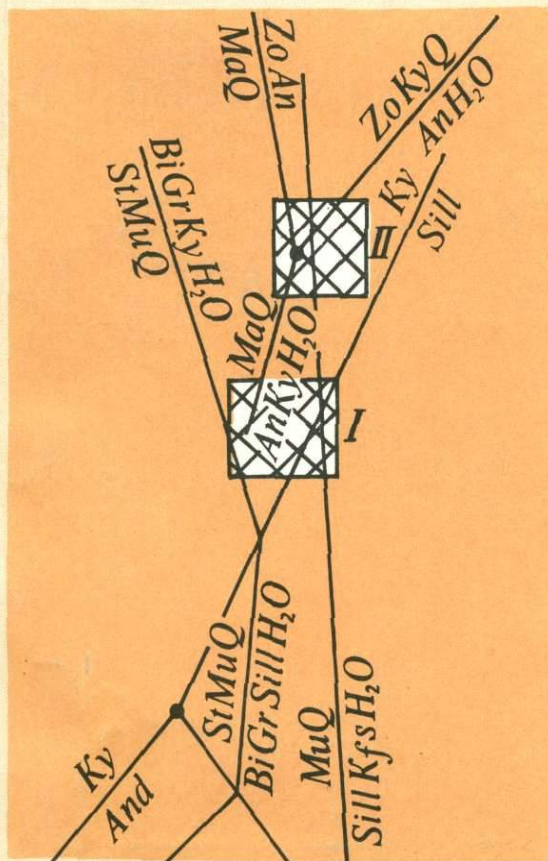


И. В. Козырева, О. В. Авченко, М. А. Мишкин

# ГЛУБИННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Дальневосточный геологический институт

И. В. Козырева, О. В. Авченко, М. А. Мишкин

4343

# ГЛУБИННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
А.А. МАРАКУШЕВ

МОСКВА  
"НАУКА"

1985



Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. — М.: Наука, 1985. — 164 с.

В монографии рассмотрены вещественный состав и условия формирования позднеархейских метаморфических образований Становой складчатой области. Установлена близость формационного состава и петрохимических особенностей вулканогенных толщ Становой области вулканитам позднеархейских зеленокаменных поясов Африки, Канады, Карелии и Индии. Анализом минеральных равновесий обоснован глубинный характер метаморфизма пород станового комплекса в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, отличающий его в этом отношении от зеленокаменных комплексов других регионов.

Табл. 52, ил. 60, библиогр. 181 назв.

Рецензенты: А.М. Ленников, Е.П. Леликов

## ВВЕДЕНИЕ

Древние вулканические пояса как самостоятельные структуры были выделены на различных щитах под названием зеленокаменных поясов ввиду преимущественно слабой степени метаморфизма их пород. Однако в дальнейшем к структурам подобного рода стали относить и зоны распространения докембрийских вулканитов, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях.

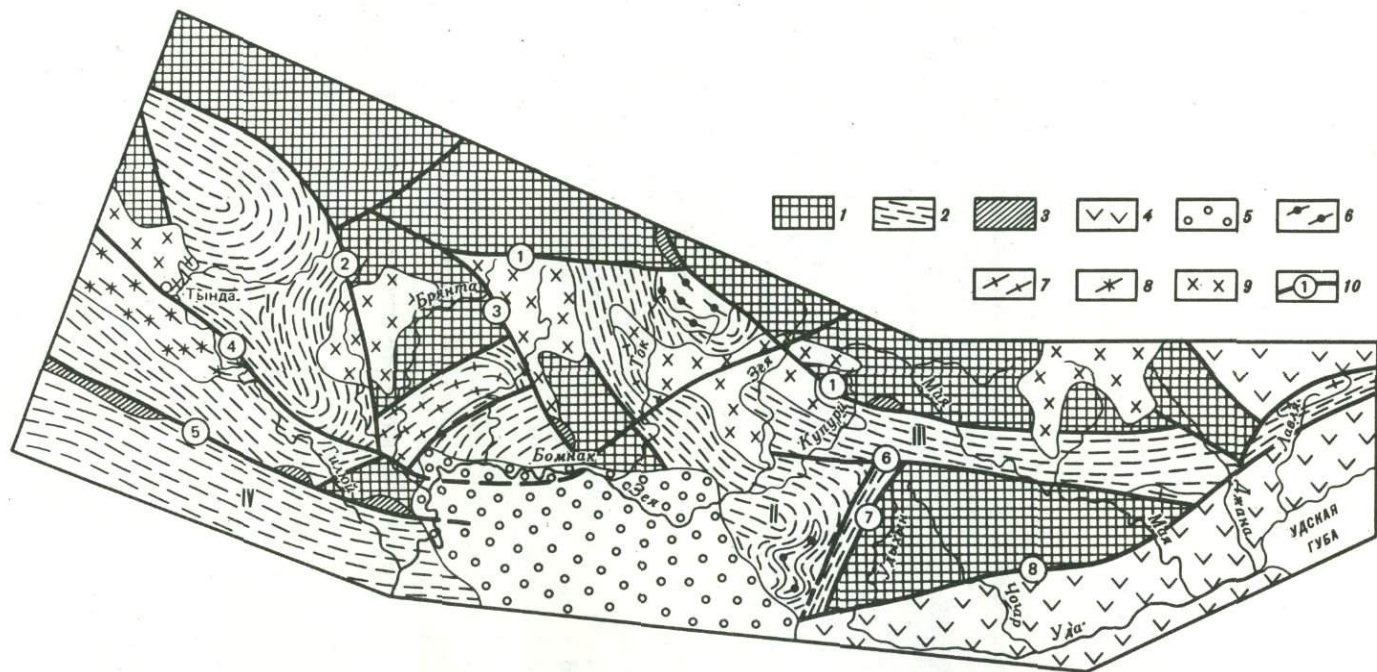
Примерами их являются "зеленокаменный" пояс Колмозеро-Воронья в Карелии [Другова и др., 1982], пояса Колар, Саргур в Индии и др. Подобные различия в степени метаморфизма пород вулканических поясов обусловлены, по представлениям авторов, различиями в их геотектонической природе.

На Алданском щите по аналогии с древними щитами Африки, Канады, Австралии ранее предпринимались попытки выделить зеленокаменные пояса. Структуры подобного типа под названием эвгеосинклинальных трогов были описаны на юго-западе Алданского щита В.С. Федоровским и А.М. Лейтесом [1968] и отнесены к нижнему протерозою. Одновременно С.В. Нужнов, В.А. Михайлов [1968] метаморфические толщи этих же структур отнесли к верхнеархейским и сопоставили их с зеленокаменными поясами Южной Африки и Канады.

По представлениям авторов, среди троговых структур Алданского щита распространены как позднеархейские, так и раннепротерозойские. Возникновение их рассматривается в связи с развитием позднеархейских и раннепротерозойских складчатых областей, наращивавших ядро Сибирской платформы.

Позднеархейские троговые структуры распространены в южной части Алданского щита — Олекминская и Батомгская зоны, Унгринский клин и др. По формационному составу, условиям метаморфизма вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи позднеархейских трогов близки позднеархейским образованиям Становой складчатой области, обрамляющей с юга Алданский щит, хотя это и не исключает возможности существования между ними некоторых различий.

В целом верхнеархейские образования юга Алданского щита и его складчатого обрамления характеризуются более глубинными и высокотемпературными условиями метаморфизма по сравнению с позднеархейскими зеленокаменными поясами Африки, Канады, Австралии. В связи с этим была поставлена задача изучить вещественный состав и условия метаморфизма образований различных структурно-фациальных зон Становой складчатой



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Становой зоны

1 – нижний архей; 2 – верхний архей (становой комплекс); 3 – нижний протерозой; 4 – мезозой; 5 – кайнозой; 6–8 – позднерхейские магматические комплексы: 6 – диоритовый, гранодиоритовый (токско-алгоминский), 7 – плагиигранитовый (древнестановой), 8 – плагиигранитовый, гранитовый (поздне-

становой); 9 – мезозойский гранитоидный комплекс; 10 – главные разломы: 1 – Становой, 2 – Унахинский, 3 – Сугдженский, 4 – Северо-Тукурингский, 5 – Джелтулакский, 6 – Таксакадинский, 7 – Удыхынский, 8 – Муриин-Онконский. I–IV – позднерхейские структурно-фациальные зоны: I – Иликанская, II – Купуриинская, III – Удско-Майская, IV – Урканская (Усть-Гилуйская)

области и по возможности установить геотектоническую природу этих зон.

В настоящей работе обобщены результаты многолетних (1971–1981 гг.) исследований авторов по петрологии и петрохимии верхнеархейских метаморфических образований восточной части хр. Станового от бассейна р. Лавля на востоке до Амуро-Якутской магистрали на западе. Этот регион охватывает три структурно-фациальные зоны Становой складчатой области — Удско-Майскую, Купуринскую, Иликанскую (рис. 1).

На основе этих исследований был выполнен большой объем химико-аналитических работ. Химические, рентгеноспектральные и другие виды анализов пород и минералов были сделаны главным образом в лабораториях отдела физико-химических методов исследований и отдела петрологии магматических и метаморфических пород ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

## СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Ab	– альбит ( $Pl_0$ )	Ka	– каолинит
Act	– актинолит	Kfs	– калиевый полевой шпат
Aeg	– эгирин	Ky	– кианит
Alm <sub>0-100</sub>	– гранат ряда пироп–аль- мандин	Law	– лавсонит
Alm <sup>Ca</sup>	– кальциевый магнизи- ально-железистый гранат	Lom	– ломонит
Am	– амфибол	Mic	– микроклин
Am <sup>Ca</sup>	– кальциевый амфибол	Mt	– магнетит
Am <sup>Na</sup>	– натриевый амфибол	Mu	– мусковит
An	– анортит	Ne	– нефелин
And	– андалузит	Or	– ортоклаз
Bi <sub>0-100</sub>	– биотит	Orx	– ортопироксен (Нур)
C	– графит	Pa	– парагонит
Cc	– кальцит	Pe	– периклаз
Cd	– корунд	Piem	– пьезмонит
Chd <sub>0-100</sub>	– хлоритоид	Pr	– пренит
Chl <sub>0-100</sub>	– хлорит	Phl	– флогопит
Cor <sub>0-100</sub>	– кордиерит	Pl <sub>75</sub>	– плагиоклаз и его номер
Crx <sub>0-100</sub>	– клинопироксен	Pl <sub>Ca</sub>	– основной плагиоклаз
Cr	– кроссит	Pl <sub>Na</sub>	– кислый плагиоклаз
Cum <sub>0-100</sub>	– куммингтонит	Pum	– пумпеллиит
Di	– диопсид ( $Crx_0$ )	Py	– пироп ( $Alm_0$ )
Dol	– доломит	Pyr	– пирофиллит
En	– энстатит ( $Нур_0$ )	Q	– кварц
Ep <sub>33</sub>	– эпидот	Rb	– рибекит
Fay	– фаялит ( $Ol_{100}$ )	Rut	– рутил
For	– форстерит ( $Ol_0$ )	Sap	– сапфирин
Ged <sub>0-100</sub>	– жедрит	Sca	– скаполит
Gl	– глаукофан	Sill	– силлиманит
Gr	– гранат	Sp	– серпентин
Gross	– гроссуляр	Sph	– сфен
Hb <sub>0-100</sub>	– роговая обманка	Spl	– шпильель
Hem	– гематит	Sta	– ставролит
Нур <sub>0-100</sub>	– гиперстен	Sti	– стильномелан
Нур <sup>Al</sup>	– глиноземистый гипер- стен	Ta	– тальк
Ilm	– ильменит	Tr <sub>0-100</sub>	– тремолит
Jd	– жадеит	Vs	– вюстит
		Wol	– волластонит
		Zo	– цоизит
		Ma	– маргарит

Индексы у символов внизу обозначают общую железистость минералов ( $Fe/(Fe + Mg) \cdot 100$ , для эпидота  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) \cdot 100$ ), а у плагиоклаза – его номер; вверху – содержание кальциевого компонента в гранатах и глиноземистого компонента в ромбическом пироксене или биотите.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Восточная часть Становой области включает в себя обширную территорию, протягивающуюся с запада на восток от бассейнов рек Тынды и Гиллой почти до побережья Охотского моря на расстояние порядка 700 км. К северу от Становой области расположен Алданский щит, консолидированный в раннем архее. На юге и востоке она граничит по крупным Монголо-Охотскому и Мурин-Онконскому разломам с палеозойско-мезозойской Монголо-Охотской складчатой областью. К западу от изученной территории Становая область протягивается вплоть до бассейна р. Витим.

Со времен исследований Н.Г. Судовикова с соавторами [1965] докембрийские метаморфические образования хр. Станового выделялись в Становую складчатую область, обрамляющую с юга Алданский щит. Н.Г. Судовиков наметил основные структурные элементы Становой области. По мнению большинства исследователей, в пределах Становой области процессы регионального метаморфизма проявились в течение трех главных этапов развития: раннеархейского, позднеархейского и раннепротерозойского. Раннеархейский возраст имеют метаморфические породы гранулитовой фации, слагающие глыбы древнего фундамента позднеархейской Становой складчатой области и сопоставляемые с археем Алданского щита. По представлениям Н.Г. Судовикова и др. [1965], позднеархейские образования эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций образуют главный геосинклинальный комплекс Становой складчатой области (становой комплекс). Раннепротерозойский комплекс зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма по большей части эродирован и сохранился лишь в виде узких тектонических блоков в зоне Джекутулакского глубинного разлома и по южной окраине Становой области.

Дискуссионную точку зрения на природу и условия метаморфизма станового комплекса высказали недавно В.И. Шульдинер и др. [1983], отнеся его к единому зональному (по вертикали) раннеархейскому разрезу, одноактно метаморфизованному в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фаций. Приведенный этими авторами фактический материал противоречит, по нашему мнению, их теоретическим построениям и, скорее всего, подтверждает принимаемую многими исследователями концепцию о проявлении в Становой области трех этапов метаморфизма — раннеархейского, позднеархейского и раннепротерозойского, соответствующих развитию разновозрастных самостоятельных геотектонических структур.

Прогрессивный метаморфизм раннеархейских метаморфических комплексов осуществлялся в гранулитовой фации высоких температур и дав-

лений, отвечая сутамской и чогарской фациям глубинности [Маракушев, 1965; Карсаков, 1978]. Развитые более или менее повсеместно диафорические преобразования проходили в условиях амфиболитовой фации. Магматические образования раннеархейского возраста представлены преимущественно основными и ультраосновными породами майско-джанинского комплекса и анортозитами, образующими как крупные самостоятельные массивы, так и мелкие жильные тела среди метаморфических толщ нижнего архея [Ленников, 1979].

Возраст пород нижнего архея, по данным радиологических определений, — 3,2–3,8 млрд лет [Карсаков, 1975; Искандерова и др., 1980]. Достаточно подробная характеристика блоков нижнеархейских пород Становой области приведена в работах Л.П. Карсакова [1975, 1978].

Между блоками нижнеархейского основания расположены метаморфические и магматические породы верхнеархейского возраста, относимые к становому комплексу. Структуры, слагаемые ими, весьма разнообразны: от брахиформных и куполообразных на западе рассматриваемой территории до линейных на востоке. По Б.Л. Годзевичу [1976], для приосевых частей структур первого рода характерны открытые брахиформные и овалыные, а для крыльев — более сжатые асимметричные и опрокинутые складки. Распространены малые дисгармоничные складки течения и волочения, структуры будинажа. Простираение осей крупных складок в целом согласуется с очертаниями выступов фундамента.

Все образования верхнего архея объединяются в единый становой комплекс с подразделением (в пределах рассматриваемой территории) на четыре серии: удоко-майскую, купуринскую, иликанскую и усть-гилуюскую, включающие породы соответствующих структурно-фациальных зон. Литологический состав толщ разнообразен — в строении серий принимают участие биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и плаггиогнейсы, амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные гнейсы и плаггиогнейсы, часто содержащие гранат и эпидот в качестве породообразующих минералов. Кроме того, в составе толщ участвуют кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, а также мраморы, кальцифиры и связанные с ними извлектово-силикатные породы.

Геологи, описывающие состав верхнеархейских образований региона, часто подчеркивают их ритмичный характер переслаивания [Мошкин, 1967; Годзевич, 1976], чередование первично вулканогенных (амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы) и существенно терригенных толщ (сланцевые, высокоглиноземистые гнейсы, кварциты).

Возрастное положение образований станового комплекса определено не вполне четко. Контакты их с породами основания и более молодыми, нижнепротерозойскими, образованиями носят на рассматриваемой территории тектонический характер. За пределами территории в Маймаканской зоне на породах батомгской серии (аналог станового комплекса [Глебовичский и др., 1977]) залегают нижнепротерозойские терригенно-осадочные отложения [Нужнов, 1968]. В западной части хр. Станового олекминская серия, также сопоставляемая со становым комплексом [Миронюк, 1966], перекрывается удоканской серией нижнепротерозойского возраста [Кудрявцев, 1968].

Геохронологическими методами восточная часть Становой зоны изучена еще недостаточно. Определения возраста, выполненные К—Аг-методом как по отдельным минералам, так и по валовым пробам пород, колеблются в пределах 130—330 млн лет и показывают явно омоложенный возраст, связанный с внедрением огромных масс мезозойских гранитоидов.

В недавнее время [Искандерова и др., 1980] свинцово-изохронным методом для метаморфических пород удско-майской серии станового комплекса получены определения возраста  $2500 \pm 200$  млн лет. При этом авторы отмечают, что расчеты, основанные на рассмотрении только образцов, содержащих наименее радиогенный свинец, дают возраст пород удско-майской серии древнее 2600 млн лет.

Магматические породы позднерехейского возраста представлены (в возрастной последовательности) основными и ультраосновными породами, диоритами и гранодиоритами токсско-алгоминского комплекса, "древнестановыми" плагиигранитами и гранитами, "позднестановыми" гранитами. Основные и ультраосновные породы распространены незначительно на изученной территории и слагают мелкие тела. Они соскладчаты с вмещающими их породами и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты токсско-алгоминского комплекса образуют крупные трещинные тела (Токско-Алгоминский, Купуринский массивы) и множество мелких тел, соскладчатых с породами станового комплекса. В этом случае они, как правило, расположены среди пород сходного состава и облика (вероятно, коагматичных метаэффузивов) и граница между ними носит весьма условный характер.

Следует отметить, что на изданных картах возраст диоритов и гранодиоритов определяется как более молодой по отношению к "древнестановым" гранитам. Однако работами последних лет, в том числе детальными исследованиями авторов в бассейне рек Луча, Купури, Зея, было показано, что диориты и гранодиориты представляют собой дометаморфические интрузивные образования, впоследствии вовлеченные в складкообразование и метаморфизм совместно с вмещающими их парапородами. Повсеместная мигматизация, широко развитая в образованиях эффузивно-осадочной толщи, накладывается и на диориты и гранодиориты, однако из-за отличного первичного характера (большая массивность и однородность по сравнению с породами вулканогенно-осадочных толщ) приводит к некоторой специфике в морфологии мигматитов. Характер контактов диоритов с вмещающими породами либо тектонический, либо согласный в случае контрастных по составу толщ, либо постепенный и трудно фиксируемый в случае сходных по составу толщ.

"Древнестановые" плагииграниты и граниты широко развиты на изученной территории. Со времени их первого описания [Судовиков и др., 1964; Мошкин и др., 1967] их отличительными признаками считают: принадлежность к плагииоряду, гнейсовидность и полосчатость, образование крупных и мелких, но всегда согласных тел, в пределах тел неоднородность по составу и текстуре, синорогенный характер, преимущественное распространение среди гнейсов станового комплекса.

Этими признаками обладают массивы гранитоидов, закартированные на востоке области в бассейнах рек Лавля, Джана, Мая-Половинная. Переход во вмещающие породы осуществляется через обширные поля мигматитов,

при этом состав гранитоидов находится в четкой зависимости от состава толщ. Большинство массивов, сложенных гранитами и плагиогранитами, приурочено к ядрам крупных антиклинальных складок или к площадям, примыкающим к крупным разломам субширотного и северо-восточного простирания. Граниты обычно содержат многочисленные реликты вмещающих их гнейсов, сохраняющих свою ориентировку, совпадающую с ориентировкой пород рамы. Гнейсовидность самих гранитов по элементам залегания также совпадает со структурной ориентировкой вмещающих пород.

Приуроченность массивов к разломам и зонам интенсивного расланцевания (ядра складок) предопределила широкое развитие в них структур катаклаза и милонитизации. В связи с катаклизмом в породах развивается низкотемпературный наложенный калиевый полевой шпат-микроклин, корродирующий первичные минералы. В целом плагиограниты явно преобладают.

Сложнее обстоит дело с определением возрастной и формационной принадлежности "перемещенных" гранитов, ярким примером которых служат граниты Биракандинского массива, расположенные на левом берегу р. Джаны. Эти биотитовые плагиограниты, слагающие блоки среди пород нижнеархейского основания, характеризуются монотонным выдержанным составом, слабогнейсовидными, почти массивными текстурами и не содержат реликтов верхнеархейских гнейсов. В целом, эти граниты несут явные признаки обычных магматических образований. Тектонический характер контактов не позволяет выявить их взаимоотношения с вмещающими породами. Несомненно лишь, что это более молодые, чем "древнестановые", граниты.

Неясно также возрастное и формационное положение гранитов, слагающих мелкие тела среди метаморфических образований купуриинской серии на левобережье р. Лучи (см. рис. 6). Отнесенные при среднемасштабном картировании к "древнестановым" гранитам, они, согласно нашим наблюдениям, характеризуются рядом особенностей. Независимо от состава вмещающих толщ они содержат биотит в качестве темноцветного минерала, реже являясь двуслюдяными. В отличие от "древнестановых" рассматриваемые граниты существенно микроклиновые и микроклинизируют вмещающие толщи. Кроме того, наблюдения показывают, что эти граниты осуществляют гидротермальную переработку вмещающих толщ — хлоритизацию, сосюритизацию, по типу кислотного выщелачивания: окварцевание, мусковитизацию, развитие фибролитового силлиманита с образованием зон оруденения.

На контактах гранитов с вмещающими породами, как правило, развиваются мигматиты, что и послужило, вероятно, основанием для отнесения их к группе "древнестановых" гранитов. Однако мигматиты эти формируются только в приконтактной зоне, носят грубый послонно-секущий характер и являются явно инъекционными. Иногда на контакте возникает разветвленная система жил типа штокверка.

Указанные особенности позволяют считать граниты левобережья р. Лучи более молодыми, чем древнестановые образования. На геологической карте региона БАМ гранитоиды, более молодые, чем "древнестановые", отнесены уже к раннему протерозою. Учитывая пространственную и струк-

турную общность этих гранитов и метаморфических образований верхнего архея, нам представляются вполне вероятными их позднеархейский возраст и отнесение к группе "позднестановых" гранитов.

Широко развиты на площади пегматиты, связанные как с "древнестановыми", так и с более молодыми гранитоидами.

Нижнепротерозойские метаморфические образования сохранились в узких тектонических клиньях, приуроченных к Становому, Сугдजारскому, Джелтулакскому разломам и имеющих субширотное и северо-западное простирание.

Породы представлены метаморфизованными песчаниками, гравелитами, микрогнейсами и сланцами различного состава, известняками. Метаморфизм нижнепротерозойских образований носил зональный характер и протекал в условиях от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации. Изотопный возраст этих образований — 1900–2400 млн. лет [Геохронология ..., 1968].

Доскладчатые интрузивные образования представлены основными и ультраосновными породами, образующими расслоенные интрузии. Соскладчатые интрузии слагают двуслюдяные и биотитовые граниты, наиболее крупные тела которых показаны на рис. 1.

По данным Б.Л. Годзевича [1976], раннепротерозойская разрывная тектоника сопровождается образованием мощных зон бластомилонитов, протягивающихся на сотни километров и наложенных на архейские породы фундамента.

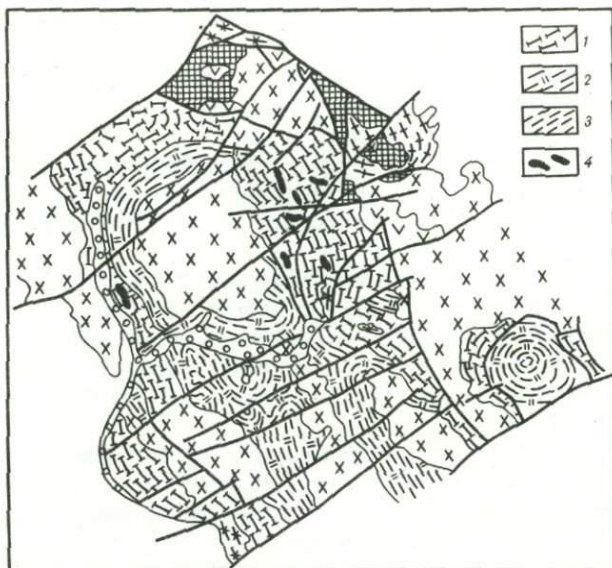
В восточной части территории в нижнем течении р. Май-Половинной в бассейне р. Немерикан установлена верхнепротерозойская слабометаморфизованная толща переслаивания известняков и диабазов. Обнаруженный в известняках комплекс онколитов и катаграфий позволил оценить их возраст как среднерифейский—вендский.

Интенсивная тектономагматическая активизация Становой области в мезозое привела к накоплению эффузивно-осадочных толщ и внедрению огромных масс гранитоидов.

#### ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

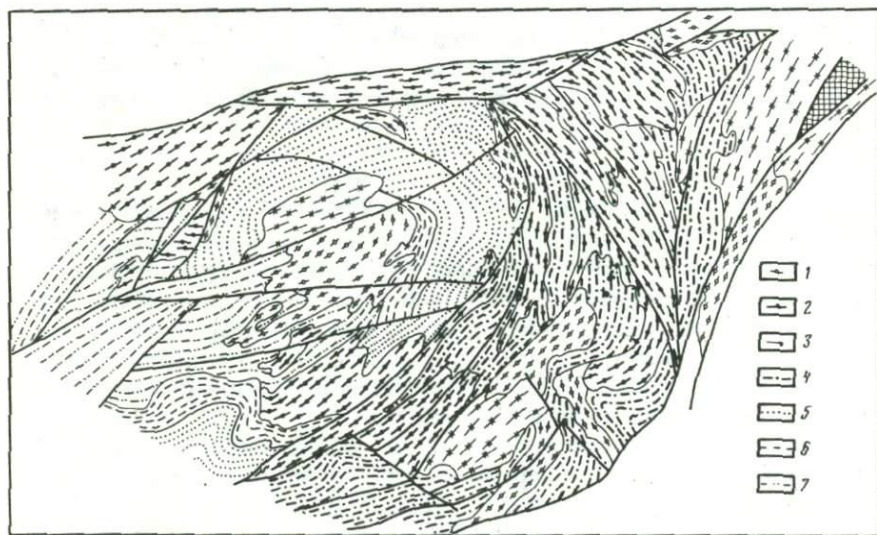
В восточной части Становой складчатой области установлены четыре структурно-фациальные зоны: Иликанская, Купуринская, Удско-Майская и Урканская с выделением в каждой зоне самостоятельных стратиграфических серий. При определении зон, серий и свит авторы (в тех случаях, когда это было возможно) придерживались схемы стратиграфии архея, принятой на III Дальневосточном стратиграфическом совещании 1978 г., и Геологической карты региона БАМ [1979].

Иликанская структурно-фациальная зона занимает западную часть изученной территории (бассейн верхнего и среднего течения р. Гилуй). Главной структурной зоны является Верхнегилуйский антиклинорий [Годзевич, 1967]. На карте Верхнегилуйской структуры (рис. 2) видно, что она представляет собой купол, в ядре которого картируются мезозойские гранитоиды, а на периферии в форме овала располагаются верхнеархейские метаморфические породы. Западнее закартированы еще две купольные структуры меньших размеров (одна из них показана на рис. 2), ядра кото-



Р и с. 2. Схематическая геологическая карта Верхнегилийского антиклинория (Иликанская структурно-фациальная зона). Фрагмент Геологической карты... [1979]

1-2 - верхнеархейская иликанская серия: 1 - джигдалинская свита, 2 - штыкжакская свита; 3 - расслаивание, милонитизация; 4 - раннепротерозойские основные и ультраосновные интрузии. Остальные условные обозначения см. на рис. 1



Р и с. 3. Схематическая геологическая карта Лучинской синклинали (Купуринская структурно-фациальная зона), по материалам Л.П.Карсакова, В.М.Чепыгина

1-2 - позднеархейские интрузии: 1 - гранодиоритов, 2 - диоритов; 3-7 - верхнеархейская купуринская серия: 3 - мукульминская свита, 4 - нерундинская свита, 5 - некригская свита, 6 - тыжакская свита, 7 - гамиканская свита. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

рых не вскрыты эрозией, сложенные целиком породами верхнего архея. Метаморфические породы, слагающие куполовидные структуры, подвергнуты расщеплению и милонитизации.

Верхнеархейские стратифицированные образования Иликанской зоны объединяются в иликанскую серию с подразделением на штыкджакскую, джигдалинскую и талгинскую свиты. Разрез иликанской серии в целом выглядит следующим образом (сверху вниз):

Талгинская свита. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, иногда с гранатом, дистеном, силлиманитом, реже кварцитами, гнейсы и кристаллические сланцы роговообманковые (800–3500 м).

Джигдалинская свита. Гнейсы кристаллические, сланцы роговообманковые, роговообманково-биотитовые, биотитовые, иногда с гранатом, дистеном, редко кварцитами, амфиболиты (около 5000 м).

Штыкджакская свита. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, часто с гранатом, дистеном, силлиманитом, реже роговообманковые, биотит-роговообманковые кварцитами (800–3500 м).

Купуринская структурно-фациальная зона расположена к востоку от Иликанской. Основной структурой является Лучинская синклиналь, расположенная на левобережье рек Луча и Купури (рис. 3). Породы, слагающие Купуринскую структурно-фациальную зону, объединяются в купуринскую серию. Разрез серии по данным среднемасштабного картирования с учетом данных авторов выглядит следующим образом (сверху вниз):

Гамиканская свита. Кристаллические сланцы и гнейсы биотит-роговообманковые, роговообманковые, роговообманково-биотитовые, часто с гранатом, реже амфиболиты (4500 м).

Тыжакская свита. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-роговообманковые в переслаивании с гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми (2000 м).

Некригская свита. Однородные биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, редко кварцитами и амфиболитами (2000 м).

Нерундинская свита. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-роговообманковые, иногда гранатсодержащие, с прослоями гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов (2000 м).

Мукульминская свита. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-роговообманковые (1000–1200 м).

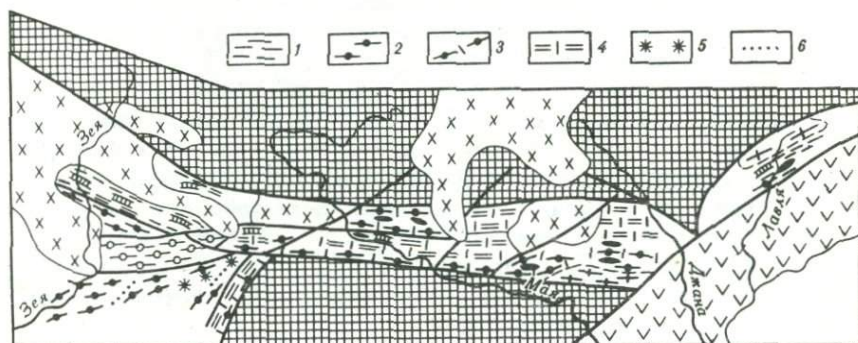
Обращает на себя внимание насыщенность толщи согласными телами диоритов и гранодиоритов (см. рис. 3). Следует отметить, что разница между метаморфизованными диоритами и гранодиоритами и сходными породами эффузивно-осадочных пачек (вероятно, их эффузивными аналогами) очень невелика и граница между ними может быть обозначена лишь условно. Так, образования некригской свиты по р. Луче ниже р. Далкачи своей однородностью и текстурными особенностями весьма напоминают ортопороды. То же самое можно отметить и в отношении образований мукульминской свиты по ручью Мукульма-2.

Удско-Майская структурно-фациальная зона представляет собой грабен, вытянутый в субширотном направлении, с севера и с юга отделенный крупными разломами от выступов гранулитового основания. Его восточное окончание срезается Мури-Онконским разломом северо-восточного простирания, отделяющим грабен и всю Становую область от мезозойских



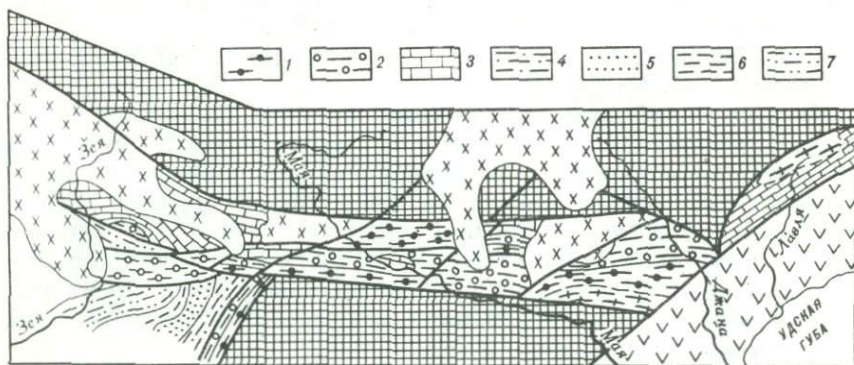
Р и с. 4. Схематическая геологическая карта средней части Удско-Майского грабена, по материалам А.Ф.Васькина, Б.Л.Годзевича, В.Н.Гончарова с учетом собственных данных

1-3 - верхнеархейская удско-майская серия: 1 - сиваканская свита, 2 - куманская свита, 3 - лавлинская свита; 4 - палеозойские гранитоиды. Остальные условные обозначения см. на рис. 1



Р и с. 5. Литологическая схема верхнеархейских метаморфических толщ восточного окончания Становой области

1 - биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы; 2 - амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 3 - амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы с эпидотом; 4 - эпидот-биотитовые, эпидот-двуосновные, часто с гранатом гнейсы; 5 - высокоалюминиевые породы; 6 - кварциты. Остальные условные обозначения см. на рис. 1



Р и с. 6. Схема распространения серий и свит станового комплекса на восточном окончании Становой области

1-3 - удско-майская серия: 1 - сиваканская свита, 2 - куманская свита, 3 - лавлинская свита; 4-7 - купуринская серия: 4 - нерундинская свита, 5 - некригская свита, 6 - тыжакская свита, 7 - гамиканская свита. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

вулканитов Монголо-Охотской складчатой области. Ранее западное окончание грабена в процессе съемочных работ намечалось на уровне истоков р. Лучи.

В отличие от Иликанской и Купуринской структурно-фациальных зон, где господствуют овалы, брахиформные складки, для грабена характерны линейные складки субширотного простирания (рис. 4). Интрузии со складчатых гранитоидов распространены широко.

Метаморфические породы грабена объединяются в удско-майскую серию, в составе которой выделяются три свиты. Сводный разрез удско-майской серии выглядит следующим образом (сверху вниз):

Лавлинская свита. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-роговообманковые, роговообманково-диопсидовые, реже гранат-биотитовые, с прослоями мраморов, кальцифиров, известково-силикатных пород. Линзы амфиболитов (1300–1800 м).

Куманская свита. Монотонные гнейсы гранат-эпидот-двуслюдяные, гранат-эпидот-биотитовые, с прослоями амфиболитов (2300–2600 м).

Сиваканская свита. Частое переслаивание эпидот-биотитовых, биотит-амфиболитовых, эпидот-двуслюдяных, эпидот-биотит-роговообманковых, часто гранатосодержащих гнейсов и амфиболитов (1800 м).

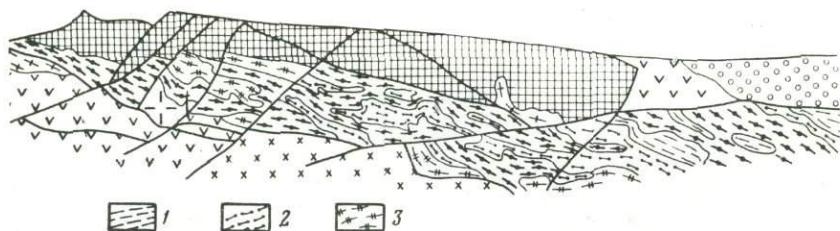
Местами переслаивание пород удско-майской серии носит ритмичный характер. Такое строение отдельных толщ заставляет предполагать их терригенный генезис.

Исходя из установленных особенностей литологического состава купуринской и удско-майской серий были пересмотрены границы распространения их отложений (рис. 5, 6). Горизонт характерных известково-силикатных пород удско-майской серии, сопровождающих мраморы и кальцифиры, протягивается на запад, не меняя простирания из истоков р. Лучи через среднее течение р. Купури, бассейн р. Джгарма к р. Зее. Этот факт, а также полное отсутствие высокоглиноземистых пород и кварцитов и широкое развитие специфических гранат-эпидот-двуслюдяных плагиогнейсов и гнейсов позволили нам продолжить площадь распространения пород удско-майской серии на запад. Правомочность такого решения подтверждается также линейным характером структур к северу от Таксакандинского разлома.

Таким образом, выделявшиеся здесь ранее образования марпачанской свиты купуринской серии включены в состав свит удско-майской серии.

Западное окончание грабена маскируется крупным массивом мезозойских гранитоидов. Западнее этого массива в верхнем течении р. Ток распространены уже породы, не характерные для удско-майской серии. Комплекс амфиболовых гнейсов и амфиболитов с прослоями кварцитов, распространенный там, может быть отнесен к купуринской серии.

Урканская (Усть-Гилуйская) структурно-фациальная зона прослеживается вдоль южной границы Становой складчатой области (рис. 7). Отделенная от остальных метаморфических образований крупным Джелтулакским разломом, она, по сложившемуся мнению, занимает особое место среди структурных зон позднего архея. Одна часть исследователей рассматривают Урканскую зону как часть Становой складчатой области, а образования, ее слагающие, относят к становому комплексу. Некоторые ее особенности эти исследователи объясняют своеобразием структурного



Р и с. 7. Схематическая геологическая карта восточной части Урканской зоны. Фрагмент Геологической карты... [1979]

1—3 — верхнеархейская усть-гилюйская серия: 1 — минжакская свита, 2 — мотовинская свита, 3 — арбинская свита. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

положения [Судовиков и др., 1965; Годзевич, 1976; Карсаков, Саутченкова, 1978]. Другие исследователи рассматривают ее в качестве более молодой структуры трогового типа и относят метаморфические образования к нижнепротерозойскому "тропоговому" комплексу [Рассказов, Ялынычев, 1972]. Анализ имеющихся данных склоняет нас в пользу первой точки зрения.

Верхнеархейские породы, слагающие Урканскую зону, объединяются в усть-гилюйскую серию, включающую три свиты (сверху вниз):

Минжакская свита. Гнейсы и кристаллические сланцы роговообманковые, биотит-роговообманковые, амфиболиты (1000 м).

Мотовинская свита. Гнейсы биотитовые, реже амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты. Единичные прослои мраморов (2000 м).

Арбинская свита. Кристаллические сланцы и гнейсы роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые, иногда гранатсодержащие (1000 м).

Согласно данным Ю.П. Рассказова и Е.В. Ялынычева [1977], для нижней, арбинской, свиты характерны резкое выклинивание по простиранию отдельных пачек, грубая полосчатость и монотонный состав пачек в целом.

В строении нижней части мотовинской свиты отмечается ритмичное, "флишoidalное", чередование слоев разного состава, верхняя часть характеризуется большей однородностью и увеличением доли амфиболитов.

Состав минжакской свиты литологически однообразен. В низах ее фиксируется мощная пачка амфиболовых кристаллических сланцев. Выше наряду с монотонными амфиболовыми кристаллическими сланцами встречаются пачки переслаивания, свойственные мотовинской свите.

Такой характер толщ позволил авторам цитируемой работы сделать вывод о существенно вулканогенном характере нижней и верхней свит и терригенном характере большей части средней свиты. При этом отмечается приуроченность согласных тел диоритов к вулканогенным пачкам.

Подводя итоги описанию структурно-фациальных зон, следует отметить, что при значительной общности состава пород и их генетической принадлежности, каждая из них обладает своими особенностями.

Иликанская зона. Диapiroвые структуры. Формирование иликанской серии происходило за счет вулканогенно-осадочной толщи с преобладанием в разрезе терригенно-осадочных пород.

Купуринская зона. Овальные брахиформные складки. Общая структура — синклинорий. Вулканогенные породы существенно преобладают над терригенными. Последние образованы за счет продуктов слабой дифференциации осадков. В ассоциации с метавулканитами много соскладчатых тел метадиоритов.

Удско-Майская зона. Линейные простые складки. Существенно вулканогенная толща. Для осадков характерна слабая осадочная дифференциация. Среди вулканитов преобладают продукты основного и среднего вулканизма.

Урканская (Усть-Гилюйская) зона. Линейные складки. Существенно вулканогенная толща, в средней части разреза ритмичная терригенная толща типа флиша. Вулканогенные части разреза насыщены соскладчатыми телами диоритов.

Наряду с перечисленными особенностями структурно-фациальных зон следует отметить, что в целом с востока на запад возрастает роль раннепротерозойского магматизма, проявлений раннепротерозойской тектоники и участков, выполненных метаморфическими породами нижнего протерозоя. В этом же направлении снижается распространенность позднеархейских соскладчатых ("древнестановых") гранитоидов. Западные зоны представляются более "зрелыми" структурами, продолжавшими в отличие от восточного окончания Становой области развиваться в послепротерозойское время.

## ПЕТРОХИМИЯ И ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА

Важными критериями общей петрохимической систематики метаморфических пород являются содержание в них щелочей ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ) и кремнекислотность. По этим признакам выделяются два ряда метаморфических пород — щелочноземельные и щелочные, которые по кремнекислотности делятся на ряд групп [Маракушев, 1973].

Преобладающая часть пород геосинклинальных толщ, подвергающихся региональному метаморфизму, соответствует щелочноземельному ряду. Образование щелочной серии метаморфических пород обычно связывается с интенсивным изменением их первичного состава — обогащением щелочными металлами или десиликацией. К таким процессам аллохимического метаморфизма относится образование эгириновых, рибекитовых, глаукофановых сланцев, жадеититов, альбититов и т.д.

Для более детальной петрохимической характеристики метаморфических пород рассмотрим отношения щелочных  $Na/K$  и щелочноземельных металлов  $Ca/Mg$ , отношение суммы железа к сумме щелочноземельных металлов  $Fe_{общ}/(Ca+Mg)$  и отношение алюминия к сумме щелочных и щелочноземельных металлов  $Al/(Na+K+Ca+Mg)$ . Эти отношения позволяют охарактеризовать петрохимические особенности пород для основных петрогенных элементов в порядке уменьшения их щелочности, от наиболее щелочных —  $Na$  и  $K$  до амфотерных —  $Al$ . Отношения элементов рассматриваются в атомных количествах, учитывающих их различия

по атомному весу, что позволяет полнее, чем весовые проценты, отражать их содержания в горных породах. По величине отношений щелочных и щелочноземельных металлов выделяются следующие петрохимические ряды пород:

- натрово-кальциевый ( $Na/K > 1$ ;  $Ca/Mg > 1$ );
- натрово-магнезиальный ( $Na/K > 1$ ;  $Ca/Mg < 1$ );
- калиево-магнезиальный ( $Na/K < 1$ ;  $Ca/Mg < 1$ );
- калиево-кальциевый ( $Na/K < 1$ ;  $Ca/Mg > 1$ ).

Среди этих рядов выделяются ряды низкой, умеренной и высокой железистости ( $Fe/(Ca + Mg)$  соответственно составляет  $< 0,3$ ;  $0,3-1$ ;  $> 1$ ), низкой, умеренной и высокой глиноземистости ( $Al/(Na + K + Ca + Mg)$  соответственно составляет  $< 0,8$ ;  $0,8-1,1$ ;  $> 1,1$ ).

Статистический материал показывает, что интервал значений  $Al/(Na + K + Ca + Mg)$ , равный  $0,8-1,1$ , отвечает обычным пелитам и соответствующим им метаморфическим породам — хлорит-биотитовым, мусковит-биотитовым, гранат-биотитовым и биотитовым сланцам и гнейсам. При значениях  $Al/(Na + K + Ca + Mg) > 1,1$  в метаморфических породах обычно появляются в значительных количествах какие-либо модификации силикатов алюминия — силлиманит, кианит, андалузит и другие высокоглиноземистые минералы (ставролит, гранат).

Восстановление первичного состава метаморфических пород, как известно, является сложной проблемой, что не раз подчеркивалось в литературе. Этому вопросу посвящены работы Де ля Роша и М. Рубо [1968], А.А. Прядовского [1970], А.В. Сидоренко и др. [1972], А.Н. Неелова [1980], А.А. Маракушева и В.И. Фельдмана [1981] и др.

Метаморфизм горных пород осуществляется с изменением их состава. При этом особенно значительно изменение содержания флюидных компонентов —  $H_2O$ ,  $CO_2$  и др. При незначительном изменении содержания остальных компонентов (изохимический метаморфизм) первоначальный характер распределения петрогенных элементов не затушевывается, что позволяет восстанавливать их первичную породу.

Однако при метаморфизме с более существенным изменением первичного состава (аллохимический метаморфизм) подобные реконструкции в большой мере носят гипотетический характер, а в зонах проявления интенсивного метасоматоза и гранитизации становятся вообще невозможными. Породы станового комплекса метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В отдельных зонах широко проявлены процессы гранитизации. В своих попытках восстановить первичный облик литологического состава станового комплекса авторы стремились использовать наиболее подходящий для этой цели каменный материал.

При полевых исследованиях отбирались пробы без видимых признаков проявления процессов метасоматоза и гранитизации. Дальнейший контроль осуществлялся при исследованиях под микроскопом. Полученные петрохимические данные увязывались с геологическими наблюдениями (мощность геологических тел, характер контактов, наличие реликтовых структур осадочных и магматических пород, характер слоистости и степень однородности петрографического состава и т.д.). Во многих случаях отмеченные при полевых наблюдениях особенности геологического положения, петро-

## Вещественный состав метаморфического комплекса Иликанской зоны

Основные разновидности пород иликанской серии	Участие в разрезе, %	Первичный состав
Биотитовые сланцы и гнейсы	35	Дацинты, граувакки
Гранат-биотитовые сланцы и гнейсы	10	Монтмориллонитовые глины, граувакки
Высокоглиноземистые сланцы, гнейсы (ксианит-гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, ставролит-гранат-биотитовые, биотит-мусковит-гранатовые)	5	Монтмориллонитовые глины, граувакки
Амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы	25	Дацинты, андезиты, граувакки, монтмориллонитовые глины
Амфиболовые гнейсы	10	Габбро-диабазы, щелочные базальты
Амфиболиты	10	Толентовые, реже щелочные и субщелочные базальты
Мраморы и кварциты	5	Карбонатные и кремнистые породы

графического состава, структуры и текстуры, присущие осадочным или магматическим породам, подтверждались петрохимическими реконструкциями. Используемые для этой цели диаграммы [Мишкин, 1981] в отличие от известных в отношении осадочных пород составлены отдельно для двух групп – богатых и бедных Са. К породам, бедным Са, отнесены разности с содержанием  $\text{CaO} \leq 5\%$ . Статистические данные показывают, что эта величина является предельной в осадочных породах, относимым к пелитам. Такой подход позволяет избежать наложения на диаграммах полей многих широко распространенных разновидностей осадочных пород.

Рассмотрим петрохимические особенности и предполагаемый первичный состав наиболее распространенных разновидностей метаморфических пород станового комплекса для каждой из упомянутых выше структурно-фациальных зон.

## ИЛИКАНСКАЯ СЕРИЯ

Распространенность основных разновидностей пород иликанской серии приведена в табл. 1. Бедные и богатые кальцием породы представлены в разрезе серии примерно в равных количествах.

## Группа пород, бедных кальцием

Группа пород, бедных кальцием (с содержанием  $\text{CaO} \leq 5\%$  вес.), включает три основные разновидности сланцев и гнейсов: а) биотитовые, б) гранат-биотитовые, в) высокоглиноземистые. В эту группу входят и некоторые разновидности кварцитов (биотитовые, гранатовые, мусковитовые, магнетитовые и др.), имеющие незначительное распространение.

Таблица 2

Химический состав бедных кальцием, умеренной глиноземистости сланцев и гнейсов иликанской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
558б	64,75	0,83	16,54	1,60	3,08	0,09
548е	62,70	0,76	18,50	1,57	2,07	0,01
Г-518	64,30	0,45	16,04	2,88	3,18	0,04
Б-17-1	69,50	0,31	14,32	0,18	2,72	0,12
Б-55-2	64,10	0,63	15,23	1,48	4,35	0,17
Г-521б	55,70	0,79	17,57	4,10	4,97	0,99
Г-55е	56,50	1,00	18,12	0,13	8,69	0,10
Г-52г	59,10	0,85	15,78	0,47	8,30	0,09
Г-35	47,20	2,06	18,90	3,75	7,14	0,06

**Биотитовые сланцы и гнейсы.** Биотитовые сланцы и гнейсы умеренной глиноземистости ( $Al/(Na+K+Ca+Mg) = 0,8-1,1$ ) преобладают среди других пород иликанской серии и составляют около 35% общей мощности разреза. Среди них выделяются собственно биотитовые, мусковит-биотитовые, эпидот-биотитовые разновидности. Распространенность эпидот-биотитовых гнейсов и биотитовых гнейсов с примесью мусковита оценить затруднительно, так как большей частью, при полевых исследованиях, они определяются как биотитовые гнейсы, и установить их наличие возможно лишь при микроскопических исследованиях пород. По приблизительной оценке эти гнейсы и сланцы составляют не более 5% мощности разреза. В биотитовых сланцах и гнейсах иликанской серии широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации, что затрудняет их петрохимическую характеристику и интерпретацию первичной природы. В табл. 2 приведен химический анализ не измененного процессами гранитизации биотитового гнейса (обр. Г-35). Эта порода характеризуется незначительным преобладанием содержания Na над K и относится к Na-Mg-ряду умеренной железистости и глиноземистости.

На диаграммах реконструкции первичного состава она однозначно интерпретируется как монтмориллонитовая глина. К биотитовым гнейсам близки по химизму гранат-биотитовые гнейсы (табл. 2, обр. Г-521б, Г-55е, Г-52г, Г-55ж). Они характеризуются несколько более высокой глиноземистостью ( $Al/(Na+K+Ca+Mg) \approx 1$ ), но относятся к тому же петрохимическому ряду, что и биотитовые гнейсы. Интерпретируются они как монтмориллонитовые глины или породы смешанного состава — граувакка-монтмориллонитовая глина.

Эпидот-биотитовые гнейсы отличаются от биотитовых и гранат-биотитовых более высокими отношениями Ca/Mg (табл. 2, обр. 558б, 548е, Г-518, Б-171, Б-55-2). Как видно из данных, приведенных в табл. 2, величина этого отношения в отдельных разновидностях пород превышает 1 и они относятся к Na-Ca-ряду умеренной железистости и глиноземистости.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O*	Сумма
2,10	3,67	4,08	2,62	0,56	0,49	Сл.	100,41
1,71	3,81	5,38	2,43	0,55	0,73	0,06	100,22
2,19	5,01	3,88	1,28		0,63	0,11	99,88
3,16	3,78	2,14	1,91		0,12	1,49	99,63
3,00	3,99	2,12	3,20		0,03	1,18	99,45
4,98	3,19	4,00	1,49		2,00	0,44	99,78
5,12	4,15	2,02	2,87	0,30	1,26	0,22	100,48
4,88	2,72	2,64	2,55	0,57	1,94	0,12	100,01
6,94	4,36	3,02	4,27		1,91	0,20	99,61

Таблица 2 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Ca+Mg	
558б	2,37	1,26	0,54	1,06	Гранодиорит
548е	3,36	1,60	0,44	1,08	"
Г-518	4,61	1,64	0,56	1,06	Дациит (граувакка)
Б-17-1	1,40	0,86	0,28	1,10	Граувакка (дацит)
Б-55-2	2,36	0,96	0,54	1,06	Дациит (граувакка)
Г-521б	4,08	0,46	0,67	1,01	Монтмориллонитовая глина
Г-55е	1,07	0,58	0,61	1,08	"
Г-52г	1,57	0,40	0,72	1,00	Монтмориллонитовая глина (граувакка)
Г-35	1,07	0,45	0,58	0,85	Монтмориллонитовая глина

Примечание. Обр. 558б, 548е, Г-518, Б-17-1, Б-55-2 — эпидот-биотитовые сланцы и гнейсы; Г-521б, Г-55е, Г-52г — гранат-биотитовые гнейсы; Г-35 — биотитовый гнейс.

Часть этих эпидот-биотитовых гнейсов еще при полевых исследованиях трактовалась как гнейсогранодиориты. Они обычно образуют послойные тела до нескольких десятков метров мощностью, с гнейсовидной грубополосчатой структурой. В шлифах этих пород обычно устанавливаются реликты гипидиоморфно-зернистой структуры. Для них характерно довольно высокое, по сравнению с другими породами рассматриваемой группы, отношение Ca/Mg = 1,26—1,60 (обр. 558б, 548е). Значительно сложнее обстоит дело с интерпретацией первичного происхождения тонкополосчатых эпидот-биотитовых гнейсов, переслаивающихся с другими породами.

Таблица 3

Химический состав высокоглиноземистых, бедных кальцием сланцев и гнейсов иликанской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Б-51	63,80	0,51	15,91	2,09	4,66	0,03
Г-526	61,50	0,58	17,24	2,33	4,89	0,07
Г-521в	65,80	0,64	15,78	0,87	5,74	0,09
Г-28	52,10	0,73	17,90	0,63	14,43	0,14
Г-55	44,10	1,12	34,21	1,16	4,97	Сл.
Б-17-4	69,70	0,67	16,05	1,20	3,49	0,22
Б-17-3	69,40	0,67	13,92	0,51	7,57	0,14
Г-58	60,20	0,86	22,08	0,25	8,23	0,13
Г-512	59,60	0,47	11,93	2,66	16,14	0,17
Г-558	71,82	0,33	14,52	1,89	3,08	0,09
Г-55д	63,60	0,64	14,60	0,16	9,02	0,14

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
3,71	3,33	2,26	2,23	0,09		1,11	99,64
3,42	3,05	2,63	2,15	0,48		1,60	99,46
3,18	2,69	2,21	1,50	0,22		1,38	99,88
4,93	1,63	2,05	3,14	Сл.		1,99	99,67
4,10	2,11	1,36	3,35	0,25		3,50	99,98
1,38	1,17	2,49	0,84	2,49		0,17	99,70
1,63	0,85	0,35	2,00	0,41	0,42	1,99	
2,90	1,87	0,99	1,77	0,16	0,42	0,80	100,50
3,13	1,74	0,31	1,71	0,12		1,78	99,64
1,24	1,73	2,60	1,81	0,04	0,26	1,11	100,48
3,29	2,89	1,79	2,13	0,10	0,26	0,99	99,61

На диаграммах реконструкции первичного состава они соответствуют и дацитам, и грауваккам (табл. 2, обр. Г-518, Б-17-1, Б-55-2).

Однако следует отметить, что эпидот-биотитовые сланцы, переслаивающиеся с высокоглиноземистыми породами и кварцитами, первичная терригенно-осадочная природа которых как будто не вызывает сомнений, характеризуются более низким отношением Ca/Mg, чем гранодиориты и их вероятные эффузивные аналоги — дациты. В соответствии с этим, например, породу обр. Б-17-1, взятую из толщи высокоглиноземистых сланцев, гнейсов и кварцитов, следует трактовать скорее всего как граувакку.

**Высокоглиноземистые сланцы и гнейсы.** К этой разновидности пород отнесены сланцы и гнейсы с отношением  $Al/(Na+K+Ca+Mg) > 1,1$  (табл. 3). Обычно в сланцах такого состава наряду с биотитом, мусковитом отмечается увеличение количества граната, появляются и другие высокоглиноземистые минералы — кианит, силлиманит, ставролит, местами в значительных количествах.

Среди высокоглиноземистых сланцев и гнейсов выделены кианит-гранат-биотитовые, ставролит-кианит-гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые, гранат-биотит-мусковитовые разновидности. Обычно с пачками высокоглиноземистых сланцев и гнейсов ассоциируют кварциты, между которыми наблюдаются все переходные разновидности от различных кварцитосланцев к сланцам. Наличие мономинеральных кварцитов, а местами пластов и линз высокоглиноземистых пород — дистенинов, гранатитов, определенные закономерности напластования — ритмичность, тонкое переслаивание и т.д. позволяют предполагать, что пачки высокоглиноземистых пород имеют первичное терригенно-осадочное происхождение. И действительно, почти все разновидности этих пород на диаграммах однозначно трактуются как терригенно-осадочные — граувакки, монтмориллонитовые глины, смешанные глины и т.д. (табл. 3).

Таблица 3 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Ca+Mg	
Б-51	1,54	0,64	0,60	1,15	Монтмориллонитовая глина (граувакка)
Г-526	1,86	0,64	0,70	1,25	То же
Г-521в	2,24	0,61	0,72	1,34	Граувакка
Г-28	0,99	0,24	1,38	1,24	Монтмориллонитовая глина
Г-55	0,62	0,37	0,60	2,64	Монтмориллонит-каолининовая глина
Б-17-4	0,50	0,61	1,15	2,05	Граувакка
Б-17-3	0,26	0,37	2,00	2,50	"
Г-58	0,85	0,46	1,12	2,48	Гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина
Г-512	0,28	0,40	2,37	1,51	Монтмориллонитовая глина
Г-558	2,18	1,00	1,08	1,55	Граувакка (липарит)
Г-55д	1,28	0,63	0,96	1,21	Граувакка (монтмориллонитовая глина)

Примечание. Обр. Б-51, Г-526, Г-521в, Г-28, Г-55 — кианит-гранат-биотитовые сланцы и гнейсы; Б-17-4, Б-17-3, Г-58, Г-55д — гранат-кианит-ставролит-биотитовые гнейсы; Г-512, Г-558 — гранат-мусковит-биотитовые гнейсы.

Таблица 4

Химический состав амфибол-биотитовых гнейсов иликанской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Г-66	59,50	0,67	17,83	3,08	3,50	0,12
Г-13	57,20	0,56	18,30	1,26	6,60	0,11
Г-514	63,70	0,84	15,51	2,49	5,12	0,08
Б-43а	59,90	0,74	16,08	3,74	2,13	0,16
Г-25	60,30	0,70	14,92	1,54	7,84	0,15
Г-42	64,10	0,46	15,28	0,77	4,66	0,09
Г-11	62,80	0,57	17,25	1,37	3,50	0,06
Г-26	62,70	0,68	16,60	0,54	5,82	0,09
Г-27	51,20	1,03	17,77	0,63	8,15	0,16

Общей петрохимической особенностью этих пород являются высокое отношение  $Al/(Na + K + Ca + Mg) = 1,15-2,64$  и низкое, в среднем 0,5, отношение  $Ca/Mg$ .

По отношению щелочей породы, интерпретируемые как глины, относятся к калиевому ряду, а граувакки — к натриевому. Подобная закономерность отмечается, как известно, и для фанерозойских неметаморфизованных песчано-глинистых толщ. В них обычно песчаники более натровые по сравнению с ассоциирующими с ними глинами. Другой существенной особенностью высокоглиноземистых пород является появление среди них высокожелезистых разностей с величиной отношения  $Fe/(Ca + Mg) > 1$ , что отличает их от пород умеренной глиноземистости и свидетельствует об их более высокой степени дифференциации. Обычно такими породами являются глины, в которых в соответствии с данными табл. 3 повышенная железистость коррелируется с высокой калиевостью ( $Na/K < 1$ ).

Таким образом, в составе рассматриваемой группы пород намечается два петрохимических ряда —  $Na-Mg$  умеренной железистости и высокой глиноземистости и  $K-Mg$  высокой железистости и высокой глиноземистости.

#### Группа пород, богатых кальцием

Группа пород, богатых кальцием (с содержанием  $CaO > 5\%$  вес.), включает следующие разновидности: а) амфибол-биотитовые, б) амфиболовые гнейсы, в) амфиболиты. К этой группе относятся и мраморы, имеющие незначительное распространение.

**Амфибол-биотитовые гнейсы.** Амфибол-биотитовые гнейсы являются второй, вслед за биотитовыми гнейсами, группой пород по распространенности в разрезе иликанской серии (около 25% мощности разреза). К амфибол-биотитовым гнейсам отнесены разности пород, в которых биотит преобладает над амфиболом. Среди них выделяются собственно амфибол-биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые разности.

Общими петрохимическими особенностями рассматриваемой группы пород являются их принадлежность к натровому ряду ( $Na/K > 1$ , табл. 4)

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
2,17	5,06	4,08	1,92	0,50	Сл.	1,22	99,65
3,39	7,63	2,65	0,53		0,28	1,43	99,66
1,48	4,54	3,06	1,92		0,10	0,94	99,68
5,04	6,72	1,00	3,19		0,91	0,13	99,63
5,59	3,27	1,70	2,11		1,76	0,16	99,87
2,77	5,74	3,56	2,34		0,21	0,30	100,28
3,01	6,20	3,35	0,85	0,63	0,13	0,90	100,62
3,42	5,70	3,16	0,64	0,32	0,39	0,74	100,80
7,22	8,16	1,36	1,49	0,43	0,30	1,87	99,77

Таблица 4 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca + Mg	Na + K + Mg + Ca	
Г-66	3,23	1,67	0,60	1,10	Гранодиорит
Г-13	7,59	1,61	0,49	1,13	Андезит
Г-514	2,42	2,20	0,87	1,18	Дацит (граувакка)
Б-43а	4,70	0,96	0,31	0,91	Карбонатная граувакка (андезит)
Г-25	1,90	0,42	0,65	0,99	Граувакка (монтмориллонитовая глина)
Г-42	2,31	1,49	0,44	0,89	Дацит
Г-11	6,00	1,48	0,36	1,08	"
Г-26	7,50	1,20	0,47	1,07	"
Г-27	1,39	0,81	0,37	0,87	Базальт (карбонатная глина)

и умеренная глиноземистость. По отношению щелочноземельных металлов среди них выделяются как кальциевые, так и магниевые разности. Характерно, что гнейсы кальциевого ряда ( $Ca/Mg = 1,20-2,20$ ) почти во всех случаях интерпретируются однозначно, как вулканиты среднего и кислого состава — андезиты, дациты. Породы магниевых разностей ( $Ca/Mg = 0,42-0,96$ ) интерпретируются как терригенно-осадочные породы (обр. Г-25) или попадают в поле и вулканитов и терригенно-осадочных пород. Представляется более вероятным относить их к первичным терригенно-осадочным породам, поскольку, например, гранат-амфибол-биотитовый гнейс, взятый из пачки высокоглиноземистых пород, описанных выше, и имеющий скорее всего осадочное происхождение, характеризуется отношением  $Ca/Mg < 1$  (табл. 4, обр. Б-43А). Вместе с тем при полевых исследованиях, как отмечалось выше, в составе иликанской серии устанавливаются маломощные послонные тела дометаморфических гранодиоритов,

Таблица 5

Химический состав амфиболитов и амфиболитовых гнейсов иликанской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Г-515	48,30	2,07	14,72	5,18	11,45	0,12
Г-552	46,70	1,69	14,15	5,35	10,33	0,23
549г	46,20	1,71	14,02	6,05	10,59	0,27
547ж	43,95	1,87	13,46	6,54	13,33	0,68
Г-521	48,70	0,90	17,77	4,73	7,76	0,11
Г-524	55,20	0,81	16,04	1,52	5,80	0,08
Г-560а	51,25	0,53	17,77	3,47	5,81	0,17
Г-516д	49,10	0,92	14,59	6,28	7,29	0,15

магматическая природа которых несомненна. Анализ одного из таких роговообманково-биотитовых гнейсогранодиоритов (обр. Г-66) приведен в табл. 4.

Как видно из табл. 4, его петрохимические параметры идентичны параметрам пород, интерпретируемых как андезиты и дациты. Эти эффузивы авторы считают комагматичными гранодиоритам. Вся эта серия вулканоплутонических пород характеризуется высокими отношениями Ca/Mg по сравнению с первичными терригенно-осадочными породами иликанской серии.

**Амфиболовые гнейсы.** Амфиболовые гнейсы не содержат биотита или содержат его в виде примеси. В разрезе иликанской серии они составляют около 10% от общей мощности. По петрохимическим особенностям амфиболовые гнейсы относятся к Na-Mg- и Na-Ca-рядам умеренной железистости и глиноземистости (табл. 5, обр. Г-521, Г-524, Г-560а). Они однозначно интерпретируются как толеитовые и субщелочные базальты и андезитобазальты. Вероятно, их субинтрузивными аналогами являются разгнейсованные последние тела габброидного состава с реликтами офитовой структуры. Анализ такой породы (обр. Г-516д) показывает, что по своим петрохимическим характеристикам она идентична остальным амфиболовым гнейсам.

**Амфиболиты.** Амфиболиты наблюдаются обычно в виде маломощных, не превышающих первые десятки метров, пластообразных или линзообразных тел. Среди них выделяются мономинеральные роговообманковые, плагиоклаз-роговообманковые, гранит-роговообманковые разности. В разрезе иликанской серии амфиболиты составляют не более 10% общей мощности.

По петрохимическим особенностям амфиболиты относятся к Na-Ca- и Na-Mg-рядам умеренной железистости и низкой глиноземистости (табл. 5, обр. Г-515, Г-552, 549г). Интерпретируются они как толеитовые и субщелочные базальты. Вероятнее всего, эти породы представляли собой послонные силлы диабазов и долеритов. Отдельные разности амфиболитов (обр. 547ж) по своим петрохимическим характеристикам не отвечают ни базальтоидам, ни осадочным породам. Ближе всего их состав сходен с составом пироксенитов.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
4,91	8,71	2,13	0,64		1,70	0,18	99,93
7,73	10,60	1,46	0,59	0,47	1,16	0,19	100,46
7,54	9,99	2,03	0,48	0,34	1,14	0,10	100,36
4,98	10,37	1,50	0,52	0,51	1,80	0,09	99,51
4,96	8,20	3,89	1,07		1,45	0,24	99,54
5,74	10,16	2,62	0,44		1,25	0,20	99,66
6,49	8,43	4,21	0,80	0,41	1,13	Сл.	100,47
6,84	10,45	1,89	0,43		1,62	0,30	99,56

Таблица 5 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Ca+Mg	
Г-515	5,06	1,27	0,81	0,80	Толеитовый базальт
Г-552	3,76	0,98	0,55	0,63	"
549г	0,40	0,95	0,61	0,62	"
547ж	4,40	1,04	0,87	0,72	Пироксенит
Г-521	5,52	1,19	0,62	0,83	Субщелочной базальт
Г-524	9,05	1,27	0,30	0,75	Андезитобазальт
Г-560а	8,00	0,93	0,40	0,75	Щелочной базальт
Г-516д	6,68	1,09	0,50	0,67	Габбро-диабаз

Примечание. Обр. Г-515, Г-552, 549г, 547ж, — амфиболиты; Г-521, Г-524, Г-560а, Г-516д — амфиболовые гнейсы.

Таблица 6

Вещественный состав метаморфического комплекса Купуринской зоны

Основные разновидности пород купуринской серии	Участие в разрезе, %	Первичный состав
Биотитовые, гранат-биотитовые сланцы и гнейсы	10	Граувакки, монтмориллонитовые глины, плагиоаркозы, дациты
Биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы	65	Андезитобазальты, трахиандезитобазальты, реже дациты, граувакки
Амфиболиты	15	Толеитовые и субщелочные базальты
Амфиболовые гнейсы	5	Андезитобазальты
Кварциты, высокоглиноземистые гнейсы	5	Кремнистые породы, граувакки

КУПУРИНСКАЯ СЕРИЯ

В составе купуринской серии преобладают биотит-роговообманковые гнейсы (до 65% мощности разреза), относящиеся к группе пород, богатых кальцием. Бедные кальцием породы в отличие от иликанской серии распространены весьма незначительно (табл. 6). Еще более редки богатые глиноземом сланцы и гнейсы.

Таблица 7

Химический состав биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов купуринской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
589a	55,36	0,87	17,40	3,13	4,84	0,15
574a	66,70	0,60	15,64	1,40	3,34	0,16
566	54,20	0,94	18,63	3,74	4,91	0,15
558a	59,10	0,89	16,57	3,23	5,31	0,17
671a	70,09	0,29	14,28	2,49	1,18	0,05
671	62,75	0,85	16,58	2,18	3,30	0,11
667	68,00	0,39	15,38	2,48	1,41	0,08
618	50,58	1,24	19,32	2,51	6,15	0,17
614	55,90	0,86	17,48	6,82	2,52	0,16
614a	55,40	0,82	18,34	6,34	2,94	0,19
607a	54,45	1,21	16,57	0,85	6,88	0,10
609a	53,40	1,18	18,11	4,32	4,25	0,25

Группа пород, богатых кальцием

В группе пород, богатых кальцием, выделяются биотит-роговообманковые сланцы и гнейсы, амфиболиты.

**Биотит-роговообманковые сланцы и гнейсы.** Среди биотит-роговообманковых сланцев и гнейсов в подчиненных количествах отмечаются содержащие гранат или моноклинный пироксен разновидности. Общими петрохимическими особенностями этих пород являются их принадлежность к Na—Ca-ряду умеренной глиноземистости ( $Al/(Na+K+Ca+Mg) = 0,8-1,1$ ) и умеренной железистости ( $Fe/(Ca+Mg) = 0,41-0,67$ ). В незначительном количестве среди них встречаются разновидности магнезиального ряда ( $Ca/Mg < 1$ ) (табл. 7, обр. 589a, 614).

Из табл. 6 следует, что биотит-амфиболовые гнейсы интерпретируются преимущественно как андезитобазальты, отдельные образцы как толеитовые базальты, андезиты и дациты. Породы с высоким содержанием кремнезема (62—70% вес.), как правило, попадают одновременно в поле и осадочных и эффузивных пород (дациты, граувакки).

**Амфиболиты.** Амфиболиты составляют до 15% общей мощности раз-

реза купуринской серии. Среди них довольно часто встречаются гранат-содержащие разновидности. Судя по данным табл. 8, амфиболиты принадлежат к Na—Ca-ряду низкой глиноземистости и умеренной железистости. Интерпретируются они как толеитовые и субщелочные базальты.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
5,63	6,81	4,48	1,10	0,10	0,04	0,35	100,26
2,12	3,60	4,60	1,92		0,02	0,13	100,23
3,70	6,88	4,12	2,00		0,09	0,78	100,14
3,05	5,27	4,34	2,20		0,08	0,15	100,36
0,62	3,84	3,89	2,10	0,11	0,09	0,84	99,87
2,08	3,82	4,94	2,23		0,10	0,78	99,72
1,02	4,66	4,82	0,90	0,65	0,01	0,16	99,95
4,25	8,68	4,33	1,04	0,21	0,06	1,09	99,63
5,06	6,88	2,54	1,56		0,14	0,12	100,04
5,02	7,04	2,35	1,62		0,13	0,28	100,47
4,84	7,65	1,74	1,80		0,17	0,36	99,62
4,14	7,42	4,35	2,07		0,11	0,82	100,42

Таблица 7 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Ca+Mg	
589a	6,19	0,87	0,41	0,80	Андезитобазальт
574a	3,64	1,22	0,55	1,00	Дацит (граувакка)
566	3,13	1,34	0,54	0,94	Трахиандезитобазальт
558a	3,00	1,24	0,67	0,91	Трахиандезит
671a	2,81	4,45	0,57	1,10	Липарито-дацит (граувакка)
671	3,37	1,32	0,61	1,00	Дацит (граувакка)
667	8,14	3,28	0,47	1,07	Дацит
618	6,33	1,47	0,45	0,90	Щелочной базальт
614	2,47	0,98	0,48	0,94	Андезитобазальт
614a	2,20	1,01	0,48	1,00	"
607a	1,47	1,14	0,41	0,93	"
609a	3,19	1,29	0,48	0,85	Трахиандезитобазальт

Таблица 8

Химический состав амфиболитов купуринской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
679г	45,94	2,04	14,66	9,12	6,61	0,21
678д	48,40	1,07	14,28	4,62	8,96	0,36
678б	45,30	1,48	14,92	9,35	4,02	0,30
627а	45,93	2,40	13,15	4,60	13,08	0,32
605а	48,10	2,65	16,15	3,54	8,73	0,18

Таблица 8 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Mg+Ca	
679г	3,61	1,19	0,54	0,71	Толейтовый базальт
678д	4,80	1,10	0,48	0,59	То же
678б	3,63	1,00	0,44	0,57	Субщелочной базальт
627а	2,37	1,24	0,67	0,63	Толейтовый базальт
605а	7,94	0,74	0,46	0,68	Субщелочной базальт

Таблица 9

Химический состав бедных кальцием гнейсов купуринской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
543	61,30	0,77	16,88	1,16	4,98	0,18
557	71,60	0,10	9,28	5,80	2,67	0,19
571	68,60	0,48	14,92	1,91	2,93	0,07
627	62,30	0,46	11,27	3,51	2,94	0,12
557а	64,70	0,80	16,90	3,74	1,93	0,09
514	68,50	1,21	13,63	1,23	5,23	0,07
606б	72,55	0,50	16,51	0,30	3,48	0,10

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
6,97	11,51	0,69	0,29	0,29	0,12	1,74	100,19
7,20	11,08	2,43	0,77		0,05	0,95	100,17
7,97	11,12	2,94	1,23		0,29	0,94	99,57
6,38	11,04	1,23	0,79	0,26	0,11	0,55	99,84
8,41	8,67	2,82	0,54		0,14	0,38	100,31

## Группа пород, бедных кальцием

Группа пород, бедных кальцием, включает биотитовые, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы. Общая доля этих пород в разрезе купуринской серии по приближенным оценкам не превышает 10%. Среди них наиболее распространены биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Часть из этих пород еще при полевых исследованиях была отнесена к интрузивам гранодиоритового состава. Они образуют обычно однородные пластовые тела незначительной мощности с гнейсовидной структурой. Химические анализы подтверждают их принадлежность к гранодиоритам (табл. 9, обр. 571, 627) Na—Ca-ряда.

Основная часть гранат-биотитовых гнейсов относится, вероятно, к первичным породам терригенно-осадочного ряда — плагиоаркозам и породам смешанного песчано-глинистого состава (табл. 9, обр. 543, 557). Эти поро-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
3,60	3,02	3,99	2,70		0,11	0,93	99,62
1,28	3,40	3,51	1,79		0,35	0,61	100,23
0,52	2,49	3,21	3,75	0,28	0,13	0,35	99,64
3,88	7,42	2,72	1,69		0,25	3,88	100,44
1,16	3,44	4,45	1,81	0,63	Сл.	0,44	100,09
2,31	3,65	2,11	0,94	0,17	0,10	0,70	99,85
1,31	2,23	1,58	1,39		0,12	0,31	100,38

Таблица 9 (окончание)

Номер образца	Na	Ca	Fe	Al	Исходная порода
	K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Mg+Ca	
543	2,25	0,60	0,59	1,00	Граувакка (монтмориллонитовая глина)
557	2,98	1,91	1,19	0,75	Плагиаоркоз
571	1,30	3,44	1,13	1,22	Гранодиорит
627	2,44	1,37	0,37	0,63	"
557a	3,74	2,13	0,82	1,22	Граувакка
514	3,41	1,14	0,72	1,27	Дацит (граувакка)
6066	1,73	1,22	0,72	2,12	Граувакка

Примечание. Обр. 543, 557, 557a, 514 — гранат-биотитовые гнейсы; 627 — биотитовый гнейсогранодиорит; 6066 — гранат-силлиманит-биотитовый гнейс; 571 — гранат-биотитовый гнейсогранодиорит.

Таблица 10

## Вещественный состав метаморфического комплекса Удско-Майской зоны

Основные разновидности пород удско-майской серии	Участие в разрезе, %	Первичный состав
Гранат-эпидот-мусковитовые сланцы и гнейсы	5	Граувакки, дациты
Гранат-эпидот-мусковит-биотитовые сланцы и гнейсы	55	Дацинты, андезиты
Эпидот-биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы	15	Андезиты, андезитобазальты, трахиандезитобазальты
Амфиболиты	10	Базальтовые и пироксеновые коматиты, толеитовые, субщелочные и щелочные базальты
Амфиболовые гнейсы	10	Андезиты, андезитобазальты
Кальцифиры, известково-силикатные породы	5	Карбонатные, кремнисто-карбонатные породы

Таблица 11

## Химический состав гранат-эпидот-двуслюдяных сланцев и гнейсов удско-майской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
76	69,92	0,64	15,85	1,91	3,38
60	57,82	1,25	15,96	3,23	5,39
396-1	65,30	0,41	16,73	1,93	1,62
39-1	64,67	0,43	16,75	1,38	2,32
566	60,38	0,58	18,59	3,11	2,32
511в	64,00	0,95	15,69	2,70	3,40
3546	59,14	0,79	21,65	1,13	2,48

ды Na-Ca- и Na-Mg-рядов низкой и умеренной глиноземистости. Высокоглиноземистые биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые сланцы и гнейсы (табл. 9, обр. 557a, 514, 6066) относятся к Na-Ca-высокоглиноземистому ряду умеренной железистости и интерпретируются как граувакки.

Интерпретация первичного состава пород приводит к выводу, что основную часть разреза купуринской серии представляли андезитобазальты, с которыми ассоциировались базальты, андезиты и дациты, но в резко подчиненных количествах.

## УДСКО-МАЙСКАЯ СЕРИЯ

В составе удско-майской серии преобладают гранат-эпидот-двуслюдяные гнейсы (около 55% разреза, табл. 10). Остальную часть разреза составляют эпидот-биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты. Незначительную по объему разреза, но весьма характерную для удско-майской серии группу пород представляют кальцифиры, в том числе и гранатовые, и связанные с ними известково-силикатные породы (диопсид-гранатовые, биотит-диопсид-гранатовые и т. д.).

## Группа пород, богатых кальцием

Группа пород, богатых кальцием, доминирует в составе удско-майской серии. Сюда относятся почти все ее перечисленные выше разновидности пород. Рассмотрим их в порядке значимости в общем объеме разреза в соответствии с табл. 10.

**Гранат-эпидот-двуслюдяные сланцы и гнейсы.** Гранат-эпидот-двуслюдяные сланцы и гнейсы относятся к Na-Ca-ряду умеренной и высокой глиноземистости (табл. 11, обр. 76, 60, 396-1, 39-1, 566). Интерпретируются они как андезиты, андезиодациты и дациты. Отдельные разновидности этих гнейсов образовались за счет маломощных субинтрузивных и интрузивных тел гранодиоритов (табл. 11, обр. 511в). Тела таких гранодиоритов обычно залегают согласно с вмещающими гнейсами, отличаются однородностью, большей зернистостью, более слабо выраженной гнейсовидностью, особенно в центральных частях тел, где обычно при микроско-

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	0,09	3,09	5,11	3,88	1,38	0,42
	0,11	3,16	6,36	2,59	2,25	0,38
	0,05	1,55	5,89	4,17	1,15	0,13
	0,10	2,65	5,18	3,81	1,26	0,13
	0,08	1,87	6,49	4,00	1,09	0,23
	0,04	2,30	5,21	4,00	1,42	
	0,05	1,36	6,20	4,83	1,23	0,32

Таблица 11 (окончание)

Номер образца	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
76	0,11	0,00			0,80	99,58
60	0,14	0,00			0,95	99,59
396-1	0,00	0,19			0,58	99,70
39-1	0,01	0,19			0,65	99,53
566	0,00	0,00			0,76	99,50
511в			0,50	0,11		100,32
3456	0,02	0,00	0,30			99,50

Na К	Ca Mg	Fe Ca + Mg	Al Na + K + Ca + Mg	Исходная порода
4,27	1,19	0,42	0,96	Андезитодацит
1,75	1,45	0,60	0,97	Андезит
5,10	2,81	0,41	1,18	Дацит
4,60	1,40	0,31	1,07	"
5,57	2,49	0,44	1,16	Андезит
4,28	1,63	0,54	1,00	Гранодиорит
5,97	3,28	0,34	1,30	Андезит

Таблица 12

Химический состав эпидот-биотит-амфиболовых гнейсов удско-майской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
6656	53,85	1,23	17,62	5,63	2,89
2134а	56,02	2,03	14,18	2,99	8,58
58а	55,05	0,99	17,51	3,41	4,38
576	59,86	0,64	18,31	2,58	3,23
57в	60,12	0,62	18,20	2,14	3,11
556	55,41	0,71	18,29	3,51	4,43
73а	55,53	0,65	15,18	3,53	5,04
73д	55,49	1,10	16,78	4,03	3,33
73е	55,30	0,89	18,24	2,98	3,96
73з	55,29	0,64	18,18	2,39	4,03
73и	53,33	1,28	15,01	4,26	8,00
596	59,80	1,20	17,95	2,20	4,40
91г	63,41	1,43	14,85	1,57	4,52

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0,16	4,45	6,63	4,83	1,59	
0,23	2,91	6,00	2,74	2,08	0,68
0,12	3,84	8,44	3,34	1,64	0,37
0,09	2,28	6,61	3,88	1,40	0,20
0,11	2,41	6,19	3,85	1,76	0,34
0,21	3,38	7,30	3,40	1,54	0,43
0,17	5,92	8,89	3,24	0,73	0,17
0,10	4,20	6,70	4,46	1,42	0,53
0,10	2,92	7,92	4,90	1,28	0,42
0,11	4,06	7,00	5,64	1,10	0,31
0,20	3,88	7,53	3,68	1,36	0,10
0,14	0,45	2,76	4,05	5,65	0,20
0,12	1,99	2,99	5,21	2,37	0,33

Таблица 12 (окончание)

Номер образца	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
6656			0,11		0,67	99,66
2134а					1,08	99,52
58а	0,00	0,04		0,67		99,80
576	0,00	0,00		0,44		99,52
57в	0,00	0,00		0,70		99,55
556	0,02			0,87		99,50
73а	0,02			0,94		100,01
73д	0,00	0,09		1,37		99,60
73е	0,31	0,10		0,78		100,10
73з	0,05	0,10		0,79		99,69
73и	0,00	0,00		0,99		99,62
596	0,06	0,00		0,65		99,51
91г	0,06	0,03		0,71		99,50

Na К	Ca Mg	Fe Ca + Mg	Al Na + K + Ca + Mg	Исходная порода
4,61	1,07	0,48	0,83	Трахиандезитобазальт
2,00	1,48	0,87	0,89	Андезитобазальт
2,83	1,37	0,44	0,92	"
4,21	2,08	0,44	1,09	Андезит
3,32	1,84	0,41	1,07	"
3,35	1,55	0,49	1,00	Андезитобазальт
6,74	1,08	0,37	0,70	"
4,77	1,14	0,43	0,83	"
5,81	1,95	0,43	0,90	Трахиандезитобазальт
				"
7,79	1,24	0,38	0,83	"
4,11	1,39	0,71	0,78	Андезитобазальт
1,09	4,40	1,47	1,13	Трахиандезит
3,34	1,08	0,80	0,91	Дацит

Таблица 13

## Химический состав амфиболитов и амфиболовых гнейсов удско-майской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
502а	49,90	0,43	6,96	5,05	6,47
350а	40,15	3,14	10,98	8,20	13,22
59в	40,16	2,46	16,96	10,40	5,86
92г	46,50	3,82	12,98	9,17	6,20
88	47,64	1,51	16,55	3,67	7,13
105б	44,11	2,64	17,25	5,68	8,09
59	45,71	2,22	14,79	5,51	8,30
67а	47,87	2,53	13,28	4,66	9,10
507а	49,00	0,91	15,78	3,32	10,22
519	45,20	1,73	18,73	4,21	7,90
73	46,58	1,79	13,51	9,15	5,30
502	59,80	0,65	17,50	4,56	1,50
501б	50,10	0,48	18,89	0,98	5,32
513	59,00	0,62	17,59	3,83	4,09
60и	52,08	0,81	15,84	2,93	6,64

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	0,22	15,31	12,15	1,17	0,57	
	0,17	7,10	12,61	1,87	0,36	0,17
	0,15	5,88	14,19	1,74	0,44	0,14
	0,12	5,92	9,98	3,04	0,82	0,22
	0,13	7,13	9,80	3,60	1,55	0,50
	0,16	4,95	9,26	3,87	0,75	1,54
	0,21	6,48	11,19	2,58	0,92	0,24
	0,21	5,85	10,93	1,52	1,08	0,16
	0,24	6,93	8,51	2,55	0,80	
	0,15	6,11	8,50	3,42	1,94	
	0,19	12,08	7,35	2,00	0,50	0,20
	0,14	3,08	6,24	4,90	0,70	
	0,16	7,86	9,90	3,85	0,57	
	0,15	2,56	5,27	4,15	1,03	
	0,18	6,71	7,73	3,85	1,12	0,18

Таблица 13 (окончание)

Номер образца	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
502а				0,24	1,31	99,54
350а	1,07	0,00			0,83	99,87
59в	0,16	0,00	1,46			100,00
92г	0,42	0,00	0,68			99,87
88	0,01	0,02			0,62	99,73
105б	0,11	0,04			1,10	99,55
59	0,00	0,00	1,44			99,59
67а	0,24	0,41	1,80			99,64
507а				0,36	1,72	99,98
519				0,33	1,84	99,73
73	0,11	0,00	0,84			99,60
502				0,06	0,71	99,84
501б				0,30	1,19	99,60
513				0,52	1,37	99,66
60и	0,02	0,27	1,14			99,50

	$\frac{Na}{K}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{Fe}{Ca + Mg}$	$\frac{Al}{Na + K + Ca + Mg}$	Исходная порода
	3,11	0,57	0,25	0,21	Базальтовый коматит
	7,89	1,28	0,71	0,46	Пироксенит
	6,01	1,73	0,53	0,72	"
	5,63	1,21	0,62	0,58	"
	3,53	0,99	0,41	0,65	Щелочной базальт
	7,84	1,34	0,64	0,79	Пироксенит
	4,26	1,21	0,51	0,62	Субщелочной базальт
	2,14	1,34	0,54	0,63	Толентовый базальт
	4,84	0,88	0,57	0,73	"
	2,68	1,00	0,54	0,80	Базальт щелочной
	6,08	0,44	0,44	0,54	Толентовый базальт
	10,64	1,46	0,42	0,95	Карбонатная граувакка
	10,26	0,90	0,23	0,73	Габбро
	6,12	1,48	0,66	1,10	Андезит
	5,22	0,83	0,42	0,68	Андезитобазальт

Примечание. Обр. 502а, 350а, 59в, 92г, 88, 105б, 59, 67а, 507а, 519, 73 – амфиболиты; 502, 501б, 513, 60и – амфиболовые гнейсы.

Таблица 14

Химический состав бедных кальцием гранат-эпидот-биотит-мусковитовых сланцев  
и гнейсов удско-майской серии

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
354	77,01	0,16	10,91	0,78	2,43	0,02	0,36	1,32	5,75	0,85	0,02
506	69,60	0,23	16,06	1,55	0,68	0,24	0,73	3,35	5,58	1,00	
519a	67,50	0,58	13,55	1,79	5,23	0,18	2,51	3,20	3,32	1,78	
511	64,90	0,59	14,57	2,41	3,34	0,11	2,19	4,83	3,28	1,62	

Таблица 14 (окончание)

Номер образца	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	$\frac{Na}{K}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{Fe}{Ca + Mg}$	$\frac{Al}{Na + K + Ca + Mg}$	Исходная порода
354	0,01	0,06	0,34		100,02	10,28	2,63	1,34	0,90	Субграувакка
506			0,47	0,21	99,49	8,48	3,29	0,37	1,13	Граувакка (дацит)
519a			0,54	0,09	100,27	2,83	0,92	0,80	1,00	"
511			1,66	0,29	99,50	3,07	1,58	0,54	1,02	"

пических исследованиях устанавливаются и реликты гипидиоморфно-зернистой структуры.

**Эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы.** Эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы относятся к Na—Ca-ряду умеренной глиноземистости и железистости. Эти породы интерпретируются как андезитобазальты и андезиты (табл. 12). Следует отметить, что часть этих пород отличается высокой щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 6\%$  вес.), и по первичному составу их следует относить к трахиандезитобазальтам (табл. 12, обр. 665б, 73е, 733) и трахиандезитам (обр. 59б).

**Амфиболиты.** Среди амфиболитов удско-майской серии преобладают гранатсодержащие разности, отмечаются также мономинеральные рогово-обманковые и содержащие моноклинный пироксен. По своему химизму они относятся к Na—Ca- и Na—Mg-рядам. Общим для амфиболитов является то, что все они относятся к низкоглиноземистым породам ( $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}) < 0,8$ ) умеренной железистости (табл. 13).

Амфиболиты интерпретируются как толеитовые и субщелочные базальты. Отдельные разности их относятся к щелочным базальтам (табл. 13, обр. 88). Часть амфиболитов, вероятно, была образована за счет мелких тел ультраосновных интрузий — пироксенитов. Составы этих пород не соответствуют как эффузивам ультраосновного состава, так и осадочным породам (обр. 350а, 60ж, 59в, 105б). Наиболее близки они к авгититам. Среди амфиболитов, интерпретируемых как базальты, отмечаются магниевые разности (обр. 502а) с содержанием  $\text{MgO} = 15,31\%$  вес. Такие базальты относятся к базальтовым коматиитам. Общими петрохимическими особенностями таких коматиитов являются:  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ ;  $\text{MgO} > 9\%$  вес.;  $\text{K}_2\text{O} < 0,9\%$  вес.;  $\text{TiO}_2 < 0,9\%$  вес. Как видно из табл. 13, базальтовые коматииты Удско-Майского грабена отвечают этим критерием.

**Амфиболовые гнейсы.** Амфиболовые гнейсы составляют незначительную по распространенности группу пород. Они относятся к Na—Ca- и Na—Mg-рядам низкой и умеренной глиноземистости и умеренной железистости. Интерпретируются они как андезитобазальты и андезиты (табл. 13, обр. 60и, 513), габбро (обр. 501б), карбонатные граувакки (обр. 502).

Таблица 15

Вещественный состав метаморфического комплекса Тукурингской зоны

Основные разновидности пород усть-гилюйской серии	Участие в разрезе, %	Первичный состав
Биотитовые гнейсы	33	Каолинит-монтмориллонитовые глины
Высокоглиноземистые гнейсы	3	То же
Амфиболовые гнейсы	24	Толеитовые базальты
Биотит-амфиболовые гнейсы	22	Андезитобазальты
Амфибол-биотитовые гнейсы	14	Андезиты
Амфиболиты	4	Субщелочные базальты

Таблица 16

## Химический состав метаморфических пород усть-гиллюйской серии

Номер п.п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>
1	52,86	0,93	16,96	4,79	9,87	0,44	3,70	4,98	2,62	1,70	0,08
2	57,69	1,34	16,09	1,93	5,87	0,14	3,56	5,19	3,62	2,18	0,08
3	56,34	0,90	16,38	2,09	6,25	0,15	3,68	6,98	3,99	1,67	0,02
4	52,12	1,16	17,55	2,00	5,00	0,11	5,13	10,51	3,09	1,74	
5	50,28	1,52	15,38	3,52	8,42	0,20	5,89	8,85	3,10	1,43	0,24

Таблица 16 (окончание)

Номер п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	$\frac{Na}{K}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{Fe}{Ca + Mg}$	$\frac{Al}{Na + K + Ca + Mg}$	Исходная порода
1	0,18	0,01	0,13	0,78	100,03	2,3	0,9	1,1	1,11	Каолинит-монтмориллонитовая глина
2	0,24	0,06	0,29	1,26	99,54	2,5	1,06	0,6	0,92	Андезиты
3	0,36	0,04	0,15	2,02	101,54	3,7	1,4	0,5	0,84	Андезитобазальты
4			0,48	1,04	99,93	2,6	1,5	0,3	0,77	Толейтовые базальты
5	0,18		0,46	1,28	100,75	3,3	1,1	0,5	0,69	Субщелочные базальты

Примечание. 1 — биотитовые гнейсы; 2 — роговообманково-биотитовые гнейсы; 3 — биотит-роговообманковые гнейсы; 4 — роговообманковые гнейсы; 5 — амфиболиты. Средние составы пород приведены по данным Ю.Ф. Юрочкина [1977].

### Группа пород, бедных кальцием

Группа пород, бедных кальцием, в составе удско-майской серии распространена весьма незначительно и для нее не характерна. К этой группе относятся отдельные разновидности гранат-эпидот-биотит-мусковитовых сланцев и гнейсов. По петрохимическим характеристикам они соответствуют Na—Ca-ряду умеренной глиноземистости. Интерпретируются эти гнейсы как граувакки (табл. 14, обр. 354) или породы неопределенного состава—дациты, граувакки (обр. 506, 519а, 511).

### УСТЬ-ГИЛВОЙСКАЯ СЕРИЯ

Распространение главных разновидностей метаморфических пород в составе усть-гилвольской серии, по данным Ю.Д. Юрочкина [1977], приведено в табл. 15. Из данных табл. 15 следует, что в составе серии преобладают различные разновидности богатых кальцием амфиболсодержащих гнейсов и сланцев, составляющих 66% от общей мощности разреза.

### Группа пород, бедных кальцием

Группа пород, бедных кальцием, представлена в основном биотитовыми сланцами и гнейсами, местами гранатсодержащими. Незначительно распространены высокоглиноземистые породы, составляющие 3–5% общей мощности разреза. Средний состав биотитовых сланцев соответствует каолинит-монтмориллонитовым глинам, породам Na—Mg-ряда высокой железистости и глиноземистости (табл. 16).

### Группа пород, богатых кальцием

Средние составы основных разновидностей метаморфических пород, богатых кальцием, соответствуют толеитовым базальтам (амфиболовые гнейсы) и субщелочным базальтам (амфиболиты). Все эти разновидности пород относятся к Na—Ca-ряду умеренной железистости и низкой глиноземистости (см. табл. 16).

Восстановление первичного состава пород станового комплекса приводит к следующим выводам. Иликанская серия представляла собой первичный вулканогенно-осадочный комплекс, вероятно, с преобладанием осадочных пород. Вулканогенная часть разреза была представлена серией базальт—андезит—дацит. Среди вулканитов преобладали андезиты и дациты. Первичные терригенно-осадочные породы иликанской серии соответствовали преимущественно грауваккам, монтмориллонитовым глинам, известнякам и образованиям джеспиллитовой формации.

Основную часть разреза купуринской серии составляли андезитобазальты и андезиты с подчиненным количеством базальтов и дацитов. Терригенно-осадочные породы были представлены преимущественно грубообломочными разностями — песчаниками типа граувакк и плагиааркозов, составлявшими незначительную долю в разрезе этой существенно вулканогенной серии.

Химический состав вулканитов позднеархейских зеленокаменных поясов  
и метавулканитов Становой складчатой области

Номер п.п.	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Ca	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	14	40,2	0,30	4,10	4,44	5,64	0,15	28,11	3,92	1,04	0,06
2	530	49,2	1,23	15,00	2,62	8,39	0,21	5,94	8,80	2,78	0,45
3	374	55,33	1,03	16,00	1,97	6,03	0,18	4,15	5,83	3,38	0,88
4	88	66,80	0,58	15,20	0,99	3,60	0,11	1,67	2,62	4,25	1,28
5	75	74,60	0,31	13,00	0,84	2,34	0,07	0,79	0,85	3,58	2,15
6	7	33,80	0,81	3,90	8,08	7,94	0,22	27,28	4,16	0,16	0,03
7	175	49,40	1,03	14,70	2,73	9,17	0,21	6,17	8,93	2,31	0,36
8	152	57,70	0,83	15,10	2,08	5,96	0,14	3,59	5,78	3,35	1,05
9	68	66,70	0,43	15,00	1,20	2,86	0,08	1,78	3,22	3,99	1,68
10	25	73,0	0,24	14,80	0,93	1,18	0,04	0,83	1,02	4,13	2,37
11	1	49,90	0,43	6,96	5,05	6,47	0,22	15,31	12,15	1,17	0,57
12	3	47,37	1,73	14,30	5,93	9,07	0,23	7,40	9,83	1,85	0,64
13	3	48,55	1,22	16,78	4,57	7,29	0,16	5,98	9,27	3,56	0,93
14	9	55,15	1,08	16,34	3,75	5,27	0,15	4,60	7,70	2,97	1,40
15	3	58,01	0,81	16,28	2,77	5,36	0,12	3,04	6,42	3,13	1,27
16	5	63,53	0,71	16,15	1,13	4,16	0,09	2,77	5,16	3,82	1,49
17	9	49,12	0,96	14,74	2,73	8,53	0,15	7,52	10,41	2,19	0,19
18	6	69,26	0,39	14,33	1,41	3,09	0,05	1,66	2,58	4,92	0,56
19	4	75,92	0,18	13,24	0,88	0,71	0,03	0,31	1,15	4,56	1,86
20	3	44,49	0,50	4,94	4,97	6,95	0,33	20,96	11,44	0,10	0,04
21		49,10	0,69	13,40	12,70			8,25	11,30	1,68	0,29
22		56,90	0,93	14,10	9,4			5,45	6,59	3,37	0,79
23		75,30	0,15	13,50	2,28			0,89	1,19	3,46	3,53
24	11	50,47	0,89	15,45	1,63	9,62	0,15	6,05	11,76	1,68	0,57
25	3	52,90	0,61	7,80	1,00	9,40	0,20	10,90	11,20	2,90	0,10

Таблица 17 (окончание)

Номер	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Сумма	Na	Ca	Fe	Al
								K	Mg	Ca+Mg	Na+K+Ca+Mg
1	0,02							26,34	0,10	0,17	0,10
2	0,15							9,39	1,06	0,49	0,73
3	0,20							6,70	1,01	0,52	0,89
4	0,13							5,05	1,13	0,71	1,18
5	0,07							2,53	0,77	1,24	1,30
6	0,17							8,10	0,11	0,28	0,10
7	0,26							9,75	1,04	0,52	0,73
8	0,31							4,85	1,16	0,57	0,92
9	0,24							3,61	1,30	0,54	1,11
10	0,15							2,65	0,88	0,72	1,31
11								3,11	0,57	0,25	0,21
12	0,16	0,14	0,33	0,04	0,05	1,05	100,04	4,54	0,96	0,56	0,65
13	0,22	0,08	0,48			0,86	99,87	5,70	1,11	0,51	0,73
14	0,21	0,07	0,44	0,002	0,014	0,34	99,90	3,17	1,20	0,48	0,85
15	0,13	0,27	0,32	0,046		1,11	99,64	3,74	1,52	0,58	1,07
16	0,28	0,14	0,27	0,01	0,04	0,39	100,15	3,81	1,33	0,45	1,01
17	0,09		0,10			3,19	99,86	17,52	0,99	0,41	0,65
18	0,10					1,76	99,84	13,35	1,12	0,70	1,09
19	0,06					1,11	100,01	3,73	2,66	0,74	1,21
20	0,09		0,42			4,83	100,06	4,00	0,39	0,22	0,13
21								8,80	0,98	0,39	0,56
22								6,48	0,87	0,47	0,73
23								1,49	0,96	0,66	1,15
24	0,26							4,48	1,40	0,43	0,71
25	0,06						99,07	47,00	0,74	0,30	0,27

Примечание. 1-5 — ультрабазит, базальт, андезит, дацит, риолит района Абитибии Канадского щита; 6-10 — то же, для района Киватин [Гудвин, 1977]; 11-16 — базальтовый коматиит, толеитовый базальт, субщелочной базальт, андезитобазальт, андезит, дацит Становой области; 17-20 — базальт, дацит, риолит, перидотитовый коматиит Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии [Вулканизм..., 1981]; 21-23 — толеитовый базальт, андезит, риолит архейского зеленокаменного пояса западной Кении, Южная Африка [Davis; Condé, 1977]; 24 — базальты Родезийского щита, Африка [Bliss; Stidolph, 1969]; 25 — базальтовый коматиит Южной Африки [Hermann et al., 1976].

Таблица 18

Содержание микроэлементов в вулканитах зеленокаменных поясов Канады  
и метавулканитах Становой области, г/т

Номер п.п.	Ba	Sr	Zr	Sn	Co	Ni
1	21	72	57	1,9	86	1399
2	142	157	97	1,3	58	142
3	259	167	118	1,8	54	121
4	256	111	158	2,5	57	109
5	406	79	217	3,2	57	102
6	11	100	102		100	1070
7	126	174	128	1,7	53	159
8	358	285	187	1,9	45	120
9	402	327	158	2,0	57	113
10	619	191	124	2,8	59	154
11					45	360
12			125	6	73	146
13			50	4	33	84
14		200	200	3	27	60
15		100	100	3,7	23	54
16		150	250	2	14	22

Примечание. 1–10 – вулканиты зеленокаменных поясов Канады [Гудвин, 1977]; 11–16 – вулканиты Становой области.

Усть-гиллойская серия имела существенно вулканогенный состав и была представлена толеитовыми и субщелочными базальтами, андезитобазальтами и андезитами с подчиненными значениями терригенно-осадочных пород – глинистых сланцев и песчаников. Ю.П. Расказов и Е.В. Ялынычев [1977] отмечают в разрезе серии наличие метагипербазитов. Учитывая их послойное залегание, можно предположить, что часть из них являлась коматиитами.

Первичный состав удско-майской серии можно охарактеризовать как существенно вулканогенный. Основные, средние и кислые вулканиты составляли около 80% разреза серии. Отмечается наличие базальтовых и пироксенитовых коматиитов. Среди вулканитов, вероятно, преобладали андезиты, андезито-дациты и дациты. Терригенно-осадочные породы были представлены в основном песчаниками грауваккового состава и известняками.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАВУЛКАНИТОВ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА

В структурных зонах Становой области намечаются следующие серии вулканогенных пород: в Удско-Майской – коматиит-базальт-андезит-дацитовая; в Купуринской – базальт-андезит-дацитовая; в Тукурингской – коматиит-базальт-андезитовая; в Иликанской – базальт-андезит-дацитовая. Общей чертой состава вулканогенных серий всех структурно-фациальных зон является подчиненное распространение базальтов и отсутствие или ничтожное наличие крайних кислых дифференциатов базальтовых магм-риолитов.

V	Cr	Ca	Ag	Pb	Zn	Cu
163	1942	14	0,14	1,6	58	35
371	195	19	0,13	5,6	88	102
242	113	22	0,15	6,1	79	62
91	79	28	0,16	8,2	79	39
69	78	28	0,12	6,8	61	33
2514	6500					669
332	235	20	0,11	5,0	110	91
222	134	26	0,11	7,8	84	62
116	100	30	0,12	9,5	58	45
119	407	32	0,13	9,5	44	25
160	1000					
335	194	156		9	180	214
327	127	14		10	125	55
225	84	24		18	178	59
199	107	29		7	174	60
168	50	25		14	81	33

Основные петрохимические особенности вулканитов Становой области рассматриваются на петрохимических диаграммах (рис. 8, 9). На эти диаграммы нанесены средние составы пород вулканогенных серий зеленокаменных поясов Канады, Карелии и Становой области (табл. 17). Из рассмотрения диаграмм можно сделать следующие выводы. По отношению щелочей (Na/K) вулканогенные серии рассмотренных зеленокаменных поясов варьируют в значительных пределах. Наиболее "натровыми" являются базальты Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии (Na/K = 17,5, табл. 17, ан. 17), а наиболее "калиевыми" – вулканиты Становой области. Отношение Na/K в породах, интерпретируемых как базальты, составляет здесь 4,5–5,7 (табл. 17, ан. 12, 13). Вулканогенные породы поясов Абитиби и Киватии Канадского щита, как видно из диаграммы, занимают промежуточное положение. Такое различие вулканитических серий по отношению щелочей, возможно, отражает индивидуальные черты магматизма петрохимических провинций, но более вероятно, что эти различия обусловлены проявлениями вторичных процессов – спилитизацией вулканитов зеленокаменных поясов Карелии, составы которых далеко выходят за пределы границ полей диаграммы, построенной на основе анализов неизмененных вулканитов [Мишкин, 1981]. Подобные "натровые" серии вулканитов отмечаются и в ряде других зеленокаменных поясов Карелии, Африки, Канады.

Более высокая калиевость пород Становой области, интерпретируемых как вулканиты, возможно, объясняется привнесением калия при гранитизации, широко здесь проявленной, хотя использованные образцы пород не несут видимых признаков процессов гранитизации.



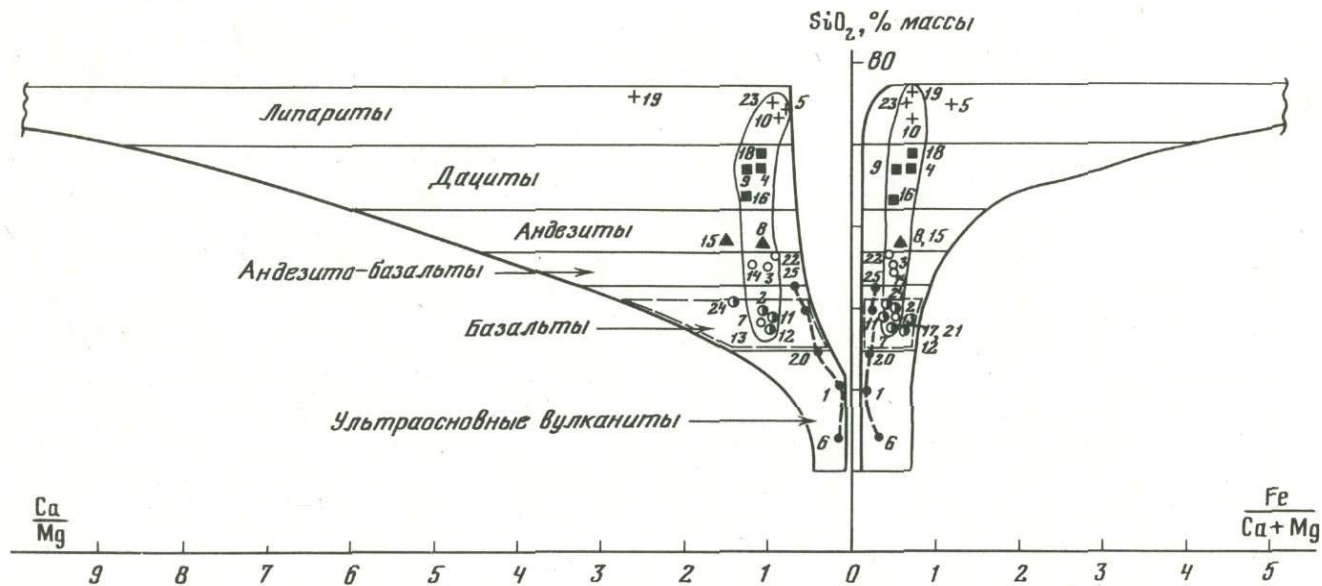


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма  $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} - \frac{\text{Fe}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$  для вулканогенных пород

Условные обозначения см. на рис. 8

Таблица 19

Петрохимические формулы и общая основность вулканитов позднеархейских зеленокаменных поясов и метавулканитов Становой складчатой области

Номер п.п.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>
1	0,026	0,694	1,466	14,435	0,044	1,625
2	0,181	1,700	2,974	2,793	0,056	2,213
3	0,340	2,279	1,892	1,874	0,046	1,528
4	0,464	2,339	0,797	0,707	0,026	0,855
5	0,750	1,899	0,249	0,322	0,016	0,536
6	0,014	0,113	1,622	14,808	0,068	2,418
7	0,144	1,407	3,008	2,891	0,056	2,411
8	0,401	1,945	1,855	1,603	0,035	1,493
9	0,609	2,198	0,980	0,754	0,019	0,680
10	0,827	2,190	0,299	0,338	0,009	0,270
11	0,172	0,579	3,398	5,935	0,047	1,410
12	0,249	1,093	3,210	3,362	0,059	2,312
13	0,358	2,082	2,997	2,690	0,041	1,840
14	0,526	1,695	2,429	2,019	0,037	1,298
15	0,465	1,743	1,976	1,302	0,029	1,288
16	0,535	2,086	1,558	1,163	0,021	0,980
17	0,071	1,251	2,288	3,305	0,037	2,103
18	0,194	2,591	0,751	0,672	0,011	0,702
19	0,632	2,356	0,328	0,123	0,007	0,158
20	0,018	0,071	3,613	9,274	0,071	1,726
21	0,133	0,996	3,703	3,761	0,0000	0,0000
22	0,297	1,925	2,080	2,394	0,000	0,00
23	1,214	1,808	0,344	0,358	0,000	0,000
24	0,222	0,994	3,847	2,754	0,039	2,456
25	0,039	1,746	3,729	5,049	0,053	2,443

Примечание. Номера анализов пород соответствуют номерам анализов пород табл. 17.

Fe <sup>3+</sup>	Al	Ti	Si	P	$\Delta Z_{298}^{\text{H}_2\text{O}} \text{ К}$ , ккал	Al Al + Na + K + 2Ca
1,151	1,665	0,078	13,838	0,006	4,167	0,30
0,622	5,577	0,292	15,520	0,040	2,495	0,42
0,449	5,713	0,235	16,754	0,051	1,979	0,48
0,212	5,087	0,123	18,970	0,031	1,008	0,54
0,173	4,193	0,064	20,417	0,016	0,407	0,57
2,214	1,674	0,222	12,307	0,052	4,204	0,33
0,646	5,446	0,243	15,530	0,069	2,398	0,42
0,469	5,331	0,187	17,285	0,078	1,690	0,47
0,257	5,024	0,092	18,957	0,057	1,084	0,51
0,191	4,772	0,049	19,992	0,035	0,659	0,57
1,942	2,145	0,078	13,013	—	2,732	0,22
1,359	5,136	0,396	14,436	0,041	2,453	0,40
1,038	5,968	0,277	14,650	0,056	2,732	0,41
0,830	5,670	0,239	16,237	0,052	2,051	0,44
0,599	5,850	0,175	16,664	0,032	1,628	0,49
0,240	5,362	0,150	17,898	0,067	1,473	0,48
0,606	5,122	0,213	14,482	0,022	2,388	0,39
0,288	4,588	0,080	18,817	0,023	0,806	0,52
0,176	4,159	0,036	20,236	0,013	0,441	0,53
1,104	1,709	0,107	13,190	0,036	3,451	0,19
2,923	4,830	0,159	15,017	—	2,266	0,36
2,084	4,896	0,206	16,766	—	1,641	0,43
0,462	4,289	0,030	20,299	—	0,614	0,54
0,374	5,559	0,204	15,409	0,067	2,620	0,39
0,234	3,856	0,142	16,437	0,016	3,119	0,23

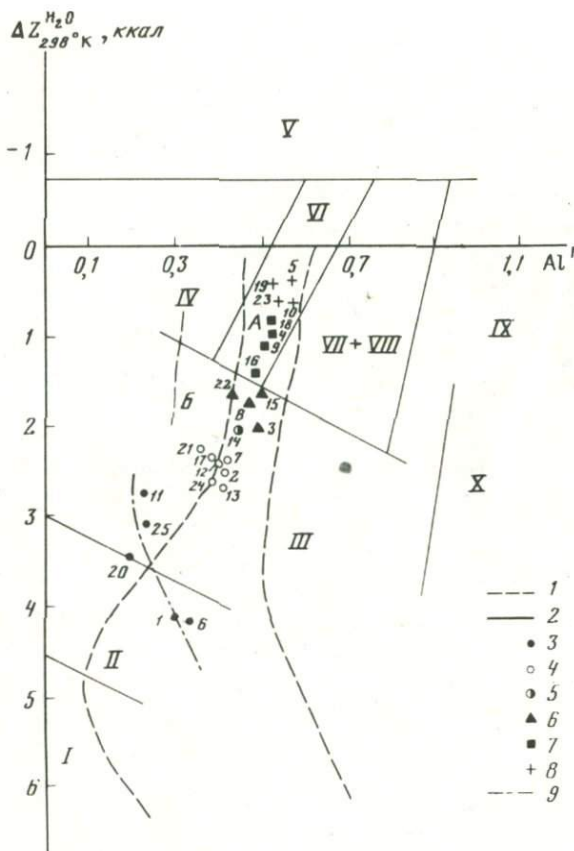
На диаграммах отношений щелочноземельных элементов, железа к щелочноземельным элементам и алюминия к сумме щелочных и щелочноземельных элементов вулканиты толеитовой и субщелочной серий зеленокаменных поясов образуют (за отдельными исключениями) локальные поля составов, в которые попадают и породы Становой области. Коматииты и магниезальные базальты коматиитовой серии на этих диаграммах образуют четкие самостоятельные тренды зависимостей указанных отношений от кремнекислотности. Подобное положение этих трендов, вероятно, указывает на самостоятельность очагов магм коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой серий.

Сопоставление содержаний микроэлементов в вулканогенных породах зеленокаменных поясов Канады и Становой области (табл. 18) свидетельствует о единой тенденции изменения их содержаний в ряду базальт-андезитобазальт-андезит-дацит. Это подтверждает правильность интерпрета-

ции первичной природы метаморфических пород Становой области и их близость к вулканитам зеленокаменных поясов.

В табл. 19 приведены петрохимические формулы и общая основность пород ( $\Delta Z_{298}^{\text{H}_2\text{O}} \text{ К}$ ) зеленокаменных поясов древних щитов и Становой области, рассчитанные по методике А.А. Маракушева [1973]. На диаграмме реконструкции первичного состава метаморфических пород в координатах  $\Delta Z_{298}^{\text{H}_2\text{O}} \text{ К} - \frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}}$  [Маракушев, Фельдман, 1981] породы

древних вулканических поясов этих структур располагаются в поле магматических пород, образуя единый тренд от базальтов до кислых разновидностей (рис. 10). Для перидотитовых и базальтовых коматиитов здесь, как и на рассмотренных выше диаграммах (рис. 8, 9), также намечается самостоятельный тренд.



Р и с. 10. Диаграмма  $\Delta Z_{298}^{H_2O} - Al'$  для метавулканитов зеленокаменных поясов и Становой области

1-2 - границы полей пород: 1 - магматических, 2 - осадочных; 3 - перидотитовые и базальтовые коматииты; 4 - базальты; 5 - андезитобазальты; 6 - андезиты; 7 - дациты; 8 - риолиты; 9 - линия тренда составов пород коматиит-толеитовой серии. Поля магматических пород: А - нормальной щелочности, Б - повышенной щелочности. Поля осадочных пород: I - известняков и доломитов, II - глинистых и кремнистых пород, III - глинисто-карбонатных пород, IV - аркозовых песчаников, V - силицитолитов, VI - граувакковых и полимиктовых песчаников, VII - монтмориллонитовых глин, VIII - гидрослюдистых глин, IX - каолинитовых глин, X - бокситов. Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов пород табл. 17

Основное внимание при изучении минералов пород станового комплекса было уделено гранатам, биотитам, белым слюдам, эпидотам, амфиболам, полевым шпатам. Кроме этих широко распространенных минералов, кратко охарактеризованы рутил, сфен, ильменит, титаномагнетит, гематит, ставролиты, скаполиты, карбонаты, моноклинные пироксены. Минеральные парагенезисы приведены в табл. 20.

Изучение составов всех этих минералов важно при характеристике условий метаморфизма станового комплекса — температуры, давления и флюидного режима.

Т а б л и ц а 20

Парагенезисы и места отбора образцов, содержащих химически проанализированные минералы

Номер образца	Парагенезис	Место отбора	Наличие анализа породы
<i>Иликанская зона</i>			
Г-12	Cr*—Pl—Hb*—Qu—(Bi)—Pl—Ilm	р. Гиллой, ниже р. Агалан	+
Г-18	Hb*—Pl—Qu—Ep—Sph	р. Гиллой, ниже кл. Раковский	+
Г-19	Hb*—Pl*—Ep—Qu—Sph—Bi	То же	+
Г-25	Gr*—Bi*—Hb—Pl—Qu—Pyr—Ilm	р. Гиллой, ниже р. Тыгукит	+
Г-26	Gr*—Bi*—Hb*—Pl*—Qu—(Or)—Pyr—Ilm	р. Гиллой	+
Г-28	Gr*—Ky—Bi*—Pl*—Qu	То же	+
Г-29a	Hb*—Pl—Qu—Sph—Ep	р. Гиллой, д. Могоктак	—
Г-31	Gr*—Bi*—Mu*—Pl—Or—Qu	То же	+
Г-32	Gr*—Bo*—Mu*—Sill—Pl—Qu	р. Гиллой, р. Талга	—
Г-42	Hb*—Bi—Pl—Qu—Sph—Ore	р. Гиллой, кл. Дубакит	+
Г-51a	Gr*—Bi*—Pl*—Qu—(Chl)	р. Гиллой, междуречье кл. Верхний Чимчан — кл. Широкий	+
Г-526	Hb*—Bi—Pl—Qu—Sph	р. Гиллой, кл. Верхний Чимчан	+
Г-516	Gr*—Bi*—Gf—Pl—Qu	р. Гиллой, ниже кл. Нижний Чимчан	—
Г-52в	Gr*—Bi*—Pl*—Qu	То же	—
Г-52г	Cr*—Bi*—Pl*—(Chl)—Qu	”	+
Г-53	Hb*—Pl—Qu	р. Гиллой	+
Г-54	Hb*—Bi*—Pl*—Qu—Sph	р. Гиллой, выше кл. Раковский	—
Г-55	Cr*—Bi*—Sta*—Ky—Pl*—Qu	р. Гиллой, кл. Раковский	+

Таблица 20 (продолжение)

Номер образца	Парагенезис	Место отбора	Наличие анализа породы
<i>Иликанская зона</i>			
Г-55г	Gr*–Bi*–Sta–Mu–Pl–Qu–Ore	р. Гиллюй, кл. Раковский	+
Г-55д	Gr*–Bi*–St*–Ky–Mu–(Chl)–Pl*–Qu–Ore	"	+
Г-55е	Gr*–Bi*–Pl–Qu–Ru	"	+
Г-55ж	Gr*–Bi*–Ky–St*–Pl*–Qu	"	+
Г-58	Gr*–Bi*–St–Mu–Ky–Pl*–Qu–Ore	р. Гиллюй, кл. Талый	+
Г-58а	Bi*–St*–Mu–Pl–Ky–Qu	То же	–
Г-25а	Gr*–Hb*–Cpx–Pl–Qu	р. Гиллюй, ниже р. Тыгукит	–
Г-55в	Gr*–Hb–Pl–Qu	р. Гиллюй, кл. Раковский	+
Г-513	Gr*–Bi*–Mu*–Sta–Ky–Sill–Pl–Qu–Ore	р. Желтулак	–
Г-531а	Gr*–Bi*–Sta–Mu–Sill–Pl–Qu–(Chl)	То же	+
Г-516	Hb*–Pl–Qu–Sph–Ru	хр. Становой, пер. Холодникан	+
Г-516д	Hb*–Pl–Ep–Qu	"	+
Г-521	Hb*–Bi–Pl–Qu–Sph	кл. Манахта – I	+
Г-521в	Gr*–Bi*–Ky–Pl*–Qu–Ore	р. Тимптон	+
Г-521е	Hb*–Pl–Sph–Gr–Qu	"	–
Г-522	Gr–Bi–Hb–Pl–Qu–Ore	"	–
Г-523а	Gr*–Hb*–Pl*–Qu–Sph–Ore–(Ep)	р. Манахта	–
Г-524	Hb*–Pl–Q*–Sph	хр. Становой, АЯМ	+
Г-529	Hb*–Pl–Qu–Ep	хр. Становой, р. Могот	–
Г-547е	Gr–Hb*–Qu–Sph–Pyr–Ilm	р. Унаха	+
Г-547ж	Gr–Hb*–Qu–Ore	То же	+
548	Gr*–Bi–Pl–Qu–Ore	р. Унаха, ниже р. Иличи	–
548а	Bi*–Mu–Pl–Qu	То же	–
558	Gr–Bi*–Mu–Pl–Qu	р. Унаха, кл. Садовича	+
560а	Hb*–Pl–Bi–Qu	р. Иликан	+
Г-564а	Gr*–Bi*–Hb*–Pl*–Qu	р. Унаха, кл. Татарский	+
565	Gr*–Bi*–Pl–Qu	То же	–
576	Gr*–Bi*–Pl*–Qu	хр. Тукурингра, верховье р. Малая Тында	–
Б-17-2	Gr*–Bi*–Mu–Ky–Pl–Qu	р. Иличи	+
Б-17-3	Gr*–Bi*–Sta*–Ky–Mu–Pl–Qu–Ore	То же	+
Б-40	Gr*–Bi*–Hb–Pl*–Qu	р. Манахта	+

Таблица 20 (продолжение)

Номер образца	Парагенезис	Место отбора	Наличие анализа породы
<i>Иликанская зона</i>			
Б-41	Gr*–Bi*–Ky–Pl–Qu	р. Манахта	+
Б-43а	Bi*–Hb–Pl*–Qu	"	+
Б-43б	Gr*–Bi*–Ky–Mu–(Chl)–Pl*–Qu	"	+
Б-51	Gr*–Bi*–Ky–Pl*–Qu	Пересечение БАМ и АЯМ	+
<i>Купуринская зона</i>			
42	Sill–Pl–Mt*–Ilm*–Hem*	р. Кукур	–
42а	Gr*–Ky–Sill–Bi*–Ilm–Mt*	То же	–
538б	Gr*–Bi–Cum*–Qu–Mt–Ilm	хр. Джугдыр	–
557	Gr*–Bi–Gf–Pl–Or–Qu	То же	+
559б	Gr*–Bi*–Pl–Qu–Ilm–Hem	р. Нерунда	+
559в	Gr–Bi–Hb–Pl–Or–Qu–(Sph*)–Mt*–Ilm*–Hem*	То же	+
560д	Gr*–Bi*–Mu*–Sill–Ky–Pl*–Or–Qu–Ru	"	–
568а	Gr*–Bi*–Gf–Pl–Or–Qu	"	+
590	Bi–Hb*–Pl–Qu–Sph–Ore	р. Луча	–
596б	Gr*–Sill–Gf–Qu–Bi*	р. Некриг	+
618	Hb*–Bi–Pl–Qu	р. Луча	+
621а	Gr*–Bi–Hb–Pl–Qu	р. Луча, руч. Долусмар	+
621б	Gr*–Hb*–Cpx–Pl–Mt–Ilm–Hem	То же	+
628	Gr*–Bi*–Hb–Pl–Qu–Ap	"	–
669	Gr*–Bi*–Pl–Or–Qu	р. Купури	+
679д	Mu*–Bi–Sill–Qu	То же	–
759а	Gr*–Sta*–Ky–Ant*–(Chl*)–Sph	р. Удыхын	+
<i>Удско-Майская зона</i>			
Э-2	Gr–Mu*–Ep*–Pl–Or–Qu	р. Мая, р. Салга	–
В-III	Gr–Bi–Mu–Ep*–Pl–Or–Qu	р. Мая, р. Дялинку	–
52б	Gr*–Bi*–Ep–Pl–Qu	р. Эдягу-Чайдах	+
51	Ep–Bi–Hb–Pl–Qu–Ilm*	То же	+
55б	Gr*–Bi*–Ep*–Pl–Qu	"	+
57в	Gr–Bi–Mu–Ep*–Pl–Qu	"	+
59б	Gr*–Bi–Ep*–Hb*–Di–Pl–Qu–Mt	р. Мая, выше р. Ванга	+
60б	Gr–Mu*–Ep–Pl–Qu–Sph	То же	+
60в	Gr–Ep–Bi–Mu*–Pl–Or–Qu	"	–
60г	Hb*–Zo*–Mu*–Pl	"	+
60ж	Hb–Bi*–Qu–Ru	р. Мая, выше р. Ванга	+
60з	Gr–Hb*–Pl–Qu	То же	+
61а	Gr–Bi–Ep–Hb–Pl*–Qu–Sph–Ore	р. Мая, р. Ванга	+
64	Gr*–Bi*–Mu*–Hb*–Ep–Pl*–Qu–Sph–Ru	То же	+

Т а б л и ц а 20 (продолжение)

Номер образца	Парагенезис	Место отбора	Наличие анализа породы
<i>Удско-Майская зона</i>			
64в	Gr-Bi-Mu-Ep*-Pl-Qu	р. Мая, р. Ванга	-
65а	Gr-Hb*-Ky-Zo	"	+
66а	Gr-Ep-Hb-Qu-Ru*-Mt*-Jlm*	"	-
75в	Hb-Cpx-Bi-Ep-Pl*-Qu-Sph-Ore	р. Мая, ниже р. Халани	+
76	Gr-Ep-Bi*-Pl-Qu	То же	+
86а	Gr-Ep-Bi-Mu*-Pl-Qu	р. Мая, р. Салга	+
86е	Gr*-Bi*-Ep*-Hb-Sca-Pl*-Qu-Sph	То же	-
88а	Gr-Bi-Ep*-Pl-Qu-Mu	"	+
90	Gr*-Ep-Bi-Pl-Qu	"	-
92г	Gr*-Ep-Hb*-Pl-Qu-Sph-Ilm-Hem	р. Мая, выше, р. Салга	+
350	Gr-Mu*-Ep-Hb-Pl-Qu-Sph-Ilm-Hem	р. Мая, р. Ванга	+
354б	Gr-Bi-Ep-Sca*-Pl-Qu-Sph-Ru	р. Мая, ниже р. Ванга	+
513	Gr*-Bi-Ep-Hb-Pl	р. Луча, р. Ноякан	+
519д	Gr-Bi*-Ep-Hb*-Pl-Qu-Sph	То же	+
584	Gr*-Bi*-Ep-Hb-Pl-Or-Qu-Sph	р. Луча	-
661а	Gr*-Di*-Zo-Pl*-Qu-Cc-Sph	р. Купури, ниже р. Теллак	+
719а	Gr*-Di*-Cc*-Sph-Gf-Pl*-Qu	р. Зея, ниже р. Чункуй	-
764	Gr*-Bi*-Ep-Pl-Qu	р. Удыхьн, истоки	+
803	Gr-Bi-Mu*-Pl-Or-Qu	р. Нерунда	+
2129а	Mu*-Ep-Pl-Or-Qu	р. Мая, р. Ванга	-
2132	Gr*-Hb-Bi-Ep*-Pl-Qu-Sph	р. Мая, р. Салга	+
2132а	Gr-Bi-Ep-Hb-Sca*-Pl*-Qu	То же	-
2132г	Gr-Ep-Mu*-Hb-Pl-Qu	р. Мая, р. Салга	+
2132д	Gr*-Ep*-Bi*-Hb*-Mu*-Sca-Pl-Qu-Ru	То же	+
2136в	Gr-Bi*-Ep-Hb-Cc-(Di)-Pl-Or-Qu-Sph	р. Лавля	+
2138а	Gr-Zo-Di*-Hb-Cc-Pl-Or-Qu	"	-
2147	Gr*-Di*-Hb-Ep-Cc-Sph-Ap-Pl*-Or-Qu	"	+
2150	Di-Cc-Sph*-Pl*	"	+
2155а	Gr*-Bi*-Di*-Cc-Pl*-Zo-Qu-(Or)-Sph	"	+
2155б	Cc*-Di*-Am-Ap-Gr*-Sph	"	+
2157а	Gr*-Bi*-Pl-Qu	"	+
2157б	Gr*-Bi*-Pl-Qu	"	+
2157г	Gr*-Zo*-Di*-Pl*-Qu	"	+

Т а б л и ц а 20 (окончание)

Номер образца	Парагенезис	Место отбора	Наличие анализа породы
2157д	Gr-Di* -Pl -Ap -Zo -Sph	”	+
4745	Ep* -Bi -Pl -Qu -Mu	р. Немерикан	-
8428	Ep* -Bi* -Pl -Qu	”	-

\* Отмечены химически проанализированные минералы. В скобки заключены минералы, равновесное состояние которых вызывает сомнения.

## ГРАНАТЫ

Гранаты в метаморфических породах станового комплекса обладают широкими вариациями состава в отношении магниальности, известковистости и марганцовистости. Так, содержание пирропа изменяется в пределах 3,3–30%, гроссуляра – 0,3–52,6%, а спессартина – 0,3–23%. На диаграмме (рис. 11) видно, что различия гранатов из пород различных серий комплекса существуют главным образом в отношении содержания гроссуляра. Известковистость гранатов в последовательности серий – купуринская, иликанская, удско-майская – возрастает, что отчасти объясняется составом пород. Последний вывод ясно следует из более известкового состава гранатов богатых кальцием пород иликанской серии сравнительно с таковыми из метапелитов этой же серии (см. рис. 11).

Однако гранаты иликанской серии из богатых кальцием пород менее известковые сравнительно с гранатами удско-майской серии (см. рис. 11), что объясняется различиями в термодинамических условиях формирования этих серий. В работе показано, что породы удско-майской серии были образованы при более высоком литостатическом давлении, чем породы других серий, с чем и можно связать повышенную известковистость гранатов удско-майской серии.

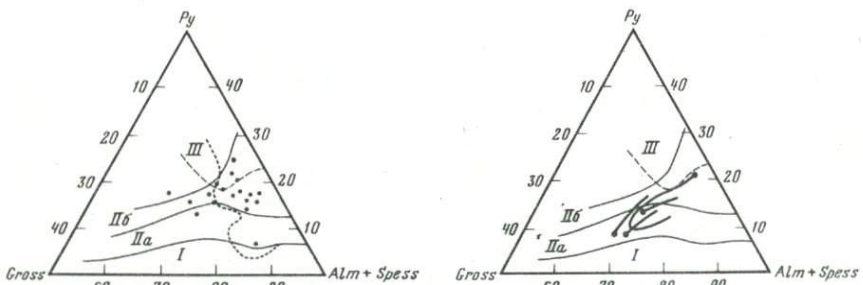
На диаграмме Д.А. Великославинского [1972] гранаты иликанской серии компактно расположены в основном в зоне кианита и силлиманита (рис. 12).

В середине 60-х годов было установлено неожиданное и новое свойство граната – широкое распространение в его кристаллах химической неоднородности или зональности [Banno, 1965; Harte, Henley, 1966; Hollister, 1966; и др.]. Сам факт химической зональности гранатов был известен давно, но только применение рентгеновского микроанализатора в анализе минералов доказало утверждение о том, что химическая зональность гранатов метаморфических пород является правилом, а не исключением. Вследствие этой особенности кристаллов граната в петрологии открылись заманчивые перспективы рассматривать не только статику, но и динамику метаморфического процесса. Итоги изучения химической зональности гранатов [Авченко и др., 1980; Авченко, 1982] показали, что зональность гранатов в низко- и среднетемпературных метаморфических комплексах,

Метаморфические фации или минеральные зоны различных комплексов,  
в которых установлен прямой тип зональности гранатов

Метаморфическая фация или минеральная зона	Метаморфический комплекс и источник
Зеленосланцевая до амфиболитовой	Новая Зеландия [Brown, 1967, 1969; Cooper, 1972; Wallace, 1975]
Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая	Япония [Kano, Kuroda, 1973]
Хлоритовая, хлоритоидная, ставролитовая, кианитовая	Испания [Linthout, Westra, 1968; Ruir, Sacho, 1974]
Эпидот-амфиболитовая	Венгрия [Arkai et al., 1975]
Ставролитовая, ставролит-силлиманитовая	СССР, Становой хребет, Корякское нагорье, Камчатка [Авченко, 1982]
Гранатовая и биотитовая	Шотландия [McAtteer, 1976; Anderson, Olimpio, 1977; Olimpio, Anderson, 1978]
Гранатовая и ставролитовая	Британская Колумбия [Woodsworth, 1977]
Ставролит-альмандиновая	Онтарио, Канада [Birk, 1973]
Ставролитовая	Массачусетс, США [Tracy et al., 1976]

с одной стороны, и в высокотемпературных — с другой, резко различается по характеру распределения компонентов FeO, MgO, MnO, CaO. В первых (табл. 21) широко распространена прямая зональность, имеющая прогрессивный генезис. Образование такой зональности обусловлено главным образом возрастанием температуры метаморфического процесса, вследствие чего от ядра кристалла граната к периферии снижаются марганцовистость, известковистость и возрастает его магнезиальность (рис. 13). Во вторых — исключительным распространением пользуется обратная зональность. Возникновение ее связано с регрессивной стадией метаморфического

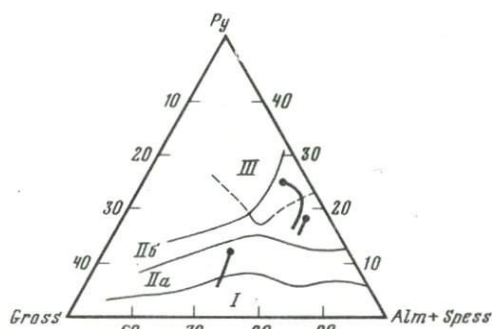


Р и с. 11. Составы гранатов Иликанской зоны (залитые кружки) на диаграмме Д.А.Великославинского [1972]

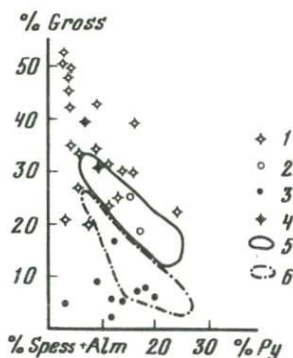
I—III — поля гранатов зон: I — граната, IIa — ставролита и кианита, IIб — кианита и силлиманита, III — гиперстена; точечной линией выделено поле гранатов андалузитового типа, пунктиром — поле гранатов гранулитовой фации

Р и с. 12. Положение регрессивно зональных гранатов Иликанской зоны на диаграмме Д.А.Великославинского [1972]

Составы гранатов: точки — ядер, концы векторов — краевых зон



Р и с. 13. Положение гранатов Иликанской зоны с прогрессивной и сложной зональностью на диаграмме Д.А.Великославинского [1972]  
Условные обозначения см. на рис. 12



Р и с. 14. Положение составов гранатов Становой зоны на диаграмме Gross-Py-(Spess + Alm)  
1-6 – составы гранатов из пород зон: 1 – богатых кальцием Удско-Майской, 2 – пелитовых Удско-Майской, 3 – пелитовых Купуринской, 4 – богатых кальцием Купуринской, 5 – богатых кальцием Иликанской, 6 – пелитовых Иликанской

процесса, и она характеризуется возрастанием марганцовистости и железистости от ядра к периферии кристалла. Примеры таких гранатов описаны в высокотемпературных комплексах гранулитовой фации Канады [Woodsworth, 1977], Италии [Schmid, Wood, 1976], Мадагаскара [Berglund, Tourè, 1976] и других районов [Авченко, 1980, 1982].

Эволюция зональности гранатов представляется следующим образом. С повышением температуры метаморфизма градиенты концентраций компонентов в прямом типе постепенно уменьшаются и кристаллы становятся более однородными по составу. Температурный интервал, где наблюдается гомогенизация гранатов, оценивается в  $600-670^{\circ}\text{C}$  [Авченко, 1982]. При более высоких температурах метаморфизма формируются только незональные гомогенные кристаллы. Наложение следующих, более низкотемпературных фаз метаморфизма на эти гранаты с выравненным составом зерен приводит к образованию характерной обратной зональности, в которой выделяются незональное ядро кристалла и резкозональная периферия с высокими градиентами концентраций FeO, MnO и MgO (рис. 14). Обратная зональность может накладываться на прямую зональность, формируя сложную зональность. Кроме того, прямая зональность может образовываться по периферии гомогенного ядра, также формируя сложную зональность. Расшифровка и описание такой сложной зональности приведена в специальных работах [Авченко, 1982; Тарарин, Авченко, 1982].

Подчеркнем следующий критерий, вытекающий из анализа материала по различным типам зональности гранатов [Авченко, 1982] и важный для понимания природы станового комплекса. Он формулируется так: если в породах наблюдаются гранаты с прямой зональностью, то эти породы прогрессивно метаморфизованы в условиях не выше амфиболитовой фации. Этот критерий позволяет отличать высокотемпературные комплексы гранулитовой фации, повторно метаморфизованные в условиях

Таблица 22

## Химический состав гранатов

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
<i>Иликанская зона</i>						
1	Г-521В	36,48	0,02	20,81	0,22	34,15
2	Б-41	43,70	0,11	19,99	1,93	25,18
3	Б-43Б	41,60	0,07	20,95	1,28	28,36
4	Г-55е	40,50		19,52		28,64
5	565	41,80	0,03	20,88	1,23	28,60
6	576	41,43	0,03	20,74	0,46	27,53
7	Г-58	40,00	0,02	21,22	Не опр.	29,71
8	Б-43а	42,90	0,14	21,22	0,81	23,03
9	Г-26	43,50	0,11	20,24	0,19	23,44
10	Г-28	40,44	Сл.	20,48	Не опр.	31,41
11	Г-32	42,80	0,04	20,82		30,08
12	Г-51а	37,19	0,12	20,87	1,29	28,96
13	Г-513а	37,03	0,04	20,89	1,07	30,70
14	Г-55ж	42,40	0,25	20,95	1,46	25,28
15	Г-52в	43,70	0,12	19,76	0,09	26,52
16	Б-51	36,55	0,02	20,97		32,33
17	548	43,61	0,10	19,89	0,09	26,05
18	Г-55*	39,65	0,07	20,88	Не опр.	29,27
19	Б-17-2*	37,89	0,04	21,74	Не опр.	30,46
20	Г-25а*	39,09	0,13	22,31		26,20
21	Г-523а*	37,68	0,13	21,99		23,47
22	Г-12*	40,79	0,011	21,82		25,95
23	Г-31*	36,97	0,030	20,02		24,32
24	Г-55д*	40,89	0,032	20,44		32,28
25	Б-17-3*	36,25	0,005	19,26		33,41
26	Г-564а*	37,62	0,005	20,59		24,92
27	Г-25*	39,65	0,170	22,10		27,67
28	Г-55ж(с)*	38,73	0,100	20,45		26,96
29	Г-55ж(г)*	38,54	0,005	20,18		29,53
30	Г-52г(с)*	38,43	0,110	20,83		26,61
31	Г-52г(г)*	39,11	0,04	21,07		30,12
32	Г-51а(с)*	38,11		20,33		29,07
33	Г-51а(г)*	37,70		19,66		31,67
34	Г-32(с)*	37,10		20,38		32,68

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<i>Иликанская зона</i>						
1,65	4,47	2,04				99,84
2,17	3,96	2,48				99,52
1,15	4,03	2,38				99,82
1,85	3,67	5,79				99,97
2,21	1,49	2,89				99,15
1,28	5,07	2,42				98,96
0,82	3,89	3,95				99,61
1,83	4,24	6,26				100,43
2,64	3,62	5,78				99,52
0,57	3,69	3,09				99,68
0,71	3,08	2,63				100,16
1,63	3,23	5,98				99,27
1,14	6,26	2,04				99,17
1,68	4,25	3,24				99,51
1,27	3,26	5,27				99,99
1,27	5,44	2,79				99,37
0,98	4,08	3,70				98,31
0,95	3,69	5,74				100,31
1,39	4,74	2,93				99,19
0,91	6,42	6,85				101,93
4,14	1,71	12,05				101,18
2,51	5,41	4,70				101,20
9,73	4,76	3,72				99,82
1,56	4,24	1,15				100,65
0,97	3,76	2,07				95,73
3,29	2,87	8,40				97,70
2,40	4,67	6,06				102,73
2,65	2,11	8,29				99,29
0,20	4,09	4,86				97,40
3,27	2,33	7,95				99,53
1,81	3,30	4,76				100,21
2,14	3,16	6,01				98,82
1,96	3,55	3,27				97,81
2,20	4,70	1,23				98,29

Т а б л и ц а 22 (продолжение)

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	
		<i>Иликанская зона</i>						<i>Иликанская зона</i>						
35	Г-32 (г) *	36,44		20,41		32,82	2,16	3,99	1,88				97,70	
36	Б-40 (с) *	37,25		20,35		28,24	3,28	2,79	6,66				98,58	
37	Б-40 (г) *	36,79		20,00		24,56	6,07	1,49	8,58				97,49	
38	Г-513 (с) *	40,57	0,02	21,52		30,28	1,04	6,33	1,11				100,87	
39	Г-513 (и) *	39,50	0,03	19,92		31,84	0,17	5,32	0,12				96,90	
40	Г-513 (г) *	39,48	0,005	19,60		32,00	1,70	3,69	2,20				98,67	
41	Г-55в (с) *	37,39	0,110	21,72		25,43	4,49	1,87	9,32				100,34	
42	Г-55в (и) *	40,62	0,05	21,98		27,90	2,01	2,83	6,18				101,57	
43	Г-55в (г) *	41,07	0,06	20,61		28,94	1,31	4,23	5,02				101,26	
44	Г-55г (с) <sub>1</sub> *	37,41		21,82		31,41	2,90	5,41	1,35				100,32	
45	Г-55г (и) <sub>1</sub> *	39,63		21,62		27,59	3,21	2,64	6,79				101,48	
46	Г-55г (г) <sub>1</sub> *	38,52		21,36		31,42	2,57	3,12	4,33				101,32	
47	Г-55г (с) <sub>2</sub> *	37,71		21,56		32,08	3,73	3,68	2,22				100,98	
48	Г-55г (и) <sub>2</sub> *	38,24		22,01		28,17	2,76	2,72	8,09				101,99	
49	Г-55г (г) <sub>2</sub> *	38,19		21,86		29,44	2,20	2,89	6,59				101,17	
50	Г-55г (г) <sub>3</sub> *	38,45		21,62		29,84	1,62	2,92	7,20				101,65	
51	Г-55г (и) <sub>4</sub> *	39,60	0,05	21,10		25,78	3,12	2,31	8,02				99,98	
52	Г-55г (г) <sub>4</sub> *	39,93	0,03	20,05		28,47	0,96	2,92	6,83				99,21	
53	Г-513а (с) *	41,17	0,016	21,83		29,08	0,63	7,76	1,22				101,70	
54	Г-513а (и) *	39,60	0,040	21,28		29,70	0,71	7,48	1,31				100,12	
55	Г-513а (г) *	38,92	0,005	18,94		29,81	1,07	4,90	1,77				95,41	
		<i>Купуринская зона</i>						<i>Купуринская зона</i>						
56	650д	41,75	0,04	18,88	0,00	32,36	0,80	3,40	1,83	0,34	0,31	0,22	99,87	
57	596б	41,44	0,02	19,30	0,00	33,94	0,73	1,09	2,74	0,28	0,32	0,15	100,01	
58	596б*	38,34	0,02	22,80		37,00	0,59	3,01	0,87	0,00	0,00		102,65	
59	596б*	35,76	0,02	21,33		36,99	0,74	2,10	1,13				98,07	
60	669*	38,92	0,08	21,81		21,66	5,72	1,63	2,48	0,00	0,00		102,31	
61	568а*	38,19	0,02	22,62		30,87	1,76	4,06	2,44	0,00	0,00		99,97	
62	628	42,99	0,11	19,33	3,69	18,92	1,86	2,07	9,62	0,39	0,50	0,30	99,78	
63	759а (с) *	39,41	0,01	22,32		30,78	0,18	7,02	1,15	0,04	0,01		100,95	
64	759а (г) *	38,50	0,01	22,13		31,80	0,20	6,41	1,01	0,06	0,01		100,12	
65	42а*	38,06		21,87		40,20	0,46	1,23	1,16				102,98	
66	560д*	38,97		21,63		35,47	1,01	3,09	2,07				102,26	
67	538б	40,38	0,06	20,36	1,02	19,82	8,71	3,35	5,39	0,21	0,25	0,19	99,64	
68	621б	36,72	0,92	20,86	0,77	21,77	2,04	1,80	14,17	0,02	0,05	0,47	99,59	

Таблица 22 (окончание)

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
<i>Купуриинская зона</i>						
69	621а*	39,78	0,01	21,73		28,75
70	557*	39,55	0,01	22,28		31,80
71	559б	35,70	0,05	21,16		26,23
72	537б	39,37	0,005	22,01		32,93
<i>Удско-Майская зона</i>						
73	55б	38,50	0,13	19,58	6,18	22,79
74	52б	39,47	0,40	21,30	0,51	22,83
75	2155а	40,77	0,00	21,28	0,23	16,08
76	215г-3	39,27	0,13	20,81	1,18	17,51
77	2157г-2	40,07	0,00	21,73	1,00	17,23
78	2157г-1*	39,28	0,34	21,27		19,70
79	2132д*	39,86		23,04		24,26
80	2132д	37,48	0,16	21,80	0,73	22,68
81	2132д	42,21	0,22	21,38	1,12	19,48
82	2155б	41,53	0,13	20,28	0,00	14,87
83	2157а	43,48	0,09	20,28	0,90	21,33
84	2157б	39,50	0,98	20,23	3,51	19,66
85	584*	37,61	0,02	20,55		20,50
86	661а	40,00	0,18	20,42	0,76	17,13
87	764	36,86	0,06	21,17	1,06	29,97
88	90*	38,07	0,01	20,76		23,16
89	2132 (с) *	39,64	0,28	21,16		23,84
90	2132 (г)	38,95	0,28	21,37		25,74
91	513 (с) *	39,10	0,01	21,99		24,74
92	513 (г) *	39,28	0,01	22,02		26,04
93	596*	36,51	0,17	19,51		25,74
94	2147*	38,98		21,95		19,16
95	86с*	42,54		22,70		24,70
96	719а*	39,33		22,50		16,19
97	64	42,43	0,00	20,31	1,04	23,55
98	92г	39,93	0,24	20,93	1,69	22,26

Примечание. Аналитики: О.В. Авченко (44-55, 65, 66, 79, 94-96); Л.А. Авдеева (5); Ю.С. Бабаева (12, 73); Т.И. Бортина (1-3, 8, 14, 15); Н.И. Кирихина (69-72, 90-93); Л.В. Константиенко (74-76); Е.А. Лаговская (81-84); З.С. Натаро-

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<i>Купуриинская зона</i>							
	1,54	5,10	5,74				102,65
	2,00	4,71	3,05				103,39
	6,48	3,21	6,18				99,04
	1,23	5,23	2,15				102,92
<i>Удско-Майская зона</i>							
	1,93	4,45	6,24	0,18	0,10	He опр.	100,09
	2,03	1,59	11,74	0,19	0,11		100,17
	5,74	0,86	13,59	0,41	0,22		99,18
	0,69	1,80	17,70	0,22	0,09		99,40
	0,68	1,28	16,99	0,27	0,22		99,47
	0,83	0,94	19,26				101,63
	1,42	7,42	7,21				103,23
	1,68	6,29	7,96	0,02	0,06	0,30	99,16
	1,41	6,00	6,93	0,41	0,34		99,72
	4,87	3,96	13,18	0,39	0,31	0,13	99,65
	0,70	3,37	8,33	0,34	0,41	0,19	99,51
	1,11	4,20	10,35	0,08	0,05	He опр.	99,77
	10,65	1,51	10,00				100,86
	0,60	0,87	18,17	0,89	0,31	0,07	99,50
	1,27	1,92	7,36	0,03	0,05	0,27	100,02
	3,88	2,23	12,49				100,59
	3,56	2,62	11,31				102,42
	0,98	3,68	10,89				101,9
	6,99	2,31	7,10				102,23
	2,53	3,15	8,79				101,82
	3,05	1,18	13,12				99,35
	1,51	1,13	17,01				100,14
	1,65	4,22	11,45				107,2
	5,29	2,19	15,09				100,60
	1,68	3,03	7,69				99,73
	2,26	2,60	8,85	0,24	0,21		99,21

ва (4, 7, 10, 11, 56, 57, 77, 98, 99); В.М. Чубаров (18-43, 58, 61, 63-64, 78, 85, 86).

\*Анализ выполнен на микронзонде.





Таблица 24

## Кристаллохимические формулы гранатов

Номер образца	Mg	Ca	Fe <sup>2+</sup>	Mn
<i>Купуринская зона</i>				
560д	0,45	0,17	2,38	0,06
596б	0,144	0,260	2,516	0,055
596б*	0,365	0,076	2,518	0,041
596б*	0,261	0,101	2,585	0,052
669*	0,260	0,284	1,938	0,518
568а*	0,504	0,218	2,153	0,124
628	0,268	0,894	1,614	0,137
759а (с) *	0,810	0,10	1,98	0,01
759 (г) *	0,766	0,087	2,133	0,0136
42а*	0,148	0,100	2,720	0,031
560д*	0,370	0,178	2,383	0,068
538б	0,431	0,499	1,432	0,637
621б	0,213	1,205	1,445	0,137
621а*	0,583	0,472	1,845	0,100
557*	0,546	0,254	2,068	0,132
559б*	0,369	0,511	1,695	0,424
537б	0,605	0,179	2,136	0,0802
<i>Удско-Майская зона</i>				
55б	0,53	0,53	1,71	0,13
52б	0,19	1,01	1,54	0,16
2155а	0,110	1,21	1,17	0,40
2157г2	0,163	1,556	1,232	0,049
2157г3	0,218	1,543	1,191	0,047
2157г	0,107	1,579	1,260	0,054
2132д*	0,824	0,575	1,511	0,090
2132д	0,724	0,659	1,507	0,110
2132д	0,736	0,611	1,409	0,098
2155б	0,48	1,16	1,02	0,34
2157а	0,43	0,77	1,53	0,06
2157б	0,50	0,88	1,40	0,07
584*	0,18	0,85	1,37	0,71
661а	0,10	1,50	1,42	0,04
764	0,233	0,641	2,038	0,087
90*	0,253	1,020	1,476	0,250
2132 (с) *	0,300	0,933	1,534	0,232
2132 (г) *	0,414	0,881	1,634	0,063
513 (с) *	0,274	0,606	1,648	0,472
513 (г) *	0,370	0,743	1,718	0,169
59б*	0,132	1,056	1,617	0,194
2147*	0,136	1,469	1,292	0,103
86с*	0,464	0,906	1,526	0,103
719а*	0,261	1,295	1,084	0,359
64	0,38	0,70	1,67	0,12
92г	0,32	0,78	1,53	0,16

Сумма	Al	Fe <sup>3+</sup>	Сумма	Si	Ti
<i>Купуринская зона</i>					
3,16	1,96		1,96	3,68	
2,975	2,01		1,96	3,66	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,0	2,0		2,0	3,0	
2,91	1,98		1,91	2,99	0,01
2,90	2,02		2,02	3,03	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
<i>Удско-Майская зона</i>					
2,90	1,83	0,17	2,00	2,99	0,01
2,90	1,97	0,03	2,00	3,00	0,00
2,89	2,08	0,01	2,09	3,00	0,00
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	1,99		1,99	3,00	
2,85	2,10		2,10	3,00	
3,00	1,97		1,97	2,99	0,01
2,79	1,94	0,06	2,00	2,99	0,01
2,85	1,89	0,11	2,00	2,94	0,06
3,11	1,93		1,93	3,00	0,00
3,06	1,85	0,04	1,89	2,99	0,01
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
3,00	2,00		2,00	3,00	
2,87	2,02		2,00	3,00	
2,79	1,90	0,10	2,00	2,99	

Таблица 25

## Минеральный состав, известковистость и магниальность гранатов

Номер образца	Pu	Alm	Spes	Gross	And	X <sub>Ca</sub> <sup>Gr</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>Gr</sup>
<i>Иликанская серия</i>							
Г-521в	17,6	75,3	3,7	5,8		0,058	0,182
Б-41	17,9	68,4	5,6	8,07		0,081	0,195
Б-43б	17,5	72,2	2,8	7,4		0,074	0,190
Г-55е	15,3	63,1	4,4	17,3		0,173	0,185
565	6,9	77,5	5,8	9,7		0,097	0,077
576	21,7	67,6	3,1	7,4		0,074	0,234
Г-58	16,3	69,9	1,9	11,9		0,119	0,185
Б-43а	18,3	57,6	4,5	19,5		0,195	0,227
Г-26	16,1	58,6	6,6	18,4		0,184	0,197
Г-28	15,5	73,9	1,3	9,3		0,093	0,171
Г-32	13,7	76,0	1,8	8,4		0,084	0,150
Г-51а	12,8	66,4	3,7	17,0		0,170	0,154
Г-513а	25,8	67,3	2,5	5,7		0,057	0,273
Г-55ж	18,9	66,4	4,2	10,3		0,103	0,211
Г-52в	14,4	65,7	3,2	16,7		0,167	0,172
Б-51	20,7	69,0	2,7	7,6		0,076	0,224
548	18,5	66,4	2,5	12,10		0,121	0,211
Г-55*	14,9	66,3	2,2	16,6		0,166	0,179
Б-17-2*	19,2	69,1	3,2	8,5		0,085	0,209
Г-25а*	24,1	55,3	1,9	18,5		0,185	0,297
Г-523а*	6,6	50,9	9,1	33,5		0,335	0,099
Г-12*	21,8	58,8	5,8	13,6		0,136	0,253
Г-31*	17,9	51,3	20,8	10,0		0,100	0,198
Г-55-0*	17,6	75,3	3,7	3,4		0,034	0,182
Б-17-3*	15,3	76,4	2,2	6,1		0,061	0,163
Г-564а*	11,6	56,5	7,5	24,4		0,244	0,153
Г-25*	18,0	59,9	5,3	16,8		0,168	0,216
Г-55ж (с) *	8,5	61,2	6,1	24,1		0,241	0,112
Г-55ж (г) *	16,8	68,3	0,5	14,4		0,144	0,197
Г-52г (с) *	9,4	60,1	7,5	23		0,23	0,122
Г-52г (г) *	13,4	68,6	4,2	13,8		0,138	0,155
Г-51а (с) *	12,6	65,2	4,9	17,3		0,173	0,153
Г-51а (г) *	14,3	71,7	4,5	9,5		0,095	0,158

Таблица 25 (продолжение)

Номер образца	Pu	Alm	Spes	Gross	And	X <sub>Ca</sub> <sup>Gr</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>Gr</sup>
<i>Иликанская серия</i>							
Г-32 (с) *	18,7	72,8	5	3,5		0,035	0,193
Г-32 (г) *	16	73,7	4,9	5,4		0,054	0,169
Б-40 (с) *	11,0	62,7	7,4	18,9		0,189	0,136
Б-40 (г) *	6,0	55,4	13,8	24,8		0,248	0,079
Г-513 (с) *	25,6	68,8	2,4	3,2		0,032	0,265
Г-513 (и) *	22,8	76,5	0,4	0,3		0,003	0,228
Г-513 (г) *	15,2	74,2	4	6,5		0,065	0,163
Г-55в (с) *	7,4	56,2	10	26,4		0,264	0,100
Г-55в (и) *	11,8	65,0	4,7	18,5		0,185	0,144
Г-55в (г) *	17,0	65,4	3,0	14,5		0,145	0,199
Г-55г (с) <sub>1</sub> *	21,1	68,7	6,4	3,8		0,038	0,219
Г-55г (и) *	10,6	62,4	7,3	19,7		0,197	0,132
Г-55г (г) *	10,4	69,6	5,8	12,3		0,123	0,140
Г-55г (с) <sub>2</sub> *	14,5	70,9	8,3	6,3		0,063	0,155
Г-55г (и) <sub>2</sub> *	10,5	61	6,1	22,4		0,224	0,135
Г-55г (г) <sub>2</sub> *	11,4	65	4,9	18,7		0,187	0,140
Г-55г (г) <sub>3</sub> *	11,3	65	3,6	20,1		0,201	0,142
Г-55г (и) <sub>4</sub> *	9,5	59,5	7,3	23,7		0,237	0,124
Г-55г (г) <sub>4</sub> *	12,0	65,6	2,2	20,1		0,201	0,150
Г-513а (с) *	30,7	64,5	1,4	3,5		0,035	0,317
Г-513а (и) *	29,4	65,4	1,6	3,7		0,037	0,305
Г-513а (г) *	20,8	71,2	2,6	5,4		0,054	0,220
<i>Купуриинская зона</i>							
560д	14,2	75,3	1,9	5,4		0,054	0,150
596б	4,8	84,6	1,8	8,7		0,087	0,053
596б*	12,2	83,9	1,4	2,5		0,025	0,125
596б*	8,7	86,2	1,7	3,4		0,034	0,090
669*	8,7	64,6	17,3	9,5		0,095	0,096
568а*	16,9	71,5	4,2	7,4		0,074	0,182
628	9,3	55,3	4,8	30,9		0,309	0,134
759а (с) *	27,9	68,3	0,3	3,4		0,034	0,280
759а (г) *	25,7	71,2	0,3	3,1		0,031	0,265
42а*	4,9	90,7	1,0	3,3		0,033	0,051
560д*	12,3	79,4	2,3	5,9		0,059	0,131

Т а б л и ц а 25 (окончание)

Номер образца	Pu	Alm	Spes	Gross	And	X <sub>Ca</sub> <sup>Gr</sup>	X <sub>Mg</sub> <sup>Gr</sup>
<i>Купуринская зона</i>							
5386	14,4	47,7	21,2	16,6		0,166	0,172
6216	7,1	48,2	4,6	40,2		0,402	0,119
5376	20,2	71,2	2,7	6,0		0,060	0,214
621a	7,1	48,2	4,6	40,2		0,402	0,119
557	18,2	68,9	4,4	8,5		0,085	0,199
5596	12,3	56,5	14,1	17		0,170	0,148
<i>Удско-Майская зона</i>							
556	17,9	61,0	4,5	9,3	8,3	0,176	0,220
526	6,6	53	5,5	33,4	1,5	0,348	0,090
2155a	3,8	40,4	13,8	41,7	0,3	0,416	0,080
2157г-2	5,4	41,6	2,0	51,0		0,510	0,110
2157г-3	7,1	39,6	1,7	48,1	3,5	0,516	0,140
2157г	3,6	42	1,8	52,6		0,526	0,075
2132д*	27,5	50,4	3,0	19,2	3,5	0,205	0,309
2132д	24,1	50,2	3,7	22		0,220	0,329
2132д	25,8	49,4	3,4	21,4		0,223	0,315
21556	16,0	34,0	11,3	38,7		0,380	0,320
2157a	15,4	54,9	2,10	24,6	3,0	0,276	0,240
21576	17,5	49,1	2,4	18,3	5,5	0,309	0,254
584*	5,8	44	22,8	27,3		0,273	0,080
661a	3,3	46,4	1,3	45,1	2	0,490	0,0641
764	7,8	67,9	2,9	21,4		0,214	0,099
90*	8,4	49,2	8,3	34		0,340	0,128
2132 (с) *	10	51,1	7,7	31,1		0,311	0,145
2132 (г) *	13,8	54,5	2,1	29,4		0,294	0,196
513 (с) *	9,1	54,9	15,7	20,2		0,202	0,114
513 (г) *	12,3	57,3	5,6	24,8		0,248	0,164
596	4,4	53,9	6,5	35,2		0,352	0,068
2147*	4,5	43,1	3,4	49		0,490	0,089
86e*	15,5	50,9	3,4	30,2		0,302	0,221
719a*	8,7	36,1	12	43,2		0,432	0,153
64	13,3	58,1	4,2	24,4		0,244	0,180
92г	11,4	55,0	5,6	23,0	5,0	0,280	0,160

что в случаях гранатов с обратной зональностью кристаллы имеют слабо-зональные ядра и краевые каймы с высоким значением градиентов концентраций, всех компонентов. Мощность этих краевых кайм не больше 100–200 мкм.

Сложная зональность гранатов (см. табл. 22–25, обр. Г–55г) установлена в нижнем течении р. Гилюй, в зоне температур ставролитовой фации и только в одном прослое, состоящем из граната, биотита, мусковита, зонального плагиоклаза с обратной зональностью, кварца, единичных чешуек хлорита и ставролита. Эти породы ассоциируют с гранатовыми амфиболитами (см. табл. 22–25, обр. Г–55в), гранат в которых прямозонален. Сложная зональность характеризуется малокальциевым ядром и внешней зоной с высоким содержанием СаО. Интересно, что содержание СаО во внешней зоне выше содержания СаО в ядре в 6–8 раз (см. табл. 22–25), а граница ядра с внешней зоной хорошо фиксируется по резкому увеличению градиента СаО (рис. 19). Внутреннее ядро кристалла обладает обратной зональностью с характерным ростом MnO и падением MgO от центра ядра к границе его с внешней кальциевой зоной. Краевая кайма с высоким содержанием СаО превышает или сопоставима по размерам с внутренним ядром и имеет многочисленные неопределимые включения. Зональность краевой каймы построена по прямому типу (см. рис. 19, табл. 22–25).

Генезис сложной зональности гранатов разбирался в специальной работе [Тарарин, Авченко, 1983], откуда заимствована табл. 26. Выводы табл. 26 можно применять только для пород, где протекают изохимические реакции образования граната с вполне определенными изменениями  $X_{Ca}^{Gr}$ ,  $X_{Mg}^{Gr}$  в зависимости от изменения  $T$  и  $P_S$ :  $\Delta X_{Mg}^{Gr}/\Delta T > 0$ ;  $\Delta X_{Mg}^{Gr}/\Delta P_S > 0$ ;  $\Delta X_{Ca}^{Gr}/\Delta T < 0$ ;  $\Delta X_{Ca}^{Gr}/\Delta P_S > 0$ .

На основе табл. 26 и при исключении метасоматического генезиса сложной зональности можно объяснить непосредственную ассоциацию гранатов

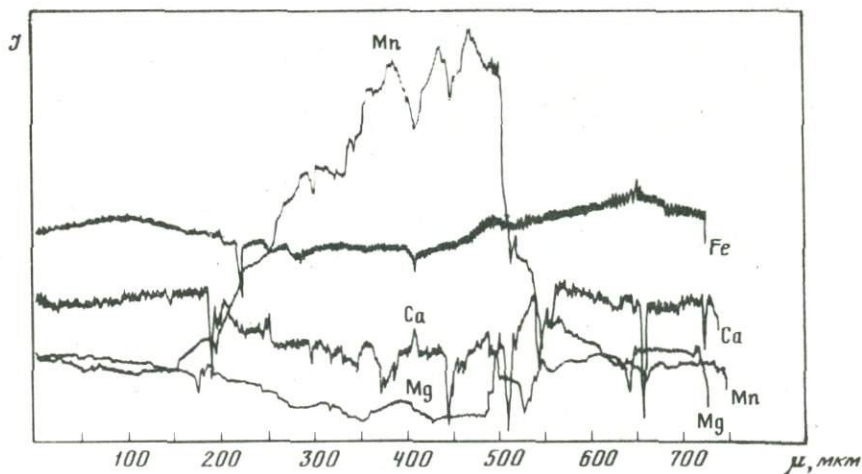
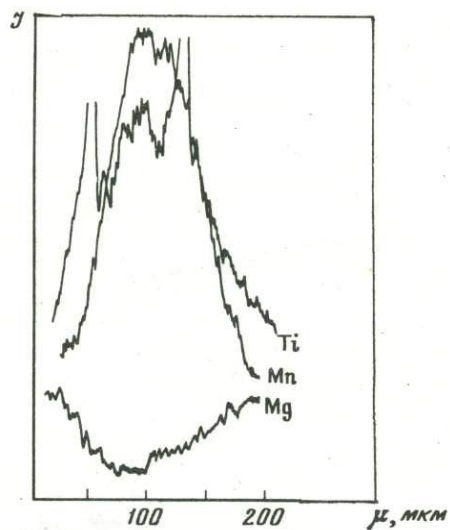
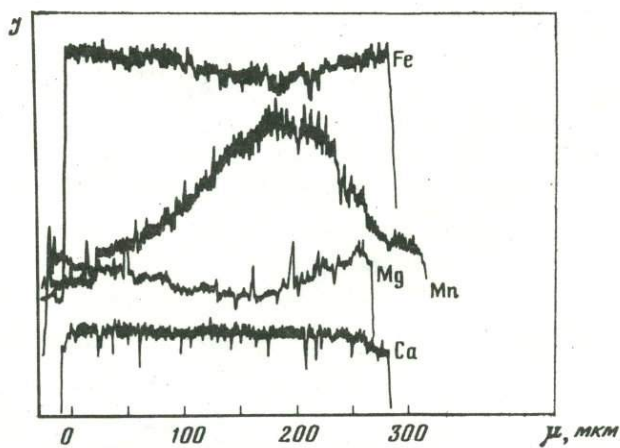


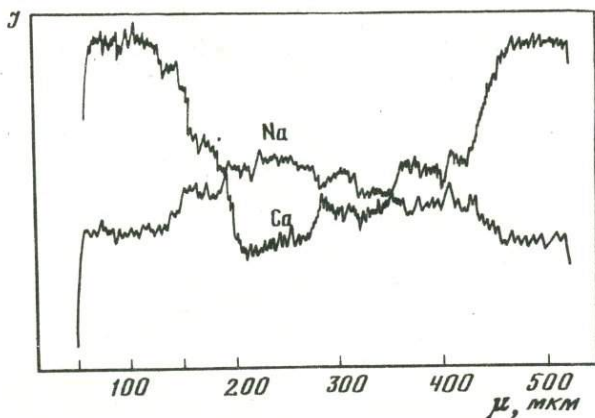
Рис. 15. Прогрессивная зональность гранатов в породах Удско-Майской зоны (обр. 2132)



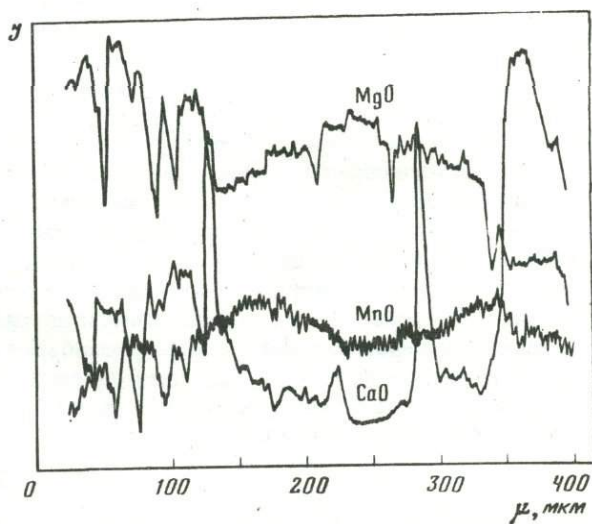
Р и с. 16. Прогрессивная зональность гранатов в породах Удско-Майской зоны (обр. 513)



Р и с. 17. Зональность содержаний Ti прогрессивно зональных гранатов Иликанской зоны



Р и с. 18. Повышение содержания Al к краям плагиоклазов, ассоциирующих с прогрессивно-зональными гранатами



Р и с. 19. Сложная зональность гранатов в гнейсах Иликанской зоны (обр. Г 55Г)

Таблица 26

Характер изменения  $\Delta T$  и  $\Delta P_S$  при формировании различных типов зональности гранатов

Параметры изменения химизма	Знак изменения $\Delta X_{Ca}^{Gt}$ $\Delta X_{Mg}^{Gt}$	$\Delta T$	$\Delta P$	Тип зональности	Параметры изменения химизма	Знак изменения $\Delta X_{Ca}^{Gt}$ $\Delta X_{Mg}^{Gt}$	$\Delta T$	$\Delta P$	Тип зональности
$\Delta X_{Ga}^{Cr}$	-	+	?	Прямой, прогрессивный	$\Delta X_{Ca}^{Cr}$	-	?	-	Обратный (регрессивный)
$\Delta X_{Gt}^{Mg}$	+				$\Delta X_{Gt}^{Mg}$	-			
$\Delta X_{Ga}^{Cr}$	+	?	+	Прямой (прогрессивный?)	$\Delta X_{Ga}^{Cr}$	+	-	?	Обратный, регрессивный
$\Delta X_{Gt}^{Mg}$	+				$\Delta X_{Gt}^{Mg}$	-			

с прямой и сложной зональностью следующим образом. Прежде всего очевидно, что сложно построенные кристаллы состоят из ядер с "высокотемпературной" обратной зональностью и оболочек, обладающих прямой зональностью. Далее заключаем, что поскольку концентрации компонентов в оболочках сложно построенных гранатов близки к таковым центров кристаллов с прямой зональностью (см. табл. 22–25, обр. Г–55г, Г–55ж), то рост последних осуществлялся в момент формирования оболочек сложно построенных гранатов и позже образования их ядер. Следовательно, приходится думать, что до прогрессивного станового метаморфизма ставролитовой фации существовал такой-то довольно высокотемпературный метаморфизм ( $T \geq 600^\circ C$ ), обусловивший рост гранатов только в особых высокожелезистых породах (табл. 27, обр. Г–55г). Затем  $T$ ,  $P_S$ -условия сменились таким образом, что гранаты стали возникать и в других породах, что при более низкой температуре этой стадии надо объяснять только возрастанием литостатического давления. Последнее доказывается расширением поля устойчивости граната на второй стадии – кристаллизацией его в широком спектре химических составов пород.

Таблица 27

Химический состав пород станового комплекса, переслаивающихся в одном обнажении и содержащих гранаты с различными типами зональности

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Г–55г	62,90	0,91	16,24	4,12	4,58	0,02	1,95
Г–55ж	51,00	0,85	18,50	1,36	10,79	0,16	6,89
Г–55в	51,30	0,55	15,25	3,89	9,16	0,14	7,88

Примечание. Анализы выполнены С.П. Баталовой в ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Парагенезисы пород и места отбора образцов в табл. 20.

Сказанное о распространенности и генезисе различных типов зональности гранатов в становом комплексе можно подытожить следующим образом. Вначале в становом комплексе проявился локальный высокотемпературный метаморфизм низкого давления, возможно, связанный с внедрением базитовых даек. Такие породы (табл. 27, обр. Г–55в) как раз и встречаются в непосредственном контакте с пелитовыми породами, откуда найдены сложно построенные гранаты (см. табл. 27, обр. Г–55г), в обнажении левобережья р. Гиллой. Затем наступила эпоха собственно станового регионального прогрессивного метаморфизма средних температур ( $T = 550–650^\circ C$ ) и повышенных давлений ( $P_S = 7–9$  кбар). В бассейне нижнего течения р. Гиллой условия его по температуре не превышали  $600^\circ C$ , следствием чего явились формирование минеральных парагенезисов ставролитовой фации, рост оболочек граната с прямой зональностью на ранних редко встречающихся высокотемпературных ядрах и появление новых кристаллов граната с прямой зональностью в различных по составу породах. Одновременно с региональным метаморфизмом этого района, но при более высоких температурах, превышающих  $600^\circ C$ , были метаморфизованы породы остальной части станового комплекса. При температурах выше  $600^\circ C$  времени метаморфизма достаточно для гомогенизации гранатов, в связи с чем в более высокотемпературных районах Становика были образованы незональные гранаты.

Затем прогрессивный этап станового метаморфизма сменился регрессивной фазой. Следствием этого явилось формирование обратной зональности гранатов, проявившейся в высокотемпературных блоках комплекса по периферии гомогенных, незональных гранатов, а в низкотемпературных блоках – по периферии прогрессивно зональных кристаллов. Вследствие того, что максимальные температуры в последних районах были ниже, регрессивная фаза метаморфизма здесь развивалась с более низких температур, чем в других районах. Отсюда следует, что обратная зональность гранатов в силу известной зависимости скорости реакций от температуры должна здесь проявиться в меньшей степени сравнительно с гранатами из более высокотемпературных районов, что и наблюдается в действительности. Таким образом, рисуется сложная трехэтапная история станового метаморфизма с локально проявленной I стадией, основной II и завершающей III стадией.

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.л.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	X <sub>Mg</sub>	Зональность гранатов
3,23	2,86	1,65	1,00	0,10	99,56	0,351	Сложная
3,34	1,51	3,20	1,97	0,26	99,83	0,515	Прямая
9,44	1,62	0,64	0,40	0,12	100,39	0,559	"

Т а б л и ц а 28

## Химический состав биотитов

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F	Сумма
<i>Иликанская зона</i>																
1	Г-25	35,50	2,55	16,93	2,95	17,26	0,04	11,73	0,77	0,46	7,02	Не опр.		4,57	0,12	99,90
2	Г-26	36,90	2,26	16,90	0,70	18,92	0,10	11,12	0,68	0,25	7,94	"		3,89	0,17	99,83
3	Г-28	36,00	1,67	19,02	1,94	19,58	Сл.	10,43	0,34	0,54	7,85	"		2,85	0,35	100,42
4	Г-31*	38,14	2,92	18,13	Не опр.	14,55	0,76	11,54	0,01	0,08	10,44	"		Не опр.	Не опр.	
5	Г-32	35,60	1,86	21,30	1,81	19,18	0,022	8,32	Нег	0,43	7,13	"		4,42	0,14	100,21
6	Г-51а	36,06	1,47	18,63	1,84	16,30	0,07	13,20	0,20	0,70	7,85	"		3,87	0,35	100,59
7	Г-52в	36,27	1,80	17,98	1,74	16,05	0,04	12,96	0,42	0,40	7,99	0,43		3,74	0,25	100,07
8	Г-52г	35,94	1,72	18,38	1,79	16,02	Сл.	12,74	Сл.	0,47	8,03	0,30		4,05	0,30	99,74
9	Г-54	35,82	2,54	17,52	0,45	16,49	0,22	12,71	0,45	0,22	8,47	Не опр.		3,31	0,09	99,59
10	Г-55*	37,62	1,75	18,85	Не опр.	14,72	0,06	12,46	0,02	0,20	9,86	"		Не опр.	Не опр.	
11	Г-55г*	35,75	1,62	19,16	"	16,00	0,03	10,30	0,024	0,46	9,06	"		"	"	
12	Г-55д*	38,09	1,77	18,80	"	16,40	0,02	11,01	0,03	0,37	8,84	"		"	"	
13	Г-55е	36,99	1,85	18,90	0,47	15,96	0,06	12,33	0,26	0,34	8,57	0,26		3,60	0,34	99,93
14	Г-55ж	36,80	1,30	20,20	1,34	15,29	0,19	12,80	Сл.	7,70	0,14			3,35	Сл.	99,11
15	Г-58*	37,51	1,45	19,30	Не опр.	14,87	0,020	12,00	0,037	0,26	8,98	Не опр.		Не опр.	Не опр.	
16	Г-58а*	37,10	1,68	19,42	"	15,20	Нег	12,21	0,020	0,35	9,01	"		"	"	
17	Г-513а	36,64	1,56	18,58	0,12	16,87	0,05	11,80	0,57	0,33	8,70	"		4,30	0,33	99,85
18	Г-513*	37,57	1,80	17,74	Не опр.	15,09	0,02	10,98	0,01	0,19	9,29	"		Не опр.	Не опр.	
19	548а	36,46	2,19	18,99	1,02	14,77	0,12	10,74	0,97	0,38	8,96	"		3,98	0,36	99,94
20	558	36,15	2,08	20,57	2,71	13,97	0,14	10,23	0,34	0,38	8,88	"		3,86	0,25	99,56
21	564а	37,19	2,46	17,13	1,23	15,56	0,19	10,75	0,66	0,32	9,30	"		3,98	0,24	99,01
22	565	35,67	2,77	18,72	0,10	18,97	0,19	7,43	0,78	0,32	9,18	"		4,62	0,18	98,93
23	576	37,06	2,49	19,52	0,95	14,05	0,06	12,70	0,37	0,40	8,39	0,19		3,29	0,24	99,71
24	Г-521в	35,60	1,45	21,94	1,60	15,58	0,52	10,90	0,25	Сл.	7,70	0,22		3,80	Сл.	99,56
25	Б-17-2*	35,45	2,37	18,38	Не опр.	14,70	0,03	11,99	0,024	0,28	9,63	Не опр.		Не опр.	Не опр.	
26	Б-17-3*	Не опр.	1,04	19,30	"	16,24	Нег	11,75	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"		"	"	
27	Б-40	34,90	3,13	16,28	0,38	23,68	0,32	8,14	0,44	0,20	8,60	0,30		3,29	0,03	99,68
28	Б-41	37,37	2,15	19,93	0,66	17,22	0,10	9,20	1,00	0,28	7,31	Не опр.		4,29	0,31	99,82
29	Б-43а	37,50	2,43	17,37	0,37	16,50	0,07	12,40	0,51	0,26	8,05	"		4,17	0,16	99,79
30	Б-43б	37,27	1,75	19,54	0,13	17,72	0,08	9,90	0,70	0,26	8,20	"		4,26	0,16	99,97
31	Б-51	36,60	1,70	20,05	1,34	15,81	0,05	12,60	0,25	Сл.	7,70	0,14		3,35	Сл.	99,59
<i>Купуринская зона</i>																
32	560д	35,76	4,21	20,52	1,67	19,53	0,11	7,34	0,00	0,27	9,32	0,23		1,15		100,11
33	560д*	35,35	3,55	19,62		20,91	0,07	7,50	0,01	0,20	9,72					
34	596б*	34,94	3,11	18,70		22,22**	0,08	5,71	0,00	0,14	9,77					94,66
35	669*	34,37	3,81	14,77		21,90**	0,30	8,44	0,00	0,10	9,60					93,29
36	568а*	33,94	5,39	17,61		17,98**	0,07	8,85	0,00	0,15	9,92					93,91
37	559б	34,74	4,26	15,52	4,27	18,92	0,22	9,04	0,42	0,37	9,62	0,35	0,08	2,07	0,09	99,93
38	628	35,54	4,14	15,49	1,78	21,20	0,16	8,69	0,23	0,35	9,34	0,11	Сл.	2,92	0,11	100,01
39	42а*	33,00	2,88	20,72		26,86**	0,06	1,73	0,01	0,21	9,73					
<i>Удско-Майская зона</i>																
40	55б	35,20	1,80	17,23	1,37	18,05	0,13	12,25	0,30	0,41	8,10		0,11	4,01	0,00	98,96
41	52б	34,40	3,51	14,90	6,87	20,40	0,05	6,54	0,40	0,40	8,64			3,90	0,30	100,19
42	60з	36,10	2,68	17,01	4,08	13,32	0,24	14,04	0,44	0,25	7,07		Сл.	4,39	0,48	99,83
43	76	37,12	2,94	17,52	1,04	15,29	0,05	13,57	0,23	0,21	8,25	0,16	"	3,38	0,23	99,89

Таблица 28 (окончание)

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
<i>Удско-Майская зона</i>							
44	86е*	36,29	4,21	16,27		16,38**	0,00
45	519д*	35,34	2,29	16,48	—	16,81	0,06
46	584	35,75	2,60	14,82	4,11	19,30	0,59
47	584*	36,96	2,66	14,93		22,15*	0,56
48	764	35,13	2,56	18,79	0,76	21,93	0,10
49	2132д	38,20	3,24	17,65	3,99	11,62	0,02
50	2136д	37,00	2,98	17,57	4,57	14,60	0,11
51	2155а	37,47	2,13	16,89	0,81	15,80	0,40
52	2157а	37,34	2,80	18,64	1,14	15,64	0,09
53	2157б	35,90	2,97	17,55	6,20	13,28	0,22

Примечание. Аналитики: О.В. Авченко (38, 43), Ю.С. Бабаева (39–40, 47), С.П. Баталова (41, 48, 51), Т.И. Бортина (19–22), Р.А. Грицай (17, 28), В.Н. Залевская (1, 5), Е.А. Лаговская (50), Л.В. Константиенко (49), Г.И. Макарова (3, 6, 9, 27), В.М. Чубаров (4, 10–12, 15, 16, 18, 25, 34, 35, 44), Ж.А. Шека (7–9, 13, 14,

## БИОТИТЫ

Биотит — один из важнейших минералов в породах станового комплекса, встречается в гнейсах различного состава, амфиболитах и известково-силикатных породах. Его окраска сильно варьирует: отмечаются все оттенки коричневого от светлого до почти черного, кроме того, встречаются биотиты, окрашенные в зеленовато-бурый цвет. Интенсивность окраски определяется, по нашим данным, железистостью биотита, а зеленый оттенок появляется в сильно окисленных разностях.

Химические анализы биотитов и пересчет их на кристаллохимические формулы приведены в табл. 28, 29. Из табл. 28, 29 видно, что биотиты представлены умеренно титанистыми и глиноземистыми разностями. Железистость их колеблется в пределах 39–70% и обнаруживает определенную связь с железистостью породы (рис. 20). Особенно высокая железистость характерна для биотитов Купуринской зоны (53–90%), биотиты из пород иликанской серии характеризуются ее низкими значениями (как правило, 41–45%), биотиты из пород удско-майской серии по железистости сильно варьируют. Биотиты купуринской серии отличаются также повышенной титанистостью: 0,18–0,31 форм. ед. при 0,07–0,18 для иликанской серии. Очевидно, высокое содержание многовалентных катионов в октаэдрах биотитов из купуринской серии привело к повышению числа вакансий — сумма октаэдрических катионов составляет здесь 2,7–2,8 в отличие от 2,8–2,9, характерных для остальных биотитов.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F	Сумма
<i>Удско-Майская зона</i>								
12,13	0,00	0,00	9,82					
12,93	0,00	0,19	8,92					
8,38	0,17	0,41	9,84		0,24	3,48	0,14	99,97
7,88	0,00	0,06	10,15					
7,73	0,08	0,27	8,47	0,18	0,14	3,52	Сл.	99,66
13,26	0,53	0,42	7,68			2,80	0,30	99,60
10,70	0,36	0,25	8,28		0,10	3,08	0,14	99,56
11,78	0,05	0,99	8,74		1,01	2,85	0,46	
11,84	0,44	0,40	8,00		0,00	3,28	0,00	99,74
11,90	0,33	0,25	7,45	0,10	3,51	0,04	99,58	

23, 24, 27, 31, 42, 45, 46). Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

\* Анализ выполнен на микрозонде.

\*\* Все железо определено как двухвалентное.

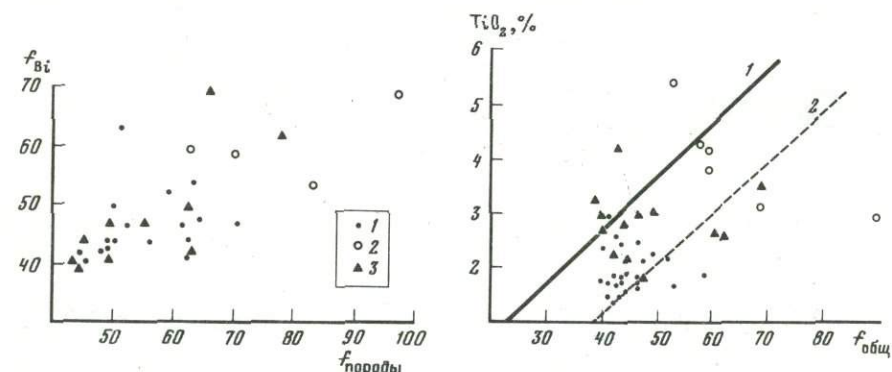


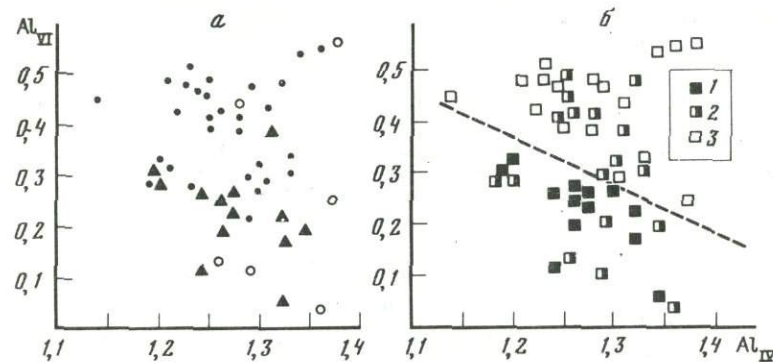
Рис. 20. Зависимость железистости биотита от железистости породы

1–3 — биотиты из пород различных зон: 1 — Иликанской, 2 — Купуринской, 3 — Удско-Майской

Рис. 21. Составы биотитов в координатах TiO<sub>2</sub> — f<sub>общ</sub>

1–2 — границы раздела составов биотитов гранулитовой и амфиболитовой фации (1) и высокотемпературной амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций (2), по Г.М.Друговой и др. [1976]. Условные обозначения см. на рис. 20

Вопрос о влиянии условий образования на состав биотитов обсуждался в литературе неоднократно. Из последних работ назовем статью Г.М. Друго-

Рис. 22. Составы биотитов из пород различных структурно-фациальных зон (а) и различного химизма (б) в координатах Al<sub>VI</sub> — Al<sub>IV</sub>

1–3 — биотиты из существенно амфиболовых пород (1), гранат-биотитовых гнейсов (2) и высокоглиноземистых пород (3). Остальные условные обозначения см. на рис. 20

## Кристаллохимические формулы биотитов

Номер образца	K	Na	Ca	Σ X	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti
<i>Иликанская зона</i>								
Г-25	0,68	9,07	0,06	0,81	1,32	1,09	0,17	0,14
Г-26	0,76	0,04	0,06	0,86	1,25	1,19	0,04	0,13
Г-28	0,74	0,08	0,03	0,85	1,15	1,22	0,11	0,09
Г-31	0,98	0,01	0,00	0,99	1,27	0,90**		0,16
Г-32	0,68	0,06	0,00	0,74	0,93	1,20	0,10	0,10
Г-51а	0,74	0,10	0,00	0,84	1,46	1,01	0,10	0,08
Г-52в	0,76	0,06	0,00	0,82	1,44	1,00	0,10	0,10
Г-52г	0,77	0,07	0,00	0,84	1,43	1,01	0,10	0,10
Г-54	0,81	0,03	0,04	0,88	1,43	1,04	0,03	0,14
Г-55	0,93	0,03	0,00	0,96	1,37	0,91*		0,10
Г-55г	0,89	0,07	0,00	0,96	1,18	1,03*		0,09
Г-55д	0,78	0,05	0,00	0,83	1,44	1,24		0,08
Г-55е	0,81	0,05	0,00	0,86	1,36	0,99	0,03	0,10
Г-55ж	0,68	0,00	0,00	0,68	1,41	0,94	0,01	0,07
Г-58	0,85	0,04	0,00	0,89	1,33	0,93*		0,08
Г-58а	0,85	0,05	0,00	0,90	1,35	0,94*		0,09
Г-513а	0,83	0,05	0,05	0,93	1,32	1,06	0,00	0,09
Г-513	0,90	0,03	0,00	0,93	1,25	0,96*		0,10
548а	0,86	0,06	0,08	1,00	1,20	0,93	0,06	0,12
558	0,84	0,06	0,03	0,93	1,13	0,87	0,15	0,12
564а	0,89	0,05	0,05	0,99	1,21	0,98	0,07	0,13
565	0,90	0,05	0,06	1,01	0,85	1,22	0,01	0,16
576	0,78	0,06	0,01	0,85	1,39	0,86	0,05	0,14
Г-521в	0,73	0,00	0,00	0,73	1,20	0,96	0,09	0,08
Б-17-2	0,94	0,04	0,00	0,98	1,37	0,94*		0,14
Б-17-3					1,18	0,92*		0,05
Б-40	0,85	0,03	0,00	0,88	0,94	1,54	0,02	0,18
Б-41	0,69	0,04	0,08	0,81	1,02	1,07	0,04	0,12
Б-43а	0,76	0,04	0,04	0,84	1,37	1,03	0,02	0,14
Б-43б	0,78	0,06	0,06	0,88	1,10	1,10	0,01	0,10
Б-51	0,72	0,00	0,01	0,73	1,38	0,97	0,07	0,10
<i>Купуриинская зона</i>								
5-60д	0,87	0,04	0,00	0,91	0,81	1,21	0,08	0,23
560д*	0,94	0,03	0,00	0,97	0,84	1,32*		0,20
596б	0,97	0,02	0,00	0,99	0,66	1,45*		0,18
669*	0,98	0,02	0,00	1,00	1,00	1,46*		0,23
568а*	0,98	0,02	0,00	1,00	1,02	1,17*		0,31
559б	0,93	0,05	0,03	1,01	1,03	1,20	0,24	0,24
628	0,91	0,05	0,02	0,98	0,99	1,35	0,10	0,24
42а*	0,99	0,03	0,00	1,02	0,20	1,78	0,00	0,17
<i>Удско-Майская зона</i>								
55б	0,79	0,06	0,02	0,87	1,39	1,15	0,08	0,10
52б	0,86	0,06	0,03	0,95	0,76	1,33	0,40	0,21

	Mn	Al <sub>VI</sub>	Σ Y	Si	Al <sub>IV</sub>	O	OH	F	H <sub>2</sub> O	f <sub>общ</sub>
<i>Иликанская зона</i>										
	0,00	0,19	2,91	2,68	1,32	10,82	1,15	0,03		48,8
	0,01	0,27	2,89	2,77	1,23	10,01	1,95	0,04		49,7
	0,00	0,33	2,90	2,67	1,33	10,50	1,41	0,08		53,4
	0,05	0,28	2,66	2,81	1,19					41,4
	0,00	0,54	2,87	2,66	1,34	10,00	1,97	0,03	0,12	58,4
	0,00	0,30	2,95	2,67	1,33	10,05	1,91	0,08	0,00	43,3
	0,00	0,29	2,93	2,71	1,29	10,98	1,86	0,06	0,00	43,3
	0,00	0,32	2,96	2,70	1,30	10,00	1,93	0,07	0,05	43,7
	0,01	0,26	2,91	2,70	1,30	10,32	1,66	0,02	0,00	42,7
	0,00	0,42	2,80	2,78	1,22					39,9
	0,00	0,49	2,84	2,75	1,25					46,6
	0,00	0,26	3,02	2,70	1,30					46,4
	0,00	0,40	2,88	2,75	1,25	10,12	1,78	0,08		42,7
	0,01	0,47	2,91	2,71	1,29	10,00	1,98	0,02	0,04	42,0
	0,00	0,48	2,82	2,79	1,21					41,0
	0,00	0,46	2,84	2,76	1,24					41,0
	0,00	0,39	2,86	2,75	1,25	10,00	1,92	0,08	0,11	44,7
	0,00	0,45	2,76	2,86	1,14	10,00				43,5
	0,01	0,42	2,74	2,74	1,26	10,00	1,91	0,09	0,04	45,0
	0,01	0,48	2,76	2,68	1,32	10,03	1,91	0,06		47,4
	0,01	0,32	2,82	2,80	1,20	10,00	1,94	0,06	0,02	46,5
	0,01	0,45	2,70	2,75	1,25	10,00	1,96	0,04	0,37	
	0,00	0,41	2,85	2,72	1,28	10,00	1,94	0,06	0,45	
	0,03	0,55	2,91	2,64	1,36	10,12	1,88	0,00		46,7
	0,00	0,38	2,83	2,72	1,28	10,00				40,7
	0,00	0,23	—	—	1,30					
	0,02	0,20	2,90	2,71	1,29	10,30	1,70	0,01	—	
	0,01	0,51	2,77	2,77	1,23	10,00	1,94	0,07	0,10	52,1
	0,00	0,31	2,87	2,79	1,21	10,00	1,96	0,04	0,05	43,2
	0,01	0,48	2,80	2,77	1,23	10,00	1,96	0,04	0,08	50,3
	0,00	0,43	2,95	2,69	1,31	10,36	1,64			43,1
<i>Купуриинская зона</i>										
	0,00	0,41	2,74	2,63	1,37	10,86	1,14			61,5
	0,00	0,41	2,77	2,67	1,33					61,1
	0,00	0,44	2,73	2,72	1,28					68,6
	0,00	0,13	2,82	2,74	1,26					59,3
	0,00	0,24	2,74	2,63	1,37					53,2
	0,01	0,03	2,75	2,64	1,36	10,93	1,05	0,02		58,5
	0,01	0,10	2,79	2,71	1,29	10,48	1,49	0,03		59,5
	0,00	0,56	2,71	2,62	1,38					69,9
<i>Удско-Майская зона</i>										
	0,01	0,22	2,95	2,68	1,32	10,00	2,00		0,00	46,9
	0,00	0,05	2,75	2,68	1,32	10,00	1,93	0,07	0,05	69,5

Таблица 29 (окончание)

Номер образца	K	Na	Ca	ΣX	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti
<i>Удско-Майская зона</i>								
60ж	0,67	0,04	0,03	0,74	1,55	0,83	0,23	0,15
76	0,78	0,03	0,00	0,81	1,49	0,94	0,06	0,16
86е	0,95	0,00	0,00	0,95	1,37	1,03*		0,24
519д*	0,88	0,03	0,00	0,91	1,49	1,09*	0,00	0,13
584	0,97	0,06	0,01	1,04	0,97	1,25	0,24	0,15
584*	1,00	0,01	0	1,01	0,91	1,44	0,00	0,16
764	0,83	0,04	0,01	0,88	0,88	1,40	0,04	0,15
2132д	0,71	0,06	0,04	0,81	1,43	0,70	0,22	0,18
2136	0,78	0,04	0,03	0,85	1,18	0,90	0,25	0,17
2155	0,84	0,14	0,00	0,98	1,32	0,99	0,05	0,12
2157а	0,77	0,06	0,03	0,86	1,33	0,98	0,06	0,16
2157б	0,70	0,04	0,03	0,77	1,31	0,82	0,35	0,17

вой и др. [1976], в которой приведен график  $TiO_2 - f_{обш}$ , представленный на рис. 21. Подавляющее большинство анализов биотитов из пород станового комплекса попадает в область высокотемпературной амфиболитовой фации. Кроме того, Г.М. Другова с соавторами приходят к выводу о снижении общей глиноземистости и относительной роли  $Al_{VI}$  с ростом температуры, а также о перераспределении глинозема в пользу октаэдрического. Наши неопубликованные данные с привлечением материалов по гранулитовым комплексам Становой зоны и анализов, взятых из литературных источников, подтверждают эти выводы. Однако в пределах одного станового комплекса разница между биотитами из пород различных структурно-фациальных зон в распределении глинозема по позициям (рис. 22) объясняется, скорее всего, различным вещественным составом серий, а именно — более глиноземистым характером иликанской серии. Это положение хорошо иллюстрируется рис. 22, на котором отчетливо разделились биотиты из высокоглиноземистых пород и пород, богатых кальцием. Биотиты из гранат-биотитовых гнейсов попадают как в область высокоглиноземистых, так и в область кальциевых пород. При этом малоглиноземистыми оказываются биотиты из пород купуриной и удско-майской серий, характеризующиеся повышенными содержаниями Ti и Fe, вытесняющими глинозем из октаэдров.

#### БЕЛЫЕ СЛЮДЫ

В настоящем разделе рассматриваются светлые диоктаэдрические слюды, близкие к мусковиту, но отличающиеся от него в большей или меньшей степени особенностями своего химизма. Белые слюды широко распространены в породах всех изученных зон, особенно в породах удско-майской серии, где они входят в состав не только гнейсов, но и амфиболитов. Обычными здесь являются парагенезисы мусковита с кварцем, коизитом, глиноземистой роговой обманкой, кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом.

Mu	Al <sub>VI</sub>	ΣY	Si	Al <sub>IV</sub>	O	OH	F	H <sub>2</sub> O	f <sub>общ</sub>
<i>Удско-Майская зона</i>									
0,02	0,17	2,95	2,68	1,32	10,00	1,89	0,11	0,14	40,4
0,00	0,25	3,00	2,73	1,27	10,34	1,66	0,05	0,00	40,2
0,00	0,19	2,83	2,74	1,26		1,80	0,00		42,9
0,00	0,23	2,94	2,73	1,27					42,2
0,04	0,11	2,76	2,76	1,24					60,6
0,04	0,24	2,79	2,87	1,13	10,00				61,2
0,01	0,39	2,87	2,69	1,31	10,20	1,80	0,00	0,00	62,1
0,00	0,26	2,79	2,76	1,24	10,58	1,35	0,07	0,00	39,2
0,00	0,26	2,86	2,73	1,27	10,45	1,52	0,03	0,00	49,5
0,03	0,30	2,81	2,81	1,19	10,46	1,43	0,11	0,00	44,0
0,01	0,28	2,82	2,81	1,19	10,36	1,64		0,00	44,1
0,01	0,19	2,85	2,66	1,34	10,26	1,73	0,01	0,00	47,1

Химический анализ белых слюд и пересчет их на формулы (табл. 30, 31) показал, что мы имеем дело со слюдами, близкими к диоктаэдрическим, — сумма катионов в октаэдрах обычно не превышает 2,06–2,07 форм.ед. Исключение составляет окрашенная в интенсивный зеленый цвет хромсодержащая слюда — фуксит (обр. 679д), где сумма октаэдрических катионов составляет 2,12 форм. ед. Эта слюда отобрана из кварцита с парагенезисом  $Mu-Bi-Sill-Qu$  и могла образоваться (как и другие минералы этой породы) в результате кислотного выщелачивания. Остальные слюды имеют, несомненно, метаморфическое происхождение. Все они содержат значительные количества титана, что может служить признаком высокотемпературных условий образований [Cipriani et al., 1971; Kwak, 1968]. Состав слюд из пород Удско-Майской зоны отличается от состава слюд из остальных зон меньшим количеством глинозема в октаэдрах. По сравнению с чистым мусковитом они значительно обогащены, помимо уже отмеченного титана, магнием и трехвалентным железом. Следует отметить, что мессбауэровское исследование трех образцов белых слюд, выполненное М.С. Бабушкиной (ИГГД АН СССР), показало хорошую воспроизводимость результатов (табл. 31) и подтвердило преобладание трехвалентного железа над двухвалентным.

Как отмечалось нами ранее [Козырева, 1978], вопросы номенклатуры белых слюд разработаны крайне недостаточно. Совершенно очевидно, что в составе слюд из Удско-Майской зоны наряду с мусковитовыми присутствуют фенгитовые миналы. Разделить ферримусковитовый и феррифенгитовый миналы не представляется возможным. Желательно также выделение самостоятельного титанового минала. На данном этапе реальной характеристикой состава может служить сумма катионов, заменяющих Al в октаэдрах, определяющая степень отклонения состава от идеального мусковита  $\Delta Mu = (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg + Ti) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg + Ti + Al_{VI})$ . Величина этого отношения составляет в слюдах из Удско-Майской зоны 0,16–0,30. Остальные изученные слюды близки к мусковиту, и  $\Delta Mu$  составляет в них 0,09–0,14 (табл. 31).

Таблица 30

## Химический состав белых слюд

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
<i>Иликанская зона</i>							
1	558	46,22	0,93	33,41	0,05	1,70	0,01
2	Г-31	46,20	1,44	33,12	0,50	1,03	0,023
3	Г-32	46,08	0,45	34,71	1,00	0,67	0,007
<i>Купурунская зона</i>							
4	560д*	45,02	0,01	36,18		1,74**	0,00
5	679д	44,82	0,69	37,86	2,07	0,57	0,03
<i>Удско-Майская зона</i>							
6	60б	46,70	1,32	29,38	3,83	1,22	0,03
7	60в	45,40	1,06	27,12	8,09	1,34	0,01
8	60г	47,06	0,40	33,43	2,08	0,00	0,03
9	64	46,40	1,16	30,66	3,27	1,36	0,02
10	86а	47,20	1,62	29,47	2,97	1,29	0,02
11	350	45,90	1,03	29,94	4,86	1,33	0,01
12	803	45,24	0,76	31,43	4,98	1,09	0,04
13	2129	46,90	1,11	28,30	3,45	1,58	0,02
14	2132г	46,40	1,35	30,03	3,10	1,36	0,02
15	2132д	47,00	1,38	31,14	2,43	0,79	0,00

Примечание. Аналитики: В.Н. Залевская (2, 3), Т.И. Бортина (1), Ю.С. Бабеева (6-11, 13-15), В.М. Чубаров (4), Ж.А. Щека (5, 12). Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

\* Анализ выполнен на микрозонде.

\*\* Все железо определено как двухвалентное.

Высокие значения  $\Delta\mu$  определяют многие физические характеристики слюд из пород удско-майской серии (табл. 32), большие показатели преломления, высокие значения параметра  $b$  и низкие —  $c$ , сдвиг полосы  $530\text{ см}^{-1}$  на ИК-спектрах в низкочастотную область и другие.

Не останавливаясь подробно на вопросах ИК-спектроскопии изученных слюд, освещенных в специальной статье [Козырева и др. 1984], отметим лишь особенности их спектра (рис. 23). По сравнению со спектром чистого мусковита [Velde, 1978], а также со спектром более близкой к мусковиту слюды из коллекции С.А. Коренбаума (обр. К-535) типичный спектр слюды из пород удско-майской серии (обр. 86е) показывает смещение пиков  $475\text{ см}^{-1}$ ,  $535\text{ см}^{-1}$  в низкочастотную область, исчезновение полос в области  $800-850\text{ см}^{-1}$ , сглаживание плеча в области  $900-950\text{ см}^{-1}$ . Особенно четкая зависимость устанавливается между  $\Delta\mu$  и положением полосы  $530-535\text{ см}^{-1}$  (рис. 24), что может служить удобным инструментом для приблизительной оценки состава слюды.

Несомненную связь с составом белых слюд обнаруживают также параметры их ячеек. Уже первые работы по структурному изучению слюд [Михеев, 1954; Kadoslovich, Norrish, 1962] показали, что величина параметра  $b_0$  определяется характером катионов в октаэдрах. При замещении

	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	F	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
<i>Иликанская зона</i>									
	0,68	0,42	1,30	9,36	4,93	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,01
	1,21	1,18	0,62	9,26	5,07	"	"	"	99,65
	0,69	1,45	1,09	8,94	5,12	"	"	"	100,21
<i>Купурунская зона</i>									
	0,81	0,00	0,30	11,38	Не опр.	"	"	"	
	0,56	Сл.	0,44	8,33	3,85	Сл.	0,17	0,75	100,08
<i>Удско-Майская зона</i>									
	2,90	0,35	0,65	9,95	3,14	0,00	0,30	Не опр.	99,61
	2,44	0,8	0,57	10,91	2,14	0,00	Не опр.	"	99,88
	2,12	0,36	1,12	7,72	5,40	0,11	0,00	"	100,10
	2,65	0,35	0,71	9,92	2,99	Не опр.	0,35	"	99,69
	2,52	0,35	1,17	9,92	Не опр.	"	Не опр.	"	
	2,49	0,4	1,13	10,06	2,39	0,00	"	"	99,54
	1,59	0,20	0,42	10,29	3,65	Сл.	Сл.	"	99,84
	2,90	0,53	0,91	9,92	4,09	0,00	0,30	"	99,89
	2,90	0,35	1,22	9,92	3,13	0,00	0,30	"	99,95
	2,65	0,35	1,68	9,92	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	

алюминия магнием и железом, т.е. при переходе к фенгитам параметр  $b_0$  увеличивается, что в свою очередь вызывает разворот тетраэдров и сокращает межслоевое расстояние (параметр  $c_0$ ).

Изучение параметров элементарных ячеек четырехкремнистых слюд показало, что замена одного атома алюминия на один атом магния почти не влияет на параметры  $a_0$  и  $b_0$ , но значительно уменьшается параметр  $c_0$  [Wise, Eugster, 1964; Seifert, 1968]. Замена второго атома алюминия на трехвалентное железо увеличивает все параметры, хотя параметр  $c_0$  и остается меньшим, чем у чистого мусковита. В целом минимальный объем ячейки достигается для слюды Mg-Al-состава.

Построенные нами с использованием литературных данных графики зависимости параметров ячейки  $b_0$ ,  $c_0$  и  $V$  от доли Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> в сумме октаэдрических катионов (рис. 25) для слюд структурного типа 2M<sub>1</sub> (к которому принадлежат, по данным электронографии, все изученные нами слюды) позволили сделать следующие выводы: 1) параметр  $b_0$  возрастает при увеличении доли как окисного, так и закисного железа; с увеличением доли магния параметр  $b_0$  сначала несколько возрастает, а затем также незначительно уменьшается; 2) параметр  $c_0$  не обнаруживает четкой зависимости от доли железа, но отчетливо уменьшается с увеличе-

Таблица 31

Структурные формулы слюд и степень отклонения их состава от идеального мусковита

Номер образца	K	Na	Ca	$\Sigma X$	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg
<i>Иликанская зона</i>							
558	0,81	0,17	0,03	1,01	0,10	0,00	0,07
Г-31	0,79	0,08	0,08	0,95	0,06	0,03	0,12
Г-32	0,76	0,14	0,10	1,00	0,04	0,05	0,07
<i>Купуриинская зона</i>							
560д*	0,97	0,04	0,00	1,00		0,10	0,08
679д	0,70	0,06	0,00	0,76	0,03	0,11	0,06
<i>Удско-Майская зона</i>							
60б	0,85	0,08	0,02	0,95	0,07	0,19	0,29
60г	0,65	0,14	0,02	0,81	0,00	0,10	0,21
64	0,84	0,09	0,02	0,95	0,08	0,16	0,26
86а	0,84	0,15	0,02	1,01	0,07**	0,14**	
2129а	0,85	0,12	0,04	1,01	0,07	0,15	0,25
2132д	0,83	0,21	0,02	1,06	0,08**	0,14**	
2132д	0,83	0,16	0,02	1,01	0,09	0,18	0,29
60в	0,94	0,07	0,06	1,07	0,06**	0,18**	
803	0,88	0,06	0,01	0,95	0,04	0,12	0,26
350	0,86	0,15	0,02	1,03	0,08	0,16	0,29
					0,08	0,41	0,25
					0,06	0,25	0,16
					0,07	0,24	0,25

Примечание. Число катионов Y включает 0,035 Cr.

\*Анализ выполнен на микрозонде.

\*\*Содержание железа, рассчитанное по Мессбауэровским спектрам. Формулы рассчитаны по части кислорода.

	Ti	Al <sub>VI</sub>	$\Sigma Y$	Si	Al <sub>IV</sub>	O	OH	F	$\Delta Mu$
<i>Иликанская зона</i>									
	0,05	1,78	2,00	3,12	0,88	9,78	2,22	0,00	0,11
	0,07	1,72	2,00	3,10	0,90	9,73	2,27	0,00	0,14
	0,02	1,79	1,97	3,07	0,93	9,73	2,27	0,00	0,09
<i>Купуриинская зона</i>									
	0,00	1,88	2,06	3,02	0,98				0,09
	0,03	1,86	2,12 <sup>1)</sup>	2,94	1,06	10,28	1,68	0,04	0,12
<i>Удско-Майская зона</i>									
	0,07	1,45	2,07	3,13	0,87	10,54	1,40	0,06	0,29
	0,02	1,74	2,06	3,12	0,88	10,00	2,00	0,00	0,16
	0,06	1,50	2,06	3,09	0,91	10,06	1,33	0,07	0,22
	0,08	1,47	2,02	3,15	0,85	10,00	2,00		0,22
	0,06	1,42	2,04	3,17	0,83	10,10	1,84	0,06	0,30
	0,07	1,52	2,01	3,10	0,90	10,00	2,00		0,30
	0,07	1,46	2,06	3,10	0,90	10,55	1,39	0,06	0,29
	0,05	1,23	2,02	2,07	0,93	11,04	0,96	0,00	0,39
	0,04	1,55	2,06	3,05	0,95	10,36	1,64	0,00	0,24
	0,05	1,43	2,04	3,07	0,93	10,93	1,07	0,00	0,30

нием доли магния (при постоянном количестве натрия); 3) отмечается прямая зависимость между объемами элементарной ячейки и долей Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>. При увеличении доли магния объем ячейки сначала возрастает, а затем уменьшается, достигая минимальной величины при самых высоких содержаниях магния.

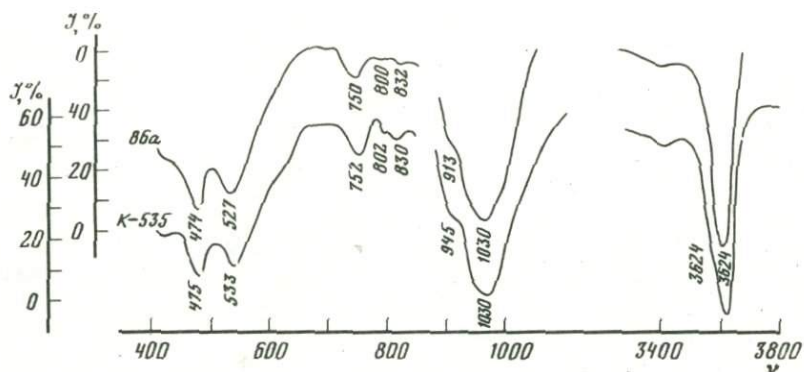
Инверсия в зависимостях  $b_0$  и  $c_0$  от Mg/ $\Sigma_{VI}$  объясняется тем, что при малых количествах магния существенное (и противоположное) влияние оказывают ионы Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>. Если бы это были не сложные, а чистые двухкомпонентные смеси, зависимость носила бы прямолинейный характер.

Параметры  $b_0$  и  $c_0$  для белых слюд из пород удско-майской серии получены В.О. Худоложским (дифрактометр ДРОН-1, излучение C<sub>K</sub>, K<sub>α</sub>). Применение им специальной съемки "на просвет" и использование внутренних стандартов позволили достичь точности ± 0,0005 Å в измерении  $b_0$  и точности ± 0,0003 Å в измерении  $c \cdot \sin\beta$ . Параллельно изучались параметры слюд из кварц-вольфрамитовых жил из коллекции С.А. Коренбаума.

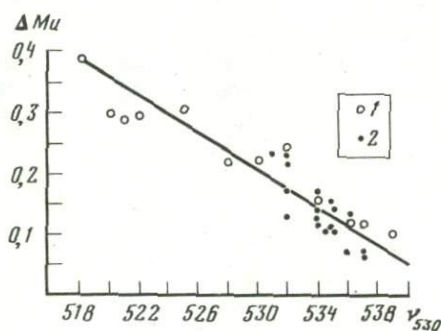
Таблица 32

Некоторые физические константы слюд

Номер образца	$\Delta Mu$	b, Å	$c \cdot \sin\beta$	$n_g$	Положение полосы 530 см <sup>-1</sup>
60б	0,29	9,065	9,9472	1,608	521
60в	0,39	9,0667	9,9463	1,608	518
60г	0,16	9,019	9,9186	1,596	532
64	0,22	9,0579	9,9398	1,607	528
86а	0,22	9,0641	9,9452	1,608	527
350	0,30	9,0534	9,9371	Не опр.	525
2129а	0,30	9,088	9,9419	"	520
2132г	0,29	9,0561	9,9381	"	522
2132д	0,24	Не опр.	Не опр.	"	530



Р и с.23. Характерный рисунок ИК-спектра слюды из пород станового комплекса (обр. 86а) в сравнении со спектром слюды с меньшей величиной  $\Delta Mi$  (обр. К-535)



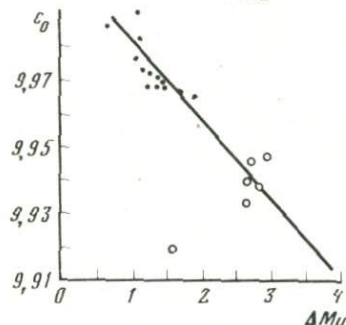
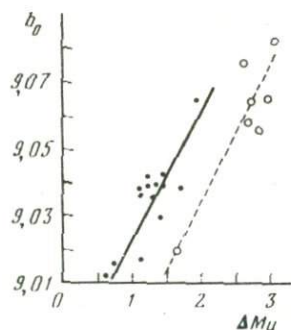
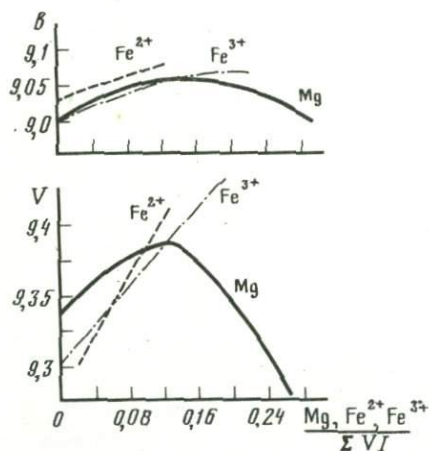
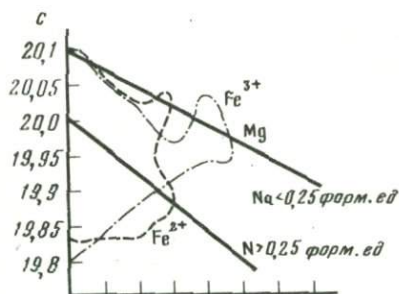
Р и с.24. Зависимость положения полосы  $530 \text{ см}^{-1}$  от состава слюд, выраженного через  $\Delta Mi = (\Sigma Y - Al) / \Sigma Y$

1 — слюды: 1 — из метаморфических пород станового комплекса, 2 — из кварц-вольфрамитовых жил

Эти слюды характеризуются сходными содержаниями Si, но меньшей величиной  $\Delta Mi$  в октаэдрической части слюд [Козырева и др., 1979] по сравнению со слюдами из Удско-Майской зоны. Кроме того, различен характер катионов в октаэдрах. Если в метаморфогенных слюдах это Mg, Ti и  $Fe^{3+}$ , то в слюдах из жил алюминий замещается главным образом двухвалентным железом. Полученные зависимости (рис. 26) позволяют наметить две кривые для слюд разной магниальности, причем более магниальные слюды показывают относительно низкие величины параметра  $b_0$  при равной величине  $\Delta Mi$ .

Таким образом, суммирование данных по параметрам слюд чистого конечного состава и природных слюд сложного состава показывает, что магниальные белые слюды обладают наиболее плотными структурами, и следовательно, их образованию должно способствовать высокое давление.

Вопрос о влиянии на состав белых слюд условий образования давно обсуждается в литературе, однако далек от окончательного решения. Установлено, что с повышением температуры фенгитовость слюд падает и они по составу приближаются к чистому мусковиту [Cipriani et al., 1971; Кориковский, 1972]. Работами Б. Вельда [Velde, 1966, 1967], К. Циприани с соавторами [Cipriani et al., 1971] и других исследователей показано, что высокие давления, напротив, способствуют росту фенгитовости. Разнонаправленное влияние этих двух факторов приводит к устой-



Р и с. 25. Зависимость параметра решетки слюд от доли Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> в сумме октаэдрических катионов

Р и с. 26. Зависимость параметра решетки от состава для слюд разной магнезиальности

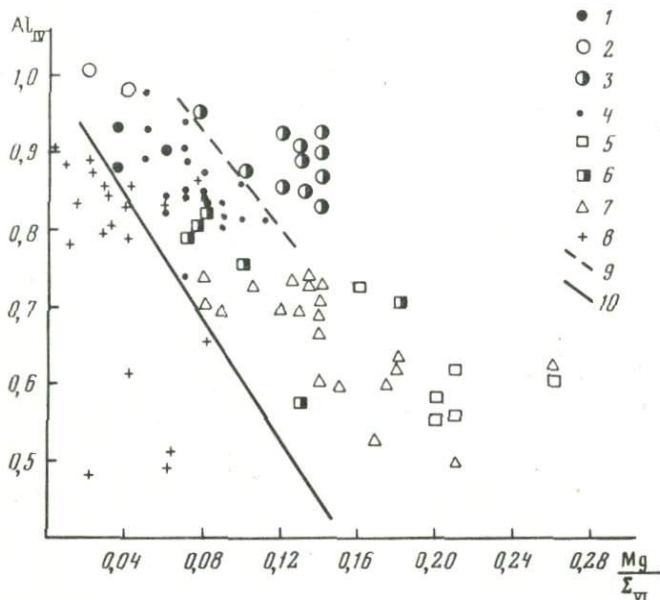
Условные обозначения см. на рис. 24

чивости фенгитовых слюд в довольно широком диапазоне метаморфических образований.

Нами сделана попытка проследить различие фенгитовых слюд по их магнезиальности в зависимости от условий образования и определить в этой системе место слюд из пород станового комплекса.

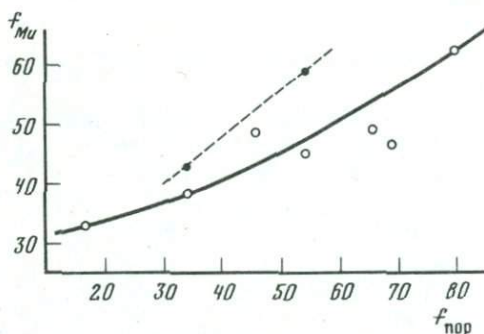
Для построения диаграммы использованы литературные источники анализов белых слюд, качество которых можно считать удовлетворительным, а условия образования более или менее надежно определенными [Ernst, 1964; Brown, 1967; Butler, 1967; Graeser, Niggli, 1967; Schwander et al., 1968; Abraham et al., 1974; Сырицо и др. 1974; Козырева и др., 1979]. Приняв за основу содержание алюминия в четверной координации (или, что то же самое, содержание кремния, поскольку их сумма четко определена), мы проследим изменение доли магния в сумме октаэдрических катионов (рис. 27).

При одном уровне фенгитовости, определенной по тетраэдрической части слюд, слюды из гранитов, легматитов и жил резко отличаются от метаморфогенных слюд пониженным содержанием магниевой составляю-



Р и с. 27. Химический состав белых слюд из пород с различными условиями образования в координатах  $Al_{IV}-Mg/\Sigma VI$

1-8 — точки анализов слюд: 1 — из пород иликанской серии станового комплекса, 2 — из пород купуринской серии станового комплекса, 3 — из пород удско-майской серии станового комплекса, 4 — из пород серии Мойн, 5 — из эклогитов, 6 — из гнейсов и сланцев в эклогитовых комплексах, 7 — из зеленых сланцев и глаукофановых сланцев, 8 — из гранитов, грейзенов, пегматитов; 9 — нижняя граница поля слюд из пород удско-майской серии; 10 — граница раздела слюд из магматических и метаморфических пород



Р и с. 28. Железистость мусковита в зависимости от железистости пород  
Условные обозначения см. на рис. 27

щей. Аналогичные диаграммы, построенные с двух- и трехвалентным железом, не показали отчетливого разделения по условиям образования. Очевидно, что, как уже указывалось [Козырева, 1978], повышению магнезиальности при одном уровне замещения Al на Si способствует высокое давление. На этой диаграмме слюды из пород купуринской серии располагаются близко к мушкету, слюды из пород иликанской серии вместе со слюдами из серии Мойн занимают поле метаморфических пород, а слюды из пород удско-майской серии смещены (для данного уровня соотношения Si и Al<sub>IV</sub>) в крайне магнезиальную область.

Очевидно, что такое положение слюд из пород удско-майской серии объясняется высоким давлением при метаморфизме. Интересно отметить, что в пределах каждой группы слюд намечается зависимость их железистости от железистости пород (рис. 28).

В заключение хочется еще раз подчеркнуть, что белые слюды из пород Удско-Майской зоны представляют собой весьма своеобразную группу слюд, богатых Ti, Fe<sup>3+</sup>, Mg, образованных в условиях предельно высоких (для минералов группы мусковита) температур и высоких давлений.

#### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА

В породах станового комплекса встречено два минерала этой группы: цоизит и собственно эпидот.

Цоизит образует шестоватые кристаллы длиной до 1 см, в шлифе бесцветен, макроскопически окрашен в светлый желтовато-серый цвет. Двупреломление не поднимается выше 0,010, характерны аномальные индиго-во-синие окраски. В крупных зернах цоизита на плоскостях, параллельных плоскостям спайности (100), наблюдаются иногда своеобразные структуры роста, имеющие вид "елочки" (рис. 29). Оптическая плоскость в исследо-



Рис. 29. Структура роста в зерне цоизита. Шлиф 2147-1. Никколи скрещены

Таблица 33

Химический состав и физические свойства эпидотов  
и цоизитов (Удско-Майская зона)

Номер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
<i>Эпидоты</i>								
1	55б	39,14	0,20	26,04	8,73	0,00	0,16	0,30
2	57в	38,20	0,20	25,30	11,67	0,00	0,31	0,10
3	59б	35,41	0,20	22,72	11,79	—	0,06	0,10
4	86е	38,03	0,01	27,94	8,83	—	0,21	0,08
5	88а	37,60	0,52	25,86	11,04	0,30	0,01	0,26
6	2132	38,98	0,37	25,80	10,26	0,00	0,06	0,14
7	2132д	39,24	0,20	26,37	8,66	0,00	0,11	0,32
8	В-III	36,60	0,67	23,87	12,00	1,21	0,44	0,78
9	Э-2	37,90	0,67	25,19	11,33	0,27	0,41	0,74
10	4745	39,75	0,50	23,37	10,30	0,87	0,17	0,32
11	4828	40,35	0,32	23,39	10,17	0,87	0,32	0,31
<i>Цоизиты</i>								
12	60г	40,79	0,05	30,57	2,32	0,28	0,04	0,69
13	2157г-1	38,40	0,05	32,16	3,01	0,08	0,04	0,52
14	2157г-2	40,12	0,06	30,14	2,10	0,00	0,03	0,15

Примечание. Анализы 1, 7, 14 выполнены Е.А.Лаговой, С.П.Славкиной (ДВГИ); 5, 9, 12, 13 — С.П.Баталовой (ДВГИ); 2, 6 — М.Г.Петерсон (ИМГРЭ); 10, 11 — в химической лаборатории объединения Дальгеология. Обр. 55б, 57в, 2132д, 88а, 59б, 86е — плагиогнейсы; 60г, 2157г' — кристаллические сланцы; 4745, 4828 — гранодориты; Э-2 — пегматит. Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

ванных цоизитах ориентирована параллельно плоскости спайности (100), угол 2V составляет  $-44 \div 56^\circ$  (табл. 33), показатели преломления:  $n_p' = 1,698$ ;  $n_g' = 1,704-1,706$ . Эти данные и результаты химического анализа (табл. 33, 34) позволяют определить изученные минералы как железистые цоизиты, по В. Трегеру [1968], с величиной  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) \cdot 100 = 4-5\%$ .

Уверенно отличить эти минералы от сходных моноклинных клиноцоизитов позволяют, помимо оптики, данные по дифрактометрическому изучению цоизитов с выделением характерных пиков, согласно рекомендациям И.Секи [Seki, 1959].

Значительно шире в породах станового комплекса распространены собственно эпидоты. Можно выделить три формы нахождения эпидота в породах станового комплекса. Мельчайшие кристаллики эпидота, часто вместе с мусковитом, насыщают крупные зерна плагиоклазов, образуя так называемые наполненные полевые шпаты. Кроме того, наблюдаются "скелетные" формы эпидота причудливых очертаний (рис. 30), также приуроченные к зернам плагиоклаза. И наконец, третья и самая распространенная форма — это самостоятельные зерна величиной от долей до 1,5-3 мм, не обнаруживающие никаких признаков наложенного происхождения и реакционных взаимоотношений с остальными породообразующими минералами. Высокая кристаллизационная способность, свойственная эпидотам,

CaO	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	2V	b <sub>0</sub> , Å
<i>Эпидоты</i>								
22,25	He опр.	0,13	0,14	0,00	2,57	99,66	- 71	5,622
22,15	0,10	0,25	0,41	0,00	1,44	100,13	- 75	5,612
21,14	—	0,08	0,00	—	—	—	He опр.	He опр.
22,64	—	0,01	0,00	—	—	—	"	"
22,51	—	Сл.	0,05	0,80	1,84	99,99	"	"
22,39	0,08	0,26	0,26	0,00	1,24	99,86	- 71	5,612
22,39	0,11	0,12	0,11	0,00	2,33	99,96	- 75	5,615
22,51	—	0,05	0,03	0,70	1,17	99,59	He опр.	He опр.
20,69	—	Сл.	0,07	0,20	2,07	99,91	"	"
21,39	He опр.	0,60	0,25	0,00	2,77	99,42	"	"
21,56	—	0,40	0,25	0,00	2,35	99,49	"	"
<i>Цоизиты</i>								
22,82	—	0,63	0,16	0,00	2,52	99,93	+ 44	5,563
23,60	He опр.	Сл.	0,03	0,50	1,71	99,60	+ 54	5,560
24,01	—	0,17	0,09	0,00	2,00	99,65	+ 56	5,565

приводит к появлению хорошо ограненных зерен (рис. 31). Двупреломление эпидотов колеблется в пределах 0,01-0,028, обычны аномальные коричневые и малиновые цвета интерференции. Часто встречаются простые, реже полисинтетические двойники. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости спайности, угол  $2V = -71 \div 77^\circ$ , параметр  $b_0 = 5,612-5,628 \text{ Å}$ .

Исследованиями последних лет [Gabe, Portheine, 1973; Carbonin, Molin, 1980] установлено, что из трех октаэдрических позиций в структуре эпидота только одна, а именно M<sub>3</sub>, может быть занята ионами Fe<sup>3+</sup>. Этим, очевидно, определяется верхний предел железистости Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Al) пригодных эпидотов, соответствующий примерно 33% пистацита.

Железистость изученных эпидотов колеблется в довольно узких пределах, от 17 до 22° пистацита, причем эти значения характерны как для метаморфизованных парапород, так и для гранитоидов (табл. 33, 34). Между физическими свойствами эпидотов и цоизитов и их составом отмечается определенная связь [Козырева, Карабцов, 1974]. Помимо изоморфизма по схеме Al ← Fe<sup>3+</sup>, определяющего железистость эпидотов, существует изоморфизм между Ca и TR. Содержание некоторых из редких земель в изученных эпидотах приведено в табл. 35.

Весьма характерно для пород станового комплекса присутствие зональных зерен эпидота (рис. 32). Некоторые из них были изучены с помощью

Таблица 34

Структурные формулы эпидотов и цоизитов и их железистость  
(Удско-Майская зона)

Номер образца	Ca	Na	K	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Mn	Σ
<i>Эпидоты</i>							
55б	1,866	0,019	0,014	0,000	0,034	0,011	1,944
57в	1,862	0,038	0,042	0,000	0,012	0,021	1,975
59б	1,985	0,015	0,000		0,015	0,005	2,020
86е	1,880	0,001	0,000		0,010	0,015	1,906
88а	1,826	0,000	0,005	0,019	0,029	0,000	1,879
2132	1,846	0,042	0,026	0,000	0,016	0,004	1,934
2132д	1,876	0,018	0,011	0,000	0,037	0,008	1,950
В-III	1,872	0,020	0,003	0,078	0,093	0,029	2,095
Э-2	1,755	0,000	0,006	0,018	0,092	0,027	1,898
4745	1,811	0,092	0,025	0,057	0,037	0,011	2,033
4828	1,816	0,061	0,023	0,057	0,036	0,021	2,016
<i>Цоизиты</i>							
60г	1,903	0,130	0,011	0,040	0,044	0,000	2,128
2157г-1	1,935	0,000	0,003	0,005	0,059	0,000	2,002
2157г-2	1,931	0,025	0,008	0,000	0,017	0,002	1,983

Примечание. Формулы рассчитаны по части кислорода. Железистость  $f = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Al}} \cdot 100$ .

	Al	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Σ	Si	Al	O	OH	f
<i>Эпидоты</i>									
2,432	0,515	0,012	2,959	3,000	0,000	12,659	1,341	17,5	
2,335	0,689	0,012	3,036	2,996	0,004	13,247	0,753	22,8	
2,545	0,430	0,015	2,990	3,000	0,000			14,5	
2,505	0,570	0,000	3,075	2,950	0,050			18,5	
2,155	0,629	0,029	2,813	2,847	0,153	13,071	0,929	22,6	
2,339	0,594	0,021	2,954	3,000	0,000	13,364	0,636	20,2	
2,429	0,509	0,012	2,950	3,000	0,000	12,785	1,215	17,3	
2,023	0,700	0,039	2,762	2,840	0,160	13,395	0,605	25,7	
2,310	0,652	0,040	3,002	2,960	0,040	12,907	1,093	22,5	
2,176	0,612	0,024	2,812	3,000	0,000	12,825	1,175	22,0	
2,166	0,601	0,019	2,785	3,000	0,000	12,769	1,231	21,7	
<i>Цоизиты</i>									
2,826	0,110	0,038	2,974	2,921	0,079	13,443	0,557	3,7	
2,841	0,173	0,003	3,017	2,939	0,061	13,127	0,873	5,7	
2,156	0,133	0,003	2,292	3,000	0,000	12,98	1,02	5,8	

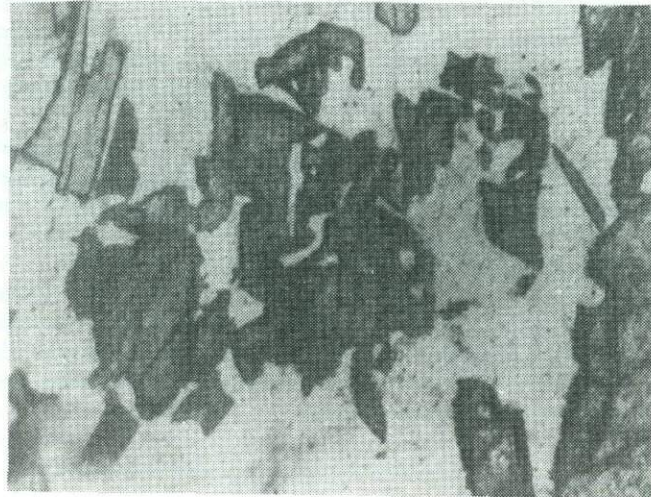


Рис. 30. "Скелетные" формы зерен эпидота. Шлиф 87. Николи скрещены



Рис. 31. Характерная форма зерен эпидота (фракция 0,2–0,5 мм)

Таблица 35

Содержание некоторых элементов-примесей в эпидотах, г/г

Номер образца	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CeO <sub>2</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
В-III	0,06	0,12	0,02	0,062
Э-2	—	—	—	—
57в	—	—	—	—
88а	0,10	0,18	—	0,052
2132г	0,08	0,16	0,02	0,09
2132д	0,006	—	—	0,01
2133а	0,12	0,24	0,03	0,10
Чувствительность определения	0,025	0,1	0,025	0,025

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ. Элементы Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu в эпидотах не обнаружены.

микроанализатора УХА-5А. Съемка производилась в прозрачно-полированных шлифах, что позволило наблюдать исследуемые зерна в поляризованном свете. Скорость движения образца составляла 50 или 100 мкм/мин в зависимости от размеров зерна. Эпидоты анализировались на железо, алюминий, кальций и, где было возможно, церий. Из всех редких элементов церий был выбран потому, что по данным спектрального анализа его содержания наиболее значительны (табл. 35).

Результаты микрозондирования представлены на рис. 33. Необходимо отметить, что полученные кривые носят качественный характер и перепады пиков для разных элементов не могут интерпретироваться однозначно.

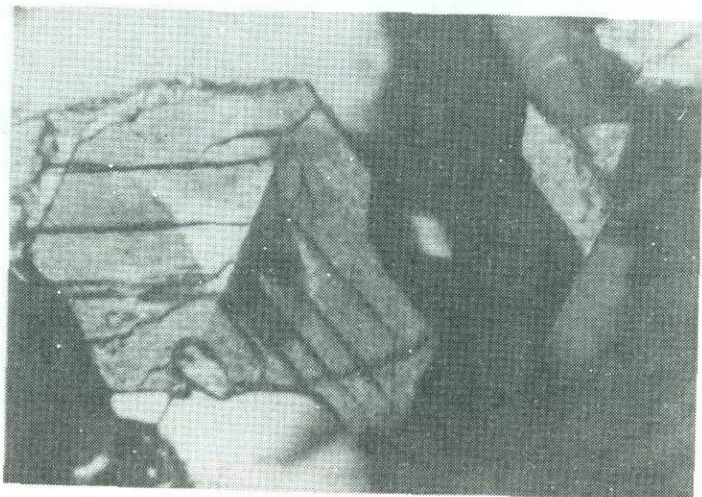
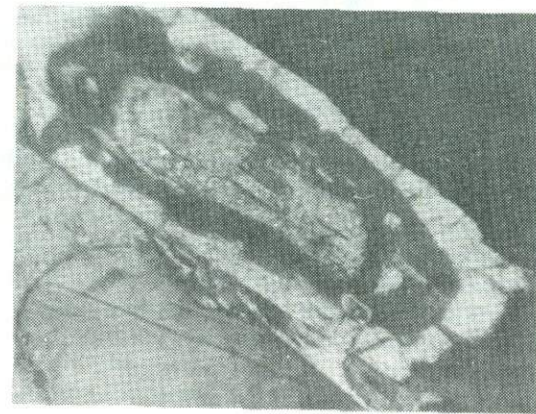


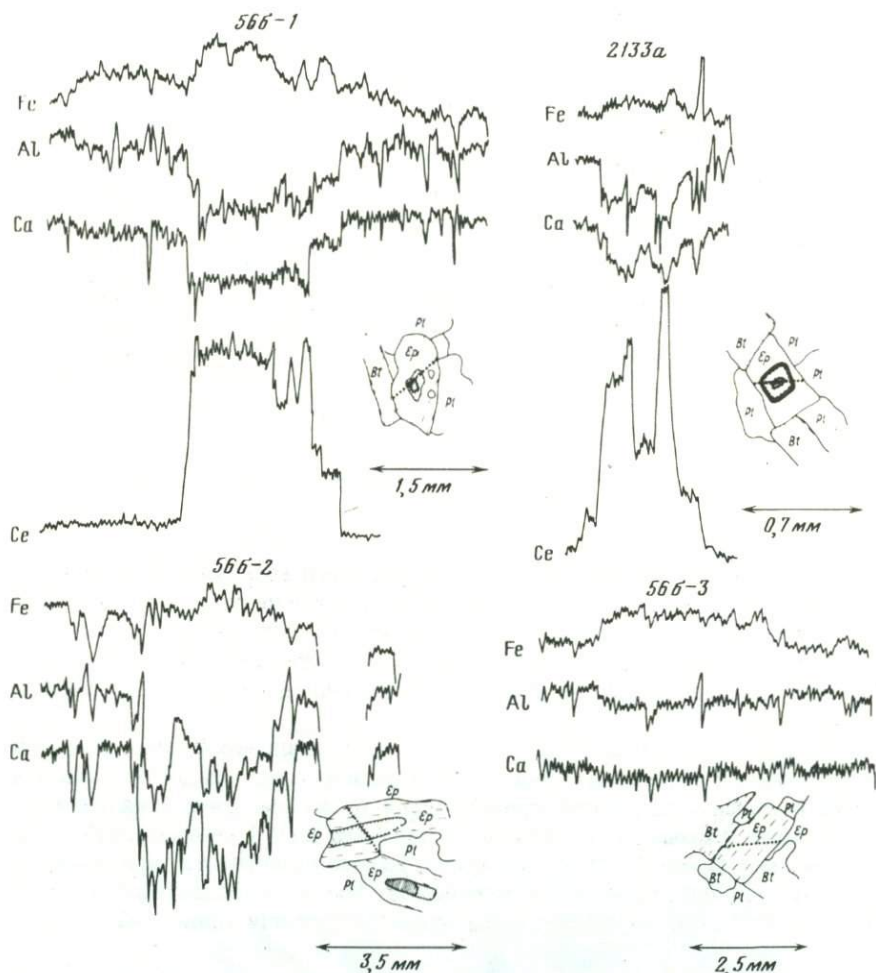
Рис. 32. Примеры сложной зональности в зернах эпидота. В верхнем зерне полисинтетический двойник. Николи скрещены

	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
—	—	0,001	0,03	Сл.	0,028
—	—	0,003	0,02	—	0,0046
—	—	0,002	0,032	0,06	0,014
0,034	0,004	0,008	Сл.	0,012	
—	0,011	0,04	0,041	0,010	
0,02	0,0015	0,036	0,05	0,011	
0,023	0,0012	0,044	0,05	0,016	
0,016	0,0004	0,006	0,03	0,0016	

Так, резкий подъем кривой церия в ядрах зерен возникает благодаря следовым содержаниям его в краевых зонах и вовсе не означает, что рост содержания церия осуществляется энергичнее, чем сопряженное падение содержания кальция. При высоких содержаниях элемента (алюминий) даже пологое изменение кривой означает существенное изменение его содержания.

На рис. 33 приведены также зарисовки проанализированных зерен эпидота (николи скрещены). Видно, что ядра зональных эпидотов характеризуются резким подъемом кривой церия и спадом кривой кальция, что однозначно указывает на ортитовый характер ядер в соответствии со схемой изоморфизма Ca ↔ редкие земли. Баланс валентностей при этом поддерживается одновременным замещением части трехвалентных ионов Al, Fe<sup>3+</sup> ↔ Fe<sup>2+</sup>, что фиксируется падением содержания глинозема и ростом

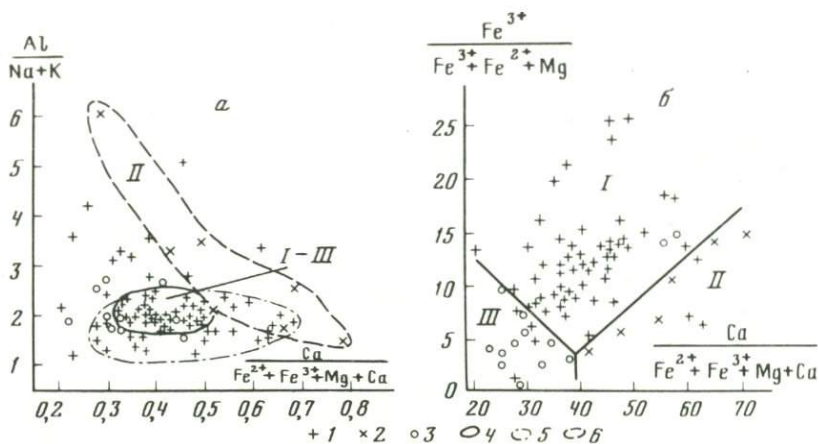




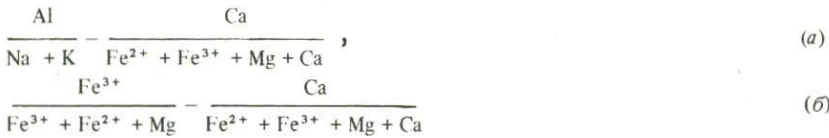
Р и с.33. Результаты линейного микрозондирования зональных эпидотов. Зарисовки проанализированных эпидотов выполнены при скрещенных николях. Точками показаны пройденные профили

содержания железа в центральной части пересечения. Интересно отметить, что сложная многоступенчатая зональность зерен также является отражением близости состава к ортитовому (пр. 2133а, 566-1). В дальнейшем при количественной оценке перепадов пиков полученные результаты могут быть использованы для оценки непрерывности в ряду эпидот-ортит.

В то же время при пересечении зерна, лишённого видимой зональности (566-3), отчетливо выявилась зональность по железу и алюминию с падением железистости от центра к периферии. Такое же падение железистости отмечается при пересечении краевых, оптически однородных областей зональных эпидотов. При этом в отличие от "ортитовых" зон кривые алюминия и железа зеркально повторяют друг друга. Очевидно, в данном слу-



Р и с. 34. Состав пород Удско-Майской зоны в координатах



1-3 — точки составов пород: 1 — содержащих эпидот, 2 — содержащих цоизит, 3 — не содержащих минералов группы эпидота; 4-6 — поля пород на диаграмме Al-Ca; 4 — поле максимальной заселенности эпидотсодержащими породами, 5 — поле эпидотсодержащих пород, 6 — поле цоизитсодержащих пород. I-III — поля пород на диаграмме Ca-Fe<sup>3+</sup>: I — эпидотсодержащих, II — цоизитсодержащих, III — не содержащих минералов группы эпидота

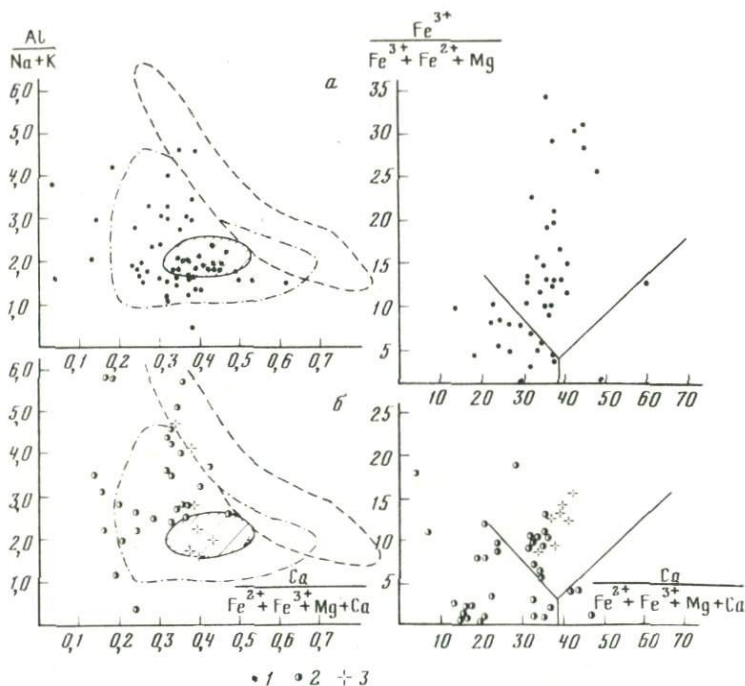
чае мы наблюдаем осуществление изоморфизма по схеме: Al  $\rightleftharpoons$  Fe<sup>3+</sup>, т.е. изменение железистости собственно эпидота.

Суммируя данные по микронзондированию эпидотов, можно утверждать, что наиболее отчетливая зональность связана с присутствием в эпидотах ортитовых ядер. В то же время все зерна, в том числе не обладающие видимой зональностью, обнаруживают падение железистости в периферических областях.

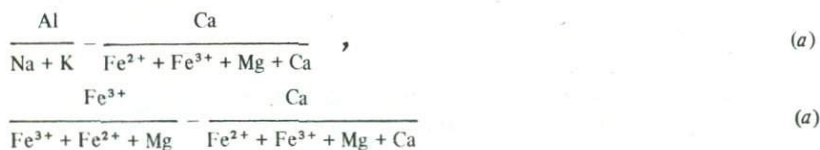
Таким образом, есть основания считать, что эпидот генетически связан с плагиоклазом, а центрами кристаллизации его часто служили зерна ортита. Последним чрезвычайно богаты породы нижнего архея, служившие источником сноса при образовании осадков в верхнем архее. Кроме того, возможно образование ортита в результате метаморфических процессов.

В породах, переработанных гидротермальными низкотемпературными растворами, отмечаются каймы ярко окрашенного высокожелезистого эпидота. Такие явления наблюдаются в узких околоразломных зонах и к процессам регионального метаморфизма отношения не имеют.

Парагенными, равновесными с остальными метаморфическими минералами служили в изученных породах эпидот средней железистости и предельно железистый цоизит. Следует отметить, что именно эти разновидности из группы эпидота считаются наиболее устойчивыми в области высоких температур [Кебезинская, Хлестов, 1971]. Очевидно, что устойчивость мине-



Р и с. 35. Состав пород Купуринской и Иликанской зон в координатах



1—3 — точки составов пород: 1 — Купуринской зоны, не содержащих минералов группы эпидота, 2 — Иликанской зоны, не содержащих минералов группы эпидота, 3 — Иликанской зоны, содержащих эпидот. Остальные условные обозначения см. на рис. 34

ралов группы эпидота определяется химизмом породы и P—T-условиями ее метаморфизма. Согласно экспериментальным данным [Pistorius et al., 1962; Strens, 1965; Newton, 1966; и др.] и результатам расчетов реакций [Маракушев, 1968, 1973; Киселева, Топор, 1973] минералы группы эпидота образуются при повышении давления и снижении температуры, главным образом за счет анортитового компонента плагиоклаза. Существуют представления, что цоизит является минералом более высоких ступеней метаморфизма по сравнению с эпидотом [Harpum, 1954; Strens, 1963].

Минералы группы эпидота чрезвычайно широко развиты в породах удско-майской серии, значительно реже встречаются в породах иликанской и не отмечены (за исключением низкотемпературного наложенного эпидота) в породах купуринской серии.

С целью выяснения причин столь неравномерного распределения минера-

лов группы эпидота были построены диаграммы, отражающие петрохимическую специфику пород в отношении необходимых для образования этих минералов  $Fe^{3+}$ , Ca и Al. Использовались химические анализы всех пород, за исключением содержащих свободный глинозем, кварцитов и мраморов.

Породы удско-майской серии, содержащие эпидот и цоизит, находятся в тесном переслаивании и метаморфизованы в одних и тех же условиях. В отношении химизма они характеризуются повышенными содержаниями кальция и глинозема (рис. 34), особенно высокими для цоизитовых парагенезисов. На диаграмме:  $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg) - Ca / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg + Ca)$  (рис. 34) выявлены три поля. Самое крупное из них — поле эпидотовых парагенезисов (I) — занимает среднюю часть диаграммы с большими содержаниями  $Fe^{3+}$  и умеренными Ca. Цоизиты образуются в породах, где Ca содержится в 5–6 раз больше, чем  $Fe^{3+}$  (поле II). Такие соотношения обычны для кальцифиров и реже встречаются в гнейсах и амфиболитах. При малых содержаниях Ca и  $Fe^{3+}$  минералы группы эпидота не образуются вообще.

Следует отметить, что поля цоизитовых парагенезисов на обеих диаграммах невелики, цоизиты образуются только при строго определенных соотношениях Ca,  $Fe^{3+}$  и Al, что и определяет, вероятно, редкость их появления.

Химизм пород других остальных серий приводится в сопоставлении с удско-майской серией (рис. 35). Из диаграмм следует, что породы иликанской серии отличаются меньшими содержаниями кальция и трехвалентного железа при более высокой глиноземистости. Эпидот появляется лишь в тех породах, которые отвечают по составу эпидотовым породам удско-майской серии.

В то же время породы купуринской серии не отличаются от пород удско-майской серии по содержанию Ca,  $Fe^{3+}$ , Al. Очевидно, отсутствие в них минералов группы эпидота должно объясняться особенностями условий образования, а именно — пониженным по сравнению с Удско-Майской зоной давлением.

## АМФИБОЛЫ

Амфибол — едва ли не самый распространенный минерал среди темноцветных породообразующих минералов, слагающих породы всех четырех структурно-фациальных зон. Наиболее распространены обыкновенная роговая обманка, входящая в состав гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, в кварцитах обычен кумингтонит, в карбонатных породах — тремолит. Кроме того, встречен антофиллит в парагенезисе с гранатом, кианитом, ставролитом, слагающий существенно амфиболовые породы в составе глиноземистых толщ купуринской серии. Обыкновенная роговая обманка из пород Иликанской и Купуринской зон окрашена в зеленый цвет, роговые обманки из пород Удско-Майской зоны часто обнаруживают заметный голубой оттенок, что, вероятно, следует связывать с повышенными содержаниями глаукофановой молекулы (см. ниже). В маложелезистых породах (обр. 60г, 65а) железистость роговых обманок, соответственно, снижается, и они становятся почти бесцветными. Такую же бледно-зеленую окраску имеет кумингтонит. Антофиллит и тремолит не окрашены.

## Химический состав амфиболов

Но- мер п.п.	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
<i>Иликанская зона</i>							
1	Г-26	41,70	1,38	13,51		15,94**	0,32
2	Г-12	42,96	0,49	15,00		13,88	0,26
3	Г-18*	44,79	1,95	10,77		15,91*	0,23
4	Г-25а	43,50	1,04	11,76		17,51**	0,24
5	Г-29а	41,94	1,68	11,53		16,42**	0,26
6	Г-42	41,13	1,46	11,03		17,38	0,35
7	Г-51б*	44,94	0,84	13,45		13,05	0,24
8	Г-52б*	42,96	0,49	15,00		13,88	0,26
9	Г-53*	41,84	1,48	11,20		14,37**	0,34
10	Г-54	42,82	0,41	13,21		13,53	0,36
11	Г-508в*	46,83	0,63	9,47		14,71	0,23
12	Г-515*	40,10	1,38	11,62		21,45	0,31
13	Г-516	43,23	0,72	11,81		15,03**	0,27
14	Г-516д*	43,27	0,51	11,64		13,19**	0,25
15	Г-521*	43,23	0,72	11,81		15,03**	0,27
16	Г-521е*	42,46	1,05	13,48		14,39**	0,22
17	Г-522*	40,84	1,49	14,15		15,21**	0,07
18	Г-523а*	39,75	1,62	13,34		19,42**	0,32
19	Г-524*	42,56	1,30	12,15		13,74**	0,29
20	Г-529*	43,37	0,83	12,95		11,49**	0,20
21	Г-547е*	47,77	0,58	7,42		16,38**	0,28
22	Г-547ж*	42,69	0,98	11,59		16,56**	0,29
23	Г-560а*	42,40	1,45	11,56		13,50**	0,28
24	564а*	41,50	1,23	13,25		16,06**	0,30
<i>Купуринская зона</i>							
25	759а*	53,91	0,05	3,62		19,81	0,05
26	538б*	54,43	0,05	0,81		19,80	3,60
27	590	41,50	1,60	11,50	5,70	13,15	0,37
28	618	40,99	1,63	12,62	4,02	12,05	0,36
29	621б	40,76	1,46	13,46	3,92	16,03	0,39
<i>Удско-Майская зона</i>							
30	59б	45,31	0,18	14,14		8,95*	0,11
31	60г	45,53	0,34	16,99	0,94	5,89	0,15
32	60з	43,60	0,99	15,95	1,78	11,49	0,16
33	64	41,33	1,03	15,52	4,27	14,65	0,14
34-1	65а	44,70	0,62	14,90	1,80	7,66	0,13
34-2	65а	45,42	0,64	14,96	0,00	9,03	0,18
35	92г	40,46	1,58	15,73	3,74	13,78	0,15
36	519д*	40,68	1,06	15,24		14,88*	0,02
37	2132д	42,69	1,13	16,25	3,41	9,64	0,15

Примечание. Аналитики: Ю.С.Бабаева (34-1), Е.А.Шаговская (34-2, 37), Н.И.Кирюхина (30), Э.С.Натарова (31-33, 35), В.М.Чубаров (1-26, 36), Ж.А.Щека (27-29). Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

\* Анализ выполнен на микрозонде.

\*\* Все железо определено как двухвалентное.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<i>Иликанская зона</i>								
9,32	11,09	1,38	0,69	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
8,57	12,04	1,14	0,79	"	"	"	"	
10,54	12,15	1,20	1,19	"	"	"	"	
9,15	11,69	1,14	0,63	"	"	"	"	
9,53	11,89	1,37	1,73	"	"	"	"	
9,02	11,82	1,59	1,62	"	"	"	"	
11,31	12,05	1,08	0,39	"	"	"	"	
8,57	12,04	1,14	0,79	"	"	"	"	
10,01	11,67	1,37	1,19	"	"	"	"	
8,46	11,57	0,97	0,64	"	"	"	"	
10,57	11,61	1,37	0,37	"	"	"	"	
6,89	11,38	1,73	1,18	"	"	"	"	
10,74	11,70	1,64	0,62	"	"	"	"	
12,65	11,88	1,47	0,61	"	"	"	"	
10,74	11,70	1,64	0,62	"	"	"	"	
9,85	11,93	1,33	1,11	"	"	"	"	
9,63	11,34	1,86	0,92	"	"	"	"	
7,32	11,42	1,51	1,27	"	"	"	"	
10,69	11,72	1,54	1,01	"	"	"	"	
12,75	11,09	1,81	0,63	"	"	"	"	
10,92	11,48	1,36	0,16	"	"	"	"	
9,97	12,04	1,24	1,40	"	"	"	"	
11,28	11,79	1,69	1,35	"	"	"	"	
8,93	11,29	1,62	0,79	"	"	"	"	
<i>Купуринская зона</i>								
20,04	0,02	0,31	0,14	"	"	"	"	
17,24	1,59	0,11	0,00	"	"	"	"	
9,57	11,41	1,21	1,40	Сл.	1,82	0,12	0,29	99,59
10,28	11,58	1,47	1,48	0,28	2,16	0,09	0,5	99,46
7,66	11,94	0,77	0,73	Сл.	2,21	0,08	0,31	99,69
<i>Удско-Майская зона</i>								
14,71	10,28	2,38	0,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
14,96	10,43	2,38	0,60	"	1,95	"	"	100,10
10,36	10,04	2,31	1,03	"	2,33	"	"	100,04
7,78	10,00	2,53	1,17	"	1,71	0,00	"	100,13
14,86	9,70	1,95	0,31	1,12	1,70	0,25	"	99,7
15,48	9,67	1,85	0,48	0,00	1,72	0,00	"	99,62
8,08	10,14	2,72	1,17	Не опр.	2,07	Не опр.	"	99,62
9,23	11,13	1,67	1,45	"	"	"	"	
10,90	9,86	2,30	1,11	0,10	2,48	0,00	Не опр.	100,02

Т а б л и ц а 37

Структурные формулы амфиболов и некоторые параметры их составов

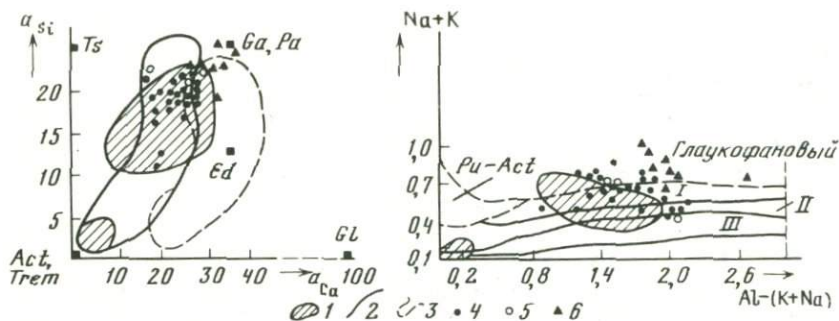
Номер образца	А		М (4)		Σ X	М (1) - М (3)			
	Na	K	Ca	Na		Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn
<i>Иликанская зона</i>									
Г-12	0,22	0,06	1,82	0,18	2,28	2,27	1,61		0,02
Г-18	0,29	0,23	1,94	0,06	2,52	2,34	1,98		0,03
Г-25а	0,23	0,12	1,90	0,10	2,35	2,07	2,22		0,03
Г-26	0,23	0,14	1,82	0,18	2,37	2,12	2,04		0,04
Г-29а	0,36	0,34	1,95	0,05	2,70	2,18	2,10		0,03
Г-42	0,46	0,32	1,98	0,02	2,78	2,10	2,27		0,05
Г-52б	0,28	0,15	1,95	0,05	2,43	1,93	1,75		0,03
Г-51б	0,20	0,07	1,89	0,11	2,27	2,47	1,60		0,03
Г-53	0,36	0,24	1,95	0,05	2,60	2,33	1,87		0,05
Г-54	0,22	0,13	1,93	0,07	2,35	1,97	1,76		0,05
Г-508в	0,26	0,07	1,86	0,14	2,33	2,36	1,84		0,03
Г-515	0,45	0,24	1,92	0,08	2,69	1,62	2,83		0,04
Г-516	0,38	0,12	1,90	0,10	2,50	2,43	1,91		0,03
Г-516д	0,35	0,12	1,92	0,08	2,47	2,84	1,66		0,03
Г-521	0,42	0,37	1,98	0,02	2,79	1,82	2,54		0,04
Г-521е	0,32	0,21	1,93	0,07	2,53	2,22	1,82		0,03
Г-522	0,41	0,18	1,86	0,14	2,59	2,19	1,94		0,01
Г-523а	0,36	0,25	1,90	0,10	2,61	1,70	2,53		0,04
Г-524	0,37	0,20	1,91	0,09	2,57	2,43	1,75		0,04
Г-529	0,32	0,12	1,79	0,21	2,44	2,84	1,44		0,03
Г-547е	0,24	0,03	1,84	0,16	2,27	2,44	2,05		0,04
Г-547ж	0,33	0,27	1,96	0,04	2,60	2,26	2,10		0,04
Г-560а	0,43	0,26	1,93	0,07	2,69	2,56	1,72		0,04
564а	0,34	0,16	1,86	0,14	2,50	2,05	2,07		0,04
<i>Купуриинская зона</i>									
759а	0,03	0,09				4,26	2,36		0,01
538б			0,25	0,03		3,75	2,42		0,45
590	0,27	0,22	1,86	0,14	2,49	2,17	1,67	0,65	0,05
618	0,29	0,31	1,88	0,12	2,60	2,32	1,53	0,46	0,05
621б	0,14	0,17	1,94	0,06	2,31	1,74	2,04	0,45	0,05
<i>Удско-Майская зона</i>									
59б	0,06	0,26	1,59	0,41	2,32	3,17	1,08	0,00	0,01
60г	0,11	0,22	1,57	0,43	2,33	3,13	0,69	0,10	0,02
60з	0,19	0,22	1,57	0,43	2,41	2,25	1,40	0,20	0,02
64	0,22	0,33	1,60	0,40	2,55	1,73	1,83	0,48	0,02
65а	0,09	0,00	1,47	0,51	2,17	3,28	1,11	0,00	0,02
92г	0,22	0,42	1,63	0,37	2,64	1,81	1,73	0,42	0,02
519д*	0,28	0,31	1,82	0,18	2,59	2,10	1,90**		0,00
2132д	0,21	0,19	1,54	0,46	2,40	2,37	1,18	0,38	0,02

Примечание. Формулы рассчитаны по части кислорода.

\* Анализ выполнен на микрозонде.

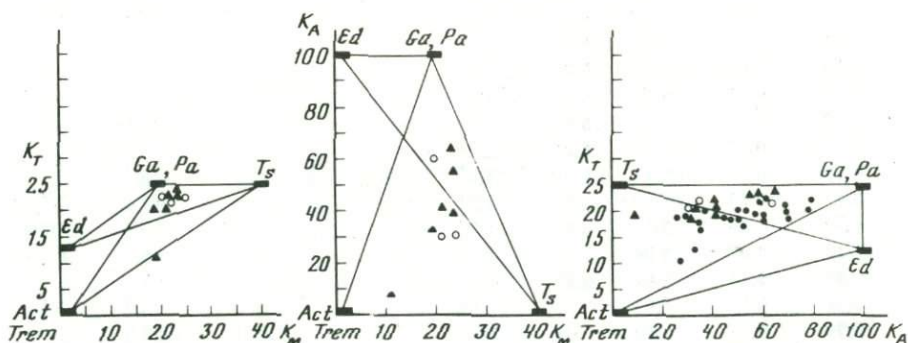
\*\* Все железо определено как двухвалентное.

М (1) - М (3)		Σ Y	Т		О	F	ОН	f <sub>общ</sub>	Глаукофан, %
AlVI	Ti		Si	AlIV					
<i>Иликанская зона</i>									
1,10	0,08	5,08	6,48	1,52				44,4	9
0,56	0,12	5,03	6,67	1,33				45,9	3
0,69	0,12	5,13	6,59	1,41				51,8	5
0,80	0,16	5,16	6,37	1,63				49,0	9
0,51	0,19	5,01	6,43	1,57				49,1	2,5
0,44	0,17	5,03	6,41	1,59				51,9	1
1,16	0,06	4,93	6,49	1,51				47,6	2,5
0,90	0,09	5,09	6,58	1,42				39,4	5,5
0,58	0,17	5,00	6,52	1,48				44,6	2,5
1,10	0,05	4,93	6,67	1,33				47,3	3,5
0,68	0,07	4,98	7,01	0,99				43,8	7
0,48	0,16	5,13	6,32	1,68				63,6	4
0,65	0,08	5,10	6,65	1,45				44,0	5
0,59	0,06	5,18	6,52	1,48				36,9	4
9,51	0,06	4,97	6,26	1,74				58,3	1,0
0,82	0,12	5,01	6,42	1,58				45,0	3,5
0,79	0,17	5,10	6,24	1,76				47,0	7
0,65	0,19	5,11	6,20	1,80				58,8	5
0,67	0,15	5,04	6,49	1,51				41,9	4,5
0,77	0,09	5,17	6,49	1,51				33,6	10,5
0,47	0,07	5,04	7,16	0,84				45,7	8
0,57	0,11	5,08	6,49	1,51				48,2	2
0,54	0,17	5,03	6,46	1,54				40,2	3,5
0,79	0,14	5,09	6,39	1,61				50,2	7
<i>Купуриинская зона</i>									
0,30	0,01	7,06	7,69	0,31				35,7	
0,08	0,01	6,99	7,94	0,06				39,2	
0,37	0,18	5,09	6,81	1,69	22,09	0,06	1,85	51,7	7
0,46	0,19	5,01	6,21	1,79	22,00	0,04	1,96	46,2	6
0,61	0,17	5,06	6,20	1,80	22,00	0,04	1,96	58,9	3
<i>Удско-Майская зона</i>									
0,97	0,02	4,58	6,56	1,44		0,00		25,4	20,5
1,20	0,04	5,18	6,39	1,61	22,17		1,83	20,2	21,5
1,10	0,11	5,08	6,36	1,64	22,00		2,00	41,5	21,5
0,89	0,12	5,07	6,16	1,84	22,30	0,00	1,70	57,1	20
0,97	0,07	5,45	6,46	1,54	22,36	0,00	1,64	25,3	25,5
0,81	0,18	4,97	6,07	1,93	22,00		2,00	54,3	18,0
0,95	0,12	5,07	6,21	1,79				47,4	19,0
1,03	0,12	5,10	6,23	1,77	22,00	0,00	2,00	39,5	23



Р и с. 36. Диаграммы  $a_{Si}-a_{Ca}$  и  $(Na + K) - (Al - (K + Na))$ , по Г.Г. Дук (1976), с точками анализов амфиболов из пород станового комплекса

1-3 - поля составов амфиболов различных типов метаморфизма: 1 - андалузит-силлиманитового, 2 - кианит-силлиманитового, 3 - глаукофанового; 4-6 - амфиболы из пород станового комплекса зон: 4 - Иликанской, 5 - Купуринской, 6 - Удско-Майской



Р и с. 37. Диаграммы  $K_T-K_M$ ,  $K_A-K_M$  и  $K_T-K_A$  для амфиболов из пород станового комплекса

Условные обозначения см. на рис. 36

Химические анализы роговых обманок из разных зон, а также кунингтонита и антофиллита приведены в табл. 36, а их кристаллохимические формулы - в табл. 37.

Некоторые сомнения вызывает анализ роговой обманки б5а, сумма катионов Y в которой значительно превышает 5. Продублированный и выполненный разными аналитиками химический анализ показал хорошую сходимость результатов (см. табл. 36) и исключил подозрение о низком качестве анализа. Возможной причиной искажения кристаллохимической формулы остается загрязнение пробы, отобранной вручную под бинокуляр, микроскопическими включениями кианита, в парагенезисе с которым находится данный амфибол (см. табл. 20). Из таблиц видно, что роговые обманки отличаются высоким содержанием щелочей (0,4-1,01 форм.ед.) и высокой общей глиноземистостью (1,67-2,81 форм.ед.). Особенно высокими содержаниями щелочей и глинозема (0,6-1,01 и 2,51-2,81 соответственно) отличаются роговые обманки из пород удско-майской серии.

Эти особенности химического состава позволяют уверенно отнести изученные амфиболы к высокотемпературным. На различных диаграммах, предназначенных для фациального распознавания амфиболов [Другова, 1972; Дук, 1976; и др.], они попадают в поля амфиболитовой и частично гранулитовой фаций метаморфизма. Принадлежность их к кианит-силлиманитовому типу метаморфизма также не вызывает сомнений. На диаграмме  $(Na + K) - (Al - (K + Na))$ , составленной Г.Г. Дук [1976] с полями различных по давлению серий (рис. 36), изученные амфиболы тяготеют к шотландскому, наиболее высокobarному подтипу кианитового типа и к глаукофановому типу метаморфизма. Однако использование суммы щелочей как в чистом виде, так и в виде коэффициента  $a_{Ca}$ , введенного С.П. Кориковским [1968], представляется нам неоправданным, о чем лишний раз свидетельствует неопределенность положения точек амфиболов на соответствующих диаграммах (см. рис. 36).

Чтобы объяснить неудовлетворительное положение с использованием суммы щелочей, целесообразно вспомнить особенности состава и структуры кальциевых амфиболов.

Природные кальциевые амфиболы принято изображать как смесь идеальных конечных миналов:

тремолит-актинолит	$Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ ;
зденит-феррозденит	$NaCa_2(Mg, Fe)_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$ ;
паргасит-ферропаргасит	$NaCa_2(Mg, Fe)_4AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$ ;
гастингсит-феррогастингсит	$NaCa_2(Mg, Fe)_4Fe^{3+}Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ ;
чермакит-феррочермакит	$Ca_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe^{3+})_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ .

Кроме того, в их составе выделяется обычно глаукофановый минал:  $Na_2(Mg, Fe^{2+})_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ .

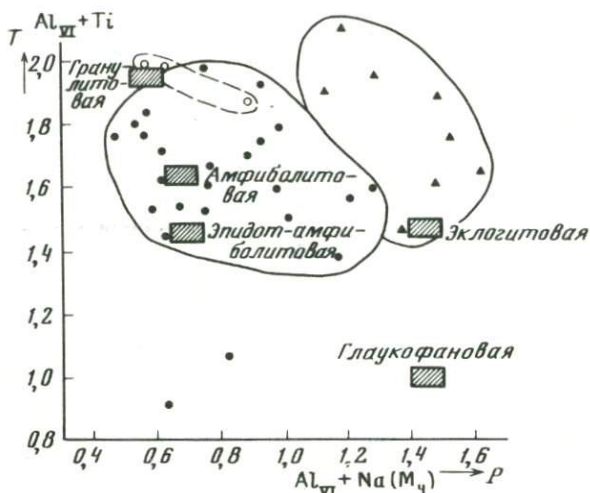
Щелочи занимают две позиции в структуре кальциевых амфиболов: октаэдр  $M_4$  и полиэдр А. При этом в позиции  $M_4$  совместно с Ca и замещающая его может находиться только Na [Ghose, 1965; Colvill, 1966], а K и избыточный Na заселяют позицию А. Процент глаукофановой молекулы будет определяться лишь Na, замещающим Ca, т.е.  $Na(M_4)$ . В связи с этим нам представляется целесообразным разложение состава амфиболов на миналы производить следующим образом.

1. По разности  $2 - Ca$  находим  $Na(M_4)$ , т.е. Na, определяющий количество глаукофана (см. табл. 37). Оставшийся Na дает нам Na в позиции А.

2. Из общего количества  $Al_{VI}$  вычитаем  $Al_{VI}$ , входящий в глаукофан, т.е.  $Al_{VI}(Al_{\text{глаук}} = Na(M_4)) = Al_{VI}^*$ . Получаем  $Al_{VI}^*$ , который входит в гастингсит и чермакит. Деление  $Al_{\text{глаук}}$  на  $2/5$  от общего числа катионов Y дает нам процент глаукофановой молекулы.

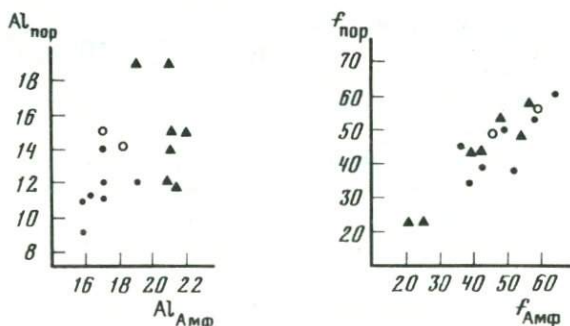
3. По типу получивших в последние годы широкое признание коэффициентов изоморфизма, введенных С.П. Кориковским [1968], принимаем три коэффициента:  $K_T = Al_{IV}/(Al_{IV} + Si)$ ;  $K_M = (Al_{VI}^* + Fe^{3+} + Ti)/(Al_{VI}^* + Fe^{3+} + Ti + Mg + Fe^{2+})$ ;  $K_A = (K + Na(A))/1$ .

С использованием этих коэффициентов, обозначенных буквами соответствующих позиций, строим диаграммы (рис. 37), на которых глаукофан уже не учитывается. При этом микронзондовые анализы ввиду неопре-



Р и с. 38. Диаграмма  $(Al_{VI} + Ti) - (Al_{VI} + Na(M_4))$  для амфиболов из пород станового комплекса

Условные обозначения см. на рис. 36. Средние составы для амфиболов различных фаций, по Е.А. Костюк [1970]



Р и с. 39. Корреляция глиноземистости и железистости амфиболов и содержащих их пород

Условные обозначения см. на рис. 36

деленности с  $Fe^{3+}$ , так же как и на диаграммах С.П. Кориковского, не могут быть использованы при работе с коэффициентом  $K_M$ , однако пригодны для рассмотрения на графике  $K_T - K_A$ .

Такой метод разложения позволяет, с одной стороны, точнее определить долю глаукофанового минерала, а с другой — уменьшить неопределенность, связанную с перекрытием треугольников составов.

Из табл. 37 и рис. 37 видно, что изученные амфиболы устойчиво ограничиваются полем треугольника актинолит—чермакит—гастингсити что содержание глаукофана в них колеблется от 1 до 23. При этом в амфиболах удско-майской серии отмечается некоторое обогащение молску-

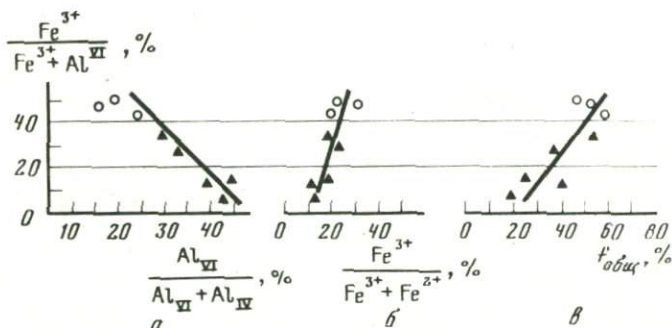
лой Чермака и резкое увеличение доли глаукофана (18–23%) по сравнению с остальными роговыми обманками.

В последние годы утвердилось представление о том, что состав кальциевых амфиболов может служить показателем условий их образования. Экспериментальные работы [Spear Frank, 1976; Плюснина, 1981] и анализ природных парагенезисов [Raase, 1974; Дук, 1976; Morteoni, 1978; и др.] показали, что при прогрессивном метаморфизме увеличивается общая глиноземистость амфиболов, растет содержание Na и Ti. При этом увеличение содержаний Ti и  $Al_{IV}$  относится за счет повышения температуры, давление повышает долю октаэдрического алюминия, способствуя образованию глаукофанового и чермакитового миналов.

В связи с этим нам показалось полезным построить диаграмму в координатах  $(Al_{IV} + Ti) - (Al_{VI} + Na(M_4))$  с нанесением на нее точек изученных амфиболов (рис. 38) и точек средних составов амфиболов из пород различных фаций, по Е.А. Костюк [1970]. Роговые обманки Иликанской и Удско-Майской зон отчетливо разделяются по сумме  $Al_{VI} + Na(M_4)$ . Поле Купуринской зоны не может быть установлено надежно ввиду малочисленности анализов, однако имеющиеся данные указывают на специфический состав амфиболов из этой зоны, богатый  $Al_{IV}$  и Ti и, соответственно, близкий к гранулитовому.

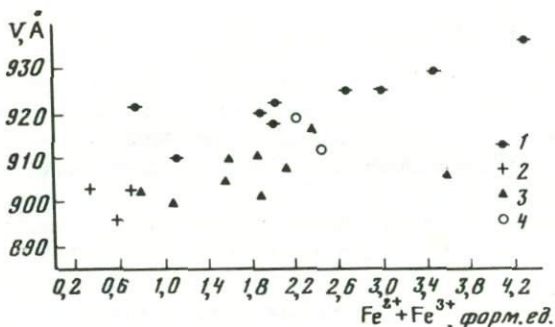
Следует иметь в виду, что высокая глиноземистость роговых обманок удско-майской серии в целом и в шестерной координате может быть увязана с химизмом пород: повышенной глиноземистостью пород грабена и содержанием  $Fe^{3+}$ , вытесняющего Al из октаэдров. Сопоставление амфиболов и вмещающих их пород по глиноземистости позволяет наметить лишь очень слабую корреляцию этих параметров (рис. 39). Обратная связь между  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$ , установленная рядом авторов [Шульдинер, 1973; Morteoni, 1978], фиксируется и для изученных роговых обманок. Увеличение содержания  $Fe^{3+}$  отчетливо увязывается с железистостью амфиболов (рис. 40), которая в свою очередь прямо зависит от железистости пород. Однако в целом породы удско-майской серии характеризуются как раз повышенными значениями  $Fe^{3+}$ , которое концентрируется в эпидоте, гематите, слюдах, и высокие содержания октаэдрического алюминия в амфиболох кажется естественным связывать с действием высокого давления.

В условиях высоких давлений роговые обманки должны были стремиться к образованию более плотных структур. Исследованиями П. Колвилла с соавторами [Colville et al., 1966], получившими дальнейшее развитие в работах других авторов [Robinson et al., 1973; Hawthorne, Grundy, 1973], показано, что объем элементарной ячейки в основном определяется величиной параметра  $b$  при относительной жесткости остальных параметров. В свою очередь величина  $b$  является функцией размера катиона, занимающего позицию  $M_2$  — одну из четырех октаэдрических позиций в структуре амфибола. В неупорядоченных амфиболох, образующихся в условиях высоких температур и низких давлений, катионы  $Fe^{2+}$ , Mg,  $Fe^{3+}$ , Al (в порядке убывания ионного радиуса) распределяются между тремя октаэдрическими позициями  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$  статистически. Высокие давления и низкие температуры способствуют упорядочению структур; маленькие катионы  $Fe^{3+}$  и Al концентрируются преимущественно в позиции  $M_2$ ,



Р и с. 40. Зависимости степени замещения октаэдрического глинозема окисным железом от доли октаэдрического глинозема в общей сумме глинозема (а), степени окисления (б) и общей железистости (в) для амфиболов из пород станового комплекса

Условные обозначения см. на рис. 36



Р и с. 41. Зависимости объема элементарных ячеек амфиболов из пород станового комплекса от содержания в них  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$

1—4 — амфиболы: 1 — андалузит-силлиманитовой и 2 — эклогитовой фаций [Другова и др., 1972], 3 — Удско-Майской и 4 — Купуринской зон

что и приводит к уплотнению ячейки. В случае упорядоченного распределения замена одного атома Mg атомом Al (тремолит—паргасит) должна изменить параметр  $b$  на 0,30 Å; замена двух атомов Mg на два Al (тремолит—глаукофан II<sup>1</sup>) — на 0,60 Å; замена  $Fe^{3+}$  на Al (рибекит—глаукофан I) теоретически — на 0,52 Å. Наблюдаемые изменения всегда вдвое меньше за счет частичного разупорядочивания структур.

Таким образом, величина параметра  $b$ , а следовательно, и объем элементарной ячейки являются функцией суммарного воздействия содержания в амфиболе  $Al_{VI}$  и степени упорядоченности. При этом влияние содержания  $Al_{VI}$  будет сказываться тем больше, чем больше степень упорядоченности.

<sup>1</sup> Глаукофан II — плотная модификация глаукофана, синтезированная В. Эрнстом [Ernst, 1963].

Параметры элементарной ячейки,  $\Delta$  и содержание жел. еза в роговых обманках

Номер образца	a	b	c	$\beta, ^\circ$	$V, \text{\AA}^3$	$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$
60з	9,871	18,070	5,300	74,48	910,03	1,60
60г	9,819	17,969	5,295	75,26	903,50	0,79
65а	9,795	17,968	5,290	75,20	900,13	1,11
92г	9,884	18,024	5,315	74,51	908,75	2,15
519д	9,839	18,014	5,311	74,96	909,02	1,90
590	9,872	18,101	5,329	74,90	919,37	2,33
621б	9,834	18,099	5,307	75,15	912,99	2,49
2132д	9,830	17,968	5,307	74,83	904,72	1,56
К-3/18	9,939	18,150	5,206	74,70	906,28	3,60
К-3/20	9,932	18,097	5,305	74,91	917,44	2,46
К-3/21	9,881	17,877	5,304	74,33	902,32	1,91

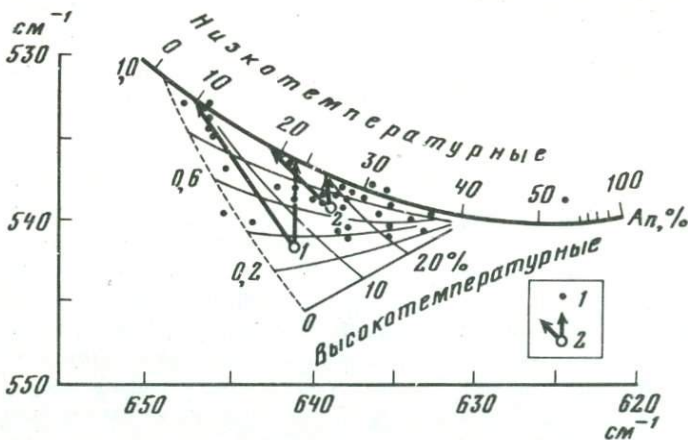
Примечание. Анализ выполнен в лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ ДВНЦ АН СССР на дифрактометре ДРОН-1 порошковым методом. Излучение медное, скорость съемки  $0,5^\circ/\text{мин}$ . Аналитик А.А. Карабиов. Проба с индексом К — из коллекции А.М. Леникова [1974].

Для того, чтобы правильно оценить влияние глиноземистости роговых обманок на параметры ячейки, необходимо учесть два фактора. Первый из них — это содержание крупного иона  $\text{Fe}^{2+}$ , вхождение которого увеличивает параметр  $b$ . Второй — содержание  $\text{Fe}^{3+}$ . Его размеры равны размерам иона  $\text{Mg}$ , и влияние  $\text{Fe}^{3+}$  на параметры сводится к вытеснению  $\text{Al}$  из октаэдрических позиций в тетраэдры. Нами определены параметры элементарных ячеек десяти амфиболов из пород станового комплекса (табл. 38). Полученные данные позволили построить диаграмму  $V_{\text{эл.яч.}}(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$  (рис. 41). Известно, что температура оказывает на объем элементарных ячеек действие, противоположное влиянию давления, способствуя разупорядочиванию катионов в октаэдрических позициях. Чтобы оценить влияние давления, на диаграмму нанесены объемы изофациальных амфиболов ( $T = 625^\circ\text{C}$ ) андалузит-силлиманитовой фации, по Г.М. Друговой и др. [1972]. Эти две группы амфиболов четко разграничиваются на диаграмме, причем амфиболы станового комплекса занимают поле относительно малых объемов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что при формировании пород станового комплекса давление существенно превышало 3,5 кбар — значение, приводимое для условий образования сравниваемых амфиболов [Другова и др., 1972]. На диаграмме приведены также объемы кальциевых амфиболов из эклогитов в амфиболитовой фации, сопоставимые с данными по становым амфиболам.

Из менее распространенных амфиболов нами получены анализы кумингтонита (обр. 538б) и антофиллита (обр. 759а) (см. табл. 37), показавшие, что кумингтонит в парагенезисе с гранатом, магнетитом, кварцем (см. табл. 20) представлен умеренно железистой ( $f = 39,2$ ) разновидностью, а антофиллит из высокоглиноземистой породы почти не содержит железитовой молекулы, железистость его составляет 35,7%.

Породы станового комплекса относятся к образованиям повышенной натровости, и полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазами. Парагенетический калиевый полевой шпат встречается крайне редко. Плагиоклазы являются составной частью всех пород, за исключением мраморов и части амфиболитов.

Определение основности плагиоклазов проводилось по данным оптического изучения, по величине показателей преломления, определенных в иммерсии [Татарский, 1956], по данным ИК-спектроскопии [Плюснина, Хачатрян, 1980; Hafner, Laves, 1957] и химического анализа. Структурное состояние оценивалось по данным рентгеновского изучения [Slemmons, 1962] и ИК-спектроскопии [Hafner, Laves, 1957; Валуи, 1974]. В целом отмечается хорошая сходимость результатов, полученных различными методами (табл. 39). Следует лишь отметить, что в случае определения состава плагиоклазов с упорядоченностью меньше единицы по данным ИК-спектроскопии хорошие результаты дает определение по полосе поглощения в области  $650-620 \text{ см}^{-1}$  ( $\nu_1$ ). Если же на графике С. Хафнера и Ф. Лавеса (рис. 42) воспользоваться наклонными линиями равных состав, получаются составы, заниженные почти на десять номеров при упорядоченности 0,7 и на пятнадцать номеров — при упорядоченности 0,4–0,3. На рис. 42 это показано на примере образцов 3546 ( $\delta = 0,3$ ,  $\nu_1 = 641 \text{ см}^{-1}$ ,  $\nu_2 = 542 \text{ см}^{-1}$ ) и 2132а ( $\delta = 0,7$ ,  $\nu_1 = 639 \text{ см}^{-1}$ ,  $\nu_2 = 539 \text{ см}^{-1}$ ). Выполненные для этих образцов химические анализы показывают, что способ определения состава по полосе  $\nu_1$  является более корректным. Для контроля были использованы кривые зависимости от состава плагиоклазов максимумов полос поглощения в областях  $650-620 \text{ см}^{-1}$  ( $\nu_1$ ) и  $590-580 \text{ см}^{-1}$  ( $\nu_3$ ), приведенные в работе И.И. Плюсниной и Г.К. Хачат-



Р и с. 42. Диаграмма для оценки структурного состояния плагиоклазов методом ИК-спектроскопии [Hafner, Laves, 1957]

1 — плагиоклазы из пород станового комплекса; 2 — примеры определения состава плагиоклазов на обр. 3546 (1) и 2132а (2). Линии равной упорядоченности проведены по Г.А. Валуи [1974]

Состав плагиноклазов, определенный различными методами,  
и данные по их упорядоченности

Номер образца	№ Р1 Имм.	№ Р1 ИКС	№ Р1 Оптика	№ Р1 Хим.ан.	δ Рентг.	δ ИКС	Ог, %
<i>Иликанская зона</i>							
Г-19		26		28	1		
Г-26		36	36	41	0,6		
Г-28		31	30	29	0,6		
Г-31ж		22	22	22	0,9		
Г-58		28		27	0,4		
Г-521в		32	37	35	0,7		
Г-523а		35		33	0,7		
548а			33		0,8		
558			30		0,75		
564а			36		0,9		
576			40	46	0,6		
Б-40		34	32	34			
Б-43а		35		32	0,8		
Б-43б			38	36	0,7		
Б-51		32	30	34	0,6		
Прочие 15 проб			23-48				
<i>Купуринская зона</i>							
560д	22			26			1,2
557		28				0,4	
559б	37	33				0,4	
568а	23	26				0,7	
590		32				0,9	
618		30				1,0	
621а	36	36				1,0	
621б	60	55					
<i>Удско-Майская зона</i>							
52б	22						
57в	25	27				1	
59б	10						
60б	13	10			0,8	0,9	
60в	7						
60г	22	22	22				
61а				9			1
64	16	14		15		0,8	0,3
75в				24			3
86е		15		17		0,8	9
86ж	17	14				0,8	
90		23				1,0	
107	15		16				
350	15						
354б		22				0,3	
374	22	22				1,0	
661а				27			2

Т а б л и ц а 39 (окончание)

Номер об. разца	№ Р1 Имм.	№ Р1 ИКС	№ Р1 Оптика	№ Р1 Хим. ан.	δ Рентг.	δ ИКС	Ог, %
<i>Удско-Майская зона</i>							
719а				26			8
2129а		12				0,8	
2132а	16	24		21		0,7	16
2132д	28	28	30		1	0,8	
2133а	23	26			0,7		
2147	24			27			2
2150				24			3
2155а	28	28		22		1	1
2132г	9	5				0,9	
2155б	28						
2157г		23		35	0,4	1	
Прочие 16 проб	7-28						

ряна [1980]. Использование полосы  $\nu_3$  часто вызывает затруднение из-за неопределенного положения максимума.

В табл. 39 показаны в основном составы плагиоклазов, определенные не менее чем двумя независимыми методами. Составы, определенные только одним методом, приведены для тех образцов, в которых проанализирован какой-либо темноватный минерал и парагенезисы которых представлены в табл. 20. Все остальные определения даны в конце разделов таблицы, кроме того, показан диапазон колебаний составов.

Из табл. 39 видно, что подавляющее большинство плагиоклазов относится к упорядоченным разностям и лишь немногие попадают в разряд промежуточных. Плагиоклазы из пород Иликанской зоны имеют, как правило, основность 27-46% An. Исключение составляют образцы гранат-двуслюдного гнейса (обр. Г-31), где встречен плагиоклаз с основностью 22-23. Эти образцы являются также единственными в Иликанской зоне, где установлен калиевый полевой шпат, и, очевидно, характеризуются высоким потенциалом щелочей. Плагиоклазы Купуринской зоны изучены значительно хуже, однако, по имеющимся данным, имеют примерно такую же основность, что и плагиоклазы из пород Иликанской зоны. Необычно основным (№ 55-60) оказался плагиоклаз из гранат-амфибол-диопсидового кристаллического сланца (обр. 621б). Судя по парагенезису и химическому составу породы, в данном случае мы имеем дело с метаморфизованной ортопородой ультраосновного состава. Очевидно, высокая основность плагиоклаза носит унаследованный характер.

Плагиоклазы из пород Удско-Майской зоны резко отличаются от остальных своей низкой основностью (7-28% An). Основность 35% An определена для одного (из 45 исследованных) плагиоклаза, при этом не исключена возможность заражения цоизитом. Эта особенность становится еще более удивительной, если учесть, что плагиоклазы Иликанской и Купуринской зон отобраны преимущественно из малокальциевых гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов, в то время как породы Удско-Майской зоны обогащены кальциевыми минералами: амфи-

Химический состав плагиоклазов из богатых кальцием пород  
Удско-Майской зоны

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	X <sub>Ап</sub> <sup>Pl</sup>	Парагенезис
61a	66,14	20,84	2,04	10,95	0,13	0,09	Gr-Bi-Ep-Hb-Pl-Cc-Qu-Sph-Ore
75в	63,19	23,03	5,15	9,29	0,60	0,24	Hb-Di-Bi-Ep-Pl-Qu-Sph-Ore
86е	65,01	22,66	3,73	9,94	0,31	0,17	Gr-Bi-Ep-Hb-Sca-Pl-Qu-Sph
661a	61,87	23,68	5,61	8,48	0,30	0,27	Gr-Di-Zo-Cc-Pl-Qu-Sph
719a	62,10	23,43	5,78	9,13	0,16	0,26	Gr-Di-Cc-Sph-Gf-Pl-Qu
2132a	65,62	22,39	3,50	9,88	4,43	0,21	Gr-Bi-Ep-Hb-Sca-Pl-Qu
2147	61,72	23,50	5,65	8,66	0,47	0,27	Gr-Di-Hb-Ep-Cc-Sph-Ap-Pl-Or-Qu
2150	63,40	23,59	4,86	8,67	0,52	0,24	Di-Cc-Sph-Pl
2155a	64,01	23,58	4,95	9,46	1,01	0,22	Gr-Bi-Di-Cc-Zo-Pl-Qu-(Or)

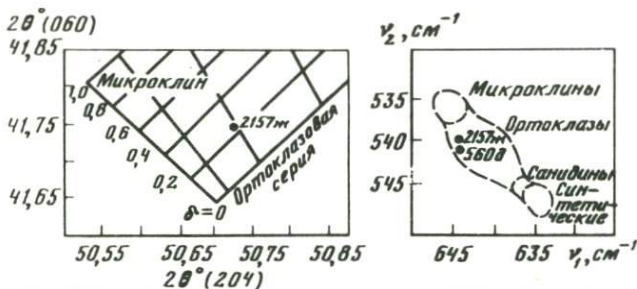
Таблица 41

Химический состав зональных плагиоклазов

Параметры	Г-52г		Г-51а		Г-55г		Г-55ж	
	с	г	с	г	с	г	с	г
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,68	25,15	23,18	25,18	23,67	24,83	25,70	26,92
Na <sub>2</sub> O	9,45	8,40	4,32	6,33	6,59	6,91	6,99	6,40
K <sub>2</sub> O	0,10	0,07	0,09	0,07	0,12	0,79	0,07	0,06
SiO <sub>2</sub>	63,49	58,69	65,08	60,90	62,50	60,92	59,01	58,56
CaO	4,17	6,50	3,35	6,37	5,60	6,53	7,96	8,80
Сумма	99,89	98,81	96,02	98,85	98,48	99,98	99,73	100,74
X <sub>Ап</sub> <sup>Pl</sup>	0,19	0,30	0,30	0,35	0,32	0,34	0,38	0,43
Or, %		0,4		0,4		4,6		0,3

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде. Аналитик В.М. Чубаров. См. примечание к табл. 43.

болом, эпидотом, скаполитом и др. В табл. 40 приведены химические анализы плагиоклазов из парагенезисов с кальцитом, скаполитом и диопсидом. Из табл. 40 видно, что даже в парагенезисах с кальцитом основность плагиоклаза не превышает 26–27% Ап. Очевидно, что такой устойчиво кислый состав плагиоклазов из пород Удско-Майской зоны диктуется внешними условиями, а именно – либо пониженными температурами,



Р и с. 43. Оценка структурного состояния калиевых полевых шпатов из пород станового комплекса по данным рентгеновского и ИК-спектроскопического изучения

либо повышенными давлениями при метаморфизме по сравнению с остальными зонами.

Широко распространены среди изученных плагиоклазов зональные разновидности. Слабая регрессивная зональность с раскислением в краевых зонах относится нами за счет остывания после достижения максимума метаморфизма. Характерно при этом, что в ядрах плагиоклаза выделяются рудная сыпь и мельчайшие кристаллики эпидота и мусковита, т.е. плагиоклаз освобождается от Са, Fe, К. Значительно больший интерес представляет прогрессивная зональность в плагиоклазах в парагенезисе с гранатами [Авченко, 1979]. В табл. 41 приведены микрозондовые анализы плагиоклазов с резко выраженной химической зональностью, причем основность от центра к краю возрастает и иногда — существенно (обр. Г-52г). Следует отметить, что все исследованные на микрозонде зональные плагиоклазы изучены в гранат-биотитовых гнейсах, отобранных в низовьях р. Гилжой (южная часть Иликанской зоны). Однако судя по оптическим данным, аналогичная зональность наблюдается в плагиоклазе из гранат-биотитового гнейса, отобранного на восточном окончании Удско-Майской зоны (обр. 2156, р. Лавля).

Калиевый полевой шпат встречается, как уже указывалось, крайне редко и почти исключительно в мусковитсодержащих разновидностях. Судя по полученным оптическим данным ( $2V = 58-76^\circ$ ) и результатам структурного изучения (рис. 43), калиевый полевой шпат в породах станового комплекса представлен низким ортоклазом, что вполне соответствует представлениям ряда авторов о характере калиевого полевого шпата в амфиболитовой фации [Галибин и др., 1972].

Широко развит в породах наложенный калиевый полевой шпат — микроклин, образование которого иногда определенно увязывается с воздействием позднестановых (или раннепротерозойских) гранитоидов.

#### МИНЕРАЛЫ ТИТАНА И РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы титана: рутил, сфен и рудные минералы обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь, что делает целесообразным рассмотрение их в одном разделе.

**Парагенезисы рудных минералов.** По характеру парагенезисов рудных минералов Иликанская зона резко отличается от Купуриной и Удско-

Майской зон. Породы двух последних зон содержат магнетит и ильменит в качестве метаморфогенных минералов. Ильменит при этом может быть чистым и может содержать гематитовую фазу, образуя весьма характерные ильменит-гематитовые структуры распада. Сульфидная минерализация носит исключительно наложенный характер и связана, как правило, с воздействием мезозойского магматизма.

Породы Иликанской зоны местами содержат в качестве равновесных минералов ильменит, магнетит и сульфиды: пирит, халькопирит, кубанит. Первичный характер сульфидной минерализации, помимо наблюдений над характером выделений, подтверждается полосчатым распределением рудных минералов. Так, в пределах одного аншлифа гранат-биотитового кварцитосланца (обр. Г-29) наблюдаются три прослоя: 1) содержащий сульфиды, 2) насыщенный магнетитом, 3) лишенный рудных минералов.

Ильменит в породах Иликанской зоны нигде не содержит гематитовой фазы. Гематит, если и наблюдается, то лишь в виде вторичных паутинообразных выделений, развивающихся по магнетиту и нерудным минералам. Наиболее вероятным объяснением отмеченной специфики Иликанской зоны, с одной стороны, и Купуринской и Удско-Майской зон — с другой, может служить различие в исходном составе толщ, слагающих эти зоны. Не исключено, что породами с повышенной активностью кислорода, обусловившей появление ильменитов, богатых гематитовой составляющей, явились вулканы, широко развитые среди образований купуринской и удско-майской серий.

Это предположение кажется тем более вероятным, что ильмениты с ильменит-гематитовыми структурами распада отмечены в амфиболитах и амфиболовых гнейсах, т.е. породах, изверженное происхождение которых представляется вполне реальным. Характерно также, что ильменит-гематитовые структуры распада обычны в комагматичных с метавулканитами купуринской серии диоритах\* токсско-алгоминского комплекса. В то же время в породах несомненно осадочного происхождения — кварцитах и высокоглиноземистых гнейсах — встречается только чистый ильменит.

В целом, однако, для образований купуринской и удско-майской серий характерно чередование разностей, содержащих чистый ильменит и ильменит, богатый гематитовой фазой. Так, в разрезе удско-майской серии по р. Салга в коренных обнажениях в точках, отстоящих друг от друга на 300 м, отобраны обр. 86ж и 87, содержащие чистый ильменит и ильменогематит соответственно. Амфиболиты бассейна р. Ванга содержат либо ту, либо другую разновидность. Возможно, при изучении большего количества рудных шлифов выявятся примеры еще более тесного переслаивания пород, содержащих ильменит с различным содержанием гематита.

**Парагенезисы минералов титана.** Минералы, содержащие титан, представлены ильменитом, рутилом и сфеном. Сфен в изученных породах представлен разновеликими зернами, достигающими 1 мм в гнейсах и 5 мм в кальцифирах. Крупные зерна имеют форму ромба и разбросаны по породе. Мелкие зерна обычно овальные и нередко собраны в линзовидные обособления, вытянутые по сланцеватости. Сфен окрашен в золотисто-бурый цвет различной интенсивности. В густоокрашенных разностях отмечены полисинтетические двойники. Содержания сфена в гнейсах дости-

Распределение минералов титана по различным группам пород

Группы пород	Количество проб, содержащих минералы титана, %						Минералы титана отсутствуют
	Ru	Ru + Ilm	Ilm	Ilm + Sph	Sph	Sph + Ru	
Кальцифировые, известково-силикатные породы (n = 17)	0	0	0	0	88	0	12
Амфиболиты (n = 52)	6	6	15	23	38	4	11
Амфиболовые гнейсы (n = 116)	1	1	10	21	39	7	21
Гранат-эпидот-двуслюдяные гнейсы (n = 33)	3	0	10	3	40	0	44
Гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы (n = 41)	5	2	24	2	7	0	60
Высокоглиноземистые гнейсы (n = 21)	28	17	22	0	0	0	33

Примечание. Индексом Ilm здесь обозначен как чистый ильменит, так и ильменит, включающий гематитовую фазу.

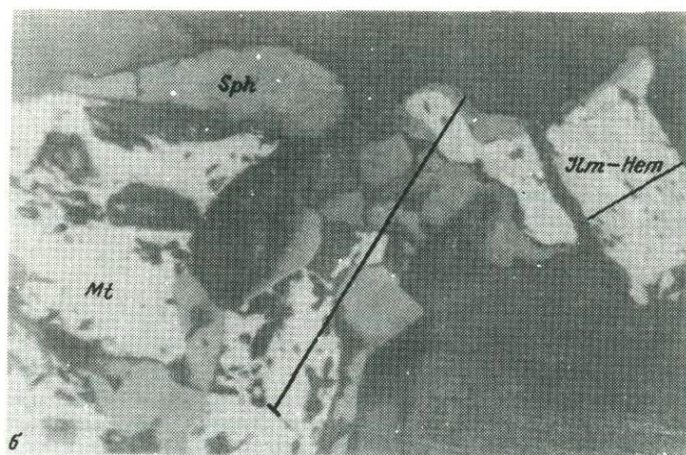
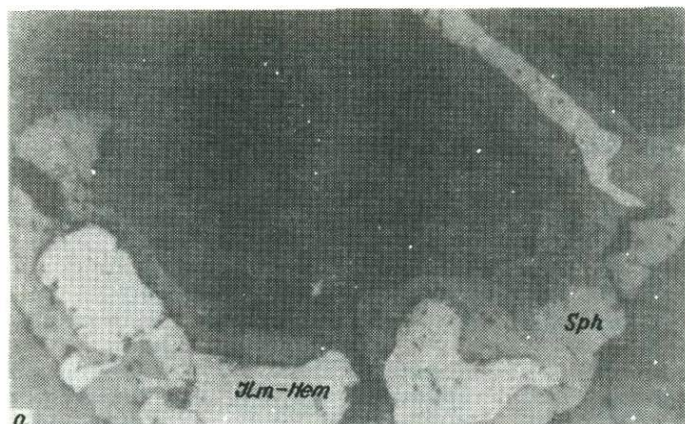
гают 2–3% от общего объема породы, а в отдельных прослоях среди кальцифиров могут составлять 10%.

Зерна рутила мельче, чем зерна сфена. Обычно рутил окрашен в темный золотисто-бурый, реже красновато-коричневый цвет. Содержание рутила в высокоглиноземистых гнейсах, как правило, незначительно, однако иногда достигает 1%. В амфиболитах его содержание доходит до 2%. Удлиненно-овальные зерна рутила ориентируются по сланцеватости породы.

Зерна ильменита имеют неправильную, реже удлиненную форму. Его содержания колеблются от долей до 5–8% в некоторых амфиболитах. В своеобразной богатой железом и глиноземом породе (обр. 42) содержание ильменита достигает 30%.

Естественно предположить, что появление того или иного из этих трех минералов диктуется содержанием и соотношением в породе титана, кальция и железа. Однако попытки увязать эти характеристики как для комплекса в целом, так и для отдельно взятой группы пород (например, гранат-биотитовых гнейсов) не увенчались успехом. Очевидно, зависимость между химизмом пород и появлением того или иного из минералов титана носит достаточно сложный характер.

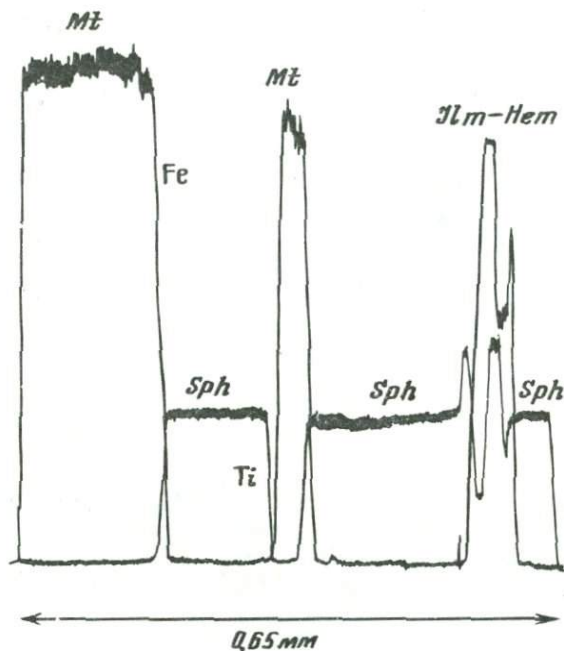
Некоторое представление о характере минералов титана в различных породах можно получить из табл. 42. В ряду падения кальциевоности пород от кальцифиров к гранат-биотитовым гнейсам через амфиболовые и эпидотсодержащие породы отмечаются закономерное уменьшение сфеносодержащих разностей и увеличение числа пород, вовсе не содержащих ми-



Р и с. 44. Кайма сфена вокруг рудных минералов (обр. 87) ильменита (а), ильменита и магнетита (б). Снимки выполнены в отраженном свете

нералы титана. Рутил, согласно табл. 42, встречается в породах всех групп. Следует, однако, отметить, что он особенно характерен для амфиболитов удско-майской серии (9% амфиболитов содержат Ru и 5% — Ru + Sph; в купуринской — 3% амфиболитов содержат Ru и не отмечено ни одного случая совместного нахождения рутила и сфена). Возможно, такая "рутиловая специализация" амфиболитов удско-майской серии объясняется высокой титанистостью исходных базальтоидов, характерной для базальтов рифтовых зон.

Несколько выпадает из общей закономерности группа высокоглиноземистых пород. Полным отсутствием сфена она логически завершает ряд, однако процент свободных от минералов титана разностей резко снижается за счет широкого развития в породах этой группы ильменита и особенно рутила.



Р и с. 45. Профиль линейного микрозондирования через зерна рудных минералов с каймой сфена (обр. 559в) (см. рис. 44, б). Показаны профили микрозондирования

Сфен, ильменит и рутил встречаются в амфиболсодержащих породах во всех возможных сочетаниях, в том числе отмечены случаи, когда в породе сосуществуют все три минерала. Чаще всего сочетание сфена и ильменита в крупных независимых зернах сопровождается появлением каймы сфена вокруг зерен ильменита (рис. 44, а). Интересно, что в отдельных случаях сфен окружает не только ильменит, но и магнетит (рис. 44, б). Контакты сфена и рудных минералов четкие (рис. 45), титанистость минералов вблизи контакта не меняется. Каймы сфена вокруг рудных минералов принято рассматривать как явление регрессивного характера [Blake, Morgan, 1976; Ytaya, Banlo, 1980]. Труднее доказывается регрессивный характер сфена в сочетании с рутилом. Сфен здесь не образует выраженных кайм, а лишь содержит мелкие включения рутила в центральной части зерен. Прогрессивное образование рутила за счет сфена может происходить по реакциям:  $Cc + Qu + Ru = Sph + Co_2$  (1);  $5Sph + 2Czo = 3Gross + 5Ru + 2Qu + H_2O$  (2).

В изученных породах нет парагенезисов рутила с кальцитом и образование рутила, согласно реакции (1), маловероятно. Отвечающий реакции (2) парагенезис сфена, рутила, эпидота и кальциевого граната распространен достаточно широко.

Самые сложные взаимоотношения существуют между ильменитом и рутилом. Примеры сложно построенных зерен иллюстрируются рис. 46. Помимо ильменита и рутила, в строении зерен принимает участие гема-

## Химический состав сфенов, магнетитов, ильменитов, гематитов

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<i>Сфены</i>								
64	31,24	38,05	1,93	0,61	0,00	0,09	29,19	He опр.
86e	31,51	39,18	1,69	0,66	0,00	0,00	29,09	"
559В-1	31,33	38,64	1,93	0,36	0,00	0,21	26,70	"
559В-2	30,21	39,05	1,77	0,40	0,00	0,24	26,77	"
2150	31,09	37,47	2,88	0,53	0,10	0,05	28,38	"
<i>Магнетиты</i>								
42	0,18	0,15	1,02	100,01	0,01	0,02	He опр.	0,15
42a	0,07	1,73	0,84	86,14	0,00	0,00	0,00	He опр.
559В	0,27	0,13	0,46	88,63	0,46	0,25	He опр.	0,10
<i>Ильмениты</i>								
42 (I)	0,23	41,94	0,07	55,75	0,13	0,11	"	0,14
42a	0,27	54,91	0,14	47,67	0,00	0,16	0,00	He опр.
51Г (с)	0,25	44,12	0,01	48,94	0,10	1,97	He опр.	0,04
51Г (г)	0,22	45,91	0,02	46,14	0,09	2,20	"	0,00
559В (м)	0,25	43,83	0,04	49,72	0,26	2,37	"	0,03
<i>Гематиты</i>								
42 (м)	0,22	19,05	0,22	76,45	0,13	0,12	"	0,11
559В (l)	0,19	14,60	0,19	77,35	0,10	1,46	"	0,08
<i>Реконструированные ильмениты</i>								
42	0,24	24,32	0,19	71,69	0,13	0,12		0,12
559В	0,23	32,14	0,10	60,77	0,20	2,01		0,05

Примечание. Анализы выполнены на микросзонде. Аналитики: О.В. Авченко (1, 2, 7, 11), Н.И. Кирюхина (3, 4, 6, 8-10, 12-20), В.М. Чубаров (5). Индексами с, г, l, m помечены соответственно центр, край, ламелли и матрица зерен. Реконструкция состава распавшихся ильменитов проведена методом сканирования профилей.

тит. Возможно, в данном случае мы наблюдаем результат прогрессивной реакции между рутилом и присутствующим здесь же магнетитом с образованием ильменита и гематита. Вероятным также представляется образование рутила по ильмениту в ходе прогрессивного метаморфизма, как это наблюдалось в зональных комплексах Таймыра [Коробова, 1977].

Во всяком случае, регрессивный характер реакции образования рутила по ильмениту, доказанный для металелитов зоны Санбагава [Утава, Ваппо, 1980], в изученных породах не устанавливается. И рутил и ильменит встречаются в данной породе в виде самостоятельных зерен, в строении агрегатов ильменит обычно занимает краевые участки, а иногда образует отчетливые каймы. Такие каймы имеют несомненно регрессивное происхождение и являются дополнительным аргументом в пользу более высокотемпературного происхождения рутила по сравнению с ильменитом.

Минеральный состав сосуществующих магнетитов, ильменитов, гематитов

Номер образца	Магнетит		Ильменит			
	Ulv	Herz	Mt	Ryt	Hem	Ilm
42	0	2	98	0	22	78
42a	5	2	93	0	0	100
51г (с)				4	13,75	86,25
51г (г)				5	8,8	91,2
559в	0	1	99	5	15,5	79,5

Примечание. Обр. 42 — ильменит-магнетит-силлиманитовый кристаллический сланец; 42a — гранат-силлиманит-ильменитовый кристаллический сланец; 51г — ксенолит амфиболита в граните; 559в — гранитизированный гранат-биотит-амфиболовый гнейс. Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

**Состав минеральных фаз.** В табл. 43 приведены анализы сфенов и рудных минералов, выполненные на микрозонде. Обращает на себя внимание выдержанный характер химизма сфена. Независимо от того, образует он самостоятельные зерна (обр. 64, 86е, 2150) или каймы вокруг рудных минералов (обр. 559в), сфен характеризуется довольно низкими содержаниями железа — 0,35–0,66% и устойчиво повышенными содержаниями глинозема — 1,69–2,88%. Несколько выделяются сфены, слагающие каймы, пониженным содержанием кальция, что позволяет предполагать обогащение их редкими землями.

Магнетиты в породах станового комплекса представлены довольно стерильными разновидностями, свободными от существенных примесей Mg, Mn, Sr. Содержания титана также крайне незначительны, однако для магнетита в парагенезисе с чистым ильменитом заметно возрастают (1,73% вес.).

Наибольший интерес представляет собой изучение ильменитов. Наблюдается несколько структурных типов ильменита: чистый однородный ильменит, ильменит с мельчайшими капельными включениями гематита (начальная стадия распада) и ильмениты с отчетливыми и достаточно крупными ламеллами на фоне минерала матрицы (глубокий распад на две фазы). В этом случае ламеллы могут быть сложены гематитом, а матрица — ильменитом (рис. 47, б), могут наблюдаться обратные соотношения (рис. 47, а), а также могут быть встречены сложно построенные зерна с чередованием участков, обогащенных ильменитом или гематитом (рис. 47, в).

Результаты анализа этих разновидностей приведены в табл. 47, а линейные профили зондирования — на рис. 48. Из профилей видно, что зерно ильменита в обр. 51г имеет зональное строение с падением содержания железа в краевых зонах. В шлифе эта зональность проявляется в отсутствии капельных включений гематита на периферии зерна. Анализ краевой зоны ильменита показал 46,14% вес., анализ ядра зерна — 48,94% вес. при обратном соотношении по  $TiO_2$ . Однородный ильменит (обр. 42a) обнаружил очень высокое содержание титана (54,91% вес.) при соотно-

Гематит			Реконструированный ильменит			Наличие структур распада
Ryt	Hem	Ilm	Ryt	Hem	Ilm	
0	70	30	0	59	41	Отчетливые
						Отсутствуют
						Слабые
3	79	18	4	41	55	Отсутствуют
						Отчетливые

шению титана и железа, близком к теоретически рассчитанному для идеального ильменита. В зернах ильменитов с достаточно крупными ламеллами (обр. 42, 559в) удалось проанализировать состав как ламелл, так и матрицы. По полученным данным методом сканирования профилей были рассчитаны первичные "реконструированные" составы ильменитов, показавшие очень высокие содержания железа (60,77 и 71,69% вес.).

Обращает на себя внимание неоднородное обогащение ильменитов марганцем: от первых десятых процента в одних пробах до двух процентов в других. Характерно, что повышенная марганцовистость отмечается также для всех сосуществующих фаз: сфена, магнетита, гематита. Один из возможных вариантов объяснения повышенной марганцовистости

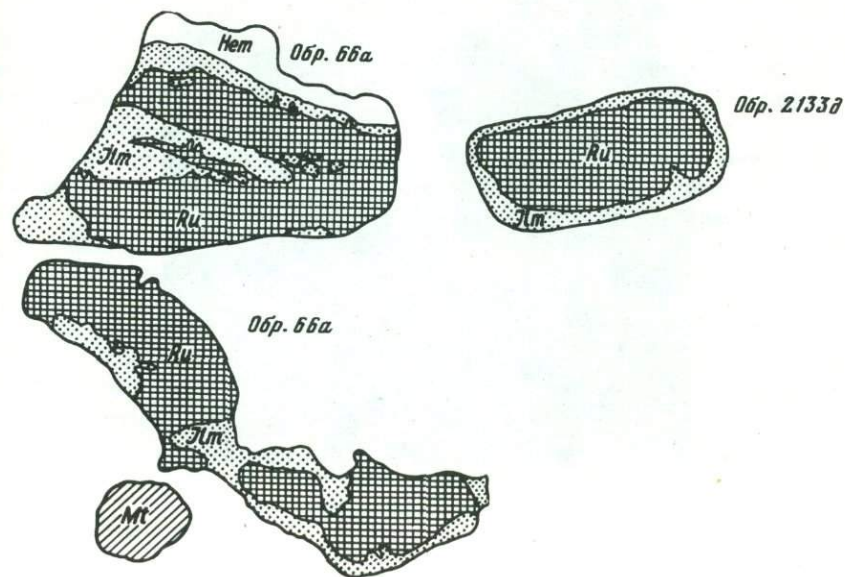
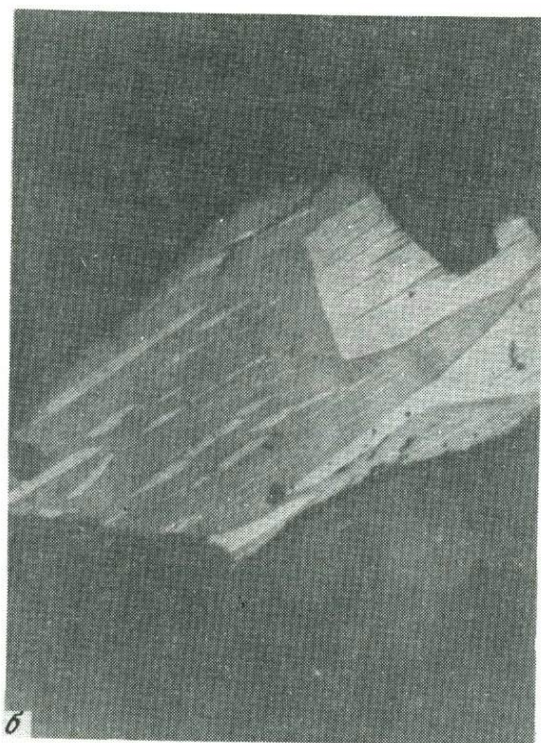
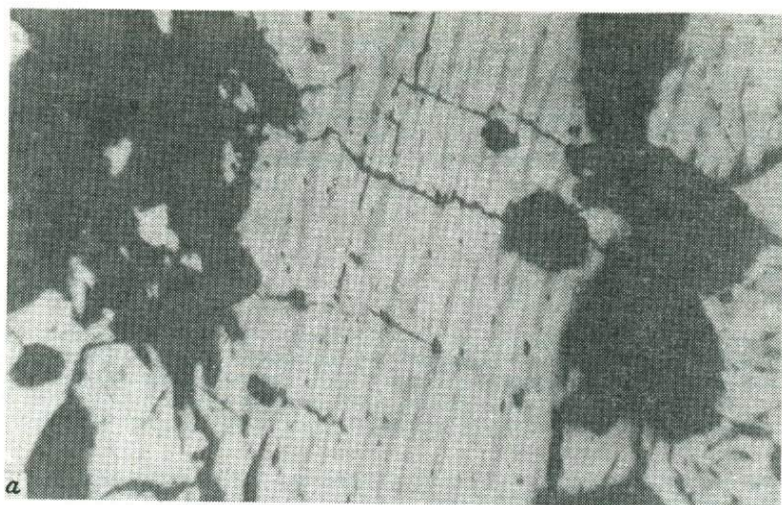


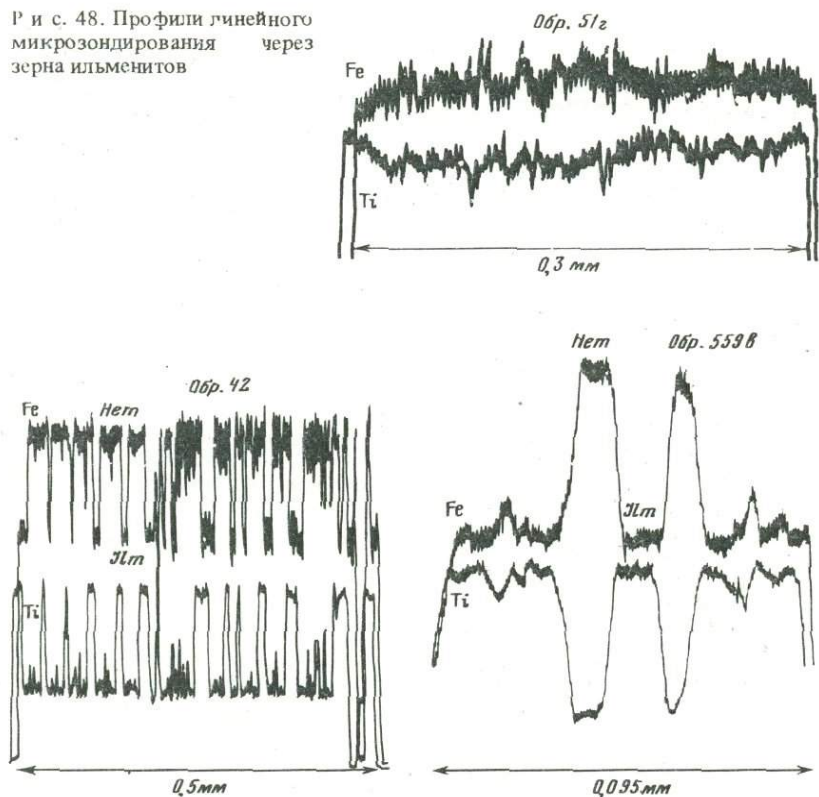
Рис. 46. Взаимоотношения рутила и ильменита. Зарисовка шлифов



Р и с. 47. Структуры распада в ильменитах

*а* — ильменитовые ламелли, гематитовая матрица; *б* — сложн-построенные зерна. Темное — ильменит, светлое — гематит. Показаны профили микрозондирования

Р и с. 48. Профили линейного микрозондирования через зерна ильменитов

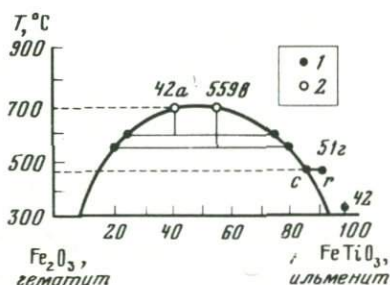


двух проб связан с тем, что одна из них представляет собой ксенолит амфиболитов в граните, а вторая — гранитизированный гнейс. Исследователи ильменитов гранитов отмечают обогащение их марганцем [Ферштагер, Чашухина, 1979].

По данным анализа был рассчитан минимальный состав сосуществующих рудных фаз и реконструированных ильменитов (см. табл. 43). В составе магнетитов, помимо выделения ульвошпинели, пришлось рассчитать содержание герцининового минала ввиду существенных содержаний алюминия. Заметные содержания марганца в некоторых ильменит-гематитовых парах привели к расчету этих минералов на три минала: пирофанит, гематит, ильменит.

Из данных табл. 44 видно, что гомогенный ильменит отвечает ильмениту чистому и содержащему 8,8% гематита; слабо проявленной, начальной, структурой распада обладает ильменит, содержащий 13,75% гематита, а отчетливые структуры распада возникли в ильменитах, первоначально содержащих 59 и 41% гематита. В первом случае (59% Hem) возникли ильменитовые ламеллы на фоне гематита, во втором (41% Hem) — гематитовые ламеллы на фоне магнетитовой матрицы. Продукты распада представлены не чистыми ильменитом и гематитом, а ильменитом с достаточно высоким содержанием ильменита (30 и 18%).

Результаты расчета на минералы вынесены на график смесимости гематита с ильменитом (рис. 49). Точки реконструированных ильменитов лежат на вершине сольвуса и определяют минимальную температуру их образования в интервале 650–700 °С. В дальнейшем при снижении температуры в процессе остывания (регрессивная ветвь метаморфизма) в этих ильменитах возникли и полностью сформировались структуры распада. Определить, до какой температуры шла структурная перестройка ильменитов при остывании, позволяет зональный ильменит из обр. 51г. Тот факт, что в ядре мы наблюдаем начальную стадию распада, а на краях зерна вовсе



Р и с. 49. Сольвус в системе гематит–ильменит

1–2 — точки: 1 — анализ, 2 — реконструированных ильменитов. Линия сольвуса проведена как среднее между опытами П.Рамдора [1962] и расчетной кривой В.С. Урусова [1978]

не видим его, определяет эту температуру в 450–500 °С. Если бы структурная перестройка продолжалась и при дальнейшем остывании, крайняя часть зерен также попала бы в область несмесимости, и там возникли бы структуры распада. Температуры, определяемые по ильменит-гематитовым парам в структурах распада (обр. 42а, 559в), также должны соответствовать температуре окончания перестройки. Одним из объяснений завышения этой температуры при получении ее из состава сосуществующих ильменита и гематита может быть несовершенство техники анализа структур распада, при котором содержание элемента частично "захватывается" из соседнего участка.

Чистые ильмениты типа проанализированного в обр. 42 либо ильмениты с содержанием гематита менее 10% структур распада в рассматриваемых условиях давать не будут. Такие ильмениты составляют примерно треть от числа всех изученных в пределах Купуринской и Удско-Майской зон.

Полученные температуры образования богатых гематитом ильменитов (650–700 °С) и окончания регрессивной перекристаллизации (450–500 °С) представляются вполне реальными для существующих в природе условий. Открытым остается вопрос, отвечает ли температура образования температуре метаморфизма или она соответствует кристаллизации ильменита из магмы в тех случаях, когда мы имеем дело с метавулканитами. Последнее предположение вполне допустимо, если учесть, что температура 650–700 °С определяет минимальную из возможных температур образования. В то же время неоднородный характер ильменит-гематитовых зерен типа изображенного на рис. 47, б позволяет предполагать, что степень гомогенизации твердого раствора гематит–ильменит была не слишком высокой и вполне могла осуществиться в условиях прогрессивного метаморфизма.

В этом разделе описываются минералы, не играющие самостоятельной роли, но представляющие несомненный интерес как участники парагенезисов и показатели условий метаморфизма.

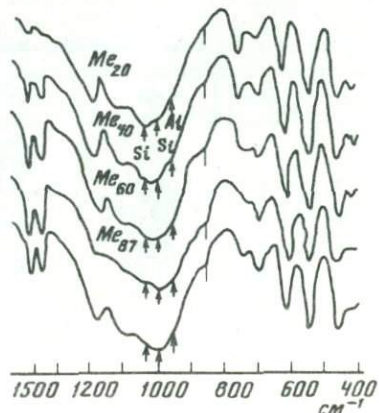
Моноклинные пироксены ряда диопсид—геденберgit ограничены распространены в породах. Исключение составляют кальцифиды и известково-силикатные породы, где диопсид является одним из основных породообразующих минералов и его количество достигает 40% от общего объема породы. Кроме того, диопсид присутствует в амфиболовых гнейсах в количестве 3—5%.

Его зерна окрашены в светлый зеленый цвет и имеют двупреломление порядка 0,030. Показатели преломления  $1,710-1,708 (n'_g)$ ,  $1,691-1,685 (n'_p)$ . Судя по химическим анализам (табл. 45) и пересчетам их на структурные формулы (табл. 46), изученные моноклинные пироксены бесспорно принадлежат к ряду диопсид—геденберgit. Их железистость колеблется в пределах 31—58%, причем она меняется сопряженно с железистостью сосуществующего граната и железистостью породы.

Ставролиты встречаются в составе высокоглиноземистых пород Иликанской и реже Купуринской зон. При этом в Иликанской зоне ставролитсодержащие породы встречаются в пределах пространственно обособленного южного участка. В Купуринской зоне ставролит встречен в истоках р. Удыхин в амфиболите редкого состава в парагенезисе с антофиллитом, кианитом, гранатом (обр. 759а).

Химический анализ ставролитов (табл. 47) показал, что железистость ставролитов из гранат-биотитовых, часто с кианитом, гнейсов Иликанской зоны колеблется в узком интервале значений от 76,4 до 81%.

Скаполиты встречены в амфиболовых гнейсах и амфиболитах Удско-Майской зоны. В пределах Купуринской зоны отмечен скаполит в парагенезисе с амфиболом, диопсидом, гранатом в богатом кальцием кварцито-гнейсе. Для пород, содержащих скаполит, характерно тонкополосчатое строение с чередованием слоев разного состава. Скаполит распределен по породе неравномерно, с обогащением отдельных слоев (до 20—30% объема), представлен таблитчатыми зернами довольно крупных (2—3, иногда до 6—7 мм) размеров. Высокое двупреломление (0,020) и высокие показатели преломления:  $n'_g = 1,580-1,583$ ,  $n_p = 1,560-1,561$  — указывают на значительное содержание мейонитовой молекулы (70% мейонита, по В.Е. Трегеру [1968]).



Р и с. 50. Характер ИК-спектра скаполита из породы станового комплекса в сравнении с ИК-спектрами скаполитов разного состава [Wehrenberg, 1971]

Таблица 45

Химический состав моноклинных пироксенов Удско-Майской зоны

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
2155б	53,86	7,37	0,68	0,07	2,25	21,75
2157г	51,50	11,47	1,16	0,19	3,20	21,61
2157д	50,00	12,94	0,76	0,16	4,39	21,54
2138а	51,15	12,58	0,00	0,13	2,45	21,52
719а*	54,67	9,45**		0,01	0,55	24,27
661а*	51,45	13,09**		0,11	2,26	22,09
2147*	54,41	12,10**		0,15	0,89	23,80

Примечание. Аналитики: О.В. Авченко (7), Е.А. Лаговская (1, 4), З.С. Натанова (2, 3), В.М. Чубаров (5,6). Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

\* Анализ выполнен на микрозонде.

\*\* Все железо определено как двухвалентное.

Таблица 46

Структурные формулы и железистость моноклинных пироксенов (Удско-Майская зона)

Номер образца	Ca	Na	K	ΣX	Mg	Fe <sup>2+</sup>
2155б	0,86	0,04	0,01	0,91	0,69	0,29
2157г	0,88	0,02	0,01	0,91	0,57	0,36
2157д	0,88	0,01	0,01	0,90	0,54	0,41
2138а	0,89	0,05	0,01	0,95	0,55	0,41
719а	0,96	0,02	0,00	0,98	0,66	0,29
661а	0,90	0,07	0,02	0,99	0,54	0,42
2147	0,94	0,02	0,00	0,96	0,52	0,37

Примечание. Формулы рассчитаны кислородным методом.

Таблица 47

Химический состав и железистость ставролитов

Номер обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO
<i>Иликанская зона</i>					
Б-17-3	31,74	0,76	52,64	13,45	0,030
Г-55	25,38	0,59	51,41	11,72	0,19
Г-55-Д	28,22	0,60	55,00	14,62	0,068
Г-55-Ж	25,50	0,57	49,03	12,85	0,07
Г-58-А	26,90	0,66	51,24	12,48	0,11
<i>Кузуринская зона</i>					
759а	28,01	0,60	53,60	13,03	0,04

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде. Все железо определено как двухвалентное. Аналитик В.М. Чубаров. Парагенезисы пород и места отбора образцов см. в табл. 20.

MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Сумма
0,64	12,55	0,49	0,16	0,10	0,01	He опр.	99,93
0,08	10,14	0,32	0,19	He опр.	0,01	0,01	96,97
0,12	9,50	0,12	0,19	"	0,01	0,05	99,77
0,18	9,55	0,67	0,15	0,17	0,22	1,17	99,94
0,12	12,00	0,24	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	
0,12	9,55	0,07	0,42				
0,08	9,51	0,35	0,04				

Fe <sup>3+</sup>	Al <sub>VI</sub>	Mn	ΣY	Si	Al <sub>IV</sub>	O	f
0,02	0,08	0,02	1,10	1,98	0,02	6,00	31
0,03	0,09	0,00	1,05	2,00	0,00	6,00	41
0,02	0,11	0,00	1,08	1,91	0,09	6,00	44
0,00	0,08	0,00	1,04	1,97	0,03	6,00	42
He опр.	0,02	0,00	0,97	2,00	0,00	6,00	44
"	0,06	0,00	1,02	1,96	0,04	6,00	58
"	0,04	0,00	0,93	2,00	0,00	6,00	56

Таблица 47 (окончание)

Номер обр.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	f
<i>Иликанская зона</i>					
Б-17-3	2,10	0,01	0,00	0,00	78
Г-55	1,71	0,02	0,04	0,00	79,4
Г-55-Д	1,92	0,01	0,00	0,00	81
Г-55-Ж	2,24	0,02	0,00	0,00	76,4
Г-58-А	1,78	0,02	0,00	0,00	79,7
<i>Кузуринская зона</i>					
759а	3,23	0,00	0,02	0,01	69,4

Химический состав, основность скаполитов  
и основность сосуществующих плагиоклазов

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
3546	50,37	0,02	24,64	0,10	0,00
2132a	48,08	0,01	23,73	0,09	0,08

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде. Аналитик В.М. Чубаров.

Номер образца	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	X <sub>Me</sub> <sup>Sca</sup>	X <sub>An</sub> <sup>Pl</sup>
3546	0,02	14,28	5,64	0,16	0,58	0,22
2132a	0,03	14,79	5,55	0,10	0,74	0,21

Характерный для изученных скаполитов рисунок ИК-спектра в области 700–1200 см<sup>-1</sup> (рис. 50) указывает на содержания мейонитовой молекулы порядка 60% и позволяет отнести их к миззонитам. Высокая основность скаполитов подтверждается результатами химического анализа (табл. 48). При этом в породах Удско-Майской зоны сосуществующий плагиоклаз носит устойчиво кислый характер (табл. 48).

Карбонаты, помимо мраморов, кальцифиров и известково-силикатных пород, принимают участие в строении некоторых богатых кальцием гнейсов, где они сосуществуют с такими минералами, как диопсид, амфибол, эпидот. В известково-силикатных породах обычен парагенезис карбоната с биотитом и ортоклазом.

По данным химического анализа обр. 719a (FeO = 0,12; MgO = 0,08; CaO = 55,80; MnO = 0,03% вес.) для пород станového комплекса характерен практически чистый кальцит.

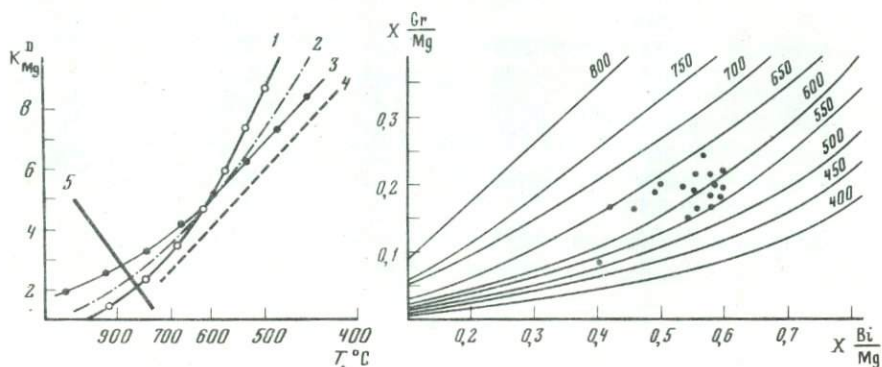
## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

При исследовании термодинамических условий метаморфизма основной задачей является количественная оценка значений температуры, давления на твердую фазу ( $P_S$ ), давления метаморфизирующего флюида ( $P_f$ ) и парциальных давлений отдельных составляющих его компонентов ( $P^{i+... P^k}$ ). Для решения этой задачи в настоящее время используют следующие методы: 1) экспериментальные исследования определения устойчивости минеральных парагенезисов в зависимости от  $T$ ,  $P_S$ ,  $P_f$ ; 2) термодинамические расчеты важнейших минеральных равновесий и построение на их основе петрогенетических сеток; 3) изучение минеральных парагенезисов мето-

дом фазового соответствия с использованием геотермометров и геобарометров; 4) геотермобарометрические исследования включений в минералах. Очевидно, что успешное развитие метаморфической петрологии возможно лишь при комплексном исследовании этих методов. В настоящей работе определение термодинамических условий метаморфизма проведено на основе термодинамических расчетов с привлечением минералогических термобарометров и экспериментальных данных по устойчивости отдельных минеральных парагенезисов.

#### ГРАНАТ-БИОТИТОВАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ

Парагенезис гранат с биотитом — один из самых распространенных в метаморфических породах станового комплекса. Соотношение магниальностей этих минералов служит, как известно, хорошим показателем температуры. В настоящее время известно несколько калибровок Fe—Mg-распределения между гранатом и биотитом [Перчук, 1970; Thompson, 1976; Ferry, Spear, 1978; Goldman, Albee, 1977; Шульдинер, 1976; Лаврентьева, 1981; и др.]. Л.Л. Перчук [1970] и А.Б. Томпсон [Thompson, 1976] произвели калибровку гранат-биотитового термометра по данным, полученным на основе анализа других равновесий. Они указали, что большие содержания Ca, Mn в гранате или Ti в биотите могут влиять на  $K_D^{Mg}$  между гранатом и биотитом. Д.С. Голдман и А.Л. Алби [Goldman, Albee, 1977] коррелировали  $K_D^{Mg}$  между гранатом и биотитом с разделением изотопов кислорода между кварцем и железотитановыми окислами. Фракционирование изотопов кислорода было определено ими экспериментально. Д.М. Ферри, Ф.С. Спэр [Ferry, Spear, 1978] и И.В. Лаврентьева [1981] провели эксперименты по Mg—Fe-обмену между гранатом и биотитом. Опыты И.В. Лаврентьевой в отличие от экспериментов Д.М. Ферри и Ф.С. Спэра охватили более широкий диапазон составов минералов и температур их образования.



Р и с. 51. Зависимость коэффициента распределения Fe и Mg между гранатом и биотитом по данным авторов

1 — [Перчук, 1970]; 2 — [Thompson, 1976]; 3 — [Ferry, Spear, 1978]; 4 — [Goldman, Albee, 1977]; 5 — [Шульдинер, 1976] (для высокотемпературных пород)

Р и с. 52. Соотношение магниальностей граната и биотита в породах Иликанской зоны на диаграмме Л.Л. Перчука [1970]

Температуры гранат-биотитового равновесия по уравнению Л.Л. Перчука [1977] в породах Иликанской зоны

Номер	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$\ln K_D^{Mg}$	Т по уравнению Л.Л. Перчука [1970], °С	Т по диаграмме Л.Л. Перчука [1970], °С
Г-52в	0,172	0,567	1,841	554	560
Г-55е	0,176	0,572	1,833	556	560
Г-52г	0,122с		2,227с	488с	495
	0,155г	0,563	1,949г	535г	540
Б-51	0,224	0,568	1,516	620	620
Г-55ж	0,113с	0,577	2,371	466с	450
	0,197г		1,716	579г	590
Г-521в	0,181	0,525	1,609	600	605
Г-513а	0,317с		0,976	756	710
	0,305и	0,552	1,032	740	695
	0,220г		1,474	630	625
Б-41	0,195	0,478	1,330	663	645
Б-43б	0,190	0,496	1,434	640	640
Г-51а	0,153с	0,565	1,972	530	550
	0,158г		1,935	537	555
Г-28	0,170	0,466	1,450	635	630
Г-32	0,193с	0,416	1,091	724	680
	0,169г		1,253	682	660
Б-40	0,136с	0,373	1,329	663	650
	0,080г		1,923	540	550
565	0,077	0,407	2,107	507	525
576	0,236	0,602	1,588	605	620
Г-55	0,179	0,601	1,933	537	550
Г-55г	0,219с		1,408	644	640
	0,124и	0,534	2,091	510	500
	0,150г		1,871	549	560
Г-55д	0,182	0,536	1,647	592	605
Г-58	0,185	0,590	1,847	553	575
Г-26	0,197	0,503	1,417	642	640
Г-31	0,198	0,586	1,746	573	590
Г-513	0,265		1,282	674	660
	0,228	0,565	1,481	628	630
	0,163		1,897	544	550
564а	0,153	0,535	1,851	553	555
Б-17-2	0,209	0,593	1,707	580	590

Калибровка гранат-биотитового термометра, предложенная В.И. Шульдинером [1976] для высокотемпературных пород, является эмпирической.

На рис. 51 показаны зависимости  $K_D^{Mg}$  между гранатом и биотитом от температур по данным разных авторов. Некоторые уравнения этих зависимостей выглядят следующим образом ( $T$  — в К,  $P$  — в бар):  $T ( \ln K_D + 2,57 ) = 3650$  [Перчук, 1970];  $T ( \ln K_D + 2,53 ) = 3630 + 0,0382 ( P - 6000 )$

Магнезиальность граната, биотита, ставролита, логарифм разделения магния между гранатом и ставролитом, температура гранат-биотитового равновесия в ставролитовых гнейсах Иликанской зоны

Номер образца	$X_{Mg}^{Bi}$	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Sta}$	$\ln \frac{X_{Mg}^{Sta}}{X_{Mg}^{Gr}}$	Т по Gr-Bi, °C
Г-55ж	0,577	0,197г	0,236	0,0786	590
Г-55д	0,536	0,182	0,189	0,020	605
Г-55	0,601	0,179	0,204	0,056	550
Б-17-3	0,563	0,163	0,217	0,125	550

(Лаврентьева, 1981];  $T (I_n K_D + 1,56) = 2739,6 + 0,0234 P_S$  [Thompson, 1976];  $T (I_n K_D + 0,782) = 2089 + 0,009 P_S$  [Ferry, Spear, 1978]. Из сопоставления уравнений Л.Л. Перчука и И.В. Лаврентьевой видна их практически полная аналогия, поэтому на рис. 51 зависимость по уравнению И.В. Лаврентьевой не показана.

Из рис. 51 видно, что в области температур 580–630°С калибровки Л.Л. Перчука, А.Б. Томпсона и Д.М. Ферри близки. В области температур < 580°С термометр Л.Л. Перчука дает наиболее высокие температуры, а в области температур > 630°С — более низкие, чем термометры А.Б. Томпсона и Д.М. Ферри. Термометр Д.С. Голдмэна и А.Л. Олби дает самые низкие температуры из всех термометров при сохранении тенденции уменьшения  $K_D^{Mg}$  с ростом температуры (см. рис. 51). Зависимость В.И. Шульдинера [1976] в высокотемпературной области, как видно из рис. 51, противоположна другим —  $K_D^{Mg}$  с ростом температуры у него возрастает.

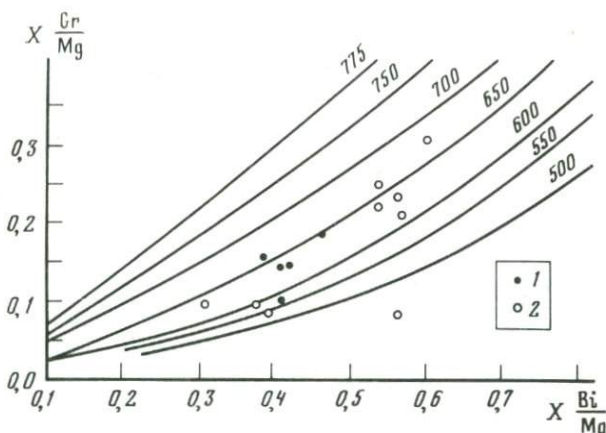
Такой характер зависимости  $K_D^{Mg}$  от температуры в гранат-биотитовом равновесии трудно, если не невозможно, объяснить теоретически. Экспериментами И.В. Лаврентьевой [1981] хорошо обоснована зависимость Л.Л. Перчука [1970] в интервале температур 575–900°С, поэтому его и ее калибровки гранат-биотитового термометра следует предпочесть другим. Однако  $K_D^{Mg}$  сильно зависит от состава граната и биотита вследствие неидеального смешения конечных миналов в этих минералах. В особенности хорошо в настоящее время экспериментально и термодинамическим анализом доказано неидеальное смешение компонентов в гранате [Cressey et al., 1977; Newton et al., 1977; Hensen et al., 1975].

Так, параметр Маргулеса ( $W$ ), описывающий неидеальность твердых растворов для альмандин-гроссулярового граната, равен – 1000 кал [Cressey et al., 1978], а для пироп-гроссулярового граната + 3200 кал [Аранович и др., 1980]. Можно показать, что такие величины  $W_{Ca-Mg}$  и  $W_{Ca-Fe}$  гранатовых растворов свидетельствуют об относительном занижении температур гранат-биотитового фракционирования Fe–Mg, определяемых по термометру Л.Л. Перчука [1970] в минеральных парах из богатых CaO и FeO

пород. Таким образом, остается проблема гранат-биотитового термометра в известковых и железистых породах. Учитывая вышесказанное, перейдем к оценке температур метаморфизма станового комплекса. Определения температур производились по уравнению Л.Л. Перчука [1977] и диаграмме [Перчук, 1970]. В тексте приведены оценки температур по диаграмме Л.Л. Перчука [1970].

**Иликанская зона.** Как видно из табл. 49 и рис. 52, температуры метаморфизма пород в Иликанской зоне колеблются в пределах 540–660°С. Аномально низкие (450°С, обр. Г–55ж, табл. 49) и высокие (710°С, обр. Г–513а, табл. 49) температуры установлены для ядер гранатов, обладающих соответственно прогрессивной и регрессивной зональностью. В нижнем течении р. Гиллой в бассейне междуречья ключей Верхний Чимчан и Талый на поверхность выходит толща метаморфических гнейсов, сланцев и кварцитов с наиболее низкими температурами метаморфизма – 540–600°С (обр. Г–52в, Г–55е, Г–52г, Г–55ж, Г–51а, Г–55, Г–55д, 2–58, табл. 49). На остальной территории центральной части Становика температуры гранат-биотитовых равновесий, за редкими исключениями, обычно превышают 600°С. Таким образом, в бассейне нижнего течения р. Гиллой выделяется низкотемпературная зона станового метаморфизма. В минеральных парагенезисах этого района установлены специфические парагенезисы ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфаций ставролитовой минеральной фации (обр. Г–55д, Г–55ж, Г–55, Г–58, табл. 50). Следует подчеркнуть, что только в этом районе Иликанской зоны мы наблюдали гранаты с прямой зональностью. Севернее и западнее этой области встречаются исключительно гранаты с обратной, регрессивной, зональностью. Минеральные парагенезисы ставролитовой фации (но с более высокими температурами гранат-биотитовых равновесий) установлены также и в других районах Иликанской зоны, тяготеющих больше к ее южной части (бассейны рек Иличи и Джелтулак, обр. Г–513, Б–17–2, табл. 20). В минеральных парагенезисах Иликанской зоны часто встречается ассоциация  $Mu + Qu$ , наблюдались также парагенезисы  $Mu + Qu + Or$ ,  $Mu + Qu + Sil$  (обр. Г–31, Г–32, см. табл. 20). Это указывает на устойчивость в Иликанской зоне ассоциаций левой части уравнения реакции  $Mu + Qu = Sil + Or + H_2O$ . Максимально высокая температура мусковит-кварцевого парагенезиса в Иликанской зоне составляет 660°С (обр. Г–32, см. табл. 49). Эта важная оценка необходима при анализе флюидного режима метаморфизма станового комплекса.

**Купуринская зона.** Как видно из рис. 53 и табл. 51, температуры метаморфизма в Купуринской зоне колеблются в интервале 550–650°С. Очевидно, этот интервал температур на самом деле меньше, так как наиболее низкая температура установлена в гранат-биотитовом гнейсе, гранат из которого содержит более 17% опессартина (см. табл. 22–25, обр. 669). Если исключить этот образец, то остальные оценки температур укладываются в интервале 625–650°С. Таким образом, температурный режим метаморфизма Купуринской зоны близок Иликанской, за исключением района бассейна нижнего течения р. Гиллой. Вместе с тем в Купуринской зоне, так же как и в Иликанской, есть районы с относительно низкими температурами метаморфизма. Об этом свидетельствуют находки ставролитовых сланцев (обр. 759а, см. табл. 20). Параметры составов минералов



Р и с. 53. Соотношение магнезиальностей граната и биотита в породах Купуринской (1) и Удско-Майской (2) зон на диаграмме Л.Л. Перчука [1970]

таковы:  $X_{Gr}^{Fe} = 0,735$ ;  $X_{Sta}^{Fe} = 0,693$ . Коэффициент распределения магния в паре гранат–ставролит составляет 0,816. Это отвечает температуре  $590^{\circ}\text{C}$  [Федькин, 1975].

**Удско-Майская зона.** Интервал температур метаморфизма пород в этой зоне составляет  $410\text{--}680^{\circ}\text{C}$  (см. табл. 51). Точки составов гранат-биотитовых пар из пород Удско-Майской зоны характеризуются наибольшим разбросом на диаграмме  $X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bi}$  сравнительно с составами пар из других зон (см. рис. 53). Это объясняется более широким спектром составов пород Удско-Майской зоны в отношении потенциалов CaO, FeO и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Так, в подавляющем большинстве парагенезисов пород Удско-Майской зоны, из которых проанализированы гранат и биотит, отмечаются эпидот, роговая обманка или цоизит (см. табл. 20). В отдельных случаях гранат и биотит сосуществуют в породах с диопсидом и кальцитом. Именно такие парагенезисы дают наиболее низкие температуры распределения железа и магния в гранат-биотитовом равновесии (обр. 2155а, см. табл. 50). Очевидно, пониженные значения температур (обр. 2155а, 584, 764, см. табл. 50) объясняются повышенными содержаниями CaO, MnO и FeO в гранатах этих образцов (см. табл. 22–25). Вместе с тем погрешности определения температур по термометру Л.Л. Перчука [1970] составляет, вероятно, не более  $70^{\circ}\text{C}$  [Глебовицкий и др., 1979]. Поэтому надо полагать, что в области распространения Удско-Майской зоны, так же как в Иликанской и Купуринской, наряду с обширными районами с относительно высокими температурами ( $620\text{--}680^{\circ}\text{C}$ ) встречаются небольшие участки, температура метаморфизма пород которых была, по крайней мере, меньше  $600^{\circ}\text{C}$ .

Парагенезис мусковита с кварцем в породах Удско-Майской зоны устойчив до температуры  $680^{\circ}\text{C}$  (обр. 2132д, см. табл. 51). Это самая большая оценка температурной устойчивости этого парагенезиса в становом комплексе и одна из наиболее высоких среди других метаморфических комплексов.

Температуры гранат-биотитового равновесия по уравнению Л.Л. Перчука [1977] в породах Купуринской (1–6) и Удско-Майской зон (7–15)

Номер образца	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$\ln K_{D}^{Mg}$	T по уравнению Л.Л. Перчука [1977], °C	T по диаграмме Л.Л. Перчука [1970], °C
560д	0,150	0,385	1,266	678	650
568а	0,182	0,468	1,375	652	640
596б	0,108	0,314	1,348	660	650
628	0,134	0,405	1,481	628	625
669	0,096	0,407	1,866	550	550
559б	0,148	0,415	1,407	645	640
52б	0,090	0,305	1,490	626	630
55б	0,220	0,531	1,390	649	640
86е	0,221	0,571	1,546	614	620
584	0,080	0,388	1,987	528	540
2132д	0,318	0,608	1,204	694	680
2155а	0,080	0,560	2,683	422	410
2157а	0,240	0,559	1,390	649	640
2157б	0,254	0,529	1,193	697	675
764	0,099	0,379	1,714	579	600

## РЕЖИМ ЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

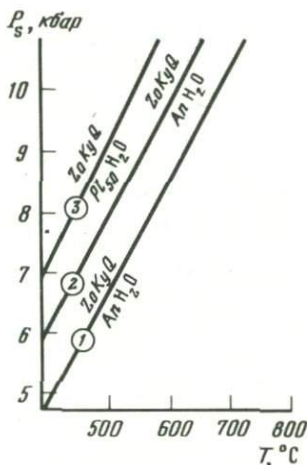
**Выбор геобарометров.** Для определения величины литостатического давления в метаморфических породах обычно выбирают равновесия, имеющие большой объемный эффект и малую зависимость их от величины давления флюида. Среди станových минеральных парагенезисов можно указать две такие ассоциации. Это породы, содержащие в одном образце парагенезис  $Ky + Sill$ , и породы с ассоциацией  $Gr + Pl + Ky + Qu$ . Другие равновесия станových гнейсов и сланцев обычно сильно зависят от флюидного давления и на первый взгляд мало пригодны для определения  $P_S$ . На самом деле, однако, часто они не менее важны, чем первые, поскольку позволяют решить вопрос о нижнем или верхнем пределе величины  $P_S$ . Возьмем, к примеру, равновесие  $2Zo + Ky + Q = 4An + H_2O$ . Это равновесие на P–T-диаграмме имеет положительный наклон (рис. 54) и с понижением  $P_{H_2O}$  смещается в сторону высоких давлений (при постоянной температуре). Расчет равновесия проводился по уравнению [Ghent, 1979]

$$0 = 18423 - 50,37 T + 1,23 P_S + RT \ln f_{H_2O} + RT \ln \frac{(a^{An})^4}{(a^{Zo})^2 \cdot Ky \cdot Qu}$$

Подставляя в это уравнение активность анортита (меньше единицы), можно убедиться, что с понижением основности плагиоклаза указанное равновесие смещается также в сторону высоких давлений (при постоянной температуре). Таким образом, самое низкое давление в данном равновесии достигается при условии, что  $P_{H_2O} = P_S$  ( $T = \text{const}$ ) и плагио-

Р и с. 54. Смещение линии равновесия  $Zo-Ky-An-Q$  в зависимости от давления воды и известковистости плагиоклаза

1 -  $P_S = P_{H_2O}$ ,  $Pl = An_{100}$ ; 2 -  $P_{H_2O} = 2$  кбар,  $Pl = An_{100}$ ; 3 -  $P_S = P_{H_2O}$ ,  $Pl = An_{50}$



клас представлен анортитом. При известной температуре, решая уравнение типа вышеприведенного, находим неравенство  $P_S > P_{\text{вычисл}}$ , где вычисленное давление находится методом подбора при условии  $P_{H_2O} = P_S$ . Равновесия, зависящие от флюидного режима и имеющие отрицательный наклон на  $P-T$  диаграмме, с понижением давления воды смещаются в сторону низких давлений ( $T = \text{const}$ ) и дают при условии  $P_{H_2O} = P_S$  верхний предел литостатического давления ( $P_{\text{вычисл}} > P_S$ ). Ниже приводятся определения  $P_S$ , рассчитанные по разным равновесиям. Можно сразу отметить, что эти определения незначительно различаются между собой, что свидетельствует о достоверности оценок  $P_S$ .

**Иликанская зона.** Приблизительную оценку величины литостатического давления в этой зоне можно получить следующим образом. В гранат-биотит-дистеновых гнейсах бассейна р. Гилуэ температура гранат-биотитового равновесия составляет  $630^{\circ}C$  (обр. Г-28, см. табл. 49), а в гранат-биотит-силлиманитовых породах того же района —  $660^{\circ}C$  (обр. Г-32, см. табл. 49). Образцы отобраны сравнительно недалеко друг от друга. Учитывая последнее обстоятельство, можно принять, что температура перехода дистен-силлиманит составляет  $645^{\circ}C$  (среднее из двух цифр) при  $P_S = \text{const}$ . Уравнение М. Холдавея для перехода дистен-силлиманит записывается в таком виде [Holdaway, 1971]:

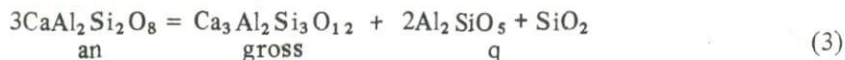
$$\frac{360,3}{T} - 0,6129 + \frac{0,0303 (P - 1)}{T} = 0, \quad (1)$$

где  $T$  — в К, а  $P$  — в бар [Hensen et al., 1975]. По данным С.В. Ричардсона [Richardson et al., 1968], уравнение для этого же перехода записывается так:

$$P = -6500 + 21 T, \quad (2)$$

где  $T$  — в  $^{\circ}C$ , а  $P$  — в бар. Расчеты по уравнению М. Холдавея дают величину  $P_S$  около 6,6 кбар, а по уравнению Б. Хенсен — 6,9 кбар. В отдельных образцах (Г-513а, Г-513, см. табл. 20) дистен и силлиманит находятся совместно. Гранаты в этих образцах обладают сильной регрессивной зональностью, что затрудняет определение температуры перехода дистен-силлиманит. Интервал температур, определяемый по составам гранатов и биотитов в этих образцах, слишком велик для уверенного определения величины  $P_S$  и колеблется в пределах  $550-710^{\circ}C$  (обр. 513, 513а, см. табл. 49).

Определение литостатического давления можно также произвести по распределению Са в равновесии гранат–плаггиоклаз в присутствии кварца и дистена (силлиманита, андалузита). Для реакции



Э. Гент [Ghent, 1976] получил на основе соответствующих экспериментов [Hariya, Kennedy, 1968] следующее уравнение ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  представлен дистеном):  $0 = -\frac{3272}{T} + 8,3969 - \frac{0,3448(P-1)}{T} + \log a_{\text{gross}}^{\text{Gr}} - 3 \log a_{\text{an}}^{\text{Pl}}$ . Если полиморф  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  представлен силлиманитом, то уравнение (3) записывается, по Э. Генту, так:

$$0 = -\frac{2551,4}{T} + 7,1711 - \frac{0,2842(P-1)}{T} + \log a_{\text{gross}}^{\text{Gr}} - 3 \log a_{\text{an}}^{\text{Pl}} \quad (4)$$

Впоследствии Л.Я. Аранович и К.К. Подлесский [1980] для равновесия (3) привели следующее уравнение:

$$P = C(A+T(B-1,987 \ln \bar{K}) + 3200(X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})^{\text{Gr}} - 1000(X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}})^{\text{Gr}} + 2200 X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}} - Z_{\text{An}}^e \pm 700) \quad (5),$$

где  $T$  – в К, а  $P$  – в бар. В уравнении (5)  $\ln \bar{K} = \ln X_{\text{Ca}}^{\text{Pl}}/X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}}$ ,  $X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} = \text{Gross}/(\text{Gross}+\text{Alm}+\text{Pyr}+\text{Spess})$ ;  $X_{\text{Ca}}^{\text{Pl}} = \text{An}/(\text{An} + \text{Ab})$ ;  $Z_{\text{An}}^e$  – избыточная энергия смешения, возникающая вследствие отклонения плаггиоклаза от идеального раствора:

$$Z_{\text{An}}^e = RT \ln \frac{\text{Pl}}{\text{Ca}} = 48,57 + 2206,5(1 - X_{\text{An}})^2 \quad (6).$$

Эта же величина для гроссуляра в пироп-альмандин-гроссуляровом растворе по модели трехкомпонентного регулярного раствора выражается так [Саксена, 1975]:  $RT \ln \gamma_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} = X_{\text{Mg}}^2 \omega_{\text{Mg}-\text{Ca}} + X_{\text{Fe}}^2 \omega_{\text{Fe}-\text{Ca}} + X_{\text{Fe}} \times X_{\text{Mg}} (\omega_{\text{Mg}-\text{Ca}} + \omega_{\text{Fe}-\text{Ca}} - \omega_{\text{Fe}-\text{Mg}})$  (7), где  $\omega_{X_i-X_j}$  – константы Маргуле-са, причем  $\omega_{\text{Mg}-\text{Ca}} = 3200$  кал,  $\omega_{\text{Fe}-\text{Ca}} = -1000$  кал,  $\omega_{\text{Fe}-\text{Mg}} = 0$  [Аранович, Подлесский, 1980].

Величины констант А, В, С для уравнения (5):

Минерал	А	В	С
Ky	-3027	11,87	1,896
Sill	-1961	9,92	2,299
And	-2328	10,39	2,446

Оценки давления, полученные по уравнению (5), изменяются в пределах от 5,7 до 8,5 кбар. Пять определений  $P_S > 7,2$  кбар и лишь одно –  $< 6$  кбар. Последнюю оценку можно исключить, так как гранат в обр. Г-521в обнаруживает регрессивную зональность с уменьшением концентрации СаО от ядра к краю. Отсюда видно, что метаморфизм Иликанской зоны осуществлялся скорее всего в узком диапазоне давлений от 7 до 8 кбар. Этот вывод не противоречит оценкам давления, получающимся на основе анализа устойчивости ставролитовых ассоциаций. Ставролит широко распространен в гнейсах бассейна р. Гиллюй (ниже перевоза в пос. Золотая гора), где он находится в парагенезисе с кианитом, мусковитом, гранатом и биотитом. Данные по составам минералов, логарифму разделения магния

Составы гранатов, плагиоклазов, температуры равновесий  
в породах Иликанской зоны, содержащих кианит или силлиманит

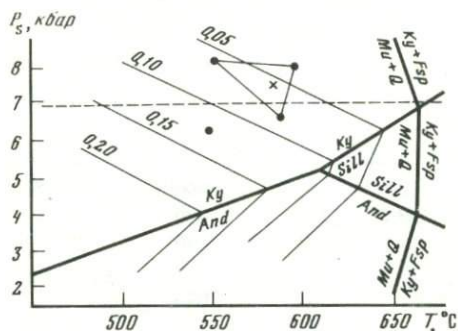
Номер образца	X <sub>Gr</sub> Mg	X <sub>Gr</sub> Fe	X <sub>Gr</sub> Ca	№ Pl	T по диаграмме Л.Л. Перчу- ка [1970], °C	P <sub>S</sub> , бар
Г-32 (вал.)	0,137	0,760	0,084	38	660	7613
Г-28	0,155	0,739	0,093	29	630	8101
Г-521в	0,176	0,753	0,058	37	600	5726
Г-55	0,149	0,663	0,166	31	550	8476
Б-43б	0,175	0,722	0,074	36	640	7287
Б-51	0,207	0,690	0,076	34	620	7357

между гранатом и ставролитом и температуре гранат-биотитовых равновесий сведены в табл. 50. На основе этих данных положение ставролитовых парагенезисов показано на диаграмме рис. 55. Три точки, соединенные на диаграмме рис. 55 сплошной линией, представляют собой треугольник погрешностей, так как соответствующие обр. Г-55, Г-55ж, Г-55д отобраны из одного обнажения на левобережье р. Гилюй. Положение центра тяжести треугольника, очевидно, представляет наиболее вероятную оценку T-P<sub>S</sub>-параметров образования этих пород: P<sub>S</sub> = 7,3 кбар, T = 580°С.

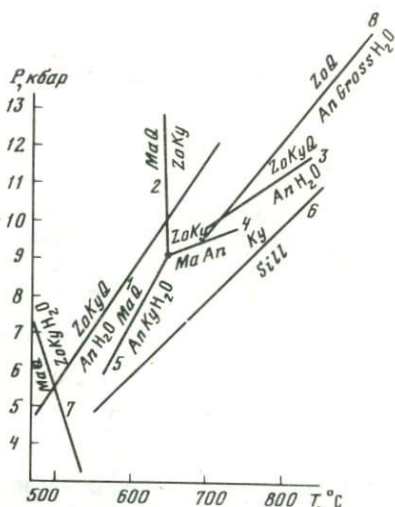
**Купуринская зона.** В отдельных образцах пород Купуринской зоны обнаживаются два полиморфа Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> — дистен и силлиманит (обр. 560д, см. табл. 20). Так как температура гранат-биотитового равновесия в этом случае составляет 650°С (обр. 560д, см. табл. 51), то по вышеприводимым уравнениям М. Холдавэя и Б. Хенсена (1, 2) можно оценить величину литостатического давления. По уравнению (1) величина P<sub>S</sub> составляет 6,8 кбар, а по уравнению (2) — 7,1 кбар. Другим путем можно найти приблизительный верхний предел величины P<sub>S</sub>. Так, в одном случае нами установлена ассоциация Gr+Sta+Ky+Ant+Sph, где гранат имеет железистость 73,5%, ставролит — 69,3%, антофиллит содержит 15% жедритовой составляющей (обр. 759а, см. табл. 20). В.В. Федькин [1975] определил положение равновесия Gr+Ged+Ky+Sta+Q (на диаграмме P-T), в котором ставролит имеет железистость 60%, гранат — 75%, а жедрит — 50%. Температура гранат-ставролитового равновесия в обр. 759а по диаграмме В.В. Федькина [1975] равна 590°С. Равновесное давление для ассоциации Gr<sub>75</sub> + Ged<sub>50</sub> + Ky + Sta<sub>60</sub> + Q, по В.В. Федькину, при T = 590°С составит 7,5 кбар. За счет уменьшения мольной доли жедрита равновесие смещается в сторону низких P<sub>S</sub>, так как Gr+Ged+Ky является базной ассоциацией относительно Sta+Q.

Таким образом, приходим к заключению, что для обр. 759а P<sub>S</sub> ≤ 7,5 кбар. Эта оценка близка к величине, полученной выше по фазовому переходу дистен-силлиманит.

**Удско-Майская зона.** Своеобразие минералогии пород Удско-Майской зоны было подчеркнуто ранее [Козырева, 1975]. Выдвинуто также положение о том, что такие минералогические особенности, как фенгитовость



Р и с. 55. Положение точек составов равновесия  $St + Mu + Q = Bi + Gr + Ky + H_2O$  на диаграмме Л.Л. Перчука [1973]  
Цифры на линиях —  $-\lg(X_{Mg}^{St}/X_{Mg}^{Gr})$



Р и с. 56. Фазовые взаимоотношения в системе  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  при  $P_S = P_{H_2O}$  по данным авторов  
1, 7, 8 — [Ghent, Stout, 1981]; 2, 3-5 — [Storre, Nitsch, 1974]; 6 — [Holdaway, 1971]

белых слюд, высокая глиноземистость роговых обманок и некоторые другие, объясняются высоким литостатическим давлением при метаморфизме этой зоны. Ниже подробно обосновано это положение и произведена количественная оценка величины  $P_S$  тремя независимыми методами.

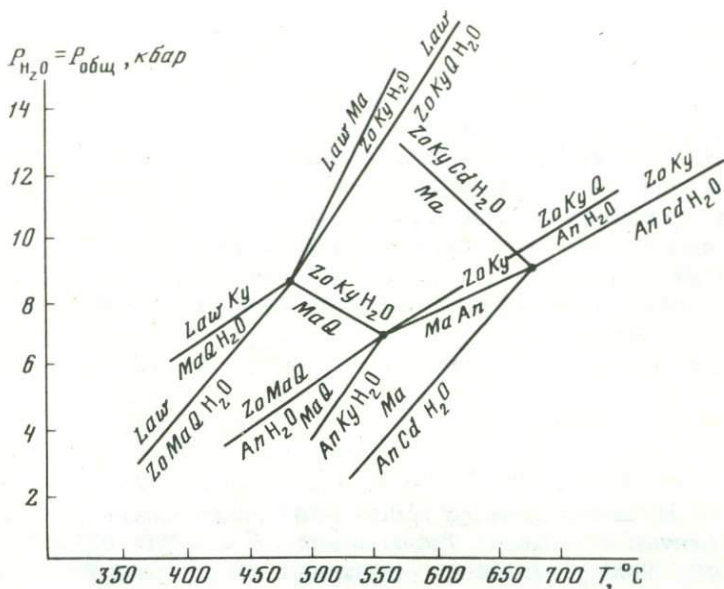
Первую грубую оценку  $P_S$  метаморфизма Удско-Майской зоны можно получить на основе анализа устойчивости парагенезиса  $Zo + Ky$ , встречающегося изредка в этой зоне. На рис. 56, 57 сведены равновесия с участием  $Zo+Ky$  по данным разных авторов [Storre, Nitsch, 1974; Ghent, Stout, 1979; Chatterjee, 1976]. Из рис. 56 видно, что положение коизит-кварцевого поля по этим данным определяется неоднозначно и  $P_{min}$ , необходимое для его появления, изменяется от 5,5 до 8,5 кбар. Вместе с тем расположение на  $P-T$ -диаграмме ассоциации  $Zo+Ky$  именно в области высоких давлений несомненно. С уменьшением давления воды поле  $Zo+Ky$  несколько смещается в область низких давлений (рис. 58). Так как наиболее обычные температуры метаморфизма Удско-Майской зоны  $> 620^\circ C$ , то оценки  $P_S$ , получаемые из диаграмм (см. рис. 56-58), будут  $> 8$  кбар. Таким образом, сам факт устойчивости в Удско-Майской зоне парагенезиса  $Zo+Ky$  свидетельствует о величине  $P_S > 8$  кбар.

Более точную оценку  $P_S$  можно получить на основе равновесия  $Gross + Pl + Q + Zo$ . Для реакции  $2Zo + 1/2 Q = 2,5 An + 1/2 Gross + H_2O$  Д.М. Ферри и И.Д. Гент приводят несколько различных уравнений [Ferry, 1976; Ghent, 1976]. Среднее этих двух уравнений выглядит следующим образом:

$$-27799 + 50,835 T - 0,741 P_S - RT \ln f_{H_2O} - RT \ln K_S = 0, \quad (8)$$

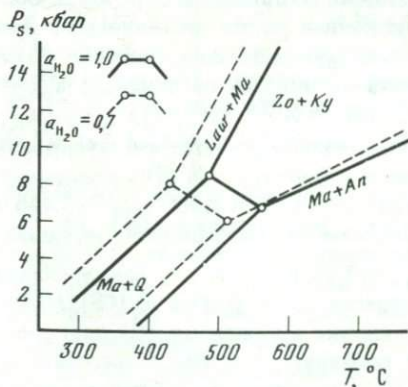
где  $K_S = \frac{(a_{An})^{2,5} \cdot (a_{Gross})^{0,5}}{(a_{Zo})^2 \cdot (a_Q)^{0,5}}$ ,  $T$  — в К,  $P_S$  — в бар. По уравнению (8)

легко видеть, что с понижением давления воды равновесие  $Zo+Q+An+$



Р и с. 57. Фазовые соотношения в системе  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при  $P_S = P_{\text{H}_2\text{O}}$ , по [Chatterjee, 1976]

Р и с. 58. Смещение поля  $\text{Zo} + \text{Ky}$  в зависимости от активности воды, по [Chatterjee, 1976]



+Gross смещается в область более высоких  $P_S$  ( $T = \text{const}$ ).

В гранат-цоизит-клинопироксеновых гнейсах бассейна р. Лавля (обр. 2157г, см. табл. 20) средний состав граната из трех анализов такой:  $X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} = 0,517$ ;  $X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} = 0,054$ ;  $X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}} = 0,411$ . Плаггиоклаз содержит 35% Ан. Активность цоизита  $(X_{\text{Al}})^3$  [Ferry, 1976], что для обр. 2157г дает  $a_{\text{Zo}} = 0,837$ . С учетом составов граната, плаггиоклаза рассчитывается коэффициент активности гроссуляра и анортита в гранате и плаггиоклазе соответственно по уравнениям, приводимым выше при  $T = 649^\circ\text{C}$ :  $\gamma_{\text{An}} = 1,71$ ;  $\gamma_{\text{Gross}} = 0,941$ . Затем находится константа равновесия  $K_S = (0,2771 \cdot 0,339)/0,701 = 0,134$ . По уравнению (8) при температуре  $649^\circ\text{C}$  при условии  $P_S = P_{\text{H}_2\text{O}}$  получаем  $P_S = 8,2$  кбар. Температура  $649^\circ\text{C}$  получена в гранат-биотитовых гнейсах (обр. 2157а), переслаивающихся с вышеупомянутыми гранат-

цоизит-клинопироксеновыми породами. Таким образом, в Удско-Майской зоне при  $P_S = P_{H_2O} P_{min} = 8,2$  кбар. Давление воды при метаморфизме пород обычно меньше  $P_S$  за счет присутствия во флюиде других компонентов [Маракушев, 1968; Кориковский, 1979; и др.], поэтому  $P_S > 8,2$  кбар. Ниже будет показано, что в Удско-Майской зоне  $P_{H_2O} = 6$  кбар. Ниже будет показано, что в Удско-Майской зоне  $P_{H_2O} = 6$  кбар. По уравнению (8) при температуре  $649^\circ\text{C}$   $P_S = 9,834$  кбар.

Наконец, третий способ оценки  $P_S$  основан на равновесии  $py + gross + mu = 3ap + phl$ . Для этого равновесия имеется уравнение И.Д. Гента [Ghent, 1981], и оно не зависит от величины  $P_{H_2O}$ . Уравнение выглядит следующим образом:

$$0 = 8888,4 - 16,675 T + 1,738 P_S + RT \ln K_S, \quad (9)$$

$$\text{где } K_S = \frac{(a_{an}^{pl})^3 \cdot a_{phl}^{Bi}}{a_{py}^{Gr} \cdot a_{gross}^{Gr} \cdot a_{mu}}$$

В обр. 2132д сосуществуют гранат, биотит, плагиоклаз с 30% анортитовой молекулы и мусковит. Гранат имеет  $X_{py}^{Gr} = 0,258$ ;  $X_{Alm}^{Gr} = 0,500$ ;  $X_{gross}^{Gr} = 0,209$ ;  $X_{Mg}^{Gr} = 0,318$  (по результатам трех анализов), а магнезиальность биотита равна 0,608 (см. табл. 51). Температура гранат-биотитового равновесия составляет в обр. 2132д  $680^\circ\text{C}$ .

Проводим расчет активностей. Активность плагиоклаза равна 0,163, так как  $\gamma_{pl} = 1,82$  по уравнению (6). Активность флогопита в молекуле биотита находилась по формуле  $a_{phl}^{Bi} = X_K \cdot X_{Mg}^3$ , а мусковита — из выражения  $a_{mu} = X_K^{Mu} \cdot (X_{Al}^{MuVI})^2$ , где  $X_K$ ,  $X_K^{Mu}$  — мольная доля калия в позиции А в молекуле биотита и мусковита,  $X_{Mg}$  — мольная доля магния в позиции М в биотите, а  $X_{Al}^{MuVI}$  — мольная доля Al в позиции М<sub>2</sub> в мусковите [Ferry, 1976]. Это дает  $a_{mu} = 0,446$  и  $a_{phl}^{Bi} = 0,108$ . По уравнению (7) рассчитывается коэффициент активностиgrossуляра и пироба в гранате:

$\gamma_{gross}^{Gr} = 1,15$  и  $\gamma_{py}^{Gr} = 1,4$ . Таким образом, получено выражение константы равновесия  $K_S = (0,163 \cdot 0,108) / (0,446 \cdot 0,0471 \cdot 0,0140) = 59,86$ , что при подстановке в уравнение (9) дает  $-8888,4 - 16,675 T + 1,738 P_S + 7749 = 0$ . При температуре в  $680^\circ\text{C}$  рассчитывается равновесное давление, равное 9,8 кбар, практически совпадающее с оценкой, полученной по равновесию  $Zo+Q+An+Gross$  при  $P_{H_2O} = 6$  кбар. Следовательно, приходим к хорошо обоснованному выводу, что величина  $P_S$  при метаморфизме Удско-Майской зоны была выше 8 кбар и, скорее всего, близка к 10 кбар. Более высокое литостатическое давление метаморфизма Удско-Майской зоны по сравнению с Иликанской и Купуринской подтверждается геологически. Так, породы Удско-Майской зоны слагают узкий и протяженный грабен среди выходов нижнеархейских пород, слагающих обширные площади. Западнее, в районах Купуринской и Иликанской зон, нижнеархейские породы развиты значительно меньше (см. рис. 1). Это подтверждает более высокую степень эрозионного среза на востоке изученной территории.

Выяснение флюидного режима метаморфизма сводится к определению величин парциальных давлений компонентов флюида  $P_{H_2O}$ ,  $P_{CO_2}$ ,  $P_{O_2}$ ,  $P_{CO}$ . В настоящее время установлены приблизительные корреляции давлений  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$  с глубиной метаморфизма и геотектоническими стадиями развития метаморфических комплексов [Маракушев, Перчук, 1974; Перчук, 1973]. В этих работах выявлен экстремальный характер изменения  $P_{H_2O}$  с глубиной метаморфизма: наибольшей величины  $P_{H_2O}$  достигает в средних по глубинности зонах, с чем связывается интенсивное развитие процессов гранитизации. Однако в конкретных геологических структурах зависимости  $P_{H_2O}$  от глубинности метаморфизма могут носить более сложный или просто другой характер. Как будет показано ниже, в становом метаморфическом комплексе  $P_{H_2O}$  скорее прямо пропорционально глубинности: в более глубинной Удско-Майской зоне оно выше, чем в Иликанской и Купуринской зонах.

**Иликанская зона.** Давление воды наиболее просто и достаточно строго определяется по равновесию  $Mu+Q=Sill+Or+H_2O$ . К сожалению, ассоциация всех четырех минералов встречается редко. Однако практически всегда по этому равновесию можно определить верхний или нижний предел  $P_{H_2O}$  при метаморфизме, зная условия устойчивости ассоциации  $Mu+Q$  или  $Sill+Or$ . Для равновесия  $Mu+Q+Sill+Or+H_2O$  существует уравнение [Chatterjee, Johannes, 1974]  $RT \ln f_{H_2O} = -24187 + 40,821 T + 0,1135 (P-1)$ , где  $T$  — в К, а  $P$  — в бар. Примем в Иликанской зоне среднюю оценку  $P_S = 7,5$  кбар. Температура устойчивости мусковита с кварцем поднимается здесь до  $660^\circ C$  или  $933 K$  (обр. Г-32, см. табл. 49). По уравнению при данных  $P$ ,  $T$  рассчитывается величина  $P_{H_2O} = 4,3$  кбар, являющаяся нижней оценкой  $P_{H_2O}$ .

**Купуринская зона.** В породах Купуринской зоны в обр. 560д сосуществуют  $Gr$ ,  $Bi$ ,  $Mu$ ,  $Sill$ ,  $Ky$ ,  $Pl$ ,  $Or$ ,  $Q$ ,  $Rt$ . Гранат-биотитовый термометр Л.Л. Перчука дает для этого образца  $650^\circ C$ , величина  $P_S$ , определяемая по уравнениям Б. Хенсена [1975] и М. Холдавэя [1971], близка к 7 кбар. Величина давления воды, рассчитанная при этих  $P$ - $T$ -параметрах, составит около 4 кбар, что близко к величине  $P_{H_2O}$  Иликанской зоны.

**Удско-Майская зона.** В Удско-Майской зоне ассоциация  $Mu+Q$  устойчива до температуры  $680^\circ C$  (обр. 2132д). Поэтому температура равновесия  $Mu+Q=Or+Sill$  даже несколько выше  $680^\circ C$ . По вышеприведенному уравнению при  $P_S = 9,5$  кбар и  $T = 680^\circ C$  рассчитывается величина  $RT \ln f_{H_2O} = 66111$  Дж/моль, что дает оценку  $P_{H_2O} = 5,5$  кбар. Если принять  $P_{H_2O} = 6$  кбар, то получаются удивительно близкие, практически совпадающие оценки  $P_S$  по гранат-биотит-мусковит-плаггиоклазовому барометру, не зависящему от давления воды, и гроссуляр-плаггиоклаз-цоизитовому равновесию, смещающемуся с уменьшением  $P_{H_2O}$  в область высоких давлений. Таким образом, оценки  $P_S$  и  $P_{H_2O}$  в парагенезисах Удско-Майской зоны оказываются взаимосогласованными и высокими:  $P_S = 9,8$  кбар,  $P_{H_2O} = 6$  кбар. Такое сочетание  $P_S$  и  $P_{H_2O}$  необычно для нормального метаморфизма развитых геоантиклинальных поднятий, для которых закономерностью является низкое  $P_{H_2O}$  (1-3 кбар) при высоких  $P_S$  (8-10 кбар) [Маракушев, Перчук, 1974].

Парциальное давление  $\text{CO}_2$  в флюиде можно определить в минеральных парагенезисах, содержащих кальцит. Последние характерны для пород Удско-Майской зоны, а в породах Иликанской и Купуринской зон встречаются редко. Нижеприводимые оценки  $P_{\text{CO}_2}$  относятся только к минеральным парагенезисам Удско-Майской зоны.

Для равновесия  $2\text{Zo} + \text{CO}_2 = 3\text{An} + \text{Cc} + \text{H}_2\text{O}$  имеются коэффициенты Э. Гента [Ghent, 1979], учитывая которые, можно расчетное уравнение написать следующим образом

$$13391 - 23,013 \cdot T + 1,583 \cdot P_S + RT \ln K_S + RT \ln a_{\text{H}_2\text{O}} - RT \ln a_{\text{CO}_2} = 0, \quad (10)$$

где  $T$  – в К,  $P_S$  – в бар,  $K_S$  – константа равновесия:  $K_S = (a_{\text{An}})^3 / (a_{\text{Zo}})^2$ . В этом уравнении размерность членов типа  $RT \ln a_i$  имеет кал/моль. В обр. 2155а имеются Gr, Bi, Di, Cc, Pl, Zo, Q, причем  $X_{\text{An}}^{\text{Pl}} = 0,22$ , а температура гранат-биотитового равновесия равна  $410^\circ\text{C}$  (см. табл. 51). Эта температура представляется заниженной вследствие высокого содержанияgrossуляра и спессартина в гранате из этого образца. Для расчета принимаем температуру  $630^\circ\text{C} - 903^\circ\text{C}$  – среднюю для условий метаморфизма Удско-Майской зоны. Впрочем, как показывают расчеты, изменение температуры в пределах  $100^\circ$  мало изменяет  $P_{\text{CO}_2}$  при условии постоянства  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Активность доизита, равную 0,837, примем по аналогии с обр. 2157г. Для плагиоклаза с 22% An коэффициент активности равен 2,14 (см. уравнение (6)). С учетом этих данных рассчитывается константа равновесия:  $K_S = 0,104/0,701 = 0,148$ . Это дает возможность рассчитать  $P_{\text{CO}_2}$  при данном  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6$  кбар. Величина  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  была обоснована выше.

Для условий  $P_S = 9500$  кбар,  $T = 630^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6$  кбар из уравнения (10) имеем  $RT \ln a_{\text{CO}_2} = 13391 - 20780 + 15038 - 3428 + 15037 - 19258$  кал/моль или  $80633$  Дж/моль. Это отвечает  $P_{\text{CO}_2}$ , равному около 6 кбар. Сумма  $P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}} = 12$  кбар в этом случае превышает величину литостатического давления. Равенства давлений  $P_{\text{фл}} = P_S = 9500$  кбар можно достигнуть, уменьшив  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  до 4,5 кбар. В этом случае  $P_{\text{CO}_2}$  составит около 5 кбар. Выше было показано, что в пределах всей Становой зоны  $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 4$  кбар. Отсюда видно, что  $P_{\text{CO}_2}$  должно иметь величину  $\geq 5$  кбар.

Интересно оценить величину  $P_{\text{CO}_2}$  по равновесию, не зависящему от давления воды. Это можно проделать по уравнению реакции

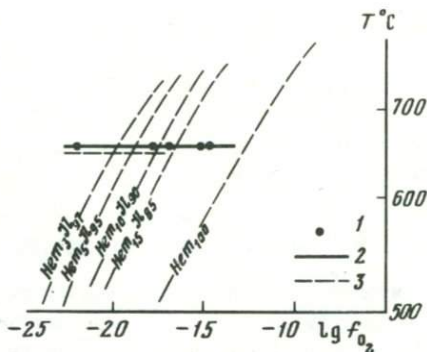


Расчетное уравнение можно записать по Дж. Ферри [Ferry, 1976]:

$$30992 - 57,594 \cdot T - 1,722 \cdot P_S + RT \ln K_S + 2RT \ln a_{\text{CO}_2} = 0, \quad (12)$$

где  $T$  – в К,  $P$  – в бар,  $K_S = a_{\text{Gross}}/a_{\text{An}}$ , принимая, что кальцит представлен чистым  $\text{CaCO}_3$ . Три образца содержат ассоциацию граната, кальцита, плагиоклаза и кварца – обр. 719а, 2147, 2155а (см. табл. 20). Номер плагиоклаза в указанных образцах составляет соответственно 26, 27 и 22. В обр. 2147 спессартина меньше, чем в других, а  $X_{\text{Py}}^{\text{Gr}} = 0,045$ ,  $X_{\text{Alm}}^{\text{Gr}} = 0,431$ ,  $X_{\text{Gross}}^{\text{Gr}} = 0,490$ . Рассчитываем при этих параметрах величину  $RT \ln K_S$  реакции (11). Она составит  $-3077$  кал/моль для  $873\text{K}$  и  $-3268$  кал/моль для  $973\text{K}$ . По уравнению (12) при температурах  $600$  и  $700^\circ\text{C}$  рассчитываем  $P_{\text{CO}_2}$ , оно равно  $8,1 \cdot 10^4$  и  $9,3 \cdot 10^4$  Дж/моль соответственно, что отвечает

Р и с. 59. Диапазон величины окислительного потенциала в породах станового комплекса 1 — точки составов ильменитов Удско-Майской и Купуринской зон; 2, 3 — интервалы логарифма fugтивности кислорода в породах Удско-Майской, Купуринской (2) и Иликанской (3) зон



$P_{CO_2} = 7-8$  кбар. Таким образом, и по второму равновесию, не зависящему от  $P_{H_2O}$ , получаем высокие оценки давления  $CO_2$ . Результаты расчетов свидетельствуют о высоком давлении летучих компонентов  $H_2O$  и  $CO_2$  при метаморфизме Удско-Майской зоны, сумма которых близка к литостатическому давлению. Эти данные скорее свидетельствуют в пользу "закрытой" модели метаморфизма, в которой сквозное просачивание флюида исключено вследствие условия  $P_{фл} = P_S$ . Однако приводимые расчеты пока еще недостаточно надежны: в них неучтена неидеальность смешения компонентов  $H_2O$  и  $CO_2$  во флюиде, возможны погрешности в термодинамических константах. Вместе с тем вывод о высоком давлении флюида при метаморфизме Удско-Майской зоны и станового комплекса в целом, который формулируется как  $P_{фл} \geq 0,5 P_S$ , вряд ли может быть в будущем подвергнут сомнению.

Для кислородной барометрии наиболее пригодны парагенезисы магнетита с ильменитом. С повышением давления кислорода при постоянной температуре, как известно [Перчук, 1973, рис. 98], в ильмените повышается содержание гематита, а в магнетите уменьшается содержание ульвошпинели, так что оба минерала обогащаются трехвалентным железом. Так как температура метаморфизма всех трех зон в целом близка к  $630^\circ C$ , а вариации ее небольшие, то для анализа режима кислорода достаточно знать составы одного магнетита или ильменита.

Как оказалось в породах Купуринской и Удско-Майской зон встречаются магнетиты, ильмениты и ильменогематиты. Причем прослои пород, содержащих ильменит и ильменогематит, находятся в соседних обнажениях (разрез по р. Салга). В отдельных образцах содержание гематита в ильмените достигает 60% (см. табл. 44), и такие ильменогематиты обладают отчетливыми структурами распада. В других образцах содержание гематита в ильмените снижается практически до нуля. Это обстоятельство доказывает широкую вариацию  $P_{O_2}$  ( $\lg f_{O_2}$  меняется от  $-15$  до  $-20$ , см. рис. 59) в породах этих двух зон, которую легче объяснить инертным поведением кислорода. В породах Иликанской зоны наблюдаются магнетиты и ильмениты, причем ильмениты гомогенные, без структур распада. Последнее обстоятельство объясняется незначительным содержанием гематита в ильмените, не превышающим 15% (см. табл. 44).

Полученные значения вариации  $P_{O_2}$  от  $10^{-14}$  до  $10^{-20}$  бар позволяют оценить при известной температуре отношения летучестей других газовых

компонентов. Это можно проделать с помощью известных диаграмм [Маракушев, Перчук, 1974]. Полученные оценки следующие:  $\lg f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{H}_2} = 1-4$ ;  $\lg f_{\text{CO}_2}/f_{\text{CO}} = 2-4$ ;  $\lg \text{CO}/\text{C} = 1-3,5$ . Эти величины свидетельствуют о значительных вариациях окисленности метаморфизирующего флюида в породах станового комплекса, что скорее объясняется первичным составом пород.

#### ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

В настоящее время известно несколько вариантов петрогенетических сеток, отражающих положение полей метаморфических фаций на  $P_S$ - $T$ -диаграмме [Маракушев, 1965; Кепежинскас, 1977; Кориковский, 1979; и др.]. На их основе можно получить грубую фациальную характеристику условий метаморфизма, однако для точной оценки они малопригодны. Это связано прежде всего с произвольными допущениями о характере зависимости  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от температуры и давления, принятых при построении этих сеток. Так, по Н.Л. Добрецову [1970],  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  зависит главным образом от температуры, закономерно понижаясь от низких температур к высоким. А.А. Маракушев [1965, 1968] полагает, что  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в различных фациях не превышает 1-2 кбар. Л.Л. Перчук [1973] и С.П. Кориковский [1979] принимают модель экстремальной зависимости  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от  $P_S$ , т.е.  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  по ним достигает максимума в средних по глубинности зонах и закономерно убывает в менее или более глубинных сечениях земной коры. Принятые зависимости  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  значительно влияют на положение границ метаморфических фаций на  $P_S$ - $T$ -диаграмме. Так, расчеты показывают, что равновесие  $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$  смещается более чем на  $100-150^\circ\text{C}$  при изменении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от 1 до 4-6 кбар.

Выше приводились оценки  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $P_S$ ,  $T$ , которые показывают, что ни одна из упомянутых выше моделей зависимости  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от  $P_S$ - $T$ -параметров к рассматриваемому примеру станового метаморфизма не подходит. Так,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  при  $P_S = 7$  кбар составляет не менее 4 кбар, а с возрастанием  $P_S$  до 9,5 кбар на восточном фланге Становой зоны  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  достигает 6 кбар. Во всяком случае  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  с ростом  $P_S$  в становом комплексе не уменьшается. Этим объясняются широкое распространение мусковит-кварцевых ассоциаций в пределах всего комплекса, устойчивость мусковита и эпидота в гранитах и пегматитах.

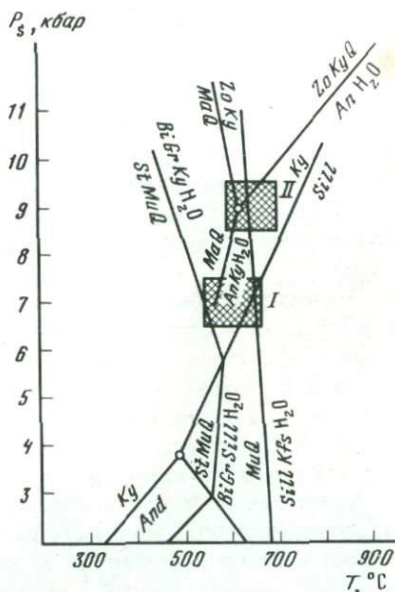
Такая зависимость  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от  $P_S$ - $T$ -параметров ограничивает применение вышеуказанных петрогенетических сеток для фациальной характеристики условий метаморфизма. Поэтому мы выбрали некоторые равновесия, по которым С.П. Кориковский [1979] производит разделение полей фаций на  $P$ - $T$ -диаграмме, и пересчитали их для конкретной зависимости  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от  $P_S$  (рис. 60). Из диаграммы (рис. 60), где показаны также цоизит-кианитовые равновесия, очевидно, что если пользоваться названиями фаций, принятыми С.П. Кориковским [1979], то условия метаморфизма станового комплекса по температуре отвечают условиям ставролитовой, биотит-мусковитовой и силлиманит (кианит)-биотит-ортоклазовой фаций, причем главная доля пород станового комплекса метаморфизована в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов. Условия ставролитовой фации наблюдаются

Р и с. 60. Поля минеральных парагенезисов станového комплекса на  $P$ - $T$ -диаграмме

I-II - зоны: I - Иликанская, Купуринская, II - Удско-Майская

на небольших площадях станového комплекса в пределах Иликанской и Купуринской зон, причем в Иликанской они тяготеют к южному обрамлению зоны (бассейны нижнего течения р. Гиллой, р. Джелтулак и р. Иличи). Условия силлиманит-ортоклазовой фации наблюдались лишь в Купуринской зоне (обр. 560д, см. табл. 20), хотя они частично возможны и в Удско-Майской. Как указывалось, породы Удско-Майской зоны метаморфизованы при высоких давлениях ( $P_S > 9$  кбар), которым, по С.П.Кориковскому [1979], отвечает тальк-кианитовая фация глубинности.

Таким образом, становой метаморфизм характеризуется главным образом биотит-мусковитовой среднетемпературной фацией, условия которой по давлению на востоке территории достигали тальк-кианитовой фации глубинности. Специфичен для станového метаморфизма также и флюидный режим:  $P_{H_2O}$  с увеличением  $P_S$  возрастает, достигая величины 6 кбар, при  $P_{фл} \geq 0,5 P_S$ .



## О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Одна из важнейших проблем геологии докембрийского вулканизма — установление геотектонической природы зеленокаменных поясов. Эта проблема остродискуссионна как в отечественной литературе, так и за рубежом, что не случайно, если учесть богатство и разнообразие месторождений полезных ископаемых, связанных с зеленокаменными поясами. В настоящее время зеленокаменные пояса рассматривают как: 1) структуры геосинклинального ряда (эвгеосинклинали) [Кратц, 1963; Муратов, 1970; Glicson, 1970; Рыбаков и др., 1981]; 2) структуры платформенной активизации (палеорифты, шовные прогибы, авлакогены, трогии) [Windley, 1973; Синицын, 1979; Грачев, Федоровский, 1980]; 3) древние океанические офиолитовые пояса [Новикова, 1971]; 4) древние аналоги современных островных дуг [Goodwin, 1968; Wilson, 1973; Anhaeusser, 1973]. Такое многообразие взглядов на природу зеленокаменных поясов в значительной мере связано с расхождением в толковании истории ранних стадий развития земной коры. Это касается и проблем докембрийского развития востока Азиатского кон-

тинента, рассматривавшихся во многих работах [Васильковский, 1967; Маракушев и др., 1971; Смирнов, 1976; Мишкин, 1981; и др.].

Основные особенности геологического строения раннедокембрийских зеленокаменных поясов довольно хорошо изучены в Африке, Канаде, Австралии, Карелии и вкратце сводятся к следующему. Для зеленокаменных прогибов обычно характерны крупные линейные и дугообразные структуры. Большинство крупных складок в прогибах представлено синклиналями, часто при отсутствии разделяющих антиклиналей [Синицын и др., 1982]. Отмечаются структуры типа диапировых куполов с гранитоидами в их ядрах.

Эти прогибы обычно сложены вулканитами коматиит-толеитовой и известково-щелочной серий. Среди последней часто преобладают породы среднего и кислого состава. С вулканитами ассоциируют вулканокластические образования, песчаники, кварциты, граувакки, породы джеспилитовой формации, турбидиты, известняки. Роль осадков в разрезе снизу вверх заметно увеличивается. Преобладают слабо дифференцированные образования со значительной примесью пирокластического материала.

Характерны резкие колебания мощностей и смена фациальной обстановки осадконакопления. Мощность разрезов колеблется от 5 до 15 км, в иных поясах местами достигая 30–35 км. Характер вариаций фаций и мощностей в зеленокаменных прогибах указывает на условия осадконакопления в удлиненных трогах [Синицын и др., 1982].

Образования зеленокаменных поясов обычно залегают на более древнем гранит-гнейсовом основании, что особенно подчеркивается рядом исследователей. Известные зеленокаменные пояса древних щитов характеризуются метаморфизмом преимущественно зеленосланцевой фации, однако местами в некоторых из них отмечается зональность метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Гранитизация отсутствует или проявлена весьма слабо. Но следует отметить, что в некоторых зеленокаменных поясах, например в Индии, отмечаются метаморфизм гранулитовой фации и интенсивные проявления гранитизации. Протяженность зеленокаменных поясов варьирует от 100 до 600 км при ширине 40–250 км. Возраст зеленокаменных поясов различен — от 3,8 до 2,5 млрд. лет. Касаясь геотектонической природы древних вулканических поясов, следует отметить, что их формирование проходило, вероятно, большей частью на сравнительно маломощной коре, близкой к островодужному типу. Этим, по нашему мнению, обусловлены некоторые черты петрохимического сходства вулканических серий древних зеленокаменных поясов и современных островных дуг, что дало в свое время некоторым исследователям [Willson, 1973; Goodwin, 1968; Лутц, 1980; и др.] возможность предполагать сходство их происхождения.

Однако в то же время было показано, что геотектоническая обстановка формирования древних зеленокаменных поясов более соответствовала условиям рифтогенеза в древних сиалических блоках [Windley, 1973; Синицын, 1979; Грачев, Федоровский, 1980]. К подобному выводу пришли и авторы настоящей работы на основе анализа имеющихся материалов по древним вулканическим поясам Становой области [Мишкин и др., 1982]. Здесь рифтогенные структуры закладывались в широтном направлении вдоль южной окраины Алданского щита, составляя единую краевую область

древней геосинклинальной системы, осевая линия которой располагалась южнее, между нынешними Сибирской и китайской платформами. Эта широтная система рифтов сопровождалась оперяющими глубинными разломами меридионального простирания, вдоль которых формировались структуры трогового типа (Батомгская, Олекминская зоны и др.) с той или иной степенью развития процессов рифтогенеза. Часть таких троговых структур могла быть и не связана с основной системой рифтов геосинклинальной системы (внутрикратонные троговые). Начальные стадии развития этих двух типов структур характеризуются качественно сходными формациями при более широком размахе осадконакопления в рифтовых структурах геосинклинальных систем. На поздних стадиях развития рифтогенные структуры окраин геосинклинальных систем в отличие от внутрикратонных трогов претерпели полный цикл геосинклинального развития, включая стадию инверсии, метаморфизма и гранитизации. Этим, вероятно, объясняется "калиевый" уклон вулканической серии Становой области в отличие от типичных зеленокаменных внутрикратонных поясов Канады и Африки.

Вероятно, в зависимости от степени развития процессов рифтогенеза и глубинности разломов формировались и различные формационные серии древних вулканических поясов. Одни из этих поясов окраин древних геосинклинальных систем, например Тукурингская зона Становой складчатой области, в какой-то мере сопоставимы с офиолитовыми поясами фанерозоя, получившими позднее развитие во внутренних областях Урало-Монгольской геосинклинальной системы. Другие — Удско-Майская, Купуринская, Иликанская зоны Становой области и внутрикратонные троговые юга Алданского щита — не имеют прямых аналогов среди фанерозойских вулканических поясов. Это закономерно связано с эволюцией земной коры на востоке Азиатского континента. С одной стороны, это было обусловлено увеличением мощности земной коры в пределах будущих платформ и в связи с этим ее большей жесткостью, а с другой — понижением геодинамической активности в пределах региона. Магматические краевые области древних геосинклиналей сменились амагматическими многогеосинклиналями верхнего протерозоя и фанерозоя. Внутрикратонные же троговые как самостоятельные геотектонические структуры исчезли на востоке Азиатского континента, вероятно, к верхней половине раннего протерозоя и сменились качественно новыми структурами типа внутриплатформенных впадин и авлакогенов.

Установленные особенности геологического строения, формационного состава толщ и петрохимические особенности вулканитов структурно-формационных зон восточной части Становой складчатой области свидетельствуют о сходстве ее со структурами типа архейских зеленокаменных поясов, трактуемых как древние геосинклинальные системы. Обычно степень метаморфизма пород варьирует в них от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Некоторые из них относятся целиком к амфиболитовой фации метаморфизма, например пояса Колар, Нигихалли в Индии, Полмос—Поросозеро в Карелии и другие. Однако по имеющимся данным, среди структур подобного рода Становая область отличается наиболее глубинным метаморфизмом амфиболитовой фации. Например, для раннего этапа метаморфизма пород вулканогенного позднеархейского пояса Полмос—Поросозеро установлены  $T \approx 600^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 3-4$  кбар, для позднего этапа —  $T = 530^{\circ}\text{C}$ ,

$P = 5,5$  кбар [Другова и др., 1982]. Для пород станового комплекса в целом параметры метаморфизма следующие:  $T = 520-680^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7-10$  кбар, что, вероятно, следует связывать со значительной эродированностью древней складчатой структуры.

Особый интерес представляют металлогенические сопоставления вулканогенных зон Становой области и зеленокаменных поясов других щитов. Однако металлогения вулканогенных зон Становой области изучена еще слабо. В первично-вулканогенных толщах известны признаки золото-сульфидной минерализации. Эти толщи могут быть перспективны также в отношении стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений, сульфидного медно-никелевого оруденения, связанного с телами ультраосновных пород. В зонах низкотемпературных диафоритов, развивающихся по первичным вулканитам, отмечается золото-сульфидная и золото-кварцевая минерализация. Терригенно-осадочная часть разреза комплекса вмещает месторождения железа осадочно-метаморфогенного происхождения (джеспилитовая формация). Кроме того, известны проявления высокоглиноземистого сырья и графита, апатита в карбонатных породах. С процессами метаморфизма станового комплекса, проявленными в позднем архее и раннем протерозое, связано формирование редкометальных и мусковитовых пегматитов и жил гранулированного кварца.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Становой области процессы регионального метаморфизма проявились в течение трех этапов развития: раннеархейского, позднеархейского и раннепротерозойского. Позднеархейские образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, образуют становой геосинклинальный комплекс, сформировавшийся в структурах, заложенных на раннеархейском гранулитовом фундаменте. Раннепротерозойский комплекс зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма в значительной мере эродирован и сохранился лишь в виде узких тектонических блоков.

В восточной части позднеархейской Становой складчатой области выделены четыре структурно-фациальные зоны: Иликанская, Купуринская, Удско-Майская, Усть-Гилюйская, различающиеся некоторыми особенностями тектонического строения, формационного состава толщ и их метаморфизма. Основные различия в стиле тектоники сводятся к тому, что в Иликанской и Купуринской структурно-фациальных зонах господствуют овальные брахиформные складки, а в Удско-Майской и Усть-Гилюйской — линейные, сжатые структуры субширотного простирания.

Восстановление первичного состава метаморфических пород показало, что формирование иликанской серии происходило за счет вулканогенно-осадочной толщи, в разрезе которой, вероятно, преобладали терригенно-осадочные породы. В купуринской, удско-майской и усть-гилюйской сериях вулканогенные породы существенно преобладали над терригенно-осадочными. Вулканогенно-осадочные толщи содержали соскладчатые тела ультрабазитов, габброидов, диоритов и гранодиоритов.

Первичные терригенно-осадочные породы в структурно-фациальных зонах Становой области были представлены главным образом граувакками и монтмориллонитовыми глинами. Им соответствуют биотитовые, гранат-биотитовые сланцы и гнейсы. В составе этой основной группы первичных терригенно-осадочных пород в иликанской серии в резко подчиненных количествах отмечаются железистые осадки (джеспеллитовая формация), карбонатные и высокоглиноземистые породы, в купуринской серии — высокоглиноземистые породы, в удско-майской серии — карбонатные породы, в усть-гилюйской серии — высокоглиноземистые породы.

Среди первичных вулканогенных пород намечаются следующие серии. Иликанская зона: базальт-андезит-дацитовая серия. Среди вулканитов преобладают андезиты и дациты (амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы). Купуринская зона: базальт-андезит-дацитовая серия. В составе серии пре-

обладают андезитобазальты (биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы). Удско-Майская зона: коматиит-андезит-базальт-дацитовая серия. В составе серии преобладают андезиты и дациты (гранат-эпидот-мусковит-биотитовые сланцы и гнейсы). Усть-Гилуйская зона: коматиит-базальт-андезитовая серия. В составе серии преобладают толеитовые базальты и андезитобазальты (амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы). Общей чертой состава вулканогенных серий всех структурно-фациальных зон являются подчиненное распространение базальтов и отсутствие или ничтожное наличие крайних кислых дифференциатов — риолитов.

Сопоставление петрохимических особенностей вулканогенных серий позднеархейских зеленокаменных поясов Канады, Карелии и Становой области приводит к следующим выводам. По отношению щелочей (Na/K) вулканиты Становой области наиболее "калиевые". Более высокая калиевость пород Становой области, вероятно, объясняется привнесом калия при гранитизации. По отношениям других элементов  $Ca/Mg$ ;  $Fe_{общ}/(Ca + Mg)$ ;  $Al/(Na + K + Ca + Mg)$  породы рассматриваемых регионов образуют единые поля составов. Сопоставление содержаний микроэлементов в вулканогенных породах зеленокаменных поясов Канады и метавулканитах Становой области свидетельствует о единой тенденции изменения их содержаний в ряду базальт—андезитобазальт—андезит—дацит, что подтверждает правильность интерпретации первичной природы метаморфических пород Становой области и их сходство с вулканитами зеленокаменных поясов.

Однако условия метаморфизма пород станового комплекса существенно отличаются от условий метаморфизма зеленокаменных поясов Канады и Карелии. Об этом свидетельствуют минеральные парагенезисы и особенности составов минералов в породах станового комплекса, таких, как гранаты, биотиты, белые слюды, эпидоты, амфиболы, полевые шпаты. Детальное изучение этих минералов легло в основу характеристики условий метаморфизма станового комплекса — температуры, давления и флюидного режима. Температуры метаморфизма варьировали в различных структурно-фациальных зонах Становой области следующим образом: в Иликанской зоне — 540–660°C, в Купуринской зоне — 550–650°C, в Удско-Майской зоне — 580–680°C. Характерно, что парагенезис мусковита с кварцем в породах Удско-Майской зоны устойчив до температуры 680°C. Это самая высокая температура устойчивости этого парагенезиса в становом комплексе и одна из наиболее высоких среди других метаморфических комплексов, свидетельствующая о высоком давлении воды при метаморфизме. Установлено, что литостатическое давление при метаморфизме пород иликанской серии составляло 7–8 кбар, купуринской — 7–7,5 кбар, удско-майской — 8–10 кбар. Наиболее высокое литостатическое давление метаморфизма пород Удско-Майской зоны подтверждается более высокой степенью эрозионного среза структур восточного окончания Становой области. Давление воды во флюиде при метаморфизме станового комплекса было прямо пропорционально глубинности. В более глубинной Удско-Майской зоне оно выше, чем в Иликанской и Купуринской зонах, и достигает величины 6 кбар. Результаты расчетов свидетельствуют о высоком давлении флюида, приближающемся по величине к литостатическому. Давление  $CO_2$  при этом составляло не

менее половины общей величины флюидного давления. Условия метаморфизма станового комплекса по температуре отвечают ставролитовой, биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-ортоклазовой фациям, причем основная часть пород метаморфизована в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов.

Установленные особенности метаморфизма пород Становой области обусловлены геотектонической природой ее структурно-фациальных зон. Эти зоны имеют рифтогенное происхождение, составляя в совокупности краевую часть обширной позднеархейской геосинклинальной системы, развивавшейся между ядрами Сибирской и Китайской платформ. В отличие от типичных зеленокаменных внутрикратонных трогов Канады и Южной Африки структурно-фациальные зоны Становой области прошли полный цикл геосинклинального развития, включая стадию инверсии, метаморфизма и гранитизации. Среди известных структур подобного рода в Индии, Карелии и других регионах вулканогенные зоны Становой области отличаются наибольшей глубиной метаморфизма пород, что объясняется большим размахом геосинклинального осадконакопления и последующей значительной эрозией древней складчатой системы, в результате которой нижняя вулканогенная часть разреза станового комплекса оказалась выведенной на поверхность. Метаморфизованные вулканогенные серии Становой области по формационному составу и петрохимическим характеристикам близки вулканитам типичных зеленокаменных поясов и в этом отношении представляют интерес в первую очередь на колчеданно-полиметаллическое и сульфидное медно-никелевое оруденение.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Авченко О.В., Дербек И.М., Чубаров В.М. О зональности гранатов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, №11, с. 72–80.
- Авченко О.В., Чубаров В.М. О перераспределении кальция между гранатом и плагиоклазом в минеральных парагенезисах метапелитовых гнейсов станового метаморфического комплекса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, №4, с. 924–928.
- Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Гранат-плагиоклазовый геобарометр. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, №5, с. 1216–1219.
- Валуц Г.А. Эволюция состава и структурного состояния полевых шпатов в процессе кристаллизации малоуглубинных гранитоидов. — Зап. ЭВМО, 1974, ч. 104, вып. 5, с. 524–534.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история североазиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9–58.
- Великославинский Д.А. Сравнительный анализ кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов регионального метаморфизма Л.: Наука, 1972. 189 с.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Галибин В.А., Байкова В.С., Седова И.С. Структурное состояние и состав полевых шпатов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, №3, с. 681–684.
- Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. Масштаб 1:1500000 / Под ред. Л.И. Красного. Л.: Мингео СССР, 1979.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 333 с.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). М.: Наука, 1979, т. 1, с. 34–36.
- Глебовицкий В.А., Неелов А.Д., Другова Г.М. и др. Джугджуро-Становая складчатая область. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 72–77.
- Годзевич Б.Л. Тектоника Становой складчатой области. — В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976, с. 34–55.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклиналильных трогов. — Сов. геология, 1970, №12, с. 121–122.
- Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 9–34.
- Дук Г.Г. Эволюция химического состава кальциевых амфиболов основных метаморфических пород в различных типах метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, №1, с. 12–23.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.: Наука, 1970. 432 с.
- Другова Т.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. Высокоградентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1970. 432 с.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П. и др. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 222 с.
- Другова Г.М., Московченко Н.И., Никитина Л.П. Биотиты докембрийского

- комплекса юго-западного Памира. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, №8, с. 37–45.
- Искандерова А.Д., Миркина С.Л., Неймарк Л.А.* и др. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских метаморфических пород и гранитоиднейсов Становой области Алданского щита. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 132–153
- Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Рудник В.А.* Результаты датирования раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом. — В кн.: Геологические формации региона БАМ. Л., 1980, с. 123–138.
- Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Рудник В.А.* Итоги геохронологического изучения раннедокембрийских полиметаморфических пород Востока Сибири свинцово-изохронным методом. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 175–177.
- Карсаков Л.П.* Докембрий восточной части Становой складчатой области. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 27–39.
- Карсаков Л.П.* Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.
- Карсаков Л.П., Саутченкова Р.А.* О положении усть-гилуйской серии докембрия Становой складчатой области. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток, 1978, с.42.
- Карта структурного районирования Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Хабаровск, 1968.
- Кепежинскас К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 197 с.
- Кепежинскас К.Б., Хлестов В.В.* Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М.: Наука, 1971. 310 с.
- Киселева И.А., Топор Н.Д.* О термодинамических свойствах цоизита. — Геохимия, 1973, №10, с. 1547–1555.
- Козырева И.В.* К вопросу о выделении джанинской серии в архейских образованиях юго-восточной части Алданского щита. — В кн.: Вопросы магматизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 194–197.
- Козырева И.В.* Гранатовые амфиболиты Удско-Майского грабена. — В кн.: Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 209–231.
- Козырева И.В.* Стратиграфия верхнеархейских образований Удско-Майского грабена. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 45–48.
- Козырева И.В.* К вопросу систематики белых слюд. — В кн.: Основные понятия минералогии. Киев: Наук. думка, 1978, с. 87–92.
- Козырева И.В., Карабцов А.А.* Рентгенометрическое изучение минералов группы эпидота и вопросы их генезиса. — В кн.: Петрология и петрохимия магматических и метаморфических слюд Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 209–231.
- Козырева И.В., Коренбаум С.А., Худоложкин В.О.* Связь между химизмом белых слюд и параметрами их элементарных ячеек. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979, с. 138–141.
- Козырева И.В., Коренбаум С.А., Нарнов Г.А.* Возможность определения состава фенгитовых слюд по их ИК-спектрам. — Зап. ВМО, 1984, №1, с. 113–120.
- Кориковский С.П.* Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 138–165.
- Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кориковский С.П.* Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме. — В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования: Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1972, с. 71–95.
- Коробова Н.И.* Эволюция титановых минералов при прогрессивном метаморфизме на примере ильменитсодержащих сланцев Таймыра. — В кн.: Геология рудных месторождений Красноярского края. Новосибирск, 1977, с. 34–46 (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 257).

- Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 311 с.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л., 1963. 210 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 16).
- Кудрявцев В.А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 108—117.
- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат.: Эксперим. данные. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, №3, с. 731—734.
- Лагздина Г.Ю., Миронюк Е.П., Мошкин В.Н. и др. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего Востока и схемы их расчленения. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967, с. 102—106.
- Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 161 с.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 316 с.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
- Маракушев А.А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1973, №5, с. 3—25.
- Маракушев А.А., Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973, 321 с.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971, 136 с.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 102—131.
- Маракушев А.А., Фельдман В.И. Реконструкция первичной природы метаморфических пород по петрохимическим данным. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 6, с. 59—82.
- Миронюк Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 93—109.
- Михеев В.И. Влияние изоморфного замещения на дебаеграммы слюд. — Минерал. сб. Львов, геол. о-ва, 1954, №8, с. 12—21.
- Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 194 с.
- Мишкин М.А., Авченко О.В., Козырева И.В. Петрология позднеархейского "зеленокаменного" пояса Алданского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Винница, 1982, с. 212—213.
- Мошкин В.Н., Шпак Н.С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хребта Станового и южной части хребта Джугджура. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1967, т.12, с. 5—69.
- Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 47—73.
- Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы М., 1971. 82 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Нужнов С. В., Михайлов В.А. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 70—75.
- Перчук Л.Л. Равновесия прородообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза М.: Наука, 1973. 318 с.
- Плюснина Л. П., Хачатрян Г.К. Исследование состава и структурной упорядоченности плагиоклазов методами инфракрасной спектроскопии и дифрактометрии. — В кн.: Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1980, с. 27—28.

- Плюсина Л.П.* Экспериментальное изучение зависимости глиноземистости роговых обманок от Р-Т-условий их образования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, №7, с. 19–28.
- Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 116 с.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростание. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.
- Расказов Ю.П.* Стратиграфия нижнего протергя хребтов Станового и Тукурингры: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1968. 21 с.
- Расказов Ю.П., Ялынычев Е.В.* Усть-Гиллойский трог — структура особого типа в докембрии Станового хребта. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 120–131.
- Расказов Ю.П., Ялынычев Е.В.* О первичном составе кристаллического комплекса района Зейского прорыва. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 107–117.
- Рудник В.А., Соботович Э.В.* Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, №3, с. 690–693.
- Саксена С.* Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М.: Мир, 1975. 203 с.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 212 с.
- Синицын А.В.* Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 3–19.
- Синицын А.В., Кушев В.Г., Ермолаева Л.А.* Главные особенности геологии раннего докембрия и проблемы соотношения зеленокаменных прогибов и подвижных поясов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 8, с. 11–28.
- Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 112–116.
- Смирнов А.М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.И.* и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
- Схема геолого-структурного районирования территории БАМ и сопредельных районов. Л., 1975.
- Сырицо Л.Ф., Житков А.С., Соколова Е.П., Зорина М.Л.* Слюдя апогранитов литионито-кварцево-альбитового состава (на примере двух массивов Дальнего Востока). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974, с. 105–119.
- Тарарин И.А., Авченко О.В.* О сложной зональности гранатов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 81–90.
- Татарский В.Б.* Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. — Зап. ЗВМО, 1956, ч. 85, № 2, с. 204–207.
- Трегер В.Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 185 с.
- Урусов В.С.* Пределы изоморфных замещений и термобарометрия. — Геохимия, 1978, № 4, с. 531–546.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114–127.
- Федькин В.В.* Ставролит. М.: Наука, 1975. 271 с.
- Ферштатер Г.Б., Чащухина В.А.* Минеральные парагенезисы гранитоидов различных феррофаций. — Геохимия, 1979, № 3, с. 391–405.
- Шульдинер В.И.* Влияние окислительного потенциала на положение алюминия в кристаллической структуре роговых обманок. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 6, с. 1429–1430.
- Шульдинер В.И.* Биотит-гранатовый геотермометр в области высоких температур. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 714–716.
- Юрочкин Ю.Д.* Петрохимические особенности усть-гиллойской серии юго-западных отрогов хребта Тукурингра. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 118–121.
- Abraham K., Hörner P.K., Raith M.* Progressive metamorphism of basic rocks from the Southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). — Neues Jb. Min. Abh., 1974, Bd. 122, N 1, S. 1–35.

- Anderson D.E., Olimpio J.C. Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: Evidence for volume diffusion. — *Canad. Miner.*, 1977, vol. 15, N 2, p. 205–216.
- Anhaeusser C.R. The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London B*, 1977, vol. 273, N 123, p. 359–388.
- Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P. A reappraisal of some aspects of Pre-Cambrian shield geology. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, N 11, p. 2175–2200.
- Arkai P., Nagy G., Zahito Gy. Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks their genetic significance. — *Acta. geol. Acad. sci. hung.*, 1975, vol. 19, N 1/2, p. 17–42.
- Banno S. Notes on rock-forming minerals, zonal structure of pyroalbite garnet in Sanbagawa schists in the Bassi area, Sikoku. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1965, vol. 71, N 835, p. 185–188.
- Baragar W.R.A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks. — *Canad. J. Earth. Sci.*, 1966, vol. 3, N 1, p. 9–30.
- Berglund L., Touret J. Garnet-biotite gneiss in Systeme du Graphite (Madagascar): Petrology and fluid inclusions. — *Lithos*, 1976, vol. 9, N 2, p. 139–148.
- Birk D. Chemical zoning in garnets of the Kashabowie Group, Shebandowan, Ontario. — *Canad. Miner.*, 1973, vol. 12, pt 2, p. 124–129.
- Blake M.C. jun., Morgan B.A. Rutile and sphene in blueschist and related high-pressure-facies rocks. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1976, N 959, p. 1–6.
- Bliss N.W., Stidolph P.A. A review of the Rhodesian basement complex. — *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 1969, N 2, p. 305–330.
- Brown E.H. Greenschist facies Eastern Otago. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1967a, vol. 14, N 4, p. 259–292.
- Brown E.H. The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1967b, vol. 14, N 4, p. 259–292.
- Brown E.H. Some zoned garnets from the greenschist facies. — *Amer. Miner.*, 1969, vol. 54, N 11/12, p. 1662–1678.
- Butler B.C.M. Chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurhan area, Argillshire, Scotland. — *J. Petrol.*, 1967, vol. 8, N 2, p. 233–267.
- Carbonin S., Molin G. Cristal-chemical considerations on eight metamorphic epidotes. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1980, Bd. 139, N 2, S. 205–215.
- Chatterjee N.D. Margarite stability and compatibility relations in the system  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  as a pressure-temperature indicator. — *Amer. Miner.*, 1976, vol. 61, N 7/8, p. 699–709.
- Chatterjee N.D., Johannes W. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic  $2\text{M}_1$ -muscovite,  $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ . — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 48, N 2, p. 89–114.
- Cipriani C., Sassi F.P., Scolari A. Metamorphic wite micas: Definition of paragenetic fields. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1971, Bd. 51, H. 1; S. 260–302.
- Colwill P.A., Ernst W.G., Gilbert M.C. Relationships between celer parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. — *Amer. Miner.*, 1966, vol. 51, p. 1727–1754.
- Cooper A.F. Progressive metamorphism of metabasic rocks from Haast Schist group of southern New Zealand. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, N 3, p. 457–493.
- Cressey G., Schmid R., Wood B.J. Thermodynamic properties of almandine-grossular solid solutions. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1978, vol. 67, N 4, p. 379–404.
- Davis P.A., Condie K.C. Trace element model studies of Nyanzian greenstone belt, western Kenya. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, p. 271–277.
- De la Roche H., Roubault M. Comportement géochimique différentiel de Na et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. — *C.r. Acad. sci. D*, 1968, t. 267, N 1, p. 39–42.
- Eade K.E., Fahrigh W.F. Geochemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of Canadian shield. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1969, vol. 179, p. 156–182.
- Engel A.E.J., Iton S.P., Engel C.G. et al. Crustal evolution and global tectonics: A petrogenetic view. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 6, p. 843–858.
- Ernst W.G. Polymorphism in alkali amphiboles. — *Amer. Miner.*, 1963, vol. 48, p. 241–260.
- Ernst W.G. Petrochemical study of coexisting minerals from lowgrade shists Eastern Shikoku, Japan. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, vol. 28, N 11, p. 1631–1668.

- Ferry J. M. P., T,  $f_{\text{CO}_2}$  and  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville - Vassalboro area, south-central Maine. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 57, N 2, p. 119-145.
- Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1978, vol. 66, N 2, p. 113-117.
- Gabe E.J., Portheine J.C. A reinvestigation of the epidote structure: Confirmation of the iron location. - *Amer. Miner.*, 1973, vol. 58, p. 218-223.
- Ghent E.D. Plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz: A potential geobarometer-geothermometer. - *Amer. Miner.*, 1976, vol. 61, N 7/8, p. 710-714.
- Ghent E.D., Robbins D.B., Stout M.Z. Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Greek, British Columbia. - *Amer. Miner.*, 1979, vol. 64, N 7/8, p. 874-886.
- Ghent E.D., Stout M.Z. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1981, vol. 76, N 1, p. 92-98.
- Ghose S. Scheme of cation distribution in amphiboles. - *Miner. Mag.*, 1965, vol. 35, N 265, p. 46-54.
- Glikson A.Y. Geosinclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems. - *Tectonophysics*, 1970, vol. 9, N 5, p. 397-433.
- Goldman D.S., Albee A.L. Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  partitioning between quartz and magnetite. - *Amer. J. Sci.*, 1977, vol. 277, N 6, p. 750-767.
- Goodwin A.M. Evolution of the Canadian Shield. - *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1968, vol. 19, p. 1-14.
- Graeser S., Niggli E. Zur verbereitung der phengite in den Schweizer Alpen: Ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. - In: *Etages tectonique*. Neuchatel: Inst. Geol., 1967, p. 89-104.
- Hafner S., Laves F. Ordnung-Unordnung und Ultraabsorption: Variation der Lage und Intensität einiger Absorptionen von Feldspäten Zur Structure von Orthoklaz und Adular. - *Ztschr. Kristallogr.*, 1957, Bd. 109, H. 1/6, S. 204-225.
- Hall A. The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes Donegal, Ireland. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, p. 835-847.
- Hariya J., Kennedy G.C. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. - *Amer. J. Sci.*, 1968, vol. 266, N 3, p. 193-203.
- Harte B., Henley K.J. Occurrence of compositionally zoned almandinic garnets in regionally metamorphosed rocks. - *Nature*, 1966, vol. 210, N 5037, p. 689-692.
- Hawthorne F.C., Grundy H.D. The crystal chemistry of amphiboles. 1. Refinement of the crystal structure of ferrotschermakite. - *Miner. Mag.*, 1973, vol. 39, p. 36-48.
- Hensen B.J., Schmid R., Wood B.J. Activity-composition relationships for pyrope-grossular garnet. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 51, N 3, p. 161-166.
- Hermann A.G., Gunter B.D., Haskin Z.A. et al. Major, minor trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern-Africa. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 59, p. 1-12.
- Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 217, N 2, p. 97-131.
- Hollister L.S. Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. - *Science*, 1966, vol. 154, N 3757, p. 1647-1651.
- Kano H., Kuroda Y. On the chemistry on coexisting garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rock, central Abukuma. - *J. Geol. Soc. Jap.*, 1973, vol. 79, N 9, p. 621-641.
- Kwak T.A.P. Ti in biotite and muscovite an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, N 11, p. 1222-1229.
- Linthout K., Westra L. Compositional zoning in almandine-rich garnets and its relation to the metamorphic history of their host rocks. - *Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B*, 1968, vol. 71, N 4, p. 297-312.
- Lopes Ruiz J., Garcia Cacho L.A. The garnets of the eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central Spain. - *Chem. Geol.*, 1974, vol. 13, N 4, p. 269-285.
- McAteer G. Formation of garnets in a rock from Mallaig. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 55, N 3, p. 293-301.
- Morteani G. High-alumina amphiboles from

- the penninic rocks of the western Tauern Window (Tyrol, Austria). — Neues Jb. Miner. Abh., 1978, Bd. 133, N 2, S. 132–148.
- Newton R.C. Some calc-silicate equilibrium relations. — Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, N 3, p. 204–222.
- 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, p. 369–377.
- Olimpio J.C., Anderson D.E. The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnet, South Morar, Scotland. — Amer. Miner., 1978, vol. 63, N 7/8, p. 677–689.
- Perchuk L.L. Thermodynamic control of metamorphic processes. — In: Energetics of geological processes. N.Y.: Spring-Verl., 1977, p. 285–352.
- Pistorius C.W.F.T., Kennedy G.C., Sourirajan S. Some relation between the phases anortite, zoisite and lawsonite at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1962, vol. 260, p. 44.
- Raase P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. — Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 45, N 3, p. 231–236.
- Radoslovich E.W., Norrish K. The cell dimensions symmetry of layer lattice silicates. I. Some structural considerations. — Amer. Miner., 1962, vol. 47, N 5/6, p. 599–616.
- Ragland P.C. Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton. — Lithos, 1970, vol. 3, N 2, p. 167–189.
- Richardson S.W., Bell P.M., Gilber M.C. Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 and 1500°C. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, N 7, p. 513–541.
- Robinson K., Gibbs G.V., Ribbe P.H., Hall M.R. Cation distribution in three hornblendes. — Amer. J. Sci., 1973, vol. A 273, p. 522–535.
- Schmid R., Wood B.J. Phase relationships in granulitic metapelitic from the Ivrea-Verbano Zone (Northern Italy). — Contribs Miner. and Petrol., 1976, vol. 54, N 4, p. 255–279.
- Schwander H. von, Hunziker J., Stern W. Zur Mineralchemie von Helligimmern in den Tessiner Alpen. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, H. 2, S. 357–390.
- Seifert F. X-ray powder data for Mg-Al-celadonite (Leucophyllite) from Barcza, Poland. — Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 19, p. 93–96.
- Seki Y. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote. — Amer. Miner., 1959, vol. 44, p. 720–730.
- Stemmons D.B. Observation on order-disorder relations of natural plagioclase, a method of evaluating order-disorder. — Norsk geol. tidsskr., 1962, bd 42, h. 2, s. 533–554.
- Spear F.S. Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure, and oxygen fugacity in basaltic system. — Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1975–1976. Wash. (D.C.), 1976, p. 775–779.
- Storre B., Nitsch K.H. Zur Stabilität von Margarit in System  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . — Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 43, p. 1–24.
- Strens R.G.I. Some prelationships between members of the epidote group. — Nature, 1963, vol. 6, p. 80–81.
- Strens R.G.I. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. — Miner. Mag., 1965, vol. 35, p. 464–475.
- Strong D.F., Stevens R.K. Possible thermal explanation of contrasting Archean and Proterozoic geological regimes. — Nature, 1974, vol. 249, N 5457, p. 545–546.
- Sutton J., Watson J.V. Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times. — Nature, 1974, vol. 247, p. 433–435.
- Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculations of some P-T-X-(Fe-Mg) phase relations. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 425–454.
- Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. — Amer. Miner., 1976, vol. 61, N 7/8, p. 762–775.
- Velde B. Etude mineralogique d'une eclogite de Fay-de-Bretagne (Loire-Atlantique). — Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr., 1966, vol. 89, N 3, p. 385–393.
- Velde B.  $\text{Si}^{++}$  content of natural phengites. — Contribs Miner. and Petrol., 1967, vol. 14, p. 250–258.
- Velde B. Les eclogites de la region Mantaïs. — Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr., 1970, vol. 93, N 3, p. 370–385.
- Velde B. Infrared spectra of synthetic micas in the series muscovite - Mg-Al cela-

- donite. — Amer. Miner., 1978, vol. 63, N 3/4, p. 343–349.
- Wallace R.C.* Stawrolite from the Haast schist in South Westland. — N.Z. J. Geol. and Geophys., 1975, vol. 18, N 2, p. 343–348.
- Wehrenberg J.P.* The infrared absorption spectre of scapolite. — Amer. Miner., 1971, vol. 56, N 9/10, p. 1639–1654.
- Willson J.T.* The Rhodesian Archean craton an essay in cratonic evolution. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, N 1235, p. 389–411.
- Windley B.F.* Crustal development in Precambrian. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, N 1235, p. 321–341.
- Wise W.S., Eugster H.P.* Celadonite: Synthetic, thermal stability and occurrence. — Amer. Miner., 1964, vol. 49, N 7/8, p. 1031–1083.
- Woodsworth G.J.* Homogenisation of zoned garnets from pelitic schists. — Canad. Miner., 1977, vol. 15, N 2, p. 230–242.
- Ytaya T.* *Banno Sh.* Paragenesis of titanium-bearing accessories in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt, Central Shikoku, Japan. — Contribs Miner. and Petrol., 1980, vol. 73, N 3, p. 267–276.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ . . . . .	7
Общая характеристика геологических образований . . . . .	7
Позднеархейские структурно-фациальные зоны . . . . .	11
ПЕТРОХИМИЯ И ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА . . . . .	17
Иликанская серия . . . . .	19
Купуринская серия . . . . .	28
Удско-майская серия . . . . .	33
Усть-гилуйская серия . . . . .	41
Петрохимические особенности метавулканитов станового комплекса . . . . .	44
ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ . . . . .	51
Гранаты . . . . .	55
Бiotиты . . . . .	80
Белые слюды . . . . .	84
Минералы группы эпидота . . . . .	93
Амфиболы . . . . .	103
Полевые шпаты . . . . .	114
Минералы титана и рудные минералы . . . . .	118
Прочие минералы . . . . .	129
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА . . . . .	132
Гранат-биотитовая термометрия . . . . .	133
Режим литостатического давления . . . . .	138
Флюидный режим . . . . .	145
Фациальная характеристика условий метаморфизма . . . . .	148
О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ . . . . .	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	153
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	156

Ирина Витальевна К о з ы р е в а,  
Олег Викторович А в ч е н к о,  
Михаил Афанасьевич М и ш к и н

**ГЛУБИННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ  
ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ**

*Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим  
институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор *А.В. Копп*  
Художник *Н.А. Малиновская*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технические редакторы  
*Г.И. Астахова, И.И. Джиоева*  
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29213

Подписано к печати 11.06.85. Т — 00885  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага для глубокой печати  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.-печ.л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,7. Уч.-изд.л. 11,9  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 411  
Цена 1 р. 80 к.

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 печати книги:

**К а з и м и р о в А.Д. Покровы востока корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи.**

1р. 80к.

В книге впервые показано широкое распространение в исследованном районе крупноамплитудных покровных структур. Приведены подробное описание и формационный анализ слагающих их отложений, рассмотрен вопрос о времени и направлении перемещения аллохтонных масс. На основании различия в возрасте становления структур выделено две системы покровов: эконоайская и корякская.

Для тектонистов.

**Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане**

2р. 70к.

Книга посвящена вопросам фундаментального и прикладного характера, среди них: разработка геотермических моделей литосферы, тепловые поля в областях неотектонической активизации, связь геотермического режима с геодинамическими процессами, в том числе — в очаговых зонах землетрясений, методика геотермии и аппаратура, использование геотермических методов для разведки полезных ископаемых, применение глубинного тепла Земли в народно-хозяйственных целях.

Для геологов, геофизиков.

**Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии**

1р. 50к.

В книге рассмотрены новые представления о происхождении солнечной планетной системы, источники энергетической активности внутренних оболочек Земли и способы ее передачи во внешние оболочки, численное моделирование крупномасштабных движений в мантии. Проанализированы главные структурообразующие процессы

в коре и их связь с движениями в мантии. Большое внимание уделено структурно-динамической расчлененности литосферы, моделям региональных структурообразующих процессов, геологическому значению сейсмичности.

Для геологов и геофизиков.

### **Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение**

Зр.

Книга посвящена среднему отделу девонской системы СССР, его объему, границам, ярусному и зональному расчленению, палеонтологической характеристике, корреляции с типовыми разрезами Западной Европы. Кроме Урала, приведены материалы по среднему девону Восточно-Европейской платформы, Салаира, Закавказья, Южного Тянь-Шаня, где также есть наиболее полные и богато палеонтологически охарактеризованные разрезы.

Для геологов-стратиграфов.

### **Геодекян А.А., Забанбарк А. Нефтегазоносность и некоторые закономерности размещения нефтегазовых ресурсов в недрах мирового океана**

1р. 50к.

В книге освещены история развития и современное состояние добычи и запасов нефти и газа на акваториях мира. Выявлен ряд закономерностей, связанных с распределением запасов нефти и газа в разрезе фанерозоя, с размещением нефтегазовых ресурсов в литологически разнотипных осадках и с выявлением нефтепроизводящих толщ в океаническом секторе литосферы.

Для геологов, геофизиков и геохимиков, работающих в области нефтяной геологии.

### **Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья.**

Зр.

В книге освещены основные закономерности распространения и формирования подземных вод. Рассмотрена гидрогеохимическая и гидрогеодинамическая структура артезианских бассейнов региона и их гидрогеологические соотношения. Изложены результаты исследований по выяснению основных процессов формирования состава подземных вод. С позиции литогенетической теории рассмотрены происхождение хлоридных рассолов, особенности миграции и аккумуляции в подземных водах брома, калия, бора, иода и фтора. Дана всесторонняя характеристика минеральных лечебных и промышленных вод, показаны его возможности при выяснении генезиса минеральных вод Предуралья. Дана геохимическая оценка солоноватых вод в связи с перспективами их использования для целей ирригации.

Для гидрогеологов, геохимиков, геологов-нефтяников и специалистов водного хозяйства.

*Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":*

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул. 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

1р. 80 к.

4343