плагиоклазом с примесью кварца, орто- и клинопироксена, размер зерен 1–2 мм. Текстура гнейсовидная. Плагиоклаз свежий, сдвойникованный, образует изометричные или удлинённые зерна. Кварц представлен зернами с извилистыми границами, характеризуется слабоволнистым угасанием. Индивиды пироксенов удлинены и ориентированы, нередко образуют цепочки вдоль полосчатости, калиевый полевой шпат слагает мельчайшие неправильные зерна вдоль границ между другими минералами. Признаки наложенных процессов отсутствуют.

**Проба СМ-1А. Меланократовый двупироксеновый бескварцевый плагиогнейс.** Средний размер зерен около 2 мм. Плагиоклаз свежий, андезиновый, обычно сдвойникованный волнисто-угасающий, нередко характеризуется коротко- или изометрично-таблитчатой формой, хотя чаще всего очертания зерен неправильные. Пироксены частично замещаются темно-зеленой роговой обманкой. Рудный минерал преимущественно связан с мафическими минералами. Калиевый полевой шпат образует тончайшие антипертитовые прорастания, встречается в виде мелких зерен по границам зерен плагиоклаза.

**Пробы 5-1 и 11-2. Лейкократовый гиперстеневый плагиогнейс.** Породы с гнейсовой и неясно выраженной тонкополосчатой текстурой, с гранобластовой структурой, размер зерен колеблется от 0,2 до 4 мм, чаще всего в пре-

Таблица 18

Минеральный состав датированных пироксеновых плагиогнейсов Анабарского щита

Минерал	Далдынская серия	Верхнеанабарская серия				Хапчанская серия		
		АП-3	СМ-1А	5-1	11-2	42а	22	76
Плагиоклаз	70	60	70	72	56	29	50	40
Калишпат	3	1	3	5	5	21	4	5
Кварц	7	Ед.зн.	20	15	33	35,6	36	35
Ортопироксен	8,5	}	5	6-7	5	Не обн.	2,4	Не обн.
Клинопироксен	8		<u>30</u>	<u>0,02</u>	<u>0,12</u>	Не обн.	0,16	Ед. зн.
Роговая обманка	Ед.зн.	4	<u>0,06</u>	<u>0,12</u>	”	<u>0,13</u>	Не обн.	”
Биотит	”	Ед.зн.	<u>0,04</u>	0,002	”	6,4	3	5
Гранат	Не обн.	Не обн.	<u>Ед. зн.</u>	<u>Ед. зн.</u>	0,001	10	7	15
Магнетит	<u>2,0</u>	5	<u>0,64</u>	<u>0,60</u>	<u>0,62</u>	<u>0,002</u>	Не обн.	Не обн.
Ильменит	<u>1,4</u>		<u>0,34</u>	<u>0,66</u>	<u>0,73</u>	<u>0,06</u>	<u>1,2</u>	<u>3,0</u>
Пирит	<u>0,04</u>	Не обн.	<u>0,007</u>	<u>0,01</u>	<u>0,02</u>	<u>Ед. зн.</u>	<u>Ед. зн.</u>	<u>0,001</u>
Апатит	<u>0,20</u>	”	<u>0,089</u>	<u>0,22</u>	<u>0,11</u>	<u>0,001</u>	<u>0,075</u>	<u>0,16</u>
Циркон	<u>0,027</u>	”	<u>0,024</u>	<u>0,20</u>	<u>0,37</u>	<u>0,043</u>	<u>0,041</u>	<u>0,069</u>
Рутил	Не обн.	”	Ед. зн.	Не обн.	Не обн.	<u>0,07</u>	<u>0,02</u>	<u>0,004</u>
Монацит	”	”	Не обн.	”	<u>0,047</u>	<u>0,006</u>	<u>0,006</u>	Ед. зн.

Примечания. Содержания минералов приведены в процентах, неподчеркнутые цифры – об. % (по подсчетам в шлифах), подчеркнутые – мас. % (по акцессорно-минералогическим пробам).

Пробы: АП-3 – мезократовый двупироксеновый плагиогнейс, далдынская серия, южный берег р. Большая Куонамка, у русла, в 100 м восточнее устья р. Далдын; СМ-1А – меланократовый двупироксеновый плагиогнейс (бескварцевый), верхнеанабарская серия, верховья р. Вюрбюр, северо-восточный склон долины реки, в 1,5 км от русла; 5-1 – лейкокатовый гиперстеновый плагиогнейс, верхнеанабарская серия, среднее течение р. Кюнгской-Рассоха, западный склон долины реки, в 50 м от ее русла; 11-2: то же, в 2 км от русла реки; 42а – то же, долина р. Большая Куонамка, северный ее склон, в 5 км западнее места впадения р. Далдын; 22 – лейкокатовый биотит-гранатовый гнейс, хапчанская серия, нижнее течение р. Налим-Рассоха, у русла правого притока Р. Сюрюнче, на левом берегу; 76 – мезолейкокатовый биотит-гранатовый плагиогнейс, хапчанская серия, у русла р. Ачагый-Хаптасыннах, в 25 км западнее устья; 91 – мезократовый биотит-гранатовый плагиогнейс, хапчанская серия, там же, в 4 км восточнее устья.

Таблица 19

Химический состав датированных гранулитов Анабарского щита

Компонент	Двопироксеновый плагиогнейс	Гиперстеновый плагиогнейс			Биотит-гранатовый гнейс
		АП-3	5-1	11-2	
SiO <sub>2</sub>	59,86	67,90	65,85	69,17	67,76
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,47	0,50	0,58	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,44	15,97	17,16	15,23	14,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	1,13	1,02	1,61	1,08
FeO	4,48	3,35	3,15	2,11	5,71
MgO	3,50	1,22	1,51	1,02	2,12
CaO	6,74	4,26	4,51	3,81	1,28
Na <sub>2</sub> O	3,88	4,20	4,27	3,88	2,70
K <sub>2</sub> O	0,85	0,74	1,04	1,48	3,36
MnO	0,07	0,04	0,03	0,02	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,06	0,14	0,11	0,09
п.п.п.	0,34	0,16	0,32	0,48	0,34

Примечание. Сумма приведена к 99,5%.

делах 0,6–1 мм в среднем около 0,8 мм. Сложены в основном изометричными или умеренно удлинёнными с неправильными очертаниями зёрнами несдвойникового андезинового плагиоклаза и неправильными, нередко переходящими в линзовидные скопления зёрнами кварца с отчетливым вопиющим угасанием. Калиевый полевой шпат в виде антипертитовых выделений рассеян по плагиоклазу или образует мелкие зёрна (0,05–0,2 мм) по границам плагиоклаза и кварца. Ортопироксен находится в виде неправильных или субтаблитчатых зёрен, обычно ориентированных параллельно гнейсовидности породы и нередко характеризующихся цепочкообразным расположением. Клинопироксен (диопсид) и роговая обманка отмечены лишь в акцессорно-минералогических пробах. Биотит в виде мелких листочков ассоциирует с ортопироксеном и рудным минералом. Циркон присутствует во всех породообразующих минералах. Признаки наложенного метаморфизма амфиболитовой фации отсутствуют, а признаки более низкотемпературных изменений выражены в незначительном развитии буроватого серицитового вещества по плагиоклазу по системе микротрещин.

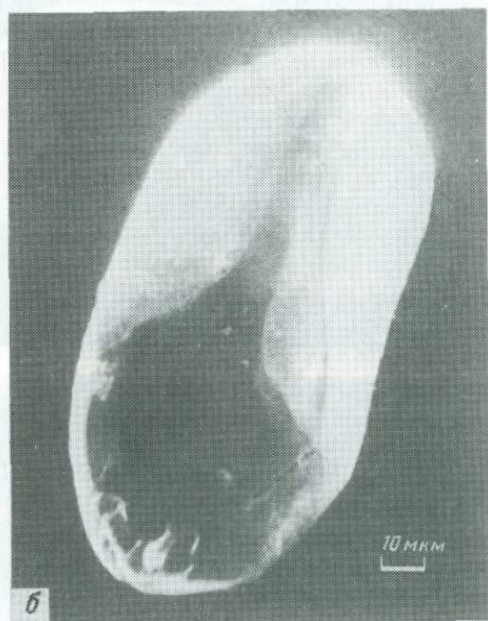
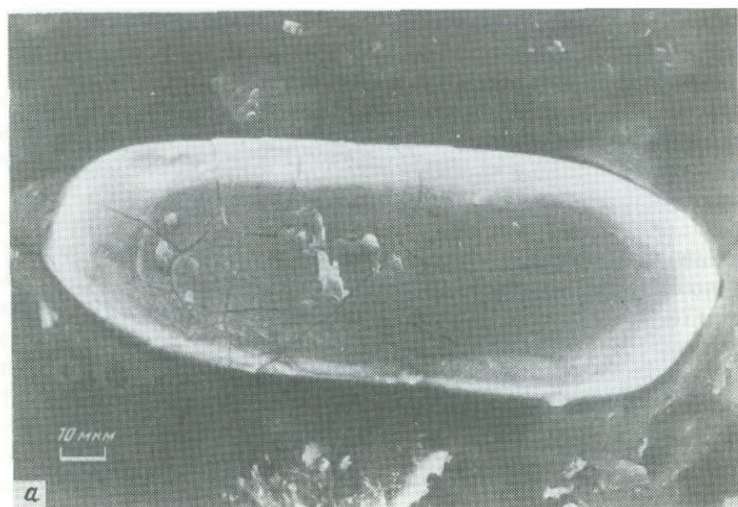
**Проба 42а. Лейкократовый гиперстеновый плагиогнейс.** Сложен среднезернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом гранобластовой структуры с неравномерно распределённой примесью ортопироксена. От сходных по составу пород, охарактеризованных пробами 5-1 и 11-2, отличается свежим состоянием и более интенсивным двойникованием плагиоклаза, появлением у некоторых зёрен ортопироксена вторичных зеленоватых продуктов изменения, калиевый полевой шпат образует мелкие неправильные зёрна по границам зёрен других породообразующих минералов.

Пробы 22, 76, 91. Лейкократовые биотит-гранатовый гнейс(22) и плагиогнейс (76, 91). Неправильные по форме зерна образуют линзовидно-полосчатый мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат. Свежий андезин-олигоклазовый плагиоклаз сдвойникован сравнительно редко, кварц с отчетливым волнистым или мозаично-агрегатным погасанием, гранат изометричный, трещиноватый, с включениями кварца и плагиоклаза. Биотит образует сравнительно мелкие листочки, иногда замещает гранат с краев по трещинам. Калиевый полевой шпат в виде мелких неправильных зерен развит по стыкам зерен главных минералов. В гнейсе (проба 22), где его много, он, кроме того, образует антипертитовые вроски в плагиоклазе. Низкотемпературные изменения отсутствуют, но калиевый полевой шпат местами слабо пелитизирован (в пробе 22).

При изучении циркона в пробах установлены две главные морфологические разновидности — цирконы призматического габитуса и цирконы округлого, шаровидного габитуса (рис. 40, 41), которые различаются как по строению и вещественному составу (рис. 42, 43), так и по происхождению [9].

Первая разновидность (циркон I, описан выше) представлена удлинено-призматическими кристаллами (коэффициент удлинения  $K$  от 2—3 до 4—5 размером 0,1—0,2 мм, редко больше, со сглаженными ребрами и вершинами. Зерна имеют сероватую или серо-желтую, "медовую" окраску, полупрозрачны или непрозрачны, с отчетливым проявлением метамиктности (определяемой также рентгеноструктурным анализом), отличаются повышенной трещиноватостью и матовой, шероховатой поверхностью граней, на которых часто устанавливаются каверны растворения и скульптура обрастания. Трещины заполнены железистым материалом. Наличие флюидных включений, тонкоритмичной зональности, двойниковых страстаний, а также обогащение центральных зон кальцием, иттрием вследствие ранней кристаллизации из расплава — все это свидетельствует о магматогенном происхождении циркона этой разновидности и позволяет относить эту разновидность к магматогенной ранней (первой) генерации минерала.

Вторая разновидность (циркон II) представлена зернами более мелкими (менее 0,1 мм), розовыми или почти бесцветными, прозрачными, изометричными, с ярким "алмазным" блеском ( $K_y = 1 - 2$ ). Форма зерен чаще всего округлая, шаровидная, и такие зерна бесцветны и водяно-прозрачны. Это наиболее распространенная модификация 1 второй разновидности, но сравнительно редко встречаются и другие, относительно крупные (0,2 мм) короткостолбчатые округлые кристаллы, которые тоже водяно-прозрачны, но имеют отчетливую бледно-розовую окраску (модификация 2 соответствует циркону IIa; см. раздел, посвященный циркону). При больших увеличениях в растровом электронном микроскопе у цирконов второй разновидности обнаруживаются сложноограниченные поверхности с криволинейными гранями. При срастаниях образуются гантелевидные и другие сочетания округлых форм. Морфологический тип многоплоскостных изометричных шаровидных зерен (модификация 1) предположительно объясняется как результат затрудненного роста в твердой среде при высоком всестороннем давлении [11]. Более крупные зерна с признаками огранки возникли, по-видимому, в анатектической лейкоosome гранулитов. Наблюдаются случаи нарастания циркона второй разновидности на призматические зерна



*Рис. 40.* Цирконы из плагинейсов под растровым электронным микроскопом  
*а, б* – разновидности желтовато-серого (“медового”) матового призматического циркона; *в* – бесцветный блестящий шаровидный циркон; *г* – розовый блестящий короткопризматический циркон; *д* – наросты на призматическом цирконе. Вмещающие породы: *а, в-д* – лейкократовый гиперстеновый гнейс, проба 42а, *б* – то же, проба 11-2

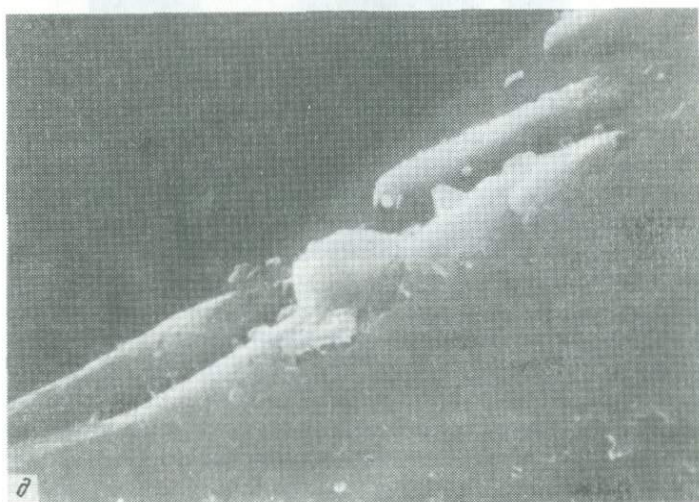
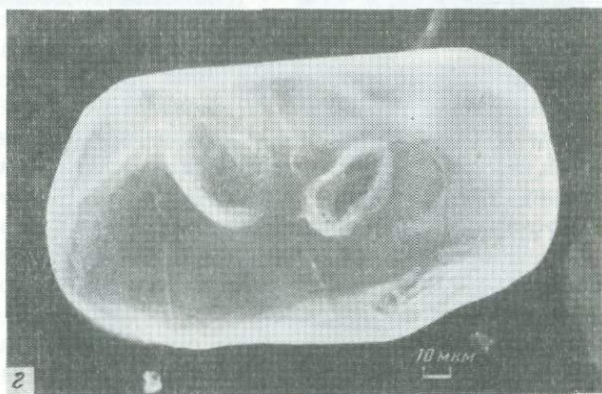
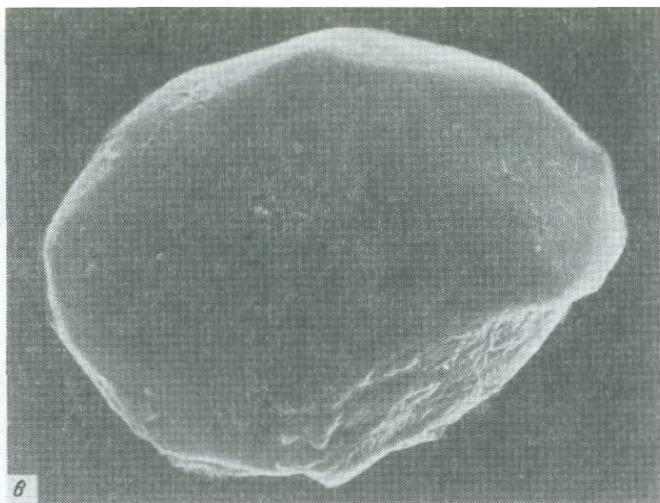


Рис. 40 (окончание)

первой разновидности, при этом исключительно мелкие призматические зерна служили затравкой при росте. Микрозондовыми исследованиями на поверхности раздела таких обрастаний устанавливаются повышенные содержания К, Fe, Al и других элементов. Выявлены включения апатита, плагиоклаза и кварца в зернах второй разновидности, свидетельствующие о росте внутри кристаллически-зернистой породы. Параметры элементарной ячейки второй разновидности ( $a_0 = 6,605$ ;  $6,606 \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 5,981$ ;  $5,986 \text{ \AA}$ ) оказываются меньше, чем таковые у первой ( $a_0 = 6,609 \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 5,986 \text{ \AA}$ ), что объясняется, по-видимому, большими давлениями при формировании второй разновидности. Характерно, что совместно первая и вторая разновидности встречаются в породах кислого и среднего состава, где вероятно образование первичного циркона из расплава, тогда как в метабазитах встречается только вторая разновидность. В целом вторая разновидность циркона оказывается метаморфогенной генерацией минерала и более поздней по отношению к первой, которую по совокупности признаков следует отнести к магматогенной. По-видимому, формированию метаморфогенной генерации предшествовал этап частичного растворения цирконов первой, магматогенной генерации, отмечаемого главным образом на ребрах и вершинах, что обеспечивало поступление циркония во флюидную систему.

В изученных пробах распределение отдельных разновидностей циркона неодинаково. В пробе 42а циркон первой разновидности магматогенного габитуса преобладает во фракциях 2–4 (табл. 20), тогда как наиболее крупная фракция 1 сложена округлыми короткостолбчатыми розовыми зернами второй разновидности (модификация 2). Циркон в пробе 5-1 представлен магматогенной первой разновидностью, а в пробе 11-2 этой разновидности представлена фракция 2, а фракция 1 – блестящими осколками крупных розовых кристаллов второй разновидности (модификация 2), тогда как фракция 3 представляет собой смесь обеих разновидностей. Первая разновидность слагает фракции 1–3 пробы АП-3, а фракция 4 представлена второй разновидностью (модификация 2). Пробы 22,91,76, СМ-1А содержат только мелкие округлые бесцветные зерна второй разновидности. Таким образом, при самом тщательном изучении и отборе монофракций для датирования удается разделить по морфологии предположительно реликтовый магматогенный циркон и циркон, возникший в гранулитовой фации в условиях как анатексиса, так и твердофазовой перекристаллизации. Из наблюдений под электронным микроскопом и микрозондовых исследований видно, что все эти разновидности претерпели различное, но значительное последующее изменение, поэтому для суждения о значимости получаемых возрастных данных необходим еще анализ их геохимических особенностей.

Результаты U-Pb изотопного исследования отдельных фракций аксессуарных цирконов различных разновидностей представлены в табл. 20 и на рис. 44.

Дискордия, построенная для метаморфической генерации из гранатовых гнейсов, дает пересечения с конкордией, отвечающие возрастам  $1,97 \pm 0,2$  и  $0,2 \pm 0,1$  млрд лет. Прохождение дискордии близко к началу координат позволяет принять возраст в 1,97 млрд лет за время метаморфизма, что хорошо соответствует эпохе тектонической переработки и мигматизации. Достаточно высокое содержание U в пробах, не типичное для цирконов гра-

Таблица 20

Изотопный возраст различных фракций акцессорных цирконов из гранулитов Анабарского щита

Проба	Фракция	Содержание, %		Изотопный состав свинца			
		Pb	U	204	206	207	208
42a	1	0,0098	0,0178	0,012	70,453	13,612	15,922
"	2	0,0104	0,0184	0,007	64,960	12,518	22,515
"	3	0,0164	0,0296	0,015	64,955	13,010	22,020
"	4	0,0140	0,0228	0,008	62,953	12,656	24,358
5-1	—	0,0164	0,0462	0,087	78,197	11,197	11,980
11-2	1	0,0070	0,0129	0,074	78,889	12,580	15,456
"	2	0,0256	0,0631	0,024	79,917	14,385	5,674
"	3	0,0194	0,0415	0,048	78,770	14,336	6,845
АП-3	1	0,0301	0,0542	0,010	75,461	16,359	8,170
"	2	0,0186	0,0374	0,006	76,573	16,160	7,261
"	3	0,0238	0,0512	0,0025	76,795	16,085	7,117
"	4	0,009	0,0157	0,010	69,687	16,031	15,271
"	5	—	—	0,009	68,260	13,267	18,464
22	—	0,0156	0,0446	0,021	84,228	10,444	5,306
91	—	0,0219	0,0699	0,014	84,462	10,304	5,220
76	—	0,0284	0,0872	0,024	84,618	10,501	4,857
СМ-1А	1	0,0064	0,0144	0,0146	77,513	11,918	10,554
"	2	0,0098	0,0246	0,0240	76,864	11,545	11,567
"	3	0,0053	0,0141	0,0171	76,951	11,181	11,845
"	4	0,0055	0,0117	0,172	70,820	12,105	16,903

Примечания. Поправка на нерадиоγενный Pb для проб 42a, АП-3, СМ-1А:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 13,636$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 14,733$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 33,299$ ; для проб 22, 76, 91:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15,119$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15,222$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 34,764$ .

Проба 42a, фракции (в мкм): 1 — размер зерен + 200; 2 — 200 ÷ + 150; 3 — — 100; 4 — + 90 ÷ — 125. Проба 5-1, фракция + 100 ÷ — 150. Проба 11-2, фракции: 1 — размер зерен + 100, "блестящие" осколки; 2 — + 100, призматические индивиды; 3 —

нулитовой фации, свидетельствует о том, что метаморфизм 1,97 млрд лет назад протекал на фоне развития процессов гранитизации с привнесом литофильных элементов, что приводило к изменению состава циркона. Это согласуется с геологическим положением проб, отобранных вблизи Биляхской зоны щита, вдоль которой развиты мигматиты и расположен одноименный массив порфиروبластических гранитоидов.

В эндрбитоидах содержание магматогенной и метаморфогенной разновидностей циркона весьма различно. Хотя в пробах АП-3, 11-2 и 42a преобладает призматическая разновидность, почти все зерна несут следы перекристаллизации в более позднее время, но в пробе 42a основную массу составляют цирконы со значительно более низкими содержаниями U и высокой величиной отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , типичной для цирконов гранулитовой фации. Гетерогенность цирконов этой пробы очевидна из рассмотрения данных рис. 44. Характерно, что в это же геохимическое поле гранулитовых цирконов попадают новообразования ("блестящие осколки") из пробы 11-2 и "розовый блестящий" циркон из пробы АП-3, а также метаморфогенная генерация из метабазитов (проба СМ-1А).

	Изотопные отношения			Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн лет
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	11,8409	0,4495	0,2206	2751
	11,2375	0,4254	0,3434	2756
	11,3883	0,4182	0,3323	2806
	12,2821	0,4466	0,3836	2822
	9,935	6,0965	0,3185	2212
	9,9840	0,4468	0,1837	2480
	8,8241	0,3717	0,0568	2640
	10,1802	0,4231	0,0666	2600
	14,4128	0,4857	0,1040	2945
	12,8025	0,4419	0,0924	2906
	11,9895	0,4159	0,0916	2898
	14,1139	0,4784	0,2148	2936
	—	—	0,2705	2765
	5,6619	0,3405	0,0541	1965
	5,0792	0,3077	0,0559	1952
	5,3021	0,3197	0,0474	1960
	8,3591	0,4005	0,130	2361
	7,1503	0,3547	0,141	2302
	6,5470	0,3331	0,141	2258
	7,1107	0,3714	0,158	2213

— 100, смесь шаровидных и призматических. Проба АП-3, фракции 1—3 — "медовый" призматический циркон, фракции: 1 — + 250; 2 — — 250 ÷ + 100; 3 — — 100 ÷ + 65; фракция 4 — "розовый блестящий" циркон, фракция 5 — кристаллический остаток после растворения. Пробы 22, 91, 76 — шаровидный циркон. Проба СМ-1А — шаровидный циркон, фракции 1,2 — циркон из плагиоклаза: 1 — + 90; 2 — — 90; фракции 3,4 — циркон из пироксена: 3 — + 90, 4 — — 90.

Возраст циркона в пробе 42a составил 2,72 млрд лет. Более высокие значения возраста, до 2,85 млрд лет по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , в некоторых фракциях вызваны неполным удалением из анализируемой пробы отдельных зерен ранней магматогенной разновидности. На основании морфологического облика акцессорных цирконов и их геологической специфики возраст в 2,75 млрд лет может быть принят за время раннего метаморфизма гранулитовой фации.

Для более точного определения возраста метаморфизма гранулитовой фации было проведено селективное кислотное разложение циркона ранней призматической, магматогенной генерации из эндрбитоида далдынской серии (проба АП-3). Ранее было установлено, что фаза циркона, возникающая или перекристаллизованная в ходе метаморфизма гранулитовой фации, содержит значительно меньше U и вследствие этого сохраняет большую степень кристалличности. Эта фаза труднее поддается кислотному разложению в плавиковой кислоте. Растертый образец циркона из указанной пробы обрабатывался концентрированной плавиковой кислотой в течение 12 ч при температуре 120 °С. При этом растворилось почти 90% навески. Оставшийся

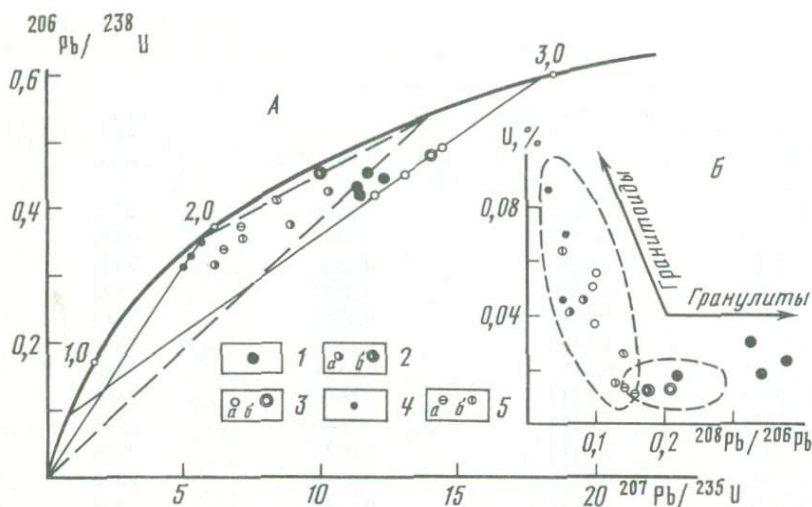


Рис. 44. Соотношения изотопов U и Pb в гранулитах Анабарского комплекса: А – возрастная диаграмма, Б – диаграмма геохимических особенностей циркона.

1 – проба 42а; 2 – пробы 5-1, 11-2 (а – вал, б – блестящие осколки); 3 – проба АП-3 (а – вал, б – "розовый блестящий" циркон); 4 – пробы 22, 76, 91; 5 – проба СМ-1А, циркон из пироксена (а) и плагиоклаза (б). Название полей на рис. 38, Б

кристаллический остаток разлагали плавиковой кислотой при температуре  $200^{\circ}\text{C}$  и затем исследовали его изотопный состав. Результаты анализа приведены в табл. 20 (проба АП-3, фракция 5). По величине Th/U-отношения он отвечает циркону, возникшему в условиях гранулитового метаморфизма. По отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст составил 2,76 млрд лет, что подтверждает сделанный выше вывод о времени гранулитового метаморфизма.

Дискордия, построенная для магматогенных (призматических) цирконов из плаггиогнейсов верхнеанабарской серии (пробы 5-1 и 11-2), дает верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 2,9 млрд лет. Значение возраста в 1,3 млрд лет полученное по нижнему пересечению, по-видимому, не имеет реального геологического смысла, а является результатом суммарного эффекта нарушения U-Pb изотопной системы цирконов около 2 млрд лет назад и в фанерозое при активизации территории. В этом случае возраст образования пород должен превышать 2,9 млрд лет. Подобное объяснение, по-видимому, справедливо также и для результатов по пробе СМ-1А.

Для магматогенной разновидности циркона далдынской серии (проба АП-3) минимальный возраст образования составляет  $2,95 \pm 0,02$  млрд лет, – возраст, полученный по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . На графике Везерилла (см. рис. 44) возраст этой генерации составляет 3 млрд лет. Действительно, при U-Pb изотопном датировании магматогенных цирконов первой генерации из пробы АП-3 ионном микрозонде в Австралийском национальном университете Е.В. Бибиковой были получены возрастные значения до 3,32 млрд лет (дискордия) для отдельных максимально сохранившихся участков внутри отдельных зерен (рис. 45). Геохимическая специфика циркона из плаггиогнейсов (пробы АП-3, 5-1, 11-2) – высокие содержания U, низкая величина Th/U-отношения – сближает их с акцес-

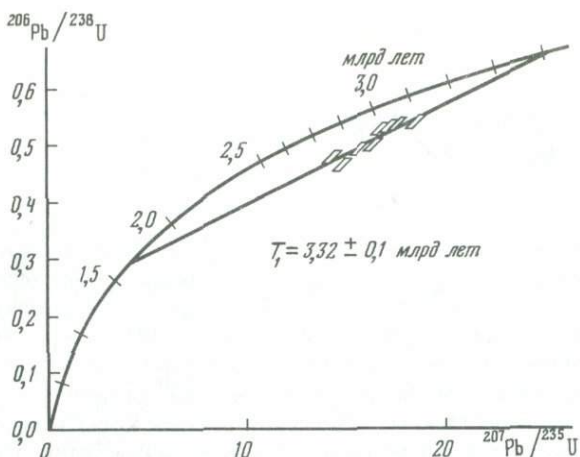


Рис. 45. Возрастная диаграмма соотношений изотопов U и Pb для циркона из пробы АП-3 по данным ионного микрозонда

сорными цирконами из древнейших гранитоидов и является, вероятно, следствием унаследования этими цирконами исходных признаков.

Представляет интерес анализ зависимости сохранности акцессорного циркона от состава вмещающего породообразующего минерала-хозяина. Полученные данные (проба СМ-1А) показывают, что плагиоклазы являются лучшими по сравнению с пироксенами консерваторами U-Pb изотопной системы цирконов.

Таким образом, на основании данных электронной микроскопии, микрозондового исследования и геохимических особенностей выделены разновидности датированного акцессорного циркона, относящиеся к двум генерациям — реликтовой магматогенной и новообразованной метаморфогенной в эндербитоидах и гранатовых гнейсах Анабарского комплекса. Выполнено U-Pb изотопное и термоизохронное исследование акцессорных цирконов различных разновидностей в целях установления времени метаморфизма и оценки возраста субстрата. Методическая работа по определению степени сохранности U-Pb изотопной системы в цирконах дометаморфической генерации в зависимости от экранирующих свойств минерала-хозяина показала, что плагиоклазы являются лучшими по сравнению с пироксенами консерваторами U-Pb изотопной системы цирконов.

В результате проведенного исследования устанавливаются два этапа метаморфизма в пределах Анабарского щита —  $1,97 \pm 0,02$  и  $2,7 \pm 0,1$  млрд лет назад, характеризующиеся различными геохимическими параметрами. Дометаморфический возраст далдынской серии не моложе 3,32 млрд лет. Неоднократное нарушение U-Pb изотопной системы в акцессорных цирконах препятствует более точному определению как первичного возраста формирования вулканогенно-осадочной толщи, так и раннего этапа метаморфизма гранулитовой фации. Результаты исследования, несмотря на их незавершенность, позволяют сделать вывод о принадлежности изученных формаций Анабарского щита к одним из древнейших образований Земли и о многоэтапности процессов их образования.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Строение земной коры Анабарского щита подробно описано ранее [170]. В данном разделе рассматриваются вопросы тектонической эволюции щита для того, чтобы кратко охарактеризовать геодинамическую обстановку формирования структуры Анабарского комплекса и рассмотреть его последующие преобразования. Последнее особенно важно потому, что в протерозойских зонах глубинных разломов на значительных участках щита произошли существенные изменения состава коры в процессе формирования диафоритов амфиболитовой фации, мигматитов, гранитоидов и тектонитов (Ламуйский комплекс). Без подробного анализа этих изменений недостаточно ясна специфика формирования архейского складчатого комплекса и ранней эволюции земной коры.

### МОРФОЛОГИЯ ДИСЛОКАЦИЙ И ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ЩИТА

Применение различных способов дешифрирования наряду с комплексным анализом геолого-геофизических материалов позволяет ооставить обобщенное представление о характере дислокаций на всей площади щита и высказать предположение о закономерностях их образования<sup>1</sup>.

В отличие от других древних щитов земного шара Анабарский щит обладает строго выдержанной по простиранию структурной полосчатостью, обусловленной чередованием линейных блоков различных по составу пород и коррелирующей с линейным характером геофизических полей. Развитие щита традиционно интерпретируется в рамках представлений о доминирующей роли механизма продольного изгиба при сжатии, хотя с этой точки зрения трудно объяснить правильный характер полосового распределения структур и ряд других структурно-тектонических особенностей. Многие исследователи полагают, что докембрийские складчатые сооружения формировались в условиях высокой текучести мигматизированных масс при широком проявлении механизма скольжения [13, 121, 162, 171, 168]. Идея механизма течения (пластического сдвига, сдвигового течения) горных пород, выраженная в понятии "тектонический поток" [121, 132, 139], получила теоретическое обоснование после того, как выяснилось, что механические свойства горных пород не могут обеспечить передачу сжимающих напряжений на расстояния, сопоставимые с шириной складчатых поясов или зон. Расшифровка механизма формирования разнообразных типов структур щита теснейшим образом связана с изучением морфологических и иных особенностей структурного ри-

<sup>1</sup> В подготовке раздела принимали участие Т.Е. Гусева, Е.Н. Емельянова, Ш.Д. Макарова, И.П. Щербакова.

сунка, выявлением генетических связей и выделением в конечном итоге структурных парагенезисов.

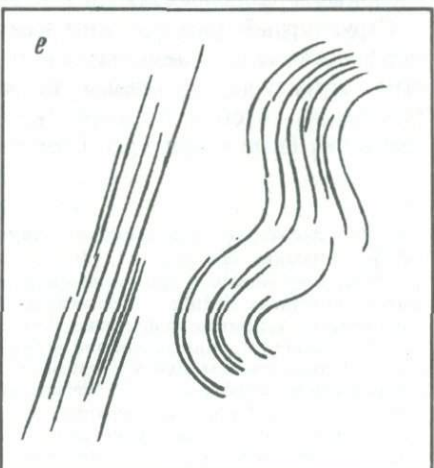
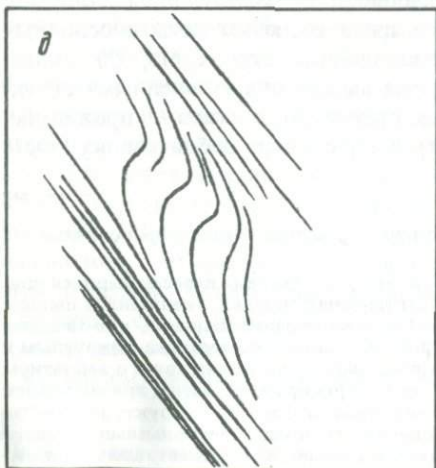
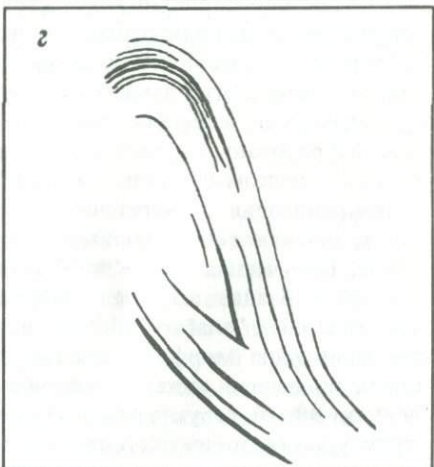
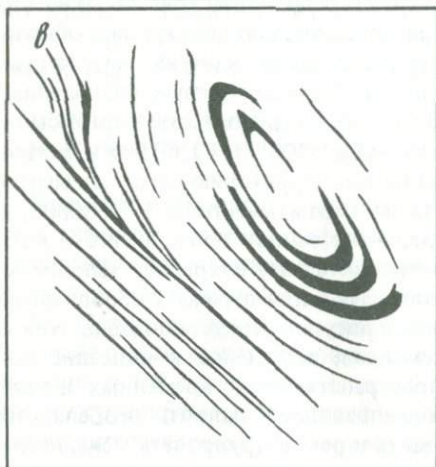
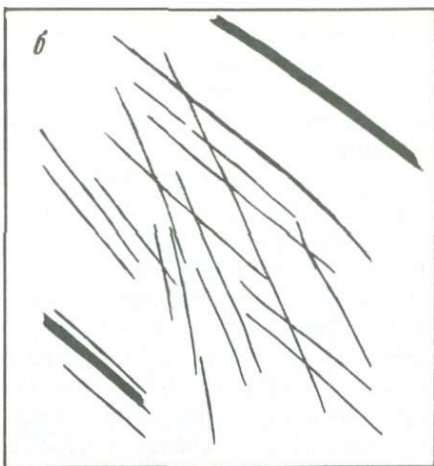
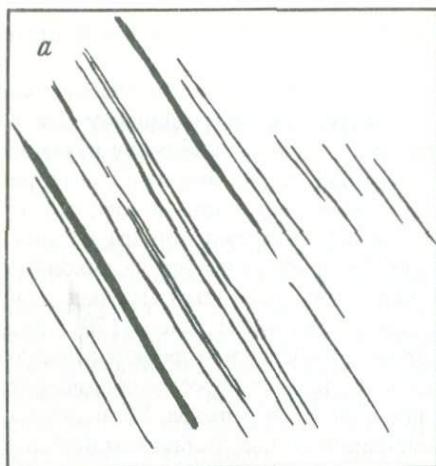
В условиях выровненного каменистого плато, образующего Анабарскую возвышенность и соответствующего по площади одноименному щиту, сравнительно мало крупных обнажений, что затрудняет объемное изучение структур, за исключением мелких и мельчайших форм. Вместе с тем территория щита обладает удивительным свойством, состоящим в том, что дезинтегрированные в процессе морозного растрескивания породы на дневной поверхности фактически не перемещены и сохраняются на исходных местах и, таким образом, отражают первоначальный структурный план территории. Более подробно эти вопросы рассмотрены ранее [170]. Элементы структурного плана прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках в виде структурных линий, понимаемых как следы от пересечения дискретных слоев метаморфических пород с поверхностью рельефа. Установлено, что площади с плохой или нулевой дешифрируемостью составляют не более 5–7% всей территории. Поэтому карта структурных линий (рис. 46 см.вкл.), полученная по данным дешифрирования достаточно полно отражает общую структурную специфику и может служить основой изучения структуры при дополнении этих данных определенным объемом полевых наблюдений, проводимых на коренных выходах. В процессе создания этой карты были отдешифрированы аэрофотоснимки масштаба 1:40 000 – 1:60 000 и частично более мелкомасштабные материалы на всю территорию щита; элементы дешифрирования переносились сначала на карты масштаба 1 : 100000, а затем, в более генерализованном виде, – на основу более мелкого масштаба. Полученная карта достаточно выразительна, сохраняет максимум деталей и обладает хорошей обзорностью. Эта карта отражает обобщенный и характерный "анабарский" структурный рисунок, представляющий собой сочетание ряда морфологических элементов, выделение и описание которых приведено ниже. Выяснение пространственных, временных и причинных связей структурных элементов позволяет выявить особенности структурно-тектонической эволюции щита и реконструировать механизмы дислокаций различных этапов этой эволюции.

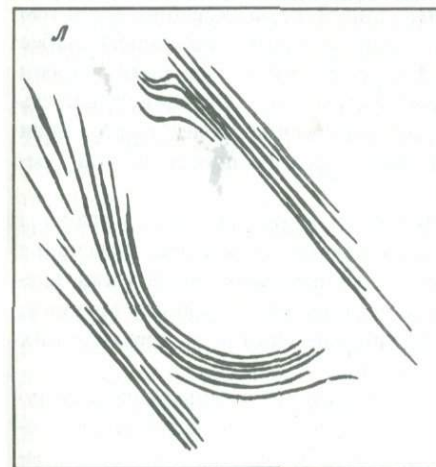
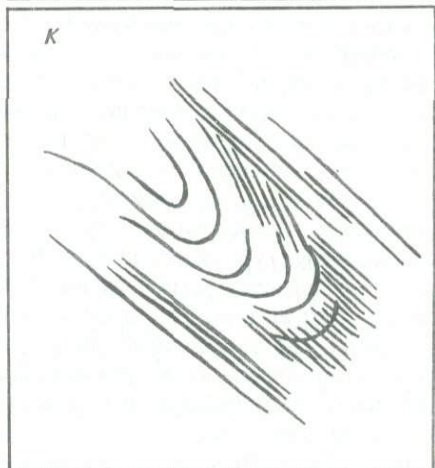
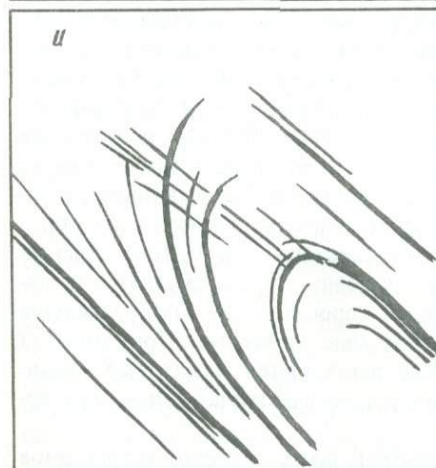
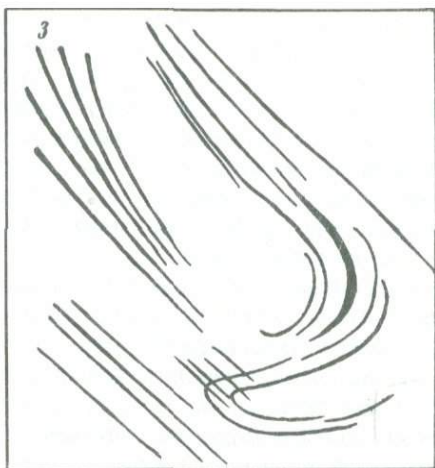
Структурный рисунок Анабарского щита включает четыре основных морфологических элемента: 1) прямолинейные структуры; 2) складчатые структуры; 3) угловые несогласия между прямолинейными структурами; 4) "пустоты", т.е. участки, где структурные линии не проявлены. Прямолинейные структуры (рис. 47а) представляют собой совокупность



Рис. 47. Элементы "анабарского" структурного рисунка, отдешифрированные на аэрофотоснимках. Масштаб ~ 1 : 60 000

*а* – пример типичной прямолинейной структуры; *б* – система пересекающихся прямых структурных линий; *в* – замкнутая брахиформная складка, увеличенная ширина всех пластов в замках свидетельствует о субгоризонтальном шарнире, юго-западнее крыло "срезается" прямолинейной структурой; *г* – замкнутая складка с округлым и клиновидным замком, неизменяющаяся ширина пластов свидетельствует о вероятном вертикальном шарнире; *д* – "начальный" флексуобразный изгиб прямослойной структуры; *е* – S-образная складка; *ж* – Z-образная складка; *з* – структура типа "замок в замке"; *и* – пересечение дуговых линий замка складки несколькими прямыми структурными линиями; *к* – пересечение дуговых линий, которые затушевывают первоначальный рисунок складки; *л* – "срезание" крыла складки прямолинейной структурой





прямых или полого изогнутых линий большой протяженности (десятки километров). Как правило, это очень тонкие, едва различимые на аэрофотоснимках линии варьирующей плотности (на единицу длины пересечения). Очень часто между линиями расположены согласные, однородные по фотону полосы в десятки и сотни раз шире линий; в этих случаях рисунок приобретает линейно-полосчатый характер. Линии и полосы по простиранию испытывают изменения фототона и выклиниваются. В силу очень большой плотности линий и их тонкости они обычно дешифрируются в генерализованном виде.

Отдельные линии и полосы соответствуют слоям различного минерального состава, который отражается в специфике растительного тундрового или таежно-тундрового покрова. Отсутствие загибов линий этого структурного элемента у врезанных водотоков свидетельствует о значительной крутизне залегания слоев, что в целом согласуется с данными полевых наблюдений. Дешифрирующаяся линейность во всех случаях согласна с кристаллизационной сланцеватостью. Таким образом, прямолинейная структура является отражением прямослойной структуры метаморфических пород.

Направление прямолинейных структур строго соответствует направлению общей структурной полосчатости, почти на всей территории простирающейся на северо-северо-запад, кроме юго-восточной части Анабарского щита, где она ориентирована на северо-северо-восток. Прямолинейные структуры являются доминирующим элементом "анабарского" структурного рисунка, занимающим около 90% площади. Устанавливается определенная закономерность пространственного распространения прямолинейных структур, состоящая в том, что элементы этого типа локализованы в пределах региональных полос шириной 30–50 км, протягивающихся через весь щит и согласных с общей полосчатостью. Они разделены полосами, где доминируют иные структурные элементы. При этом на среднемасштабных космофотоматериалах выявляются некоторые различия общего фотоизображения (главным образом фототона) полос с прямолинейным рисунком.

Важнейший, хотя пока труднообъяснимый факт — редко встречаемое наличие двух систем прямых структурных линий, пересекающихся под тем или иным углом (см. рис. 47, б). Обычно одна из систем проявлена слабее и дешифрируется в целом с трудом. Из-за отсутствия смещений одними линиями других этим путем невозможно установить последовательность формирования систем линий. При таком положении менее выраженная система может интерпретироваться и как зарождающаяся, и как реликтовая.

Складчатые структуры имеют небольшие размеры, но распространены повсеместно; более широко они развиты в южной части щита. Выяснение геометрических параметров этих структур, и в первую очередь установление положения шарнира по отношению к общему структурному рисунку, позволяет провести анализ пространственно-временных и генетических связей складчатых и прямолинейных структур.

По характеру изображения в плане все складки щита делятся на замкнутые и открытые. Замкнутые складки обнаруживаются в подчиненном количестве, их общее число не превышает десятка. Эти структуры отрисовываются на аэрофотоснимках как правильные брахиформные или овальные

(см. рис. 47, в) или неправильные с различными формами замков — округлые и килевидные (см. рис. 47, г). Иногда отмечаются формы, в которых округлому замку противостоит серия килевидных замыканий, постепенно сменяющихся линиями, приближающимися к параллельным. Такие формы сходны с разновидностью складок, имеющих пережатое ядро.

Открытые складки составляют подавляющее большинство складчатых форм, на фоне которых разновидности замкнутого типа — исключение. По рисунку в плане открытые складки можно разделить на дугообразные и флексуорообразные. Дугообразные — наиболее распространенная форма складчатых структур щита. Среди них выделяются разновидности "округлозамковые", клиновидные и переходные между ними. Часть этих складок характеризуется продольной симметрией, но в большинстве своем они обладают различной длиной крыльев. Как правило, крылья расположены параллельно или под углом друг к другу. Иногда крылья, облекая ядро, стремятся к сближению. Размеры открытых дугообразных складок варьируют по длине от 1—2 до 30—40 км, по ширине от 0,3—0,5 до 2—5 км. Тип флексуорообразных складчатых дислокаций в целом распространен ограниченно. Среди них выделяются разновидности, составляющие определенный ряд — от типичной флексуры, представляющей собой незначительный, "начальный" флексуорообразный изгиб прямолинейных метаморфических слоев (см. рис. 47, д), до крупных S- и Z-образных складок (см. рис. 47, е, ж).

Иногда отмечается своеобразная морфологическая разновидность, отнесенная к типу "замок в замке" (см. рис. 47, з), в которой одна открытая складка со стороны замка облекается другой складкой. Важнейшей особенностью складчатых дислокаций щита является резкое преобладание согласных форм, т.е. складок, у которых осевая плоскость ориентирована вдоль расположенных по соседству прямолинейных структур. Группу несогласных складок представляет лишь часть флексуорообразных разновидностей. Морфологическая разновидность "замок в замке" представляет собой сочетание согласной и несогласной складок.

Анализ строения замковых частей складок дает возможность сделать определенные выводы о положении шарниров. Это вытекает из характера поведения прослоев на крыльях и в замке. По этому свойству можно выделить три типа замков. А. Все слои имеют постоянную ширину в плане на крыльях и в замке. Этим свойством обладают обычно округлые, реже клиновидные замки части согласных и несогласных складок. Подобные замки, скорее всего, свидетельствуют о вертикальном шарнире. Б. Часть перемежающихся слоев имеет постоянную, другая — увеличивающуюся в замке ширину. Это наиболее распространенный тип замка, для которого возможно как вертикальное, так и наклонное положение шарнира. На одной из складок с подобным типом замка, расположенной на р. Большая Куонамка, возле ручья Хардак, вертикальность шарнира была установлена в небольшом коренном выходе и подтверждена магнитометрическими данными о положении отдельного прослоя пород в замке (одинаковая резкость границ положительной магнитной аномалии над этим слоем). В. Все слои имеют в замке увеличенную против крыльев ширину; эта особенность фиксируется в некоторых острых клиновидных замках. Такие замки обладают субгоризонтальным шарниром. Складки из разновид-

ности "замок в замке" также обладают, по-видимому, в большинстве случаев вертикальным шарниром.

При детальном анализе фотоизображения отдельных сладчатых структур выявляется, что прямолинейные структуры нередко образуются по складчатым. Это хорошо видно в замковых частях некоторых согласных и изредка несогласных складок, где дуговые линии пересекаются несколькими прямыми структурными линиями (см. рис. 47, и, к). При интенсивном проявлении постскладчатых прямолинейных структур рисунок складок в плане существенно затушевывается и дешифрируется с трудом. Скорее всего, эти факты следует рассматривать как примеры перекрывающейся кристаллизационной сланцеватости.

Весьма важным и близким по генезису оказывается явление "пластичного растирания", своеобразного "размазывания", "съедания" складок прямолинейными структурами, при котором одно из крыльев складки срезается, а в узкий промежуток между складкой и прямолинейной структурой затягивается, существенно утоняясь, часть призамковой полосы (см. рис. 47, в, л). Характерно, что при таких процессах остающиеся части складок не несут никаких видимых следов механического разламывания. Это свидетельствует о том, что процесс протекал в условиях пластического состояния субстрата.

Анализ структурного рисунка позволяет в некоторой мере сделать выводы о механизме формирования складчатых структур. Наиболее важным представляется вывод, что складчатые структуры — это продукт пластической деформации прямолинейных структурных элементов, что вытекает из множества случаев непосредственных переходов прямолинейных структур в складчатые. Подтверждением этому служит также сходство составов метаморфических пород в прямослойных и складчатых структурах. Образование складок за счет прямослойных структурных элементов является, по-видимому, длительным многоэтапным процессом, включающим ряд стадий, которые фиксируются морфологически различными типами складок. К формам наиболее ранних стадий относятся слабо выраженные флексурные изгибы, зажатые между двумя параллельными прямолинейными структурами (см. рис. 47, д), у которых осевые поверхности имеют несогласное положение. На следующих стадиях эволюции эти флексуры, по-видимому, трансформируются в S-образные и другие виды согласных складок. Подобный процесс описал Е.И. Паталаха [133]. Были выявлены последовательные стадии перехода обычной флексурной складки в изоклиральную и разворота осевой поверхности до ее согласного положения с кливажом в процессе ламинарного сдвигового течения. В силу этого можно предпологать, что длительно развивавшийся процесс ламинарного сдвигового течения обусловил преимущественное формирование согласных складок на Анабарском щите. В экспериментальных исследованиях Ю.В. Миллера [120, 121] по моделированию послыдного сдвигового течения пород при деформировании многослойного установлен ряд структурных форм (складок), среди которых два типа (I и III) могут сопоставляться с наиболее распространенными складчатыми структурами Анабарского щита. В целом структурный рисунок деформированного многослойного в экспериментах Ю.В. Миллера, в сущности, аналогичен той части "анабарского" структурного рисунка, где наблюдается сочетание прямолинейных

и складчатых элементов. Ю.В. Миллером выявлено [121], что возникновение складок в процессе пластического сдвигового течения обусловлено высоким градиентом скорости течения; при максимально высоких их значениях возникают складки "F", которые могут идентифицироваться с разновидностями типа "замок в замке", описанными выше.

В силу сказанного принцип сдвигового течения может быть принят в качестве исходной гипотезы о механизме формирования определенной части складок, которые в этом случае относятся к категории складок течения. При этом становится возможным рассматривать прямослойные и складчатые структуры как генетически связанные. Можно предполагать, что они формируются в условиях длительного циклического процесса, когда складчатые формы образуются за счет прямослойных, затем следует их частичная или полная ассимиляция прямослойными потоками без механических нарушений, появления новых генераций складок с теми же морфологическими особенностями и т.д. Подобный процесс может происходить лишь в условиях высокопластичного состояния метаморфических пород, к деформациям которых более применимы представления гидродинамики, чем механики твердых тел [13, 121]. С этой точки зрения можно более просто объяснить факт пересекающихся прямолинейных структур. Согласно положениям теории сдвигового течения горных пород, шарниры складок ориентируются практически перпендикулярно направлению тектонического потока и расположены в плоскости "родоначальных" разломов [120] и параллельного им кливажа. Именно так ориентированы шарниры складок относительно направления течения в экспериментах Ю.В. Миллера.

Суммируя изложенные данные, можно прийти к выводу, что прямо-слойные и складчатые структуры Анабарского щита составляют единый структурный парагенезис, сформированный при ламинарном сдвиговом течении при эволюции вертикального тектонического потока. При этом следует полагать, что субгоризонтальное движение вещества, ориентированное нормально к вертикальным шарнирам складок и явившееся причиной образования этих складок, сопровождалось и вертикальным, обусловившим формирование тех же типов складок, но с горизонтальными шарнирами.

Угловые несогласия между прямолинейными структурами с различной ориентировкой, где угол составляет от 10 до 50°, — типичный элемент "анабарского" структурного рисунка. Скорее всего, они возникают в процессе срезания одной прямо-слойной структуры другой. В ряде случаев линии несогласий отчетливо дешифрируются, но чаще они проводятся условно. Большинство линий углового несогласия имеют локальный характер и протягиваются на 10–20 км, но часто это региональные извилистые линии, прослеживающиеся на 100–150 км. Линии угловых несогласий нанесены на уменьшенный вариант карты структурных линий (рис. 48), где отчетливо видна определенная закономерность пространственного размещения этих структурных элементов на территории. Несогласия концентрируются в полосы шириной 30–50 км, строго согласные с общей структурной полосчатостью, которые разделены соизмеримыми по широте полосами равномерного линейного рисунка. Всего выделяются три крупные полосы несогласий: две северо-западного направления и одна северо-восточного. На восточной части щита намечается еще одна узкая разрозненная полоса.

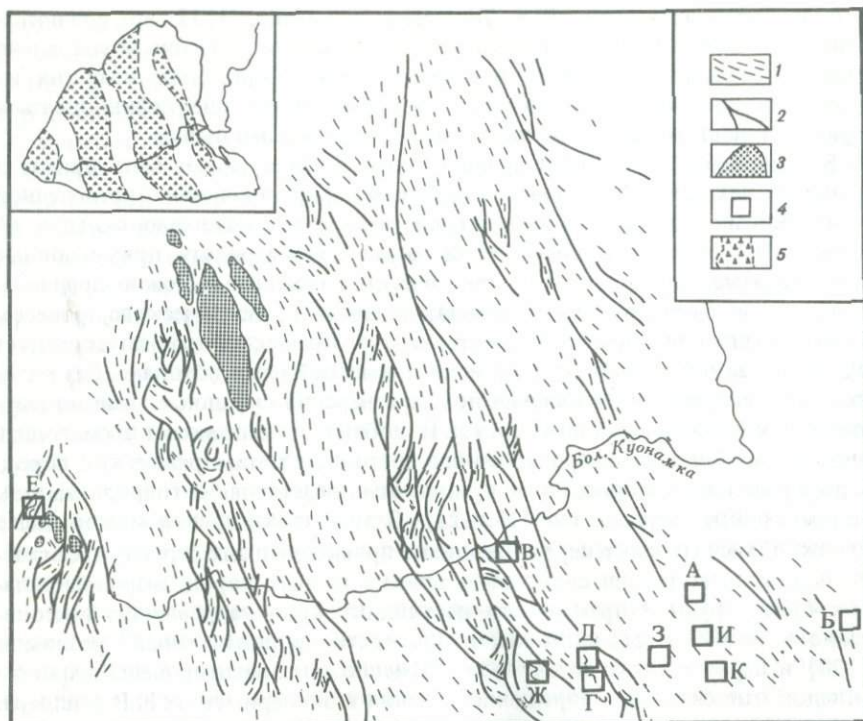


Рис. 48. Характер строения полос угловых несогласий между участками прямолинейных структур

1 — структурные линии; 2 — линии угловых несогласий; 3 — массивы анортозитов; 4 — местоположение детальных участков; 5 — полосы угловых несогласий (на врезке)

Наиболее примечательной особенностью является геометрически устойчивое сочетание линий, обуславливающее в целом однотипный структурный рисунок каждой такой полосы. Эти полосы сложены региональными линиями, имеющими в целом продольную вытянутость (продольные линии), и локальными линиями, расположенными обычно кулисообразно и ориентированными под углом  $30-40^\circ$  к первым (косые линии). В подавляющем большинстве случаев косые линии имеют северо-восточную, изредка северо-западную ориентировку. Косые линии ограничивают обособленные блоки метаморфических пород в виде полого, реже круто изогнутых пластин, клиньев, линз шириной 1–2 и длиной 10–20 км, внутри которых линейность ориентирована параллельно ограничениям. Местами наряду с прямолинейными отмечаются складчатые структуры, срезаемые линиями несогласий. Очень часто серия кулисообразных блоков бывает зажата между двумя параллельными продольными линиями несогласий. При этом некоторые блоки одним концом плавно, без разрыва сплошности сочленяются с участками ненарушенных прямолинейных структур и, по-видимому, представляют их пластично деформированные и повернутые фрагменты.

Выявленные особенности структурного рисунка полос несогласий, и в первую очередь устойчивый угол наклона косых линий к продольным, позволяют рассматривать сочетание этих линий как совокупность трещин скола, представленных продольными линиями, и трещин отрыва (косые линии), которые возникают при сдвиговых дислокациях хрупких тел. Поэтому выделенные полосы угловых несогласий условно могут рассматриваться как зоны хрупких сдвигов. Плавный изгиб некоторых блоков, ограниченных косыми линиями несогласий, позволяет допускать некоторую степень пластичности субстрата в процессе развития указанных сдвигов и квалифицировать их как пластично-хрупкие.

Подтверждение выдвигаемой гипотезы формирования рассматриваемых угловых несогласий вытекает из анализа ограниченных данных предшествующих исследователей и наших собственных по особенностям строения и состава пород дислокационного метаморфизма — милонитов и псевдотахилитов. Изучение указанных образований в районе р. Большая Куонамка, выше и ниже р. Сербен (вблизи главного Анабарского разлома), позволяет сделать некоторые предварительные выводы о специфике и генезисе данных образований. Породы дислокационного метаморфизма в указанном районе развиваются почти исключительно по метаморфическим и ультраметаморфическим породам, находящимся в твердом состоянии. Обычно породы этого типа возникают при трении блоков пород повышенной жесткости, когда образуются многие разновидности пород, представляющие собой, согласно Уайту [185], продукт пластического и катакласического течения. Со стадиями максимальной интенсивности процесса связаны стекловатые магмообразные породы — псевдотахилиты, формирование которых одними исследователями объясняется переплавлением [96], а другими — только перетиранием [162] исходных пород.

Породы дислокационного метаморфизма в изученной зоне делятся на две количественно неравные группы — неперемещенные, т.е. залегающие *in situ* и перемещенные на некоторое расстояние от места возникновения. К первой группе относятся продукты различных стадий дислокационного метаморфизма (включая также и часть псевдотахилитов) с реликтами непереработанных материнских пород, ко второй — только псевдотахилиты. Неперемещенные породы дислокационного метаморфизма, представляющие собой полигенные образования, развиты чаще всего в форме пластин толщиной от 1 см до 2 м, которые в подавляющем числе случаев ориентированы вдоль плоскости кристаллизационной сланцеватости вмещающих метаморфических и ультраметаморфических пород или под небольшим углом к ней; изредка занимают дискордантное положение.

Среди них выделяется несколько текстурных разновидностей, для которых характерно листоватое строение. В некоторых из них устанавливаются типичные складки волочения или послыжного сдвигового течения в понимании Е.И. Паталахи [132]. Кроме того, выявляются и другие признаки сдвиговой природы дислокаций.

Перемещенные породы дислокационного метаморфизма, образующие вместе с неперемещенными единую пространственно сближенную ассоциацию, представлены псевдотахилитами, выполняющими прожилки, неправильные обособления, цемент брекчий. Удаётся видеть, что прожилки псевдотахилита расположены под углом 30–40° относительно плоскости

сопряженных перемещенных пород дислокационного метаморфизма. Поэтому с некоторой долей условности можно допустить, что совокупность перемещенных и перемещенных пород дислокационного метаморфизма связана единой системой сдвиговых дислокаций: трещинами скола, внутри которых формируются перемещенные породы дислокационного метаморфизма, и открытыми трещинами отрыва, в плоскости которых проникают псевдотахилиты. Перемещенные прожилки псевдотахилитов проникают в полости трещин, секущих, как правило, хрупкие метаморфические породы, однако в редких случаях фиксируются пластические подвороты отдельных участков пород, находившихся при внедрении псевдотахилитов еще в пластическом состоянии. Таким образом, специфика рассматриваемых образований свидетельствует о пластично-хрупком состоянии толщ рамы при процессах дислокационного метаморфизма. По-видимому, деформации, при которых возникли породы дислокационного метаморфизма, протекали после завершения регионального метаморфизма и гранитизации в еще не вполне хрупких породах. Контролирующие этот процесс сдвиги ориентировались примерно параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости, т.е. они были согласны с направлением сдвигового течения этапа гранулитового метаморфизма. Скорее всего, именно эти сдвиги фиксируются на аэрофотоснимках линиями угловых несогласий между участками прямолинейных систем "анабарского" структурного рисунка. Поэтому полосы угловых несогласий рассматриваются как вероятные области максимальной концентрации милонитов и псевдотахилитов на Анабарском щите.

Анализ положения полос угловых несогласий в гравиметрическом поле Анабарского щита показывает, что эти полосы в целом тяготеют к зонам пониженных значений  $\Delta g$ , в то время как полосы "спокойного" линейного рисунка приурочены к полям положительных значений, хотя из этого общего правила имеются исключения. Указанная связь может быть истолкована на основе данных И.Т. Айтматова и др. [3], показавших что породы, деформирующиеся хрупко в связи с резким возрастанием микротрещиноватости, испытывают вторичное разуплотнение с некоторым увеличением объема по сравнению с породами, подвергшимися пластическим деформациям. В них существенно уменьшается скорость продольных и поперечных волн. Эти свойства, естественно, должны отразиться в специфике гравиметрических полей в виде аномально пониженных значений  $\Delta g$ . Выявленное тяготение полос угловых несогласий к областям пониженных значений  $\Delta g$  служит доказательством справедливости интерпретации полос как зон интенсивного развития хрупких дислокаций.

Таким образом, анализ взаиморасположения элементов структурного рисунка выявляет двойственное положение линий несогласий и их полосовидных сгущений относительно прямолинейных и складчатых структур, которые составляют, как показано выше, единый структурный парагенезис. С одной стороны, фиксируется очень четкое совпадение общих простираний полос несогласий и кристаллизационной сланцеватости, отраженной прямолинейными структурами. Это свидетельствует об определенной парагенетической сближенности прямолинейно-складчатых элементов и угловых несогласий. С другой стороны, установлена специфика структурного рисунка линий несогласия и их обособление в полосы в отличие от описанно-

го выше прямолинейно-складчатого рисунка, преобладающего на территории Анабарского щита, элементы которого в полосы не обособляются.

В ткани "анабарского" структурного рисунка имеется большое количество "пустот", т.е. участков, где отсутствуют структурные линии. Выявление пространственно-временных соотношений таких "пустот" с различными структурными элементами во многом способствует пониманию природы этого рисунка. Часть из них связана с некоторыми участками метаморфических пород. Один такой участок, наиболее крупный, локализованный в верховьях рек Большая Куонамка и Илья, имеет вид полосы шириной до 15 км, строго согласной с общей структурной полосчатостью. Эта полоса сложена типичными для Анабарского щита гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами с обычно вертикальной кристаллизационной сланцеватостью, простирающейся в северо-северо-западном направлении. Причина отсутствия линейного рисунка в настоящее время не выяснена. Однако согласное положение полосы может свидетельствовать, что специфика фотоизображения связана с какими-то особыми условиями метаморфизма и гранитизации, хотя не исключены и иные объяснения [102].

Другая разновидность участков, где отсутствуют структурные линии, связана с магматическими телами. Наибольший интерес представляют анортозитовые массивы. Некоторые из этих массивов отрисовываются с поверхности кольцевыми объектами, но в большинстве случаев имеют форму линз, вытянутых вдоль доминирующей линейности. Эти массивы независимо от формы отчетливо обтекаются структурными линиями, из чего можно заключить, что анортозитовые массивы не моложе линейно-складчатого парагенезиса "анабарского" структурного рисунка. В отличие от анортозитов магматические тела фанерозоя, и в частности карбонатитовый массив Мальджангарка [192], расположенный в юго-восточной части щита, Попигайская структура (интерпретируется с позиций как вулканогенной, так и метеоритной гипотезы), а также долеритовые тела протерозоя и триаса срезают структурный рисунок, ни в одном случае не производя пластичных подворотов структурных линий. То же можно сказать и о четвертичных рыхлых образованиях. Эти объекты, также имеющие вид "пустот" на аэрофотоснимках, достаточно четко определяют раннедокембрийский возраст "анабарского" структурного рисунка.

В целом проведенный анализ синтезированного аэрофотоизображения Анабарского щита приводит к выводу о наличии двух структурных парагенезисов, составляющих основу внутренней структуры щита. Эти парагенезисы свидетельствуют о двух последовательных этапах развития единого вертикального тектонического потока. Первый, выраженный в прямолинейных и складчатых структурах, соответствует, по-видимому, этапу гранулитового метаморфизма, при котором ведущее значение имел механизм послонного сдвигового течения в условиях высокой пластичности метаморфического субстрата. Второй парагенезис представлен линиями угловых несогласий между участками прямолинейных структур, которые рассматриваются как результат пластично-хрупких сдвигов, развивающихся по почти хрупкому субстрату, результатом которых явились милониты и псевдотахилиты. Докембрийский структурный рисунок Анабарского щита не претерпел заметных изменений в фанерозое.

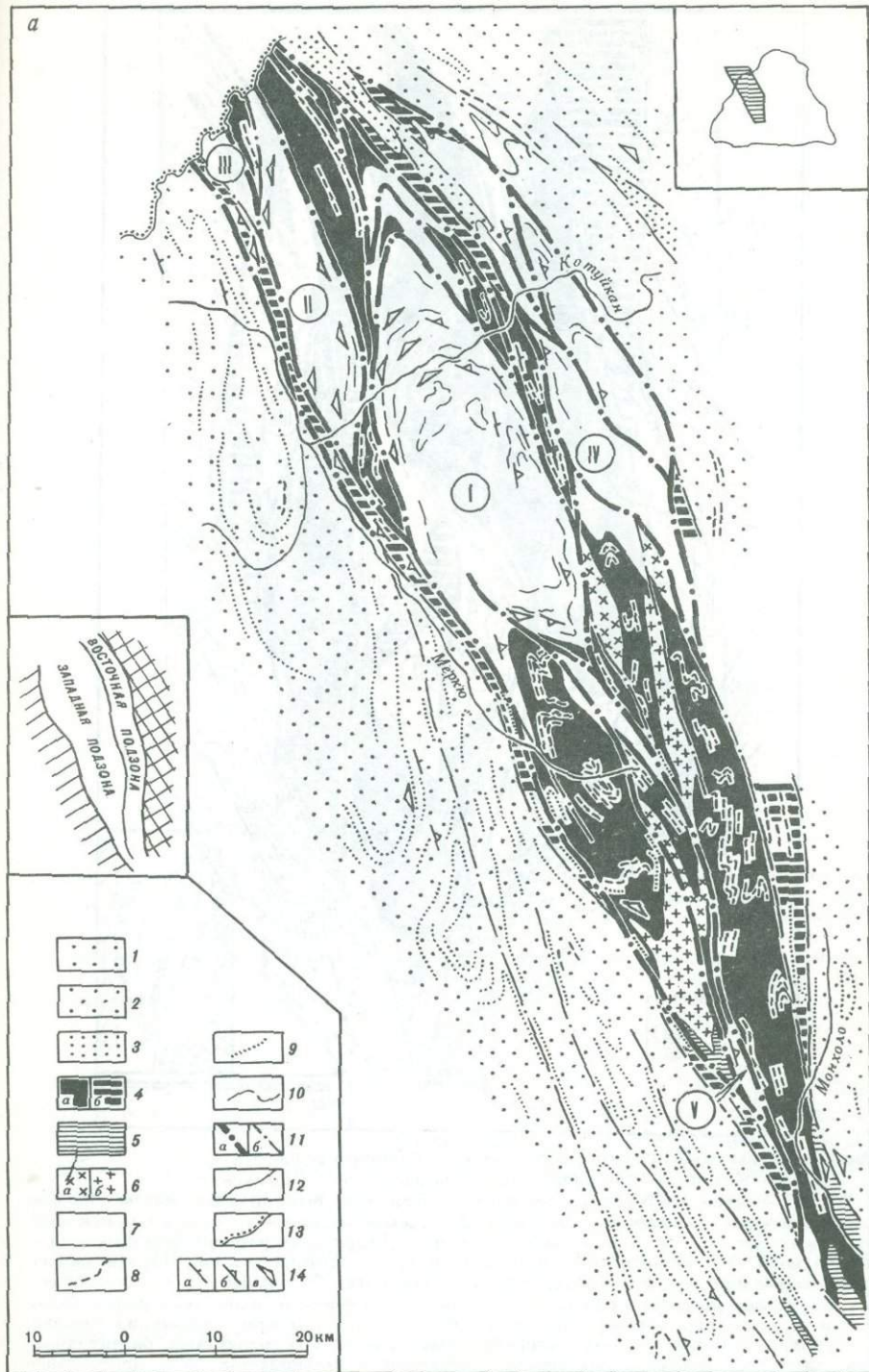
## ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Особенностью геологического строения Анабарского щита является наличие линейных тектонических зон, известных под названием зон повторного метаморфизма [35, 36, 38], зон дробления и смятия [46]. В их пределах широко развиты процессы регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (диафтореза), гранитизации и милонитизации пород, сопровождающиеся значительной перестройкой исходной складчатой структуры. К внутренним частям этих зон приурочены крупные массивы анортозитов, что наряду со значительной площадью распространения пород, слагающих зоны (около одной пятой обнаженной части Анабарского щита), выдвигает их в разряд крупных самостоятельных структур, характерных для участков докембрийской континентальной коры. Ведущая роль в их формировании принадлежит тектоническим перемещениям соседних блоков, расщеплению, blastsмилонитизации и явлениям диафтореза, что позволило предложить для этих образований термин "зоны глубинного скольжения и диафтореза" [145, 155, 156]. Наиболее характерными среди рассматриваемых зон являются Маганская — на юго-западе щита, Котуйкан-Монхолинская — в центре и Салтахская — на востоке (см. рис. 1).

**Геологическое строение.** Наиболее крупной и хорошо изученной является Котуйкан-Монхолинская зона (рис. 49), которая пересекает центральную часть Анабарского щита и прослеживается на расстоянии более 300 км, выходя далеко за его пределы [155].

Зона имеет минимальную ширину (7–10 км) на левобережье р. Большая Куонамка и максимальную (30–40 км) в бассейне р. Котуйкан. Западнее Котуйкан-Монхолинской зоны, в северной части щита, развиты метаморфизованные в условиях гранулитовой фации гиперстеновые гнейсы хапчанской серии, содержащие многочисленные прослои и линзы кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, мраморов и кальцифиров. Южнее (в верховьях рек Меркю и Илья) в контакте с Котуйкан-Монхолинской зоной обнажены гиперстеновые гнейсы верхнеанабарской серии, содержащие маркирующие прослои кварцитов, гранатовых и высоко глиноземистых гнейсов. К востоку от Котуйкан-Монхолинской зоны на всем ее протяжении обнажена толща гнейсов и кристаллических сланцев, в строении которой принимают участие породы верхнеанабарской и частично далдынской серий. По геофизическим данным, полученным в последнее время [163], образования зоны круто погружаются в северо-восточном направлении. При этом породы далдынской и верхнеанабарской серий оказываются надвинутыми с востока на более молодые толщи верхнеанабарской и хапчанской серий. Максимальная вертикальная амплитуда этого надвигания достигает 4 км.

Образования Котуйкан-Монхолинской зоны представлены в основном милонитами, катаклазитами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами амфиболитовой фации (диафторитами по породам гранулитовой фации). По этим породам широко развиты мигматиты, сопровождаемые жилообразными телами гранитоидов. Местами наблюдаются серицитовые и хлоритовые диафториты фации зеленых сланцев, приуроченные к линейным зонам расщепления. Наличие тектонических блоков-включений, а также гранулитовых минеральных парагенезисов, характер строения разрезом



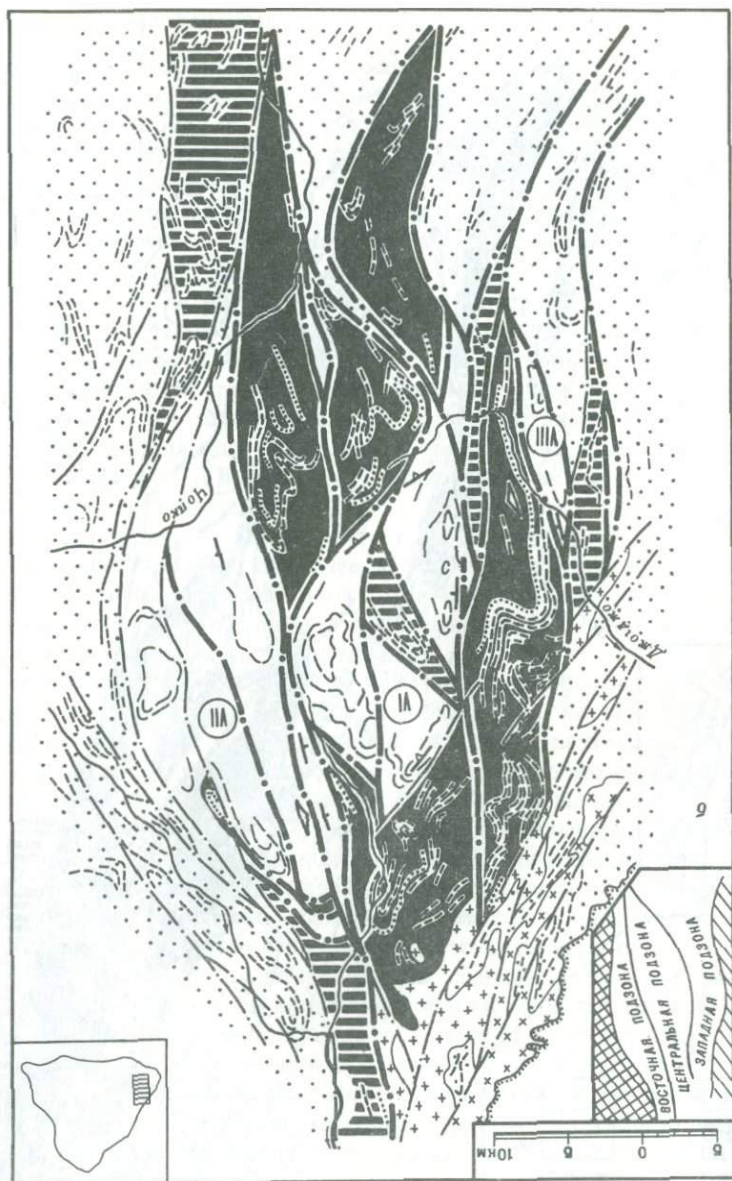
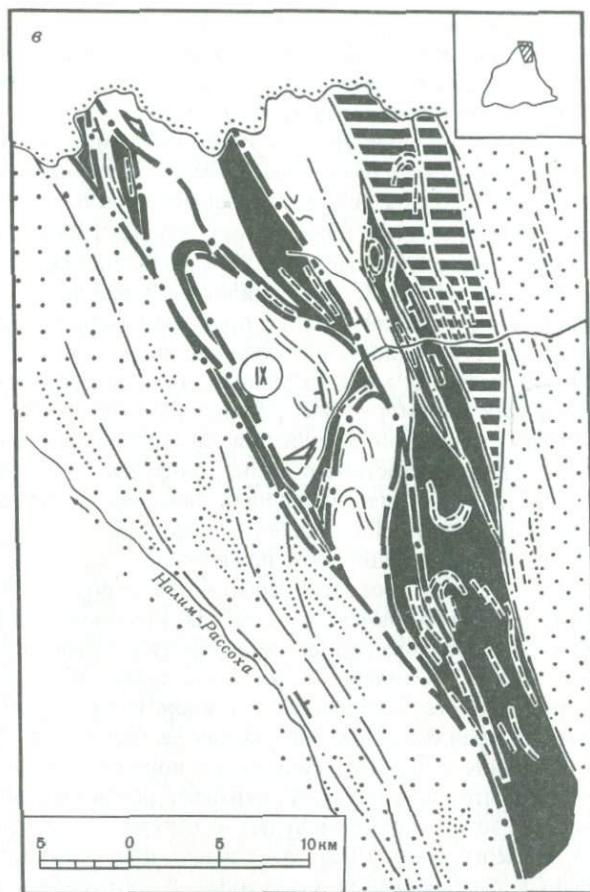


Рис. 45. Схемы геологического строения зон глубинных разломов

Зоны: а - Котуйкан-Монхолинская, б - Маганская, в - Салтахская.

1 - 3 - серии Анабарского комплекса пород гранулитовой фации метаморфизма: 1 - хапчанская, 2 - верхнеанабарская, 3 - далдынская; 4-7 - породы зон глубинных разломов: 4 - тектониты, мигматиты и диафориты амфиболовой фации (а - площадного, б - локального распространения), 5 - тектониты и диафориты зеленосланцевой фации, 6 - гранитоиды (а - гранодиориты, б - граниты), 7 - анортозиты и сопровождающие их породы; 8, 9 - пачки, отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности: 8 - основных кристаллических сланцев, амфиболов, гиперстеновых и амфиболовых гнейсов, 9 - гранатовых, биотит-гранатовых, высокоглиноземистых гнейсов, мраморов и кальцифиров; 10 - простираение плоскостных структурных элементов в породах анортозитовой ассоциации; 11 -



линейные зоны тектонитов (*a* – с преимущественным развитием милонитов, *b* – то же, катаклазитов); *12* – геологические границы; *13* – граница Анабарского щита; *14* – элементы залегания полосчатости: *a* – крутые ( $> 80^\circ$ ), *b* – наклонные ( $50-80^\circ$ ), *в* – пологие ( $< 50^\circ$ ).

Римскими цифрами в кружках обозначены анортозитовые массивы: I – Центральный, II – Северный, III – Западный, IV – Восточный, V – Монхолинский, VI – Амбардахский, VII – Чуостахский, VIII – Джогджоский, IX – Салтахский

комплекса диафторитов свидетельствуют о том, что процессам переработки в зоне глубинного разлома подвержены образования далдынской, верхнеанабарской и частично хапчанской серий. Обособленные линзовидные массивы (тектонические останцы) сложены анортозитами. Конфигурация их контактов определяет простирание облегающих структур диафторитов и тектонитов. Аналогичное положение занимают и отдельные блоки не затронутых диафторезом пород гранулитовой фации, заключенные внутри зон. Границей Котуйкан-Монхолинской зоны служит либо широкая (2–3 км) полоса катаклазитов и милонитов, как это имеет место на западном контакте зоны, либо серия сближенных относительно маломощных (до первых сотен метров) субпараллельных и кулисообразных раз-

рывов, представленных милонитизированными и катаклазированными разностями пород (юго-восточный контакт зоны). В строении внутренней части Котуйкан-Монхолинской зоны с запада на восток наблюдаются существенные пространственные вариации, обусловленные как составом слагающих ее пород, так и структурными особенностями, что позволяет различать в ее строении две самостоятельные подзоны. В пределах западной подзоны широко распространены диафторированные породы, анортозиты и граниты. Сравнительно редки здесь недиафторированные гранулиты и монцодиориты, ассоциирующие с анортозитами. Характерны новообразованные дисгармоничные складчатые структуры, свидетельствующие о широком развитии пластических деформаций. Широко проявлены милониты и blastsомилониты, которые образуют полосы значительной ширины.

Восточная подзона включает многочисленные линзовидные участки пород гранулитовой фации метаморфизма, разделенные полосами диафторитов. Среди пород анортозитовой ассоциации значительную роль играют монцодиориты. Складчатая структура подзоны близка к изоклиальной и носит в большинстве случаев унаследованный характер. Многочисленные маломощные разрывные нарушения представлены, как правило, зонами катаклаза и реже — милонитизации, что подчеркивает хрупкий характер деформаций внутри подзоны. Все эти особенности строения позволяют рассматривать Котуйкан-Монхолинскую зону как крупный, наклоненный на восток разлом. По простирацию рассматриваемой зоны наблюдается определенная зональность. В северной, наиболее широкой ее части развиты породы анортозитового комплекса, в южном направлении сменяющиеся мигматитами и гранитоидами. Еще южнее, в бассейне р. Монголо, вдоль линейных тектонических зон появляются породы зеленосланцевой фации метаморфизма, что, по-видимому, отражает различные по глубине уровни формирования зоны — максимальные на северо-западе и минимальные в центре Анабарского щита [103]. Этот вывод подтверждается также в результате анализа распределения разрывных и складчатых структур внутри Котуйкан-Монхолинской зоны. В центре щита в пределах зоны новообразованные складчатые структуры отсутствуют, и деформации реализованы обычно в полосах катаклазитов. В северо-западном направлении роль катаклазитов в строении зоны уменьшается, определяющее значение получают милониты и сложная складчатость, что косвенно отражает увеличение глубины формирования зоны.

Маганская зона протягивается на расстояние около 120 км при максимальной ширине 30–35 км. В ее строении участвуют такие же комплексы пород, как и в рассмотренной выше зоне. На основании структурных и вещественных различий в строении Маганской зоны также можно выделить следующие самостоятельные подзоны: западную, центральную и восточную. Западная подзона прослеживается в виде субмеридиальной полосы шириной 5–7 км по водоразделу рек Джогдзо и Амбардах-Маган. Ее отличительной особенностью является широкое развитие высокотемпературных диафторитов, часто содержащих реликты гранулитовых парагенезисов. Из пород анортозитовой ассоциации здесь наблюдаются только лейкократовые анортозиты, недосыщенные кремнеземом. Центральная подзона характеризуется широким распространением диафторированных пород (для которых

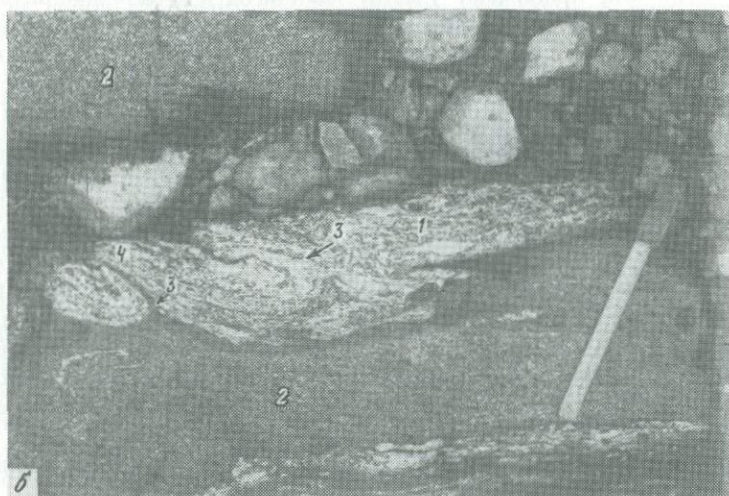
реликтовые гранулитовые парагенезисы нетипичны), а также преобладанием анортозитов в составе пород этой ассоциации. Складчатая структура этих подзон близка и обусловлена наличием крупных новообразованных дисгармоничных складок. Типично присутствие широких полос милонитов и бластомилонитов. Эти две подзоны сопоставляются с центральной подзоной Котуйкан-Монхолинской зоны. В составе пород восточной подзоны существуют заметные отличия, обусловленные значительным развитием участков и блоков пород, практически не затронутых диафторезом, а также наличием монцодиоритов в составе анортозитовой ассоциации. Складчатая структура в значительной мере унаследована от гранулитовых комплексов рамы.

Салтахская зона имеет довольно выдержанное северо-западное простирание; она протягивается на расстояние 120 км при ширине от 1–2 до 17–20 км в верховьях р. Салтах. В строении Салтахской зоны, как и других описанных зон, принимают участие милониты и бластомилониты, милонитизированные и катаклазированные породы, мигматиты, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы. Иногда встречаются тектонизированные кальцифиры, несущие следы течения. В северной части зоны присутствует крупный (Салтахский) массив, сложенный породами анортозитовой ассоциации, среди которых резко преобладают амфиболитизированные монцодиориты. Складчатая структура внутренней части Салтахской зоны хорошо маркируется прослоями амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, слагающих реликтовые горизонты среди мигматитов. Здесь фиксируются крупные изоклиналильные складки с размахом крыльев 1–3 км, образующие структуры, в основном унаследованные от гранулитового субстрата. Широко развиты кососекающие маломощные зоны милонитизации. Особенности состава пород и структуры рассматриваемой зоны сближают ее с восточной подзоной Котуйкан-Монхолинской зоны и обусловлены, вероятно, сравнительно менее глубоким эрозионным срезом ее. Об этом косвенно свидетельствует преобладание монцодиоритов в составе анортозитовой ассоциации, а также значительная роль в строении зоны



Рис. 50. Фотографии обнажений пород зон глубинных разломов

*a* – соотношение структурных форм гранитизации: складчатые послейные мигматиты в амфиболовых гнейсах (2); агматовые гранитные жилы в кристаллических сланцах (1), отчетливо видно угловое несогласие в простирании мигматитов и кристаллических сланцев, обусловленное разворотом жесткого блока кристаллических сланцев, который сопровождался формированием гранита (3) в зоне отслоения. Ручей Правый Кириэстий-Юрех; *б* – внутрипластовая складчатость в маломощном прослое биотит-амфиболового мигматизированного гнейса (1), заключенного в толще амфиболовых кристаллических сланцев (2). Мелкие наклонные срывы (3) на крыльях складок и некоторое запрокидывание в их замковых частях (4) отражают двустороннее перемещение вещества в прослое мигматизированного гнейса. Левый берег р. Котуйкан, среднее течение; *в* – фрагменты реликтовых изоклиналильных складок (1) в тевневом мигматите (2). На фоне мелко-среднезернистой основной ткани мигматита отчетливо выделяются крупные порфиробласты серого калиевого полевого шпата (3), р. Арбын; *г* – флексуроподобная складка в милонитизированных амфиболовых кристаллических сланцах (1) и гранатосодержащих гнейсах (2), к которой приурочена жила пегматоидного гранита (3) без признаков милонитизации. Устье р. Меркю; *д* – тонкопеллощатый бластомилонит. Новообразованные порфиробласты калиевого полевого шпата (1) и агрегаты кварц-полевошпатового состава (2) обнаруживают признаки вращения, обусловленного дифференциальным скольжением. Светлые полосы – милонитизированные мигматиты



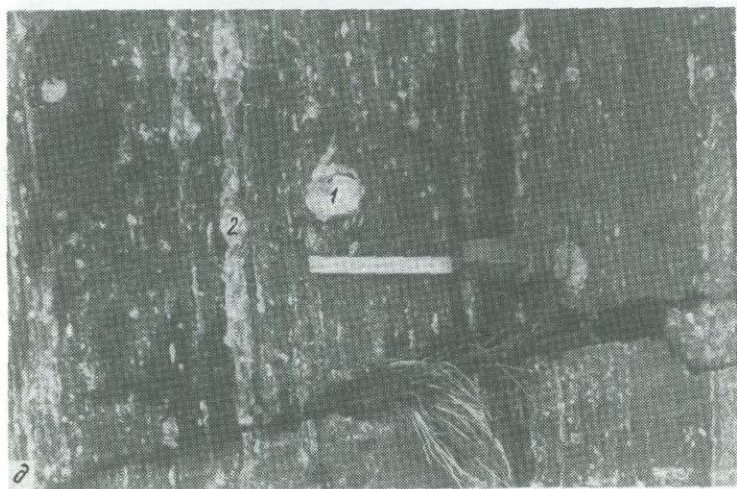
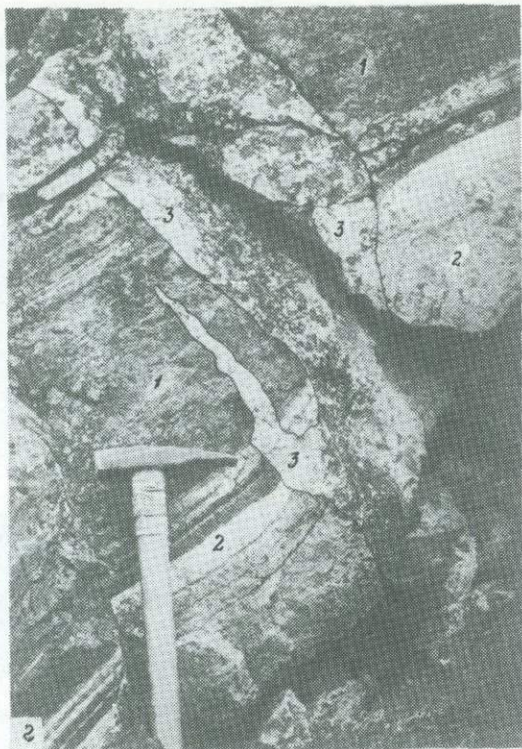
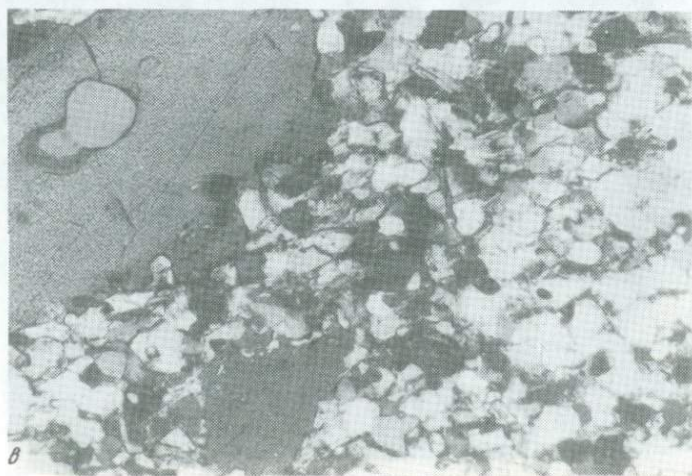


Рис. 50 (окончание)



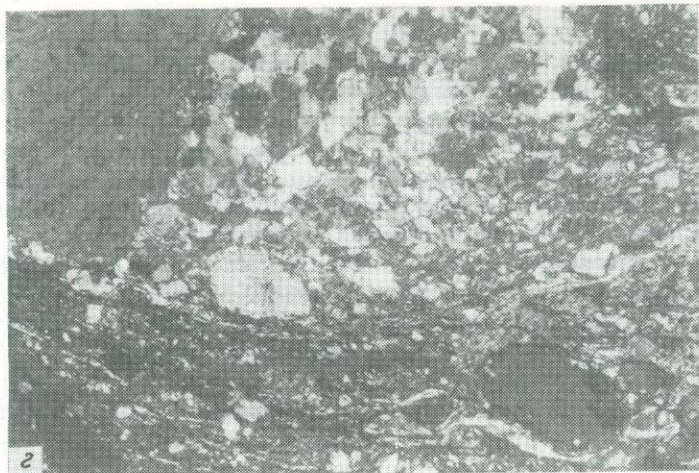


Рис. 51. Фотографии шлифов пород зон глубинных разломов

*а* — катаклазированный амфиболовый анортозит. Гранулированные плагиоклаз и роговая обманка образуют мелкозернистый агрегат (1). Реликтовые мегакристы плагиоклаза (2) сильно трещиноваты; двойникование встречается редко. Шлиф 8217, ник.х, увел. 100; *б* — милонит, развитый по биотитовому гнейсу. Крупные мегакристы (порфиороклеты) плагиоклаза обтекаются тонкозернистым биотит-кварц-полевошпатовым материалом с ориентированной параллельной текстурой. По тонким зонкам материал матрикса пересекает мегакристал, который, однако, сохраняет свою целостность. Шлиф 8309, ник. х, увел. 100; *в* — бластомилонит. В мелкозернистом кварц-полевошпатовом матриксе заключены крупные новообразованные порфиробласты роговой обманки. Шлиф 8257а, ник.х, увел. 100; *г* — бластомилонит. Крупный округлый порфиробласт калиевого полевого шпата (верхняя часть снимка), частично гранулирован без образования ориентированной текстуры и заключен в тонкозернистый милонитовый матриксе (нижняя часть снимка). Шлиф ПП-811, ник. х, увел. 100

катаклазитов. Конкретные примеры геологического строения зон глубинных разломов рассмотрены ранее [170].

**Структурно-вещественные комплексы.** В рассматриваемых зонах обычно устанавливается тесная связь состава породы с теми структурными формами, которые в них развиты. Такая связь состава пород и структуры отмечалась многими исследователями, в частности она хорошо показана К.К. Сорвачевым [167] на примере гранито-гнейсовых куполов Северо-Восточного Забайкалья. Это позволяет обособить структурно-вещественные комплексы, различающиеся как минеральным составом пород, так и морфологией проявленных в них дислокаций. Выделяются четыре таких комплекса, образованные в условиях: 1) гранулитовой фации (проявленный в реликтовых тектонических блоках и в обрамлении зон комплекс гранулитов и анортозитов); 2) амфиболитовой фации (комплекс диафторитов—гнейсов и амфиболитов); 3) гранитизации (комплекс мигматитов и гранитоидов); 4) интенсивной деформации в параметрах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации (комплекс тектонитов) (рис. 50, 51).

**Типы пород.** Комплекс гранулитов. Распространенный в обрамлении и в тектонических блоках внутри зон глубинных разломов Анабарский комплекс представлен ассоциацией плагиогнейсов и метабазитов гранулитовой фации и ассоциацией анортозитов и связанных с ними

пород, которые подробно описаны в предыдущих разделах. Для рассмотрения эволюции состава вещества приведена краткая петрохимическая характеристика тех пород метабазит-плаггиогнейсовой ассоциации, которые распространены внутри упомянутых тектонических блоков или в непосредственной близости от зон глубинных разломов. Предполагается, что использование для сопоставления вещественного состава данных пород позволит исключить возможную региональную специфику пород, удаленных от рассматриваемых в данном разделе зон глубинных разломов.

По особенностям химического состава (табл. 21) изученные гиперстеновые плаггиогнейсы близки к среднему составу тоналита—дацита и характеризуются преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . В биотитсодержащих разновидностях отмечается некоторое уменьшение содержания СаО с одновременным возрастанием количества  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породе. Гиперстеновые плаггиогнейсы характеризуются свойственным кислым магматическим породам невысоким содержанием элементов группы железа, а также редких щелочей. Барий-стронциевое отношение в них обычно больше 1. Основные кристаллические сланцы гранулитовой фации приближаются по составу к базальтам, причем гранатсодержащие разности характеризуются, как правило, повышенной железистостью породы [98].

**Комплекс диафторированных пород.** Преобладают амфиболовые и биотит-амфиболовые плаггиогнейсы и гнейсы, представляющие собой диафторированные в условиях амфиболитовой фации гиперстенсодержащие породы и являющиеся наиболее распространенным типом среди пород зон глубинных разломов. Эти породы слагают значительную часть материала заполнения зон.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые плаггиогнейсы и гнейсы представляют собой серые, иногда розовато-серые среднезернистые полосчатые породы. Для них характерны гранобластовые, немагнотгранобластовые структуры, на отдельных участках в связи с присутствием биотита лепидогранобластовые структуры. Среди темноцветных минералов преобладает зеленая и зеленовато-бурая роговая обманка (15–35% объема породы), железистость которой, по данным А.Н. Вишневого [38], изменяется в пределах 45–60%. Биотит присутствует обычно в подчиненном количестве (5–10%) и относится к истонит-сидерофиллиту с низкой титанистостью и железистостью 50–65%. Плаггиоклаз (25–40% анортита) отвечает андезину и может содержать антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата. Последний в количестве до 5%, кроме того, образует мелкие зерна, развивающиеся в интерстициях кристаллов плаггиоклаза. Значительная часть (до 30%) породы сложена кварцем, акцессорные минералы — апатит, циркон, ильменит, магнетит, сфен, иногда графит и ортит. Химический состав амфиболовых и биотит-амфиболовых плаггиогнейсов и гнейсов приведен в табл. 22. В этих породах, как и в гиперстеновых плаггиогнейсах гранулитовой фации, в составе щелочей преобладает Na, а при сопоставлении со средними составами изверженных пород [268] они оказываются наиболее близкими к составу дацита.

Амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты представлены темно-серыми мелко-среднезернистыми породами с содержанием темноцветных минералов до 80% объема породы. Структура породы обычно немагнотгранобластовая, гломеробластовая, порфиробластовая; текстура

Таблица 21

Химический состав гиперстеновых плагиогнейсов и основных кристаллических сланцев Анабарского комплекса, распространенных вблизи зон глубинных разломов

Компонент	Гиперстеновые гнейсы					Метабазиты				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	63,92	64,17	67,59	68,01	70,38	44,82	45,41	48,13	49,87	53,13
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,40	0,58	0,34	0,41	1,37	3,01	1,81	0,63	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	15,43	13,73	15,41	16,26	16,02	12,42	14,80	12,35	15,31
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,0	5,90	5,05	3,62	2,67	12,58	19,53	12,59	12,84	11,34
FeO	3,79	4,67	—	—	2,22	—	—	9,90	—	7,60
MnO	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,17	0,13	0,17	0,20	0,15
MgO	2,30	3,39	2,38	0,93	0,80	6,14	5,92	5,60	12,27	5,83
CaO	4,65	4,56	5,90	3,47	3,31	9,49	8,91	11,90	8,97	8,58
Na <sub>2</sub> O	4,22	4,27	3,55	4,20	4,0	2,95	2,78	2,60	1,95	3,67
K <sub>2</sub> O	0,99	0,73	0,54	2,83	1,21	1,63	1,12	1,16	0,36	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,21	0,13	0,13	0,15	0,37	0,27	0,25	0,06	0,09
П.п.п.	0,62	0,36	Не обн.	0,50	0,71	3,96	Не обн.	0,49	Не обн.	0,18
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,96	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
Ni	36	62	26	14	5	35	40	100	210	76
Co	14	17	14	5	5	36	56	31	45	33
Cr	45	140	21	14	15	75	18	290	800	160
V	80	55	37	30	33	130	280	130	170	260
Sc	2	2	2	<2	4	13	12	—	14	—
Ba	390	40	500	1200	820	800	370	400	160	200
Sr	280	42	320	370	620	280	160	410	110	190
Pb	16	15	13	26	13	13	6	19	9	10
Zn	80	90	30	30	40	100	80	140	60	120
Cu	13	42	28	8	52	62	170	74	15	59
Zr	230	130	400	160	80	180	190	480	40	50
Ga	22	18	18	33	39	20	25	27	10	19
Ge	0,9	1,0	1,0	1,0	0,6	1,5	2,0	1,3	1,6	1,5
Nb	<7	<7	<14	<14	<14	<14	<14	91	<14	<7
Ta	1,2	0,5	<0,7	0,7	<0,7	1,1	<0,7	3,3	<0,7	1,15
Li	6,8	7,8	3,3	11	7,8	20	4,2	12	15	6,4
Rb	<5	<5	<5	46	20	60	<5	25	<5	<5
B	—	—	—	18	7	—	—	—	—	—
F	500	300	170	—	300	780	1100	800	280	300

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. 1 — гиперстеновый плагиогнейс, левобережье р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9РА-11; 2 — гиперстеновый плагиогнейс, там же обр. 9РА-3; 3 — пироксеновый плагиогнейс, водораздел рек Митя-Юргэ и Улахан-Джанак, обр. 8238; 4 — биотит-амфибол-гиперстеновый гнейс, верховья р. Салтах, обр. 8310; 5 — гиперстен-биотитовый плагиогнейс, ручей Амбардах-Юрэх, приток р. Арбын, обр. 8167-а; 6 — клинопироксен-амфиболовый кристаллический сланец, левобережье р. Чуостах-Маган, обр. 8206в; 7 — клинопироксен-амфиболовый кристаллический сланец, верховья р. Митя-Юргэ, обр. 8236в; 8 — амфибол-гранат-клинопироксеновый кристаллический сланец, левобережье р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9РА-39; 9 — амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец, водораздел рек Улахан-Джанак и Митя-Юргэ, обр. 8240; 10 — амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец, правобережье р. Кюнгкюй-Рассоха, обр. 9РА-21. Анализы образцов из коллекции В.С. Рачкова.

Таблица 22

Химический состав диафторированных плагиогнейсов и кристаллических сланцев из зон глубинных разломов Анабарского щита

Компонент	Амфиболовые и биотитовые гнейсы					Амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	58,48	59,68	63,46	65,06	66,11	45,40	46,49	47,52	48,89	49,80
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,74	0,62	0,54	0,40	2,04	0,69	1,01	1,54	1,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,96	16,83	15,57	14,51	15,23	13,28	15,00	14,58	13,18	15,56
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,37	6,60	6,51	7,16	5,18	17,69	11,29	12,07	15,88	11,79
FeO	5,63	4,07	—	—	—	—	—	9,79	11,64	8,64
MnO	0,08	0,08	0,09	0,05	0,04	0,24	0,18	0,20	0,22	0,17
MgO	3,95	3,48	2,78	2,13	1,90	7,11	10,75	8,80	6,54	7,09
CaO	5,24	4,98	4,83	4,08	3,77	10,59	11,19	11,72	9,40	9,65
Na <sub>2</sub> O	3,50	4,67	3,87	3,91	3,75	2,07	1,95	2,23	2,20	2,79
K <sub>2</sub> O	2,62	1,30	1,63	1,48	2,43	0,44	0,41	1,25	0,86	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,14	0,14	0,10	0,21	0,09	0,04	0,09	0,12	0,15
П.п.п.	1,16	1,00	Не обн.	0,48	0,48	1,02	1,51	1,50	0,67	1,05
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,97	99,50	100,97	99,50	100,20
Ni	46	26	6	47	32	20	170	130	54	76
Co	23	18	6	19	9	87	33	57	54	50
Cr	100	60	15	62	150	15	290	290	42	80
V	100	85	68	110	70	660	120	350	320	200
Sc	14	16	10	26	2	40	13	33	50	23
Ba	1000	260	850	240	1700	50	30	230	60	280
Sr	260	360	190	70	400	40	70	100	50	180
Pb	18	18	11	14	30	5	7	7	8	9
Zn	70	60	30	50	30	110	40	70	130	100
Cu	28	22	5	140	67	64	40	100	65	78
Zr	380	330	230	190	170	60	80	80	120	180
Ga	32	33	31	28	51	44	20	32	32	34
Ge	1,1	0,9	1,0	0,9	1,0	1,1	1,7	0,4	1,6	0,8
Nb	14	7	<14	8	8	35	<14	21	<7	<14
Ta	<0,3	0,3	<0,7	0,4	<0,7	0,9	<0,7	0,8	<0,3	0,7
Li	19,0	19,0	9,8	17,0	23,0	15,0	8,5	15,0	8,3	7,2
Rb	46	35	33	67	66	<5	9	15	12	<5
B	7	10	—	20	20	10	—	18	10	<6
F	1000	700	380	240	370	1100	290	960	500	1000

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. 1 — биотит-амфиболовый гнейс, правобережье ручья Левый Кириэстий-Юрех, обр. 8023; 2 — биотит-амфиболовый гнейс, правобережье ручья Правый Кириэстий-Юрех, обр. 80151/11; 3 — амфибол-биотитовый плагиогнейс, правобережье верховьев р. Монголо, обр. 8259; 4 — амфибол-биотитовый плагиогнейс, правобережье р. Монголо, обр. 8456б; 5 — биотит-амфиболовый гнейс, там же, обр. 8435б; 6 — гранатовый амфиболит, левобережье р. Арбынкан, обр. 8155/6; 7 — кварцсодержащий амфиболовый кристаллический сланец, левобережье р. Улахан-Джанак, обр. 8259а; 8 — клинопироксен-амфиболовый кристаллический сланец, водораздел рек Котуйкан и Арбынкан, обр. 8155/1; 9 — гранатсодержащий амфиболит, правобережье ручья Правый Кириэстий-Юрех, обр. 80151/13; 10 — кварцсодержащий гиперстен-амфиболовый кристаллический сланец, правобережье р. Арбын, обр. 8167-б. Анализы образцов из коллекции В.С. Рачкова.

параллельная или массивная. В породах распространены парагенезисы  $Pl + Am + Cpx \pm Q$  и  $Pl + Gr + Am + Cpx \pm Q$ , а для более низкотемпературной ступени характерны равновесные взаимоотношения голубовато-зеленой роговой обманки с эпидотом [38]. Преобладающим минералом является зеленовато-бурая роговая обманка с железистостью 34–65% [38]. В наиболее железистых разновидностях пород в небольших количествах присутствуют биотит и гранат. Плаггиоклаз диафторированных кристаллических сланцев по составу отвечает лабрадору-битовниту (55–75% анортита) и не содержит антипертитовых вростков калиевого полевого шпата. Характерно присутствие незначительной (1–2%) примеси кварца. Довольно часто в диафторированных кристаллических сланцах наблюдаются реликты диопсида и гиперстена. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рудным минералом и сфеном. Иногда наблюдается примесь кальцита. По особенностям химического состава (см. табл. 22) диафторированные кристаллические сланцы сходны с метабазитами гранулитовой фации, но содержание малых элементов, как правило, понижено. Лишь для элементов группы железа (кроме Cr) отмечается некоторое увеличение концентрации.

Среди пород комплекса иногда наблюдаются маломощные жилы карбонатно-кварцевого и кварцевого состава. Иногда в таких жилах присутствует кислый прагиоклаз. Образование этих жил, по-видимому, происходило на завершающей стадии диафтореза в условиях относительно низких температур и давлений.

Комплекс мигматитов и гранитоидов. Мигматизированные гнейсы широко распространены: они слагают значительные по площади участки в пределах зон глубинных разломов и встречаются среди пород гранулитового комплекса (см. рис. 50).

Мигматиты по гнейсам и эндрбитоидам характеризуются розовато-серым, иногда коричневато-красным цветом, мелко-, реже среднезернистой структурой, полосчатой, неяснополосчатой и очковой текстурой, нередко порфиробластовой структурой. Наиболее распространенным темноцветным минералом является зеленоватый биотит. Реже встречается зелено-бурая роговая обманка. В реликтовых ассоциациях могут присутствовать гранат, красновато-коричневый биотит, а в единичных случаях – пироксены. Кварц, калиевый полевой шпат (иногда с пертитовыми вростками) и плаггиоклаз слагают 60–80% объема породы. Акцессорными минералами являются апатит, рудный минерал и изредка сфен.

По особенностям химического состава (табл. 23) мигматиты и мигматизированные породы занимают промежуточное положение между исходной породой, подвергшейся мигматизации, и калиевыми гранитами. При этом по мере увеличения содержания  $SiO_2$  в породе содержания других окислов, кроме  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , проявляют тенденцию к уменьшению. По содержанию большинства малых элементов мигматизированные эндрбитоиды отвечают низкокалиевым гранитам. В то же время по концентрации таких элементов, как Sc, Zn, Ga, Ge, Sr, Ba, Zr, они представляют собой разности, переходные между гранитами и сиенитами. Мигматизация пород сопровождается увеличением содержания Ba, Sr, Pb, Nb, Ta, Rb и уменьшением количества элементов группы железа и Sc, Ga и F.

Мигматизированные кристаллические сланцы (метабазиты) и мигма-

Таблица 23

Химический состав мигматитов и гранитизированных пород зон глубинных разломов Анабарского щита

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	62,90	63,33	65,83	66,53	67,54	68,65	71,16
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,93	0,68	0,87	0,38	0,47	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	13,71	14,46	15,00	15,01	16,12	14,25
f Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,30	8,34	5,61	4,91	3,65	3,16	3,06
FeO	—	—	—	3,14	3,11	2,87	2,79
MnO	0,10	0,12	0,09	0,08	0,03	0,05	0,06
MgO	1,48	1,09	0,82	1,25	1,60	1,31	1,05
CaO	3,95	2,94	2,31	2,94	1,86	1,71	2,35
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,10	3,70	3,74	3,72	4,15	3,47
K <sub>2</sub> O	4,01	5,70	5,83	4,09	4,55	3,54	3,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,24	0,17	0,30	0,21	0,04	0,20
П.п.п.	0,50	Не обн.	Не обн.	0,53	0,95	0,97	0,96
Сумма	99,50	99,50	99,50	100,24	99,50	100,17	100,11
Ni	19	5	14	8	15	20	5
Co	7	10	4	9	8	8	3
Cr	9	9	10	9	42	70	40
V	56	25	28	66	54	70	34
Sc	13	5	8	14	4	4	2
Ba	920	1700	1100	1100	820	720	1400
Sr	320	510	210	300	280	250	280
Pb	23	40	30	23	38	45	25
Zn	40	90	< 30	50	30	40	30
Cu	18	20	13	15	30	7	17
Zr	480	600	360	700	280	370	220
Ca	30	20	37	48	29	35	30
Ge	1,2	1,3	1,5	0,9	0,7	0,7	0,5
Nb	21	35	14	63	< 7	14	< 14
Ta	1,3	1,5	1,3	4,1	0,7	1,0	0,7
Li	14,0	12,0	6,6	7,7	10,0	13,0	12,0
Rb	88	210	130	120	130	120	52
B	15	—	18	9	18	28	10
F	—	550	—	2300	600	480	490

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. Гнейсы с новообразованным кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом: 1 — пироксен-амфиболовый гнейс, водораздел рек Попигай и Налым-Рассоха, обр. 8311б, 2 — амфиболовый гнейс, левобережье р. Маган, обр. 8219, 3 — биотитовый гнейс, водораздел рек Попигай и Налым-Рассоха, обр. 8312, 4 — амфиболовый порфиобластический гнейс, водораздел рек Улахан и Ачагыт-Хаптасыннах, обр. 1Р-5, 5 — биотитовый гнейс, правобережье ручья Правый Кириэстий-Юрех, обр. 80151/4. Мигматизированные гнейсы и мигматиты: 6 — амфибол-биотитовый мигматизированный гнейс, левобережье р. Котуйкан, обр. 8136, 7 — биотитовый мигматит, левобережье р. Котуйкан, обр. 8132, 8 — гранат-биотитовый мигматит, правобережье верховьев р. Улахан-Джанака, обр. 8255. Мигматизированные метабазиты: 9 — мигматизированный пироксен-биотитовый кристаллический сланец, водораздел верховьев

	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	72,10	52,83	53,92	55,99	56,98	59,45	60,44	61,45	63,06
	0,20	0,83	1,64	0,69	1,85	0,66	0,76	0,63	0,81
	14,02	14,51	14,10	17,04	12,72	15,51	18,62	14,70	15,70
	3,44	9,70	11,23	6,62	13,35	6,87	6,10	5,49	7,37
	—	—	—	6,02	8,79	—	—	3,94	—
Не обн.	0,20	0,14	0,16	0,14	0,14	0,10	0,09	0,03	0,09
	1,16	5,47	3,12	5,12	2,87	3,94	1,47	3,90	1,77
	0,56	8,93	6,79	7,67	5,43	5,41	3,30	4,83	4,35
	2,00	2,57	3,12	4,06	2,20	3,50	3,80	3,74	3,52
	6,02	3,33	3,76	1,29	2,43	3,26	4,79	4,22	2,57
Не обн.	0,31	0,56	0,16	0,54	0,26	0,13	0,13	0,45	0,26
"	0,82	1,12	0,98	0,99	0,54	Не обн.	0,73	Не обн.	Не обн.
	99,50	99,50	99,50	99,78	99,50	99,50	99,50	100,17	99,50
< 5	56	14	30	32	30	6	54	5	
3	37	18	24	25	6	15	13	10	
6	180	74	82	40	55	16	68	12	
4	120	92	170	150	62	15	100	32	
6	13	5	24	—	15	7	12	5	
1900	1400	920	230	520	1300	560	2100	760	
60	320	230	360	420	420	110	600	130	
11	25	23	16	21	17	40	23	16	
< 30	100	120	70	220	30	80	60	60	
< 5	15	5	13	70	30	5	18	52	
260	190	360	40	680	180	32	160	370	
27	20	20	35	21	32	12	33	32	
1,0	1,5	1,7	0,8	1,4	—	1,2	0,7	1,2	
< 14	< 14	< 14	< 14	< 7	—	< 14	14	21	
< 0,7	1,2	1,2	< 0,7	1,5	—	0,8	< 0,7	0,9	
14,0	32	45	15,0	23,0	12,0	72,0	8,9	9	
130	120	110	17	43	54	210	72	73	
—	—	—	6	—	11	—	8	—	
230	800	5000	1500	700	—	680	1000	230	

рек Джогджо и Чопко, обр. 8233, 10 — мигматизированный амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, левобережье р. Амбардах-Маган, обр. 181-82, 11 — гранитизированный биотит-амфиболовый кристаллический сланец, левобережье р. Котуйкан, обр. 8134-д, 12 — амфиболовый мигматизированный кристаллический сланец, правобережье р. Котуйкан, обр. 79333-1, 13 — биотит-пироксеновый мигматизированный кристаллический сланец, правобережье р. Котуйкан, обр. 3Р-51, 14 — гранат-биотитовый мигматизированный кристаллический сланец, левобережье верховьев р. Джогджо, обр. 8226, 15 — биотит-амфиболовый мигматизированный кристаллический сланец, левобережье р. Котуйкан, обр. 8138, 16 — биотитовый мигматизированный кристаллический сланец, левобережье р. Амбардах-Маган, обр. 8215. Анализы образцов из коллекций: 10, 12 — В.Л. Злобина, 4, 13 — О.М. Розена, 1-3, 5-9, 11, 14-16 — В.С. Рачкова.

титы по ним встречаются значительно реже, чем мигматизированные гнейсы и эндербитоиды. Отличительными особенностями их являются мелкозернистые, реже крупнозернистые структуры и полосчатые текстуры с ориентированными цветными минералами и нередко порфиробластами роговой обманки. Цветные минералы представлены зеленовато-бурой роговой обманкой, реже — зеленоватым биотитом. Содержание их колеблется от 65 до 35% объема породы. Из полевых шпатов преобладает плагиоклаз-андезин, иногда содержащий антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата. Последний, обычно в ассоциации с кварцем, в наиболее мигматизированных частях слагает маломощные лейкократовые прослойки и линзочки. Акцессорные минералы представлены главным образом апатитом и рудным минералом (магнетитом). В единичных случаях наблюдается примесь кальцита. Химический состав (см. табл. 23) характеризуется значительными вариациями содержания большинства компонентов. Так, по мере увеличения количества кремнезема в породе уменьшается содержание суммарного железа, окислов марганца, кальция и особенно магния. При этом закономерно возрастает количество  $K_2O$  и частично  $Na_2O$ . Концентрации элементов-примесей понижены по отношению к неизменным кристаллическим сланцам и отвечают их количеству в породах среднего состава (промежуточного между базальтами и гранитами). Содержания таких элементов, как F, Sc, Ba, Sr, в то же время близки к их количествам в сиенитах.

Биотит-роговообманковые гранодиориты образуют два самостоятельных массива: Краевой — на западе и Билляхский — на северо-востоке щита. Эти породы ассоциируют здесь с гранитами и кварцевыми диоритами, связанными с гранодиоритами постепенными переходами, и включают линзы и полосы плагиогнейсов и амфиболитов. Встречаются также мелкие пластообразные тела гранодиоритов среди биотит-амфиболовых гнейсов и мигматитов. Гранодиориты обычно содержат порфирировидные выделения калиевого полевого шпата, заключенные в мелко-среднезернистую кварц-полевошпат-биотит-амфиболовую основную массу. Плагиоклаз по составу варьирует от андезина до олигоклаза и часто в контакте с калиевым полевым шпатом содержит мirmekитовые вросстки кварца. Зеленая роговая обманка, по данным М.И. Рабкина [142], характеризуется высокой железистостью (68–77%). Коричневатый биотит хлоритизирован. Из акцессорных минералов характерно присутствие апатита, циркона и рудного минерала. Иногда встречаются рutil и ортит. По особенностям химического состава (табл. 24) биотит-роговообманковые гранодиориты Анабарского щита отвечают среднему составу гранодиорита [268]. Концентрации большинства элементов-примесей также соответствуют средним их содержаниям в гранитоидах, а таких элементов, как Ba, Ga, Ge, Nb, V и F, приближаются к их количеству в сиенитах.

Граниты слагают крупные (площадь в несколько десятков квадратных километров) самостоятельные массивы и по составу соответствуют лейкосоме мигматитов. Это порфирировидные до "очковой" текстуры породы. Характерны лепидогранобластовая и blastoporfiroвая структура и параллельная текстура. Из темноцветных минералов наиболее распространены бурый и зеленовато-бурый биотит, реже встречается роговая обманка. Полевые шпаты и кварц слагают до 95% объема породы, причем соот-

Таблица 24

Химический состав гранитоидов зон глубинных разломов Анабарского щита

Компонент	Гранодиориты			Граниты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	65,91	65,82	66,53	70,78	72,50	73,55	73,83	74,31	75,52
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,93	0,87	0,22	0,38	0,16	0,26	0,22	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	14,65	15,00	14,11	13,21	13,56	13,13	14,77	12,48
f Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	5,17	4,91	3,75	3,29	2,37	2,00	1,49	1,28
FeO	—	—	3,14	—	2,09	—	1,53	1,11	0,54
MnO	0,06	0,07	0,08	0,03	0,02	0,02	0,04	0,09	0,03
MgO	1,63	1,07	1,25	0,70	0,77	0,48	0,90	0,10	He обн.
CaO	3,94	3,08	2,94	1,05	1,01	0,96	1,00	1,12	0,40
Na <sub>2</sub> O	3,54	3,20	3,74	3,62	2,10	3,52	2,05	3,67	2,40
K <sub>2</sub> O	2,61	4,73	4,09	5,17	5,54	4,76	5,72	4,09	7,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,30	0,30	0,07	0,08	0,12	0,04	0,03	0,03
П.п.п.	0,50	0,48	0,50	He обн.	0,60	He обн.	0,74	0,33	0,50
Сумма	99,5	99,5	100,21	99,50	99,50	99,50	99,71	100,22	99,98
Ni	10	9	8	< 5	< 5	< 5	9	< 5	5
Co	6	10	9	< 3	6	< 3	< 3	< 3	3
Cr	16	12	9	6	10	9	21	9	10
V	68	66	66	5	12	4	14	6	6
Sc	10	12	14	7	2	14	2	2	2
Ba	1100	660	1100	840	2300	1400	940	90	580
Sr	240	110	300	50	130	100	130	170	110
Pb	19	35	23	14	30	20	46	57	37
Zn	40	70	50	< 30	40	< 30	< 30	30	30
Cu	30	15	15	< 5	5	< 5	5	6	7
Zr	110	600	700	270	70	190	70	80	60
Ga	16	32	48	32	23	28	28	25	22
Ge	1,0	1,2	0,9	1,3	0,7	1,1	0,6	0,9	0,7
Nb	< 14	21	63	21	< 7	< 14	< 14	< 14	14
Ta	0,7	1,6	4,1	0,7	0,3	0,8	< 0,7	< 0,7	0,7
Li	16,0	11,0	7,7	14,0	12,0	21,0	19,0	5,0	4,2
Rb	84	120	120	250	110	220	130	120	120
B	16	24	9	—	6	—	21	22	16
F	—	—	2300	270	400	470	270	60	60

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. 1 — биотит-амфиболовый порфиробластический гранодиорит, левобережье р. Салтах, обр. 8358; 2 — амфибол-биотитовый "очковый" гранодиорит, там же, обр. 8357; 3 — биотит-амфиболовый гранодиорит, междуречье рек Улахан-Хаптасыннах и Акчагый-Хаптасыннах, обр. 1Р-5; 4 — амфибол-биотитовый гранит, левобережье р. Улахан-Джанака, обр. 8267; 5 — биотитовый гранит, левобережье ручья Правый Кириэстий-Юрях, обр. 8039; 6 — биотитовый гранит, левобережье р. Улахан-Джанака, обр. 8247; 7 — биотитовый гранит, правобережье р. Арбын, обр. 8162-л; 8 — гранатсодержащий биотитовый гранит, там же, обр. 8162-и; 9 — лейкократовый аплитовый гранит, там же, обр. 8162-п. Анализы 1, 2, 4-9 — коллекция В.С. Рачкова, анализ 3 — коллекция О.М. Розена.

ношение плагиоклаза и калиевого полевого шпата колеблется в широких пределах. Плагиоклаз по составу отвечает основному олигоклазу и, как правило, не sdвойникован. Акцессорные минералы калиевых гранитоидов представлены апатитом и магнетитом, реже встречаются циркон и сфен. В целом минеральный состав этих пород близок к эвтектоидному.

Граниты (см. табл. 24) близки к составу среднего щелочного гранита. Отчетливо выражены преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  и высокая железистость (81–100%) пород. Концентрация малых элементов в этих гранитах сближает их с низкокальциевыми гранитами, отличаясь от последних содержаниями V, Nb, Ta, Li и особенно F. Концентрация Ga, Ge отвечает их количеству в сиенитах, а средние содержания Li, F близки к их содержанию в более основных породах. Эти особенности в распределении малых элементов отражают, по-видимому, гетерогенную природу гранитоидов Анабарского щита.

Комплекс тектонитов. К нему относятся катаклазиты, милониты, blastsмилониты, а также тектонизированные породы — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и анортозиты. Они распространены в виде протяженных полос как внутри зон глубинных разломов, так и среди пород Анабарского комплекса.

Катаклазиты и катаклазированные породы представляют собой раздробленные (иногда до тонкозернистого агрегата) породы, в которых отсутствует ориентировка минеральных индивидов и сохраняется исходный минеральный состав (см. рис. 51,а). Темноцветные минералы, образующие реликтовые мегакристы, представлены пироксенами, роговой обманкой, гранатом и реже биотитом и гранулированы по краям. При более интенсивном проявлении катаклаза они полностью преобразуются в тонкозернистые агрегатные скопления, имеющие иногда "веретенообразные" очертания, что сообщает породе линзовидную или волнисто-сланцевую текстуру, переходную к милонитовой. Ориентировка порфиорокластов и скоплений темноцветных минералов, как правило, отсутствует. Зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата в значительной степени подвергаются катаклазу, причем плагиоклаз при этом теряет характерное для него двойниковое строение или двойники оказываются искривленными. Кварц, полевые шпаты и частично биотит слагают основную ткань породы. Кварц наблюдается в виде тонко- и мелкозернистых лапчатых, мозаично угасающих выделений. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудным минералом, реже — эпидотом и кальцитом. Иногда может присутствовать рутил.

Милониты и милонитизированные породы отличаются появлением новообразованных ориентированных текстур (см. рис. 51,б). Редко встречающиеся катаклазированные мегакристы обычно сложены зеленовато-бурой роговой обманкой, плагиоклазом, в котором полностью отсутствует двойникование, и реже — гранатом. В милонитизированных породах, развитых среди образований гранулитовой фации, к ним местами присоединяются гранулированные агрегаты пироксенов. Основная ткань милонитов и милонитизированных пород там, где это удается различить, сложена тонкозернистым агрегатом роговой обманки, зеленоватого биотита, плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата. В отдельных случаях порфиробласты плагиоклаза и граната несут следы вращения, при этом в их "тенях" отме-

чается слабый бластез и обеднение основной ткани темно-цветными минералами, в первую очередь биотитом. Для этих пород характерны милонитовые и тонкомилонитовые структуры, участками могут сохраняться реликтовые гранобластовые структуры. Преобладают параллельно- и волнисто-сланцевые текстуры, иногда переходящие в очковые.

Характерно, что степень милонитизации лейкосомы мигматитов, сложенной плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом и небольшим количеством биотита и роговой обманки, как правило, всегда слабее. Кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат раздроблены, гранулированы в краевых частях и катаклазированы. Структура катакластическая, участками милонитовая, гранобластовая, лепидогранобластовая. Преобладающие текстуры — волнисто-сланцеватые и сланцеватые.

Акцессорными минералами милонитов и милонитизированных пород являются апатит, рудный минерал и сфен. Часто в небольшом количестве присутствует карбонат и иногда эпидот.

В тектонитах довольно широко распространена перекристаллизация (бластез) различных минералов. Особенно интенсивно развиваются крупные (от 2 мм до 2 см) порфиробласты плагиоклаза и решетчатого микроклина. Реже встречаются ориентированные по сланцеватости порфиробласты зеленой роговой обманки (см. рис. 51, в), а иногда и биотита. Довольно часто наблюдаются линзы мозаичного кварца размером до 1 см по длинной оси. Лейкократовые прослои подвержены более интенсивной перекристаллизации по сравнению с меланократовыми.

Катаклаз и милонитизация пород в процессе эволюции зон глубинных разломов Анабарского щита проявлялись неоднократно. Достоверно выделяются две генерации тектонитов. Первая генерация формировалась в начале процесса гранитизации и предшествовала массовому появлению мигматитов. Она проявлена в виде структур "снежного кома" в ранних порфиробластах калиевого полевого шпата, свидетельствующих о том, что порфиробласты росли одновременно с милонитизацией и при этом испытывали вращение. В это время формировались порфиробластовые амфибол-биотитовые blastsомилониты. По ранним blastsомилонитам развивается вторая генерация тектонитов. При этом возникшие ранее порфиробласты вновь подвергаются катаклазу и милонитизации, частично сохраняя строение единого кристалла (см. рис. 51, г).

По особенностям химического состава (табл. 25) тектониты близки к исходным породам, по которым они возникли. Концентрации малых элементов в тектонитах сильно варьируют. Содержания элементов группы железа, В, F на всех стадиях тектонической переработки близки к их содержаниям в высококальциевых гранитоидах, а концентрация Ва, Sr, Zr, Ga, Ge — к их концентрации в низкокальциевых гранитах и сиенитах.

**Геохимическая направленность процессов формирования пород.** Геохимические особенности процесса диафореза в пределах линейных зон разломов Анабарского щита для некоторых рудных элементов были рассмотрены А.Н. Вишневым [36]. В частности, он отмечал, что в диафоритах по сравнению с гранулитовыми породами уменьшаются концентрации Cu, Co и Zr и несколько возрастает концентрация V. Полученные нами данные показывают, что для биотитовых и амфиболовых плагиогнейсов (диафоритов) по сравнению с эндрбитоидами гранулитовой фации метамор-

Таблица 25

Химический состав милонитов зон глубинных разломов Анабарского щита

Компо- цент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	47,67	59,42	64,02	67,08	68,89	71,28	72,63
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,65	0,73	0,38	0,59	0,44	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	15,56	14,96	15,78	14,76	12,73	13,48
tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	6,79	6,07	4,81	4,15	3,92	3,04
MnO	0,21	0,07	0,10	0,08	0,03	0,08	0,03
MgO	7,32	3,81	2,70	1,22	1,04	1,61	0,76
CaO	9,33	5,22	4,18	4,03	2,57	2,47	0,47
Na <sub>2</sub> O	2,60	4,05	3,20	4,00	3,70	2,85	4,00
K <sub>2</sub> O	1,14	3,12	2,47	1,52	2,82	3,15	4,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,27	0,20	0,12	0,19	0,17	0,06
П.л.п.	1,26	0,54	0,84	0,48	0,76	0,88	0,01
Сумма	99,50	99,50	99,47	99,50	99,50	99,58	99,50
Ni	92	16	17	12	15	25	8
Co	34	13	19	5	7	11	5
Cr	150	95	21	13	100	48	15
V	190	100	150	50	37	55	8
Sc	—	5	20	4	—	3	7
Ba	220	1300	610	680	1100	540	680
Sr	170	220	270	360	470	240	240
Pb	16	15	16	28	26	20	34
Zn	150	50	50	50	60	70	30
Cu	20	32	60	16	39	22	17
Zr	70	240	90	120	500	380	180
Ga	20	30	29	40	18	30	32
Ge	1,9	1,1	0,7	1,2	0,8	1,1	1,5
Nb	14	<14	14	8	14	21	14
Ta	0,8	<0,7	<0,7	1,0	1,0	<0,7	1,2
Li	9,6	9,8	8,0	27,0	9,3	8,8	9,0
Rb	16	63	68	49	60	81	170
B	—	—	6	14	—	6	—
F	2300	—	940	280	500	680	160

Примечания. Содержания окислов даны в мас. % элементов-примесей — в г/т. 1 — меланократовый биотит-амфиболовый милонит, левобережье р. Котуйкан, обр. 9РА-86б; 2 — то же, верховье р. Улахан-Джанака, обр. 8270; 3 — амфибол-биотитовый милонит с порфиробластами калиевого полевого шпата, устье р. Меркю, обр. ПП-811; 4 — биотит-амфиболовый милонит, верховья р. Монголо, обр. 8411; 5 — биотитовый милонит с порфиробластами полевых шпатов, левобережье р. Котуйкан, обр. 9РА-86з; 6 — амфибол-биотитовый порфиробластический милонит, верховья р. Арбынкан, обр. 8107а; 7 — биотитовый лейкократовый милонит, водораздел рек Улахан-Джанака и Монголо, обр. 8241б. Анализы 1–7 — коллекция В.С. Рачкова.

физма характерны одинаковые вариации в содержании всех петрогенных компонентов. При сопоставлении результатов химических анализов (табл. 26) в диафторированных разностях эндрейтоидов отмечается некоторая тенденция к увеличению концентрации суммарного Fe, Mg, K и частично Ca и к снижению содержания  $\text{SiO}_2$ . Для малых элементов отмечены более высокие содержания V, Sc, Zr, Li, Rb. Остальные элементы в диафторированных эндрейтоидах содержатся в количествах, близких к их содержанию в аналогичных гранулитовых породах, за исключением Cu, концентрация которого уменьшается.

По сравнению с дупироксеновыми кристаллическими сланцами Анабарского комплекса в амфиболовых кристаллосланцах и амфиболитах возрастает содержание окислов Mg и Ca при некотором понижении содержания Fe. В распределении малых элементов при диафторезе основных кристаллических сланцев существенного изменения не отмечается: несколько увеличивается концентрация V и уменьшаются содержания Cr, Ba, Sr, Zr.

В процессе гранитизации пород в зонах глубинных разломов происходит формирование двух типов пород. К первому относятся мигматиты, возникающие в результате замещения пироксенов и роговой обманки исходной породы биотитом, уменьшения основности плагиоклаза, интенсивного развития калиевого полевого шпата, возрастания количества кварца. Второй тип представлен пластообразными телами и массивами лейкократовых биотитовых и аляскитовых гранитов, а также гранодиоритов, занимающих промежуточное положение между этими гранитами и мигматитами.

Одним из геохимических показателей, который удобно использовать при характеристике процесса гранитизации, является отношение  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  (рис. 52). Это обусловлено относительно низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  в исходных диафторитах, в связи с чем даже в слабо мигматизированных породах отношение  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  быстро возрастает. При этом вариационная линия смещается в область более высоких значений  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ , сохраняя свою ориентировку. Характерно, что изменение значений  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  связано главным образом с увеличением содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в породах при их гранитизации, в то время как содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  остается практически на том же уровне (см. табл. 26). Последнее обстоятельство можно, по-видимому, объяснить отсутствием как привноса, так и выноса  $\text{Na}_2\text{O}$  в ходе калиевой гранитизации.

Содержание Fe и Mg при гранитизации уменьшаются, что находит отражение в уменьшении количества и исчезновении из состава пород темноцветных минералов. Одновременно железистость пород возрастает и вариационная линия диафторитов продолжается в область более железистых составов. Это обусловлено преимущественным выносом Mg по сравнению с Fe; некоторый избыток последнего связывается в рудных минералах (магнетит и др.) гранитоидов и мигматитов. Поведение CaO в процессе гранитизации аналогично поведению Fe и Mg, однако скорость его выноса оказывается ниже, чем у Mg, что на конечных стадиях процесса приводит к увеличению отношения CaO/MgO от 1 до 3 (см. рис. 52).

Содержание  $\text{TiO}_2$  в мигматитах практически не изменяется по сравнению с диафторитами, в то время как в аляскитовых и биотитовых гранитах его концентрация резко понижается. Такое поведение достаточно инертного в

Таблица 26

Средние составы пород, распространенных в зонах глубинных разломов Анабарского щита и в их обрамлении

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	66,81/2,74	47,61/3,19	62,26/3,99	47,35/2,14
TiO <sub>2</sub>	0,53/0,23	1,57/0,83	0,60/0,33	1,22/0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30/0,94	14,76/1,81	15,87/0,47	14,68/2,00
tFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,65/1,01	14,14/2,76	6,25/1,69	13,84/2,63
FeO	3,56/1,21	10,22/2,80	5,11/1,10	9,64/1,74
MnO	0,06/0,01	0,17/0,02	0,07/0,02	0,19/0,04
MgO	1,96/1,09	6,99/2,36	2,90/1,66	7,86/2,05
CaO	4,38/1,05	9,74/1,34	4,78/0,79	10,79/1,38
Na <sub>2</sub> O	4,05/0,30	2,67/0,59	4,02/0,51	2,51/0,77
K <sub>2</sub> O	1,26/0,91	0,90/0,44	1,92/0,59	0,90/0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16/0,03	0,21/0,11	0,21/0,13	0,12/0,08
П.п.п.	0,45/0,26	0,77/0,64	0,61/0,46	1,16/0,58
Сумма	99,61	99,53	99,49	100,62
Количество анализов	5	7	8	9
Ni	29/22	80/70	33/15	87/56
Co	11/6	39/10	17/6	54/20
Cr	47/53	230/295	85/50	120/100
V	47/21	170/86	102/45	317/200
Sc	2/1	—	16/10	33/15
Ba	590/440	340/256	830/540	135/92
Sr	330/210	290/190	306/203	130/89
Pb	17/5	10/3	17/7	8/2
Zn	54/30	110/40	51/15	93/34
Cu	29/19	75/50	44/50	65/34
Zr	150/60	190/250	241/90	94/45
Ga	26/10	21/6	34/8	30/9
Ge	0,9/0,2	1,6/0,2	1,0/0,2	1,2/0,5
Nb	7/3	22/34	7/4	9/6
Ta	0,6/0,4	1,2/1,1	0,5/0,2	0,5/0,5
Li	7/3	11/6	16/5	12/3
Rb	15/19	16/23	52/13	12/10
B	12/8	—	12/6	15/11
F	370/115	1200/1100	760/540	1630/2300
Количество анализов	5	6	7	7

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. Анабарский гранулитовый комплекс: 1 — гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитовиды), 2 — пироксеновые кристаллические сланцы. Диафориты по породам гранулитовой фации: 3 — биотит-амфиболовые гнейсы, 4 — амфиболовые кристаллические

	5	6	7	8
	67,18/2,18	57,88/2,23	66,52/0,91	73,88/1,87
	0,63/0,15	0,96/0,29	0,74/0,20	0,21/0,15
	14,44/0,76	15,38/1,12	14,98/0,24	13,22/1,31
	5,00/1,08	8,60/1,85	4,51/1,36	2,36/0,80
	3,38/1,12	6,25/0,98	2,70/0,86	1,47/0,67
	0,07/0,03	0,11/0,04	0,06/0,01	0,03/0,03
	1,45/0,44	3,68/1,19	1,22/0,30	0,35/0,28
	2,43/0,83	5,38/1,07	2,99/0,79	0,99/0,40
	3,46/0,21	3,32/0,54	3,50/0,22	3,12/0,73
	4,35/0,66	3,20/0,82	4,21/1,20	5,14/1,22
	0,18/0,08	0,31/0,11	0,26/0,04	0,06/0,06
	0,47/0,22	0,78/0,59	0,78/0,29	0,24/0,19
	99,66	99,60	99,77	99,60
	20	17	4	11
	10/5	24/16	8/13	4/2
	7/3	17/10	8/2	2/1
	27/28	57/	14/4	10/5
	42/42	115/85	59/15	9/9
	6/3	11/6	10/5	7/5
	1540/1110	1005/590	1100/305	820/700
	350/280	350/200	240/90	110/60
	31/10	21/8	27/7	29/14
	62/90	78/60	48/17	23/14
	15/12	26/20	27/14	9/8
	380/220	230/205	400/300	130/160
	29/8	25/7	33/13	29/4
	1,0/0,3	1,2/0,2	3,4/3,6	1,0/0,5
	21/16	11/3	38/35	11/10
	1,4/1,0	0,9/0,3	2,4/2,4	1,0/1,2
	12/6	23/20	12/4	9/7
	120/46	82/61	116/23	150/70
	15/7	11/8	15/7	15/6
	590/560	1200/1500	1300/1400	210/140
	19	12	4	11

сланцы и амфиболиты. Комплекс мигматитов и гранитоидов: 5 — мигматизированные гнейсы и мигматиты по ним, 6 — мигматизированные кристаллические сланцы и мигматиты по ним, 7 — биотит-роговообманковые гранодиориты; 8 — биотитовые и аляскистовые граниты.

условиях гранитизации титана является, по-видимому, следствием его ограниченного извлечения в эвтектоидный расплав.

Среди элементов-примесей выделяется несколько групп, характеризующихся различным поведением в процессе гранитизации. К одной из них принадлежат элементы группы железа (Ni, Co, Cr, V), а также Sc, Cu, Zn. Все они концентрируются в темноцветных минералах (пироксенах, роговой обманке, биотите), и их содержание в гранитизированных породах последовательно убывает. Линейная корреляция между содержаниями MgO и Ni наглядно отражает вынос этих элементов при нарастании степени гранитизации.

Вторую группу элементов составляют Pb, Ba, Sr, концентрирующиеся главным образом в полевошпатовой части пород. Общей особенностью их поведения при гранитизации является увеличение содержания этих элементов в мигматитах и последующее понижение в гранитоидах (см. рис. 52). Отрицательная корреляция Pb с Ca объясняется возможным изоморфизмом Pb и K в структуре калиевых полевых шпатов рассматриваемых пород [93]. Поведение Ba аналогично поведению Pb — с той разницей, что содержание его более заметно понижается в аляскитовых гранитах, что объясняется различиями в изоморфизме Ba и K в структурах неупорядоченных (в мигматитах) и упорядоченных (в гранитах) калиевых полевых шпатов [94]. Стронций не обнаруживает существенных изменений концентраций при мигматизации гнейсов, что свидетельствует о сохранении Sr в полевых шпатах во время выноса Ca. В мигматизированных основных кристаллических сланцах Sr накапливается, по-видимому, в результате увеличения полевошпатовой составляющей. В гранитах содержание Sr, как и Ca, существенно падает, что, вероятно, связано с удалением их во флюидную фазу.

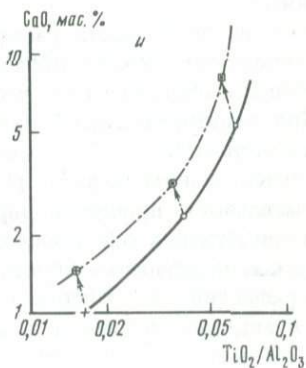
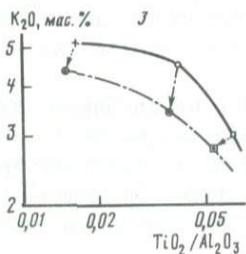
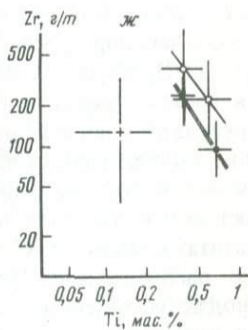
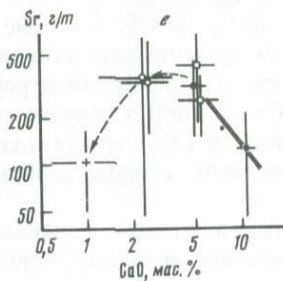
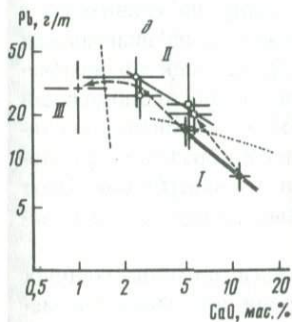
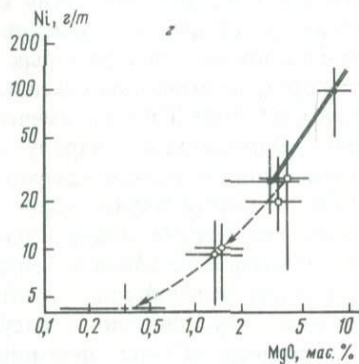
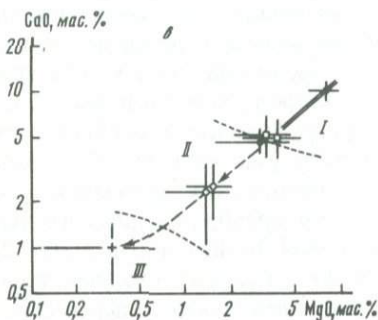
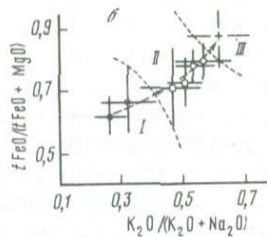
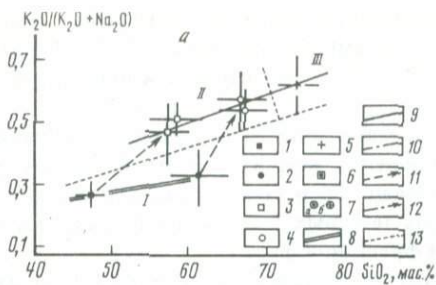
Концентрация Zr, образующего самостоятельную минеральную фазу — циркон, так же как и содержания Pb, Ba и Sr, возрастает в мигматитах и падает в аляскитовых и биотитовых гранитах. На диаграмме Zr—Ti поля диафорированных и мигматизированных пород характеризуют стабильное поведение Ti и привнос Zr на метасоматическом этапе гранитизации. Поле аляскитовых гранитов на этой диаграмме резко обособлено в область пониженных содержаний, вероятно, вследствие ограниченного извлечения этих элементов в гранитный расплав.

Рис. 52. Геохимические диаграммы для пород зон глубинных разломов

$a - K_2O / (K_2O + Na_2O) - SiO_2$ ;  $b - rFeO / (rFeO + MgO) - K_2O / (K_2O + Na_2O)$ .  $rFeO$  — общее содержание железа в форме FeO;  $v - CaO - MgO$ ;  $z - Ni - MgO$ ;  $d - Pb - CaO$ ;  $e - Sr - CaO$ ;  $ж - Zr - Ti$ ;  $з - K_2O - (TiO_2 : Al_2O_3)$ ;  $и - CaO - (TiO_2 : Al_2O_3)$ .

1—7 — средние составы (стандартные отклонения показаны вертикальными и горизонтальными линиями): 1 — амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев (метабазитов), 2 — биотит-амфиболовых плагиогнейсов, 3 — мигматизированных метабазитов и мигматитов по ним, 4 — мигматизированных плагиогнейсов и мигматитов по ним, 5 — биотитовых и аляскитовых гранитов, 6 — тектонизированных метабазитов, 7 — то же, плагиогнейсов (а) и гранитов (б); 8—10 — вариационные линии: 8 — амфиболитов и гнейсов, 9 — мигматитов и гранитоидов, 10 — тектонизированных пород; 11, 12 — тренды изменения составов: 11 — при гранитизации, 12 — при тектонической переработке; 13 — границы полей, обозначенных римскими цифрами.

Поля: I — диафоритов, II — мигматитов, III — гранитов



Из остальных элементов, распределение которых изучалось, можно отметить тесную связь Rb с  $K_2O$  со смещением отношения Rb/ $K_2O$  в ходе гранитизации в пользу Rb, а также заметное уменьшение концентрации F от диафторитов к гранитам.

Таким образом, в процессе мигматизации наблюдается устойчивое увеличение концентраций таких элементов, как Rb, Pb, Ba, Sr. Некоторое падение концентрации Sr, Ba и частично Pb в гранитах обусловлено пределом их изоморфизма в структурах полевых шпатов [94] и, возможно, свидетельствует об обогащении ими флюидной фазы.

Геохимические особенности процесса образования тектонитов на Анабарском щите до сих пор очень слабо изучены. В литературе имеются ограниченные сведения, касающиеся геохимической характеристики псевдотрахилитов, составы которых в целом отвечают составам вмещающих их пород, отличаясь пониженными содержаниями  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  и повышенными CaO, MgO, FeO, т.е. смещаются в сторону более основных составов. Это обстоятельство наряду с петрографическими особенностями псевдотрахилитов позволило сделать вывод об участии в их образовании плавления с последующим удалением эвтектических расплавов [96].

Средние химические составы тектонически преобразованных (в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций) пород (табл. 27) в целом достаточно хорошо соответствуют составам исходных пород, что, по-видимому, связано с отсутствием значительного перераспределения компонентов при формировании катаклазитов и милонитов. Исключение составляет содержание Ca, которое, как правило, оказывается повышенным, и K (относительно пониженным) по сравнению с исходными породами. Эта тенденция наглядно отражается на диаграммах  $K_2O-(TiO_2/Al_2O_3)$ ,  $CaO-(TiO_2/Al_2O_3)$  (см. рис. 52), где вектор изменения состава пород при их гранитизации изменяется на противоположный в результате последующей тектонической переработки. Вероятно, увеличение концентрации CaO в тектонитах связано главным образом с привнесением его в составе флюида на стадиях катаклаза и милонитизации. Этот факт подтверждается наличием поздних карбонатных прожилков в катаклазитах и милонитах.

В распределении малых элементов в тектонически преобразованных породах устойчивых тенденций не обнаружено. Среди них можно отметить лишь пониженное содержание Rb, распределение которого аналогично распределению K.

Геохимические особенности распределения Au [155] показывают, что породы гранулитовой фации обладают низким фоном этого элемента, причем карбонаты обогащены им, что связано, вероятно, с составом флюида [245]. При диафторезе амфиболитовой фации происходит перераспределение Au, а накопление — в бластотектонитах и связанных с ними породах в условиях зеленосланцевой фации [122].

**Последовательность процессов формирования зон глубинных разломов.** Выделяются три главных типа процессов — диафторез, ультраметаморфизм и тектоническая переработка пород. Имеющиеся в настоящее время результаты определения изотопного возраста пород, образование которых связано с ними, укладываются в сравнительно небольшой интервал — от 1900 до 2100 млн лет [169, 179].

Таблица 27

Средний состав тектонизированных пород зон глубинных разломов Анабарского щита

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	67,56	49,04/2,35	68,12/2,55	58,76/6,19	71,99/0,66
TiO <sub>2</sub>	0,36	1,18/0,51	0,53/0,18	0,82/0,48	0,21/0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	15,12/1,12	14,25/0,79	15,44/1,48	14,20/0,66
rFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,32	12,69/3,43	4,42/1,46	6,42/2,49	2,29/0,88
FeO	—	8,54/3,76	3,02/1,09	4,68/1,48	—
MnO	0,06	0,18/0,04	0,06/0,04	0,09/0,03	0,04/0,01
MgO	1,64	7,23/0,54	1,53/0,78	2,83/1,10	0,63/0,14
CaO	4,04	9,04/1,09	3,07/1,22	8,07/3,69	1,50/1,32
Na <sub>2</sub> O	4,20	2,97/0,77	3,31/0,37	3,59/0,63	3,87/0,71
K <sub>2</sub> O	1,50	1,04/0,54	3,40/0,92	2,74/0,99	4,34/2,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,22/0,14	0,18/0,06	0,36/0,24	0,06/0,01
П.п.п.	0,66	0,86/0,74	0,73/0,32	1,06/0,38	0,37/0,33
Сумма	99,47	99,57	99,60	100,18	99,50
Ni	17	53/47	15/8	16/4	10/8
Co	3	32/11	8/6	13/7	4/2
Cr	16	120/82	36/31	50/29	43/50
V	30	180/18	53/47	91/53	14/8
Sc	5	20/12	7/7	11/10	4/4
Ba	820	350/230	1530/1400	1200/850	770/210
Sr	540	390/390	300/180	500/230	400/165
Pb	15	20/7	22/10	18/3	30/11
Zn	30	110/35	43/19	60/34	30/9
Cu	12	10/9	37/19	34/23	40/52
Zr	110	120/65	260/155	170/100	150/47
Ga	28	26/6	27/5	25/11	30/2
Ge	—	1,6/0,5	0,8/0,2	1,1/0,2	1,0/0,6
Nb	—	14/6	14/7	12/13	14/2
Ta	—	0,7/0,2	0,7/0,3	0,8/0,7	1,0/0,4
Li	16	12/4	11/3	9/4	27/26
Rb	10	10/10	88/25	60/38	78/70
B	22*	24*	10/4	10/3	18/2
F	—	1300/1800	530/280	530/260	175/30
Количество анализов	2	3	8	9	3

\*Единичное определение.

П р и м е ч а н и я. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. 1 — катаклазированные и милонитизированные амфиболовые гнейсы; 2 — милонитизированные амфиболовые кристаллические сланцы; 3 — милониты и бластомилониты, развитые среди мигматизированных гнейсов; 4 — то же, среди мигматизированных кристаллических сланцев; 5 — милонитизированные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты.

Описываемые ниже этапы охватывают сравнительно небольшой отрезок времени (200—100 млн лет) и являются, по существу, развитием единого процесса тектоно-термальной переработки гранулитового субстрата в глубинных условиях под действием тектонических дислокаций и флюида, в составе которого преобладающая роль принадлежит  $H_2O$ .

Можно предполагать, что на первом этапе развития зон глубинных разломов в гранулитовом субстрате, образующем жесткие блоки фундамента Сибирской платформы, возникали линейные зоны повышенной флюидной проницаемости, вдоль которых на глубинах 15—20 км формировался структурно-вещественный комплекс диафторитов. При этом формирование парагенезисов амфиболитовой фации сопровождалось образованием крупных складчатых структур, фиксирующих значительные пластические деформации. Эти деформации протекали в условиях высоких температур (около  $600^\circ C$ ) и давлений (5—7 кбар) [38]. В распределении структурно-вещественных парагенезисов комплекса диафторитов внутри зон наблюдается отчетливая асимметрия, заключающаяся в площадном развитии диафторитов и свойственных им структурных форм (S-образные и дисгармоничные складки) вблизи западных флангов и в центре зон и в локальном их развитии с преобладанием унаследованных от гранулитового этапа структур вдоль восточных флангов зон. Это соответствует положению фронтальных (на западе) и тыловых (на востоке) частей разломов при надвигании пластин с востока на запад.

На этапе диафтореза намечается зарождение основных структурных элементов строения зон глубинных разломов (жесткая гранулитовая рама, блоки-включения и материал заполнения). Окончательное их разделение, по-видимому, происходит на этапе образования структурно-вещественного комплекса тектонитов, когда напряжения горизонтального сжатия приводят к возникновению на их границах разрывов, подчиненных конфигурации относительно жестких блоков. При этом формируются мелкие структурные формы, характерные для комплекса тектонитов, такие, как будинаж-структуры (часто с признаками вращения), мелкая складчатость, которые во многих случаях отражают сдвиговые перемещения вдоль зон разломов. Выраженная неоднородность параметров интенсивности дислокаций и флюидного потока с максимумом в западных и центральных частях зон может рассматриваться [302] как решающий фактор при смене пластичных разрывов (милониты) хрупкими (кактазиты) на территории зон глубинных разломов.

В течение этих этапов не происходит существенного изменения химического состава пород, подвергшихся переработке. Значительные геохимические преобразования фиксируются в процессе гранитизации, который проявился после начала тектонических движений, а завершился перед их окончанием. В большинстве пород в это время отмечается вынос мафических компонентов (Fe, Mg, Ca) и привнос  $K_2O$  и отчасти  $SiO_2$ . В это время широко проявляется мелкая дисгармоничная внутрипластовая складчатость в мигматитах, возникают массивы гранитоидов и поля мигматитов. При этом на фоне спада давления и температуры до уровня эпидот-амфиболитовой фации и ниже продолжается перемещение блоков по зонам разрывов. Характерно, что милониты (пластичные разрывы) на этом этапе локализируются главным образом в участках интенсивной

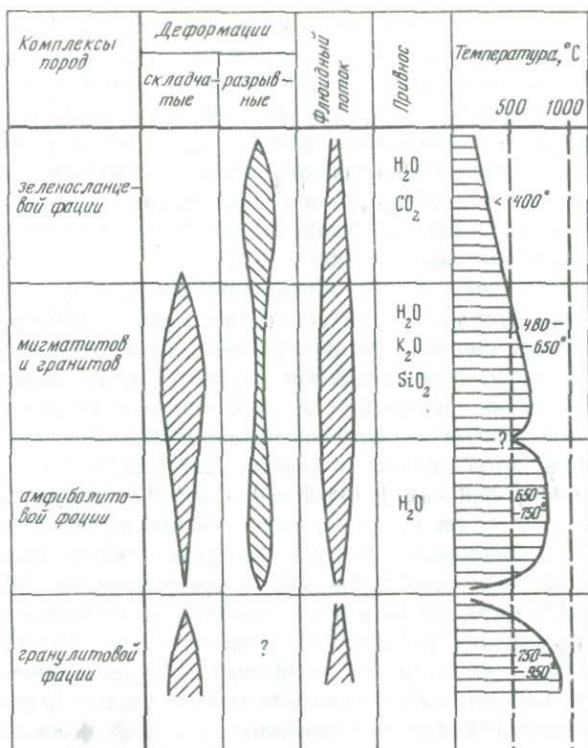


Рис. 53. Диаграмма *РТХ*-параметров эволюции зон глубинных разломов Анабарского щита

мигматизации, в то время как в областях со слабым ее проявлением преобладают хрупкие дислокации (катаклазиты). Смена температурных условий деформаций, интенсивности и состава флюидопотока отражена на диаграмме (рис. 53).

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о том, что линейные зоны диафторированных и тектонизированных пород Анабарского щита представляют собой сложные самостоятельные структуры, в пределах которых происходила значительная тектоно-термальная переработка исходного гранулитового субстрата древнейшей земной коры.

Глубинность процессов диафтореза ( $P = 5-7$  кбар,  $T = 500-600$  °С [37, 38]) хорошо согласуется с характером деформаций, развитых в зонах глубинных разломов. Сочетание пластичных складчатых форм диафторитов и мигматитов с милонитами и катаклазитами, развитыми вдоль разрывных дислокаций, отвечает, вероятно, области перехода от прерывистого скольжения к непрерывному, другими словами — от хрупкого разрушения к псевдопластичному. В пределах земной коры такой переход, по мнению В.Н. Николаевского [126], может совершаться при давлении 5—6 кбар и температуре около 400 °С. Эти данные позволяют сопоставлять линейные зоны тектонитов и диафторитов Анабарского щита с наиболее глубинными (корневыми) частями крупных докембрийских разломов.

Таким образом, в строении зон глубинного скольжения и диафтореза Анабарского щита выделяются три крупных структурно-тектонических подразделения: жесткая рама, блоки-включения, материал заполнения. В строении рамы участвует изоклиналино-складчатый гранулитовый комплекс. В состав блоков-включений входят, кроме отделенных от рамы фрагментов гранулитового комплекса, линзовидные массивы анортозитов. Материал заполнения зон представлен интенсивно дислоцированными диафторитами амфиболитовой фации по породам гранулитовой фации, а также мигматитами и тектонитами.

Устойчивые сочетания пород определенного состава и структурных форм позволяют выделять структурно-вещественные комплексы, среди которых наиболее широко распространены парагенезисы пластичных мигматитов со сложными складками течения, параллельно-полосчатых милонитов со следами вращения и др. В площадном распределении этих комплексов наблюдаются определенные закономерности, что позволяет различать подошву и кровлю зон глубинных разломов.

Эволюция зон глубинных разломов протекала в три стадии. Первая из них (около 2 млрд лет назад) связана с возникновением и развитием зон флюидной проницаемости, вдоль которых происходили процессы диафторитического преобразования пород гранулитового субстрата. Вторая стадия (2–1,8 млрд лет назад) отвечает процессу гранитизации пород зон на фоне увеличения активности калия в составе водного флюида. Третья стадия была обусловлена значительным перемещением вещества в условиях субгоризонтального сжатия и сопровождалась формированием и развитием областей общего пластического течения, а также пластичных и хрупких разрывов (милониты и катаклазиты). Все три стадии сближены во времени и в пространстве и частично перекрывают друг друга.

Формирование зон сопровождается перераспределением ряда элементов, что определяет их потенциальную рудоносность [155].

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В строении Анабарского щита выделяются два главных элемента: древние блоки, сложенные Анабарским комплексом, между которыми располагаются участки, представленные полигенетическими образованиями Ламуйкского комплекса (см. рис. 1). Их особенности отражают сложную эволюцию земной коры региона, которая заслуживает самостоятельного рассмотрения на основе приведенных в предыдущих разделах и опубликованных ранее данных [170].

Складчатая структура Анабарского комплекса сформировалась, по-видимому, в архее, во время гранулитового метаморфизма 2,7 млрд лет назад. Пространственная ориентировка таких минералов, как гиперстен, диопсид и др., участвующих в парагенезисах гранулитовой фации, и полосчатости, определяемой обособлением цветных минералов, хорошо согласуется с теми складчатыми формами, которые картируются на аэрофотоснимках. Структура Анабарского комплекса характеризуется резко удлиненными вытянутыми складчатыми формами с размахом крыльев в первые километры и длиной 10 км и более. Обычны изоклиналиные и опрокинутые к запад-юго-западу складки с крутым залеганием шарниров,

нередко ориентированных вдоль падения слоев. Отдельные группы этих складок слагают тектонические линзы (типа структурных доменов), которые разделены более поздними разрывами, ориентированными субпараллельно осевым поверхностям складок. Если такие тектонические линзы невелики по размеру, что встречается достаточно часто, в пределах каждой из них оказывается тот или иной фрагмент складки.

Наиболее показательны складки, в строении которых участвуют седиментогенные, в особенности карбонатные, породы. Путем сопоставления разрезов, составленных по закартированным складкам или их фрагментам, удается составить стратиграфическую колонку отложений. В целом сопоставление разрезов, картирование складок и установление их пространственных соотношений в пределах всей площади щита показывают, что складчатая структура архейского Анабарского комплекса сформировалась в условиях гранулитовой фации при интенсивном тангенциальном сжатии, сопровождающемся нередко запрокидыванием складчатых пакетов к запад-юго-западу. Этот складчато-надвиговый ансамбль структур возник в процессе тектонического сучивания, вероятно, так же как и в других гранулитовых поясах, в частности на Кольском полуострове [116]. Таким образом, процесс гранулитового метаморфизма маркирует появление ранней сиалической коры в рассматриваемом регионе.

В пределах щита специфическим элементом структуры первого порядка являются крупные глубинные разломы [105], которые по совокупности проявленных здесь процессов (дифференциального скольжения и диафторитического метаморфизма амфиболитовой фации) предложено называть зонами глубинного скольжения и диафтореза [170]. Это область распространения Ламуйского комплекса, занимающая значительную часть (около одной пятой) поверхности щита. Комплекс возник в протерозое (1,9 млрд лет назад [21]) за счет вещества архейских гранулитов в процессе ареального диафтореза в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с привнесом  $H_2O$ ,  $K_2O$ ,  $SiO_2$ . Современный уровень эрозионного среза обнажает достаточно глубокие горизонты формирования зон глубинного скольжения и диафтореза, соответствующие параметрам амфиболитовой фации. Для этого уровня характерно крутое залегание поверхности сместителей с падением к восток-северо-востоку и в целом согласное с архейскими складками простираение.

Внутри каждой такой зоны обычно наблюдаются различия, позволяющие выделять: западную подзону, имеющую обычно резкую и отчетливую тектоническую границу с породами рамы, в составе пород наиболее широко представлены тектониты; центральную подзону, где локализируются блоки-включения анортозитов и гранулитов, заключенные среди мигматитов и связанных с ними автохтонных гранитоидов; восточную подзону, где наиболее широко развиты биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, которые отделены от гранулитов рамы маломощными полосами тектонитов или образуют с ними постепенные переходы. Такая зональность позволяет предполагать, что главной поверхностью тектонического перемещения является западное ограничение, и в этом случае ложем надвигающихся в северо-востока пластин служили гранулиты западных крыльев рассматриваемых зон.

Во фронтальной поднятой части надвигающихся пластин оказываются

наиболее древние образования далдынской и верхнеанабарской серии, в тыловой опущенной части — более молодые образования хапчанской серии. Анализ полосового строения гравитационного поля щита и причин ступенчатого повышения его интенсивности показывает, что наиболее погруженными являются западные блоки щита, а восточные — наиболее приподнятыми. Специальные гравиметрические исследования по профилю в средней части р. Котуйкан через западную часть расположенной здесь Котуйкан-Монхолинской зоны позволили построить вероятные глубинные границы между различными комплексами пород [170]. Высокоплотные породы далдынской серии слагают надвинутое с северо-востока крыло. В поддвинутом юго-западном крыле они залегают на глубине более 10 км. Блоки анортозитов при ширине около 15 км ограничиваются на глубине 10 км. Породы заполнения зоны (Ламуйский комплекс) локализируются в восточной части зоны, и предполагается их пологое погружение на глубину в этом направлении [170]. В целом по расчетным гравиметрическим данным и по геологическим наблюдениям горизонтальное перемещение по Котуйкан-Монхолинской зоне (длиной 200 км) оценивается в 7–10 км с восток-северо-востока на запад-юго-запад для восточного крыла (Далдынский блок), с одновременным поднятием этого блока на 2,3 км [170].

В целом можно сделать вывод, что зона глубинного скольжения и диафтореза представляет собой крупноглыбовый меланж, развивающийся в основании пластин расслоенной сиалической коры и включающий тектонические блоки ложа, от которого эти пластины были отделены при горизонтальных перемещениях. Наблюдаемые углы падения сланцеватости тектонитов достаточно круты (к восток-северо-востоку), иногда вертикальные и даже встречные. Это можно объяснить тем, что разрывы развивались, подобно листрическим взбросам с крутыми поверхностями сместителя на рассматриваемом уровне эрозии и что эти поверхности выволакивались вверх и вниз. Об этом косвенно свидетельствуют данные глубинного сейсмического зондирования [170], которые показывают, что земная кора щита отличается от таковой окружающих регионов высокой степенью однородности по вертикали. Здесь местами фиксируется одна субгоризонтальная отражающая поверхность, которая располагается на глубине 10–15 км. На таком же уровне в северной части щита устанавливается горизонт повышенной проводимости, предположительно обогащенный гидротермальными растворами [124]. Можно предполагать, что этот уровень и является местом заложения и развития рассмотренных зон глубинного скольжения и диафтореза, отражающих тектоническую расслоенность земной коры.

По-видимому, тектоническая расслоенность земной коры в пределах Анабарского щита возникла в конце нижнего протерозоя. Она явилась, вероятно, естественной реакцией гранитно-метаморфического цоколя на тектонические напряжения, которые привели к заложению и закрытию вулканогенных трогов в смежных районах Сибирской платформы [30, 54]. Полученные данные показывают, что при этом возникла серия крупных пластин, сопоставимых по размерам с наиболее крупными аллохтонными пластинами альпийской складчатой области, механизм возникновения которых в настоящее время изучается [161].

В заключение следует отметить, что совпадение планов сжимающих усилий в архейское (2,7 млрд лет назад) и протерозойское (1,9 млрд лет) время указывает на значительную мощность и устойчивую систему делимости подкорковой литосферы, сформированной, по-видимому, в процессе удаления из мантии магматических расплавов, поставлявших материал для архейских вулканитов более 3,2 млрд лет назад.

Таким образом, процесс формирования земной коры можно подразделить на два главных этапа. На первом этапе при гранулитовом метаморфизме архейских вулканитов и осадков во время тектонического скучивания 2,7 млрд лет назад возникла сиалическая земная кора континентального типа. На втором этапе, в конце нижнего протерозоя (1,9 млрд лет назад), при перемещении крупных пластин ранней сиалической коры и проникновении метаморфизирующего флюида вдоль полостей отслоения возник специфический комплекс тектонитов, мигматитов и автохтонных гранитоидов. Этот комплекс занимает значительную часть площади щита и представляет собой, по существу, локально распространенную генерацию земной коры, отличающуюся от ранней генерации как составом пород и морфологией дислокаций, так и самим процессом возникновения. Переход от первого этапа формирования ко второму отражает, по-видимому, необратимую эволюцию земной коры в докембрии.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНАБАРСКОГО ЩИТА

В целях историко-геологического анализа интересно сопоставить геохимические особенности главных вещественных комплексов, слагающих Анабарский щит, опираясь на полученные геохронологические данные и на геохимические характеристики пород, приведенные выше, с привлечением дополнительного материала по таким характерным элементам, как редкоземельные и радиоактивные, для которых выполнены первые массовые определения. На основании использования совокупности данных по радиоактивным элементам и  $P-T$ -параметрам метаморфизма предложен метод расчета тепловых палеопотоков, что позволило рассчитать возможные мощности коры и ввести некоторые геологические ограничения в модели строения сиалической коры на ранних этапах геологического развития Земли.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Редкоземельные элементы (РЗЭ) высокоинформативны для петрогенетических реконструкций вследствие общности их поведения как группы в целом в различных геологических процессах так и в силу закономерного изменения кислотно-щелочных свойств от наиболее щелочных — легких к наиболее кислотным — тяжелым лантаноидам. В большинстве геологических процессов они являются трехвалентными, за исключением Eu, который может быть двухвалентным при эндогенных процессах (и тогда он геохимически подобен Sr), и Ce, который может быть четырехвалентным в окислительных условиях при экзогенных или гидротермальных процессах. В магматических процессах РЗЭ заметно обогащают кислые и щелочные дериваты, причем в особенности повышается относительное содержание легких лантаноидов. Осадочные породы в целом наследуют состав размываемых пород, однако за счет селективного выветривания и переноса в водных растворах может также наблюдаться фракционирование легких РЗЭ [7, 232, 274].

Представительные образцы всех типов пород Анабарского щита были проанализированы на РЗЭ (табл. 28, рис. 54). Результаты изучения РЗЭ в породах Анабарского комплекса показывают, что в метабазитах известково-щелочной серии и гиперстен-плаггиоклазовых гнейсах (эндербитоидах) низкокальциевой серии можно выделить примитивные метабазиты (№ 2), подобные базальтам срединно-океанических хребтов, магма которых возникла при частичном плавлении мантии и в дальнейшем была исходной при образовании (путем кристаллизационной дифференциации) более кислых членов ряда, обогащенных легкими и обедненных тяжелыми РЗЭ (№ 3—7). Обогащенные РЗЭ и Р метабазиты (№ 1), вероятно, формировались в другом, возможно более глубинном, источнике. Положи-

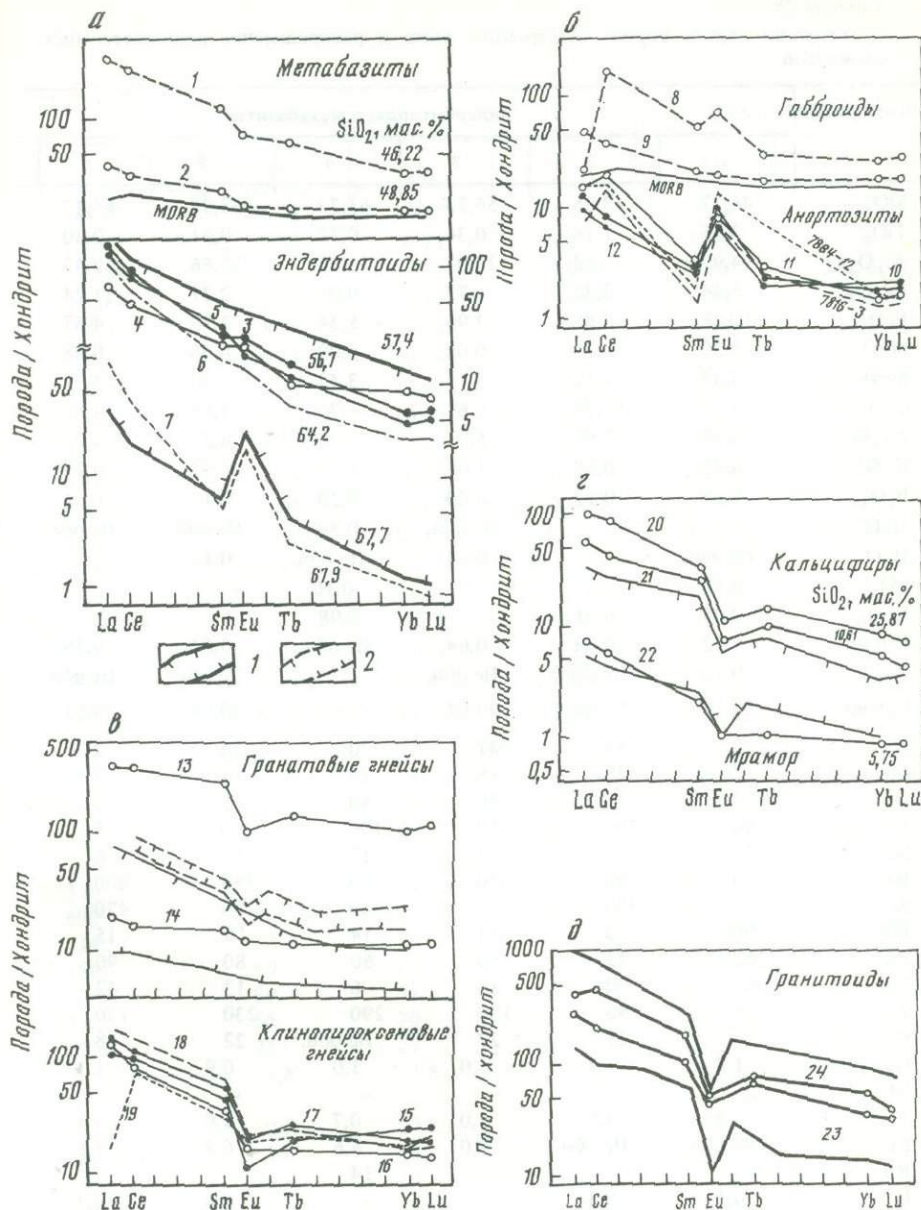


Рис. 54. Нормализованные по хондриту содержания редкоземельных элементов в породах Анабарского щита

а — метабазиты и эпидориты; б — анортозиты и сопровождающие их породы (номера 7884-12, 7816-3 по М.К. Суханову [172]); в — гранитовые и клинопироксеновые гнейсы; г — кальцифиры и мраморы; д — гранитоиды.

1 — поля составов натровых чарнокитов Индии [213] (на диаграмме а), граувакк зеленокаменных поясов группы Фиг-Три [253] (на диаграмме в), карбонатных пород фанерозоя [7] (на диаграмме г), гранитов и сиенитов фанерозоя [80] (на диаграмме д); 2 — поле среднего состава глин [253]. MORB — средний состав базальта срединно-океанических хребтов. Цифры у кривых соответствуют номерам анализов в табл. 28

Таблица 28

Химический состав пород Анабарского щита и распределение редкоземельных элементов

Компонент	Эндербитоиды и метабазиты					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46,27	48,85	56,73	61,73	63,92	64,17
TiO <sub>2</sub>	3,05	1,14	0,36	0,72	0,91	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,93	13,68	20,07	16,82	15,66	15,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,14	3,36	1,73	0,05	2,21	1,24
FeO	10,48	8,86	3,95	5,34	3,79	4,67
MnO	0,20	0,15	0,06	0,09	0,06	0,08
MgO	4,34	7,51	3,11	3,43	2,30	3,39
CaO	9,24	11,25	6,67	4,90	4,65	4,56
Na <sub>2</sub> O	3,47	2,92	5,0	3,98	4,22	4,27
K <sub>2</sub> O	0,78	0,58	1,09	1,53	0,99	0,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,18	0,12	0,09	0,20	0,17	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	Не обн.	0,38	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	—	0,14	Не обн.	0,14	—
CO <sub>2</sub>	0,90	—	—	0,16	—	—
S <sub>общ</sub>	0,05	0,21	—	0,08	—	—
П.п.п.	0,32	0,38	0,64	Не обн.	0,62	0,36
Сорг	0,10	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,76	99,01	99,64	99,41	99,64	99,51
Ni	20	44	47	30	36	62
Co	37	38	18	19	14	17
Cr	14	61	90	80	45	140
V	190	200	59	100	80	55
Sc	27	51	21	17	12	8
Ba	600	180	820	450	390	400
Sr	340	300	560	680	280	420
Pb	190	13	14	14	16	15
Zn	240	12	50	60	80	90
Cu	42	90	32	6	13	42
Zr	30	90	180	290	230	130
Ga	31	21	27	Не обн.	22	18
Ge	1,2	1,4	1,0	1,0	0,9	1
Nb	35	—	—	—	—	—
Ta	0,5	4,5	1,0	0,7	1,0	0,4
Li	Не обн.	Не обн.	8,0	6,6	6,8	7,8
Rb	—	—	—	14	—	—
U	0,1	0,3	—	—	0,3	0,3
Th	3,3	0,7	1,8	1,1	1,0	0,6
B	6	Не обн.	Не обн.	8	Не обн.	Не обн.
F	190	—	200	410	500	300
La	76	9,9	36	17	30	25
Ce	180	22	57	32	56	41
Sm	19	3,9	3,9	3,4	4,4	2,3
Eu	4,3	1,1	1,4	1,2	1,0	0,8
Tb	2,4	0,7	0,51	0,4	0,4	0,23
Yb	5,8	2,8	0,90	1,4	0,75	0,57
Lu	0,87	0,43	0,14	0,20	0,13	0,089

	Анортозиты				Габброиды	
	7	8	9	10	11	12
	67,90	45,38	50,47	49,99	50,46	50,57
	0,47	0,82	0,71	0,07	0,09	0,08
	16,89	16,73	23,09	29,93	29,48	28,50
	0,84	2,79	2,17	0,78	0,65	0,99
	2,32	8,68	5,21	0,96	1,20	1,63
	0,03	0,15	0,09	—	—	0,02
	1,14	8,41	2,21	0,56	0,58	1,44
	4,17	12,66	10,47	13,54	13,21	12,44
	4,52	1,51	3,70	3,0	3,05	3,05
	0,78	1,09	0,92	0,12	0,20	0,28
	0,06	0,05	0,07	0,02	0,04	0,03
	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	0,12	0,14	—	—	—	—
	—	—	0,13	—	—	—
	0,40	1,24	0,38	0,52	0,54	0,48
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	99,64	99,65	99,52	99,49	99,50	99,51
	13	100	24	7	9	20
	10	56	19	4	5	9
	50	40	27	27	25	50
	28	220	180	10	15	23
	2,3	50	19	4	3	6
	330	130	210	30	60	50
	690	80	190	230	240	100
	24	8	18	8	10	8
	90	60	60	—	30	—
	50	80	35	12	20	17
	190	65	70	60	30	33
	21	21	27	22	28	23
	0,8	1,8	1,6	0,7	0,6	0,8
	—	—	—	—	—	—
	1,3	0,3	0,3	0,3	0,7	0,3
	Не обн.	7,6	8,3	4,0	3,6	5,3
	—	26	19	—	—	—
	0,1	—	0,9	—	—	—
	1,2	2,1	6,4	1,8	—	0,8
	Не обн.	45	8	7	6	7
	—	30	20	100	10	100
	22	50	12	2,8	3,3	2,2
	27	92	23	4,8	5,8	4,1
	0,85	7,7	3,1	0,41	0,49	0,37
	0,89	3,8	1,0	0,41	0,44	0,46
	0,096	0,95	0,57	0,073	0,10	0,08
	0,20	3,9	2,7	0,30	0,21	0,26
	0,25	0,67	0,42	0,041	0,037	0,04

Таблица 28 (продолжение)

Компонент	Гранатовые гнейсы		Клинопироксеновые гнейсы			
	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	60,42	68,15	51,42	57,26	58,70	58,72
TiO <sub>2</sub>	1,77	0,45	—	0,23	0,56	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,21	15,94	11,1	11,08	16,35	13,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,68	0,52	—	0,12	0,86	3,26
FeO	13,32	4,23	1,53	3,17	5,09	1,26
MnO	0,28	0,07	0,05	0,08	0,07	0,16
MgO	1,34	1,44	7,84	3,71	2,99	0,96
CaO	4,69	2,41	21,59	15,16	8,98	14,67
Na <sub>2</sub> O	1,24	4,27	1,49	1,90	3,10	0,94
K <sub>2</sub> O	0,12	1,45	1,57	3,28	1,15	1,80
P <sub>2</sub> O	0,42	0,10	0,08	0,10	0,21	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не обн.	—	0,82	0,60	Не обн.	1,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.
CO <sub>2</sub>	—	—	1,39	1,92	0,41	1,68
S <sub>общ</sub>	—	—	0,04	0,03	0,39	0,08
П.п.п.	—	0,36	Не обн.	Не обн.	0,88	Не обн.
Сорг.	Не обн.	Не обн.	0,17	0,38	Не обн.	0,27
Сумма	99,49	99,39	99,09	99,01	99,74	98,93
Ni	11	20	—	7	32	36
Co	10	8	4	7	26	13
Cr	10	35	10	15	70	270
V	20	55	10	40	100	60
Sc	30	8	7	8	20	8
Ba	100	190	5400	230	230	520
Sr	150	330	260	600	700	280
Pb	8	25	23	56	12	160
Zn	130	70	—	10	60	32
Cu	52	18	14	38	52	2
Zr	2050	240	170	160	130	36
Ga	19	20	Не обн.	Не обн.	21	Не обн.
Ge	2,2	1,1	0,7	0,8	1,1	0,8
Nb	21	20	—	14	7	14
Ta	0,6	0,5	0,8	1,6	0,6	1,6
Li	12	24	20	13	48	Не обн.
Rb	—	21	30	78	29	—
U	0,5	1,9	6,5	2,5	2,5	5,9
Th	15,6	3,3	17,8	7,9	3,8	12,7
B	8	20	20	18	28	20
F	100	300	550	290	1300	810
La	88	4,4	26	30	33	42
Ce	215	9,2	61	58	72	85
Sm	21	2,1	6,4	5,4	8,3	9,9
Eu	5,5	0,68	0,64	0,91	1,2	1,3
Tb	4,5	0,43	0,7	0,67	1,0	0,88
Yb	1,6	1,7	2,3	2,4	3,2	2,6
Lu	2,6	0,26	0,35	0,34	0,50	0,43

	Кальцифилы и мраморы				Гранитоиды	
	19	20	21	22	23	24
	60,0	25,87	10,61	5,75	57,58	66,76
	0,60	0,24	0,11	—	1,66	0,87
	17,50	6,06	4,37	0,84	15,42	19,94
	1,05	0,71	0,44	—	4,05	2,21
	5,89	1,22	0,92	0,38	6,34	3,99
	0,1	0,01	—	—	0,12	0,05
	3,53	2,25	0,30	5,75	2,42	1,10
	4,10	34,33	47,77	45,29	5,63	2,13
	3,74	1,08	0,43	0,14	3,80	3,05
	1,49	2,14	0,51	0,07	1,03	4,56
	0,18	0,03	—	0,03	0,52	0,26
	0,44	1,86	Не обн.	1,90	Не обн.	Не обн.
	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	0,14	—
	0,15	23,96	—	38,92	0,27	—
	0,08	0,04	0,01	0,03	—	—
	Не обн.	Не обн.	34,12	Не обн.	0,92	0,60
	—	0,17	0,29	—	Не обн.	Не обн.
	98,76	100,07	99,88	99,10	99,91	99,52
	30	5	—	—	16	5
	25	—	—	—	15	7
	70	11	10	—	28	19
	180	10	8	5	110	48
	14	3	—	—	Не обн.	6
	430	510	3200	50	790	1200
	280	1000	7500	590	230	140
	20	19	14	5	18	19
	60	—	—	—	120	80
	61	5	—	—	60	17
	210	60	Не обн.	—	730	1300
	Не обн.	Не обн.	19	Не обн.	22	23
	1,2	0,4	0,3	0,1	1,3	0,8
	—	—	—	—	4,2	4,2
	—	0,8	—	—	2,6	2,1
	29	8,2	2,5	1,2	9,4	Не обн.
	23	46	—	—	22	—
	1,4	2,0	1,5	0,3	0,7	—
	4,6	5,4	6,7	0,8	2,4	—
	9	7	Не обн.	7	Не обн.	7
	440	580	170	360	90	Не обн.
	26	24	14	1,8	67	100
	46	56	26	3,5	130	290
	5,4	4,9	2,2	0,52	16	30
	1,1	0,62	0,41	0,062	2,6	3,0
	0,75	0,50	0,39	0,040	2,7	2,9
	3,0	1,4	0,92	0,15	5,9	8,5
	0,51	0,20	0,11	0,023	0,87	1,0

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. 1 — двупироксеновый кристаллосланец, обр. Н-58-1-81, левобережье среднего течения р. Налым-Рассоха; 2 — то же, обр. 79-3-5-2, левобережье среднего течения р. Кюнгкюй-Рассоха; 3 — двупироксеново-плагиоклазовый гнейс, обр. 9РА-9, среднее течение р. Кюнгкюй-Рассоха, верховья левого притока, в русле; 4 — гиперстеновый плагиогнейс, обр. 81-3-36-1, правобережье среднего течения р. Хаптасыннах; 5 — то же, обр. 9РА-11, среднее течение р. Кюнгкюй-Рассоха, верховья левого притока, в русле; 6 — то же, обр. 9РА-3, там же, в 1 км выше впадения ручья Хас-Торутэх; 7 — двупироксеновый лейкократовый плагиогнейс, обр. 79-3-5-1, левобережье среднего течения р. Кюнгкюй-Рассоха; 8 — роговообманково-клинопироксеновое габбро, обр. 8087, среднее течение р. Котуйкан, правобережье верховьев ручья Киси-Унгуохтах-Юрях; 9 — клинопироксен-амфиболовый габбро-анортозит, обр. 8065, среднее течение р. Кюнгкюй-Рассоха; 10 — анортозит, обр. 80100, там же, где обр. 8; 11 — амфиболовый анортозит обр. ПП-801, среднее течение р. Котуйкан, левобережье ручья Левый Кириэстий-Юрех; 12 — пироксеновый анортозит, обр. ПП-802, бассейн среднего течения р. Котуйкан, водораздел рек Киси-Унгуохтах-Юрях и Амбардах-Болдоно; 13 — гранатовый плагиогнейс, обр. 8062б, среднее течение р. Котуйкан, ручей Гранатовый, в русле; 14 — гранатовый гнейс, обр. 80-3-29-1, среднее течение р. Куонамки; 15 — кварц-диопсидовая порода, обр. 81-3-34-10, правый берег, у места слияния рек Ачагый-Хаптасыннах и Улахан-Хаптасыннах; 16 — диопсид-скаполитовая порода, обр. 81-3-11-6, верхнее течение р. Ачагый-Хаптасыннах, левый берег; 17 — диопсид-плагиоклазовый гнейс, обр. 80-3-6-2, левобережье бассейна р. Куонамки, в среднем течении, водораздел рек Лахы и Токапка; 18 — гранат-диопсид-скаполитовая порода, обр. 81-3-8-1, левобережье р. Ачагый-Хаптасыннах, верховье; 19 — диопсид-плагиоклазовый гнейс, обр. 81-3-34-11, там же, где обр. 15; 20 — диопсид-скаполитовый кальцифир, обр. 81-3-34-7, там же, где обр. 15; 21 — диопсидовый кальцифир, обр. 81-3-49-1, в 4 км выше устья р. Ачагый-Хаптасыннах, правый берег; 22 — форстеритовый мрамор, обр. 81-3-34-2, там же; 23 — мигматит кварцево-диоритового состава, катаклазированный, обр. 9РА-86а, левобережье среднего течения р. Котуйкан; 24 — гранодиорит субщелочной, обр. 80-3-38-1, бассейн р. Большая Куонамка, левый берег р. Ары-Мастах, среднее течение.

тельная аномалия Eu, слабо проявленная в андезитовых составах, усиливается к более кислым дериватам (№ 7) и позволяет предполагать, что плагиоклазовый кумулат обуславливал формирование исходных расплавов. Соответствующий минимум в обогащенных базитах (№ 1), по-видимому, связан с накоплением апатита или удалением плагиоклаза из расплава.

В анортозитовой ассоциации также выделяются: 1) предположительно близкий к первичному расплаву состав глиноземистого габбро (№ 9); 2) обогащенный легкими РЗЭ и К габбровый состав типа иотунита (№ 8), обнаруживающий положительную аномалию Eu, как и в анортозитах; 3) собственно анортозиты (№ 10–12), вероятно представляющие собой плагиоклазовые кумулаты с характерной положительной аномалией Eu. Эти аналитические данные удовлетворительно соответствуют полученным ранее [175].

Сходство в распределении РЗЭ, генетические особенности ряда минералов [9] и натриевая специфика эндрейтоидов и анортозитов указывают, по-видимому, на существование парагенетической связи этих двух групп пород, что можно объяснить: 1) синхронным формированием вулканитов и анортозитов в пределах одной геоструктуры на разной глубине, возможно, в условиях островной дуги, на что косвенно указывает присутствие анортозитовых включений в толеитах островных дуг [41]; 2) контаминацией вулканических расплавов материалом ранее существовавшей сиалической коры анортозитового типа при ее возможном частичном плавлении, что по другим признакам предполагалось ранее [148].

Анализ распределения РЗЭ показывает, что метаграувакки в отдель-

ных случаях включали значительную долю продуктов прямой дезинтеграции примитивных базальтов (подобных описанным выше) с низким содержанием и недифференцированным распределением РЗЭ (№ 14), как и граувакки в некоторых зеленокаменных поясах архея, а также обогащенные железом и цирконием продукты размыва кор выветривания (№ 13), обнаруживающие обогащение РЗЭ и отрицательную аномалию Eu. Эта аномалия характерна вообще для глинистых осадков и, по-видимому, возникает при выветривании, прослеживаясь в составе речных вод [239]. Карбонатные породы содержали терригенную примесь, обогащенную легкими РЗЭ, с отрицательной аномалией Eu (№ 15–19), которая сохраняется при переходе ко все более чистым (от терригенного материала) разновидностям (№ 20–22). Возникновение этой аномалии можно объяснить двояко: 1) размывались ненаблюдаемые в настоящее время (удаленные) породы с отрицательной аномалией Eu, например калиевые гранитоиды сиалической коры; 2) в процессе выветривания сосуществующих вулканитов (описанных выше) происходило интенсивное разложение плагиоклаза с выносом в растворе Ca и вместе с ним — Eu. По геологическим признакам второе объяснение кажется более приемлемым.

Последними крупными событиями в геологической истории щита были ареальный диафторез амфиболитовой фации с привносом воды и заложение крупных зон разлома, внутри которых при интенсивном привносе SiO<sub>2</sub> и K формировались мигматитовые комплексы и порфиробластические гранитоиды субщелочного (в частности, монцо-гранодиоритового) состава (№ 23, 24). Они характеризуются интенсивно дифференцированным распределением и обогащением легкими РЗЭ, резкой отрицательной аномалией Eu. Эти особенности присущи подавляющему большинству постархейских континентальных калиевых гранитоидов. Образование самостоятельных тел гранитоидов можно объяснить частичным плавлением эндербитоидов в нижних горизонтах коры во время поступления воды по разломам при значительной доле плагиоклаза и цветных минералов в рестите.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Выявить возможные причины вариаций содержаний радиоактивных элементов (РАЭ) интересно как с точки зрения определения первичной природы пород, так и для оценки влияния метаморфизма — привноса и выноса вещества — на наблюдаемый состав полиметаморфических пород. Содержания U, Th и K определены в 200 пробах (табл. 29). В целом была охвачена вся площадь щита с востока на запад и с юга на север (см. рис. 1). При опробовании была выдержана примерно одинаковая представительность для каждого типа пород независимо от их площадной распространенности, что и позволило относительно равномерно охарактеризовать выделяемые в стратиграфическом разрезе далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую серии, а также полигенные комплексы зон глубинных разломов.

В метабазит-плагиогнейсовой ассоциации Анабарского комплекса установлена зависимость содержаний U и Th от уровня щелочности, как это было установлено для других элементов-примесей при выделении петрохимических серий. Однако для U и Th характерны значительные вариации

Таблица 29

Химический состав пород Анабарского щита и распределение радиоактивных элементов

Компонент	Двупироксеновые кристаллические сланцы		Гиперстеновые и двупироксеновые		
			среднего состава		
	K <sub>2</sub> O < 0,5	K <sub>2</sub> O > 0,5	SiO <sub>2</sub> = 53–64		
			K <sub>2</sub> O < 2		K <sub>2</sub> O > 2
Th < 1	Th > 1				
SiO <sub>2</sub>	47,74	49,79	59,08	61,91	
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,57	0,68	1,10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	14,58	16,80	14,42	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,48	3,51	7,55**	8,26**	
FeO	10,84	9,52	—	—	
MnO	0,22	0,19	0,13	0,10	
MgO	8,14	6,64	3,83	2,32	
CaO	12,30	10,25	6,54	3,88	
Na <sub>2</sub> O	1,65	2,89	4,14	3,34	
K <sub>2</sub> O	0,40	0,72	1,07	4,34	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,34	0,18	0,35	
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	
Количество анализов	3	5	10	6	
U	≤0,1/0,1	≤0,2/0,1	≈0,2/0,1	0,2/0,1	0,7/0,3
Th	0,4/0,4	0,9/0,5	0,5/0,3	1,3/0,9	1,6/0,9
K	0,27/0,18	0,59/0,16	1,02/0,41	1,0/0,25	3,14/0,26
Th/U	≥4,0	≥5,0	≥2,5	6,5	2,3
Количество анализов	4	6	5	7	5

\* Максимальные содержания, кроме специально отмеченных случаев, составляют 74±0,5%.

\*\*Все железо определено как окисное.

содержаний, поэтому для выявления закономерностей распределения их в данной работе использовано укрупненное деление этих пород на две петрохимические группы — низкокалийную и высококалийную, в которых граничным значением является содержание K<sub>2</sub>O, составляющее в базитах 0,5%, а в более кислых породах 2%. Выявлена также группа пород с повышенным содержанием Th (рис. 55).

Двупироксеновые кристаллосланцы (метабиты) обнаруживают низкие содержания РАЭ<sup>1</sup>: U = 0,1–0,2; Th = 0,4 и 0,9; K = 0,27 и 0,59 соответственно; Th/U близко к 4–5 или несколько больше, так как содержа-

<sup>1</sup>Здесь и далее содержания U, Th даны в г/т, K — в %.

плаггиогнейсы и гнейсы			Гранатовые гнейсы	
кислого состава			высокоглиноземистые, SiO <sub>2</sub> = 53–64	среднего состава, SiO <sub>2</sub> = 53–64
SiO <sub>2</sub> > 64*				
K <sub>2</sub> O > 2		K <sub>2</sub> O > 2		
Th < 1,4	Th > 6,8			
	69,28	70,30	53,58	60,08
	0,47	0,49	1,03	0,82
	15,05	14,50	24,16	18,38
	0,42	0,85	11,10**	7,73**
	4,48	3,26	—	—
	0,06	0,07	0,06	0,17
	1,63	1,06	2,67	3,06
	3,68	2,65	0,78	4,48
	3,61	3,00	3,88	3,60
	1,13	3,68	2,67	1,54
	0,19	0,14	0,07	0,14
	—	—	—	—
	8	5	2	10
	0,2/0,1	0,9/0,3	0,4/0,4	0,6/0,4 <sup>3</sup>
	0,9/0,4	11,4/3,8	2,2/1,7	9,6/10,4 <sup>3</sup>
	0,77/0,3	1,7/0,7	3,23/1,10	2,67/0,28 <sup>3</sup>
	4,5	12,7	5,5	16,0
	5	4	4	2
				10

ния U находятся на пределе чувствительности методов. В низкокалийных гиперстеновых плаггиогнейсах среднего и кислого состава содержания U около 0,2; Th = 0,5 и 0,9; K = 1,02 и 0,77; в высококалийных породах такого же состава содержания U в среднем составляют 0,4 и 0,7; Th = 1,6 и 2,2; Th/U = 5,5; разновидности с повышенным содержанием Th характеризуются содержанием U = 0,9; Th = 11,4; K = 1,7; Th/U = 12,7. Эти величины по большей части близки к нижнему пределу значений для всей гаммы магматогенных пород (от основных до кислых) и соответствуют известным оценкам для пород гранулитовой фации, которые в целом отличаются пониженными фоновыми содержаниями рассматриваемых элементов [66, 213, 235]. Однако в последние годы выявляются регионы,

Таблица 29 (продолжение)

Компонент	Гранатовые гнейсы		Графитовые кварцито-гнейсы, SiO <sub>2</sub> = 69–79	
	кислого состава, SiO <sub>2</sub> > 64	Метакarbonатные породы		
		Мраморы и кальцифилы		
		SiO <sub>2</sub> = 5–15	SiO <sub>2</sub> = 15–60	
SiO <sub>2</sub>	71,81	75,44	7,99	36,49
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,27	0,10	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,87	11,85	2,30	8,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28**	0,39	1,29**	0,20
FeO	—	2,51	—	3,49
MnO	0,08	0,14	0,02	0,06
CaO	1,84	0,83	4,82	3,54
Na <sub>2</sub> O	3,24	1,91	45,74	25,27
K <sub>2</sub> O	1,95	2,58	0,21	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,24	3,85	0,29	1,82
CO <sub>2</sub>	0,16	0,23	0,04	0,10
CO <sub>2</sub>	—	—	37,20	19,39
Количество анализов	5	5	9	10
U	1,2/0,2	2,9/2,1	1,2/0,7	2,2/1,8
Th	6,1/2,7	13,0/9,4	2,9/2,4	2,0/3,6
K	1,67/1,18	3,88/1,51	0,24/0,22	1,42/0,84
Th/U	5,1	4,5	2,4	3,2
Количество анализов	5	6	8	10

где гранулитовые комплексы характеризуются высокими содержаниями РАЭ [127], а во многих регионах выявляются как те, так и другие [236, 252, 273]. Это разнообразие, по-видимому, обусловлено изначально различными условиями формирования магматогенных комплексов.

Невысокие Th/U-отношения и низкий фон для U свидетельствуют о незначительном влиянии гранулитового метаморфизма на содержания рассматриваемых элементов. По абсолютным величинам изученные породы близки к тоналитовым и трондjemитовым комплексам "серых гнейсов" раннего архея [144], к плагиигранитам островодужных ассоциаций и толлитовым, а также к известково-щелочным сериям энсиматических островных дуг [182].

Плагиигнейсы с повышенными содержаниями Th стоят несколько особняком. Их Th/U-отношение в 2,5–3 раза превышает величины, характерные для магматических пород любого состава, что свидетельствует о выносе U при метаморфизме. По уровню содержаний Th эти вулканы сходны с кислыми вулканидами бимодальных серий. Это согласуется с данными о

Метакarbonатные породы			Ассоциация анортозитов	
Диоксидовые и диоксид-скаполитовые сланцы и гнейсы			Анортозиты	Габбро и габбро-анортозиты
SiO <sub>2</sub> = 44–53	SiO <sub>2</sub> = 53–64	SiO <sub>2</sub> > 64		
50,57	57,76	72,23	50,56	48,80
0,46	0,60	0,42	0,42	1,40
13,08	15,37	14,76	28,19	19,53
0,36	0,88	2,96**	3,36	3,48
4,02	4,20	—	—	6,90
0,10	0,09	0,09	0,05	0,13
6,29	2,36	0,97	1,49	6,71
20,21	13,82	2,85	11,90	9,21
1,64	2,48	3,33	3,61	2,97
1,34	1,11	2,30	0,37	0,79
0,10	0,14	0,09	0,05	0,08
1,83	1,19	—	—	—
4	6	3	9	4
2,8/2,2	2,0/1,1	2,3/1,0	≤0,2/0,2	0,2/0,05
8,3/6,1	6,1/3,9	12,4/2,1	0,3/0,2	1,9/1,7
1,27/0,48	1,65/1,03	1,94/1,90	0,26/0,10	0,61/0,10
3,0	3,1	5,4	≥1,5	9,0
5	9	3	8	4

контрастном вулканизме, характерном для хапчанской серии [103], где отобрана большая часть (7 из 10) проанализированных проб высокотермических пород.

Среди метатерригенных пород наибольшие содержания РАЭ обнаруживаются в высокоглиноземистых гнейсах (метапелитах) и особенно в графитсодержащих гнейсах, где соответственно установлено: U = 0,6 и 2,9; Th = 9,6 и 13,0; K = 2,67 и 3,88; Th/U = 6,0 и 4,5. В метаграувакках (гранатовых гнейсах) среднего и кислого состава U = 0,6 и 1,2; Th = 5,5 и 6,1; K = 1,52 и 1,67; Th/U = 5,1 и 9,2. Обращают на себя внимание невысокие величины Th/U в графитистых сланцах, которые, вероятно, можно объяснить устойчивостью связи U с графитовым веществом при метаморфизме.

В метакarbonатных породах с увеличением алюмосиликатной (первично-терригенной) примеси устанавливается последовательное увеличение содержаний Th и K в направлении от мраморов к диоксид(скаполит)-плагииоклазовым кристаллосланцам, причем размах средних величин для

Таблица 29 (окончание)

Компонент	Ассоциация аноксидов	Диафориты амфиболитовой фации		
		Амфиболиты SiO <sub>2</sub> = 43–53	Биотитовые и амфиболовые гнейсы	
	среднего состава SiO <sub>2</sub> = 53–64			
	K <sub>2</sub> O < 2		K <sub>2</sub> O > 2	
SiO <sub>2</sub>	58,86	47,47	61,39	59,35
TiO <sub>2</sub>	0,76	1,64	0,69	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,58	13,52	16,76	16,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,17	4,20	1,52	
FeO	4,38	10,99	4,30	7,60**
MnO	0,08	0,24	0,09	0,10
MgO	4,09	8,36	3,26	3,22
CaO	5,55	10,97	5,98	5,09
Na <sub>2</sub> O	4,54	1,65	4,24	3,66
K <sub>2</sub> O	1,76	0,52	1,55	3,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,44	0,22	0,28
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—
Количество анализов	4	7	3	6
U	≤0,2/0,1	0,3/0,3	0,8/0,8	0,8/1,03
Th	0,8/0,57	0,7/0,4	15,3/15,0	9,7/8,2
K	1,20/1,02	0,40/0,26	1,27/0,17	2,51/0,59
Th/U	≥4,0	2,3	19,12	12,1
Количество анализов	4	7	3	6

\*\*\*Разность максимальных и минимальных содержаний.

Примечания. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т. Сумма петрогенных компонентов приведена к 100%, для радиоактивных элементов в числителе показано среднее содержание, в знаменателе — стандартное отклонение.

U = 1,2–2,8; для Th = 2,9–12,4; для K = 0,24–1,94; для Th/U = 2,4–5,4. Содержания Th и K минимальны в наиболее чистых карбонатах. Примесь терригенного материала с содержаниями Th = 12,4; K = 1,94; Th/U = 5,4 была, по-видимому, представлена пелитовым материалом, подобным описанному выше. Пониженное отношение Th/U (1,6–3,1) свидетельствует о сохранности большей части U при гранулитовом метаморфизме в изученных карбонатных породах.

Для соответствующих по составу седиментогенных пород гранулитовой фации других регионов [228, 273] полученные значения отвечают нижнему пределу. Они хорошо увязываются как по размаху содержаний, так и по тенденциям вариаций (обогащение торием пелитовых фракций,

кислого состава SiO <sub>2</sub> > 64	Бластомилониты	Мигматиты		Граниты
		среднего состава SiO <sub>2</sub> = 53–64	кислого состава SiO <sub>2</sub> > 64	
71,00	68,61	63,30	70,09	74,52
0,37	0,67	0,88	0,54	0,23
14,09	14,65	15,21	13,71	14,04
0,76	1,34			0,76
2,03	3,28	6,19**	4,60**	1,49
0,05	0,07	0,06	0,08	0,03
2,56	1,74	2,46	1,43	0,36
1,78	2,76	4,12	2,72	1,69
3,02	3,30	3,59	3,42	3,40
4,22	3,37	3,89	3,27	3,42
0,12	0,21	0,30	0,14	0,06
—	—	—	—	—
4	9	2	7	3
0,9/0,8	1,2/1,1	1,3/1,0	0,92/0,5	1,7/4,9*
15,8/14,4	13,5/9,8	26,0/14,5	8,9/6,8	8,2/14,4**
3,41/2,06	2,85/1,17	3,34/0,96	2,79/141	2,92/3,85***
17,6	11,2	20,0	9,7	4,8
4	9	3	7	3

а ураном — карбонатов) с теми величинами, которые известны для наиболее распространенных граувакк, пелитов и карбонатных отложений фанерозия (глины: U = 3,7; Th = 12,0; песчаники соответственно — 0,45; 1,9 известняки — 2,2; 1,7 [287]).

Важно отметить, что изученные метаграувакки и метапелиты заметно обогащены РАЭ по отношению к главной массе первичных вулканитов, рассмотренных выше. По химическому составу, и в особенности по содержанию Th, они отвечают среднему составу пород коры фанерозия [160]. Поскольку это осадки невысокой степени зрелости, можно предполагать, что они отражают состав области размыва. Последние в этом случае должны были состоять из высокодифференцированных сиалических масс, обо-

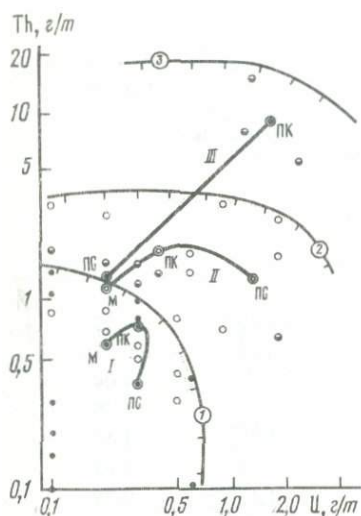


Рис. 55. Диаграмма U – Th для метабазитов и плаггиогнейсов Анабарского щита

1–3 – фигуративные точки частных анализов (геохимические группы): 1 – низкокальциевые породы с низкими содержаниями тория, 2 – то же, с высокими содержаниями тория, 3 – высококальциевые породы; 4 – средние составы по группам пород (а – породы с низкими содержаниями калия и тория, б – с высокими содержаниями тория); 5 – верхние пределы полей фигуративных точек; 6 – вариационные линии средних составов. Буквами обозначены: метабазиты – М, плаггиогнейсы среднего состава ( $\text{SiO}_2 = 53 - 64\%$ ) – ПС, кислого состава ( $\text{SiO}_2 > 64\%$ ) – ПК; цифры в кружках и римские соответствуют геохимическим группам 1, 2, 3

гашенных редкими оксифилами, в том числе РАЭ. Таким источником могли быть выявленные нами высокоторийевые метавулканы среднего и кислого состава хапчанской серии, непосредственно переслаивающиеся с рассматриваемыми метатерригенными породами. Другим источником могли быть гипотетические сиалические массы гранитного состава, например плутоны "серых гнейсов" с повышенным содержанием калия [103]. Альтернативным является предположение о существенном обогащении осадков (по сравнению с размываемыми породами) за счет интенсивного фракционирования и селективного накопления U (в растворенной форме) и Th (в решетках слоистых силикатов) при выветривании в условиях повышенной агрессивности среды раннего архея.

В анортозитах и связанных с ними породах содержания РАЭ весьма низкие: в анортозитах, габбро и монцодиоритах (иотунитах)  $U \leq 0,2$  (близко к пределу чувствительности метода), а Th = 0,3; 1,9; 0,8 соответственно, что указывает на генетическое единство выделяемой ассоциации. Эти величины, кроме того, удовлетворительно соответствуют тем, которые приведены выше для метабазитов и плаггиогнейсов, что позволяет предполагать сходство магматических источников.

В амфиболитах зон глубинных разломов, образованных по двупироксеновым кристаллическим сланцам, содержания  $U = 0,3$ ; Th = 0,1; K = 0,40 не отличаются существенно от таковых исходных пород, что, вероятно, обусловливается относительной устойчивостью пород этого состава к влиянию наложенных процессов и отсутствием привноса щелочных металлов. Биотит-амфиболовые гнейсы обнаруживают повышенные содержания РАЭ ( $U = 0,8-0,9$ ; Th = 9,1–15,8; K = 1,3–3,4) при существенном увеличении отношения (Th/U = 12,1–19,1). Биотит-амфиболовые гнейсы включают как собственно диафориты амфиболитовой фации с псевдоморфными структурами гнейсов гранулитовой фации, так и диафориты, затронутые деформациями, имеющие лепидогранобластовую структуру и претерпевшие начальную стадию фельдшпатизации. Вследствие перекрытия спектров

состав исходных пород и рассматриваемых диафторитов дать количественную оценку привноса К по каждой из выделенных петрохимических групп не удалось, однако вероятно, что привнос РАЭ связан с этими начальными стадиями процесса кремнещелочного метасоматоза. Последний более отчетливо проявлен в blastsмилонитах, характеризующихся новообразованием порфиробластов калиевого полевого шпата ( $U = 1,2$ ;  $Th = 13,5$ ). В мигматитах среднего состава ( $SiO_2 = 53-64$  мас.%), видимо, проявлен наиболее отчетливо опережающий привнос тория ( $U = 1,3$ ;  $Th = 26,0$ ;  $Th/U = 20$ ;  $Na_2O + K_2O = 7,40$ ). В мигматитах кислого состава ( $SiO_2 = 64$  мас.%) и родственных им гранитах содержания равны соответственно  $U = 0,9$  и  $1,7$ ;  $Th = 8,9$  и  $8,2$ , а при падении  $Th/U$ -отношения до  $9,7$  и  $4,8$ . Все эти данные показывают, что в процессе проникновения водного флюида, обогащенного щелочами, в зоны глубинных разломов при температурах, близких к температурам выплавления гранитной эвтектики, происходил существенный привнос Th, в меньшей мере U, подобно тому как это имеет место в гранито-гнейсовых куполах [129] и в последующем формировании гранитоидных плутонов [157].

По содержанию U, Th, K формировавшийся в раннем протерозое в зонах глубинных разломов Анабарского щита комплекс пород приближается к среднему составу пород современной земной коры (породы основного состава:  $U = 1$  и  $Th = 4$ ; среднего состава соответственно:  $3$ ;  $8,5$ ; кислого:  $3$ ;  $17$  [287]).

Сопоставляя магматогенные и седиментогенные породы гранулитовой фации и продукты гранитизации в целом для Анабарского щита (рис. 56), можно отметить следующее. Преобладающая по объему масса пород щита — метамагматогенные породы гранулитовой фации, преимущественно далдынской и верхнеанабарской серий; они характеризуются весьма низкими содержаниями U и Th. Судя по отношению РАЭ, особенно Th и U, и по некоторым другим признакам, эти концентрации характеризуют исходный субстрат предположительно вулканогенного типа. Несколько позднее формировались терригенные и карбонатные отложения хапчанской серии, а также часть вулканитов, которые содержат существенно больше U и почти на порядок больше Th. Выявление закономерных первично-литологических тенденций в вариациях этих элементов позволяет считать, что эти концентрации в большинстве метаосадочных пород соответствуют исходным.

Для объяснения обогащения метаседиментогенных пород можно предположить, что размывались не только вулканиты далдынского и верхнеанабарского уровня, но и обогащенные РАЭ породы гранитоидного ряда, соответствующие среднему составу современного "гранитного слоя" земной коры, или высокотермические вулканиты, выявленные нами в хапчанской серии в переслаивании с метаседиментогенными породами, причем земная кора того времени должна быть геохимически неоднородной. Однако более вероятно предположение, что обогащение осадочных пород по сравнению с размывавшимися вулканогенными породами было следствием интенсивного фракционирования этих элементов при глубоком химическом выветривании, в процессе которого Th интенсивно концентрировался в остаточных глинистых продуктах, а U поступал в водный бассейн в растворенной фазе.

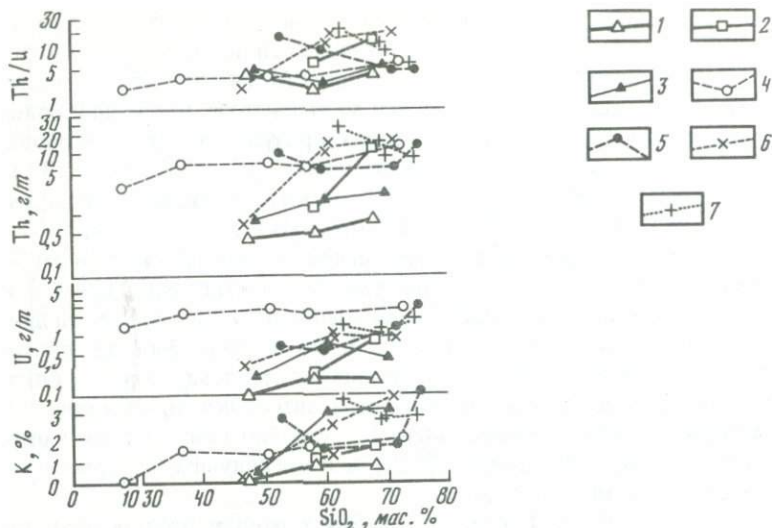


Рис. 56. Диаграмма К, U, Th/U –  $SiO_2$  для пород Анабарского щита

1–5 – породы гранулитовой фации метаморфизма: 1–3 – метабазит-плаггиогнейсовая ассоциация: 1,2 – низкокальциевые породы (1 – с низкими, 2 – с высокими содержаниями тория), 3 – высококальциевые породы, 4,5 – карбонатно-гнейсовая ассоциация: 4 – метакarbonатные породы – мраморы, кальцифиры, диопсид (скаполит) – плаггиоклазовые кристаллосланцы, 5 – метатерригенные породы (гранатовые гнейсы, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы); 6,7 – породы амфиболитовой фации метаморфизма: 6 – диафториты по породам гранулитовой фации, 7 – порфиробластовые гнейсы, мигматиты, граниты

2,7 млрд лет назад эта осадочно-вулканогенная толща пород была метаморфизована в условиях гранулитовой фации, а спустя 1 млрд лет образовались глубинные разломы, в которых при изменении гранулитов возникли диафториты амфиболитовой фации, мигматиты и гранитоиды. При этом во всех типах пород устанавливался привнос U и Th наряду с новообразованием гидроксилсодержащих минералов и начальной фельдшпатизацией. По-видимому, при поступлении эндогенного окисленного флюида "оксифильные" U и Th вследствие их высокого сродства к кислороду [112] выносились из нижних горизонтов коры и локализовались в породах зон разломов. Для мобилизации K коровых источников, по-видимому, было недостаточно, и этот элемент поступал, возможно, из мантийных источников [14] вместе с эндогенными флюидами. Таким образом, внутри зон разломов 1,9 млрд лет назад земная кора щита приобретала такие содержания U, Th и K, которые присущи современной сиалической коре континентов. Впервые подобные высокие содержания, в том числе U, в пределах щита появились на 1 млрд лет ранее, но только в седиментогенных породах, что указывает на заметную роль седиментогенеза в перераспределении и накоплении радиоактивных элементов при формировании земной коры континентального типа.

Изложенные данные позволяют наметить модель формирования континентальной коры Анабарского щита. Первоначально кора сформировалась как сложноскладчатый гранулитометаморфический комплекс, образованный за счет накопления естественного ряда исходных пород от базаль-

тов до риодацитов, который отчетливо подразделяется по степени щелочности на серии. Несмотря на существенные петрохимические различия между этими сериями, в них почти повсеместно Na преобладает над K, а содержания U и Th почти во всех петрохимических типах пород обычно предельно низки, что, по-видимому, указывает на энзиматическую обстановку формирования магм. Можно предполагать, что сиалического фундамента в современном его понимании тогда еще не существовало. На заключительных стадиях процесса за счет размыва этих вулканитов в сравнительно небольших количествах накапливались терригенные и карбонатные отложения, интенсивно концентрировавшие РАЭ. Присутствие высокотермических разновидностей вулканитов в переслаивании с этими осадками, вероятно, указывает на мобилизацию корового материала при магмообразовании из только что сформированных и погрузившихся осадочно-вулканогенных толщ. Такой процесс представляется весьма вероятным в современных островных дугах на определенной стадии их развития [27]. Можно предполагать, что 3 млрд лет назад таким образом сформировалась первичная "примитивная кора", а 2,7 млрд лет назад в процессе общего погружения прошел гранулитовый метаморфизм, завершивший образование ранней континентальной коры.

Позднее (около 2 млрд лет назад) в широких зонах глубинных разломов прошла гранитизация с интенсивным привнесом U, Th, K, Si. В таких участках сформировались разнообразные калиевые гнейсы, мигматиты и гранитоиды, а состав коры в целом в этих участках существенно изменился и приблизился к составу континентальной коры фанерозоя. Если подобная модель отвечает действительному ходу событий, а имеющиеся данные указывают на это, то в пределах Анабарского щита непосредственно наблюдается конкретный пример эволюции земной коры – от возникновения примитивной первичной сиалической коры в раннем архее до локального преобразования ее в зрелую континентальную кору в середине протерозоя.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В проблеме эволюции состава земной коры наиболее важны два методических аспекта: 1) вычленение объектов сопоставления и 2) методы вычисления составов, используемых для сопоставления. Задачей данного раздела является определение направленности геохимических изменений для земной коры Анабарского щита в целом.

Объектами сопоставления являются Анабарский комплекс архейского возраста и Ламуйкский комплекс протерозойского возраста. Они занимают 50 000 км<sup>2</sup> обнаженной площади щита. Мощность коры составляет около 40 км, строение коры по вертикали характеризуется высокой степенью сейсмической однородности. Сопоставление гравитационного и магнитного полей щита с физическими свойствами обнаженных пород показывает, что породы Анабарского комплекса распространены на всю мощность коры [61, 153]. Поэтому можно ожидать, что полученные геохимические данные характеризуют достаточно представительный участок древней земной коры континентального типа.

Наибольшим распространением в пределах щита пользуются породы

Анабарского комплекса, в котором существенно преобладает метавулканогенная метабазит-плаггиогнейсовая ассоциация пород, а около одной пятой слагают метаседиментогенные породы, представленные карбонатно-гнейсовой ассоциацией. Возраст вулканогенного субстрата превышает 3,2 млрд лет, а гранулитовый метаморфизм охватил этот комплекс 2,7 млрд лет назад. Упрощенно можно предполагать, что в это время была сформирована первичная земная кора сиалического состава. Главными типами коры были гиперстеновые плаггиогнейсы и метабазиты. Эти породы характеризуются значительными и закономерными вариациями состава внутри каждого отдельного типа пород. Для сопоставления необходимо усреднить составы так, чтобы получить общие характеристики. Такое усреднение было осуществлено на основании вычисления средних арифметических величин по частным, наиболее представительным анализам в предположении, что количество анализов пород среднего и кислого состава отражает распространенность отдельных разновидностей (табл. 30). Количество анализов метабазитов больше относительной распространенности этих пород, которая составляет около одной шестой объема комплекса. Метаультрабазиты из оценок исключены, поскольку их распространенность незначительна. Седиментогенные породы также не включены в состав средних, поскольку они, по-видимому, приурочены главным образом к верхним горизонтам коры, а на обнаженной площади цита занимают менее одной четверти. Полученные составы отражают статистически наиболее распространенные типы пород. Метабазиты в целом близки по составу к толеитам, гнейсы среднего состава — к риодацитам.

Протерозойский Ламуйский комплекс, распространенный в виде зон шириной 10–30 км и длиной более 200 км, включает породы, сформированные при ретроградном метаморфизме амфиболитовой фации и последующей гранитизации за счет пород Анабарского комплекса вдоль глубинных разломов, определивших тектоническую переработку архейского субстрата и поступление подкоровых компонентов гранитизации. Средние составы, вычисленные В.С. Рачковым, показывают, что метабазиты при диафорезе амфиболитовой фации незначительно изменили свой состав по сравнению с архейскими, приведенными выше, если учесть возможность случайного несовпадения исходных совокупностей. Диафориты группы гнейсов включают породы как среднего, так и кислого состава. Сопоставляя полученный средний состав с архейскими плаггиогнейсами, в целом можно заключить, что радикальных изменений химического состава в них также не наблюдается. В то же время наиболее распространенные в этих зонах мигматиты и мигматизированные породы обнаруживают интенсивный привнос K и Si и вынос Mg и Ca при сопоставлении как кислых, так и основных пород.

Полученные геохимические характеристики отражают в своей совокупности главные черты геохимии составов земной коры, сформированных в разные эпохи. Для сравнения этих валовых составов между собой и выявления особенностей каждой эпохи интересно сопоставить полученные средние содержания элементов и концентрации этих элементов в земной коре фанерозоя. Для сопоставления использован состав верхнего слоя континентальной коры, т.е. гранитно-метаморфического слоя, установленного на основании согласованных геохимических данных с использова-

Таблица 30

Средний химический состав пород Анабарского комплекса архея Анабарского щита

Компонент	Двупироксеновые кристаллические сланцы, SiO <sub>2</sub> = 46–53%	Гиперстеновые гнейсы	
		среднего состава SiO <sub>2</sub> = 53–63%	кислого состава SiO <sub>2</sub> = 63–74%
SiO <sub>2</sub>	49,98/1,75	58,97/2,30	68,90/2,33
TiO <sub>2</sub>	1,32/0,69	0,69/0,24	0,46/0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,75/1,27	16,80/1,77	15,13/1,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33/1,29	2,26/0,17	0,52/0,30
FeO	8,41/2,08	4,82/1,68	3,17/0,94
MnO	0,17/0,05	0,09/0,03	0,06/0,03
MgO	6,25/1,17	3,59/1,16	1,42/0,59
CaO	9,79/1,16	5,92/1,84	3,89/1,12
Na <sub>2</sub> O	3,10/0,62	4,10/0,66	3,85/1,24
K <sub>2</sub> O	0,88/0,36	1,60/0,94	1,59/1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24/0,12	0,23/0,06	0,14/0,06
Сумма	99,22	99,07	99,13
Ni	78/58	42/26	20,14
Co	39/7	17/7	9/5
Cr	259/104	60/48	51/29
V	278/101	118/63	54/44
Sc	30/8	15/2	7/4
Ba	262/144	562/428	549/208
Sr	301/252	364/239	431/128
Pb	13/3	25/16	18/2
Zn	96/44	60/29	42/20
Cu	67/17	39/14	24/6
Zr	123/78	160/94	189/239
Ga	28/8	25/3	26/5
Ge	1,0/0,1	1,1/0,2	0,9/0,1
Nb	18/7	9/5	9/5
Ta	0,8/0,5	0,9/0,6	1,0/0,1
Li	17/5	14/7	10/2
Rb	12/11	26/22	18/17
B	12/2	11/1	12/6
F	1174	850/573	316/98
Количество анализов	26	32	25

П р и м е ч а н и е. Содержания окислов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т.

нием осадочных пород в качестве маркеров корообразующих процессов [285] (рис. 57).

Сопоставление всех трех типов пород Анабарского комплекса позволяет приблизительно оценить различия между корой раннего архея и фанерозоя, если исходить из предположения, что архейская кора Анабарского щита имела состав, промежуточный между кислыми и средними плагиогнейсами. Устанавливается, что архейская кора была обогащена FeO, MgO,

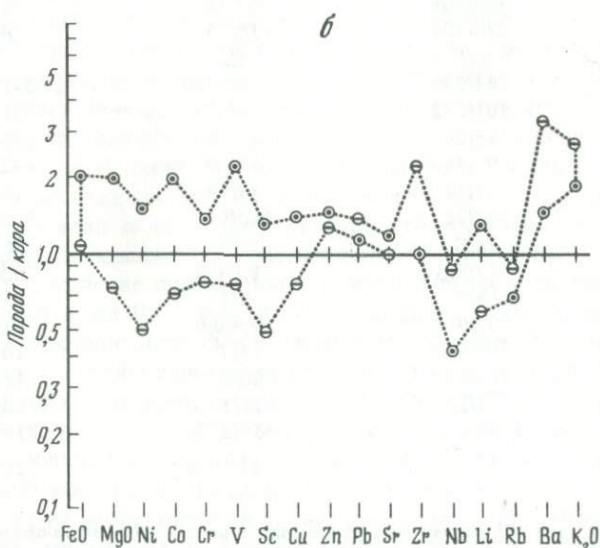
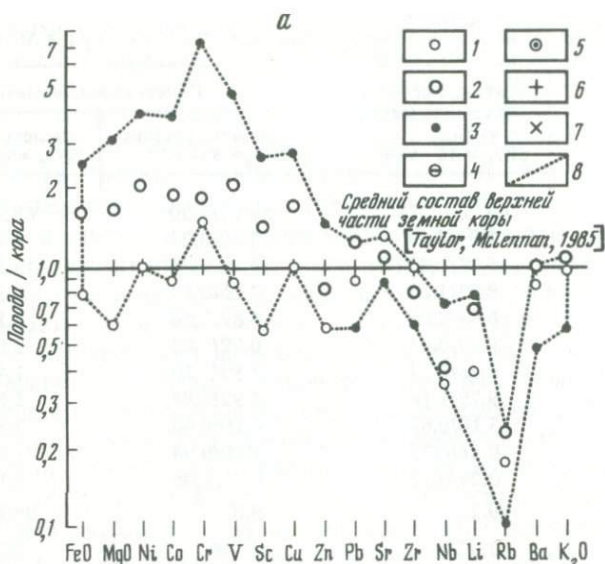
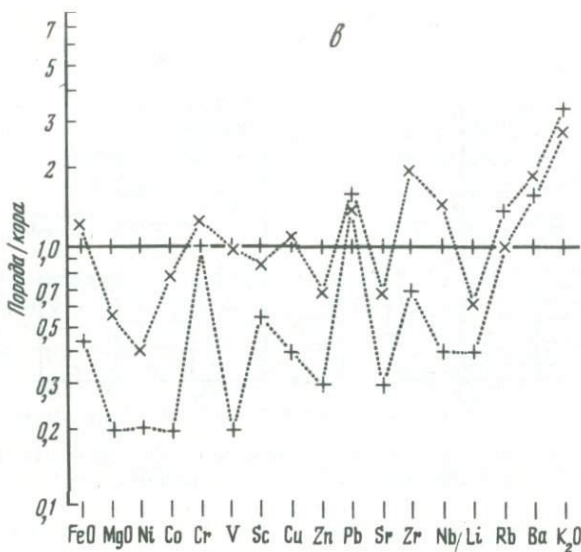


Рис. 57. Диаграмма составов метаморфических пород Анабарского щита, нормированных по среднему составу верхней части современной земной коры [285]

*a* — metabазиты и плаггиогнейсы Анабарского комплекса (гранулитовая фация метаморфизма); *б* — мигматиты Ламуйского комплекса (амфиболитовая фация метаморфизма); *в* — гранитоиды того же комплекса.

1, 2 — гиперстеновые плаггиогнейсы: 1 — кислого состава; 2 — гиперстеновые плаггиогнейсы среднего состава; 3 — двупироксеновые кристаллические сланцы (метабазиты); 4 — мигматиты по плаггиогнейсам; 5 — мигматиты по metabазитам; 6 — граниты; 7 — гранодиориты; 8 — границы поля фигуративных точек



Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu. Содержания Sr, Zn, Pb были примерно такими же, как и в континентальной коре фанерозоя. Отчетливо выявляется дефицит Nb, Rb, Li, частично K<sub>2</sub>O, Zr. Также можно было ожидать дефицит Ba, однако его содержания как будто не сильно отличаются от средних величин, вычисленных для фанерозойской коры. Более правильным представляется предположить, что при вычислении последних авторами [285] были приняты заниженные значения (Ba = 550 г/т).

Очень близкими к среднему составу фанерозойской коры оказываются мигматизированные породы и мигматиты Ламуйского комплекса. Заметно повышенными в них оказываются содержания Zr, а также Ba и K<sub>2</sub>O, о которых сказано выше.

Наиболее ярко направленность этих различий проявляется в гранитоидах, генетически связанных с мигматитами. Гранодиориты наиболее близки к среднему составу коры фанерозоя, а граниты относительно обеднены большинством элементов. Обращают на себя внимание повышенные содержания Sr в гранитах, что можно объяснить унаследованием химического состава исходных пород. Этой же причиной, вероятно, объясняются сравнительно пониженные содержания Nb, Li в гранитах, а также в мигматитах. Окись калия и Ba обнаруживают интенсивное обогащение, как и в мигматитах, в гранитоидах к ним присоединяется также Pb, что можно объяснить сепарацией этого элемента при частичном плавлении мигматитов.

Необходимо остановиться также на частотном распределении представительных анализов, чтобы ответить на вопрос, породы какого состава преобладают в составе архейского и протерозойского комплексов (рис. 58). Такой метод сопоставления дает чисто качественное представление о преобладании тех или иных типов пород. В данном случае соблюдены два условия, важные для правильной оценки: 1) общее количество образцов в каждой группе одинаково; 2) обе группы отражают случайную выборку, так как образцы каждой группы отобраны разными авторами и в различ-

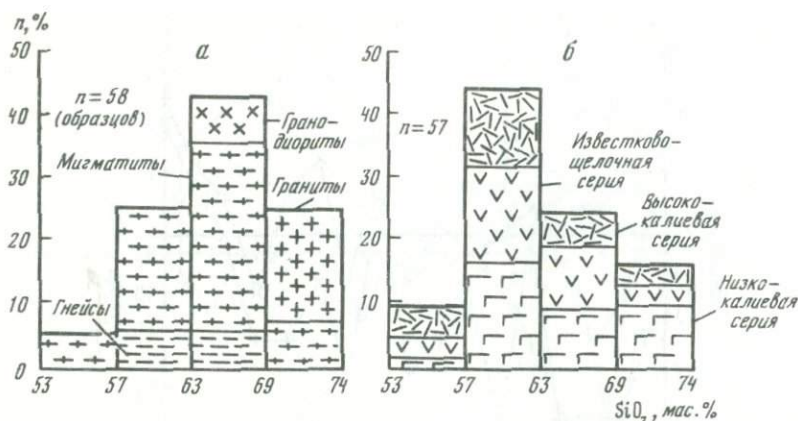


Рис. 58. Гистограмма частоты встречаемости наиболее распространенных типов метаморфических пород Анабарского щита (а – Ламуйский комплекс, б – Анабарский комплекс)

ные годы. Из гистограммы, приведенной на рис. 58, видно, что среди наиболее распространенных пород архейского комплекса (гнейсов среднего и кислого состава) преобладают породы андезитового—диоритового состава, причем эта особенность одинаково проявляется в породах разной щелочности, что указывает в целом на преимущественное выплавление магм, слабо пересыщенных кремнеземом. В протерозойском комплексе отчетливо преобладают дацит-гранодиоритовые составы. Учитывая, что протерозойский комплекс возник за счет изменения архейского, следует сделать вывод о более кремнекислом составе новообразованных пород в целом.

Изложенные данные позволяют сформулировать представления об эволюции коры в пределах Анабарского щита.

Ранняя архейская кора была сформирована за счет вулканических пород преимущественно известково-щелочного типа, которые были смяты в складки и метаморфизованы в гранулитовой фации 2,7 млрд лет назад (Анабарский комплекс). Таким образом сформировалась первичная сиалическая кора. Состав этой коры в целом примерно соответствовал андезиту и характеризовался относительно высокими содержаниями Fe, Mg, элементов-примесей группы железа и относительно пониженными концентрациями литофильных элементов – Nb, Li, Rb, а также Ba и K.

Протерозойская кора сформировалась локально в результате обогащения материала первичной коры литофильными элементами – Si, K, Rb, Ba и др. (Ламуйский комплекс). Поскольку первичная кора характеризуется дефицитом этих элементов, следует предполагать, что источником являлись подкорковые породы верхней мантии, что в особенности касается  $H_2O$ , Si, K, Rb, Ba. В результате этих процессов привноса элементов кора приобрела более кислый гранодиоритовый состав. Этот состав в высокой степени отвечает составу гранитно-метаморфического слоя континентальной коры фанерозоя. Очевидно, что в пределах Анабарского щита образование континентальной коры осуществлялось в два этапа. На первом эта-

пе, 2,7 млрд лет назад, за счет известково-щелочного вулканизма и последующего метаморфизма сформировался исходный сиалический субстрат, а спустя почти 1 млрд лет благодаря поступлению литофильных элементов и частичному их перемещению из нижних горизонтов в верхние локально, вдоль зон проницаемости, прошел процесс "вызревания" коры. Только с этого времени в отдельных местах щита появляются участки континентальной земной коры, относящиеся в геохимическом отношении к фанерозойскому типу.

### ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ, ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И МОЩНОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Полученные геохимические данные не оставляют сомнения в том, что в архее рассматриваемой территории была сформирована сиалическая земная кора, а в середине протерозоя вдоль широких зон, глубинных за счет привноса вещества из недр, возникла кора нового типа — близкого к континентальной коре фанерозоя. Имеющиеся геофизические данные позволяют рассмотреть вопрос о возможных мощностях коры в ранние эпохи, учитывая, что наблюдаемые на поверхности породы по своей плотности и магнитным свойствам соответствуют полному геофизическому разрезу современной земной коры и, следовательно, (вероятно) слагают весь ее объем вплоть до поверхности Мохоровичича. Рассматривая эту проблему, авторы данного раздела отметили, что два независимых параметра коры — теплогенерация (определяемая содержанием радиоактивных элементов) и линейный геотермический градиент (определенный из  $P$ - $T$ -параметров метаморфизма) должны образовывать взаимообусловленную совокупность, связующим звеном в которой является тепловой поток, наблюдаемый на земной поверхности. Определив тепловой поток, нетрудно подсчитать мощность коры, если принять некоторые температурные ограничения для подошвы и кровли коры. Естественно, полученные выводы имеют предварительный характер.

Принято считать, что тепловой поток на ранних стадиях геологического развития Земли был много выше, чем теперь. Это умозаключение основано на расчетах, выполненных главным образом по двум разным направлениям. Первое из них базируется на очевидном убывании радиогенной теплогенерации с течением времени, второе использует гипотетические источники тепла на ранних стадиях, в первую очередь энергию аккреции планеты и энергию выделения железного ядра сразу после аккреции. Прямым подтверждением оказалось выявление эффузивных коматиитов, свидетельствующих о поступлении магмы из неглубоких и очень разогретых ( $1650^{\circ}\text{C}$ ) мантийных источников. Столь высокие температуры послужили основой представлений о тонкой и пластичной коре и особом тектоническом стиле архея, в особенности о невозможности субдукции. Совершенно противоположные выводы вытекают из рассмотрения глубоко метаморфизованных пород, которые формировались на глубинах 20–30 км, а сейчас находятся на земной поверхности в 40–50 км от поверхности Мохоровичича. В этом случае мощность первичной земной коры оказывается 60–80 км. В данной работе предпринята попытка вычислить тепловой поток в раннем архее и протерозое, сопоставить его с современным и

Таблица 31

Теплогенерация докембрийских комплексов Анабарского щита

Комплекс, интервал глубины	$t = 0,0$				$t = 2,0 \cdot 10^9$
	U	Th	K	$A, \text{мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$	U
Анабарский (АК)	0,2	0,5	$\rho = 2,90$ 1,02	0,195	0,318
			$\rho = 2,80$ 2,51	1,15	
Ламуйкский (ЛК)	0,8	9,7	$\rho = 2,88$ 2,51	1,15	1,272
Кора: 0,8 (АК) + 0,2 (ЛК)	—	—	—	0,386	—
Коэффициент снижения содержания РАЭ вследствие радиоактивного распада	—	—	—	—	1,59

Примечание. Теплогенерация рассчитана как  $A_t = 0,1325\rho(0,718 U_t + 0,193 Th_t + 0,262 K_t)$ , где  $\rho$  — плотность,  $t$  — возраст пород. Содержания U, Th даны в г/т, K — в мас.%.  
—

оценить соответствующие мощности коры и литосферы. Эти параметры важны для правильного понимания архейского тектогенеза.

**Расчет теплового потока, мощности коры и литосферы.** Метод, принятый в данной работе для получения согласованных данных по тепловому потоку и мощности коры и литосферы, состоит в следующем.

1. Определяется величина современной теплогенерации коры по содержанию РАЭ. Полученная величина проверяется (согласуется) с величинами теплового потока, определенными независимыми, желательными методами.

2. По параметрам метаморфизма ( $P, T$ ) и теплогенерации определяется плотность теплового потока на поверхности для каждой пары установленных  $P$  и  $T$  соответствующей эпохи метаморфизма.

3. Для каждой пары  $P-T$  вычисляется геотермический градиент, по которому определяется мощность коры при условии, что нижняя граница коры отвечает изотерме максимальных температур регионального метаморфизма и температур плавления базальта при соответствующем давлении.

4. По теплогенерации и мощности коры вычисляется коровая составляющая теплового потока, по разности ее и общего теплового потока на поверхности определяется мантийная составляющая теплового потока.

5. Затем вычисляется мощность литосферы, которая складывается из мощности коры и мощности мантийной части, вычисляемой из предположения, что кровля астеносферы определяется температурой выплавки коматита из перидотита.

Определение теплогенерации для Анабарского щита осуществлено на основании изучения распределения РАЭ, рассмотренного выше. В расчетах принята представительная оценка, полученная для гиперстеновых гнейсов среднего состава ( $\text{SiO}_2 = 59,08\%$ ), причем существенно более низкие содержания в метабазитах (не вошедшие в принятую оценку) уравниваются более высокими содержаниями в седиментогенных и

$t = 2,0 \cdot 10^9$ лет			$t = 3,0 \cdot 10^9$ лет			
Th	K	$A, \text{мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$	U	Th	K	$A, \text{мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$
0,550	2,968	0,426	$\rho = 2,90$ 0,458	0,580	5,000	0,672
			$\rho = 2,80$ —			
10,670	7,300	1,81	$\rho = 2,88$ —	—	—	—
			—	—	—	
—	—	0,700	—	—	—	—
1,1	2,91	—	2,29	1,16	4,9	—

более кислых магматогенных породах. Для Ламуйкского комплекса принята представительная оценка для преобладающих биотит-амфиболовых гнейсов ( $\text{SiO}_2 = 59,35\%$ ), причем более низкие содержания в метабазитах и анортозитах уравниваются более высокими содержаниями в гранитоидах. Средняя плотность Анабарского комплекса принята в  $2,9 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$  (что соответствует 75% гиперстеновых плагиогнейсов с плотностью  $2,83 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$  и 25% метабазитов с плотностью  $3,09 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ), а Ламуйкского комплекса — в  $2,8 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$  (75% плагиогнейсов с плотностью  $2,7 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ , 25% метабазитов с плотностью  $3,09 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ), что в целом согласуется с известными данными [124, 170]. На основании картографических материалов принято, что Анабарский комплекс составляет 80 об.% Ламуйкский — 20 об.%. Геофизические данные (сейсмическое зондирование, интенсивность и аномалий поля силы тяжести и магнитного поля) указывают на однородность разреза земной коры [124, 153], а при специальных исследованиях глубинные источники магнитных и гравитационных аномалий в нижней коре и верхней мантии не установлены [61]. В расчетах принято, что наблюдаемые на поверхности метаморфические комплексы прослеживаются до подошвы коры.

Ниже рассматриваются временные (возрастные) уровни — раннеархейский (гранулитовый метаморфизм), протерозойский (диафоритический метаморфизм амфиболитовой фации) и современный, которые в дальнейшем обозначаются округленными величинами соответственно:  $t_2 = 3,0 \cdot 10^9$  лет,  $t_1 = 2,0 \cdot 10^9$  лет,  $t_0 = 0,0$  лет.

Использовано уравнение теплогенерации (А)

$$A_t = 0,1325 \rho (0,718 U_t + 0,193 Th_t + 0,262 K_t), \quad (1)$$

где  $\rho$  — средняя плотность пород,  $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$ ;  $U_t, Th_t$  (г/т),  $K_t$  (%) — эквивалентные содержания РАЭ, исправленные на величину распада за время  $t$  [242, 278].

Таблица 32

Тепловые параметры современной земной коры Анабарского щита

Комплекс	А, мкВт · м <sup>-3</sup>	Параметры теплового потока, мВт · м <sup>-2</sup>			T <sub>m</sub> , °С
		Q <sup>0</sup>	Q <sub>c</sub>	Q <sub>m</sub>	
Анабарский (АК)	0,195	25*	7,80	17,2	338
Ламуйкский (ЛК)	1,15	25	46,06		?
Расчет по данным для реального состава (0,8 АК + 0,2 ЛК)	0,386	25	15,45	9,55	276

\*По данным [62].

Примечание. А — теплогенерация; Q<sup>0</sup> — плотность теплового потока на поверхности; Q<sub>c</sub> — коровая составляющая теплового потока; Q<sub>m</sub> — мантийная составляющая теплового потока; T<sub>m</sub> — температура на поверхности мантии. Мощность коры принята равной 40 км.

Полученные величины теплогенерации коры Анабарского щита оказываются 0,386; 0,700; 0,672 мкВт · м<sup>-3</sup> для t = 0,0; 2,0 · 10<sup>9</sup>; 3,0 · 10<sup>9</sup> лет соответственно (табл. 31). Сопоставление полученной величины современной теплогенерации и определенной независимыми методами (в том числе и прямыми наблюдениями) плотности теплового потока (25 мВт · м<sup>-2</sup> [62]) обнаруживает удовлетворительную сходимость для величины температуры подошвы коры T = 276 °С (табл. 32), которая также оказывается в пределах величин, определенных независимыми методами (200–300 °С), как и плотность мантийного теплового потока (10–12 мВт · м<sup>-2</sup> [63]). Это относительно низкие величины, однако максимальной при данном тепловом потоке является T = 338 °С, которая получена при заниженных параметрах радиоактивности (только по РАЭ Анабарского комплекса), тогда как допущение, что современные содержания РАЭ в коре соответствуют таковым Ламуйкского комплекса, противоречит величине наблюдаемого теплового потока (требует его увеличения более чем в 2 раза). Поэтому следует признать, что принятые оценки содержаний РАЭ и полученная величина теплогенерации находятся в разумных пределах.

Величина теплогенерации коры позволяет вычислить для каждой пары параметров P и T глубинности метаморфизма тепловой поток на поверхности (Q<sup>0</sup>), его коровую (Q<sub>c</sub>) и мантийную (Q<sub>m</sub>) составляющие, мощность коры (Z<sub>c</sub>), мощность подкоровой литосферы (Z<sub>L</sub>) в целом. В предположении о стационарном распределении температуры вглубь использовано уравнение, связывающее глубинную температуру, теплогенерацию и тепловой поток:

$$T_Z = T_0 + \frac{Q^0 Z^2}{\lambda} - \frac{A Z^2}{2\lambda}, \quad (2)$$

где T<sub>Z</sub> — температура на глубине Z (°С); T<sub>0</sub> — температура на поверхности (принята 0 °С). Плотность суммарного теплового потока Q<sup>0</sup> = Q<sub>c</sub> + Q<sub>m</sub> мВт · м<sup>-2</sup>; Q<sub>c</sub> = A Z<sub>c</sub>; λ — теплопроводность коры, принята 2,5 Вт · Ом<sup>-1</sup> · К<sup>-1</sup>

Мощность коры определена в километрах

$$Z_c = 1200/\Gamma, \quad (3)$$

где  $\Gamma$  — геотермический градиент, определяемый из конкретных петрологических параметров в  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$  как

$$\Gamma = T/3,5 P, \quad (4)$$

а 1200 — принятая изотерма в  $^{\circ}\text{C}$  подошвы коры<sup>1</sup>. Мощность подкоревой литосферы, км

$$Z_L = (1600 - 1200) \cdot \lambda_m / Q_m, \quad (5)$$

где 1600 — принятая изотерма кровли астеносферы ( $^{\circ}\text{C}$ ); 1200 — изотерма подошвы коры (в  $^{\circ}\text{C}$ );  $\lambda_m = 3,4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  — теплопроводность мантии [261]. Общая мощность литосферы (км)  $H_L = Z_c + Z_L$ . Полученные результаты приведены в табл. 33.

**Обоснование принятых в расчетах допущений, возможность вариации результатов.** Для Анабарского щита современная величина теплогенерации обнаруживает, как отмечено выше, удовлетворительную сходимость с величинами, определенными независимыми методами. Величина мантийной составляющей кажется несколько заниженной, если учесть, что обычно она составляет около половины потока на поверхности [106]. Очевидно, что возможное увеличение в расчетах мантийной составляющей повлечет уменьшение теплогенерации коры. Однако это не может привести к значительным изменениям, так как принятые содержания РАЭ и так являются близкими к нижнему пределу. Принятая в расчетах плотность пород является несколько завышенной по отношению к ассоциации пород на поверхности, однако с учетом экстраполяции на область более высоких давлений в глубину возможные изменения указанной величины вряд ли могут заметно повлиять на окончательные результаты.

Величина теплопроводности ( $\lambda = 2,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ ) является наиболее приемлемой в качестве интегральной оценки для коры, сложенной кристаллическими породами [261], хотя вариации нередко оказываются значительными, например для изученного комплекса пород Кольской сверхглубокой скважины от  $3,0 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  в интервале 0–4900 м до  $2,4$  в интервале 4900–12 064 м. Эта величина ( $2,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ ) оказывается наиболее приемлемой, о чем можно судить на основании модельных расчетов вариантов в  $2,0$ ;  $2,5$ ;  $3,0 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  [223] для регионов, сложенных гранулитовыми толщами с параметрами метаморфизма  $T = 750^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8\text{--}10$  кбар [271]. В случае принятия возможного нижнего предела соответствующее уменьшение рассчитанного общего теплового потока и увеличение мощности коры не превысит 20 отн.%. Для верхней мантии, сложенной перидотитом, принята  $\lambda = 3,4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  [267]. В частности, для геотраверса Балтийский щит — Восточные Альпы вероятные оценки составляют  $3\text{--}4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  [258].

Достоверность оценок температур и давлений по парагенезисам метаморфических минералов определить трудно. В целом они представляют

<sup>1</sup> Получаемая мощность коры является заниженной примерно на 15%, так как фактическая геотерма имеет не прямолинейную форму, а с глубиной приобретает крутой наклон, что обусловлено теплогенерацией коры (уравнение (2)).

Таблица 33

Параметры докембрийской литосферы Анабарского щита

№ п/п	Условия метаморфизма				Геотермический градиент $\Gamma, ^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$	Параметры теплого потока, $\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$
	По литературным данным		Принятая оценка			
	$P, \text{кбар}$	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$	$T, ^\circ\text{C}$		
$t = 3,0 \cdot 10^{-9}$ лет, $A = 0,672 \text{ мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$						
1	10	850–950	10	900	25,71	76,05
2	8–10	850–950	9	900	28,57	82,01
3	7–8,5	800–850	7,75	825	30,44	85,21
4	6–7,5	750–830	6,75	790	33,47	91,61
5	11,5–11,8 (2)	750–800	11,6	758	18,67	60,32
6	10,0–10,5 (3)	725–790	10,2	737	20,64	63,31
7	9,2–9,8 (3)	650–780	9,5	693	20,87	63,34
8			Среднее		25,48	74,16
			S		±5,69	±12,34
$t = 2,0 \cdot 10^{-9}$ лет, $A = 0,700 \text{ мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$						
9	6,5–7,5	650–850	7	750	30,61	85,11
10	4–6	500–600	5	550	31,43	84,69

Примечание. 1–9 – фации: 1–7 – гранулитовая, 8 – амфиболитовая, 9 – эпидот-амфиболитовая; в скобках – количество определений, по которым вычислены принятые оценки, в остальных случаях – интегральные оценки для толщ в целом

собой сложную совокупность взаимосогласованных величин по направленности наблюдаемых в градиентных зонах изменений равновесных парагенезисов, которые калибруются по экспериментальным данным. Наиболее существенными факторами, вызывающими неопределенность решений, являются: 1) влияние водного флюида, снижающего температуры достижения равновесия и определяющего появление существенно более эффективного – конвективного теплопереноса; 2) кинетические факторы, определяющие задержку в достижении равновесий, особенно отчетливую при падении температуры на регрессивной стадии метаморфизма.

Усредненные данные по гранулитовой фации Анабарского щита [38, 100] (рис. 59) соответствуют геотерме  $30^\circ\text{C} \cdot \text{км}^{-1}$ . На рисунке видно, что они близки к данным по Алданскому и Балтийскому щитам. Сходная картина получена для многих других регионов широкого распространения пироксен-гранулитовой субфации, например в поясе Лимпопо Южной Африки для  $T = 600\text{--}700^\circ\text{C}$  соответствующие величины  $P = 5\text{--}7$  кбар, а для  $T = 900^\circ\text{C}$   $P = 8\text{--}10$  кбар [238]. Существенно более низкие цифры температуры получены для Анабарского щита при прямом применении геотермобарометров [186], и, хотя авторы отмечают, что полученные оценки температуры занижены на  $100\text{--}150^\circ$ , эти данные объективно отражают существующие различия оценок  $P$ – $T$ -параметров метаморфизма. Использование этих оценок при расчетах позволяет определить наименьшие величины теплового потока и соответственно наибольшие цифры мощности коры и литосферы.

Параметры теплового потока, $\text{мВт} \cdot \text{м}^{-2}$		Мощность, км			$Z_c/H_L$	$Q_m/Q_0$
		коры $Z_c$	подкоро- вой лито- сферы $Z_L$	литосферы $H_L$		
$Q_c$	$Q_m$					
$t = 3,0 \cdot 10^{-9}$ лет, $A = 0,672 \text{ мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$						
31,36	44,69	46,67	30,43	77,10	0,60	0,59
28,22	53,79	42,00	25,58	67,28	0,62	0,66
26,49	58,72	39,42	23,16	62,58	0,63	0,69
24,08	67,52	35,85	20,14	55,99	0,64	0,74
43,19	17,13	64,27	79,39	143,66	0,45	0,28
39,06	24,55	58,12	53,40	111,52	0,52	0,39
38,63	24,71	57,45	55,04	112,49	0,51	0,39
33,00	41,59	49,11	–	90,10	0,57	0,56
±7,71	±16,46	±10,86	–	±34,91	±0,12	–
$t = 2,0 \cdot 10^{-9}$ лет, $A = 0,700 \text{ мкВт} \cdot \text{м}^{-3}$						
27,44	57,96	39,20	23,46	61,64	0,62	0,68
26,73	57,67	38,18	23,58	62,78	0,62	0,68

(1 – анабарская субфация [99]; 2–4 – Анабарский, Маганский, Хапчанский комплексы соответственно; 9, 10 – Ламуйский комплекс [38]).

Для пород амфиболитовой фации приведенные оценки также находятся в допустимых пределах, но при их интерпретации необходимо учитывать поступление водного флюида и возможность существования конвективного флюидного теплопереноса вдоль разломов. Следовательно, они характеризуют верхний предел температур и соответственно нижний предел расчетных величин мощности коры.

Подошва земной коры определена по изотерме  $1200^\circ\text{C}$ . Такая температура близка к верхнему пределу существования регионально-метаморфизованных пород, определяемому по сапфиринсодержащим парагенезисам как  $T = 1050\text{--}1100^\circ\text{C}$ ,  $P = 11\text{--}12$  кбар. Такие парагенезисы описаны в Анабарском, Алданском щитах, в Антарктиде и в некоторых других местах как типичные для регионального метаморфизма так называемого нуклеарного типа при отсутствии водного флюида [56]. В частности, сапфирин-энстатитовые парагенезисы восточной части Лабрадора образовались, вероятно, при  $T = 1100\text{--}1150^\circ\text{C}$  и  $P = 11\text{--}13$  кбар [263]. При существующих данных о составе пород и минералов наиболее глубоких горизонтов сиалической земной коры эти величины позволяют принять, что массовое селективное плавление здесь начинается при  $T = 1200\text{--}1230^\circ\text{C}$ ,  $P = 11\text{--}15$  кбар, что можно принять за нижнюю границу архейской коры. Температура  $1200\text{--}1300^\circ$  соответствует появлению базальтового расплава в кровле мантии на глубинах  $10\text{--}60$  км при 20-процентном плавлении перидотита, содержащего  $0,1\%$   $\text{H}_2\text{O}$  [229], и может быть принята в качестве верхней температурной границы архейской мантии для рассматриваемых условий.

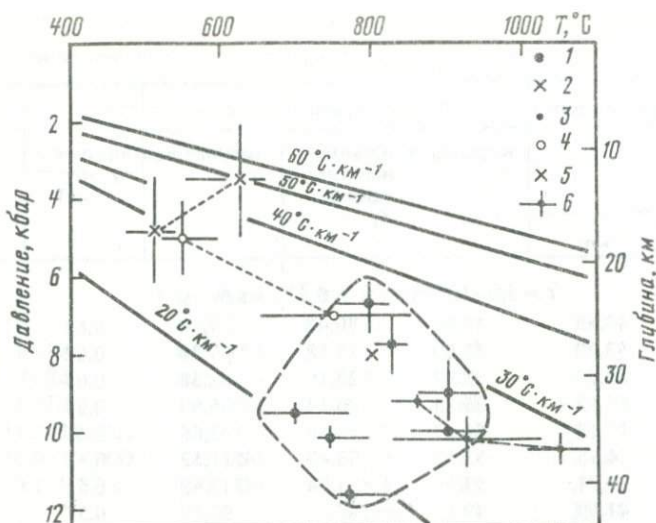


Рис. 59. Диаграмма глубина–температура для минеральных парагенезисов метаморфических пород и геотермические градиенты в докембрии Анабарского, Балтийского и Алданского щитов

1–3 – гранулитовая фация, возраст  $\sim 3,0 \cdot 10^9$  лет; 4,5 – амфиболитовая фация, возраст  $\sim 2,0 \cdot 10^9$  лет; 6 – интервал колебаний величин: 1,4 – Анабарский щит (см. табл. 33), 2, 5 – Балтийский щит, скважина СГ-3 (данные работы [125]), 3 – Алданский щит (данные работы [75])

Очевидно, что эта температура является максимально возможной, соответствующие величины мощностей коры оказываются максимальными, а подкоровой литосферы – минимальными.

Изотерма  $1600^\circ\text{C}$  принята в качестве подошвы литосферы как минимальная, характеризующая кровлю астеносферы на основании данных по коматиитам. Температура плавления коматиита при  $\text{MgO} = 32\%$  составляет  $1650^\circ\text{C}$  [229], что в случае его излияния на поверхность отражает температуру мантийного диапира, несколько понижающуюся в соответствии с адиабатой, рассчитанной А.Е. Рингвудом [275], и соответствует примерно 50-процентному плавлению исходного перидотита на глубинах до 20 км [80]. В этом случае температура исходного уровня, от которого началось поднятие диапира, составляет около  $1700^\circ$ , что соответствует температуре архейской астеносферы, а принятая температура  $1600^\circ$  отвечает ее кровле.

Полученные данные и их обсуждение. Совокупность расчетных величин тепловых потоков и мощностей коры и литосферы оказывается внутренне согласованной (рис. 60), что в целом является следствием единообразия схемы расчета и свидетельствует о том, что петрологические данные, взятые в отдельности, характеризуют вполне вероятные и непротиворечивые оценки  $P$ – $T$ -условий метаморфизма. Величины плотности теплового потока на поверхности примерно  $80 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$  (от 60 до 155), что близко к величинам, характеризующим тектонически активные зоны в современной геологической структуре ( $70$ – $80$  – в Альпийской зоне,  $60$ – $70$  – в герцинидах Центральной Европы [258]). Соответствующие мантийные величины

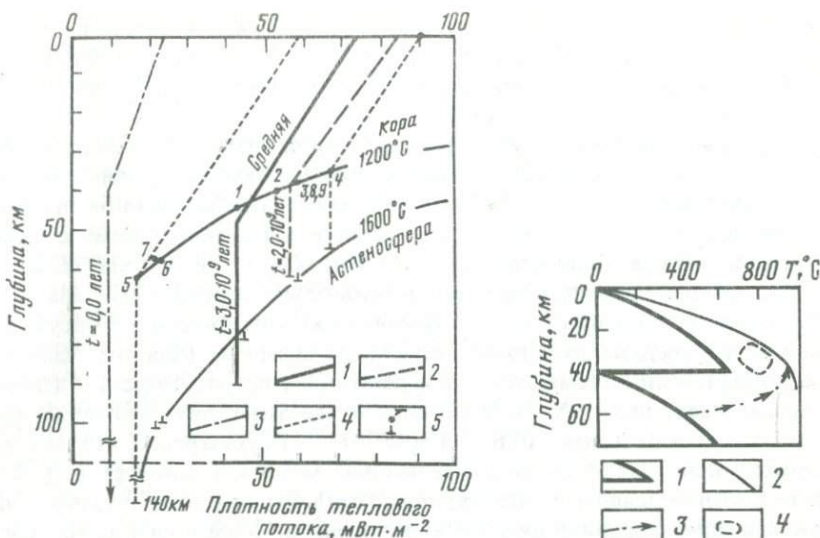


Рис. 60. Диаграмма плотность теплового потока—глубина литосферы для Анабарского щита

1-3 — плотность теплового потока: 1 — для  $t \sim 3,0 \cdot 10^9$  лет назад, 2 — для  $t \sim 2,0 \cdot 10^9$  лет назад, 3 — для современного этапа; 4, 5 — данные расчета вариантов для  $t = 3,0 \cdot 10^9$  лет назад; 4 — крайние значения; 5 — промежуточные значения. Номера точек соответствуют номерам в табл. 33

Рис. 61. Диаграмма глубина—температура—время, отражающая эволюцию теплового режима при надвиге пластины земной коры мощностью 40 км

1 — исходная геотерма сразу после надвига; 2 — новая геотерма, возникающая вследствие установления термального равновесия за время до 100 млн лет; 3 — термальный тренд в единичной точке за время установления равновесия; 4 — фигуративное поле минеральных равновесий гранулитовой фации Анабарского щита (1-3 по данным [223])

дают большой разброс (17–119 мВт · м<sup>-2</sup>), составляя в среднем около 40 мВт · м<sup>-2</sup>, что близко к данным по активизированным регионам (40 мВт · м<sup>-2</sup>) и значительно выше тех, которые характеризуют стабильные участки (6–14 мВт · м<sup>-2</sup> — Восточно-Европейская платформа; 15–18 мВт · м<sup>-2</sup> — Балтийский щит [258]).

Усредненные оценки современного поверхностного теплового потока составляют (мВт · м<sup>-2</sup>): для континентов — 57; для океанов — 99 (теоретически вероятный), 66 (наблюдаемый) [284]; для складчатых областей кайнозоя и мезозоя — 72, позднего палеозоя — 61, раннего палеозоя и протерозоя — 50, архея — 41 [262]. Для океанов занижение наблюдаемых величин объясняется тем, что при непосредственных наблюдениях не учитывается конвективная составляющая, определяемая циркуляцией флюидов и их разгрузкой в виде гидротерм на дне океанических бассейнов [216]. Полученные данные (см. табл. 33) находятся в пределах величин, характерных для океанической коры или молодых складчатых областей. Для сопоставления мантийных потоков можно принять, что сейчас  $Q_m = 0,6 Q_0$  [292]. Такое отношение характеризует большинство полученных оценок

для Анабарского щита. В целом можно заключить, что для формирования рассмотренных метаморфических комплексов было вполне достаточно теплового потока, характеризующего современные области активного тектогенеза.

Полученные мощности докембрийской земной коры составляют в целом около 40–50 км. Эти значения являются минимально необходимыми для реализации петрологических  $P$ – $T$ -параметров метаморфизма и показывают, что земная кора раннего архея по мощности была сопоставима с фанерозойской. Оценки мощности архейской литосферы в 60–90 км близки к тем, которые определяют современную литосферу океанического типа.

Необходимо обратиться к анализу значения отклонений от обсуждавшихся выше средних расчетных величин. Заниженные (как отмечали авторы [186]) оценки температур для некоторых петрологических данных по Анабарскому щиту (№ 5–7) определяют весьма низкие величины мантийного теплового потока ( $0,6$ – $0,4$  мВт · м<sup>-2</sup> от суммарного, что маловероятно) и приводят к большим величинам мощности литосферы (100–140 км). Эти величины приближаются к средним по континентальной литосфере, и при указанной низкой теплогенерации коры и низких содержаниях РАЭ их следует признать маловероятными для данного случая, однако на других щитах достоверные оценки  $P$ – $T$ -параметров подобной величины известны и их можно принять в качестве предельно возможных для архея.

**Геологические следствия.** Полученный материал хорошо согласуется с обзорными данными по оценке геотермических градиентов в архее, значительная часть которых указывает, что мощность коры нередко превышала 20–40 км [227, 267]. Учитывая, что глубоко метаморфизованные породы архейских комплексов образовались на глубине 30–50 км, а поверхность Мохоровичича находится на 35–40 км ниже, возникает предположение, что архейская кора, вероятно, имела мощность не менее 65–80 км [280].

Этот вывод находится в очевидном противоречии с представлением о более высоких температурах в архейской литосфере, вытекающим из широкого распространения коматитов в то время.

Полученные оценки теплового потока показывают, что 3 млрд лет назад кора в регионах рассмотренного типа не могла превышать ~40 км (при большей мощности нижние горизонты автоматически подвергались бы плавлению при любом химическом составе), а наблюдаемые сейчас на дневной поверхности породы гранулитовой фации формировались в ее нижних горизонтах.

Возникает необходимость объяснить, каким образом нагретые нижние пластины древней коры могли оказаться на одном гипсометрическом уровне и образовать мощный "гранулит-метаморфический" [99] слой, целиком слагающий земную кору (например, на Анабарском щите). Наиболее приемлемой представляется следующая модель. Тектоническое сжатие земной коры являлось причиной формирования ранней изоклиальной складчатости, характерной для этих комплексов, и сопровождалось метаморфизмом. При этом происходило тектоническое утолщение земной коры, имевшей, как показали расчеты, значительную мощность. Нижние нагретые горизонты перекрывали верхние, создавая в целом перегретую

колонну горных пород. Эффективная эрозия, обусловленная изостатическим воздыманием блока коры, геологически мгновенно срезала неметаморфизованные горизонты.

В целом такая модель образования гранулитовых поясов позволяет объяснить одновременно глубокий метаморфизм огромных масс пород, их интенсивную складчатость, равномерный региональный характер метаморфизма и отсутствие верхних градиентных, менее метаморфизованных комплексов.

Геофизические расчеты показывают реальность такой модели при вполне вероятных геологических допущениях. Наиболее наглядно удвоение земной коры по надвигу вблизи ее основания (рис. 61). Расчеты показывают, что в основании пластины коры мощностью 40 км за 30 млн лет после надвига температура поднималась с 600 до 800–900°С, и эти высокие температуры были характерны для многокилометровой толщи новой утолщенной коры<sup>1</sup>.

Очевидно, что при более высоких, чем принятые в указанных расчетах, температурах низов коры вертикальная распространенность гранулитовых пород будет еще больше. Эти расчеты показывают, что предлагаемая выше геодинамическая модель формирования гранулитометаморфических поясов вполне приемлема с точки зрения тепловых параметров сиалической коры.

Протерозойский этап развития рассматриваемых геологических структур (2 млрд лет назад) характеризуется диафоритическим метаморфизмом амфиболитовой фации и явлениями гранитизации, которые приурочены к зонам глубинного скольжения и диафореза, представляющим собой внутрикоровые срезы глубинных разломов. К началу этих процессов сформированная ранее сиалическая кора была охлаждена, а затем подвергалась повторному разогреву, сохраняя жесткость за пределами зон разломов. Привнос  $H_2O$ , кремнекалиевый метасоматоз и выплавление автохтонных гранитов, последующие гидротермальные изменения, локализованные вдоль этих зон разломов, свидетельствуют о вероятности интенсивного конвективного (флюидного) теплопереноса из мантийных источников, поэтому полученные цифры мощности коры и литосферы для этого этапа можно считать минимальными. Однако даже при наличии флюидного теплопереноса необходимо перекрытие наблюдаемых уровней мощной толщей сиалической коры, чтобы достигнуть необходимых давлений. Как было показано по зонам глубинного скольжения и диафореза осуществлялись перемещения надвигового характера. Полученные выше оценки показывают, что максимально возможная мощность коры оказывается значительно меньшей, чем та, которая необходима, чтобы эти породы могли сегодня наблюдаться на земной поверхности.

Рассматриваемой ситуации удовлетворяет модель повторного разогрева зрелой сиалической коры в зоне надвига на глубине 20–30 км, рассчитанная для Гималаев с целью установить условия образования наблюдаемых здесь молодых гранитов [260]. Для невысокой общей плотности теплового

<sup>1</sup> В связи с нестационарным характером такой модели принятые в расчетах температурные параметры метаморфизма, отнесенные к стационарной тепловой модели коры (уравнение (2)), приводят к завышению значений теплового потока и, как следствие, к занижению мощности коры примерно на 20%.

потока ( $25\text{--}38 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) при низкой скорости относительного перемещения верхней пластины ( $0,1 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ ) и одновременной, но отстающей эрозии верхних горизонтов рассчитано, что за 30 млн лет температура в зоне надвига повысится с  $200\text{--}300$  до  $500\text{--}650^\circ\text{C}$  и станет достаточной для локального выплавления здесь гранитов. Если учесть, что в протерозое Анабарского щита вдоль таких зон интенсивно проникал глубинный флюид, интенсифицировавший теплоперенос и гранитообразование, то становится ясным, что такая модель наиболее полно удовлетворяет наблюдаемым геологическим и петрологическим данным.

В заключение следует отметить, что полученные модели иллюстрируют применимость предлагаемого способа расчета согласованных величин тепловых потоков и мощности земной коры в докембрии на основе содержаний РАЭ и параметров метаморфизма. Требуется дальнейшей разработки метод расчета распределения температуры с учетом нестационарного теплового режима в предлагаемой модели тектонического скупивания первичной коры, а также способ определения реальной (криволинейной) формы геотермы (которая в данной работе принята прямолинейной) при определении мощности коры. Специального рассмотрения заслуживает физическое состояние мантийной части литосферы в интервале температур  $1200\text{--}1600^\circ\text{C}$ , учитывая снижение вязкости и возможное парциальное выплавление базальта в условиях специфического термального режима Земли в докембрии.

## ПРОБЛЕМЫ РАННЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО АНАБАРСКОМУ ЩИТУ (ЗАКЛЮЧЕНИЕ)

Гранулито-метаморфические комплексы, подобные Анабарскому, достаточно широко распространены в ранней земной коре. Хотя сравнительно поздний гранулитовый метаморфизм затрудняет выявление наиболее достоверных древних датировок, известны случаи, когда возраст таких образований составляет 3,8 млрд лет [280]. Существуют основания считать, что эти комплексы слагают фундамент зеленокаменных поясов (с возрастом 3,4–3,5 млрд лет) и наряду с "серыми гнейсами" относятся к числу древнейших образований на Земле.

В составе Анабарского комплекса существенно преобладают эндербитоиды (гиперстеновые плагиогнейсы), которые вместе с метабазитами и измененными разновидностями составляют около трех четвертей объема верхней части земной коры щита. Петролого-геохимическое исследование показало, что эти породы представляют собой единую ассоциацию первично-магматических пород (при этом из рассмотрения были исключены анатектиты и другие породы, подвергшиеся аллохимическому метаморфизму, распространенные локально). Они образуют слоистый комплекс, включающий прослой седиментогенных пород, что указывает на их вулканогенную природу. Проведено сопоставление с вулканитами дифференцированных серий. Показано, что распределение петрогенных и 20 малых элементов позволяет выделить среди метабазит-эндербитоидного комплекса петрохимические серии, подобные известным в молодых островных дугах: низкокалийевую, известково-щелочную и высококалийевую. Каждая серия представляет собой непрерывный ряд пород, петрохимически варьирующий от составов базальтов и базальтовых пикритов до составов риодацитов. Если принять, что такое распределение отвечало вариациям исходных вулканитов, то следует признать сходство ранних вулканитов Анабарского щита с вулканитами молодых островных дуг, для которых характерно, что низкокалийевая, известково-щелочная и высококалийевая дифференцированные серии распространены примерно в сопоставимых объемах.

Седиментогенные породы представлены карбонатными и известково-силикатными породами в ассоциации с гнейсами. Выявлено, что карбонатные породы, слагающие обычно маломощные прослои, приурочены к определенным стратиграфическим уровням, между которыми залегают гранатовые гнейсы (метаграувакки) и известково-силикатные породы, первоначально представленные смешанными карбонатно-терригенными отложениями. Среди исходных пород по распространенности выделяются две главные группы — собственно карбонатные породы и граувакки с той или иной примесью глинистого или карбонатного материала. Невысокая степень зрелости обломочного материала и граувакковый состав, определенный на основании расчетов нормативного минерального состава и рас-

предела элементов-примесей, позволяют предполагать, что размыв происходил в тектонически активной области, сложенной преимущественно магматическими породами существенно среднего и кислого состава. Чисто карбонатные породы были представлены главным образом известняками, тогда как для смешанных отложений характерен доломитовый карбонатный компонент. Изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C} \approx -3\%$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O} \approx +20\%$ ) указывает на седиментацию в открытых водных бассейнах; утяжеление углерода до  $\delta^{13}\text{C} \approx +9\%$  свидетельствует, по-видимому, о локальных условиях эвапоритизации, так же как и несколько повышенные содержания Ва в карбонатах и  $\text{SO}_3$  в скаполитах. Синхронность отложения кальциевых и кальциево-магнелиевых карбонатов вместе с другими указанными особенностями исходных осадков позволяет предполагать седиментацию в относительно неглубоких участках шельфа, которые, возможно, временно отделялись от основного бассейна в период эвапоритизации.

Анортозиты и связанные с ними породы Анабарского щита относятся к распространенной в докембрии монцодиорит (мангерит)-анортозитовой ассоциации. Массивы этих пород приурочены к крупным зонам дробления и диафореза и сложены двумя магматическими комплексами – анортозитовым (габбро, габбро-анортозиты, пироксениты) и монцодиоритовым (иотуниты, мангериты). Тесная связь этих комплексов в пространстве и анализ геохимических трендов позволяют предполагать их образование в результате единого процесса. Данные по распределению редкоземельных элементов свидетельствуют в пользу комагматичности монцодиоритов и анортозитов. Монцодиориты могли образоваться из остаточного расплава после удаления кумулятивных анортозитов из расплава высокоглиноземистого андезито-базальта. Возраст ассоциации по предварительным данным Рb-Рb термоизохронного метода оценивается в 2,7 млрд лет, а минеральные парагенезисы, особенности структур распада порообразующих минералов и сопоставление данных морфологии аксессуарных цирконов указывают на формирование ранних парагенезисов минералов в параметрах гранулитовой фации. Последующий метаморфизм амфиболитовой фации существенно изменил облик пород, но сохранившиеся реликты с пироксеновыми парагенезисами показывают, что значительных изменений химического состава при этом не произошло. Породы анортозитового комплекса существенно отличаются от пород лунной группы ANT. По ряду признаков анабарская анортозитовая ассоциация занимает промежуточное положение между наиболее древней (3–3,5 млрд лет) земной габбро-анортозитовой ассоциацией, характерной для зеленокаменных поясов, и анортозит-рапакиви-гранитной, образовавшейся в субплатформенных условиях (1,7 млрд лет).

Анализ парагенезисов метаморфических минералов позволил уточнить известные ранее температуры и давления гранулитового метаморфизма. Проведенные расчеты показали, что температура метаморфизма была достаточно высокой во всех сериях Анабарского щита и составляла приблизительно  $900^\circ\text{C}$ .

Для оценки давления применялся метод построения линий постоянного состава пятиминерального парагенезиса  $Gr + Opx + Cpx + Pl + Q$  при независимом определении температуры метаморфизма по двупироксеновому и гранат-клинопироксеновому термометрам. Для расчетов использовалась

пятиминеральная ассоциация с различным составом фаз. Полученное давление метаморфизма оценивается в 11–12 кбар независимо от состава пород и минералов в парагенезисе, что несколько выше, чем представлялось ранее. Эти данные свидетельствуют о том, что все породы Анабарского щита относятся к глубинной фации пироксеновых гранулитов и были метаморфизованы приблизительно в одинаковых условиях.

Выявлены две генерации циркона в эндрейтоидах: ранняя — призматическая и поздняя — шаровидная. Первые обычно деформированы, на поверхности имеют наросты — новообразования, обогащены в центральных частях такими элементами, как Са и Y, которые были захвачены, по-видимому, при кристаллизации из магмы. В них широко проявлены вторичные изменения в виде метамиктности и трещин, заполненных нередко новообразованным существенно железистым материалом. Цирконы этой генерации, вероятно, кристаллизовались из расплава в дометаморфический этап, причем небольшой размер (менее 0,1 мм) указывает на то, что они кристаллизовались в эффузивных породах. Поздняя генерация имеет шаровидную форму, лишена вторичных изменений, содержит включения таких минералов, как кварц, полевые шпаты, апатит, захваченные во время роста внутри кристаллически-зернистой породы. Эти особенности указывают на их образование во время метаморфизма.

Метаморфогенные флюидные включения в кварце архейских пород гранулитовой фации Анабарского комплекса представлены преимущественно жидкой  $\text{CO}_2$ , хотя встречаются и смешанные включения  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Температура метаморфизма по расплавленным включениям в анатектитах оценивается примерно в 860–890°C, а давление, определенное по плотности  $\text{CO}_2$  во включениях, — в 10–11 кбар. В протерозойских бластотектонитах амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций Ламуйского комплекса преобладают существенно водные включения с добавками  $\text{CO}_2$ , в анатектитах и пегматитах обнаружены также расплавленные и кристалло-флюидные включения. Параметры метаморфизма пород Ламуйского комплекса, определенные по флюидным включениям, варьируют от  $T = 780\text{--}810^\circ\text{C}$  при  $P = 6\text{--}6,5$  кбар до  $T = 500^\circ\text{C}$  при  $P = 4\text{--}5$  кбар и далее до  $T = 200\text{--}300^\circ\text{C}$  при  $P = 0,7$  кбар, что отражает эволюцию режима метаморфизма. Определение под электронным микроскопом плотности свободных дислокаций и размеров субзерен кварца, деформированного в условиях дислокационной ползучести, позволило рассчитать величины палеостресса для Анабарского комплекса в условиях гомогенной складчатости — около 100 бар, а для Ламуйского в условиях приразломного сдвига — около 500 бар, что согласуется с известными расчетами геофизических моделей утолщения коры при тангенциальном сжатии и соответствует тектоническим различиям в формировании рассматриваемых комплексов.

U-Pb изотопное исследование акцессорных цирконов различных генераций позволило установить два этапа метаморфизма в пределах Анабарского щита —  $1,97 \pm 0,02$  и  $2,7 \pm 0,1$  млрд лет назад (дискордия), причем разновозрастные цирконы характеризуются различными геохимическими параметрами. Дометаморфический возраст пород далдынской серии не моложе 3,32 млрд лет. Неоднократное нарушение U-Pb изотопной системы в акцессорных цирконах препятствует более точному определению как первичного возраста вулканогенно-осадочной толщи, так и времени проявления

раннего этапа метаморфизма гранулитовой фации. В связи с этим была проведена методическая работа по определению степени сохранности U-Pb изотопной системы в цирконах дометаморфической генерации в зависимости от экранирующих свойств минерала-хозяина и показано, что плагиоклазы являются лучшими по сравнению с пироксенами консерваторами U-Pb изотопной системы цирконов. Результаты геохронологических исследований, несмотря на их незавершенность, позволяют сделать вывод о принадлежности изученных формаций Анабарского щита к одним из древнейших образований Земли и о многоэтапности процессов их формирования.

В тектонической истории щита выделяются два главных этапа. Складчатая структура архейского Анабарского комплекса маркируется парагенезисами гранулитовой фации и характеризуется линейными узкими, нередко изоклинальными складками с однородным в пределах щита простиранием в северо-северо-западном направлении. Складки часто запрокинуты в юго-юго-западном направлении, шарниры от пологих до крутонаклонных в направлении падения крыльев. Это свидетельствует об интенсивном тангенциальном сжатии, близком во времени к эпохе гранулитового метаморфизма, и о значительном увеличении общей толщины слоистого комплекса около 3 млрд лет назад.

Вторым крупным тектоно-термальным событием явилось формирование 2 млрд лет назад глубинных разломов, которые по совокупности специфических развитых здесь процессов отнесены к категории зон глубинного скольжения и диафтореза. На первом этапе вдоль ослабленных зон происходило интенсивное продвижение глубинных, преимущественно водных флюидов, затем усилившиеся напряжения привели к разрыву сплошности пород, сдвиговым деформациям, появлению милонитов и катаклизитов, которые на заключительном этапе подверглись щелочно-кремнеземистому метасоматозу, формированию порфиробластовых гнейсов, мигматитов и локальному образованию гранитов при непрерывном перемещении соседних жестких блоков. Завершающие перемещения происходили уже на этапе охлаждения системы, в условиях зеленосланцевой фации. Сформированные зоны тектонических нарушений носят характер крутых надвигов с перемещением блоков в юго-юго-западном направлении. Они свидетельствуют о том, что в протерозое сохранился общий план тектонических деформаций архея при повторном тангенциальном сжатии сформированного ранее гранулитового комплекса. Во время перемещений по этим зонам разломов были подняты из более глубоких горизонтов крупные блоки земной коры (отторженцы), представленные в настоящее время гранулитовым комплексом пород и анортозитами. Таким образом, во время этого второго тектоно-термального события первичная кора была глубоко переработана как в отношении структуры, так и в отношении состава на значительных участках, размеры которых достигают  $(10-30) \times 200$  км.

В целях выявления общих геохимических особенностей эволюции земной коры Анабарского щита было изучено распределение редкоземельных и радиоактивных элементов в метаморфических породах. Распределение редкоземельных элементов показывает, что в метабазит-эндербитоидной ассоциации пород Анабарского комплекса архея присутствуют толеитовые составы с распределением, близким к *MORB*, а также составы, обогащен-

ные РЗЭ, соответствующие субщелочным базальтоидам. Гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды) характеризуются сильным, равномерным обогащением легкими РЗЭ с положительной аномалией Eu, наиболее ярко проявленной в кислых (риодацитовых) составах. Сходные особенности распределения установлены в анортозитах и сопровождающих их габброидах. Это позволяет предполагать значительную роль фракционирования плагиоклаза при формировании исходных магм и первичных пород, по которым образовались эндербитоиды. Седиментогенные породы обладают характерными для фанерозойских осадочных отложений особенностями: обогащение легкими РЗЭ, отчетливый минимум Eu. Эти особенности предположительно объясняются фракционированием при выветривании и осадконакоплении. Характерное для фанерозойских гранитов обогащение РЗЭ при сильном фракционировании и отрицательной аномалии Eu появляется в магматических породах щита только на протерозойском этапе его эволюции — в автохтонных гранитоидах приразломного Ламуйкского комплекса. Эти особенности РЗЭ отражают формирование гранитоидов за счет частичного плавления ранее сформированной сиалической коры.

Гамма-спектрометрическим и химическим методами в метаболитах, плагиогнейсах, гранатовых (высокоглиноземистых) гнейсах и метакарбонатных породах (мраморах, кальцифирах, диопсид (скаполит)-плагиоклазовых кристаллосланцах) раннеархейского гранулитового комплекса Анабарского щита определены соответственно (г/г): U = 0,1–0,2; 0,2–0,9; 0,6–2,9; 1,2–2,8; Th = 0,4–0,9; 0,5–11,4; 5,5–13,0; 2,9–12,4; Th/U = 4–5; 2,3–12,7; 4,5–16,0; 2,4–5,4. Среди диафторитов амфиболитовой фации, бластомилонитов, мигматитов и гранитоидов, распространенных в протерозойских зонах глубинных разломов, отмечено существенное повышение содержаний радиоактивных элементов, главным образом Th (до 26 г/т при Th/U = 20). Опираясь на величины Th/U-отношения и на другие признаки, можно предполагать, что содержания радиоактивных элементов в породах гранулитового комплекса в значительной мере сохранились от первичных пород. Установленные весьма низкие содержания радиоактивных элементов и их распределение для магматогенных пород интерпретируются как следствие выплавления исходных магм главным образом из фемического (базитового), а частично из сиалического субстрата, а достаточно высокие их содержания в метаседиментогенных породах — как результат интенсивного раздельного химического фракционирования Th и U в корях выветривания и водных бассейнах. Показано, что сформировавшаяся в регионе 3 млрд лет назад сиалическая земная кора отличается пониженными содержаниями радиоактивных элементов и лишь позднее (1,9 млрд лет назад) процессы гранитизации в зонах глубинных разломов привели к локальному обогащению этими элементами, а валовой состав таких участков приблизился к составу гранитного слоя континентальной коры фанерозоя.

Для выявления эволюции вещественного состава земной коры были вычислены средние составы кислых средних и основных пород гранулитовой фации архейского Анабарского комплекса и гнейсов, амфиболитов, мигматитов по ним, гранодиоритов и гранитов протерозойского Ламуйкского комплекса. Эти содержания нормированы по средним концентрациям элементов в верхнем гранитно-метаморфическом слое земной коры

[285]. Показано, что первичная архейская кора была обогащена FeO, MgO, Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu, содержания Sr, Zn, Pb примерно соответствуют таковым в современной земной коре, а содержания Nb, Li, Zr и, вероятно, K, Ba заметно понижены. Протерозойская кора, распространенная в отдельных приразломных участках, по распределению указанных элементов соответствует в целом составу континентальной коры фанерозоя. Предполагается, что первичная примитивная сиалическая кора существенно андезитового состава сформировалась в результате известково-щелочного вулканизма и последующего гранулитового метаморфизма 2,7 млрд лет назад. Позднее, 1,9 млрд лет назад, в результате привноса вдоль глубинных разломов литофильных элементов из мантийных, частично нижнекоровых источников валовой состав изменился, и в этих участках сформировалась кора нового типа, близкая по составу к гранодиориту и соответствующая современной земной коре континентального типа.

Существенное значение для правильного понимания процессов корообразования изученного региона имеет конкретизация представлений о тепловом потоке, который определяет как максимальную мощность коры, так и геологические особенности данной эпохи. На основании распределения радиоактивных элементов установлена теплогенерация коры Анабарского щита, которая оказывается равной  $0,400 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-3}$  в настоящее время,  $0,700$  и  $0,670$  2 млрд и 3 млрд лет назад соответственно. Уравнение температуры использовано для расчета тепловых потоков на основе петрологических данных по *P*- и *T*-условиям метаморфизма и теплогенерации коры. Геотермический градиент, поверхностный и мантийный тепловой потоки оказались равны соответственно  $30^\circ\text{C}/\text{км}$ ,  $74 \pm 12$  и  $42 \pm 16 \text{ мВт} \cdot \text{м}^2$  (3 млрд лет назад) и  $31^\circ\text{C}/\text{км}$ ,  $85$  и  $58 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$  (2 млрд лет назад). По этим величинам рассчитаны максимальные мощности коры архея, равные  $49 \pm 10 \text{ км}$ , и минимальные мощности литосферы —  $90 \pm 35 \text{ км}$ . Для объяснения строения коры в гранулитовых поясах (около  $3 \cdot 10^9$  лет) предложена модель тектонического скупивания с разогреванием надвигаемых пластин. Для более позднего термального события, около  $2 \cdot 10^9$  лет назад, на Анабарском щите предложена модель надвигания холодных сиалических пластин с конвективным флюидным разогреванием вдоль зон разломов.

В целом изложенный материал показывает, что в формировании земной коры Анабарского щита отражена специфика ранней эволюции Земли. По-видимому, в раннем архее в определенных участках первичная сиалическая кора была примитивной по составу (примерно андезитовому) и формировалась в специфических условиях аккреции слоистых пакетов и гранулитового метаморфизма без формирования гранитоидных батолитов.

В решении проблем ранней эволюции Земли можно выделить ряд аспектов: тектонический, включающий вопросы структурной эволюции на стадии аккреции и на более поздней стадии, связанной с переходом к тектонике плит; магматический, охватывающий специфику ранних магм, в особенности анортозитов и коматиитов; седиментологический, касающийся состава древнейших осадков, источников материала и особенностей флюидной оболочки планеты.

Рассматривая проведенный выше анализ материалов по Анабарскому щиту в тектоническом аспекте, необходимо отметить следующее. Архейские породы щита формировались в тот тектонически неопределенный

период, когда бомбардировка, сопутствующая аккреции планеты, уже почти завершилась, а механизм тектоники плит еще не начал действовать [117]. Одним из наиболее ранних продуктов проявлений процесса субдукции, датированных Sm-Nd методом, являются выявленные в основании Каапвальского кратона эклогиты с возрастом 2,4 млрд лет [286]. Как и в других гранулитовых поясах, здесь не наблюдается офиолитовой ассоциации пород и высокобарических парагенезисов минералов, маркирующих океаническую кору и процесс ее субдукции в глубокие горизонты верхней мантии. Вместе с тем линейная складчатость указывает на интенсивное тангенциальное сжатие и горизонтальные перемещения в процессе тектонического сжатия архейской коры. Возможной внепланетной причиной этих горизонтальных перемещений было влияние Луны, приведшее, как полагают [68, 117], к формированию единого протоконтинента.

Другой возможной причиной (эндогенной) является конвекция в мантии, пусковым моментом для которой, как можно предположить, явилось падение крупных планетных тел с образованием гигантских, заполненных импактным расплавом кратеров. Следы таких кольцевых структур предположительно выделяются в обрамлении Анабарского щита по космофотогеологическим данным [50]. Во всяком случае, установлено, что в процессе архейского тектонического сжатия сформировалась сиалическая кора и, по-видимому, сопряженная с ней литосфера, оценки мощности которых, основанные на интерпретации данных по радиоактивности породы  $T$ - $P$ -параметрам метаморфизма, приведены выше. Можно попытаться проверить эти оценки другим методом, основанным на зависимости между щелочностью вулканитов и мощностями коры и литосферы, установленной при изучении петрохимической зональности островных дуг [1, 138]. Такая оценка будет характеризовать кору в период вулканизма, до начала общего тектонического сжатия, и должна соответственно быть несколько заниженной. При использовании выведенных ранее уравнений [212] для наиболее распространенных пород архея Анабарского щита ( $\text{SiO}_2 = 60\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 1,48\%$ , известково-щелочная серия) рассчитанная мощность коры оказывается равной 27 км, литосферы — 118 км [277]. Эти величины согласуются с приведенными выше оценками и предположениями. Однако они в известной мере условны, так как существование тектонических параметров островодужной обстановки, для которых разработаны эти уравнения [212], остается проблематичным.

К числу проблем магматической эволюции ранней Земли, которые могут быть рассмотрены в свете данных по Анабарскому комплексу, относятся генетическая позиция серых гнейсов, положение коматиитов в эволюционном ряду магматических пород и проблема анортозитов. Сопоставление метабазит-эндербитоидного комплекса Анабарского щита и серых гнейсов Гренландии, проведенное ранее [170], показывает их определенную петрохимическую общность. Сходными оказываются наиболее яркие особенности — существенное преобладание производных известково-щелочных магм натриевого ряда, присутствие пластообразных залежей метабазитов. Выявленное в настоящее время кардинальное отличие заключается в непрерывности магматических серий и присутствии серий различной щелочности (калиевоности) среди метабазит-эндербитоидной ассоциации пород Анабарского щита, в то время как серые гнейсы обра-

зуют бимодальную ассоциацию однородной низкой щелочности. Если принять наиболее распространенную интрузивную гипотезу о происхождении серых гнейсов [207, 255], то по геологической ситуации их можно сопоставлять с гранитоидами батолитового типа более поздних орогенных систем. В первом приближении можно допустить, что складчатость и метаморфизм вулканогенных толщ раннего архея сопровождалась выплавлением плагιοгранитных (серогнейсовых) батолитов в некоторых, но неповсеместных геологических ситуациях, в частности там, где метаморфизм не достигал гранулитовой фации. Отсутствие батолитовых гранитоидов в складчатых гранулитовых комплексах представляет собой интереснейший вопрос для дальнейших исследований.

Фундаментальной особенностью раннедокембрийского магматизма является достаточно широко распространенный ультраосновной вулканизм, в результате которого сформировались обширные покровы коматиитов [47, 80], характерные для зеленокаменных поясов. Петрохимические и геохимические реконструкции по Анабарскому комплексу, приведенные выше, а также по другим гранулито-метаморфическим поясам показывают, что среди вулканогенных образований соответствующего состава собственно коматиитовые с присущими им характерными геохимическими особенностями лавы либо отсутствовали, либо присутствовали в незначительном количестве. Можно предположить, что причиной являются тектонические особенности формирования: рифтогенез в зеленокаменных поясах и тектоническая аккреция известково-щелочных вулканических серий на начальном этапе развития гранулито-метаморфических поясов.

Пространственная связь анортозитов автономного типа [25] и гранулитовых комплексов, так же как и приведенные выше данные о сходных минералого-генетических особенностях и возможной синхронности их формирования на Анабарском щите, позволяет предположить существование между этими породами парагенетической связи на уровне формирования исходных пород. В данной трактовке эта мысль, по-видимому, является новой и, безусловно, заслуживает проверки, поскольку эндербит-чарнокитовые серии в силу своей петрологической обособленности обычно рассматриваются как самостоятельные в генетическом отношении интрузивно-магматические или палингенно-метасоматические образования (обзор гипотез проведен ранее [193]), а гипотеза первично-вулканогенного образования для пород собственно эндербит-чарнокитовой серии получила петрологическое обоснование сравнительно недавно [32, 180].

Аллохтонное залегание анортозитов на Анабарском щите позволяет рассматривать гипотезу о более раннем формировании анортозитов, предположительно образовавших первичную сиалическую кору. В этом случае широкое развитие сиалических вулканитов и особенности распределения в них редкоземельных элементов и других элементов-примесей можно объяснить с позиций контаминации базальтовой магмы анортозитовым веществом коры и его селективным плавлением при анатексисе [148]. Единый структурный план ранних деформаций на огромной площади щита при значительной протяженности толщ (сотни километров по простиранию) и ширине бассейна осадконакопления (не менее 1 000 км) свидетельствует, возможно, о существовании в то время жесткого упора по крайней мере с одного борта этой области длительного сжатия – с юго-юго-

запада, куда нередко опрокинуты складки и где мощность земной коры в настоящее время максимальна [170]. Правомерно предположение, что таким упором являлась ранняя сиалическая кора континентального типа. Если при этом допустить, что под геохимическим влиянием этой коры, как и на активных континентальных окраинах, формировались рассмотренные метавулканогенные серии, то гипотеза ранней анортозитовой коры приобретает определенную привлекательность.

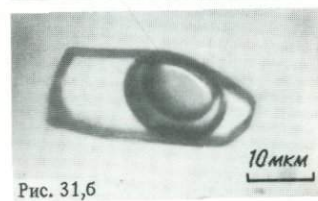
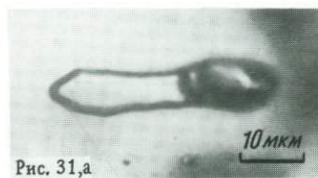
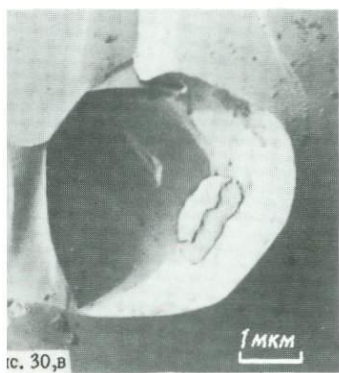
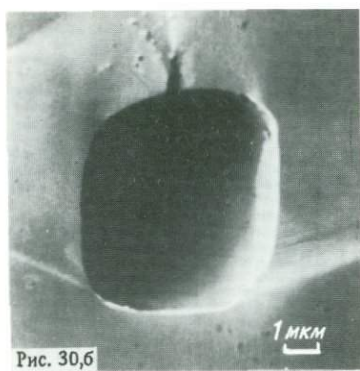
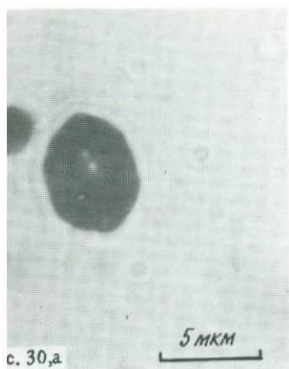
Вместе с тем если принять сделанные выше выводы о том, что метабазит-эндиербитоидная ассоциация является производной от островодужных вулканитов, то интересные данные могут быть получены при рассмотрении включений в лавах островных дуг. Оказывается, в частности, что анортит-содержащие и анортозитовые включения приурочены к вулканитам, где проявлены низкокальциевые глиноземистые базальты ( $K_2O = 0,2-0,6\%$ ), а также базальты с высоким содержанием глинозема (17–20%) и извести (10–13%). Эти низкокальциевые базальты, называемые обычно островодужными толеитами, развиты во внешних, выдвинутых в сторону океана и глубоководных желобов зонах островных дуг, и этими же зонами и ограничивается (хотя и не всегда) распространение подобных включений [41]. Такие включения обнаружены среди упомянутых выше островных дуг, с которыми проводилось сопоставление: Малые Антильские острова, Южные Сандвичевы острова, острова Индонезийского архипелага и др. В четвертичных вулканитах базальт-андезит-дацитовой серии Камчатки встречаются различные типы анортозитов, в том числе и сходные с лунными [42, 140, 200].

В то же время в соответствующих вулканических сериях континентов глубинные включения не встречаются [58]. Включения анортозитового типа обычно ассоциируются с более кремнекислыми типами включений, отвечающими по составу габбро, габбро-норитам, кварцевым габбро и даже кварцевым диоритам, тоналитам и иногда натриевым гранитам. Среди докембрийских автономных анортозитов рассмотренного типа характерно присутствие и более кислых пород, тогда как ультрамафиты, по существу, редкость. Включения большинством исследователей рассматриваются как результат протокристаллизации низкокальциевой базальтовой магмы, или предполагается, что это — включения пород нижней коры, верхов мантии или переходного слоя [118]. Сопоставление анортозитов континентов и океанов показывает, что "анортозитовая тенденция" современного базитового магматизма характеризует раннюю стадию развития островных дуг и современных областей перехода океан—континент, причем, несмотря на заметные различия древних и современных анортозитов, те и другие можно считать индикаторами перехода океанической коры в континентальную [173]. Независимо от генетических причин парагенетическую связь низкокальциевых базальтов выдвинутых в океан островных дуг и залегающих на глубине анортозитоподобных пород можно считать доказанной. Все это позволяет выдвинуть предположение, что весьма глубокий эрозионный срез Анабарского гранулитового комплекса открывает возможность наблюдать корневые части древнейших структур островодужного типа, в которых ассоциация низкокальциевых, известково-щелочных и высококальциевых вулканитов и связанных с ними анортозитов была проявлена в глубинных горизонтах вновь формирующейся земной коры. По-видимому,

необходимы дальнейшие более глубокие исследования для уточнения генетической позиции анортозитов, но их ключевая роль для правильного понимания генезиса гранулит-метаморфических поясов вполне очевидна.

Нередко в геологической литературе обсуждается вопрос о составе "первичной" коры Земли, обычно рассматривается трехстадийная модель: 1-я стадия — аккреция, 2-я стадия — образование первичной коры, 3-я стадия — формирование дифференцированной коры фанерозойского типа. При этом вводится неявное аксиоматическое допущение об однородности первичной коры в пределах планеты. Такое допущение непосредственно позволяет сразу предполагать, что эта кора была базальтовой, так как именно базальтовые магмы должны быть первыми продуктами селективного плавления исходного метеоритного вещества. К обсуждению этого вопроса можно подойти с двух сторон. Изученное строение внешних оболочек планет земной группы и Луны демонстрирует различные этапы их эволюции, поскольку эта эволюция остановилась на разных временных этапах вследствие исчерпания внутренних источников энергии. Следует отметить, что на всех этих этапах кора оказывается гетерогенной и состав ее в разных участках оказывается различным. Для наиболее изученного такого объекта — Луны установлено, в частности, что в исследованных участках анортозитовая кора сформировалась в самом начале ее геологической эволюции — примерно в течение первых 120 млн лет после первичной аккреции, датируемой в 4,56 млрд лет [215], а сохранность ранних магматических продуктов объясняется приостановкой мантийной конвекции [279]. С другой стороны, необходимо обратить внимание на то, что современная земная кора на 70% сложена океаническими базальтами, которые с петрологической точки зрения, несомненно, являются первичными по отношению к большей части сиалической коры.

Существуют основания предполагать, что земная кора Тихого океана является следствием неоднородности в недрах Земли, возникшей в раннем докембрии [141]. Однако совершенно точно установлено, что по геологическому возрасту базальты этой океанической коры моложе, чем подавляющая масса пород сиалической коры континентов. Для Анабарского метаморфического комплекса выше было показано, что вероятным источником магм среднего и кислого состава служили магмы базальтового состава, хотя признаков базальтовой (океанической) коры здесь, как и в других сходных комплексах, не обнаруживается. Сказанное можно подытожить следующим образом. Известные сейчас данные свидетельствуют о весьма раннем начале конвекции внутри планеты. С точки зрения физических свойств горных пород конвекция должна предшествовать любой термальной дифференциации исходного вещества по мере повышения температуры. По-видимому, складчатость раннедокембрийских комплексов была обусловлена главным образом этой причиной. Если указанные допущения справедливы, а имеющиеся данные как будто указывают на это, то следует признать, что магматизм, осадконакопление и складчатость — это разные стороны одного процесса. Возникающие при этом в верхних горизонтах вещественные ассоциации горных пород, составы вулканитов и осадков должны варьировать от места к месту в зависимости от положения по отношению к конвективной ячейке, от интенсивности конвекции и других причин. В связи с этим сейчас вряд ли можно считать обоснованным те пред-



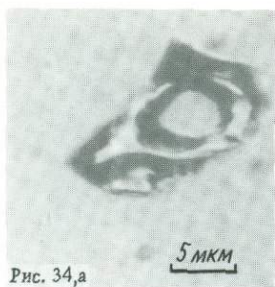


Рис. 34,а



Рис. 34,б

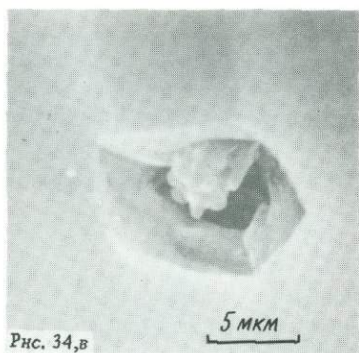


Рис. 34,в

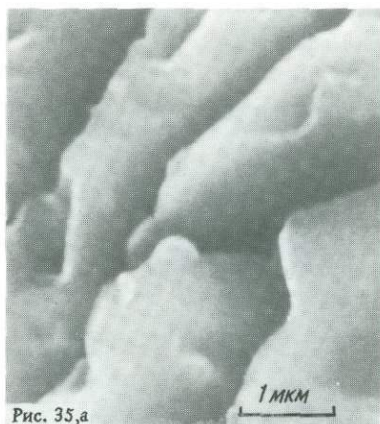


Рис. 35,а

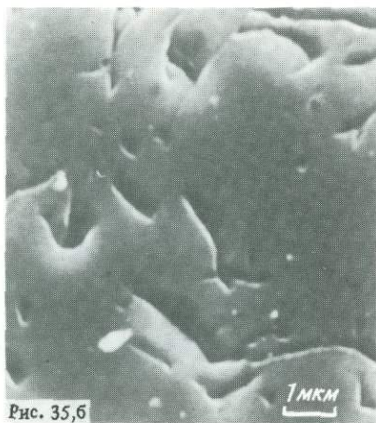


Рис. 35,б



Рис. 35,в

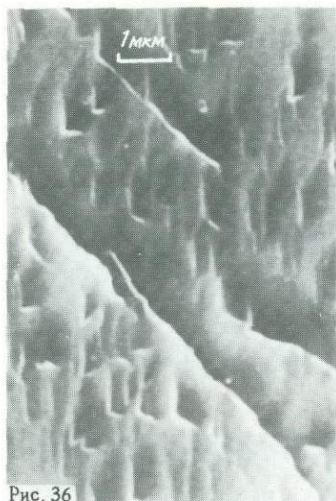


Рис. 36

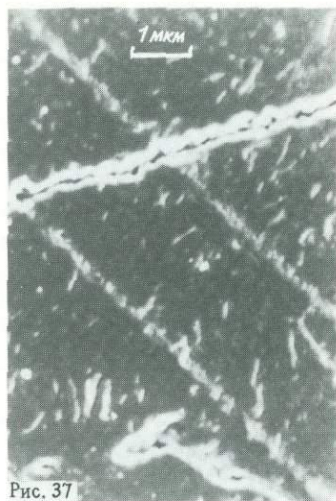


Рис. 37

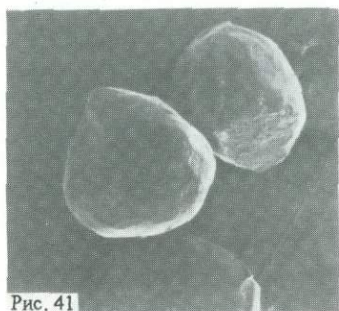


Рис. 41

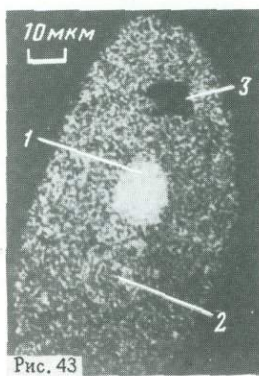


Рис. 43

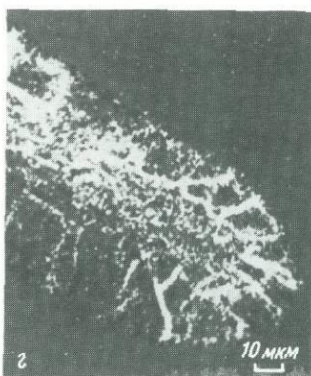
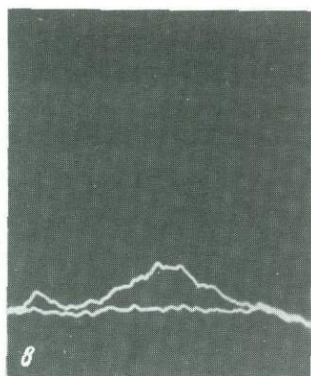
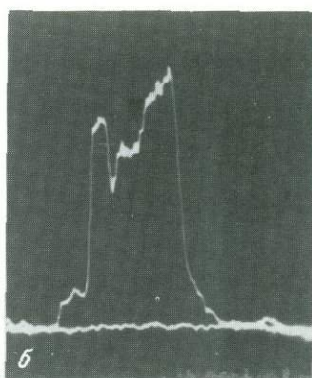
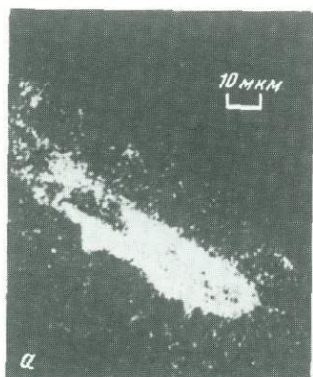


Рис. 42

посылки, на которых строятся представления о существовании единой, однородной "первичной" например базальтовой коры на ранних этапах развития Земли.

В седиментологическом аспекте проблем ранней эволюции Земли полученные данные по Анабарскому щиту позволяют рассмотреть особенности состава и ассоциаций осадков, источников сноса и состава атмосферы и гидросферы. Интерпретация химических анализов седиментогенных метаморфических пород показывает, что эти достаточно мощные осадочные толщи первоначально были представлены главным образом полимиктовыми обломочными отложениями (граувакками) в ассоциации с известняками и смешанными терригенно-доломитовыми отложениями.

Сходный комплекс седиментогенных пород устанавливается и в ряде других гранулито-метаморфических поясов, в частности на Алданском щите [86]. Для них характерно незначительное распространение или отсутствие ритмично-слоистых турбидитов в ассоциации с кремнистыми отложениями, а также мощных скоплений железистых кварцитов. По-видимому, осадконакопление происходило в мелководных условиях. В составе пород областей размыва, вероятно, были широко распространены кварцсодержащие породы — магматиты кислого и среднего состава. Это позволяет предполагать местный источник сноса, учитывая наблюдаемую в разрезах ассоциацию осадочных пород с вулканитами среднего и кислого состава. Распределение большинства элементов-примесей в первично-терригенных и карбонатных породах показывает, что не наблюдается заметных аномалий по сравнению с фанерозойскими осадками, в том числе и по содержаниям такого характерного элемента, как Sr, в карбонатах [289]. Это является косвенным указанием на то, что по катионному составу воды изученный раннеархейский бассейн был вполне сопоставим с морскими бассейнами фанерозоя. Изотопные характеристики карбонатов в раннеархейских комплексах оказываются весьма сходными с таковыми для морских карбонатов фанерозоя. Это указывает на подобие в режиме углекислоты и кислорода в атмосфере и в степени солености вод в фанерозое и докембрии. Аномально тяжелый углерод карбонатов, установленный в карбонатных породах одной из фациальных зон, хорошо согласуется с распределением Ва в карбонатах и непротиворечиво объясняется процессами эвапоритизации в локальных бассейнах седиментации. Более подробно геологические признаки и возможные граничные условия для реконструкций условий экзогенеза на ранних этапах геологической эволюции Земли рассмотрены ранее автором данного раздела с учетом сравнительно-планетологических данных и расчетных параметров атмосфер различного предполагаемого состава [151]. Кажется парадоксальным то, что, фиксируя вполне определенные признаки эволюции тектонических и магматических процессов [26,115], так же как и процессов метаморфизма [55], пока не удается установить достоверные, наблюдаемые в горных породах и их ассоциациях признаки радикальной смены условий экзогенеза на ранних (более 3 млрд лет назад) этапах геологической истории Земли. Неизбежность существования такой смены представляется большинству исследователей вполне очевидной, а разработка соответствующих гипотез ведется весьма активно. Анализ таких гипотез проведен ранее Шопфом [198]. В то же время существенные вариации и направленность изменений состава отложений и предпо-

лагаемых условий осадконакопления достаточно определенно устанавливаются для более поздних эпох [31, 159, 201].

Проведенное исследование показывает сложность реконструкций генезиса первичных пород и раскрытия сущности геологических процессов раннего докембрия на таких объектах, какими являются глубоко метаморфизованные комплексы. Однако эти комплексы составляют подавляющую массу ранней земной коры, и последовательная расшифровка их генезиса является необходимым для правильного понимания геологии и металлогении ранних этапов эволюции Земли.

В заключение необходимо отметить, что решение проблемы ранней эволюции Земли, получаемое на земных объектах, сводится к ответу на вопросы о том, когда, каким образом и в каком объеме сформировалась ранняя земная кора. Можно определенно сказать, что существующие в настоящее время ответы неоднозначны. По-видимому, комплексные, системные исследования древнейших участков земной коры представляют тот путь, который со временем позволит выявить ведущие закономерности в формировании ранней коры.

## PROBLEMS OF THE EARTH'S EARLY EVOLUTION: CASE STUDY OF THE ANABAR SHIELD (CONCLUSION)

Granulite-metamorphic complexes like the Anabar one represent a widely occurring constituent of the early Earth's crust. Although the relatively late granulitic metamorphism causes difficulty in identification of the most reliable ancient dates, there are cases when the age of such complexes is 3,8 billion years [280]. There are some grounds to hypothesize that these complexes make up the basement of greenstone belts (3,4 to 3,5 old) and, together with gray gneisses, may belong to the oldest formations on Earth.

The following aspects may be specified amongst the problems of the Earth's early evolution: the tectonic aspect, including problems of structural evolution in the phase of accretion and in a later phase associated with the transition to plate tectonics; the magmatic aspect, covering specific features of early magma, especially anorthosites and komatiites; the sedimentological aspect, dealing with the composition of the oldest sediments, sources of material and specific features of the fluid shell of the Earth. The results of the Anabar shield studies described above may provide certain information on some of these problems. In short these results are as follows.

In the Anabar complex the most widely occurring are enderbitoids (hypersthene plagiogneisses), which together with metabasites and altered varieties make up about 3/4 of the upper Earth's crust of the shield. Petrologic and geochemical studies have shown that these rocks constitute a single association of primary magmatic rocks (anatectites and other rocks subjected to allochemical metamorphism and occurring only locally have not been investigated). They represent a layered complex involving interbeds of sedimentary rocks, which is indicative of their volcanic origin. Comparison is made with volcanites of differentiated series.

It is shown that the distribution of petrogenic and 20 minor elements enabled identification in the metabasite-enderbitoid complex of a petro-chemical series similar to those found in young island arcs: low-potassium, calc-alkaline and high potassium ones. Each series is a continuous succession of rocks varying petrochemically from the composition of basalts and basaltic picrites to rhyodacites. Assuming that this kind of distribution corresponded to variations in the original volcanites, one should admit the similarity of the early Anabar volcanites to the volcanites of island arcs protruding into the ocean for which typical is the distribution of low-potassium, calc-alkaline and high-potassium differentiated series in comparable amounts. The sedimentary rocks are represented by carbonate and calc-silicate rocks in association with gneisses. It has been found that carbonate rocks that usually compose thin interbeds, are confined to certain stratigraphic horizons between which garnet gneisses (metagraywackes) and calc-silicate rocks lie which were initially represented by mixed carbonate-terrigenous deposits. Among primary rocks there may be distinguished, by occurrence, two major groups: carbonate rocks proper and graywackes with inclusions of clayey or carbonate material. The low maturity of clastic material composition and distri-

bution of trace elements enable one to suppose the scouring to take place in a tectonically active area composed mostly of magmatic rocks of essentially intermediate and acidic composition.

Pure carbonate rocks were largely represented by limestones, while for mixed deposits typical is a dolomite carbonate component. The isotopic composition of carbon ( $\delta^{13}\text{C} \cong -3\%$ ) and oxygen ( $\delta^{18}\text{O} \cong +20\%$ ) points to sedimentation in open water basins; carbon transition to a more heavy variety ( $\delta^{13}\text{C} \cong +9\%$ ) as well as some increase in the Ba content in the carbonates and  $\text{SO}_3$  in the scapolites evidently point to a local nature of evaporation. Synchronous sedimentation of calcium and calcium-magnesium carbonates, together with other specific features of primary sediments, allow one to suppose sedimentation in relatively shallow parts of the shelf, which possibly were separated from the main basin temporarily during the evaporation period.

Anorthosites and related rocks of the Anabar shield belong to the monzodiorite (mangerite)-anorthosite association occurring in the Precambrian. These rocks are confined to large rupture zones and zones of diapthoresis, and are composed of two magmatic complexes: anorthosite (gabbros, gabbro-anorthosites, pyroxenites) and monzodiorite (jotunites, mangerites). Closeness of these complexes in space and results of geochemical analysis of trends led to the hypothesis of their emergence as a result of a single process. Data on the distribution of rare earth elements confirm the co-magmatic nature of monzodiorites and anorthosites. Monzodiorites may have formed of the residual melt after removal of cumulative anorthosites from the melt of high-aluminous andesite-basalts.

Preliminary data obtained by the Pb—Pb thermoisochron method put the age of the association at 2,7 billion years, while the mineral parageneses, specific features of structures formed of decayed rock—forming minerals and a comparison of data on the morphology of accessory zircons indicate the formation of early parageneses of minerals in the parameters of granulite. Subsequent metamorphism of the amphibolite facies introduced essential changes in rock appearance, but the surviving relics with pyroxene parageneses show that in chemical terms no essential changes have occurred. Rocks of the anorthosite complex differ essentially from the rocks of the lunar group, ANT. By some features the Anabar anorthosite association occupies an intermediate position between the oldest (3—3,5 billion years) terrestrial gabbro-anorthosite association typical of greenstone belts and the anorthosite-rapakivigranit one which formed under subplatform conditions (1,7 billion years).

An analysis of parageneses of metamorphic minerals has enabled a refinement of previously known temperature and pressure of the granulite metamorphism. Estimates have shown that the metamorphism temperature was high enough in all series of the Anabar shield, amounting to about  $900^\circ\text{C}$ .

Pressure was estimated by plotting lines of a constant composition of five-mineral paragenesis  $\text{Cr} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qz}$  with independent determination of metamorphism temperature by bipyroxene and garnet-clinopyroxene thermometers. A five-mineral association with varying phase composition was employed for the calculation. Metamorphism pressure obtained is estimated as 11—12 kbar irrespective of the rock and mineral composition in the paragenesis, which is somewhat higher than was thought before. These data prove that all rocks of the Anabar shield belong to a deep facies of pyroxene granulites and were subjected to metamorphism under similar conditions.

Valuable data on zircon were obtained in the course of studies of accessory minerals. There were identified two zircon generations in enderbiteoids: early prismatic and late ball-shaped ones. The first usually are deformed, with new formations on the surface, in central parts are enriched with such elements as calcium and yttrium, evidently trapped in the course of magma crystallization. Secondary changes such as metamict properties and fissures, often filled with newly-formed essentially ferrous material widely occur. Most likely, the zircons of this generation crystallized from the melt during the pre-metamorphic phase, and their small size (less than 0,1 mm) indicates that this occurred in effusive rocks. The later generation is ball-shaped, is devoid of secondary changes, has inclusions of such minerals as quartz, feldspar, apatite, trapped during growth within crystalline-granular rocks. These features are indicative of their formation in the metamorphism period.

Fluid inclusions and intercrystal deformations of quartz were studied, which shed some light on certain problems of metamorphic evolution. Metamorphic fluid inclusions in the quartz of the Archean rocks of the granulite facies in the Anabar complex are represented mostly by fluid  $\text{CO}_2$ , though mixed  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  inclusions also occur. Judging by melt, inclusions in anatexites, the metamorphism temperature is roughly estimated as  $860\text{--}890^\circ\text{C}$ , and the pressure determined from  $\text{CO}_2$  density in inclusions, as 10–11 kbar. Essentially water inclusions with admixtures of  $\text{CO}_2$  prevail in Proterozoic blastotectonites of amphibolite, epidote-amphibolite and greenschist facies in the Lamuika complex, while melt and crystal-fluid inclusions are found in anatexites and pegmatites.

Metamorphism parameters of the Lamuika rocks as determined from fluid inclusions vary from  $T = 780\text{--}810^\circ\text{C}$  at  $P = 6\text{--}6,5$  kbar to  $500^\circ\text{C}$  at  $P = 4\text{--}5$  kbar to  $200\text{--}300^\circ\text{C}$  at 0,7 kbar, reflecting the evolution of the metamorphism regime. Determination, under electronic microscope, of the density of free dislocations and sizes of quartz subgrains, deformed as a result of creep dislocation, allowed estimation of paleostress for the Anabar complex in the conditions of homogeneous folding, which equals some 100 bar, and for the Lamuika complex in the conditions of near-fault shear which makes up some 500 bar; this agrees well with known estimates on geophysical models of crust thickening under tangential compression and corresponds to tectonic differences in the formation of the complexes under study.

U–Pb isotopic studies of accessory zircons of various generations reveal stages of metamorphism within the Anabar shield –  $1,97 \pm 0,02$  billion years ago and  $2,7 \pm 0,1$  billion years ago (discordia), zircons of different age having different geochemical parameters. Pre-metamorphic age of rocks of the Daldyn series is no younger than 3,32 billion years. Repeated disturbances of the U–Pb isotopic system in accessory zircons prevent a more accurate determination of both the primary age of the volcanogenic-sedimentary series formation and the age of the early granulite facies metamorphism.

In this connection, studies were carried out to determine the preservation of the U–Pb isotopic system in zircons of the pre-metamorphic generation in relation to a screening effect of the host mineral, and it was shown that plagioclases are better, in comparison to pyroxenes, conservers of the U–Pb isotopic system of zircons. Geochronological data, although not final yet, led to the conclusion that these formations of the Anabar shield belong to one of the oldest formations on Earth and that their emergence proceeded in many stages.

Two main stages may be identified in the tectonic history of the shield. The fold structure of the Archean Anabar complex is marked by parageneses of the granulite facies and is characterized by linear, narrow, often isoclinal folds with a uniform north-north-western strike within the shield. Folds are frequently recumbent in the south-south-western direction, hinges are from flat to steep in the direction of limb dip. This points to intensive tangential compression, close in time to the epoch of granulite metamorphism, and to a considerable increase of the total thickness of layered complex happened some 3 billion years ago.

Another large tectonic-thermal event was the formation, 2,0 billion years ago, of deep faults which may be classified as zones of deep sliding and diaphoresis by specific features of processes going on here. In the first stage intensive movement of deep fluids, mostly water, occurred along weakened zones, then enhanced stresses brought about breaking of rock continuity, shear deformations, emergence of mylonites and kataclasites, which in the final stage suffered alkali-silica metasomatism, formation of porphyroblastic gneisses, migmatites and local formation of granites during a continual movement of neighbouring rigid blocks.

The final movements occurred in the stage of system cooling and took place in the conditions of greenschist facies. The resulting zones of tectonic deformations take the form of steep overthrusts with the blocks moving in the south-south-western direction. They are indicative of the preservation in the Proterozoic of the general pattern of Archean tectonic deformations under repeated tangential compression of the granulite complex which formed previously. In the course of dislocation along these fault zones, large crustal blocks (rafts) rose from deeper horizons: at present they are represented by granulite complexes and anorthosites. Thus, during this second tectonothermal event the primary crust was deeply transformed, as concerns both the structure and composition, over considerable areas as large as 10-30 X 200 km.

The distribution of rare earth and radioactive elements in metamorphic rocks was studied with a view to reveal common geochemical features in the evolution of the Earth's crust in the Anabar shield. The distribution of rare earth elements shows that in the metabasite-enderbitoid rock association in the Archean Anabar complex, tholeiit components with a distribution close to *MORB*, as well as compounds enriched with REE corresponding to subalkaline basaltoids are present.

Hypersthene plagiogneisses (enderbitoids) are characterized by high, uniform enrichment with light rare earths with a positive Eu-anomaly, the most sharply pronounced in acid (rhyodacite) compounds. Similar features of distribution were traced in anorthosites and associated gabbroids. This points to an important role of plagioclase fractionation in the formation of primary magmas in the course of formation of original rocks, after which enderbitoids were formed. Sedimentary rocks have specific features peculiar to Phanerozoic sedimentary deposits. These include enrichment with light rare earths and a distinct Eu-minimum. These features may be explained by fractionation during weathering and sedimentation. Enrichment with rare earths, typical of the Phanerozoic granites, under strong fractionation and a negative Eu-anomaly, reveal themselves in magmatic rocks of the shield only in the Proterozoic stage of its evolution - in autochthonous granitoids of the near-fault Lamuika complex. These peculiarities of REE reflect the formation of granitoids through partial melting of the earlier formed sialic crust.

Employing gamma-spectrometry and chemical methods to analyse metabasites, plagiogneisses, garnet (and high-aluminous) gneisses and me-

tacarbonate rocks (marbles, calciphyres, diopside (scapolite plagioclase crystal schists) of the early Archean granulite complex of the Anabar shield, we got the content in ppm (respectively): U = 0,1–0,2; 0,2–0,9; 0,6–2,9; 1,2–2,8; Th = 0,4–0,9; 0,5–11,4; 5,5–13,0; 2,9–12,4; Th/U = 4–5; 2,3–12,7; 4,5–16,0; 2,4–5,4. Among diaphthorites of the amphibolite facies, blastomyionites, migmatites and granitoids occurring in the Proterozoic zones of deep faults, a significant increase in the content of radioactive elements, mainly thorium (up to 26 ppm at Th/U = 20) was revealed.

Relying upon values of the Th/U ratio and other features, it may be hypothesized that radioactive elements in rocks of the granulite complex survived mostly from the primary rocks. Rather low concentrations of radioactive elements and their distribution patterns in magmatogenous rocks may be interpreted as a result of melting of primary magmas largely from femic (basic) and partially from sialic substratum, and their relatively high content in metasedimentary rocks – as a result of intensive individual chemical fractionation of thorium and uranium in weathering crusts and water basins. The sialic crust, which formed in the region 3 billion years ago, has a low content of radioactive elements and only later (1,9 billion years ago) granitization processes in the zones of deep faults resulted in local enrichment with these elements, while the total composition of such areas became close to that of the granite layer in the Phanerozoic continental crust.

To follow the evolution of the material composition of the Earth's crust estimates were made of the average composition of acidic, intermediate and basic rocks of the granulite facies in the Archean Anabar complex and gneisses, amphibolites, migmatites, granodiorites and granites in Proterozoic Lawuika complex. These contents were standardized by average concentrations of elements in the upper granite-metamorphic layer of the Earth's crust [285]. The primary Archean crust is shown to be enriched with FeO, MgO, Ni, Co, Cr, V, Sc, Cu; the content of Sr, Zn, Pb were nearly the same as in the present-day crust; while the content of Nb, Li, Zr and, probably, K, Ba are much lower.

The Proterozoic crust occurring in some near-fault areas, corresponds in general to the composition of the Phanerozoic continental crust by the distribution of the above elements. It is assumed that the primary primitive sialic crust of essentially andesite composition emerged as a result of calc-alkalic volcanism and subsequent granulite metamorphism 2,7 billion years ago. Later on, 1,9 billion years ago, as a result of migration along deep faults of lithophile elements from the mantle and partially from the lower crust, the overall composition changed and a crust of a new type emerged, close in composition to granodiorite and corresponding to the present-day crust of the continental type.

Verification of the assumption on heat flow which determines both the maximum thickness of the crust and geological features of a given epoch is essential for a proper understanding of crust formation in region under study. By the distribution of radioactive elements, heat generation of the Anabar shield crust was found to equal  $0,400 \text{ MkW m}^{-3}$  (at present);  $0,700$  (2 billion years ago);  $0,670$  (3 billion years ago). The temperature equation was used to estimate heat flows from petrological data based on P and T

of metamorphism and crustal heat generation. Geothermal gradient, surface and mantle heat flows are, respectively,  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ;  $74 \pm 12 \text{ MW m}^{-2}$ ;  $4.2 \pm 16 \text{ MW m}^{-2}$  (3 billion years ago) and  $31^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ;  $85 \text{ MW m}^{-2}$ ;  $58 \text{ MW m}^{-2}$  (2 billion years ago). These values were employed for calculation of the maximum thickness of the Archean crust, equal to  $49 \pm 10 \text{ km}$ , and the minimum thickness of the lithosphere ( $90 \pm 35 \text{ km}$ ). A model of tectonic crustal thickening with heating of overthrusting plates was proposed to explain crustal structure in granulite belts (some  $3 \cdot 10^9$  years). For the later thermal event, some  $2 \cdot 10^9$  years ago, for the Anabar shield, a model of overthrust cold sialic plates with convective fluid heating along fault zones was proposed.

In general the above information shows that the formation of the Earth's crust of the Anabar shield reflects specific features of the early evolution of the Earth. Evidently in the early Archean, at least in some areas, the primary sialic crust was primitive in composition, similar to andesite, and emerged under specific conditions of accretion of layered sequences and granulite metamorphism, not accompanied by the formation of granitoid batholiths.

Analysis of the material on the Anabar shield has shown that the Archean rocks of the shield were forming in that tectonically uncertain period when the bombardment associated with the planet's accretion had nearly terminated, but the mechanism of plate tectonics had not yet begun to operate [117]. One of the earliest manifestations of subduction dated by Sm-Nd method are ecogites 2.4 billion years old found in the basement of the Kaapval craton [286]. Similar to other granulite belts, there is no ophiolitic rock association and high-pressure parageneses of minerals marking the oceanic crust and the process of its subduction into deeper horizons of the upper mantle. At the same time, linear folding is indicative of intensive tangential compression and horizontal dislocations in the process of tectonic thickening of the Archean crust. The likely non-planetary cause of these horizontal dislocations was the effect of the Moon, which brought about, according to [68, 117], the formation of a single protocontinent.

The other likely cause (endogenous one) is mantle convection, initiated as may be hypothesized, by the fall of large planetary bodies with the formation of gigantic craters filled with impact melt. Traces of such ring structures seen on satellite photographs [50] may be hypothetically identified in the fringes of the Anabar shield. In any case it may be assumed as established that in the course of the Archean tectonic thickening process the sialic crust was formed and, evidently, the associated lithosphere, whose thicknesses based on the interpretation of data on rock radioactivity and  $P$ - $T$  parameters were evaluated above.

These estimates may be verified by another method based on the relationship between volcanite alkalinity and the thickness of the crust and lithosphere, determined in studying petrochemical zonality of island arcs [1, 138]. Such evaluation will describe the crust during the period of volcanism prior to general tectonic thickening and, hence, will be underestimated. Using the previously derived equations [212] for the widespread spread Archean rocks of the Anabar shield ( $\text{SiO}_2 = 60\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 1.48\%$ , calc-alkaline series), the crust thickness turned out to equal 27 km, and the lithosphere.

re, 118 km [277]. These values agree with the above estimates and assumptions, but they are, to a certain extent, provisional, since the existence of tectonic parameteps for island arcs for which the equations [212] were derived remains uncertain.

Among the problems of the Earth's early magmatic evolution which may be discussed in the light of the data on the Anabar shield are the genetic position of gray gneisses, the place of komatiites in the evolutionary sequence of magmatic rocks, and the problem of anorthosites. Comparison of the metabasite-enderbitoid complex of the Anabar shield with gray gneisses of Greenland carried out earlier [170] has revealed a certain petrochemical similarity. Similar are the most outstanding features, namely, considerable prevalence of calc-alkaline magmas of the sodium series the presence of plate-like deposits of metabasites.

The essential difference lies in the continuity magma series and availability of series of various alkalinity (potassium) among the metabasite-enderbitoid association of the Anabar shield rocks, while gray gneisses form a bimodal association of uniform, low alkalinity. If we adhere to the most popular intrusive hypothesis of gray gneiss origin [207, 255], the gneisses may be compared, in geological terms, to granitoids of the batholith type of later orogenic systems. It may be assumed that and metamorphism of volcanogenic series of the early Archean were accompanied by melting of plagiogranite (gray-gneiss) batholiths in some, but not all geological situations, in particular, where metamorphism did not reach the granulite facies. Absence of batholith granitoids in folded granulite complexes is of the utmost interest for further studies.

Widely occurring ultrabasic volcanism which gave rise to the formation of extensive komatiite nappes [47, 80] peculiar to greenstone belts is an essential feature of early Precambrian magmatism. Petrochemical and geochemical reconstructions for the Anabar complex described above, as well as for other granulite-metamorphic belts, indicate that komatiite lavas with their specific geochemical peculiarities were either absent or found only in small quantities among volcanogenic formations of the corresponding composition. The cause may be sought in tectonic features of the formation process; riftingogenesis in greenstone belts and tectonic accretion of calc-alkalic volcanic series at an early stage of granulite-metamorphic belt development.

Spatial connection between anorthosites of the autonomous type [25] and granulite complexes, as well as the above data on similar mineral-genetic peculiarities and their likely synchronous formation in the Anabar shield, enable us to suppose the existence of a paragenetic relationship between these rocks during the primary rock formation. Such an approach to this idea is quite new and deserves verification, since enderbite-charnockite series, in view of their petrological isolation, are usually looked upon as individual, in genetic terms, intrusive-magmatic or paligenetic metasomatic formations (a review of the relevant hypotheses can be found in [193]), and the hypothesis of primary volcanogenetic formations of rocks of the enderbite-charnockite series proper was petrologically validated not so long ago [32, 180].

Allochthone occurrence of anorthosites in the Anabar shield allows an assumption on the earlier emergence of anorthosites, which hypothe-

tically made up primary sialic crust. In this case the wide occurrence of sialic volcanites and specific distribution of rare earth elements and other admixtures in them may be explained as being due to contamination of basalt magma by anorthosite material and its selective anatexis [148].

At the same time a common structural pattern of early deformations over a great shield area with considerable series extension (hundreds of kilometers by the strike) and the width of the sedimentation basin (no less than 1000 km) possibly point to the existence at that time of a rigid stop point at least on one flank of this area of long-continued compression — on the south-south-west, where folds are frequently recumbent and the thickness of the Earth's crust is at present a maximum [170]. The early sialic crust of the continental type might be such a stop point. It is also admitted that the metavolcanogenic series under discussion were formed under the geochemical influence of this crust, as was the case in the active continental margins, the hypothesis of the early anorthosite crust acquires certain attractiveness.

But if one supposes that the metabasite-enderbitoid association was derived from island-arc volcanites, then studies of inclusions in island-arc lavas may provide interesting data. It turns out that anorthite-bearing and anorthosite inclusions are confined to volcanites where one finds low-potassium alum-earth basalts ( $K_2 = 0,2-0,6\%$ ) and basalts with a high content of aluminous (1,7–20%) and lime (10–13%), these low-potassium basalts, usually called island-arc tholeiites occurring in outer, protruding into the ocean and deep-water troughs, zones of island arcs and the extension of these inclusions being confined to these zones (though not invariably so) [41]. Such inclusions were found among the island arcs mentioned with which compared the Lesser Antilles, the South Sandwich Islands, Indonesia and others. Various types of anorthosites, including those similar to the lunar ones occur in Quaternary volcanites of the basalt-andesite-dacite series in Kamchatka [42, 140, 200].

But the respective continental volcanic series do not contain deep-seated inclusions [58]. Anorthosite-type inclusions are usually associated with more silicate-acidic type of inclusions, corresponding in composition to gabbros, gabbro-norites, quartz gabbros and even quartz diorites, tonalites and sometimes sodium granites. Among Pre-cambrian autonomous anorthosites of this type a characteristic feature is the presence of more acidic rocks, while ultramafites are actually a rarity. Many studies trace the origin of inclusions to protocrystallization of a low-potassium basalt magma, or it is assumed that these are inclusions of rocks in the lower crust of the upper most mantle or a transitional layer [118].

Comparison of continental and oceanic anorthosites has indicated that the anorthosite tendency in modern basite magmatism characterizes an early stage in the evolution of island arcs and present-day transition zones between ocean and continent. Despite distinct differences between old and present-day anorthosites, both of them may be taken as indicators of a transition from the oceanic crust to the continental one [173].

Whatever the genetic causes, the paragenetic link between low-potassium basalts of island arcs protruding into the ocean and anorthosite-like rocks occurring at depth may be considered proved. This allows an assump-

tion that a deep enough erosional cut of the Anabar granulite complex opens up a possibility to observe the roots of the oldest island-arc structures, in which the association of low-potassium, calc-alkaline and high-potassium volcanites and the related anorthosites occurred in deep horizons of a newly forming crust. Evidently, further studies are needed to verify the genetic position of anorthosites, but their key role for a correct understanding of the genesis of granulite-metamorphic belts is quite obvious.

Literature on geological problems often dwells on the question of the composition of the "primary" crust. A three-stage model is usually discussed: 1-st stage, accretion; 2-nd stage, emergence of a primary crust; 3-rd stage, formation of a differentiated crust of the Phanerozoic type. It is implicitly based on an axiomatic assumption of homogeneity of the primary crust on the planet. Such an assumption directly leads to the supposition that this crust was basaltic, since it is basalt magmas that must have been the products of selective melting of the primary meteorite matter. There are two approaches to this problem.

The investigated structure of outer shells of the terrestrial planets and the Moon demonstrates different stages of their evolution, which terminated at different stages on exhausting the inner energy sources. At all stages the crust turns out to be heterogeneous and its composition varies from place to place. In particular, for the Moon, the best studied body, it was established that in the areas studied the anorthosite crust formed in the earliest time of its evolution, roughly, in the first 120 million years after the primary accretion dated 4,56 billion years [215], and the survival of early magmatic products is explained by a pause in convection [279]. On the other hand, it should be borne in mind that the present day crust is mainly (70%) composed of oceanic basalts which petrologically are undoubtedly primary in relation to the greater part of the sialic crust.

The Pacific crust may be supposed to be due to a deep-seated heterogeneity that arose during early Precambrian time [141]. But it has been found that by the geological age, basalts of this oceanic crust are younger than the bulk of rocks composing the sialic crust of the continents. Above it was shown for the Anabar complex that a likely source of magmas of intermediate and acidic composition were basalt magmas, although no traces of basalt (oceanic) crust have been found, either here or in other similar complexes. Presently available data point to a very early beginning of convection inside the planet. In terms of physical properties rocks convection should precede any thermal differentiation of primary matter with the rise of temperature. Evidently, this very reason was mainly responsible for folding of the early Precambrian complexes.

If the above is valid, and the data available seem to support it, then it follows that magmatism, sediment accumulation and folding are different sides of the same process. Emergence, in the upper horizons, of rock associations, volcanite and sediment composition should vary from place to place depending on location in respect to the convection cell, convection intensity and others. In view of the above, the assumption which underlie the notion of the existence of a single, homogeneous, "primary", for instance basaltic, crust at an early stage of the Earth's evolution would hardly be justified.

Taking a sedimentological aspect of problem of the early Earth's evolution based on data obtained for the Anabar shield allow us to discuss specific features of the composition and associations of sediments, shear sources and composition of the atmosphere and hydrosphere. Chemical analysis of sedimentary metamorphic rocks has indicated that these, sufficiently thick sedimentary sequences were initially represented by polyimictic clastic deposits (graywackes) in association with limestones and mixed terrigenous-dolomite deposits.

A similar complex of sedimentary rocks is found in some other granulite-metamorphic belts, in the Aldan shield in particular [86]. Insignificant occurrence or absence of evenly-layered turbidites in association with silicate deposits, as well as thick accumulations of ferrous quartzites turned out typical of them. Evidently, sediment accumulation went on in shallow-water conditions. In scouring areas, quartz-bearing rocks – acidic and intermediate magmatites – might widely occur.

Association of sedimentary rocks with volcanites of intermediate and acidic composition observed in profiles enable an assumption on the local source of drift. Distribution of many elements (admixture) in primary-terrigenous and carbonate rocks reveals no obvious anomalies in comparison with the Phanerozoic sediments, including the content of such a typical element as strontium in carbonates [289]. This is an indirect indication that by the cation composition of water the early Archean basin studied was quite comparable to marine Phanerozoic basins.

Isotopic characteristics of carbonates in early Archean complexes show a great similarity to Phanerozoic marine carbonates which may be interpreted as similarity in both the regime of carbon dioxide in and oxygen atmosphere and in water salinity. Abnormally heavy carbon in carbonates, found in carbonate rocks of one of the facial zone, agrees well with the barium distribution in carbonates and may be explained by evaporation from local sedimentation basins. Geological features and likely boundary conditions for reconstructing the conditions of exogenesis in the early Earth's geological evolution were discussed in more detail before, taking into account comparative planetological data and calculated parameters of atmospheres of varying assumed composition [151].

It seems paradoxical enough that specifying quite definite features in the evolution of tectonic and magmatic processes [26, 115], as well as metamorphism processes [55], we have failed so far to establish reliable, observed in rocks and their associations, features of a radical change in the conditions of exogenesis at the early (over 3 billion years ago) stages of the Earth's geological history. Inevitable existence of such a change is deemed by many researchers as quite obvious, and development of respective hypotheses is going on quite actively. An analysis of such hypotheses was made before [198]. Significant variations and a certain tendency in alteration of sediment composition and hypothetical conditions of sediment accumulation can be established for later epochs with sufficient certainty [31, 159, 201].

As conclusion remarks it is necessary to note that decisions of the problems of Earth's early evolution receiving by study of the earth objects appear to be consisted in answers on such questions as: 1 – when, 2 – in which way and 3 – in what volume the early crust had been formed. It may be definitely proposed that the answers having been given to-day are not synonymous. The comprehensive, systematic and composite studies seem in future to be the way to bring up the fundamental regularities in generation of the early crust of the Earth.

The studies conducted show complexity in the reconstruction of the genesis of primary rocks and revealing the essence of early Precambrian geological processes in complexes which suffered deep metamorphism. However, these complexes make up the bulk of the early crust and a step-by-step interpretation of their genesis is needed for a proper understanding of geology and metallogeny of the early Earth's evolution.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдурахманов А.И., Родионова Р.И., Федорченко В.И.* Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы их петрологии // Океанический магматизм: эволюция, геологические корреляции. М.: Наука, 1986. С. 169–184.
2. *Абрамов А.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В.* Петрохимические типы магматических пород ложа океана и закономерности их распределения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. С. 18–27.
3. *Айтматов И.Т., Звягинцев Л.И., Мансуров В.А.* и др. Тип деформации горных пород при неоднородных напряжениях сжатия // Тез. докл. XXVII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 94–95.
4. *Аллорт Я.* Древние супракрусталльные породы с возрастом свыше 3700 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188–201.
5. *Андреев В.П.* Геология и петрология метаморфических пород хребта Сальных тундр на Кольском полуострове: Автореф. дис. ... канд. Геол.-минерал. наук. М., МГУ. 1983. 23 с.
6. *Анортозиты Земли и Луны.* М.: Наука, 1984. 272 с.
7. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
8. *Белов А.Н., Мухина М.А., Сонюшкин В.Е.* Анабарский щит: генетические особенности цирконов в седиментогенных породах гранулитовой фации // Геологические исследования докембрия на основании изучения акцессорных минералов. М.: Наука, 1985. С. 133–142.
9. *Белов А.Н., Рачков В.С., Розен О.М.* и др. Минералогические признаки генезиса пород анортозит-эндербитоидной ассоциации Анабарского щита // Зап. ВМО. 1983. Вып. 2. С. 142–152.
10. *Белов А.Н., Розен О.М.* Акцессорный циркон метаморфических пород: Состояние и перспективы исследований генезиса кристаллических комплексов докембрия // Геологические исследования докембрия на основании изучения акцессорных минералов. М.: Наука, 1985. С. 7–15.
11. *Белов А.Н., Сонюшкин В.Е.* Электронная микроскопия циркона метаморфических пород докембрия: Опыт генетического подхода // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 82–93.
12. *Белов А.Н., Суханов М.К., Сонюшкин В.Е., Рачков В.С.* Первичная природа и геологическое положение плагиогнейсов и анортозитов: некоторые результаты изучения акцессорного циркона (Анабарский массив) // Циркон в породах докембрия и фанерозоя. М.: Наука, 1985. С. 125–135.
13. *Белюсов В.В.* Структурная геология. М.: Недра, 1971. 277 с.
14. *Беус А.А.* Модель химического состава протокоры земного шара // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 950–953.
15. *Бибикова Е.В.* Циркон как изотопный геохронометр // Геохимия. 1977. № 3. С. 382–393.
16. *Бибикова Е.В.* Древнейшие породы Земли, их геохимические и петрологические особенности // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983. С. 61–77.
17. *Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая изотопная система в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 3–17.
18. *Бибикова Е.В.* Проблема возраста основных пород в разрезе серогнейсовых

- комплексов раннего докембрия // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 54–62.
19. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ, 1986б. 35 с.
  20. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.Н. и др. О возрасте метаморфизма гранулитов Анабарского щита // Тр. XXIII сес. Комис. по изотопной геохронологии. М.: Наука, 1987. С. 71–85.
  21. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В., Розен О.М. Верхний предел возраста гранулитов Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 19–24.
  22. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Кириозова Т.И. Геохронологическое датирование метаморфических процессов по циркону // Геологические исследования докембрия на основании изучения акцессорных минералов. М.: Наука, 1985. С. 15–30.
  23. Биркис А.П. Анортозит-гранитная формация Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 55 с.
  24. Бобров В.А., Гофман А.М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск: Наука, 1971. 66 с.
  25. Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 231 с.
  26. Богатиков О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика // Петрология: XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 3–14.
  27. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
  28. Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И. Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеан. геология. 1981. № 1. С. 19–35.
  29. Богомолов М.А. О градиенте параметров архейского метаморфизма на Анабарском щите // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 6. С. 1456–1459.
  30. Бухаров А.А. Этапы и факторы становления континентальной коры на территории Сибири // Строение земной коры Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Тектоника Сибири. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 123–126.
  31. Вейзер Я. Эволюция отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показатель эволюции земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 565–574.
  32. Великославинский Д.А., Рудник В.А. Геохимия докембрийского вулканизма Алданского щита // Тр. ВСЕГЕИ. 1983. Т. 383. С. 62–83.
  33. Вертман Е.Г., Мецержаков Р.П., Столбов Ю.П. Экспрессный неразрушающий метод определения кларковых содержаний урана и тория в геологических объектах по запаздывающим нейтронам // Ядерно-физические методы в геологии. Новосибирск: Наука, 1975. С. 54–67.
  34. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–572.
  35. Вишневецкий А.Н. О температурных условиях повторного метаморфизма на Анабарском щите // Учен. зап. НИИГА. Регион. геология. 1969. Вып. 14. С. 58–61.
  36. Вишневецкий А.Н. Геохимические особенности поведения некоторых рудных элементов в процессе повторного метаморфизма амфиболитовой фации на Анабарском щите // Там же. С. 62–65.
  37. Вишневецкий А.Н. Особенности метаморфизма западной части Анабарского кристаллического щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: НИИГА, 1969. 24 с.
  38. Вишневецкий А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 214 с. (Тр. НИИГА; Т. 184).
  39. Вишневецкий А.А. Металлогения Анабарского щита // Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л.: Наука, 1984. С. 274–281.
  40. Вишневецкий А.Н., Рабкин М.И., Лопатин Б.Г. Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики. Л.: НИИГА, 1974. С. 55–68.
  41. Вольнец О.Н., Хотин М.Ю., Дубик Ю.М. Включения габбро-анортозитов в вулканитах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 199–235. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 375).

42. *Вольнец О.Н., Шука С.А., Дубин Ю.М.* Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 124–167.
43. *Гавшин В.М., Бобров В.А., Вертман Е.Г.* и др. Определение радиоактивных элементов в стандартных образцах СТ-1А, СГ-1А, СГД-1А // Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 38–45.
44. *Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 270 с.
45. *Гебауэр Д., Грюненфельдер М.* U-Pb датирование минералов // Изотопная геология. М.: Наука, 1984. С. 117–144.
46. Геологическая карта СССР 1 : 1 000 000. Лист R – 48-50 (Оленек). Л.: ВСЕГЕИ; Севморгео, 1983. 196 с.
47. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А.* Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.
48. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1978. 128 с.
49. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И.* и др. Цикличность и общая направленность в развитии метаморфических процессов в фундаменте древних платформ и подвижных поясов // Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 40–57.
50. *Глуховский М.З.* Интерпретации космофотогеологических данных // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 38–52.
51. *Голубина М.Н.* О поведении циркона и монацита, содержащихся в гранитах, при нагревании // Геохимия. 1960. № 2. С. 184.
52. *Гоньшакова В.И., Бозатилов О.А., Михайлов Н.П.* и др. Классификация основных пород // Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Ч. 1. С. 142–178.
53. *Грицаенко Г.С., Сонюшкин В.Е., Ильин М.И.* и др. Некоторые вопросы электронной петрографии (общие положения, методические подходы) // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 72–89.
54. *Гусев Г.С., Гринберг Г.А., Ковальский В.В.* и др. Тектоника и этапы становления земной коры территории Якутии // Строение земной коры Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Тектоника Сибири. Новосибирск. 1983. Т. 2. С. 86–98.
55. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
56. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
57. *Добрецов Н.Л., Глаголев А.А., Глебовицкий В.А.* и др. Опыт разработки систематики и номенклатуры метаморфических пород на количественно-минералогической основе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 22–39.
58. *Добрецов Н.Л., Куголин В.А.* Общие особенности включений в базальтоидах и проблема пироксенитовой мантии // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. С. 160–164.
59. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Наука, 1972. 298 с.
60. *Добрецов Н.Л., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г.* и др. Вулканогенные породы серии марьянит–бонинит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 149–179.
61. *Духовский А.А., Беляев Г.М., Мухин В.Н., Яшин Б.А.* Геологическая природа региональных гравитационных и магнитных аномалий Анабарского щита. М.: ВИЭМС, 1986. 46 с.
62. *Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В.* и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 42–51.
63. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Температура литосферы Сибири по геотермическим данным // Там же. 1985. № 12. С. 60–71.
64. *Дюрэн Б., Одедл П.* Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977. 127 с.
65. *Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 266 с.
66. *Ермолаев Н.П., Жидикова А.П.* Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита // Геохимия. 1966. № 9. С. 900–916.

67. Ефремова С.В., Андреева Е.Д., Гоньшакова В.И., Петрова М.А. Классификация средних пород // Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Ч. 2. С. 371–532.
68. Жарков В.Н., Леонтьев В.В. О корреляции эволюции лунной орбиты с ростом континентальной коры // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 318–321.
69. Жукова А.И. Геохимические параметры распределения урана и тория в докембрийских породах и их использование при выделении потенциально рудоносных толщ // Геол. журн. 1985. Т. 45, № 2. С. 96–99.
70. Завьялова И.В., Василенко В.Б., Дореш В.М. О корреляции габитусных типов акцессорного циркона с кремнеземом в гранитоидах Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 112–115.
71. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В. и др. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 218–240.
72. Злобин В.Л. Структура карбонатных толщ Анабарского щита // Структура земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 58–70.
73. Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
74. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
75. Кастрыкина В.М., Корсаков Л.П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 52, № 2. С. 5–21.
76. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., 1979. 125 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 143).
77. Келерсон К.Д., Джессо К., Бриджуотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса: Восточный Лабрадор // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 245–263.
78. Капезинкас К.Б., Добрецов Н.Л. Три типа ультраосновных магм как источников информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 107–113.
79. Коваленко В.И., Петрова М.А., Ефремова С.В. и др. Классификация кислых пород // Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография). М.: Наука, 1983. Ч. 2. С. 533–708.
80. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 360 с.
81. Корсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 152 с.
82. Кременецкий А.А., Юшко Н.А. Типоморфные признаки акцессорного циркона как критерий генезиса докембрийских амфиболитов (на примере северо-западной части Кольского полуострова) // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 78–85.
83. Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Б.И. и др. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. № 12. С. 1140–1144.
84. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра. 1974. 435 с.
85. Куликов Ю.П. Картирование ультраметаморфогенного комплекса при групповой геологической съемке масштаба 1:200 000 // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1980. С. 113–116.
86. Кулиш Е.А. Региональная петрохимия и распространенность пород нижнеархейского Алданского комплекса // Методы исследования метаморфических комплексов. Хабаровск: ДВИМС, 1976. С. 96–117.
87. Ламберт Р.Ст.Дж., Холланд Дж.Г. Геохимия гнейсов Амитсок. Предварительные наблюдения // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 201–212.
88. Левченков С.А., Макеев Н.Ф., Яковлева С.З. и др. Датирование по кристаллическому веществу цирконов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 5. С. 1190–1193.
89. Липова И.М., Самойлова Ю.С. О растворимости цирконов // Минералогические исследования. 1973. Вып. 3. С. 77–82.
90. Лисицын А.П. Процессы океанической седиментации // Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

91. *Лопатин Б.Г.* Происхождение биотит-роговообманковых гранитоидов Анабарского щита // Учен. зап. НИИГА. Регион. геология. 1969. Вып. 15. С. 5–17.
92. *Лопатин Б.Г.* Граниты Анабарского щита и их происхождение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1970. 22 с.
93. *Лопатин Б.Г.* Поведение некоторых элементов-примесей при гранитизации метаморфических пород восточной части Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: НИИГА, 1974. С. 69–75.
94. *Лопатин Б.Г., Герасимов В.Н.* О структурно-оптических типах калиевых полевых шпатов из гранодиоритов Анабарского щита // Зап. ВМО. Сер. 2. 1986. Ч. 97, вып. 1. С. 99–104.
95. *Лутц Б.Г.* Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива // Докл. АН СССР. 1959. № 6. С. 1147–1152.
96. *Лутц Б.Г.* Псевдотахилиты Анабарского массива и вопросы их генезиса // Геология и геофизика. 1962. № 11. С. 98–102.
97. *Лутц Б.Г.* Граниты Анабарского массива // Вопросы петрографии и минералогии восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1962. С. 30–39. (Тр. ЯФ СО АН СССР. Сер. геол.; Вып. 5).
98. *Лутц Б.Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 124 с.
99. *Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
100. *Лутц Б.Г.* Анортозиты Анабарского щита // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 70–85.
101. *Лутц Б.Г.* Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами // Геотектоника. 1978. № 4. С. 23–34.
102. *Лутц Б.Г.* Окаймленные купола серых гнейсов Анабарского массива и Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, № 2. С. 27–38.
103. *Лутц Б.Г.* Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
104. *Лутц Б.Г.* Структура зон глубинного скольжения и диафореза: Харакская зона // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 83–95.
105. *Лутц Б.Г., Эринчек Ю.М.* Геологическое строение Котуйкан-Моихольской зоны глубинного разлома на Анабарском щите // Геология и золотоносность докембрия Якутии: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1971. С. 101–110.
106. *Любимова Е.А., Милановский С.Ю., Смирнова Е.В.* О новых результатах изучения теплового потока на Балтийском щите // История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран Восточной Европы. М.: Наука, 1985. С. 93–110.
107. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы гранулитов и чарнокитов // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1967. Вып. 2, № 21. С. 142–152.
108. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 295 с.
109. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. М.: Наука, 1975. 232 с.
110. *Макаревич П.В., Чудаев О.В.* Вещественный состав песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 3–20.
111. *Маясова З.В.* Определение микроколичеств урана в породах и минералах // Журн. аналит. химии. 1972. Т. 27. С. 1414–1415.
112. *Маракушев А.А.* Термодинамический расчет показателей основности химических элементов и простых окислов // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. 7. С. 41–82.
113. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1985. 328 с.
114. *Маракушев А.А., Емельяненко И.Ф., Кузнецов И.Е.* и др. Петрография. М.: изд-во МГУ, 1983. Ч. 2. 328 с.
115. *Марков М.С.* Ранние стадии развития Земли и сравнительная планетология // Сравнительная планетология: XXVII сес. Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 19. С. 50–57.

116. *Марков М.С., Авакян К.Х., Баржицкий В.В.* и др. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. 44 с.
117. *Марков М.С., Федоровский В.С.* К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. № 6. С. 21–29.
118. *Масуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 220 с.
119. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
120. *Миллер Ю.В.* Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. с. 27–39.
121. *Миллер Ю.В.* Структурное развитие метаморфических комплексов и проблема горизонтальных тектонических потоков // Тез. докл. XXVII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984, Т. 3. С. 327–328.
122. *Моисеенко В.Г., Щека С.А., Фатьянов И.И.* Геохимические особенности ультраметаморфизма. М.: Наука, 1975. 342 с.
123. *Муравьева Н.С., Поляков А.И.* Эволюция базальтовых магм и происхождение кислых пород в регионах с океанической корой // Океанический магматизм: Эволюция и геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 121–138.
124. *Мусатов Д.И., Левитова Ф.М., Чернышев Н.М.* Глубинное строение Анабарского щита // Экспресс-информ. Сер. V. Общая и региональная геология и геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1981. Вып. 6. С. 1–17.
125. *Наливкина Э.Б., Виноградова Н.П., Нехорошева А.Г.* Комплекс магматических, метаморфических и ультраметаморфических пород архея (петрография, минералогия, петрохимия, петрофизика) // Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. Л.: Недра, 1984. С. 119–169. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 335).
126. *Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–821.
127. *Ножкин А.Д.* Раннедокембрийские гнейсовые комплексы Енисейского кряжа и их геологические особенности // Геология и геофизика. 1983. № 9. С. 3–11.
128. *Ножкин А.Д.* Геохимическая неоднородность архейской литосферы и ее значение для металлогении // Там же. 1985. № 6. С. 3–12.
129. *Ножкин А.Д., Туркина О.М.* Поведение радиоактивных элементов при формировании гранито-гнейсовых куполов докембрия // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1250–1254.
130. *Носик Л.П.* Изотопные методы при изучении минералообразования. М.: Наука, 1986. 224 с.
131. *Пархоменко В.С.* Определение микроэлементов в стандартах горных пород // Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 23–37.
132. *Паталаха Е.И.* Закон и модель дислокационного процесса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 15–22.
133. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
134. *Пачаджанов Д.Н.* Геохимия красноцветных меловых отложений Таджикской депрессии. М.: Наука, 1981. 166 с.
135. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование дупиросенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 455–459.
136. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 750 с.
137. *Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 574 с.
138. *Пискунов Б.Н.* Вулканизм островных дуг востока Азии – вариации состава и связь с глубинным строением // Океанический магматизм: Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 138–153.
139. *Половоко П.И., Сироштан Р.И., Бондарева П.М.* и др. Карбонатные породы Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 150 с.
140. *Пополитов Э.И., Волынец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 183 с.

141. *Пушаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–38.
142. *Рабкин М.И.* Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Гостехиздат, 1959. 173 с.
143. *Рабкин М.И., Климов Л.В.* Анортозиты Анабарского щита // Тр. НИИГА. 1968. Вып. 8. С. 116–129.
144. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 690 с.
145. *Рачков В.С.* Геология зон глубинного скольжения и диафтореза на Анабарском щите // Проблемы эволюции литосферы. М.: Наука, 1985. С. 7–8.
146. *Рачков В.С.* Структура зон глубинного скольжения и диафтореза: Монгольская зона // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 95–112.
147. *Розен О.М.* Скаполит-плагноклазовые сланцы и проблема докембрийских сульфатов: (Геохимическое сопоставление отложений соленосных бассейнов и известковых серий метаморфических пород) // Докл. АН СССР 1979. Т. 244, № 2.
148. *Розен О.М.* Происхождение плаггиогнейсов первичной коры: селективное плавление исходного субстрата // Петрология литосферы и рудоносность. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. С. 53–54.
149. *Розен О.М.* Геохимические вариации в сульфатсодержащих отложениях и их метаморфических производных // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 90–108.
150. *Розен О.М.* Метаморфические формации в седиментогенных толщах: Специфика выделения и картирование // Метаморфические формации (принципы выделения и картирования). Новосибирск: Наука, 1982. С. 42–45.
151. *Розен О.М.* Литогенез на ранней Земле // Литология, метаморфизм и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1984. С. 73–89. (Проблемы осадочной геологии докембрия; Вып. 9).
152. *Розен О.М.* Типы раннедокембрийских бассейнов осадконакопления: Ретроспективное исследование седиментогенных кристаллических комплексов // Тез докл. XXVII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 376–377.
153. *Розен О.М., Виноградов В.И., Злобин В.Л.* и др. Первые изотопные данные по С, О, Sr в карбонатных породах Анабарского гранулитового комплекса // Тез. докл. симпозиума по геохимии стабильных изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 304–305.
154. *Розен О.М., Димрот Э.* Древнейшие метаморфизованные граувакки в основании континентальной коры: исследование первичного минерального состава (на примере Канады и СССР) // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982. С. 155–179.
155. *Розен О.М., Злобин В.Л., Рачков В.С., Самков В.В.* Новые данные по геологии и минерации Анабарского щита и погребенного фундамента прилегающих частей Сибирской платформы // Сов. геология. 1986. № 6. С. 86–93.
156. *Розен О.М., Рачков В.С.* Морфология складчатых дислокаций и структурная эволюция Анабарского щита // Структурный анализ кристаллических комплексов. М.: Наука, 1986. Ч. 2. С. 94–95.
157. *Розен О.М., Серых В.И.* Геологический аспект проблемы гранитообразования // Междунар. геохим. конгр. М.: ВИНТИ, 1972. Т. 3, кн. 2. С. 95–117.
158. *Розен О.М., Солюшкин В.Е.* Стресс флюидных включений и внутрикристаллические деформации в полиметаморфических породах Анабарского щита // Зап. ВМО. 1987. № 5. С. 19–31.
159. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли: (Количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 79 с.
160. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химический состав земной коры и ее оболочек // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 339–401.
161. *Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Тектонические покровы и движение литосферных плит // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 30–41.
162. *Салоп Л.И.* Псевдотахилиты из Прибайкалья и Западного Прибайкалья и проблема их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 5. С. 15–27.
163. *Самков В.В.* О глубинном строении Котуйкан-Моонхонинской зоны Анабарско-

- го щита // Экспресс-информ. Сер. общ. и регион. геологии, геол. карт. М. ВИЭМС. 1984. Вып. 4. С. 8–16.
164. *Скворцов А.А., Киктенко В.Ф., Колий В.Ф., Смоглюк А.Г.* Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры // Геол. журн. 1986. Т. 46, № 1. С. 83–93.
  165. *Славинский В.В.* Распределение трех компонентов между сосуществующими минералами и геотермия гранат-двопироксеновых равновесий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1 С. 72–85.
  166. *Сонюшкин В.Е.* Электронная микроскопия включений минералообразующей среды в кварце // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 85–95.
  167. *Сорвачев К.К.* Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах (Северо-Восточное Забайкалье). М.: Наука, 1974. 124 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 319).
  168. *Сорский А.А.* Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1952. № 18. С. 128–129.
  169. *Степанов Л.Л.* Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1974. С. 77–84.
  170. Стрoение земной коры Анабарского щита // О.М. Розен, А.Н. Вишневский, М.З. Глуховский и др. М.: Наука, 1986. 198 с.
  171. *Судовиков Н.Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. М., 1954. 156 с. (Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР; Вып. 4).
  172. *Суханов М.К.* Анортозитовая ассоциация Анабарского массива // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 61–86.
  173. *Суханов М.К., Богатиков О.А.* Анортозитовая тенденция базитового магматизма континентов и океанов // Океанический магматизм: Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 26–39.
  174. *Суханов М.К., Богданов С.В., Сумин Л.В., Рачков В.С.* Первые результаты термоизохронного радиологического датирования древнейших анортозитов СССР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 233, № 3. С. 684–687.
  175. *Суханов М.К., Ляпунов С.М.* Редкоземельные элементы в древнейших анортозитах СССР // Там же. 1985. Т. 284, № 5. С. 1221–1225.
  176. *Суханов М.К., Рачков В.С.* Апатитоносные габбро-нориты Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 115–118.
  177. *Суханов М.К., Рачков В.С., Сонюшкин В.Е.* Анортозиты Анабарского щита // Там же. 1983. № 6. С. 29–42.
  178. *Суханов М.К., Ряховский В.И., Абрамов А.В.* Петрохимические типы автономных анортозитов СССР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 4. С. 945–950.
  179. *Тарасов Л.С., Гаврилов Е.Я., Лебедев В.И.* Об абсолютном возрасте пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. № 12. С. 1145–1151.
  180. *Тарни Дж.* Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов: вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 407–421.
  181. *Томиленко А.А., Чулин В.П.* Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
  182. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 713 с.
  183. *Тугаринов А.И., Бибииков Е.В.* Эволюция химического состава земной коры // Геохимия. 1976. № 8. С. 1151–1159.
  184. *Тугаринов А.И., Бибиикова Е.В.* Эволюция химического состава земной коры // конометрии. М.: Наука, 1980. 132 с.
  185. *Уайт С.Х.* Хрупкие деформации в пластических зонах разломов // Тез. докл. XXVII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 163–180.
  186. *Фельдман В.И., Белов В.П., Специус З.В.* Условия метаморфизма архейских пород северной части Анабарского щита // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1980. № 2 С. 46–52.
  187. *Хворова И.В.* Особенности изучения карбонатных пород // Методы изучения карбонатных пород. М.: Наука, 1957. Т. 2. С. 284–307.

188. *Хворова И.В., Золотарева Б.Н., Тусарова А.И.* Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 26–41.
189. *Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 52 с.
190. *Шарков Е.В., Цветков А.А.* Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов // Океанический магматизм: Эволюция, геологические корреляции. М.: Наука, 1986. С. 6–25.
191. *Шатский Н.С.* Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3–23.
192. *Шахотко Л.И., Багдасаров Ю.А.* Новый карбонатитовый массив Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 1. С. 186–189.
193. *Шемякин В.М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 178 с.
194. *Шемякин В.М., Шулежко И.К., Шемякина Н.М., Терентьева М.В.* Акцессорный циркон как показатель генезиса чарнокитов // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974. С. 17–28.
195. *Шемякин В.М., Шуркин К.А.* Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 225–231.
196. *Шулежко И.К., Савельев А.А.* Устойчивость акцессорных минералов при прогрессивном региональном метаморфизме // Литология и петрохимия осадочных пород разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974. С. 75–90.
197. *Шулежко И.К., Савельев А.А.* Устойчивость акцессорных минералов при прогрессивном региональном метаморфизме // Там же. С. 90–106.
198. *Шонф Т.* Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
199. *Эварт А.* Минералогия и химизм трегичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы // Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 19–98.
200. *Эрлих Э.Н., Кутыев Ф.Ш.* Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов. Камчатка // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. С. 165–175.
201. *Яншин А.Л., Жарков М.А.* Эволюция седиментогенеза в истории Земли // Геология и геофизика. 1986. № 1. С. 33–41.
202. *Allegre C.J., Othman D.B.* Nd-Sm isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis // Nature. 1980. Vol. 286, N 5771. P. 335.
203. *Anderson A.T., Morin M.* Two types massif anorthosites and their relation regarding thermal history of the crust // N.Y. State Mus. and Sci. Serv. Bull. 1969. Vol. 18. P. 57–70.
204. *Ball A., White S.* An etching technique for revealing dislocation structures in deformed quartz grains // Tectonophysics. 1977. Vol. 37. P. 9–14.
205. *Barker F., Friedman J., Hunter D.P., Gleason J.D.* Oxygen isotopes of some trondjemites and associated mafic rocks // Precamb. Res. 1978. Vol. 3, N 3. P. 547–559.
206. *Blacic Y.D.* Plastic – deformation mechanisms in quartz: the effect of water // Tectonophysics. 1975. Vol. 27. P. 271–294.
207. *Bridgwater D., Watson J., Windly B.F.* The Archaean craton of the North Atlantic region // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. 1973. P. 493–512.
208. *Buddington A.F.* Differentiation trends and parental magmas of anorthositic and quartz mangerite series, Adirondacks (N.Y.) // Mem. Geol. Soc. Amer. 1972. N 132. P. 377–488.
209. *Burg Y.P., Laurent Ph.* Strain analysis of a shear zone in a granodiorite // Tectonophysics. 1978. Vol. 47, N 1. P. 15–42.
210. *Caruba R., Baumer A., Turco G.* Nouvelles synthèses zydrothermales du zircon: substitutions isomorphiques; relation morphologie milieu de croissance // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39. N 2. P. 11–26.
211. *Charlu T.V., Newton R.C., Kleppa O.J.* Enthalpies of formation at 970 K of compounds in the system MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> from high temperature solution calorimetry // Ibid. 1975. Vol. 39, N 12. P. 1487–1487.

212. *Condie K.C.* Archaean magmatism and crustal thickening // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. Vol. 84, N 10. P. 2981–2992.
213. *Condie K.C., Allen P.* Origin of Archaean charnokites from Southern India // *Archaean Geochemistry* / Ed. Kröner et al. Berlin: Heidelberg: Springer, 1984. P. 182–203.
214. *Condie K.C., de Males Y.P.* The Pinal schist of early Proterozoic quartz works, association in southeastern Arizona // *Precamb. Res.* 1985. Vol. 27, N 3. P. 337–356.
215. *Dasch E.J., Nyquist L.E., Ryder G.* Chronology of early Lunar crust // *Workshop on the growth of continental crust.* Oxford: Lunar and Planet. Inst., 1987. P. 24–26.
216. *Davies G.F.* Reviews on oceanic and global heat flow estimates // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1980. Vol. 18, N 5. P. 718–722.
217. *De Paolo D.J., Manton W.J., Grew E.S., Halperin N.* Sm–Nd, Rb–Sr, U–Th–Pb systematics of granulite facies rocks from Fife Hills, Enderby Land, Antarctica // *Nature.* 1982. Vol. 298, N 5875. P. 614.
218. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  // *Geophys. Res. Lett.* 1976. Vol. 3, N 12. P. 743–747.
219. *Dietz V.* Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals // *Contrib. Sediment.* 1973. N 1. P. 69–102.
220. *Eckelmann F.D., Kulp J.L.* The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson granites in Western North Carolina // *Amer. J. Sci.* 1956. Vol. 254, N 5. P. 288–315.
221. *Ellis D.J., Green D.H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Ca–Mg exchange equilibria // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 71, N 1. P. 13–22.
222. *Elsasser W.M.* Two-layer model of upper-mantle circulation // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 11. P. 4744–4753.
223. *England P., Bickle M.* Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean // *J. Geol.* 1984. Vol. 92, N 4. P. 353–367.
224. *Forsyth D., Ueda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. Vol. 43, N 2. P. 163–200.
225. *Froude D.O., Ireland T.R., Kinney P.D.* et al. Ion microprobe identification of 4.100–4.200 Myr-old terrestrial zircons // *Nature.* 1983. Vol. 304, N 5927. P. 616–619.
226. *Gorz H.* Microprobe studies of inclusions zircons and compilation of minor and trace elements in zircons from the literature // *Chem. Erde.* 1974. Bd. 33, H. 1/2. S. 326–357.
227. *Grambling J.A.* Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 53, N 1. P. 63–68.
228. *Gray C.M.* The geochemistry of Central Australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 65, N 1. P. 79–89.
229. *Green D.H.* Genesis of Archaean peridotitic magmas and constraints on Archaean geothermal gradients and tectonics // *Geology.* 1975. Vol. 3, N 1. P. 15–18.
230. *Green D.H., Ringwood A.E.* An experimental study of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1967. Vol. 31, N 4. P. 787–833.
231. *Green T.H.* High-pressure experimental studies on the origin of anorthosites // *Canad. J. Earth Sci.* 1969. Vol. 6, N 3. P. 427–440.
232. *Hanson G.N.* Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous system // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1980. Vol. 8, N 2. P. 371–406.
233. *Harley S.L.* The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> and CaO–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> // *J. Petrol.* 1984. Vol. 75, N 3. P. 665–696.
234. *Haselton H.T., Westrum E.F.* Low-temperature heat capacities of synthetic pyrope and grossular // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1980. Vol. 44, N 4. P. 701–709.
235. *Heier K.S., Adams J.A.S.* Concentrations of radioactive elements in deep crustal material // *Ibid.* 1965. Vol. 29, N 1. P. 53–61.
236. *Heier K.S., Thoresen K.* Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten-Vesterålen, North Norway // *Ibid.* 1971. Vol. 35, N 1. P. 89–99.

237. *Horn M.K., Adams J.A.S.* Computer-calculated geochemical balances and elements abundances // *Ibid.* 1966. Vol. 80, N 2. P. 279–297.
238. *Horrocks P.C.* Ancient Archaean supracrustal rocks from the Limpopo Mobile Belt // *Nature*. 1980. Vol. 286, N 5781. P. 596–599.
239. *Humphris S.* The mobility of the rare earth elements in the crust // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P.Henderson. Amsterdam etc.: Elsevier, 1984. P. 317–342.
240. *Irvine T.N., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8, N 5. P. 523–543.
241. *Jakeš P., White A.J.R.* Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. Vol. 83, N 1. P. 29–40.
242. *Jessop A.M., Lewis T.* Heat flow and heat generation in the Superior Province of the Canadian shield // *Tectonophysics*. 1978. Vol. 50, N 1. P. 55–70.
243. *Jones M.E.* The influence of hydrostatic pressure on the precipitation of structure – bound water in microinclusions in quartz // *Phil. Mag. A*. 1978. Vol. 37, N 3. P. 703–706.
244. *Kalsbeek F.* On the origin of banded amphibolites and gneisses in the Belladone massif (Granch Alps) // *Neues. Jb. Miner. Abh.* 1965. Bd. 102, N 2. S. 45–63.
245. *Kerrick R., Fife W.S.* The gold-carbonate association source of CO<sub>2</sub> fixation reactions in Archaean gold deposits // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 33, N 3/4. P. 255–294.
246. *Krough T.E.* Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems on air abrasion technique // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1982. Vol. 46, N 3. P. 637–649.
247. *Lamb W., Valley J.W.* Metamorphism of reduced granulites in low-CO<sub>2</sub>, vapor-free environments // *Nature*. 1984. Vol. 312, N 11. P. 56–58.
248. *Lancelot J., Vitrac A., Allegre C.J.* Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis: a study of complex geological history within single rock // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 29, N 2. P. 340–354.
249. *Lemmon E.* An igneous origin for the Henderson augen gneiss, Western North Carolina: evidence from zircon morphology // *Southeast. Geol.* 1981. Vol. 22, N 26. P. 79–90.
250. *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 477–493.
251. *Longstaffe P.Y., Schwarz H.P.* <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O of Archaean clastic and metasedimentary rocks: a petrogenetic indicator for Archaean gneisses // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1977. Vol. 41, N 5. P. 1033–1045.
252. *Lyer S.S., Choudhuri A., Vasconelles M.B.A., Cordani U.G.* Radioactive elements distribution in the Archaean granulite terrane of Jequié–Bahia, Brasil // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1984. Vol. 85, N 1. P. 95–101.
253. *Master S.* Geochemistry of Early Proterozoic evaporitic sediments from the Lomagundi basin, Zimbabwe // *Proterozoic geochemistry: Abstr. IGCP-217 Conf. Lund (Sweden)*, 1987. P. 59.
254. *McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust formation // *Science*. 1978. Vol. 200, N 4345. P. 1003–1011.
255. *McGregor V.R.* Archaean gray gneisses and the origin of the continental crust: evidence from the Gotthab region, West Greenland // *Trondhjemites, dacites and related rocks* / Ed. F.Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 169–204.
256. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Archaean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archaean continental crust // *Archaean geochemistry* / Ed. Kröner et al. Berlin; Heidelberg: Springer, 1984. P. 47–72.
257. *McNaughton N.J., Wilson A.F.* <sup>13</sup>C – rich marbles from the Proterozoic Rinasleigh Metamorphics, Northern Queensland // *J. Geol. Soc. Austral.* 1983. Vol. 30, N 1/2. P. 175–178.
258. *Milanovsky S. Yu.* Deep geothermal structure and mantle heat flow along the Barents sea–East Alps geotraverse // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 103, N 2. P. 175–192.
259. *Miller D.M., Christie J.M.* Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite // *J. Struct. Geol.* 1981. Vol. 3, N 2. P. 128–141.
260. *Molnar P., Chen W.P., Padovani E.* Calculated temperatures in overthrust terraines and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya // *J. Geophys. Res. B*. 1983. Vol. 88, N 8. P. 6415–6429.
261. *Morgan P.* Crustal radiogenic heat production and the selective survival of ancient continental crust // *J. Geophys. Res. Suppl.* 1985. Vol. 90. P. 561–570.

262. *Morgan P., Sassi J.H.* Review of thermal regime of the continental lithosphere // *J. Geodyn.* 1984. Vol. 1, N 1. P. 143–166.
263. *Morse S.A., Talley J.H.* Sapphirine reactions in deep-seated granulites near Wilson Lake, Central Labrador, Canada // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 10, N 3. P. 401–427.
264. *Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J.* Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. Vol. 41, N 3. P. 369–377.
265. *Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J.* Thermochemistry of the high structural state plagioclases // *Ibid.* 1980. Vol. 44, N 5. P. 933–941.
266. *Newton R.C., Perkins D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene) – quartz // *Amer. Miner.* 1982. Vol. 67, N 1/2. P. 203–222.
267. *Nisbet E.G.* The continental and oceanic crust and lithosphere in the Archaean isostatic thermal and tectonic models // *Canad. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 21, N 12. P. 1426–1441.
268. *Nockolds S.R.* Average chemical compositions of some igneous rocks // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1954. Vol. 65, N 10. P. 1007–1032.
269. *Ord A., Christie J.M.* Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine thrust zone, Assynt area, Scotland // *J. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6, N 6. P. 639–654.
270. *Pecceccillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1976. Vol. 58, N 1. P. 63–81.
271. *Perkins D.P., Newton R.C.* Charnokite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // *Nature.* 1981. Vol. 292, N 5182. P. 144–146.
272. *Raheim A., Green D.H.* Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1974. Vol. 48, N 2. P. 179–203.
273. *Raju R.D., Satyanarayana B., Rao J.S.R.K.* Radioactive elemental content in high grade metamorphic rocks of the Narsipatham area in the Eastern Ghats and its bearing on the nature of Archaean crust of the Indian Shield // *Ind. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 11, N 3/4. P. 225–232.
274. *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam etc.: Elsevier, 1984. Vol. 2. 510 p.
275. *Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's Mantle. N. Y.: McGraw-Hill, 1975. 617 p.
276. *Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 296, 25°K and 1 bar ( $10^5$  pascals) pressure and at higher temperatures. Wash. (D. C.), 1978. 456 p.
277. *Rosen O.M.* The Archaean lithosphere as seen in the Anabar shield // *Intern. Geol. Rev.* 1986. Vol. 28, N 7. P. 770–783.
278. *Rybach L., Buntebarth G.* Relationships between the petrophysical properties, density, seismic-velocity, heat-generation, and mineralogical constitution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57, N 3. P. 367–376.
279. *Ryder G., Dasch J.* The complexity, depth and rapidity of progress that formed the Lunar crust // *Workshop of the growth of continental crust.* Oxford: Lunar and Planet. Inst. 1987. P. 82–84.
280. *Sandiford M.* The metamorphic evolution of granulites at Fyfe Hills: implications for Archaean crustal thickness in Enderby Land, Antarctica // *J. Metamorph. Geol.* 1985. Vol. 3, N 2. P. 155–178.
281. *Santosh M.* Fluid inclusion petrography of charnockites terrain of Kerala, south-west India // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1984. N 8. P. 337–345.
282. *Schärer U., Allegre C.J.* Uranium-lead system in fragments of a single zircon grain // *Nature.* 1982. Vol. 295, N 5850. P. 585–587.
283. *Schidlowski M., Eichman R., Junge C.E.* Precambrian sedimentary carbonates, carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget // *Precamb. Res.* 1975. Vol. 2, N 1. P. 1–69.
284. *Sclater J.G., Duparc C., Galson D.* The heat flow through oceanic and continental crust and the heat of the Earth // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1980. Vol. 18, N 1. P. 269–311.

285. *Taylor S.R., McLennan S.* The continental crust: its composition and evolution (an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks). Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
286. *Taylor L.A., Neal C.R.* Subducted oceanic crust evidenced in kimberlites // Workshop on the growth of continental crust. Oxford: Lunar and Planet. Inst. 1987. P. 100–101.
287. *Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the Earth elements in some major units of the Earth crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol. 72, N 2. P. 175–192.
288. *Veizer J., Compston W.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. Vol. 40, N 8. P. 905–914.
289. *Veizer J., Demovic R.* Strontium as a tool in facies analysis // J. Sediment. Petrol. 1974. Vol. 44, N 1. P. 93–115.
290. *Veizer J., Hoefs I.* The nature of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. Vol. 40, N 11. P. 1387–1395.
291. *Verspyck G.W.* Zircon of some metamorphic and intrusive rocks from the Aston and Hospitalet massifs (Central Pyrenees) // Geol. en mijnbouw. 1961. Vol. 40, N 2. P. 58–70.
292. *Vitarello I., Pollack H.N.* On the variation continental heat flow with age and the thermal evolution of continents // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N 7. P. 983–995.
293. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in complex systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 62, N 1. P. 129–139.
294. *Wells P.R.A.* Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, Southern West Greenland // Petrology. 1979. Vol. 20, N 2. P. 187–226.
295. *Whetherill G.W.* Discordant uranium–lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 1956. Vol. 37, N 2. P. 320–326.
296. *White S.H.* Estimation of strain rates from microstructural features // Quart. J. Geol. Soc. London. 1975. Vol. 131, N 4. P. 577–583.
297. *White S.H.* The determination of deformation parameters from dislocation substructures in naturally deformed quartz // Development in electron microscopy and analysis: Proc. EMAG 75. N. Y.: Acad. press, 1975. P. 505–508.
298. *White S.H.* Geological significance of recovery and recrystallization process in quartz // Tectonophysics. 1977. Vol. 39, N 1. P. 143–170.
299. *White S.H.* Difficulties associated with paleo–stress estimates // Mull. Mineral. 1979. Vol. 102, N 2/3. P. 210–215.
300. *White S.H.* Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70, N 2. P. 193–202.
301. *Williams I.S., Compston W., Black L.P.* Unsupported radiogenic Pb in zircon: a cause of anomalously high Pb–Pb, U–Pb and Th–Pb ages // Ibid. 1984. Vol. 88, N 3. P. 322–337.
302. *Wise D.U., Dunn D.E., Eugelder J.T., Geiser P.A.* Fault-related rocks: suggestion for terminology // Geology. 1984. Vol. 12, N 7. P. 391–394.
303. *Wood B.J., Banno S.* Garnet–orthopyroxene–clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 42, N 1. P. 109–124.
304. *Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems // J. Petrol. 1962. Vol. 3, N 2. P. 342–352.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ВКЛЕЙКАМ

*Рис. 30.* Метаморфогенные включения высокоплотной жидкой углекислоты в линзовидном кварце эндербитоидов гранулитовой фации метаморфизма

*a* — проходящий свет; *б, в* — полости вскрытых расколом включений, изображения во вторичных электронах растрового электронного микроскопа

*Рис. 31.* Разновидности включений водных растворов, (*a, б*) содержащих жидкую углекислоту в кварце эпидот-амфиболитовой фации

*Рис. 33.* Раскристаллизованные расплавные включения в кварце лейкосомы из мигматитов амфиболитовой фации метаморфизма

*a* — проходящий свет; *б, в* — изображения скрытых полостей включений, вскрытая при нагреве препарата в термокамере, изображение во вторичных электронах (РЭМ)

*Рис. 34.* Кристаллофлюидные включения расплавов-рассолов в кварце пегматоидных обособлений среди пород амфиболитовой фации метаморфизма

*a* — проходящий свет; *б, в* — изображения скрытых полостей включений (во вторичных электронах, РЭМ); *б* — при обычных условиях, *в* — в замороженном состоянии

*Рис. 35.* Дислокационное строение линзовидного кварца эндербитоидов гранулитовой фации метаморфизма по данным избирательного травления; изображения во вторичных электронах (РЭМ)

*a* — эффекты переползания дислокаций; *б* — зарождение субзеренной структуры; *в* — дислокационная граница по призме (10 $\bar{1}0$ ) хорошо образованных призматических субзерен

*Рис. 36.* Беспорядочное расположение и высокая плотность дислокаций в кварце катаклазитов по данным избирательного травления; изображение во вторичных электронах (РЭМ)

*Рис. 37.* Закономерное расположение ямок травления по плоскостям скольжения в кварце катаклазитов; изображение во вторичных электронах (РЭМ)

*Рис. 41.* Блестящий бесцветный шаровидный циркон из гранатового гнейса (проба 22)

*Рис. 42.* Распределение химических элементов в призматическом цирконе (длина зерна 0,12 мм) из лейкократового гиперстенового плагиогнейса (проба 5-1)

*a* — распределение кальция на площади зерен; *б* — то же, по профилю; *в* — распределение иттрия (верхняя кривая) по тому же профилю; *г* — распределение железа

*Рис. 43.* Распределение кремния в округлом цирконе (длина зерна 0,07 мм) гранатового гнейса (верхнеанабарская серия, западнее устья р. Далдын, проба 36). Минеральный состав включений (определен также по распределению фосфора и алюминия)

1 — кварц; 2 — полевой шпат; 3 — апатит

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (М.С. Марков) . . . . .	3
ВВЕДЕНИЕ (О.М. Розен) . . . . .	4
ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ АНАБАРСКОГО КОМПЛЕКСА . . . . .	8
Плагиогнейсы и метабазиты (О.М. Розен) . . . . .	8
Карбонатные и сопровождающие их породы (В.Л. Злобин) . . . . .	31
Анортозиты и сопровождающие их породы (М.К. Суханов, В.С. Рачков) . . . . .	62
МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНАБАРСКОГО КОМПЛЕКСА . . . . .	83
Парагенезисы породообразующих минералов и глубинность метаморфизма (В.П. Андреев) . . . . .	83
Циркон и генезис метаморфических пород (А.Н. Белов) . . . . .	92
Флюидные включения, внутрикристаллические деформации в кварце и эволюция метаморфизма (В.Е. Сонюшкин) . . . . .	105
ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ АНАБАРСКОГО КОМПЛЕКСА И ОСОБЕННОСТИ ДАТИРОВАНИЯ НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ . . . . .	115
Древнейшие породы Земли в свете изотопных данных (Е.В. Бибикова) . . . . .	115
Методические вопросы геохронологической (U-Pb) цирконометрии (Е.В. Бибикова) . . . . .	119
Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита (Е.В. Бибикова, А.Н. Белов, О.М. Розен) . . . . .	122
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА . . . . .	134
Морфология дислокаций и эволюция структуры щита (Л.И. Шахотько) . . . . .	134
Зоны глубинных разломов (В.С. Рачков) . . . . .	146
Основные этапы формирования земной коры (О.М. Розен) . . . . .	176
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНАБАРСКОГО ЩИТА . . . . .	180
Распределение редкоземельных элементов (О.М. Розен, В.Л. Злобин, С.М. Ляпунов, В.С. Рачков) . . . . .	180
Распределение радиоактивных элементов (О.М. Розен, В.Л. Злобин, А.Д. Ножкин, В.С. Рачков) . . . . .	187
Геохимические закономерности эволюции вещества земной коры (О.М. Розен) . . . . .	197
Геотермический градиент, тепловой поток и мощность первичной земной коры (О.М. Розен, С.Ю. Милановский) . . . . .	203
ПРОБЛЕМЫ РАННЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО АНАБАРСКОМУ ЩИТУ (Заключение) (О.М. Розен) /на русском и английском языках/ . . . . .	215
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	238
ОБЪЯСНЕНИЯ К ВКЛЕЙКАМ . . . . .	251

## CONTENTS

PREFACE ( <i>M.S. Markov</i> ) . . . . .	3
INTRODUCTION ( <i>O.M. Rosen</i> ) . . . . .	4
GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF THE ANABAR COMPLEX . . . . .	8
Plagiogneisses and metabasites ( <i>O.M. Rosen</i> ) . . . . .	8
Carbonates and related rocks ( <i>V.L. Zlobin</i> ) . . . . .	31
Anorthosites and related rocks ( <i>M.K. Sukhanov, V.S. Rachkov</i> ) . . . . .	62
MINERALOGICAL FEATURES OF THE ANABAR COMPLEX . . . . .	83
Assamblages of rock-forming minerals and depths of metamorphism ( <i>V.P. Andreev</i> ) . . . . .	83
Accessory zircon and its genetic application ( <i>A.N. Belov</i> ). . . . .	92
Fluid inclusions, intracrystal deformations of quartz and metamorphic evolution ( <i>V.E. Sonyuschkin</i> ). . . . .	105
ISOTOPIC AGE OF THE ANABAR COMPLEX AND PECULARITIES OF DATING OF THE OLDEST GEOLOGICAL EVENTS . . . . .	115
The oldest rocks of the Earth as seen in isotopic data. ( <i>E.V. Bibikova</i> ) . . . . .	115
Methodical features of U-Pb geochronology by zircon ( <i>E.V. Bibikova</i> ). . . . .	119
Isotopic dating of metamorphic rocks of the Anabar shield ( <i>E.V. Bibikova, A.N. Belov, O.M. Rosen</i> ) . . . . .	122
TECTONIC EVOLUTION OF THE ANABAR SHIELD . . . . .	134
Morphology of dislocations and evolution of structure of the shield ( <i>L.I. Shahotko</i> ) . . . . .	134
Deep-seated faults ( <i>V.S. Rachkov</i> ) . . . . .	146
The main stages of evolution ( <i>O.M. Rosen</i> ) . . . . .	176
GEOCHEMICAL AND THERMAL EVOLUTION OF THE ANABAR SHIELD . . . . .	180
Distribution of the rare earth elements ( <i>O.M. Rosen, V.L. Zlobin, S.M. Lyapunov, V.S. Rachkov</i> ). . . . .	180
Distribution of the radioactive elements ( <i>O.M. Rosen, V.L. Zlobin, A.D. Nozshkin, V.S. Rachkov</i> ). . . . .	187
Geochemical regularities of the earth crust evolution ( <i>O.M. Rosen</i> ) . . . . .	197
Geothermal gradient, heat flow and thickness of the primary earth crust ( <i>O.M. Rosen, S.Yu. Milanovski</i> ). . . . .	203
PROBLEMS OF THE EARTH'S EARLY EVOLUTION: CASE STUDY OF THE ANABAR SHIELD (Conclusion) ( <i>O.M. Rosen</i> ) . . . . .	215
REFERENCES . . . . .	238
EXPLANATIONS TO TABLES OF PHOTOGRAPHS . . . . .	251

Научное издание

Розен Олег Маркович,  
Андреев Виктор Петрович,  
Белов Альберт Николаевич и др.

**АРХЕЙ АНАБАРСКОГО ЩИТА  
И ПРОБЛЕМЫ РАННЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ**

*Утверждено к печати  
Институтом литосферы АН СССР*

Редактор *В.П. Цетлин*  
Редактор издательства *М.А. Яценко*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технические редакторы *И.И. Джигоева,*  
*Г.П. Каренина*  
Корректор *Е.А. Мишина*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ 37407

Подписано к печати 28.06.88. Т – 07463  
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 16,0 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 16,7.  
Уч.-изд.л. 20,4. Тираж 600 экз. Тип. зак. 410  
Цена 4р.10к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485,  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к выпуску книги:

### ГЕНЕРАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА. 15 л.

В книге показано, что это новый способ количественной и генетической оценки информации по акцессорным минералам. Он базируется на результатах работ по таким направлениям: минералогическая кристаллография, онтогенез, физика и химия минералов, экспериментальная минералогия и др. Разработана методика генерационного анализа и повышена эффективность использования информации по циркону для решения вопросов петрогенезиса, корреляции и оценки металлогенической специализации интрузивно-магматических, ультраметаморфических и метаморфических пород.

Для геологов, занимающихся изучением вопросов генезиса, эволюции и рудоносности магматических и осадочно-метаморфических пород.

### ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ. 10 л.

В книге на основе комплексного изучения тектонических, магматических, литолого-палеогеографических и геохимических особенностей создана принципиально новая геодинамическая модель развития Западного Тянь-Шаня. Устанавливается существование рифтовых систем с корой океанического типа (эвгеосинклиналей), разделенных микроконтинентом и обрамленных шельфами континентальных окраин и континентами (миогеосинклиналями и срединными массивами) с проявлениями континентального рифтогенеза.

Для геологов, занимающихся тектоникой, магматизмом, формациями.

## ЭКЗОГЕННОЕ ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ. 20 л.

С докембрийским экзогенезом и рудообразованием связаны многие месторождения различных полезных ископаемых и перспективы выявления новых месторождений. В монографии на новом практическом материале рассмотрены литологические особенности метасадочных и метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов ряда регионов и структурно-формационных зон, теоретические и прикладные аспекты рудоносности этих комплексов, закономерности размещения и условия образования полезных ископаемых и вмещающих их пород.

Для геологов, поисковиков и разведчиков, специалистов по теории рудообразования.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой:"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4

197345 Ленинград, Петрозаводская, 7

117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

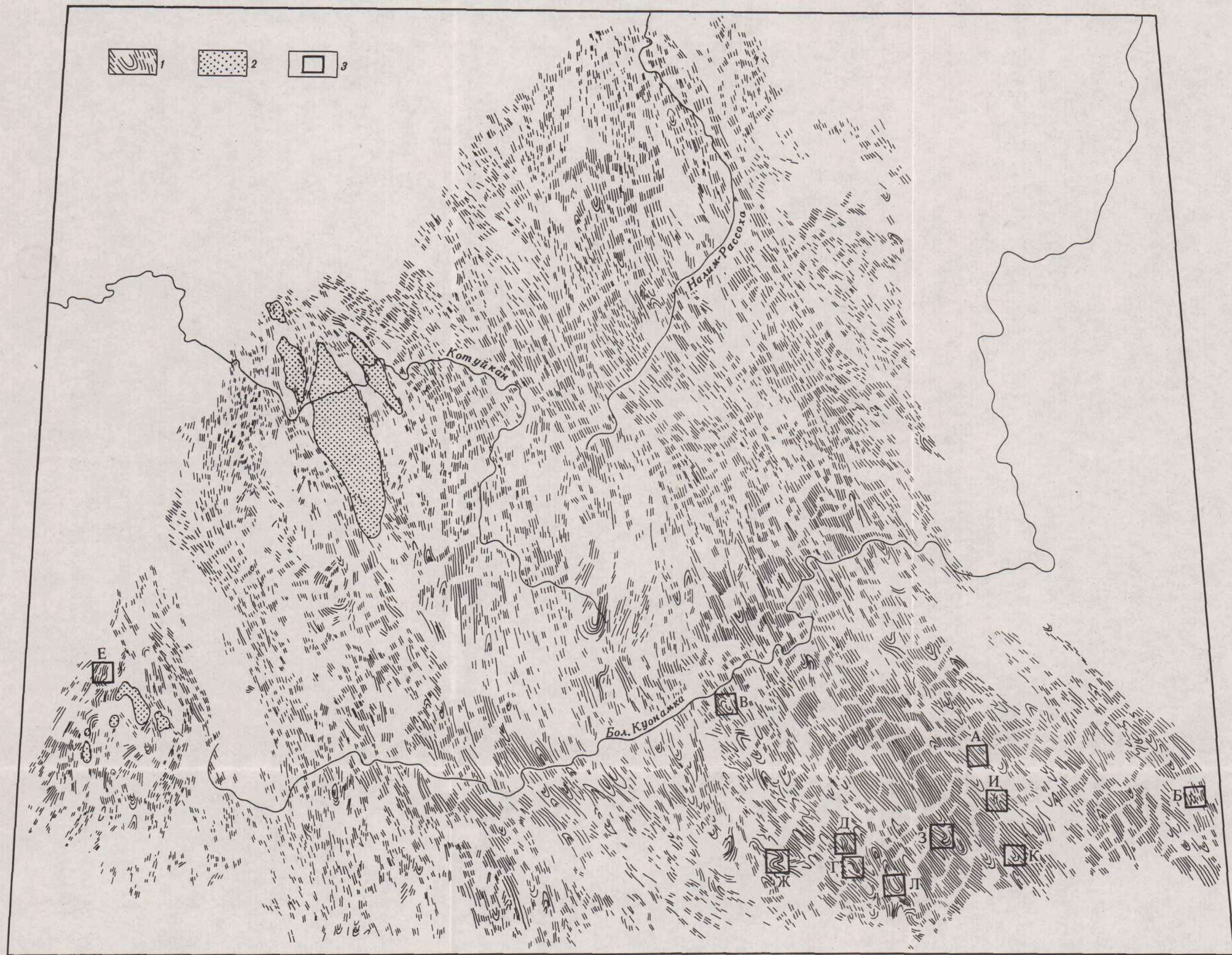


Рис. 46. Карта структурных элементов Анабарского щита по данным дешифрирования аэрофотоснимков  
 1 — структурные линии; 2 — массивы анортозитов; 3 — местоположение детальных участков (см. рис. 47, 48)

4 р. 10 к.

5014

