

Минералогия
Прибайкалья

Mineralogy
of Cisbaikalia

ИРКУТСК 1978

КАДЕМИЯ НАУК СССР
ИРКУТСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

USSR ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH

Институт геохимии им. А.П.Виноградова
A.P.Vinogradov Institute of Geochemistry

МИНЕРАЛОГИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Путеводитель Байкальской экскурсии
XI-го съезда
Международной минералогической ассоциации

MINERALOGY OF CISBAIKALIA

A guide-book for Baikal excursions
of the XIth General Meeting
of the International Mineralogical Association

Edited by B.M.SHMAKIN

Иркутск 1978



В сборнике дается геологическая, петрографическая и минералогическая характеристика объектов Байкальской экскурсии XI Съезда ММА: Слюдянского комплекса месторождений (флогопитовых, волластонитовых, мраморных, лазуритовых), пород Белой выемки на железной дороге ст.Култук - ст.Байкал, Тажеранского комплекса щелочных пород, метасоматитов, гранитов и пегматитов, а также гранитов-рапакиви бухты Песчаной. Даны описания точек наблюдения Байкальской экскурсии. Кроме того, приведено краткое описание экспонатов минералогического музея Иркутского политехнического института.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
проф. Б.М.Шмакин

Редактор Л.П.Подгорбунская

Перевод текста на английский язык выполнен В.В.Токмаковым и Е.Л.Гусак под редакцией Б.М.Шмакина, И.И.Колосовского

© Институт геохимии им.А.П.Виноградова
Сибирского отделения Академии Наук
СССР, 1978

	Стр.
Предисловие	4
Геологический очерк Слюдянского района (Е.П.Васильев, В.Н.Вишняков, Л.З.Резницкий)	5
Стратиграфия	5
Магматические породы	7
Структура и геологическое развитие	II
Минеральные ассоциации и состав минералов метаморфических пород гранулитовой фации в Юго-Западном Прибайкалье (Ф.В.Кузнецова, Г.В.Бондарева, В.А.Русакова)	I4
Известково-силикатные породы основного состава	I5
Ультраосновные метабазиты	I7
Породы среднего состава	I7
Кварцсодержащие пересыщенные глиноземом породы	I8
Минералы	I9
Описание маршрута (точки I, 2, 3, 7 на рис. I)	28
Карбонатные и карбонатно-силикатные породы Юго-Западного Прибайкалья (В.Н.Вишняков)	3I
Месторождение мраморов "Перевал" (точка 6 на рис. I)	33
Слюдянское месторождение волластонита (точка 4 на рис. I)	34
Минеральные ассоциации магниезиальных скарнов Слюдянских флю- гопитовых месторождений (Л.З.Резницкий)	37
Породообразующие минералы	43
Описание маршрута (точки 5 и 3А на рис. I)	48
Минеральные ассоциации Белой выемки (В.И.Левицкий, З.И.Пет- рова)	52
Породообразующие минералы	59
Описание маршрута (рис. I5)	62
Минеральные ассоциации Тажерана (А.А.Конев, Б.М.Шмакин, А.Н.Иванов)	67
Геологические особенности Тажеранского щелочного массива	67
Скарновые ассоциации Тажерана	68
Краткая характеристика скарновых минералов	72
Граниты и пегматиты	76
Краткая характеристика минералов пегматитов	78
Описание маршрута (рис. I6 и I7)	80
Приморский комплекс гранитов рапакиви (С.П.Обухов, А.С.Ескин)	86
Минералогический музей Иркутского политехнического института (А.В.Сидоров)	88

Предисловие

На берегах "Сибирского моря" — оз. Байкал расположены многочисленные обнажения горных пород самого различного возраста и состава. В минералогическом отношении наибольший интерес представляют окрестности г. Слюдянка в юго-западном окончании озера. Здесь находятся ставшие классическими месторождения флогопита, интересные пегматитовые жилы, крупное месторождение кальцитовых мраморов для цементной промышленности, недавно открытые месторождения волластонита. Кроме того, в районе имеются многочисленные источники декоративных материалов и поделочных камней: гранита, мрамора, лазурита, амазонита и многих других.

Вторым интересным для минералогов объектом, известным сравнительно недавно, но уже завоевавшим громкую славу, является тажеранский комплекс щелочных пород и контактовых метасоматитов вместе с территориально близким к нему айнским комплексом гранитов и пегматитов. Тажеранские степи находятся на северо-западном берегу оз. Байкал, между устьем р. Анга и проливом Ольхонские ворота. Здесь открыты новые минералы тажеранит и азопроит, обнаружены уникальные по разнообразию минеральные ассоциации.

Оба объекта включены в маршрут Байкальской экскурсии XI Съезда Международной минералогической ассоциации, проходящего в Сибири (август-сентябрь 1978 года). По пути следования от одного из них к другому экскурсанты посетят еще два интересных объекта на берегах озера Байкал. Один из них, Белая выемка на старой Кругобайкальской железной дороге, территориально тяготеет к Слюдянке. Он демонстрирует разнообразные метасоматические процессы в архейских мраморах, включая процессы нефелинизации. Второй, массив гранитов-рапакиви в бухте Песчаной, — ближе по возрасту и структурной приуроченности к гранитам и щелочным породам Тажерана.

В настоящем сборнике имеются статьи по всем перечисленным объектам экскурсии, а также краткое описание Минералогического музея Иркутского политехнического института.

Русский и английский тексты статей идентичны. Список литературы, таблицы и рисунки сконцентрированы в одном месте и являются общими для обоих текстов.

Е.П.Васильев, В.Н.Вишняков, Л.З.Резницкий

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЛЮДЯНСКОГО РАЙОНА

Слюдянский район находится у юго-западной оконечности озера Байкал, в зоне сочленения Саяно-Байкальского складчатого пояса и Шарьжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Границей раздела этих геоструктур является Главный Саянский глубинный разлом (рис. I).

Богатая минералогия месторождений флогопита, лазурита, гранитных пегматитов и своеобразное геологическое строение издавна привлекали внимание геологов к этому району. Важную роль в понимании его геологического строения имели работы И.Д.Черского, С.С.Смирнова, А.Е.Ферсмана, Д.С.Коржинского, П.П.Пилипенко, А.И.Сулоева, П.В.Калинина, Н.Т.Чулкова, Е.П.Чуйкиной, Ф.В.Кузнецовой, П.И.Налетова, Б.М.Роненсона, А.А.Шафеева и ряда других исследователей. В настоящем очерке использованы как материалы предыдущих исследователей, так и новые данные, полученные в ходе исследований и детальных геологосъемочных работ последних лет.

С т р а т и г р а ф и я

В строении Слюдянского района основную роль играют глубоко-метаморфизованные отложения верхнего архея и нижнего протерозоя, представленные соответственно слюдянской и хангарульской сериями. Между ними установлено угловое стратиграфическое несогласие. С северо-востока обе серии отделены от области развития раннеархейских образований Шарьжалгайского выступа Главным Саянским разломом.

Слюдянская серия имеет среднюю мощность 6300 м, из которых 61% составляют мраморы, 16% - роговообманково-пироксеновые крис-

таллосланцы, 16% – биотитовые гнейсы, 7% – кварц-диопсидовые породы. Эти главные типы пород включают следующие разновидности.

1. Мраморы: кальцитовые, доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые с переменным содержанием кварца, диопсида, тремолита, волластонита, графита – в существенно известковых разновидностях; форстерита, шпинели, флогопита, диопсида, тремолита, брусита, графита – в существенно магнезиальных разновидностях.

2. Кристаллосланцы: роговообманковые, пироксен-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые, пироксеновые, двупироксеновые, скаполит-пироксеновые, кальцит-пироксеновые (+скаполит).

3. Гнейсы: лейкократовые кварцитовидные, биотитовые, графит-биотитовые, гранат-биотитовые (+графит), биотит-силлиманитовые (+графит, гранат), биотит-кордиеритовые (+графит, гранат, силлиманит), биотит-кордиерит-гиперстеновые (+гранат, силлиманит), биотит-гиперстеновые (+гранат), биотит-гиперстен-диопсидовые.

4. Кварц-диопсидовые породы: кальцит-диопсидовые, диопсидовые, кальцит-кварц-диопсидовые, кварц-диопсидовые, кварцевые; иногда содержат значительную примесь апатита. С этой группой тесно ассоциируют в разрезе кальцит-волластонитовые и кварц-волластонитовые породы, имеющие локальное распространение.

В разрезе серии главные типы пород образуют закономерное ритмично-циклическое переслаивание. Мощность отдельных пластов колеблется от первых метров до первых сотен метров. Как правило, в одном пласте сочетаются несколько близких разновидностей пород данного типа.

По количественному соотношению в разрезе главных типов пород слюдянская серия разделена на две свиты (снизу): култукскую, карбонатно-алюмосиликатную, мощностью 2900 м, и перевальную, существенно карбонатную (3400 м). В култукской свите мраморы составляют 41% от ее мощности, а в перевальной свите – 78%.

Хангарульская серия залегает на слюдянской серии с угловым стратиграфическим несогласием, поверхность которого при следовании в северо-западном направлении перекрывает все более нижние уровни перевальной свиты, а затем и часть верхней подсвиты култукской свиты. Мощность размытой части разреза составляет не менее 3000 м.

Из общей мощности разреза хангарульской серии (3900 м) 22% составляют мраморы, 24% – кристаллосланцы и гнейсы диопсидовые, 54% – гнейсы биотитовые. Мраморы и гнейсы биотитовые представле-

ны в основном теми же разновидностями, что и в слюдянской серии. Группа кристаллосланцев и гнейсов диопсидовых, характерная только для хангарульской серии, включает следующие разновидности: кристаллосланцы диопсидовые, гнейсы диопсидовые, кальцифиры диопсидовые. Нередко они содержат волластонит (до 40%).

В составе серии четко выделяются две свиты. Нижняя, карагольская, свита мощностью в среднем 1200 м на 75% сложена кристаллосланцами и гнейсами диопсидовыми; гнейсы биотитовые и мраморы составляют соответственно 10 и 15%.

В составе безьяннской свиты (мощность 2700 м) основную роль играют биотитовые гнейсы (74%) и мраморы (25%). Среди гнейсов преобладают глиноземистые разновидности, а мраморы большей частью высокомагнезиальные.

В составе обеих свит присутствуют горизонты марганцевых пород мощностью от 5 до 12 м, включающих гондиты, спессартиновые кварциты, родонитовые кристаллосланцы, диопсидовые кристаллосланцы и гнейсы с марганцевым волластонитом или бустамитом, мраморы и кальцифиры с минералами бустамит-волластонитового ряда и марганцевым гроссуляром.

Магматические породы

Спектр магматических пород Слюдянского района достаточно широк, но степень насыщенности ими метаморфической толщи в целом незначительная. Выделяется несколько групп или комплексов магматических пород, которые характеризуются ниже в возрастной последовательности (от древних к более молодым).

1. Гранито-гнейсы и чарнокиты китойского комплекса. Это древнейшие из достоверно установленных магматических пород. Обычно образуют пластовые тела небольшой мощности, весьма различные по внутреннему строению. В зоне гранулитовой фации метаморфизма эти граниты часто содержат типоморфный чарнокитовый парагенезис: гиперстен - кварц - антипертитовый плагиоклаз или оба полевых шпата.

2. Базиты и ультрабазиты. Основную массу пород группы составляют габброиды и близкие к ним петротипы, образующие небольшие конформные со структурой толщи тела. В большинстве они испытали сильную постконсолидационную структурно-метаморфическую перестройку, приобрели бластические структуры, грубую гнейсовидность. Среди них преобладают амфиболиты и амфиболлизированные габбро. Кроме

того, встречаются разнообразные дайковые породы – метабазиты, упоминаемые различными исследователями как лампрофиры, габбро-диабазы, микрогаббро и т.п. Дайковые породы также сильно метаморфизованы и в большинстве представлены плагиоамфиболитами.

3. Щелочные породы. Основную массу этих пород составляют сиениты, образующие крупный Мало-Быстринский массив в западной части площади. Среди них преобладают щелочные разности, состоящие из микроклин-пертита, альбита, эгирина-авгита. Из дайково-жильных щелочных пород наиболее интересны так называемые "монцониты". Они широко распространены на флогопитовых месторождениях в виде мощных (до 100 м) протяженных даек. В составе даек участвуют мелкозернистые сиениты щелочного и известково-щелочного типов, собственно монцониты и меланократовые сиениты. Среди последних нередки породы, близкие сиенитовым лампрофирам типа вогезитов и минетта-вогезитов.

4. Гранит-пегматиты и пегматиты слюдяного типа. Это близкие к аляскитам породы, часто обладающие грубозернистой (ортотектитовой) структурой с обильным развитием микропегматитовых сростков и шпировидных пегматоидных обособлений. С ними ассоциируют и собственно пегматиты простого состава, образующие крупные жилеобразные выделения в гранит-пегматитах и обособленные жилы. Преобладают субщелочные микроклин-пертитовые и плагио-микроклиновые разности с клинопироксеном и сфеном (если вмещающие породы представлены мраморами и кристаллосланцами) или биотитом (в полях биотитовых гнейсов). Микроклин-плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые гранит-пегматиты распространены незначительно.

5. Граниты саянского комплекса. Это мелко- и среднезернистые часто порфириовидные амфиболовые, биотит-амфиболовые и двуслюдянные граниты, которые образуют обширные поля (батолиты) к юго-западу от рассматриваемой территории. Прилагаемая карта (рис. I) включает краевую часть одного из таких полей. Саянские граниты не встречены в области развития гранит-пегматитов слюдяного типа, от которых они отличаются не только по составу и структуре, но и по характеру контактового воздействия на вмещающие породы. Гнейсы безьяннской свиты в ореоле гранитов мусковитизированы и фибролитизированы, что совершенно не свойственно гранит-пегматитам слюдяного типа.

6. Редкоземельные пегматиты. В последние годы установлен постфлогопитовый возраст некоторых типов пегматитов района, ранее

считавшихся более древними. В частности, к этой группе относятся пегматиты с редкоземельной минерализацией, постоянно привлекавшие внимание исследователей. Еще в начале века они изучались Радиевой экспедицией Академии наук с участием В.И.Вернадского. Наиболее распространенным редкоземельным минералом пегматитов является ортит, отмечались также фергусонит, бетафит.

К этой же группе относятся амазонитовые пегматиты и недавно обнаруженные везувиансодержащие жилы. Заметим, что постфлогопитовые пегматиты — единственный в районе тип пород, для которых достоверно установлен абсолютный возраст. Проводившиеся в разные годы и разными исследователями определения свинцовыми и уран-свинцовыми методами по аксессуарным минералам дали близкие результаты: 500–600 млн. лет.

7. Базальты неогеновые. Относятся к трахибазальтовой формации и представлены останцами покровов, некками и многочисленными дайками. В базальтах некков обнаружены ксенолиты глубинных ультраосновных пород — пироксенитов и лерцолитов.

М е т а м о р ф и з м

Докембрийские толщи Слюдянского района испытали глубокий метаморфизм, достигающий высших субфаций гранулитовой фации. Большая часть его территории относится к зоне стабильного распространения гиперстеновых парагенезисов, включая и критические "гранулитовые" ассоциации: гиперстен-кордиерит-калишпатовую, гиперстен-гранат-калишпатовую, двупироксен-двуполевошпатовую. Оценка температур метаморфизма для этой зоны по кальцит-доломитовому геотермометру показывает высокие значения — 800–820°. Близкие цифры определяются по двупироксеновому и роговообманково-клинопироксеновому равновесиям. В основном же оценки равновесных температур по сосуществующим железо-магнезиальным минералам более низкие. Ориентировочные определения давления по гранат-гиперстеновому геобарометру дают очень стабильные значения: (8–9 кбар). Близкие результаты (от 8 до 12 кбар) получены по углекислотным включениям в кварце из кварц-диопсидовых пород.

В зоне, непосредственно прилегающей к гиперстеновой, степень метаморфизма также довольно высокая, отвечающая граничным условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций. Устойчивыми парагенези-

сами здесь являются: в метapelитах гранат-кордиерит-калишпат-биотит, в магнезиальных мраморах доломит-форстерит-флогопит-шпинель. Оценки палеотемператур показывают значения в среднем на 50-100° ниже, чем для гиперстеновой зоны.

Слюдянский гранулитовый комплекс долгое время считался классическим представителем глубинных безволастонитовых комплексов, пока в 1971 г. здесь не были обнаружены метаморфические воластонитовые породы. Последующие исследования выявили разнообразие и широкое площадное развитие воластонитовых парагенезисов, а также определенные закономерности их локализации. В результате оказалось возможным расчленить гранулитовую фацию на субфации по давлению и парциальному давлению углекислоты: воластонитовую и кварц-кальцитовую. В поле последней воластонит в кремнисто-карбонатных породах не обнаружен, несмотря на детальные специальные поиски.

В поле воластонитовой субфации, включающем также и прилегающую с юга безгиперстеновую зону, присутствуют как воластонитовые, так и кварц-кальцитовые парагенезисы, локализация которых контролируется структурными факторами. В пределах поля соотношения $T - P_S - P_{CO_2}$ были в целом близки граничным условиям образования воластонита, в отличие от поля кварц-кальцитовой субфации.

Процессы ультраметаморфизма и высокотемпературного диафореза проявились в районе слабо и в целом не привели к существенной перестройке парагенезисов этапа прогрессивного метаморфизма. В этом отношении слюдянский гранулитовый комплекс резко отличается от прилегающей шарьжалгайской толщи, где мигматиты, гранито-гнейсы и ультраметагенные граниты занимают обширные поля. Более четко наложенные процессы регрессивной стадии метаморфизма фиксируются по посткристаллизационным преобразованиям разновозрастных магматических пород.

Наиболее значимые процессы локального метаморфизма (метасоматоза) связаны со становлением фации абиссальных магнезиальных скарнов (преимущественно постмагматических), к которой принадлежат флогопитовые и лазуритовые месторождения. Поля развития магнезиальных скарнов обычно совпадают с участками максимальной концентрации тел гранит-пегматитов слюдянского типа, вследствие близости их по времени образования и контролирующим структурам. Так, крупнейшее центральное поле, где расположено большинство

флогопитовых месторождений, контролируется сложной антиформной структурой, к сводовой части которой приурочено и наиболее крупное скопление гранит-пегматитов (рис. I)*.

Постмагматические магнезиальные скарны района относятся преимущественно к нормальному (флогопитовому) типу щелочности, значительно реже — к фациям высокой щелочности (лазуритовые метасоматиты).

В последние годы выяснилось, что кроме магнезиальных скарнов в районе достаточно широко развиты разнообразные известковые скарны, большей частью связанные с постфлогопитовыми пегматитами. Это прежде всего собственно экзоконтактные оторочки пегматитовых тел (эпидозиты); гроссуляр-эпидотовые скарны, развитые на флогопитовых месторождениях (нередко по магнезиальным скарнам); ферросалит-андрадитовые скарны, встречающиеся в районе месторождения мраморов Перевал; гранат-везувияновые контактные скарны на Мало-Быстринском месторождении лазурита; гроссуляр-волластонитовые и кварц-полевошпат-гроссуляровые скарны Слюдянского (Асямовского) месторождения волластонита. К этой же возрастной группе предположительно отнесены клинопироксен-гранат-волластонитовые и клинопироксен-волластонитовые скарны, проявления которых достигают масштабов месторождений. Известны также известковые скарны (с участием гроссуляра, клинопироксена, волластонита) более ранней стадии.

Заметим, что в размещении известковых скарнов проявлена четкая закономерность: их волластонитсодержащие разновидности независимо от типа скарнов формируются только среди пород, содержащих метаморфические волластонитовые парагенезисы.

Ст р у к т у р а и г е о л о г и ч е с к о е р а з в и т и е

Многие особенности геологического строения Слюдянского района предопределены его расположением в непосредственной близости от зоны Главного Саянского разлома, являющегося частью краевого шва Сибирской платформы. Этот линеймент заложился еще в архее и во все последующие периоды активизации контролировал геологическое развитие прилегающей территории.

* См. также статью Л.З.Резницкого.

Тектоническая структура района представляет сочетание разновозрастных и разноориентированных систем складок, образующих в совокупности сложный моноклинорий, наклоненный к юго-западу и вытянутый вдоль Главного Саянского разлома. При этом слюдянская и хангарульская серии образуют самостоятельные структурные ярусы, так как разделяющее их несогласие является не только стратиграфическим, но и имеет отчетливый структурный характер. В слюдянской толще преимущественным развитием пользуются складки северо-западного простирания, а в хангарульской — северо-восточного. Подобные же различия обнаруживают и системы разрывных нарушений в этих толщах.

Изучение последовательности формирования тектонических структур и сопутствующих процессов метаморфизма и магматизма позволяют выделить несколько этапов геологического развития района в докембрии.

Произошедшее на рубеже раннего и позднего архея обрушение шаржалгайской складчатой системы многими исследователями рассматривается как наиболее значительное событие в геологической истории Восточной Сибири. К этому времени относится заложение краевого шва, обособившего Сибирский кратон и Саяно-Байкальскую протогеосинклиналь. Формирование позднеархейского бассейна седиментации привело к накоплению терригенно-вулканогенно-карбонатной слюдянской серии.

Раннепротерозойский этап начался с отложения на размытом архейском фундаменте преимущественно терригенной хангарульской серии. Последовавшая затем складчатость была наиболее значительной по масштабам движений и степени структурно-метаморфической перестройки обеих толщ. Формирование крупных складок изгиба сопровождалось возникновением своеобразных структур гигантского горизонтального отслаивания. Наиболее значительной из них является Комарская структура в центральной части района, которая образовалась при горизонтальном расхождении существенно гнейсовых толщ култукской и харагольской свит. Подобные структуры контролировали интенсивную складчатость течения, проявившуюся в виде системы опрокинутых и лежачих изоклиналей. Эта складчатость сопровождалась линзовым будинажем, который с наибольшей интенсивностью проявлен в слюдянской серии.

С раннепротерозойской складчатостью был непосредственно связан зональный прогрессивный метаморфизм пород слюдянской и хан-

гарульской серии и высокотемпературный диафторез шарьжалгайского комплекса. Осью симметрии метаморфической зональности являлась полоса развития пород слюдянской серии, испытавшая наибольшие при-сдвиговые деформации. Здесь располагалась гранулитовая зона метаморфизма, тогда как в прилежащих хангарульской и шарьжалгайской толщах условия метаморфизма в основном отвечали амфиболитовой фации. В ходе раннепротерозойской складчатости неизбежно возникали местные аномалии давления в силу различий планов деформаций граничащих толщ. Одной из таких аномалий была область относительно пониженного давления, отвечающая Комарской структуре отслаивания. К периферии этой структуры приурочена большая часть известных волластонитопоявлений.

С кульминацией метаморфизма связано становление комплекса гранито-гнейсов (в амфиболитовых зонах) и чарнокитов (гранулитовая зона), а на его регрессивной стадии произошло внедрение базит-гипербазитов и затем щелочных интрузий.

Складчатость следующего, среднепротерозойского, этапа следовала непосредственно за нижнепротерозойской и была обусловлена правосторонними сдвиговыми движениями в зоне краевого шва. С поздней поперечной складчатостью было тесно связано внедрение аляски-товых гранит-пегматитов, тела которых большей частью концентрируются вдоль осевых линий поперечных антиклинальных складок. Очевидно, они использовали ослабленные зоны растяжения в сводах этих структур.

В конце среднего протерозоя широкое развитие получили процессы постмагматического магнезиального метасоматоза, в том числе флогопито- и лазуритообразования.

Наиболее значительным событием позднепротерозойской истории развития района явилось становление гранитоидов батолитовой формации (саянский комплекс). Оно сопровождалось складчатыми деформациями, интенсивность которых на рассматриваемой территории в целом незначительна, но заметно возрастает к юго-западу. При этом граница поля гранитов примерно совпадает с простираемостью этих наиболее поздних складок. Докембрийское развитие района завершилось формированием постфлогопитовых пегматитов.

В палеозое и мезозое рассматриваемая территория представляла собой стабильную область с общей тенденцией к воздыманию. В кайнозое район был вовлечен в новый и своеобразный тектонический процесс - рифтогенез. Ранняя стадия развития рифтовых структур сопровождалась массовыми излияниями базальтов.

Ф.В.Кузнецова, Г.В.Бондарева, В.А.Русакова

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Метаморфические породы юго-западного Прибайкалья большинство геологов относят к наиболее древним и высокометаморфизованным комплексам докембрия. Еще в 1936–1945 годах Д.С.Коржинский, изучая минеральные ассоциации в породах этого района, сравнил их с архейскими породами Алданского и Анабарского кристаллических щитов и выделил для Восточной Сибири единый Алдано-Слюдянский комплекс, метаморфизованный в условиях гранулитовой фации. Более поздние работы по изучению минеральных парагенезисов в породах юго-западного Прибайкалья подтверждают этот вывод.

В настоящем очерке будет дана характеристика минеральных ассоциаций в породах гранулитовой фации метаморфизма.

Петрографические работы последних лет, направленные главным образом на изучение химического состава метаморфических пород и породообразующих минералов, а также на изучение последовательности минералообразования в этих породах, позволили выделить в юго-западном Прибайкалье три субфации глубинности – алданскую, сутаамскую и чогарскую, которые были впервые установлены А.А.Маракушевым (1965) и позднее В.М.Кастрыкиной (1974, 1976), Л.П.Карсаковым (1973, 1976) и др. для гранулитовых комплексов на Алданском щите.

Наиболее распространенными в районе являются породы алданской субфации метаморфизма (силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовая и гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовая ступени). Породы сутаамской и чогарской субфаций (гранат-гиперстен-силлиманитовая, шпинель-кварцевая и сапфирин-кварцевая ступени) прослеживаются в виде реликтовых тел в линейно вытянутых структурах-поясах в пределах развития слюдянской и шарьжалгайской толщ.

По химическому составу среди пород гранулитовой фации выделяется пять групп: 1) известково-силикатные породы основного состава; 2) ультраосновные метабазиты; 3) породы среднего состава; 4) кварцсодержащие пересыщенные Al_2O_3 породы; 5) карбонатные породы.

Кроме пород, объединенных в указанные группы, в юго-западном Прибайкалье широко развиты метасоматические диопсидовые, кварц-диопсидовые, андрадит-скаполитовые, волластонитовые и др. породы, которые описаны в отдельных очерках Л.З.Резницким и В.Н.Вишняковым.

1. Известково-силикатные породы основного состава

Породы этой группы по химическому составу отчетливо разделяются на две подгруппы: а) недосыщенные SiO_2 породы и б) насыщенные и пересыщенные SiO_2 породы.

а) Недосыщенные SiO_2 породы содержат нормативный нефелин и оливин. Эти породы представлены гиперстен-роговообманковыми и двупироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами. Развиты они преимущественно в слюдянской серии, где образуют пластообразные тела большой мощности и протяженности. Отдельные пласты протягиваются на десятки километров по простиранию при мощности 30-60 и более метров.

Для этих пород устойчивы следующие минеральные ассоциации:

- 1) Рог₁₉₋₂₂ Пл₆₀₋₇₀ - Гип₂₉;
- 2) Рог₁₉₋₂₂ Пл₄₈₋₇₀ - Гип₃₀ - Ди_{16-20*})

*) Цифры рядом с железомagneзиальными минералами означают величины частной железистости $= \frac{FeO}{FeO+MgO}$ этих минералов, цифры рядом с плагиоклазом - содержание анортита, определенное оптическими методами. Минерал в круглых скобках означает - встречается в большом количестве, квадратные скобки - неравновесный минерал. Символы: Пл-плагиоклаз, Рог-роговая обманка, Гип-гиперстен; Ди-диопсид, Гр-гранат, Би-биотит, Ол-оливин, Шп-шпинель, Силл-силлиманит, Ру-рутил, Саф-сапфирин, КШ-калиевый полевой шпат, Кв-кварц.

Химический состав недосыщенных SiO_2 пород хорошо сопоставляется со средним составом щелочных базальтов (Nockolds, 1954). На диаграмме ($Na_2O + K_2O$) - SiO_2 , предложенной Х.Куно (1970) для вулканических пород, они также попадают в поле щелочных базальтов.

б) Насыщенные и перенасыщенные SiO_2 породы содержат в нормативном составе гиперстен или кварц и гиперстен. Породы этой подгруппы представлены двупироксеновыми, роговообманково-двупироксеновыми и роговообманковыми кристаллическими сланцами. В отличие от пород первой подгруппы, в этих породах может присутствовать небольшое количество модалного кварца, плагиоклазы содержат меньше анортитовой составляющей; фемические минералы имеют более высокую железистость. В эту же подгруппу входят гранатсодержащие эклогитоподобные породы и своеобразные кварцсодержащие (до 15 объемн.%) гиперстен-плагиоклазовые породы с очень основным плагиоклазом (№ 83-90), названные нами гиперитами (минеральная ассоциация 5).

Перечисленные породы имеют следующие минеральные ассоциации:

- 1) Гип₃₅-Ди₂₀₋₃₇-Пл₄₅;
- 2) Гип - Ди₃₅ - Рог₃₁ - Пл₄₅₋₅₀ - (Би);
- 3) Рог₃₁ - Пл₃₅₋₄₅;
- 4) Гр₅₁₋₇₇ - Рог₂₂ - Гип - Пл₇₀ (Кв);
- 5) Гип₃₀₋₄₄ - Пл₈₃₋₉₀ - Кв.

Породы данной подгруппы развиты преимущественно в шарьжалгайской серии, особенно породы первых трех минеральных ассоциаций, где они образуют пластовые и линзовидные тела, пространственно ассоциирующие с эндербитами и черноэндербитами. В слюдянской серии они залегают также среди эндербитов в виде реликтовых тел. Гранатсодержащие эклогитоподобные породы и гипериты встречаются в обеих сериях, а гипериты есть и в безмянской свите Хангарульской серии. Эклогитоподобные породы и гипериты залегают среди пород сутамской субфации глубинности, которые прослеживаются в районе в виде протяженных поясов.

Химические составы пород второй подгруппы сопоставимы со средним составом толеитовых базальтов (Куно, 1970; Nockolds, 1954).

Геохимической особенностью пород описываемой группы являются повышенные содержания в них элементов группы железа (в г/т): никеля (100-300), кобальта (50-60), хрома (200-300), ванадия, что еще больше роднит их с магматическими породами основного состава. Отношение Ni/Co в этих породах близко к таковому в толеитовых ба-

зальтах (Когарко, 1973).

Если исходить из того, что породы группы I являются ортопорадами и что их первичные химические составы соответствовали щелочным и толеитовым базальтам, можно сделать вывод, что метаморфизм этих пород был почти изохимическим.

2. Ультрасосновные метабазиты

Ультрасосновного состава метабазиты образуют линзовидные тела размером около 200x300 м. В шарыжалгайской серии они прослеживаются в виде пояса (шириною около 4 км), вытянутого согласно с простиранием вмещающих пород в субмеридиональном направлении. По химическому составу они соответствуют пироксеновым пироксенитам (по Ноккольдсу). Минеральный состав метабазитов:

Гип - Ол - Рог - (Би).

В метабазитах видны следы залеченного интенсивного катаклаза, подобно пироксенитам (лерцолитам) Лесото, описанным Ф.Баудом (Boud, 1973). Этот катаклиз выражается в изогнутых двойниках скольжения в гиперстене, в мелкозернистой роговиковоподобной структуре межзернового пространства. Последующая за катаклизом амфиболитизация пироксенитов привела к появлению пойкилитовой псевдопорфировой структуры в этих породах. Линзы метабазитов залегают среди пород, относящихся к наиболее глубокой (сутамской) субфации метаморфизма.

3. Породы среднего состава

Породы этой группы имеют примерно равные отношения глинозема к сумме щелочей и кальция. Сюда относятся широко распространенные чарнокиты типа эндербитов, которые по химическому и минеральному составу близки к среднему составу гиперстеносодержащих тоналитов по Ноккольдсу. К этой же группе пород относятся и гранатосодержащие эндербиты. По химическому и минеральному составу гранатосодержащие эндербиты являются переходными к породам, пересыщенным Al_2O_3 .

Минеральная ассоциация эндербитов:

1) Гип₄₃₋₅₀ Би₄₁ - Пл - Кв - (КШШ)

Минеральная ассоциация гранатовых эндербитов:

2) Гр₆₉₋₇₇ - Гип₄₅₋₅₀ - Би₄₈ - Пл - Кв



4. Кварцсодержащие пересыщенные Al_2O_3 породы с нормативным корундом

Эта группа пород наиболее разнообразна по химическому и минеральному составу. По содержанию FeO , MgO и CaO они разделяются на три подгруппы: а) железистые, б) магнезиальные, в) обогащенные кальцием:

а) железистые бедные CaO и MgO породы характеризуются $MgO:Fe$ общ. = 0,54-0,61, содержанием CaO от 2,5 до 3,0%, FeO от 5 до 8%, MgO от 2 до 4%, содержанием Cr (г/т) 30-120, Ni 14-60, Co 18-21, V 100-250, нормативного корунда от 2,5 до 5,8%. В эти подгруппы входят: биотит-гранатовые плагиогнейсы, гранат-силлиманит энстатитовые, гранат-гиперстенные и гранатовые гранулиты. По составу железо-магнезиальных минералов и характеру минеральных ассоциаций среди этих пород выделены три субфации глубинности: чогарская, сутамская и алданская.

Минеральные ассоциации чогарской субфации:

1) Gr_{52} - Силл - Эн₃₁(Al_2O_3 = 3,20) - Пл - Кв - (КШП)

Минеральные ассоциации сутамской субфации:

2) Gr_{56-66} - Гип₃₉(Al_2O_3 = 4,0-5,0%) - Пл - Би₂₉ - Кв

3) Gr_{64} - Пл (Би) - (КШП) - Кв.

Минеральные ассоциации алданской субфации:

4) Би₄₁₋₄₈ - Gr_{70-77} - Пл - Ка

5) Би₃₆₋₄₈ - Gr_{68-76} - Гип₄₅₋₅₀ (Al_2O_3 2,6-3,2) - Кв - (КШП)

Породы чогарской и сутамской субфаций глубинности в виде реликтовых прослоев и линз прослеживаются в виде протяженных поясов среди пород слюдянской субфации глубинности;

б) магнезиальные породы: $MgO:Fe$ общ. - от 1,0 до 2,44, MgO от 5,00 до 14,00%, FeO от 5 до 9%, CaO - от 1,00 до 3,93%, нормативный корунд от 3,60 до 14,00%, Cr (г/т) 180-680, Ni 70-630, Co 25-55, V 300-400. В эту подгруппу входят следующие породы: биотит-гранат-энстатитовые гранулиты, биотит-сапфирин-герцинит-энстатитовые гнейсы, биотит-гранат-гиперстен-силлиманитовые, биотит-гранат-силлиманитовые с реликтовым сапфирином в различной степени кордиеритизированные гнейсы и биотит-энстатит-гранатовые гнейсы без силлиманита, с реликтовыми зернами сапфирина.

Химические составы минералов, а также некоторые минеральные ассоциации позволяют выделить среди пород этой подгруппы три субфации глубинности: чогарскую, сутамскую и алданскую (наиболее распространенную).

Минеральные ассоциации чогарской субфации:

1) Сап - Герц - Кв - Пл - КШП

2) Гр₄₇ - Гип₂₁₋₂₅ (Al₂O₃ от 3 до 8,8%) /Корд/ - Силл - Пл - Кв - (КШП)

Минеральные ассоциации сутамской субфации:

3) Гр₅₂₋₆₆ - Гип₂₈₋₄₃ (Al₂O₃ 5,0-6,77%) - Би₂₉₋₃₂ - Силл - Пл - Кв - КШП - /Корд/

4) Би₁₂ - Сап - Герц - Эн₂₁ - Пл - Кв - (КШП)

5) Би₂₉ - Гр₅₃ - Эн₂₈ - Пл - Кв - (КШП)

Минеральные ассоциации алданской субфации:

6) Би - Гип - Корд - КШП - Кв - Пл

7) Гр₆₈₋₇₆ - (Гип₄₃) - Би - Корд - Пл - Кв - (КШП).

Породы, отнесенные к чогарской и сутамской субфациям метаморфизма, являются также реликтовыми. Приведенные минеральные ассоциации этих субфаций сохранились лишь в участках, не затронутых кордиеритизацией. В связи с интенсивной кордиеритизацией образуется новый гранат с более высокой железистостью (около 76%) и гиперстен ($f = 43\%$), а сапфирин, силлиманит, шпинель, энстатит, высокомагнезиальный гранат исчезают.

в) обогащенные СаО и бедные MgO породы: $MgO:Fe_{общ.} = 0,34-0,73;$

СаО (вес.%) = 5-17%, MgO - 1,30-3,20%, нормативный корунд от 1,0 до 3,0%. К этой подгруппе относятся мелкозернистые роговиково-подобные гранат- и гиперстенсодержащие породы, образующие линзы и прослои среди биотит-гранатовых гнейсов безмянской свиты и слюдянской серии.

Минеральные ассоциации:

1) Би - Гр₇₇ - Пл₆₅₋₇₀ - Гип - Кв

2) Би - Гр₇₇₋₇₉ - Пл₇₀ - Рог - Гип - Ди - Кв

М и н е р а л ы

Породообразующие минералы метаморфических пород представлены высокоглиноземистыми минералами - гранатом, кордиеритом, силлима-

нитом, дистеном, сапфирином, шпинелью; известково-силикатными - моноклинными и ромбическими пироксенами, роговой обманкой; слодами флогопит-аннитового ряда; плагиоклазом; калишпатом; кварцем. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, рутил, апатит, магнетит.

Ниже будут рассмотрены шесть наиболее важных для определения P-T условий метаморфизма железо-магнезиальных минералов переменного состава: гранат, кордиерит, ромбический пироксен, роговая обманка, биотит, сапфирин.

Г р а н а т

Гранаты пироп-альмандинового ряда широко распространены в метаморфических породах района. Они встречаются во всех выделенных группах пород кроме ультраосновных метабазитов. Гранат сохраняет свою устойчивость во всех выделенных субфациях глубинности в юго-западном Прибайкалье. Благодаря переменному химическому составу гранаты проявляют себя как наиболее чувствительные индикаторы условий метаморфизма.

Г р а н а т и з и з в е с т к о в о - с и л и к а т н ы х п о р о д о с н о в н о г о с о с т а в а

Гранатсодержащие основные кристаллические сланцы типа апоэктолитовых амфиболитов встречаются в виде небольших реликтовых обособлений в пластовых телах роговообманково-гиперстенных и двупироксеновых кристаллических сланцев. Гранат в этих породах образует крупные (до 2 см) кристаллы темно-красного цвета. Вокруг зерен граната наблюдаются реакционные каймы роговообманково-гиперстен-плагиоклазового состава вплоть до образования полных псевдоморфов по гранату. Изучение химического состава граната из крупнозернистых апоэктолитовых амфиболитов выявляет его зональное строение. По предварительным данным центральная часть зерен содержит больше пироповой молекулы и меньше гроссуляровой (табл. I). В краевой части зерен уменьшается содержание пироповой молекулы и увеличивается содержание гроссуляровой молекулы при почти неизменном содержании альмандина как в центре, так и в краевых частях зерен (4I-45%).

Кроме крупнозернистых гранатовых амфиболитов, встречаются мелкозернистые амфиболиты с мелким субидiomорфным гранатом, который имеет железистость, равную 77%, и содержит 62% альмандиновой сос-

ставляющей (табл. I). Судя по взаимоотношению с окружающими минералами (роговой обманкой, гиперстеном, плагиоклазом) гранат этого состава является равновесным, в отличие от магнезиальных гранатов из крупнозернистых разновидностей пород с их реакционными каймами. Гранаты из апоэклогитовых амфиболитов по своему химическому составу соответствуют гранатам из эклогитов метаморфических комплексов (Соболев, 1970).

Характерной особенностью магнезиальной разновидности гранатов из этих пород является повышенное содержание Cr_2O_3 (до 0,17 вес%).

Г р а н а т ы и з п о р о д с р е д н е г о с о с т а в а

В этой группе пород изучен химический состав гранатов из гиперстен-гранатовых эндербитов алданской субфации глубинности. Гранат розовато-красного цвета образует субидiomорфные зерна размером от 1 до 3 мм, часто наполненные включениями плагиоклаза, кварца. Встречаются также мелкие идиоморфные зерна граната без включений других минералов. Они относятся к пироп-альмандиновому ряду, но отличаются от гранатов из группы пород, пересыщенных Al_2O_3 , более высоким содержанием гроссуляровой молекулы (от 6,5 до 13%). Железистость их колеблется от 69 до 77 (табл. 2). Содержание гроссуляровой молекулы в гранатах из пород альмандиновой субфации метаморфизма находится в прямой зависимости от содержания CaO в этих породах.

Г р а н а т ы и з к в а р ц с о д е р ж а щ и х п е р е с ы щ е н н ы х Al_2O_3 п о р о д

Гранат является одним из главных породообразующих минералов в этой группе пород. Иногда его содержание достигает 15-20% объема породы. Размеры зерен варьируют от субмикроскопических до 1-1,5 мм в диаметре.

В данном разделе будет дана характеристика гранатов из железистых и магнезиальных разновидностей пород. Гранаты из обогащенных CaO пород близки к вышеописанным гранатам из пород третьей группы пород среднего состава, отличаясь от них лишь несколько пониженным содержанием пироповой молекулы (около 17%) при высоком содержании гроссуляра (до 16%).

Гранаты из железистых и магнезиальных разновидностей разделяются на железистые (содержание альмандина 68-70%, пироп-

22-26%), магнезиальные (альмандин 58-62%, пирропа 34-35%) и высокомагнезиальные (альмандин 45-51%, пирропа 46-51%). Все гранаты из этой группы пород содержат мало гроссуляра и спессартина (табл. 3). На диаграмме Н.В.Соболева (1970) высокомагнезиальные гранаты ложатся в поле гранулитовой фации. Гранаты средней магнезиальности, а также железистые разновидности гранатов попадают в поле амфиболитовой фации метаморфизма (рис.2).

Выделенные разновидности гранатов по химическому составу хорошо сопоставляются с гранатами из пород гранулитовой фации метаморфизма Алданского щита (Маракушев, 1965; Карсаков, 1973; Кастрькина, 1976). Породы, содержащие железистые гранаты ($f = 70-76\%$), соответствуют алданской субфации глубинности, породы с магнезиальными гранатами ($f = 62-66\%$) - сутамской субфации. Породы с высокомагнезиальными гранатами ($f = 47-55\%$) сопоставляются с породами чогарской субфации - наиболее глубокой на Алданском щите.

Выделенные по химическому составу гранаты различаются также и по ряду других признаков. Железистые гранаты имеют розовую или фиолетово-розовую окраску. Форма их зерен обычно близка к идиоморфной, включения состоят из окружающих минералов (плагноклаза, кварца, биотита).

Гранаты магнезиальные и высокомагнезиальные обнаруживают признаки более сложной истории образования как самих минералов, так и содержащих их пород. Прежде всего отчетливо устанавливаются две генерации гранатов. Гранаты первой генерации (наиболее магнезиальные) сохраняются в виде реликтовых зерен с включениями силлиманита, зеленой шпинели, рутила и изредка сапфирина. Обычно они обрастают или полностью замещаются идиоморфным или субидиоморфным гранатом второй генерации. Под лупой гранаты двух генераций можно отличить по цвету. Ранний гранат имеет буровато-розовый или дымчато-розовый цвет, а гранат более поздний - оранжево-розовый или оранжево-красный.

Постоянные часто обильные включения силлиманита и зеленой шпинели в гранате первой генерации являются продуктами распада первичного высокомагнезиального граната. Более полную картину структур распада гранатов первой генерации можно наблюдать лишь в породах, относительно уцелевших от последующих метаморфических преобразований. Такие породы были встречены на южном побережье Байкала близ Шаманского мыса. В этих породах гранаты прорастают дендритоподобными пучками силлиманита, либо пронизаны толстыми иглами сил-

лиманита. С внешней стороны зерна граната замещаются глиноземистым энстатитом. Обычно наблюдаются лишь фрагменты этого замещения: энстатит с иглами силлиманита, гранат с иглами или пучками силлиманита и зеленой шпинелью в центре зерна.

Еще реже сохраняются структуры распада граната первой генерации в условиях последующей кордиеритизации. В начальную стадию замещения граната со структурами распада кордиеритом исчезает энстатит, но сохраняются силлиманит и шпинель. Вокруг граната развиваются каймы из симплектитов кордиерита и более железистого, но еще глиноземистого гиперстена, либо каймы из кордиерита с включениями мелкой зеленой шпинели. При интенсивной кордиеритизации образуются псевдоморфозы по гранату из кордиерита с зернами шпинели и силлиманита. Одновременно с кордиеритизацией иногда растет новый железистый гранат ($f=76\%$), равновесный с кордиеритом.

На корреляционном графике, построенном на величинах железистости вмещающих пород и гранатов четко выделились четыре поля гранатов (рис.3). В поле I-I обособились высокомагнезиальные гранаты. Соединяющая их средняя линия указывает на слабую зависимость железистости этих гранатов от железистости материнских пород. Близкую картину дают также гранаты средней магнезиальности (поле II-II). Железистые гранаты обнаруживают более четко выраженную прямую корреляционную зависимость между величинами железистости гранатов и содержащих их пород (поле III). Особое поле (IV) образуют гранаты из интенсивно кордиеритизированных пород. В этом случае кордиеритизация сопровождается ростом гранатов повышенной железистости.

Обнаруживается также хорошая обратная корреляционная связь между железистостью гранатов и содержанием в них Cr_2O_3 (рис. 4). На этом графике гранаты группируются в два поля. Нижнее поле образуют железистые гранаты ($f=70-75\%$), а верхнее поле — магнезиальные и высокомагнезиальные гранаты. При одинаковой отрицательной корреляции магнезиальные гранаты содержат больше Cr_2O_3 .

Породы, содержащие реликты высокомагнезиального граната, отличаются типичной гранулитовой структурой. Голубой кварц в них слагает длинные плоские либо веретеновидные линзы. Форма зерен высокомагнезиальных гранатов согласуется с элементами расщепления и развальцевания в породах: вытянутые шнуры и плоские линзы. Гиперстен кристаллизуется в виде мономинеральных агрегатов вдоль квар-

цевых линз. Плагноклазы во вмещающих породах также несут следы интенсивной пластической деформации: плавно изогнутые двойники, иногда двойники скольжения на фоне исчезающих более ранних двойников, изогнутые параллельно с двойниками плагноклаза антипертиковые вроски калишпата.

К о р д и е р и т

Кордиерит является распространенным минералом в группе кварц-содержащих пересыщенных Al_2O_3 пород в их магнезиальной разновидности. По окраске преобладают бледно-фиолетовые разновидности кордиерита.

Оптические свойства минерала довольно однообразны. Особенно постоянны величины показателей преломления ($N_g - 1,549$, $N_p - 1,539$). Многочисленные замеры углов оптических осей в кордиеритах выявили интересную закономерность. Все кордиериты к югу от Большого Саянского разлома имеют положительный знак $2V$, а кордиериты из пород, залегающих севернее этого разлома имеют отрицательный знак угла $2V$. При этом величины углов в тех и других породах обычно одинаковы ($74-78^\circ$). Только кордиериты из реликтовых пород чогарской субфации в слюдянской свите дают неустойчивые величины угла $2V$ (от $+67$ до $+85^\circ$).

Химический состав кордиеритов изучен недостаточно. Имеется лишь один анализ (табл. 4), указывающий на его высокую магнезиальность ($f = 16,7\%$) и необычно высокое содержание воды.

Кордиерит ведет себя как неравновесный минерал в ассоциациях с высокомагнезиальными гранатами, энстатитом, сапфирином, биотитом. Все эти минералы в той или иной мере замещаются кордиеритом. Особенно интенсивной кордиеритизации подвергаются гранаты и высокоглиноземистые энстатиты, сапфирин. Наблюдается также замещение кордиеритом основного плагноклаза. В породах, метаморфизованных в условиях алданской субфации глубинности, где железистость граната около 70-76%, кордиерит не обнаруживает отчетливых признаков неравновесности с гранатом.

Р о м б и ч е с к и е п и р о к с е н ы

Ромбические пироксены являются широко распространенными минералами. Они встречаются в породах основного и среднего состава, а также во всех разновидностях высокоглиноземистых пород. Желе-

зистость ромбических пироксенов в основном зависит от состава вмещающих пород. Гиперстены, возникающие при распаде высокомагнезиальных гранатов, имеют низкую железистость, независимо от железистости содержащих их пород (обр. I, табл. 4).

Гиперстены из пород основного и среднего состава в штуфах бурные или оливково-бурные. Под бинокулярной лупой — прозрачные, чистые. Плеохроизм гиперстенов из этой группы пород отчетливый, но не интенсивный. В породах, недосыщенных SiO_2 , гиперстены имеют низкую железистость (около 29%) и несколько повышенное содержание Al_2O_3 (около 4%). В более кислых, насыщенных SiO_2 породах железистость их повышается до 35%, а содержание Al_2O_3 снижается до I,30%.

Гиперстены из группы пород среднего состава (эндербиты) имеют еще более высокую железистость (45–50%) при содержании Al_2O_3 — 2,6–3,2% (табл. 2).

Для пород основного и среднего состава выдерживается отрицательная корреляция между содержанием анортитовой молекулы в плагиоклазе и железистостью сосуществующего с ним гиперстена, подмеченная Н.Л.Добрецовым (1970).

Ромбические пироксены из кварцсодержащих пересыщенных Al_2O_3 пород близки по составу бронзитам (обр. I и 2, табл. 4), содержание глинозема в них 3,2–5,6%. Наиболее высокое содержание Al_2O_3 и низкая железистость в ромбических пироксенах наблюдается в магнезиальных породах (обр. 3 и 4, табл. 4). По своему составу они относятся к высокоглиноземистым энстатитам. Эти пироксены образуются в результате распада высокомагнезиального граната на энстатит + силлиманит, либо на энстатит + герцинит + сапфирин.

С а п ф и р и н

Сапфирин образует мелкие удлиненные зерна (не более 0,5 мм по длинной оси). Содержание его в породе колеблется от единичных зерен до I–2%. Вместе с зернами буровато-зеленой шпинели и идиоморфными зернами рутила он образует пятнистые и линзовидно-полосчатые обособления среди мелкозернистой кварц-плагиоклазовой основной массы. Изредка наблюдаются каемки сапфирина вокруг шпинели. Иногда он образует включения в биотите, гиперстене и еще реже в гранате. В штуфах сапфирин не виден. Под лупой шпинель-сапфириновые обособления определяются по зеленовато-голубой окраске. Сапфирин

плеохроирует от яркого зеленовато-голубого цвета по Ng до бледного желтовато-розового цвета по Np, по оси Nm —бледный, зеленовато-голубой. Константы сапфирина: $2V = Np\ 54^{\circ}$, $c:Ng = 6^{\circ}$; $Ng = 1,714$, $Np = 1,708$. Показатель преломления свидетельствует о том, что сапфирин относится к магнезиальной разновидности.

Основная масса сапфирина и шпинели в породе образовалась за счет граната при полном его замещении мелкозернистым сапфирин-шпинель-плаггиоклазовым агрегатом, в котором лишь изредка можно встретить реликтовый гранат. Сапфирин развивается также по биотиту. При этом по отдельным линейным зонам идет полное разрушение высокотитанистого биотита с образованием безводной ассоциации: шпинель-сапфирин-рутил-кислый плаггиоклаз, изредка кварц и ортоклаз-пертит. Вместо биотита становится устойчивым в породе флогопит, в котором почти вдвое увеличивается содержание фтора (обр. 6, табл. 4), понижается содержание воды, уменьшается содержание титана. Сапфирин становится неустойчивым во время последующей кордиеритизации. В кордиеритсодержащих породах сапфирин встречается лишь в единичных реликтовых зернах. Наблюдались симплектитоподобные сростания сапфирина с кордиеритом, возникшие в результате замещения сапфирина кордиеритом.

Изучение минеральных парагенезисов позволяет предполагать, что породы, содержащие сапфирин, возникли по зонам, где PT условия сутамской субфации достигали своего максимального значения и приближались к условиям еще более высокотемпературной и глубинной субфации — чогарской (Карсаков, 1975, Глебовицкий, 1976, Кориковский, Кислякова, 1975).

Б и о т и т ы

Характерной особенностью состава биотитов в породах гранулитовой фации в юго-западном Прибайкалье является их высокая титанистость. Содержание TiO_2 в них колеблется от 3,35 до 6,15 вес.%, преобладают содержания 4-5%. Наиболее титанистые биотиты под микроскопом имеют интенсивную красно-бурую или оранжевато-красную окраску.

Как видно из графика (рис. 5), большинство биотитов относится к флогопит-аннитовому ряду. Состав биотитов во многом зависит от состава вмещающих пород. Биотиты с низкой железистостью содержатся в обогащенных магнием породах. Однако эта закономерность не всегда выдерживается, особенно в породах сутамской и чогарской

субфаций глубинности, где и более железистые породы содержат магнезиальный биотит, близкий по составу к флогопиту (например, обр.5, табл. 4). Наиболее магнезиальные биотиты содержатся в ассоциации с высокомагнезиальными гиперстеном и гранатом. Обычно сосуществующие гиперстен и биотит имеют близкие величины железистости. Биотиты из пород сутамской и чогарской субфаций глубинности имеют самые низкие значения железистости ($f = 11-29\%$). Они отличаются низким содержанием глинозема, высоким содержанием хрома, высоким содержанием фтора. Биотиты из пород алданской субфации глубинности более железистые ($f = 35 - 45\%$), они содержат больше Al_2O_3 . На графике (рис. 5) они ложатся в поле антитсидерофиллита. Окраска биотитов красновато-бурая или зеленовато-бурая.

Содержание глинозема в биотитах мало зависит от глиноземистости содержащих их пород. Железистые пересыщенные глиноземом породы содержат наиболее высокоглиноземистые биотиты, но пересыщенные глиноземом и обогащенные магнием породы содержат биотиты пониженной глиноземистости. При снижении степени метаморфизма намечается уменьшение содержания SiO_2 в биотитах и увеличение тетраэдрического алюминия (рис. 6), что подтверждает данные Е.Н.Ушаковой (1970).

При повышении степени метаморфизма в биотитах происходит также уменьшение содержания Fe^{+2} и увеличение количеств Ti , Mg , Cr , что согласуется с выводами других исследователей (Engel a.o., 1960).

Роговые обманки

Роговые обманки присутствуют лишь в породах основного состава: роговообманково-пироксеновых сланцах и апоэклогитовых амфиболитах. В штуфах роговые обманки темно-зеленые, почти черные. Плеохроируют в оливково-бурых тонах.

В таблице I приведены химические анализы трех роговых обманок, в том числе из апоэклогитового амфиболита. По химическому составу роговые обманки близки к таковым из гранулитовых фаций метаморфизма (Соболев, Костюк, 1970), однако отличаются от них более высоким содержанием суммарного Al (до 2,75 формульных единиц) и особенно более высоким Al^{VI} (0,71-1,01). Роговые обманки отличаются также более высокой магнезиальностью и пониженными значениями Fe^{+2} (особенно обр. I и 2, табл. I). Повышенные содержания

Al_2O_3 , Na_2O , MgO и Cr_2O_3 в этих роговых обманках объясняются, возможно, принадлежностью их к апоэклогитовым амфиболитам.

ОПИСАНИЕ МАРШРУТА

Точка 1 расположена в начале 117^{го} км автомобильной дороги Иркутск-Улан-Удэ. В дорожной выемке обнажены апоэклогитовые амфиболиты Слюдянской серии с крупными реликтовыми зернами граната. Вокруг граната образуются каймы симплектитовых сростаний плагиоклаза и гиперстена, иногда - роговой обманки. Многие зерна граната полностью замещены плагиоклаз-гиперстеновым агрегатом с образованием светлых круглых псевдоморфоз, окруженных широкой каймой из крупных зерен роговой обманки. Основная масса породы имеет гиперстен-плагиоклаз-роговообманковый состав. Крупные зерна роговой обманки окружены симплектитами из плагиоклаза (№ 70-80) и гиперстена.

Реликтовые зерна граната обнаруживают зональное строение. В центральной части этих зерен гранат имеет более магнезиальный состав. Химический состав гранатов приведен в таблице I, при описании минералов метаморфических пород района.

Точка 2 расположена в дорожной выемке на левом склоне р. Похаби, близ Шаманского мыса. В обнажении пород Слюдянской серии наблюдается чередование гранатовых и гранат-гиперстеновых гранулитов с сильно разрушенными биотит-гранатовыми гнейсами, содержащими реликтовые прослои и линзы гранат-гиперстен-силлиманитовых гранулитов, в различной степени кордиеритизированных.

Интересной особенностью пород является содержащийся в них высокомагнезиальный гранат, железистость которого колеблется от 53 в гранатовых гранулитах до 47% в гранат-гиперстен-силлиманитовых гранулитах. В гранатах наблюдаются структуры распада на силлиманит и энстатит.

Гранат-гиперстен-энстатитовые гранулиты являются наиболее высокометаморфизованными породами в районе. Они относятся к сутамской субфации глубинности, по А.А. Маракушеву (1965), условия метаморфизма которой оцениваются: $P_{общ} = 9-10$ кбар, $T = 900-1000^{\circ}C$.

Точка 3 расположена на левом берегу Слюдянки в 3 км выше ее устья. Здесь обнажены биотит-гранатовые гнейсы Слюдянской серии, относящиеся к железистой разновидности кварцсодержащих пересыщенных глиноземом пород. Эти породы интересны тем, что в них встре-

чаются гранаты двух генераций, отражающие смену условий метаморфизма. Гранат I более магниезный (N -I,754-I,760, что соответствует $x \approx 47\%$). Этот гранат - реликтовый. Он содержит обильные включения силлиманита и зеленой шпинели. Форма зерен граната удлиненная либо линзовидная. Гранат II является наиболее распространенным минералом в породе, составляя до 10-15% объема породы. Гранат II обрастает гранат I и образует обильные разрозненные идиоморфные зерна. Железистость граната II - около 65%.

Другие породообразующие минералы в этих породах: плагиоклаз, кварц, биотит, калишпат. Плагиоклаз присутствует в двух генерациях. Плагиоклаз I - крупные деформированные пластины с антипертитовыми вростками калишпата. Плагиоклаз II - мелкие зерна с отчетливыми двойниками и без антипертитовых вросток. Плагиоклаз I содержит 35-40% An, а плагиоклаз II 30-35% An. Кварц белый или голубоватый, часто в виде удлиненных линз. Железистость биотита колеблется от 32 до 41%.

Точка 7* расположена на левом берегу р.Талой, в 3 км выше ее устья, где находятся две лазуритовые копи. В одной из них, расположенной в 100 м от уреза реки и представляющей собой траншею глубиной около 7 м, в середине XIX века известным знатоком недр Сибири Г.М.Пермикиным было добыто 40 пудов (640 кг) лазурита. Выработки сохранялись нетронутыми до 1972 года, когда были расчищены и изучены заново.

Лазуритовая минерализация локализована в центральной части горизонта карбонатных пород Слюдянской серии, содержащих мелкие тела лампрофиров, монцонитов, гранит-пегматитов и диопсид-скаполитовых метасоматитов. Мощность горизонта более 100 м, падение пород - крутое на северо-восток. Большая часть разреза карбонатных пород представлена в разной степени скарнированными кальцитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами. В их составе установлены кальцит, доломит, диопсид, форстерит, флогопит, шпинель, скаполит, розовая обманка, тремолит, плагиоклаз, эпидот, серпентин, апатит, циркон, сфен, рутил, кварц. Доломитовые мраморы образуют отдельные слои мощностью 1-8 м. Эта разновидность пород обогащена графитом и серой.

В Прибайкалье лазуритоносны только слои доломитовых мраморов, содержащие будинированные мелкие тела гранитоидов, гнейсов, скарнов магматического этапа. Диопсидо-лазуриновые и флогопито-лазуриновые метасоматиты обычно развиваются на контактах будин алюмо-

* Описание А.В.Татарина.

силикатных пород и доломитовых мраморов. Нередко лазурит замещает силикаты в скарнированных существенно доломитовых мраморах. Процесс лазуритообразования сопровождается перекристаллизацией, кальцитизацией доломитовых мраморов и привнесом стронция в новообразованный кальцит.

Лазурит образует гнездообразные и линзовидные скопления, обычно не превышающие 1-2 м в поперечнике. Преобладает вкрапленный тип минерализации, в сплошных массах минерал встречается редко.

В.Н.Вишняков

КАРБОНАТНЫЕ И КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО
ПРИБАЙКАЛЬЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЦЕМЕНТНЫХ МРАМОРОВ "ПЕРЕВАЛ"
СЛЮДЯНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОЛЛАСТОНИТА

В разрезе докембрия Юго-Западного Прибайкалья (слюдянская и хангарульская серии) карбонатные и карбонатно-силикатные породы составляют около 50%. Они достаточно разнообразны по цвету, структуре, текстуре, химическому и вещественному составам (табл. 5,6 рис. 7).

Главными породообразующими компонентами пород являются CaO , MgO , SiO_2 , CO_2 . Остальные окислы составляют доли процента, редко первые проценты. Лишь в богатых апатитом кварц-диопсидовых породах содержание P_2O_5 достигает 20,5%. В целом все разновидности метаморфических карбонатных и карбонатно-силикатных пород образуют два ряда: магнезиальный и известковый (рис. 7) с широким диапазоном колебаний в содержаниях кремнекислоты.

Высококремнистую часть магнезиального ряда представляют кварц-диопсидовые породы, объединяющие широкую гамму разновидностей от диопсидовых кварцитов через мономинеральные диопсидовые породы до разновидностей кальцит-диопсидовых. В зависимости от набора минералов и их содержаний породы имеют белый, серовато-белый, голубовато-белый, голубой цвет, массивную или тонкоритмичную текстуру. Первая характерна для почти мономинеральных диопсидовых разновидностей, а последняя свойственна диопсидовым и апатит-диопсидовым кварцитам. По крупности зерен породы мелкозернистые, реже среднезернистые. Диопсид представлен крайним магнезиальным членом ряда, а апатит - фтор-апатитом. Породы этой группы в култукской и перевальной свитах составляют около 5% суммарной мощности разрезов.

Кальцифиры и форстеритовые мраморы бывают белыми, желтовато-белыми, реже голубовато-белыми, мелко- и среднезернистыми, полосчатыми, иногда массивными. Кальцит-магнезиальный (MgO до 3,5%), часто включает экссолюционные вроски доломита различной формы. Форстерит низкожелезистый, обычно окружен тонкими диопсидовыми каймами. Редкие чешуйки флогопита бесцветные или чуть золотистые. Шпинель бесцветная, светло-серая, дымчатая, светло-синяя, зеленая, бледно-фиолетовая, бледно-розовая, красная.

Кальцифиры и форстеритовые мраморы широко развиты в разрезах култукской, перевальной и безымянской свит, составляя в них до 50% мощности карбонатных пачек.

Мраморы доломитовые свойственны разрезу безымянской свиты. Это белые, нередко с сероватым оттенком, средне-крупнозернистые грубополосчатые породы. Минералы-примеси не характерны, чаще других минералов встречается графит.

Мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые образуют в совокупности как бы связующую группу между магнезиальным и известковым рядами пород. Встречаются во всех четырех свитах Юго-Западного Прибайкалья, но не имеют в них доминирующего значения. Кальцит-доломитовые мраморы по минеральному составу близки к мраморам (кальцифирам) форстеритовым. Им свойственен парагенезис доломита и кальцита с форстеритом. В доломит-кальцитовых мраморах обычен диопсид, здесь значительно реже, чем в форстеритовых кальцифирах, встречается шпинель. Содержание MgO в кальцитах 2,5-3,5%, части экссолюционные вроски доломита.

Карбонатно-силикатные породы известкового ряда представлены породами кварц-кальцитового состава. На локальных участках по ним развиваются парагенезисы с волластонитом. В обеих группах пород наблюдаются постепенные переходы от кальцит-кварцевых или волластонит-кварцевых пород к кварцевым и волластонитовым мраморам. Это белые, голубовато-белые мелко-среднезернистые массивные или грубополосчатые породы. Встречаются они в култукской и перевальной свитах. Более подробная характеристика волластонитсодержащих пород будет дана при описании Слодянского месторождения волластонита.

Мраморы диопсидовые и кальцитовые с диопсидом - голубовато-белые или белые, грубополосчатые; первые преимущественно мелко- и среднезернистые, вторые - крупно-гигантозернистые. Им свойственен простой минеральный состав. Обе разновидности мраморов тесно ас-

социруют друг с другом, образуя в совокупности мощные карбонатные пачки. К одной из таких пачек приурочено месторождение цементных мраморов "Перевал".

Мраморы диопсидовые - зеленовато-белые и розовые. Они свойственны разным сериям (первые - хангарульской, вторые - слюдянской серии), но имеют много общих черт: минеральный и химический состав (табл. 5,6 ; рис. 7), положение в ритмично-циклических наборах пород. Зеленовато-белые мраморы охотно переслаиваются в разрезе с диопсидовыми гнейсами (кристалло-сланцами), а розовые мраморы - с роговообманково-широксеновыми кристаллосланцами. Соответственно диопсид зеленовато-белых мраморов менее железистый (до 10-15% геденбергитовой молекулы), чем розовых (салиты).

Достаточно однородные пачки карбонатных или карбонатно-силикатных пород в разрезе Юго-Западного Прибайкалья редки. Более характерно тонкое или грубое переслаивание различных по магнезиальности и кремнекислотности пород, сочетающихся вполне закономерно. Наблюдается определенная приуроченность карбонатных пород к тем или иным разновидностям гнейсов. Так, мраморы графитовые тяготеют к графитсодержащим биотитовым гнейсам, мраморы магнезиального ряда - к их глиноземистым разновидностям, а карбонатно-силикатные породы - к кварцитовидным биотитовым гнейсам. Контакты между карбонатными, карбонатно-силикатными и алюмосиликатными породами бывают как резкими, так и постепенными, имеющими вид частого тонкого переслаивания. Маркирующее значение в пачках карбонатных пород имеют слои, обогащенные кварцем, графитом, сульфидами или шпинелью.

Месторождение мраморов "Перевал"
(точка наблюдения 6 на рис. I)

Месторождение расположено на водоразделе рек Похабиха и Слюдянка, в пределах нижней подсветы перевальной свиты, представленной здесь преимущественно средне-гигантозернистыми кальцитовыми мраморами с низким содержанием минералов-примесей. Пласты низкомагнезиальных мраморов мощностью 40-60 м разделены слоями мраморов и кальцифиров форстеритовых, диопсидовых, мраморов доломит-кальцитовых и кальцит-доломитовых. Встречаются слои кварц-диопсидовых пород, мраморов кварцевых и графитсодержащих. Из магматических пород отмечаются маломощные дайки и жилы габбро-диабазы.

зов, гранит-пегматитов, в том числе и постфлогопитовых.

Объектом отработки на цементное сырье являются кальцитовые мраморы с содержанием MgO до 3,5-3,8%. Попутно разрабатываются кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые мраморы, используемые для получения щебенки.

Кальцит низкомагнезиальных мраморов голубой, голубовато-белый, белый. Природа голубой окраски не установлена. Кристаллы кальцита богаты полисинтетическими двойниками, содержание MgO в кальците составляет ~ 1,26 вес.%. Отдельные кристаллы кальцита достигают 10-15 см в поперечнике. Росту столь крупных кристаллов способствовали как существенно кальцитовый состав мраморов и низкое содержание в них минералов-примесей, так и расположение месторождения в зоне относительного понижения давления, связанного с формированием Комарской структуры гигантского отслаивания.

Слюдянское месторождение волластонита
(точка наблюдения 4 на рис. I)

Месторождение волластонита по р.Слюдянке обнаружено автором в 1971 году. Расположено оно в 2 км от г.Слюдянки в пределах кварц-карбонатной пачки верхней подсвиты култукской свиты (рис.8).

Стратиграфический разрез месторождения достаточно разнообразен и включает все главные группы метаморфических пород района. Волластонитсодержащие породы образуют четыре сложных пласта средней суммарной мощностью около 32 м. Они приурочены к маломагнезиальным частям разреза и наиболее часто ассоциируют с диопсидовыми кальцифирами, кварц-диопсидовыми породами, кальцитовыми мраморами.

В тектоническом отношении месторождение расположено в северо-восточном крыле продольной Асямовской синклинали, деформированной наложенной поперечной Перевальской структурой. В результате породы испытывают пропеллерообразный изгиб, имея нормальное залегание в южной части месторождения и опрокинутое - в северной. Широко развит в различных породах будинаж. Бiotитовые гнейсы и роговообманково-пироксеновые кристаллосланцы были более компетентными, а мраморы и кальцифиры - пластичными породами. Максимальные длины будин в плане достигают 200-500 м, а раздвиг их составляет до 100-200 м.

Изверженные породы на месторождении представлены дайками мон-

понигов, габбро-диабазов, мелкими жилами гранит-пегматитов и пегматитов. В контактах с ними наблюдаются маломощные (первые см) зоны магнизиальных и известковых скарнов.

Волластонитовые породы, кроме волластонита (10-65%), кальцита (3-65%), диопсида (2-38%), кварца (до 27%), содержат апатит, полевые шпаты, рудные (пирит, магнетит, лимонит) и вторичные (группы монтмориллонита) минералы, суммарное содержание которых обычно не превышает 1-2%. Лишь в центральной части месторождения вторичные минералы по волластониту составляют ~ 90%.

В о л л а с т о н и т в свежих кристаллах бесцветный, характеризуется высокой чистотой (табл. 7).

К а л ь ц и т белый, голубовато-белый, содержание MgO в нем составляет 0.1-0.2%; марганец, титан и железо практически отсутствуют.

Д и о п с и д бесцветный, относится к крайнему магнизиальному члену ряда диопсид-геденбергит (табл. 8).

На западном и южном флангах месторождения парагенезисы с волластонитом по простиранию сменяются кварц-кальцитовыми ассоциациями, имеющими широкое распространение в пределах Юго-Западного Прибайкалья. Образование волластонита - минерала абиссофобного и необычного для гранулитовой фации метаморфизма, стало возможным на данном участке благодаря локальному понижению $P_{общ}$ и P_{CO_2} , обусловленному формированием зоны интенсивного будинажа на этапе главной фазы складчатости.

К зоне волластонита, тяготеют многие проявления известковых скарнов, также недавно обнаруженные в районе.

На месторождении различаются два типа известковых скарнов: контактовый и гнездовый. Первые в виде маломощных зон (2-5 см) наблюдаются по контактам даек плагиоклазовых монцонитов с волластонитовыми породами, а вторые образуют мелкие (до 10-15 см в поперечнике) линзы и гнезда среди волластонитовых пород без видимой связи с какими-либо магматическими образованиями.

Полные метасоматические колонки по контактам меланократовых монцонитов с волластонитовыми породами имеют вид:

00	1	2	3	4	5	0
Монцонит-меланократовый	Околоскарновая пироксен-полевошпатовая порода	Околоскарновая полевошпат-пироксен-эпидотовая порода	Скарн пироксен-гранатовый	Скарн гранатовый с пироксеном	Скарн пироксен-кальцитовый	Кальцит-воластонитовая порода

Для зоны 5 характерны непостоянная мощность и состав. Это подчеркивается не только колебаниями содержаний кальцита, диопсида, но и переменным составом последнего. Содержание геденбергитовой молекулы в диопсиде колеблется от нуля во внешней части зоны до 10% в ее тыловой части.

Гранат зон 3 и 4 мелкий, кремового цвета, содержит около 75% гроссуляра в зоне 3 и около 72% - в зоне 4. Пироксены из этих же зон представлены диопсидами с 10% содержанием геденбергитовой молекулы. Составы сосуществующих минералов приведены в таблице 9*.

Гнездовый тип известковых скарнов имеет чаще всего полевошпат-кварц-гранатовый состав. Гранат представлен бесцветным гроссуляром, имеющим иногда слабо розоватый или зеленоватый оттенок, а пироксен - диопсидом с 10% содержанием геденбергитовой молекулы. Химические составы минералов приведены в таблице 10.

В пустотах выщелачивания встречены ранее не известные для района минералы - таумасит и десмин.

Наиболее вероятно, что этот тип известковых скарнов генетически связан с постфлогопитовыми пегматитами и является контактово-инфильтрационным.

В заключение отметим, что воластонит, диопсид-воластонитовые концентраты, а также небогатенные руды Слодянского месторождения воластонита пригодны для производства фарфора, фаянса, глазурей, облицовочных плиток и других керамических изделий.

* Пересчет анализов произведен с учетом примеси кварца в пробе К-54-Г-г - 1,5 %, в пробе К-54-Д-г - 0,5%.

Л.З.Резницкий

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ
СЛЮДЯНСКИХ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Флогопитовые месторождения Слюдянки как классический объект петрографо-минералогических исследований и природный минералогический музей известны около двух столетий. В отечественной и зарубежной печати первые анализы слюдянских минералов появились еще в конце 18-го века. Уже во второй половине 19-го века выдающимся русским минералогом Н.И.Кокшаровым проведены систематические исследования кристаллографии прекрасно образованных минералов флогопитовых жил, вошедшие в его многотомные "Материалы для минералогии России" (1852-1877) и " **Materialen zur Mineralogie Russlands** " (1854-1886). Тогда же появляются первые сведения о геологии месторождений района. Особенно интенсивно минералогопетрографические исследования проводились в 20-50-х годах нашего столетия, в связи с разведкой и обработкой флогопитовых месторождений.

Согласно общепринятым сейчас воззрениям, флогопитовые месторождения Слюдянки можно рассматривать как абиссальные магнезиальные скарны (Коржинский, 1955; Жариков, 1968). Генезис флогопитоносных пироксеновых пород и самого флогопита в течение многих лет является предметом острых дискуссий (Смирнов, 1928; Пилипенко, 1930; Калинин, 1939; Коржинский, 1947; Барабанов, 1954; Калинин и Роненсон, 1957; Елизарьев, 1959; Шмакин, 1962; Резницкий, Васильев, 1971; Резницкий и др., 1977).

Однако, несмотря на существенные расхождения в генетической трактовке процессов, выделение типов флогопитовых месторождений и распределение в классификационных схемах различных метасоматов оказывались аналогичными, поскольку основывались на вполне оче-

видных различиях в морфологии, строении и литолого-структурном положении флогопитоносных тел. По совокупности признаков сейчас можно выделить контактовые скарны магматической стадии и три основные группы постмагматических скарнов. В числе последних:

1. Зональные тела с сопряженным развитием апокарбонатных и апоалюмосиликатных скарнов, залегающие в контактах соответствующих пород.

2. Скарнированные основные кристаллосланцы.

3. Секущие ("трещинные"), флогопитоносные жилы лестничного типа.

Контактные магнезиальные скарны магматической стадии - нередкая, но незначительная в объемном выражении группа пород. Обычная известная на большинстве флогопитовых рудников разновидность - маломощные (до дециметров) тела зеленых диопсидитов по контактам гранит-пегматитов слюдянского типа со слоисто-полосчатыми белыми кальцит-кварц-диопсидовыми породами. Правильная зональность в экскарнах отсутствует, но резко проявлено специфичное изменение состава вкрест оторочек: густо-зеленый у контакта с гранитоидом диопсидит постепенно светлеет, переходя в неизмененную боковую породу. Это вызвано постепенным изменением состава диопсида, преимущественно уменьшением щелочности и общей железистости (рис. 9). В кварц-кальцит-диопсидовых породах встречаются участки, интенсивно насыщенные гранитоидными прожилками, приобретающими облик "эруптивных брекчий" с характерной зональной окраской блоков-ксенолитов диопсидовых пород, в некоторых схемах выделявшиеся в особый морфолого-генетический тип метасоматитов.

Иного рода оторочки образуются в магматическую стадию в контактах гранитоидов с белыми существенно кальцитовыми мраморами. Это зонки ярко-розовых перекристаллизованных мраморов, постепенно (в интервале 5-40 см) переходящие в белые породы. Зеленый клинопироксен, сменяющий белый диопсид мраморов, концентрируется у контакта, а количество его зависит от состава мраморов. При замещении низкомагнезиальных и бедных силикатами мраморов количество образующегося пироксена невелико: до 5-10%.

Известны и более сложные по строению тела этой стадии. Во всех случаях скарны магматической стадии отличает одна общая принципиальная черта: резкий контакт с магматической породой, не затронутой наложенными (постмагматическими) преобразованиями. Диопсид -

скаполитовая апогранитная зона, обязательная у постмагматических скарнов, отсутствует, а эндоконтактные изменения выражены в отчетливой десиликации и обогащении клинопироксеном вплоть до образования пироксен-полевошпатовых (калишпатовых) околоскарновых пород, часто со значительным содержанием сфена.

Клинопироксены эндоскарновых зон как бы продолжают ряд диопсидов экзоскарнов по нарастанию натровости, железистости и, кроме того, глиноземистости (рис. 9).

Среди постмагматических метасоматитов первой группы (контактных) различаются два морфологических типа: образования на контактах магматических (преимущественно - гранитоидов) пород с карбонатными и пластовые тела ("зоны") по границам слоев алюмосиликатных и карбонатных пород.

Магнезиально-скарновые тела по границам гранитоидов с карбонатными породами ("корковые") распространены широко, но в большинстве невелики по размерам. Для них типично зональное строение следующего вида:

Гранитоид	Десилицированный гранитоид или диопсид-калишпатовая околоскарновая порода	Диопсид-скаполитовая порода	Диопсид-флогопитовая порода ("слодит")	Диопсидовая порода	Диопсид-флогопитовый кальцифир	Скарновый мрамор	Мрамор
-----------	---	-----------------------------	--	--------------------	--------------------------------	------------------	--------

Диопсид-полевошпатовая зона отчетлива при замещении существенно плагиоклазовых гранитоидов, тогда как десиликация и обогащение приконтактной зоны клинопироксеном более универсальны. В передовой части колонки при замещении доломитсодержащих мраморов (кальцифиров) зона флогопит-диопсидовых кальцифиров постепенно сменяется диопсид-флогопит-форстеритовыми и затем флогопит-форстеритовыми (+ шпинель) кальцифирами, переходящими в мрамор. Промежуточные зоны колонки очень стереотипны и всегда отчетливо выражены в мелких (сантиметры-дециметры) корковых телах. Иная картина наблюдается при интенсивном развитии процесса в мощных карбонатных горизонтах среди полей гранит-пегматитов. В метасоматические кальцифиры и диопсидиты с флогопитом здесь преобразованы крупные (до десятков метров) блоки-ксенолиты мраморов, десилицированные

зоны гранитоидов достигают нескольких метров; обычно значительная перекристаллизация метасоматитов с образованием крупнокристаллического флогопита "коркового типа", искажающая правильное зональное строение тел.

Метасоматические тела (зоны) по границам гнейсовых и карбонатных слоев более разнообразны по типам, прежде всего в зависимости от состава исходных граничащих пород, первичного характера контактов и, наконец, интенсивности или масштабов метасоматоза. Зональность маломощных (до 0,5-1 м) контактовых тел аналогична зональности "корковых" оторочек, хотя слабее выражена и менее правильна.

При замещении биотитовых и глиноземистых биотитовых гнейсов диопсид-скаполитовые породы не образуются, а с измененными (каллипатизированными) гнейсами граничит непосредственно диопсид-флогопитовая зона. Обычны случаи, когда тонкие (до 3-5 м) прослой мраморов в гнейсах целиком замещены диопсид-флогопитовыми или чаще диопсидовыми с рассеянным флогопитом породами.

При прослеживании таких зон по простиранию до перехода в мраморы удается наблюдать последовательную смену метасоматических пород, повторяющую боковую зональность обычного типа.

В крупных контактовых телах-зонах (их размеры достигают иногда 20-40 м по мощности при протяженности в сотни метров) зональность всегда менее отчетливая. Такие зоны почти целиком сложены диопсидитами с крупнокристаллической вкрапленностью и гнездовыми обособлениями других минералов: флогопита и кальцита с участием апатита и диоксида. Этот флогопит представляет второй из традиционно различающихся в районе типов крупнокристаллического ослюденения - "гнездовый" или "гнездово-прожилковый".

Вторую группу постмагматических метасоматитов - скарнированные основные кристаллосланцы - можно, пользуясь терминологией В.А. Жарикова (1968), назвать "некомпенсированными эндоскарнами" (в дальнейшем для краткости - "эндоскарнами"), имея ввиду их развитие среди алюмосиликатных пород вне обязательных контактов с карбонатными слоями. В составе скарнируемых пород - плагио-роговообманковые и плагиоклаз-пироксеновые кристаллосланцы, много известковистых (кальцитсодержащих) со скаполитом разновидностей, прослой пироксеновых кальцитовых мраморов и "розовых" кальцифиров. Образующиеся за их счет магниезальные скар-

ны и околоскарновые породы обычно рассматриваются как результат последовательного ряда минеральных замещений: скаполитизации (и диопсидизации), паргаситизации, флогопитизации, соответствующих зонам инфильтрационной метасоматической колонки (Коржинский, 1947). Петрографически "эндоскарны" довольно разнообразны, но преобладающий тип - пироксен-скаполитовые, кальцит-пироксен-скаполитовые породы нередко с флогопитом и паргаситом. Они развиваются преимущественно по известковым плагиоклаз-пироксеновым кристаллосланцам, захватывая слои амфиболсодержащих разностей и кальцифилов. Другой распространенный тип, диопсид-паргаситовые породы, образуются при замещении более железистых (и глиноземистых) кристалло-сланцев - пироксен-амфиболовых, амфиболовых. Среди мелкозернистых, гнейсовидных по облику "эндоскарнов" встречаются протяженные слоистые зонки крупнокристаллических кальцит-паргаситовых, кальцит-диопсид-скаполитовых пород.

Частичное замещение основных кристаллических сланцев фиксируется среди всех полей развития магнезиальных скарнов, а наиболее интенсивно, до полного замещения, породы преобразованы вблизи крупных скоплений флогопитоносных жил. Но и в этих участках характерное слоистое строение замещенных пачек сохраняется, так как облик и вариации состава "эндоскарнов" заметно отражают состав исходных пород и нередко - текстурные особенности последних (полосчатость, тонкую слоистость).

В большинстве разновидностей эндоскарнов встречается рассеянный средне- и крупнокристаллический флогопит, а также его гнезда совместно с кальцитом, в принципе соответствующие "гнездовому" морфологическому типу контактовых зон.

Ф л о г о п и т о н о с н ы е ж и л ы л е с т н и ч н о г о т и п а - очень специфичный представитель магнезиальноскарновой формации. В отличие от большинства других флогопитовых месторождений, на Слюдянских месторождениях лестничные жилы являются главнейшим типом концентраций крупнокристаллического флогопита. Субвертикальные жилы пересекают вкрест простирания сложные по составу пласты аломосиликатных пород и залегающие среди них тела магматических пород, иногда "накладываются" на однозначно ориентированные (поперечные) жилы более ранних гранит-пегматитов и пегматитов, причем прослеживаются и через контактовые метасоматиты и "эндоскарны". Этим жильный тип принципиально отличен от "коркового" и "гнездового" флогопита.

Средние размеры жил – десятки метров по падению и простиранию, первые метры по мощности.

В общем случае жилы имеют четкое симметрично-зональное строение (от контакта к центру):

Кристалло-сланец	Диопсид-скаполитовая зона	Диопсид-флогопитовая зона	Диопсидовая зона	Флогопитовая зона	Кальцитовое "ядро"
------------------	---------------------------	---------------------------	------------------	-------------------	--------------------

В составе центральных (гигантокристаллических) зон, начиная от диопсидовой, участвуют также апатит, скаполит, паргасит, бариевый полевой шпат (гиалофан).

В жилах сочетается два типа зональности, различных не только морфологически, но и по составу. Мелкозернистые краевые метасоматические зоны – небольшие по мощности (5–30 см), строго выдержаны при одном типе боковых пород и закономерно меняются со сменой последних. Так, в биотитовых гнейсах отсутствует диопсид-скаполитовая зона; в контактах с пластовыми метасоматитами боковая зональность жил сокращается, как бы дополняясь граничащими скарнами; зальбанды жил в границах с диопсидитами и крупнокристаллическими "эндоскарнами" сложены перекристаллизованными минералами этих пород без правильной зональности и т.п.

Гигантокристаллические (внутренние) зоны, составляющие основной объем жил, ведут себя по-иному. Колебания мощности и полное выпадение флогопитовой зоны создают общую продольную (по падению-простиранию) зональность жил; известны небольшие жилы вообще без зоны крупнокристаллического флогопита ("кальцитовые"). Взаимоотношения минералов внутренних частей жил весьма непостоянны. В простейшем случае (для "кальцитовых" интервалов жил) от контактов в кальцит "врастают" параллельно-столбчатые перпендикулярные стенкам жилы агрегаты диопсида, скаполита, паргасита, а кристаллы апатита "плавают" в кальцитовом ядре. При развитой флогопитовой зоне флогопит нарастает на столбчатые агрегаты, замещая их – вплоть до соприкосновения с мелкозернистой диопсидовой, иногда диопсид-флогопитовой зоной. Идеальная картина часто нарушается. Так, в кальцитовом "ядре" нередко хорошо ограниченные кристаллы всех силикатных минералов, причем диопсид или скаполит могут включать кристаллы флогопита; апатит может концентрироваться у зальбандов жилы, содержащей силикатные минералы с кальцитом в центре или, напротив,

образовывать просечки в кальцитовом "ядре" и т.п.

Количественные соотношения жильных минералов меняются очень широко, даже в различных участках (интервалах) одних и тех же жил, в целом однообразных по набору минералов.

Принципиально отличный минералогический тип лестничных жил известен только на одном месторождении района - Талинском. В этих жилах широко распространен форстерит, иногда слагающий форстеритовую зону (вместо диопсидовой) и образующий крупные (до 20-40 см) кристаллы в жильном кальците. В последнем, кроме того, отмечаются включения шпинели.

Для центральной части флогопитоносного поля Слюдянки установлена определенная площадная (латеральная) зональность в размещении разных морфологических типов месторождений флогопита (рис. 10). Не рассматривая механизм формирования, подчеркнем только, что зональность не связана с каким-либо температурным градиентом или контактовым ореолом гранитоидов, а обусловлена структурными факторами (Резницкий, Васильев, 1971). По своему типу это своеобразная, структурно-фациальная зональность отложения.

Породообразующие минералы

Парагенезис магнезиальных скарнов слагаются ограниченным числом обычных породообразующих минералов, из которых в качестве экзотических можно отметить только сульфат-скаполиты и гиалофаны лестничных жил. Славу "природного минералогического музея" Слюдянке принесли главным образом совершенные формы и уникальные размеры кристаллов из лестничных жил. На месторождениях известны находки боченкообразных кристаллов флогопита до метра в поперечнике и 1,5-2 м по высоте, призматических кристаллов апатита, диопсида и скаполита длиной в десятки дециметров и более метра. Кроме того здесь встречаются необычные окраски минералов: белый и ярко-зеленый диопсид, сиреневый скаполит. Многие морфологические и цветовые разновидности слюдянских минералов получили собственные названия: байкалит, мороксит, строгановит, лавровит, кокшаровит и др.

Ниже кратко характеризуются главнейшие минералы, примеры составов которых приведены в табл. II. Аналитический материал по пироксенам и особенно флогопитам Слюдянки достаточно обилён в литературе и здесь не приводится.

Ф л о г о п и т во всех парагенезисах близок собственно ряду

флогопита-истонита, значительно варьируя по глиноземистости или по сумме R^{3+} , Ti в целом, и слабо — по частной железистости (рис. II). Правда, в большинстве анализов (из истертых навесок) соотношения окислов железа обычно искажены в пользу окиси. Давно замечена прямая зависимость состава (железистости) флогопитов магниальных скарнов от железистости вмещающих (замещаемых) пород. В среднем наиболее магниальные слюды "корковых" тел, наиболее железисты — в лестничных жилах среди основных кристаллосланцев и "эндоскарнов" вообще, а в частности — в паргаситсодержащих ассоциациях. Флогопиты дают широкий цветовой ряд, что иногда служило причиной выделения типов флогопита: "серебрянки", "янтарного", "вишневого", "цыганки" и т.п. Соотношение F и OH в слюдах меняется широко и незакономерно, причем в большой мере из-за той или иной степени гидратированности (вермикулитизации) слюд. Постоянно присутствие в составе флогопита BaO от 0,6 до 2,2%.

Спецификой крупнокристаллических жильных флогопитов является цветовая зональность роста, иногда подчеркнутая зональным расположением твердых микровключений. В некоторых кристаллах насчитывается до 15-20 и более ритмично чередующихся темно- и светлоокрашенных зон. Различия зон по железистости невелики, но по содержаниям Ba , F , OH и особенно микроэлементов бывают заметными. Например, содержания Cr и V различаются в 2-2,5 раза.

К л и н о п и р о к с е н ы разнообразны по облику: от серовато-белых до почти черных визуально и от бесцветных до густо-зеленых в шлифах. Судя по имеющейся довольно представительной аналитической подборке большинство пироксенов магниальных скарнов близко собственно диопсиду и только в пироксен-скаполитовых "эндоскарнах" и пироксен-полевошпатовых околоскарновых породах достигают железистости салитов (рис. I2).

Состав пироксенов, как и слюд, отчетливо зависит от валового химизма пород, положения в разрезе тел и парагенезиса. При этом группу постмагматических пироксенов характеризует общая особенность, отчетливо выступающая при сопоставлении с пироксенами близких по минеральным ассоциациям метаморфических карбонатных пород. В последних составы пироксенов варьируют практически в диопсид-геденбергитовом ряду, тогда как в пироксенах постмагматических скарнов наиболее резко выражен изоморфизм чермакитового типа (рис. 9). Основные колебания составов в них связаны с трехвалентным железом и глиноземом в обеих координациях при заметно подчи-

ненных вариациях в содержаниях закисного железа и натрия. От общей закономерности отклоняются наиболее железистые салиты скаполитовых "эндоскарнов", но смещение их составов относительно клинопироксенов исходных пород (известковистых кристаллосланцев-кальцифиров) имеет тот же характер: возрастание суммы R^{3+} при сохранении или уменьшении доли геденбергита. Содержание кальция в ряду постмагматических пироксенов сохраняется стабильным, соответствующим уровню диопсида (рис. 13), отклонения от состава которого, таким образом, направлены в сторону фассаита. Однако даже наиболее глиноземистые разности (до 4-6% Al_2O_3) по соотношениям Ca, Mg и ΣFe не достигают поля фассаитов.

Пироксены контактовых скарнов магматической стадии образуют другой изоморфный ряд, в котором параллельно с заметными вариациями геденбергитового минала меняется натровость и содержание окиси железа (эгирина), а в околоскарновых породах и глинозема преимущественно в шестерной координации. С ростом количества миналов геденбергита и эгирина кальциевость закономерно понижается, т.е. изоморфные замещения в этом ряду направлены от диопсида к эгирин-авгиту и ферриавгиту.

В разрезах магнезиальноскарновых тел состав пироксена непостоянен. В зональных постмагматических контактовых телах железистость (и менее отчетливо - глиноземистость) пироксенов растет от карбонатной к алюмосиликатной породе, при обычно стабильном уровне в пределах каждой из зон колонки. Та же изменчивость пироксенов от кальцитового "ядра" к контакту обычна и для лестничных жил. Такая закономерность хорошо фиксируется при высокой железистости алюмосиликатной породы. В контактах тел с гранитоидами или лейкократовыми биотитовыми гнейсами железистость пироксенов - в этом случае минимальная - варьирует незначительно. Более ясно колебания составов маложелезистых диопсидов фиксируются по содержаниям микроэлементов: Cr, V, Ni, Co, которые нередко изменяются однонаправленно, но различным образом коррелируясь с общей железистостью пироксенов в разных генерациях и типах тел.

В крупнокристаллических диопсидах жил реже, чем во флогопитах, встречается грубая цветовая зональность роста, но закономерное зональное распределение микровключений в кристаллах довольно обычно.

П а р г а с и т не относится к числу постоянных минералов слюдяных метасоматитов, для которых типичны низкожелезистые (беспаргаситовые) типы колонок. Он распространен в некоторых разновид-

ностях апокристаллосланцевых "эндоскарнов" и в лестничных жилах среди основных кристаллосланцев, преимущественно в участках, граничащих с паргаситсодержащими "эндоскарнами". Все паргаситы месторождений железисты - как правило, железистее ассоциирующих с ними клинопироксенов или флогопитов; визуально они черного цвета. Крупные кристаллы (в жилах - до 10-25 см) имеют характерную плоскопризматическую форму с продольной штриховкой.

Малое число имеющихся анализов охватывает тем не менее почти все генерации паргаситов. Как видно из рис. I4, паргаситы принадлежат собственно паргасит-феррогастингситовому ряду со значительными отклонениями только в сторону чермакита-феррочермакита. Между генерациями не заметно закономерных различий, исключая несколько повышенную фтористость паргаситов из жил (табл. II). Паргаситы мелкозернистых эндоскарнов отличаются, кроме того, повышенным содержанием Sr - до 0,3%, т.е. на порядок большим, чем в паргаситах лестничных жил.

Скаполиты в различных парагенезисах довольно стабильны по основности - крайние пределы от 65 до 80-85, преобладают составы с 75-78% мейонита. Исключение составляют в среднем более натровые своеобразные сиреневые скаполиты - глауколиты, но они нехарактерны для флогопитовых, а распространены преимущественно на лазуритовых месторождениях. Скаполиты всех составов относятся к дефицитной по хлору ветви, в которой замещение CO_3 хлором не соответствует содержанию мариалита (изоморфизм $\text{CaAl} - \text{NaSi}$ без вариаций в добавочной анионной группе). Типоморфная особенность крупнокристаллических скаполитов из жил - высокая доля сульфатного компонента (до 2,5% SO_3), тогда как в контактово-пластовых метасоматитах обычны карбонат-скаполиты с содержанием SO_3 в пределах 0,1-0,5%. Для скаполитов типичны твердые микровключения, а в кристаллах из жил нередко наблюдается упорядоченное расположение микровключений по зонам роста.

Апатит в контактово-пластовых метасоматитах присутствует как аксессуарный минерал, достигая заметного количества только в крупнокристаллических гнездовых обособлениях. Для лестничных жил апатит, напротив, очень характерен; его количество в отдельных участках жил может достигать 50% и более. Апатиты, особенно жильные, очень разнообразны по цвету - от молочно-белых, розоватых непрозрачных до голубовато-зеленых водяно-прозрачных; встречаются густо-фиолетовые пятнистоокрашенные кристаллы. Все разно-

видности по составу относятся к фтор-апатитам, заметные содержания хлора отмечены по единичным анализам апатитов из гнезд в пластовых диопсидитах (табл. II). Кроме того, апатиты магнезиальных скарнов постоянно содержат серу, отсутствующую в апатитах метаморфических пород, причем максимальны содержания серы в апатите из лестничных жил. Для этой же генерации характерна устойчивая изоморфная примесь кремнезема - 0,8-1,0%.

Как и большинство других минералов лестничных жил, кристаллы жильных апатитов содержат комплекс сингенетических твердых микровключений, имеющих форму игольчатых и призматических микрокристаллов, закономерно ориентированных относительно структуры минералохозяина. Для апатитов этот факт был обнаружен еще в 30-х годах, но только недавно удалось установить, что "микрорагенезис" апатита включает кварц, ангидрит и кальцит (Резницкий, 1976). Интересно, что в макропарагенезисе жил первые два минерала отсутствуют. Суммарный объем микровключений незначителен: 0,1-0,3%, но вследствие малых размеров (микронны - десятки микрон) они густо насыщают апатит, тонко вырисовывая внутреннее строение кристаллов. Благодаря этому апатит отчетливее, чем другие минералы, отражает сложный ход кристаллизации в лестничных жилах. Обнаруживаются кристаллы с разнотипной зональностью роста (до десятков зон) и следами резобции и регенерации фантом-граней, а также блочные и мозаичные кристаллы. Заметим, что оттенки окраски и особенно степень прозрачности апатитов явно зависят от количества и характера распределения твердых и флюидных микровключений.

Г и а л о ф а н (барийсодержащий калиевый полевой шпат) в лестничных жилах встречается значительно реже других минералов. Он образует хорошо ограненные изометричные или удлинённые кристаллы, достигающие 30-40 см в поперечнике, разнообразен по цвету: серый, светло-серый полупрозрачный, белый и розовый непрозрачный. Во всех аналитических проверенных случаях калиевые полевые шпаты жил оказывались высокobarиевыми - 4-7% BaO (табл. II). Гиалофан чаще всего обнаруживается в жилах, пересекающих гранит-пегматиты или пегматиты, калиевые полевые шпаты которых отличаются повышенными содержаниями бария: от 0,3 до 1,6% (Шмакин, 1976).

К а л ь ц и т в различных парагенезисах относительно стабилен по содержанию основных изоморфных примесей - Fe, Mn, Mg (сотые - десятые доли %). Только в ассоциации с форстеритом (\pm шпинель) в соответствующих зонах магнезиальноскарновых тел кальциты отлича-

ются повышенной магниальностью - до I,5-I,7% $MgCO_3$. Другие типичные элементы-примеси, Ba и Sr, варьируют более широко и достаточно закономерно, приобретая индикаторное значение при выделении генераций кальцита. В магниальных скарнах вполне четко выделяются три основные генерации первичных кальцитов: из скарнов магматической стадии, контактовопластовых постмагматических метасоматитов и лестничных жил. Особенностью жильных кальцитов является специфичная форма нахождения бария, большая часть которого присутствует в виде самостоятельной фазы - тончайших закономерно ориентированных микрокристаллов барита. Образование последнего по ряду признаков интерпретируется как результат распада твердых растворов кальцита, первично содержащего Ba и SO_4 в изоморфной форме (Резницкий, Воробьев, 1975).

Размеры монокристалльных индивидов кальцита в лестничных жилах достигают 15-30 см. Для них характерно упорядоченное расположение довольно обильных флюидных и сингенетичных твердых микровключений (последние представлены обычно ангидритом). В удачных срезах кальцитов по распределению микровключений обнаруживаются фантом-кристаллы с периодической зональностью роста или более сложным строением, аналогичным особенностям внутреннего строения апатитов и других минералов жил.

ОПИСАНИЕ МАРШРУТА

Точка 5. Карьер флогопитового месторождения "Рудник № 2".

Рудник № 2 - одно из типичных месторождений Слюдянки с интенсивно развитыми постмагматическими метасоматитами и сериями лестничных жил.

Месторождение локализовано в ядре крупной сильно сжатой (изоклинальной) синклинали, осложненной более мелкими складками. Основная часть карьера пройдена в толще, сложенной преимущественно разнообразными биотитовыми гнейсами. Среди них различаются биотит-гранатовые, биотит-кордиерит-гранатовые, силлиманитсодержащие, собственно биотитовые, часто лейкократовые разности, мигматизированные гнейсы. В гнейсах части небольшие по мощности прослой карбонатных пород: белых диопсид-кальцитовых и реже доломитсодержащих мраморов, кальцит-кварц-диопсидовых пород. В центральной части карьера они почти полностью преобразованы метасоматическими процессами. В

замке антиклинали (западные уступы карьера) залегает пласт основных кристаллосланцев — пироксен-амфиболовых, пироксеновых, известковистых пироксеновых с прослоем мраморов, включающим кальцитовые розовые разности с пироксеном и белые доломитосодержащие с фторстеритом и шпинелью.

С востока слоистая толща обрывается мощной дайкой пород, получивших в районе общее название "монцониты". Это наиболее древние из магматических пород, которые можно наблюдать в карьере. В составе дайки есть собственно пироксеновые монцониты, содержащие средний плагиоклаз и калиевый полевой шпат, различные мелано- и лейкократовые жильные сиениты, в том числе породы типа сиенитовых лампрофиров. Монцониты испытали заметный метаморфизм, обусловивший наблюдаемые сейчас вариации в составе пород.

Следующие по возрасту магматические породы — субщелочные микроклиновые гранит-пегматиты (ортотектиты), образующие серию согласных жил, местами — различно ориентированные ветвящиеся прожилки и межбужинные тела. При проходке карьера вскрывались довольно крупные поперечно-секущие жилы пегматитов. Единичные, частично разрушенные выходы их можно наблюдать в верхних уступах западного борта.

В толще биотитовых гнейсов видны зонки диопсидовых метасоматических пород, реже диопсид-флогопитовых метасоматических кальцифиров (постмагматической стадии). Эти породы возникли при замещении карбонатных прослоев, переходы в которые удавалось наблюдать при проходке карьера и в разветвленной сети подземных выработок. По основным кристаллосланцам местами развиты скаполитовые и паргаситсодержащие породы. Более редки полосчатые флогопит-диопсидовые породы и послонные зоны диопсидизации по биотитовым гнейсам, развитые вблизи лестничных жил. В пластовых метасоматитах обычны крупнокристаллические гнездовые обособления кальцита, диопсида и флогопита. Встречаются также полностью или частично замещенные прожилки гранитоидов. В крупных глыбах на втором (снизу) уступе в метасоматических кальцифирах можно наблюдать прожилки гранит-пегматитов с отчетливыми "корковыми" оторочками: диопсид-скаполитовой, диопсид-флогопитовой, местами диопсидовой зонками. Следующей по порядку зоной кальцифиров в этом случае являются породы самого пластового тела метасоматитов.

Лестничные флогопитоносные жилы на месторождении многочисленны, но в основном выбраны при отработке. В стенках карьера можно уви-

деть выклинивающиеся участки ("хвосты") лестничных жил, сложенные преимущественно диопсидом, и существенно кальцитовые жилы - обычно кальцитовые интервалы протяженных жил с продольной зональностью. На втором (снизу) уступе в провале полотна карьера вскрывается участок жилы с хорошо выраженной зоной крупнокристаллического флогопита (пример асимметричной зональности). Здесь же видно, что жила занимает крупную межбудинную полость: на продолжении жилы в западном борту прослой мраморов резко изогнут в поперечную складку.

Наряду с более древними, в карьере вскрываются маломощные тела постфлогопитовых пегматитов, а также кварц-карбонатные секущие прожилки.

Точка 3А (0,5 км к северу от точки 3, рис. I). Карьеры флогопитового месторождения "Рудник № 3".

Несколько небольших карьеров вытянуты цепочкой в верхней части левого склона долины р.Слюдянки, против здания рудоуправления. Месторождение интересно тем, что позволяет наблюдать взаимоотношения разновозрастных и разных морфологических типов метасоматических пород.

Карьеры вскрывают флогопитоносную полосу вдоль крупной геологической границы: контакта существенно гнейсовой части толщи с прилегающей к ней с северо-востока мощной пачкой карбонатных пород. Непосредственно в карьерах контактируют: с юго-запада - пласт амфибол-пироксеновых и известковистых пироксеновых кристаллических сланцев, а со стороны карбонатного горизонта - белые кальцит-кварц-диопсидовые или кварц-диопсидовые породы с полосами голубого апатита, перемежающиеся с кварц-диопсид-кальцитовыми мраморами. На всем протяжении (более 300 м) вдоль контакта залегает линзовидное тело (мощность от 2-3 до 18-20 м) постмагматических диопсидовых метасоматитов.

В стенках карьеров, где сохранились неизменные кальцит-кварц-диопсидовые породы, видно, что они пронизаны частыми прожилками гранитоидов. Гранитоиды субщелочные, микроклин-пертитовые с клино-пироксеном и сфеном; и контакты окружены тонкими оторочками диопсидитов - скарнов магматической стадии.

Постмагматические светло-зеленые диопсидиты развиты преимущественно по карбонатным и кварц-диопсидовым породам и замещают ранние скарны и прожилки гранитоидов. Реликты или контуры последних нередко видны среди зеленых диопсидовых пород в виде прожил-

ковидных грубозернистых диопсид-скаполитовых (иногда с флогопитом) скоплений. Предполагается, что вся приконтактовая полоса была обильно насыщена гранитоидными прожилками ("зона сетчатых инъекций") и благодаря этому здесь более интенсивно проявились и постмагматические процессы.

В мелкозернистых диопсидовых породах залегают неправильные гнездообразные обособления кремового или розоватого крупнокристаллического кальцита с диопсидом, реже апатитом и флогопитом. В снятых карьерами частях таких гнездо-жилообразных обособлений с крупным флогопитом было больше, и они служили объектом разработки ("гнездовый" тип флогопита).

В стенках и частично в полотне карьеров в кристаллических сланцах вскрывается несколько небольших флогопитоносных жил лестничного типа, аналогичных жилам рудника 2. В нижнем (юго-восточном) карьере можно наблюдать взаимоотношения лестничной жилы с контакто-пластовой метасоматической зоной. При переходе в диопсидовую породу жила теряет правильную форму и резкие границы и прослеживается в виде цепочки крупнокристаллических скоплений кальцита, диопсида, флогопита и апатита. В противоположном борту карьера в белых кварц-диопсидовых породах на продолжении жилы видна секущая зона зеленой диопсидовой породы.

Из специфичных минералогических особенностей этого участка можно отметить частое присутствие глауколита и барита. Сиреневый скаполит (глауколит) залегает преимущественно в составе тонких прожилков на продолжении гранитоидных жилок в диопсидитах. Поздняя низкотемпературная баритовая минерализация проявлена в образовании небольших гнезд барита в лестничных жилах, диопсидитах, иногда даже в кварц-диопсидовых метаморфических породах. П.В.Калинин указывал на находки витерита совместно с баритом. Бариту обычно сопутствует развитие по диопсидитам амфиболов тремолит-актинолитового ряда.

В.И.Левицкий, З.И.Петрова

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ БЕЛОЙ ВЫЕМКИ
(оз.Байкал)

Белая выемка — это искусственное обнажение одного из наиболее мощных карбонатных пластов шарыжалгайской серии на берегу оз.Байкал, созданное в связи со строительством в начале нашего века кругобайкальской железной дороги. Расположена она примерно на середине расстояния между портом Байкал (устье р.Ангара) и станцией Култук.

В шарыжалгайскую серию издавна объединяются наиболее древние породы Юго-Западного Прибайкалья. Они слагают так называемый Шарыжалгайский выступ, который простирается от южной оконечности оз.Байкал в северо-западном направлении на 300 км при максимальной ширине 70 км и является наряду с Алданским и Анабарским считающимися частью архейского фундамента Сибирской платформы.

Исследования шарыжалгайской серии были начаты Н.Н.Свитальским, Б.З.Коленко и продолжены Д.С.Коржинским, уделившим большое внимание выявлению фациальных условий метаморфических процессов. В более поздние годы изучением стратиграфии и метаморфизма занимались Ю.З.Елизарьев, А.А.Шафеев, И.Н.Крылов и другие.

По особенностям проявления метаморфизма, складчатых деформаций, магматизма и метасоматоза в шарыжалгайской серии выделяются три генетические группы пород, сформированные на последовательных этапах ее развития: метаморфическом, ультраметаморфическом и постмагматическом. Наиболее ранними являются породы гранулитовой фации, представленные в основном амфиболо-двупироксеновыми, биотито-амфиболо-гиперстеновыми, биотито-амфиболо-диопсидовыми и существенно амфиболовыми плагиосланцами, переслаивающимися с гиперстено-диопсидовыми, биотито-гиперстеновыми и биотито-гранатовыми

гнейсами и мраморами. Возраст пород гранулитовой фации, определенный свинцовым изохронным методом по валовым пробам гнейсов, составляет 2,9–3,0 млрд. лет (Соботович и др., 1965).

Породы следующего – ультраметаморфического – этапа на современном эрозионном срезе шарьжалгайской серии пользуются наиболее широким распространением. Они развиваются по породам гранулитовой фации. Преобразование исходных пород осуществлялось в последовательности: кристаллический сланец (гнейс) → мигматизированный сланец (гнейс) → магматит с реликтами сланца (гнейса) → теневой мигматит. В участках сплошного развития теневых мигматитов происходило выплавление гранитоидных магм. Сопряженно с мигматитами по наиболее основным сланцам и гнейсам развивались базификаты. В качестве промежуточных продуктов гранитизации мраморов формировались колонки магнезиальных, щелочно-магнезиальных и известковых скарнов. В общем процессы ультраметаморфических преобразований проявились главным образом как высокотемпературный региональный метасоматоз, сопровождавшийся локальным выплавлением и кристаллизацией гранитоидных магм. Вновь сформированные парагенезисы свидетельствуют, что их образование происходило в условиях, граничных между гранулитовой и амфиболитовой, и в условиях амфиболитовой фаций метаморфизма. Абсолютный возраст пород, определенный рубидий–стронциевым изохронным методом, составляет 1,8 млрд лет (Герлинг, Варшавская, 1966).

Породы постмагматического этапа развиты локально. Они слагают зоны, прожилки и жилы, секущие породы ранних этапов. Наиболее широко постмагматические метасоматиты распространены в участках развития скарнов предыдущего этапа. Они представлены магнезиальными и известковыми скарнами – флогопитовыми, амфиболовыми, гранатовыми, волластонитовыми, – клиноцоизитовыми метасоматитами и другими разновидностями.

На Белой выемке достаточно широкое распространение получили образования всех трех этапов развития шарьжалгайской толщи. И что особенно важно, здесь сравнительно интенсивно проявились процессы постмагматического метасоматоза, приведшие к формированию флогопитоносных метасоматитов, специфических нефелиновых пород, метасоматитов с благородной шпинелью и других образований.

Карбонатные породы в районе Белой выемки залегают в ядре половой шумихинской антиклинали, образуемой перекрывающей их толщей линзовидно-полосчатых чарнокитов. По мнению исследователей, про-

водивших здесь детальные геологические работы, эти карбонатные породы могут представлять собой наиболее глубинную часть шарыжалгайской серии (Крылов, Шафеев, 1969). Мощность главного карбонатного пласта составляет 180–200 м, протяженность его выхода – 1,5 км. В пределах пласта отмечаются маломощные (0,5–8 м) и обычно сильно будинированные прослои роговообманково-пироксеновых плагиосланцев, биотитовых и магнетито-пироксеновых плагиогнейсов. Кроме того, в центральной части обнажения карбонатные породы пересекаются маломощной дайкой оливинового базальта. Аналогичные дайки довольно характерны для Прибайкалья.

Как основной пласт, так и мелкие пропластки карбонатных пород Белой выемки на современном эрозионном срезе почти полностью состоят из разнообразных продуктов ультраметаморфических и постмагматических преобразований исходных мраморов. Среди них преобладают форстеритовые и шпинеле-форстеритовые кальцифиры, широко распространены также магнезиальные скарны. Исходные мраморы сохранились лишь в виде небольших реликтовых тел линзовидной или изометричной формы. Размеры таких тел не превышают 1 x 3 м, а сами породы почти нацело сложены доломитом, т.е. представляют собой доломитовые мраморы (табл. I2, анализ I).

Породы, сформировавшиеся по доломитовым мраморам на ультраметаморфическом этапе, по геологическому положению могут быть разделены на две группы: а) породы, наблюдаемые вне контактов с гранитоидами; б) породы, расположенные на контакте карбонатных пород и гранитоидов. Эти две группы пород соответствуют двум стадиям единого процесса гранитизации доломитовых мраморов. Образование пород ранней стадии осуществлялось под воздействием гранитизирующих растворов до массового выплавления гранитоидных магм и происходило одновременно с формированием мигматитов в пачках кристаллических сланцев. Условно эта стадия названа мигматитовой. Формирование пород следующей стадии происходило по механизму магматического замещения на фронте перемещающегося магматического расплава. Такой механизм замещения рассмотрен в работах Д.С. Коржинского (1976), В.А. Жарикова (1968), Л.И. Шабниина (1973). Эта стадия названа магматической. Взаимоотношения между породами двух выделенных стадий не всегда однозначны. Но все эти метасоматические породы имеют четкие взаимоотношения с образованиями постмагматического этапа: последние либо развиваются по ним, либо образуют в них секущие тела.

На мигматитовой стадии образуются форстеритовые и шпинелефорстеритовые кальцифиры (табл. I2, анализ 2), почти нацело замещающие пласты доломитовых мраморов, а также зональные и незональные тела метасоматитов жильной, линзовидной и трубообразной формы. Наиболее распространенными породами являются мономинеральные пироксеновые скарны, наблюдаемые или в виде самостоятельных тел, или в виде тел, слагающих внутренние зоны скарнов. Во внешних частях тел встречаются форстеритовые и форстерито-пироксеновые скарны. Более редкими являются щелочно-магнезиальные скарны с зональным строением: (нефелино-калишпато-кальцито-пироксеновая порода) - (нефелино-кальцито-форстеритовая порода) (табл. I2, анализ 3) - (шпинеле-форстеритовый кальцифир) - (доломитовый мрамор).

Вблизи контактов мраморов с кристаллическими сланцами и в маломощных пропластках мраморов во внутренних зонах зональных тел появляется шпинель, фемические минералы становятся более железистыми и глиноземистыми; усложняется минеральный состав пород и строение тел метасоматитов. Отмечается следующее строение тел: (скаполитовая порода) - (скаполито-пироксеновая порода) - (шпинеле-пироксено-форстеритовый скарн) - (шпинеле-форстеритовый кальцифир) - (доломитовый мрамор). Меньшим распространением пользуются зональные тела, содержащие в зонах одновременно анортит, фэссайт и шпинель. Среди незональных жильных и линзовидной формы тел скарнов распространены образования со шпинелью красного, рубинового и розового цвета. К контакту доломитовых мраморов с перекрывающимися и подстилающими мигматизированными плаггиосланцами приурочены тела пластовой формы мощностью до 5 м и следующим строением: (мигматизированный плаггиосланец) - (пироксено-плаггиоклазовая порода) - (шпинеле-пироксеновый скарн) - (шпинеле-пироксено-форстеритовый скарн) - (шпинеле-форстеритовый кальцифир).

Образования магматической стадии (табл. I2, анализы 4,5) пространственно приурочены к контактам магматических пород. Отдельные зоны их, особенно внутренние, зачастую весьма точно повторяют конфигурацию контактов. В этих же метасоматитах отмечаются маломощные апофизы гранитоидов, а сами гранитоиды содержат ксенолиты метасоматитов и не несут никаких следов изменений в связи с образованием метасоматитов. Эти факты свидетельствуют о формировании метасоматических пород в магматическую стадию до полной раскристаллизации магматического расплава. В карбонатной толще магматические породы представлены сиенитами (табл. I2, анализ 6)

и граносиенитами, реже породами нефелинсиенитового состава, т.е. гранитоидами повышенной щелочности. Появление таких пород, безусловно, связано с влиянием вмещающих доломитовых мраморов, поскольку в пределах всей шарьжалгайской серии, сложенной преимущественно кристаллосланцами и гнейсами, развиты главным образом биотитовые и амфиболо-биотитовые граниты.

Образование разнообразных метасоматических пород на ультраметаморфическом этапе происходило в следующих интервалах температур: 700–820°C, определенных по нефелин-полевошпатовому термометру (Перчук, 1970) и 690–810°C, определенных по кальцит-магнезитовому термометру (Goldsmith, Newton, 1969). Наиболее высокие температуры характерны для пород мигматитовой стадии.

Химическая направленность процессов преобразования доломитовых мраморов на ультраметаморфическом этапе заключается в привносе в мраморы Si, Al, Fe, K и Na и выносе из них Ca, Mg, CO₂.

Закономерности замещения мраморов проявляются в одновременно-последовательном развитии метасоматической зональности. Внутренние зоны метасоматитов по своему составу наиболее близки к составу гранитоидов. По направлению от внутренних зон к внешним в большинстве случаев наблюдается постепенное уменьшение содержаний Si и Al и увеличение содержаний Mg, Ca, CO₂. Содержания же Fe, а иногда и Ca и Mg достигают наибольших значений в промежуточных зонах. Широкое распространение метасоматических пород мигматитовой стадии, содержащих нефелин, шпинель, ортоклаз, анортит, пироксен свидетельствует об интенсивном привносе гранитизирующими растворами значительных количеств Na, K, Al и Si еще до массового выплавления и внедрения в карбонатную среду гранитоидов.

Метасоматические образования постмагматического этапа на Белой выемке пользуются весьма широким распространением. При детальном изучении геологических взаимоотношений и петролого-геохимических особенностей пород разных этапов был сделан вывод, что процессы метасоматического преобразования карбонатных пород от ультраметаморфического этапа к постмагматическому были единными и непрерывными, а видимая стадийность минералообразования в пределах этапа во всех случаях связана с изменением химизма растворов при их взаимодействии с вмещающими породами и постепенным падением их температуры во времени. Тем не менее выделение стадий на практике весьма целесообразно и вполне оправдано, поскольку оно способствует более конкретной и целенаправленной классификации разнообраз-

ных метасоматитов. Исходя из детальных исследований взаимоотношений пород и минералов, был сделан вывод, что формирование всего многообразия пород на постмагматическом этапе осуществлялось в шесть условных последовательных стадий. Минералогически каждая стадия характеризуется максимальным развитием определенных минералов, но так как физико-химические и термодинамические поля их устойчивости довольно широки, не исключена возможность появления одинаковых минералов в образованиях нескольких, особенно соседних, стадий.

Породы I стадии развиваются по породам самого разного исходного состава: по сиенитам, граносиенитам, гранитам, магнезиальным скарнам, кристаллическим сланцам. В гранитоидах, залегающих среди доломитовых мраморов, проявлена микроклинизация, тогда как эти породы, залегающие среди сланцев, подвергаются скаполитизации, что приводит к формированию существенно микроклиновых и скаполитовых пород. Магнезиальные скарны подвергаются перекристаллизации, в целом слабо меняя свой состав; очень редко, в непосредственной близости от кристаллических сланцев, они подвергаются скаполитизации. По кристаллическим сланцам и гранитам, секущим их, развиваются жилные тела шпинеле-пироксеновых скарнов (табл. I2, анализ 7). При этом замещение гранитоидных пород шпинеле-пироксеновыми скарнами сопровождается формированием скаполитовых пород во внешних частях тел. Мощность зон скаполитовых пород увеличивается с увеличением мощности зоны шпинеле-пироксеновых скарнов. Нефелинсодержащие метасоматиты в I стадию постмагматического этапа развиваются во внутренних частях карбонатных пластов на контакте аподолмитовых форстеритовых и шпинеле-форстеритовых кальцифиоров с сиенитами и магнезиальными скарнами, реже со сланцами и граносиенитами. Наблюдаются они в виде метасоматических зон, жил и прожилков.

Во II стадию весьма широко проявлена флогопитизация, приводящая к формированию флогопито-пироксеновых (табл. I2, анализ 8), флогопитовых, флогопито-кальцитовых, флогопито-пироксено-кальцитовых и кальцито-флогопито-скаполитовых пород. В эту же стадию образуется и клиногумито-кальцитовые породы. Флогопитовые парагенезисы преимущественно развиваются по породам магнезиально-скарновой формации; по гранитоидам и сиенитам продолжают развиваться скаполитовые породы, а нефелинсодержащие ассоциации замещаются метасоматитами, содержащими содалит, гакманит, гаюин. По базифика-

там и основным кристаллическим сланцам развиваются породы с паргаситом. Метасоматиты II стадии постмагматического этапа слагают метасоматические зоны, прожилки, тела неправильной или гнездовой формы, в кальцифирах отмечается площадная флогопитизация. В некоторых телах, сложенных только образованиями II стадии, наблюдается нечетко выраженная зональность (от центра к периферии): (пироксен+флогопит+кальцит) - (флогопит+кальцит); (флогопит+скаполит+кальцит) - (флогопит+кальцит).

Метасоматиты III стадии менее распространены, чем породы I и II стадий. Среди них выделяются флогопито-кальцитовые, флогопито-пироксено-кальцитовые, пироксено-кальцитовые, паргасит и гранатосодержащие ассоциации, развивающиеся по породам магнезиально-скарновой формации. Нефелин, содалит, гакманит и гауин в породах ранних стадий замещаются канкринитом. Метасоматиты III стадии слагают преимущественно тела неправильной гнездовой и пятнистой формы, реже прожилки.

Среди пород IV стадии основную роль играют альбитовые, серпентиновые, клиноцоизитовые и цоизитовые метасоматиты, реже отмечаются апокальцифированные тремолитовые и апоскарновые эпидотовые породы. Последние всегда обогащены сульфидами: пиритом, галенитом, халькопиритом, молибденитом, пирротином. Альбитовые метасоматиты развиваются по сиенитам и другим гранитоидам. Представлены они собственно альбитовыми и реже актинолито-альбитовыми породами. Серпентиновые метасоматиты образуются, как правило, за счет форстеритсодержащих пород, а клиноцоизитовые и цоизитовые - за счет скаполитовых и гранатовых скарнов и по кристаллическим сланцам. Метасоматиты этой стадии слагают небольшие тела неправильной или прожилковой формы мощностью до 0,5 м; редко в зонах дробления наблюдаются блоки цоизитовых и клиноцоизитовых пород размером 1,5 x 4 м. Мощность зон серпентинизированных пород достигает 20 м.

Породы V стадии пользуются незначительным распространением. Среди них выделяются разности, сформированные по сиенитам и граносиенитам: кварцево-альбитовые и кварцевые породы, замещающие магнезиальные скарны (кварцево-карбонатные, существенно кварцевые и серпентиновые). Все эти породы образуют прожилки и маломощные жилы, секущие образования более ранних стадий. Мощность жил только в редких случаях достигает 20 см, обычно первые сантиметры.

Метасоматиты VI стадии проявляются локально, слагая крайне маломощные прожилки. Это цеолитовые породы, развивающиеся по мине-

ральным ассоциациям, содержащим фельдшпатоиды и скаполит, и серпентин-асбестовые - по доломитовым мраморам и кальцифирам.

Формирование пород на постмагматическом этапе осуществлялось в условиях главным образом интенсивного перераспределения подавляющего большинства петрогенных и редких элементов между вновь формируемыми метасоматитами. Лишь летучие компоненты и только в незначительной мере некоторые петрогенные элементы привносились постмагматическими растворами в зону минералообразования извне.

Температуры образования пород постмагматического этапа, определенные по нефелин-полевошпатовому и кальцит-магнезитовому минеральным термометрам, сопоставляются с температурами, найденными для подобных парагенезисов в других регионах, и согласуются с экспериментальными данными для соответствующих минеральных ассоциаций. В данном случае установлено, что породы I стадии формировались в интервале температур от 620-640 до 690-700°C; II стадии от 520-540 до 620-640°C; III стадии от 380-400 до 520-540°C; IV - от 280-300 до 380-400°C; V - от 150-200 до 280-300°C; VI - от 50 до 150-200°C.

Последовательность образования встречающихся в породах Белой выемки минералов схематически показана на **схеме**. Многие минералы являются "сквозными" и встречаются в образованиях как ультраметаморфического, так и постмагматического этапов. Установлено, что состав большинства из них определяется составом замещаемых пород, геологическим положением содержащей их породы относительно контакта мраморов с перекрывающими и подстилающими сланцами, а так же положением минерала в той или иной зоне метасоматической колонки, т.е. кристаллизацией минералов в определенные этапы и стадии. В этом отношении весьма показательными являются изменения составов таких широко распространенных минералов, как пироксен, шпинель, кальцит, флогопит.

Кальцит - самый распространенный минерал в породах Белой выемки. От наиболее ранних образований ультраметаморфического этапа к породам III стадии постмагматического этапа его состав меняется таким образом, что количество магнезитовой составляющей в нем закономерно уменьшается, а содержания Fe, Mn, Ba, Sr, Ce, La, Nd, J и Yb увеличиваются. Аналогичные закономерности устанавливаются и для кальцитов из зональных метасоматических тел: в направлении от внешних зон к внутренним в кальцитах уменьшается доля $MgCO_3$ и увеличиваются концентрации Fe, Mn, Sr, Ce, La, Nd, Y, Yb.

ЭТАП	СТАДИЯ	МЕТАМОР-	УЛЬТРАМЕТАМОР-	ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЙ							
		ФИЧЕСКИЙ	ФИЧЕСКИЙ	МИГМАТИ-	МАГМАТИ-	I	II	III	IV	V	VI
МИНЕРАЛЫ			ТОВАЯ	ЧЕСКАЯ							
ДОЛОМИТ											
КАЛЬЦИТ											
ФОРСТЕРИТ											
ШПИНЕЛЬ											
ДИОПСИД											
ФАССАИТ											
НВФЕЛИН											
АНОРТИТ											
ОРТОКЛАЗ											
СКАПОДИТ											
СФЕН											
ЦИРКОН											
АПАТИТ											
МИКРОКЛИН											
ФЛОГОПИТ											
КЛИНОГУМИТ											
СОДАЛИТ											
ГАКМАНИТ											
ГАКИН											
КАНКРИНИТ											
ПАРГАСИТ											
ГРАНАТ											
КЛИНОЦОИЗИТ И ЦОИЗИТ											
ТРЕМОДИТ											
ПИРИТ											
ПИРРОТИН											
ХАЛЬКОПИРИТ											
ГАЛЕНИТ											
МОЛИБДЕНИТ											
СЕРПЕНТИН											
АЛЬБИТ											
КВАРЦ											
НАТРОЛИТ											
АНАЛЬЦИМ											
СЕРПЕНТИН-АСБЕСТ											

Последовательность выделения минералов в породах
Белой Внемки

Шпинель представлена зернами и кристаллами весьма разнообразной окраски: бесцветными, сиреневыми, красными, синими, зелеными и темно-зелеными, почти черными. Как показали анализы, цвет минерала определяется главным образом его общей железистостью, а при низкой общей железистости — соотношением в нем двух- и трехвалентного железа и содержанием хрома (табл. I3, анализы 4, 5, 6). Состав шпинели в целом, и особенно ее железистость, в значительно большей степени, чем состав других минералов, зависит от состава вмещающей среды или, другими словами, от геологического положения тел метасоматитов относительно контакта пласта мраморов с перекрывающими и подстилающими сланцами. Шпинели с наиболее высокой железистостью — $f = 22-31$ — характерны для шпинеле-пироксеновых скарнов, развитых непосредственно на контакте карбонатного пласта с перекрывающими и подстилающими мигматизированными сланцами. По мере удаления от контакта железистость шпинели уменьшается, и в шпинеле-форстеритовых кальцифирах центральной части карбонатного пласта она не превышает 9, изменяясь в интервале $f = 3-9$. При такой низкой железистости и абсолютном преобладании двухвалентного железа шпинель либо бесцветна, либо окрашена в голубоватые тона. Присутствие в составе низкожелезистой шпинели примеси хрома в концентрациях Cr_2O_3 от 0,3 до 1,5% придает ей красноватые оттенки — появляются кристаллы розового, сиреневого и рубинового цвета. С наличием в составе шпинели трехвалентного железа связано появление зеленых тонов; при этом с ростом общей железистости и абсолютного содержания трехвалентного железа интенсивность зеленого цвета увеличивается: при $f = 31$ и содержании $Fe_2O_3 = 2,6\%$ (табл. I3, анализ 6) шпинель становится почти черной.

В зональных метасоматических телах ультраметаморфического этапа железистость шпинели уменьшается от внутренних зон к внешним. В образованиях постмагматического этапа между железистостью шпинели вновь формируемого парагенезиса и железистостью замещаемой породы существует прямая корреляция.

Пироксен наряду со шпинелью является одним из главных породообразующих минералов в метасоматитах Белой выемки. Из-за значительных вариаций химического состава его выделения имеют самую разнообразную окраску: белую, серую, розовую (малиновую) и зеленую разной интенсивности, вплоть до темно-зеленой, почти черной. Как и в случае шпинели, окраска пироксена зависит главным образом

от его общей железистости, а при низкой железистости — от повышенных концентраций примесных элементов. Железистость пироксенов в очень сильной мере зависит от геологического положения содержащих их парагенезисов относительно контакта карбонатного пласта с подстилающими и перекрывающими сланцами: в центральной части пласта присутствуют наименее железистые разности, у самого контакта — наиболее высокожелезистые. Пироксены из внутренних зон зональных метасоматических тел ультраметаморфического этапа характеризуются более высокой железистостью, чем пироксены из внешних зон. Выявляется четкая тенденция снижения в пироксенах содержаний железа, глинозема, марганца и титана от ранних стадий к поздним.

Нефелины из пород Белой выемки, как и нефелины из щелочных пород других районов, характеризуются дефицитом щелочей и избытком кремнекислоты. Нефелины в породах ультраметаморфического этапа являются менее упорядоченными по сравнению с нефелинами из образований постмагматического этапа. Между упорядоченностью нефелина и температурой его образования отмечается прямая корреляция.

Флогопит является одним из наиболее широко распространенных минералов, кристаллизующихся на постмагматическом этапе. Его состав в очень сильной степени зависит от состава замещаемых пород. Установлено, что наиболее глиноземистые флогопиты развиваются по обогащенным глиноземом породам: по нефелин-, анортит- и шпинельсодержащим метасоматитам; менее глиноземистые — по пироксеновым скарнам. Самой высокой железистостью характеризуются флогопиты, замещающие шпинеле-пироксеновые скарны на контакте карбонатного пласта с перекрывающими сланцами. При замещении пород одинакового состава флогопиты из пород II стадии всегда содержат больше Ва; имеют более высокую железистость и более низкие концентрации F, чем флогопиты из пород III стадии. При простой перекристаллизации (флогопит II стадии → флогопит III стадии) во флогопите отмечается увеличение содержаний глинозема и уменьшение концентраций Ва и общей железистости.

ОПИСАНИЕ МАРШРУТА

(рис. I5)

Точка I. Обнажение в крайней Юго-Западной части Белой выемки вблизи железнодорожного пикета 105 км. В обнажении лейкократовые крупнозернистые и мезолитовые среднезернистые сиениты секутся

прожилками, метасоматическими зонами и маломощными жилами нефелино-калишпато-пироксеновых пород I стадии постмагматического этапа. В восточной (правой) части обнажения тела нефелино-калишпато-пироксеновых пород имеют более сложную форму, чем в левой, где преобладают прожилки с прямолинейными контактами.

Участками нефелино-калишпато-пироксеновые породы замещаются флогопито-пироксеновыми породами, образующими прожилки и гнезда разнообразной формы. Наиболее поздними породами в данном обнажении являются кальцитовые жилы. В участках пересечения с пироксеносодержащими породами жилы обогащаются пироксеном, а в участках флогопитсодержащих пород в жилах преобладает флогопит. Местами отмечается гнездовая перекристаллизация пород с образованием крупнозернистых и гигантозернистых кальцитовых пород с пироксеном и флогопитом.

Точка 2. Обнажение располагается у уреза озера Байкал. В аподомитовых кальцифирах наблюдается штокообразное тело крупнозернистых лейкократовых сиенитов, в которых содержатся разнообразной формы глыбовые включения пироксеновых скарнов. В непосредственных контактах сиенитов и скарнов развиты нефелиновые породы.

Точка 3. В шпинеле-форстеритовых кальцифирах наблюдается тело сиенитов, варьирующих по минеральному составу от лейкократовых до меланократовых, и по структуре и текстуре – от мелкозернистых до крупнозернистых и от массивных до полосчатых. В них отмечаются многочисленные блоки кристаллических сланцев. Между сиенитами и сланцами существуют как постепенные, так и резкие контакты. Между сиенитами и карбонатными породами всегда присутствует зона нефелиносодержащих пород. При этом в случае горизонтальных контактов сиенитов с мраморами образуется лишь одна зона метасоматических калишпато-пироксеновых пород, в случае вертикальных – серия зон: (пироксеновый сиенит) – (нефелино-калишпато-пироксеновая порода) – (нефелино-форстеритовая порода) – (форстеритовый скарн) – (шпинель-форстеритовый кальцифир) – (доломитовый мрамор). Мощность зон метасоматитов при вертикальных контактах значительно меньше, чем при горизонтальных. Присутствующие в сиенитах глыбовые включения пироксеновых скарнов всегда окружены зоной нефелиносодержащих пород.

Точка 4. В данном обнажении среди обычных шпинеле-форстеритовых кальцифиров наблюдаются тела скарнов со шпинелью красного цвета и более редко встречающимся ярко-зеленым хромдиопсидом.

Красная окраска шпинели обусловлена примесью хрома. В шпинелях с наиболее яркой рубиновой окраской содержится 1,43% Cr_2O_3 . С уменьшением содержаний Cr_2O_3 до 0,3% окраска шпинели бледнеет, и преобладают уже сиреневые тона. Перекристаллизация шпинели сопровождается уменьшением содержаний Cr_2O_3 и соответственно уменьшением интенсивности окраски от рубиновой до сиреневой или бесцветной.

Точка 5. В центральной части Белой выемки среди сыпучей цементующей массы, состоящей из кальцита, слюды и клиноцоизита, отмечается множество тел линзовидной и округлой формы, сложенных в различных случаях скаполитом, нефелином, флогопитом, содалитом, канкринитом, амфиболом, цоизитом и клиноцоизитом. Встречаются также реликтовые незамещенные обломки более ранних пород - сиенитов, скарнов, кальцифириров.

Точка 6. В обнажении среди шпинеле-форстеритовых кальцифириров отмечаются два разобщенных по вертикали выхода пироксеновых сиенитов. В верхней части обнажения в сиенитах присутствуют глубокие включения кристаллических сланцев. Структура и текстура сиенитов в непосредственных контактах со сланцами сильно варьирует, а сами они замещаются мономинеральными черными пироксеновыми скарнами, в которых присутствуют инъекционные прожилки магматического материала. На контактах сиенитов и карбонатных пород наблюдаются нефелино-калишпато-пироксеновые породы. Более поздними являются прожилки и оторочки флогопитовых пород, которые развиваются по нефелино-калишпато-пироксеновым породам.

В нижней части обнажения на контакте сиенитов с карбонатными породами также образуются пироксеновые скарны. Но здесь между сиенитами и пироксеновыми скарнами постоянно отмечается очень маломощная зона нефелиносодержащих пород, и сами сиениты и пироксеновые скарны пересекаются прожилками нефелино-калишпато-пироксеновых и нефелино-калишпато-кальцитовых пород. К участкам интенсивного развития нефелиновых пород приурочены прожилки и гнезда содалитсодержащих метасоматитов. В этой же точке наблюдения присутствуют тела щелочно-магнезиальных скарнов, имеющих следующее зональное строение (от внутренних зон к внешним): (нефелино-калишпато-кальцито-пироксеновая порода) - (нефелино-кальцито-форстеритовая порода) - (шпинеле-форстеритовый кальцифир) - (доломитовый мрамор).

Точка 7. В шпинеле-форстеритовых кальцифирах наблюдаются мно-

гочисленные тела метасоматических пород. Эти тела либо нацело сложены мономинеральными пироксеновыми скарнами, либо имеют зонное строение: в центральной части — мономинеральные пироксеновые скарны, далее следует узкая зона форстерито-пироксеновых или форстеритовых скарнов. Пироксен в скарнах представлен маложелезистым ($f = 0,4-2$) и малоглиноземистым ($Al_2O_3 = 0,2I-I,5\%$) диопсидом. Встречающиеся здесь же секущие прожилки флогопитовых пород сложены также наименее железистыми и глиноземистыми флогопитами, особенно по сравнению с флогопитами, развитыми по нефелин-, анортит-, и шпинельсодержащим породам.

В этом же участке присутствует крупный блок роговообманково-пироксеновых кристаллических сланцев. В сланцах локально появляются лейкократовые обособления, состоящие из нефелина, ортоклаза, пироксена. По составу среди подобных обособлений преобладают калишпато-пироксеновые и нефелино-калишпато-пироксеновые породы. Эти породы являются мигматитами, сформированными за счет кристаллических сланцев под воздействием гранитизирующих растворов до выплавления магм: эти породы и сланцы пересекаются жильными телами сиенитов. Более поздними образованиями здесь являются прожилки и гнезда пироксеновых скарнов и скаполитовых пород с высокожелезистыми шпинелью ($f = 3I$) и пироксеном ($f = I4$). Участками все эти породы подвергаются перекристаллизации с образованием гиганто- и крупнозернистых флогопито-пироксено-кальцитовых пород.

Пироксеновые скарны, шпинеле-пироксеновые породы, кальцифиры, сиениты и кристаллические сланцы в данном участке пересекаются прожилками кварцево-карбонатных пород.

Точка 8. Обнажение располагается в крайней северо-восточной части Белой выемки. На контакте карбонатного пласта с перекрывающими мигматизированными дупироксеновыми плагисланцами расположено пластовое с частыми пережимами тело сиенитов. Вдоль всего контакта как с гранитами, так и с мигматизированными сланцами, развиваются магниезиальные скарны следующего зонального строения: (пироксено-плагноклазовая порода) — (шпинеле-пироксеновый скарн) — (шпинеле-пироксено-форстеритовый скарн) — (шпинеле-форстеритовый кальцифир) — (доломитовый мрамор). Мощность скарновых зон возрастает в случае выполаживания контактов и с увеличением степени мигматизации сланцев. Наибольшими мощностями характеризуются скарны, развитые в контакте с сиенитами. Магматические породы в сланцах и мигматитах представлены лейкократовыми гранитами, а

последних происходило уже в малоглубинных условиях. Позже многочисленные трещины заполнила гранитная магма, образовавшая в пределах массива сотни жил разной протяженности.

Как видно на схематической карте массива (рис. 16), на современном эрозионном срезе наблюдается не монолитное интрузивное тело, а скорее инъекционное поле, где многочисленные линзы и силлы щелочных и нефелиновых сиенитов секут вмещающие породы, или, наоборот, ксенолиты последних погружены в более крупные интрузивные тела. В связи с этим создавались благоприятные условия для всестороннего прогрева и преобразования вмещающих пород. Однако в среднеглубинных условиях габброидная магма вызвала лишь габброизацию сланцев. Щелочная магма оказала более сильное влияние на породы кровли. Доломиты были превращены в апотермические бруситовые мраморы и разнообразные скарны, а сланцы - в роговики различного состава.

Вмещающие докембрийские породы сложены кристаллическими сланцами плагиоамфиболового, плагиодиопсидового и плагиодупироксенового состава, а также альмандин-биотитовыми и кварц-силлиманитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, кварц-воластонитовыми карбонатными породами с апатитом.

Габброиды представлены оливковым габбро и габбро-норитами, рудными пироксенитами, габбро-диоритами, диоритами. Характерны постепенные переходы от габброидов к плагиоамфиболовым сланцам, свидетельствующие о габброизации последних. Однако в некоторых случаях наблюдаются и резко секущие контакты.

Щелочные сиениты - трахитоидные средне- и крупнокристаллические породы. Сложены каликатровым полевым шпатом (40-60% альбитовой составляющей) и натровым авгитом. Иногда в них развивается биотит, особенно при гнейсификации сиенитов.

Нефелиновые сиениты - преимущественно трахитоидные среднекристаллические породы, сложенные каликатровым полевым шпатом, нефелином и эгирином-авгитом (18% эгиринового минала). При гнейсификации полевой шпат распадается на альбит и микроклин, а пироксен замещается биотитом и редко гастингситом. Изредка в нефелиновых сиенитах отмечаются железистый оливин и баркевикит. Характерно почти полное отсутствие канкринита.

Скарновые ассоциации Тажерана

Скарновые породы Тажерана, развитые по доломитам, весьма раз-

нообразны. Это разнообразие отражает сложную историю становления магнезиально-скарновой формации, включающей как магматический, так и послемагматический этапы и последовательную смену характера минералообразования — магнезиального, кальциевого и щелочного. Различие геологических условий скарнообразования также приводило к образованию разных типов скарнов: в частности, часть скарнов развивалась непосредственно в контактах тел щелочных и нефелиновых сиенитов, а другая формировалась в виде жильных и трубообразных тел среди бруситовых мраморов, т.е. в значительном удалении от магматических тел.

Представление о магнезиально-скарновой формации Тажерана дает схема 1, а схема 2 показывает ассоциацию роговиков и известковых скарнов, развитую по силикатным и силикатно-карбонатным породам.

Наиболее типичная реакционная колонка в контактовом типе скарнов такова: щелочной (или нефелиновый) сиенит → шпинель-фассаитовый скарн → шпинель-форстеритовый скарн → бруситовый мрамор. Иногда тыловая шпинель-фассаитовая зона отсутствует, и щелочные сиениты непосредственно соприкасаются со шпинель-форстеритовыми скарнами. В случае нефелиновых сиенитов вместо шпинель-фассаитовых скарнов нередко развита зона уртит-ийолитов. Последняя иногда содержит реликты шпинель-фассаитового скарна, но чаще, видимо, уртит-ийолиты развивались сразу вслед за шпинель-форстеритовой зоной. На наш взгляд, выпадение отдельных зон колонки свидетельствует о неодновременности их зарождения.

В жильном и трубообразном типах скарнов наиболее часто встречаются колонки двух видов: а) шпинель-форстеритовый скарн → форстеритовый кальцифир → бруситовый мрамор и б) диоксидовый скарн → монтichelлитовый скарн → форстеритовый кальцифир → бруситовый мрамор, которые различаются наличием шпинели в первой разновидности. В бесшпинелевом типе скарновой колонки иногда вслед за монтichelлитовой зоной развита акерманит-монтichelлитовая. Обе разновидности скарнов нередко рассечены щелочными сиенитами, что указывает на их формирование в магматическую стадию.

Судя по акерманит-монтichelлитовому парагенезису, возможная температура скарнового процесса оценивается в 850–880°C при парциальном давлении CO_2 ниже 0,5 кб. В контактовом типе скарнов при той же температуре давление CO_2 было выше, что и помешало образованию здесь акерманита и монтichelлита.

С понижением температуры описанные скарны подвергались различным изменениям, вследствие которых появились апомагнезиальные известковые скарны, щелочные скарны и преобразованные магнезиальные скарны, перечисленные на схеме I. Поскольку температура консолидации щелочных и нефелиновых сиенитов составляла около 600°C, эти изменения в основном также протекали в магматический этап.

Аналогичные стадии минералообразования магматического этапа: магнезиального, кальциевого и щелочного фиксируются также для ассоциации роговиков и известковых скарнов (схема 2).

Краткая характеристика скарновых минералов

Представление о характере минеральных ассоциаций в различных типах горных пород Тажеранского гетерогенного массива дает табл.

14. Мы охарактеризуем кратко основные породообразующие минералы магнезиально-скарновой и известково-скарновой формаций и наиболее интересные второстепенные и акцессорные минералы в них. В таблицах 15 и 16 приведены химические анализы ряда минералов.

Шпинель. Железистость шпинели в контактовом типе скарнов варьирует от 32 до 15, а в жильном — от 3 до 8%. Железистость ее понижается по мере удаления от интрузивного тела. Макроскопически шпинель черная, бесцветная, голубая, лиловая, красная. В лиловой разновидности, развитой довольно широко, содержится до 2% титана.

Форстерит. Содержит до 8% фаялитового компонента. Образует кристаллы размером до 3 см. Бесцветный, желтый, красный. Замещается серпентином и девейлитом, изредка гумитом и клиногумитом.

Магнезиоферрит. В магнезиальных скарнах присутствует не магнетит, а магнезиоферрит. В отдельных случаях в шпинель-форстеритовых скарнах контактового типа он приобретает роль породообразующего минерала. Кристаллизуется позже шпинели и форстерита. Содержание магнезиоферритового компонента варьирует от 60 до 75%. Химический анализ приведен в табл. 16.

Диопсид. Характеризуется стандартными оптическими константами и химическим составом. Железистость 0-5%. Бесцветный, желтоватый, зеленый. Изредка имеет яркую голубую окраску.

Фассаит. Характерный пироксен тыловых скарновых зон. Содержит 6-7% глинозема, железистость 8-25%. Цвет бутылочно-зеленый до черного.

Титанфассаит. Отличается от фассаита высоким содержанием тита-

на (до 4%), причем большая часть последнего находится в трехвалентной форме, что выявлено специальным анализом. Цвет от коричневого до малинового. Развита в некоторых трубообразных телах и на контактах нефелиновых сиенитов. Возможно, образован по специфическим силикатным породам. Содержит до 10% глинозема, характеризуется малым углом оптических осей ($2V = +28^\circ$).

Титанферрофассаит. В отличие от малинового титанфассаита макроскопически черный, содержит до 3% двуокиси титана и 7-9% глинозема. Железистость 20-30%. Развита в больших массах по роговикам габбрового состава.

Монтичеллит. Развита в жильных и трубообразных скарновых телах; молочно-белый, коричневый, желтый; железистость его варьирует от 0 до 7%. Магнезиальный кирштейнит является монтичеллитом с 52% ферромонтичеллитового и глаукохроитового компонентов. Он присутствует в парагенезисе с калисилитом в гранат-волластонит-мелилитовых скарнах. До сих пор более железистый монтичеллит (с 75% ферримонтичеллита) был найден лишь в нефелинитах Конго.

Акерманит. Встречается в трубообразных скарнах. Содержит 95% акерманитовой молекулы и 5% натрового мелилита. Железистость 2%. Мелилит из волластонит-мелилитовых скарнов отличается более высоким содержанием натрового мелилита (39%) и геленита (4%).

Гумит и клиногумит. Главные минералы некоторых типов скарнов и кальцифиров. Варьируют по окраске от бесцветных до оранжевых и желтых. Железистость их изменяется от 0 до 8%.

Флогопит. Железистость от 0 до 25%. Цвет от белого, бесцветного, до черного. Когда флогопит развита по титансодержащим шпинель-форстеритовым скарнам, окраска его становится светло-коричневой из-за присутствия 1,5% двуокиси титана. В зоне гипергенеза переходит в вермикулит.

Волластонит. Обычный минерал роговиков и известковых скарнов. Оптические свойства и состав стандартны. Замещается пектолитом и афвилитом.

Гранаты. Варьируют по составу от чистого гроссуляра до андрадита с содержанием железистого компонента 85%. В волластонит-мелилитовых скарнах развита также меланит, замещаемый гроссуляром.

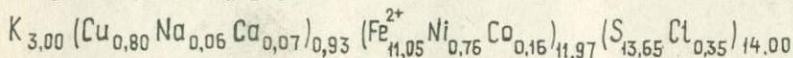
Паргасит. Развита по фассаиту. Макроскопически зеленый, в шлифе бесцветный; железистость 5-10%. Нефелинизация всегда наступает после паргаситизации.

Везувиан. Тесно сопряжен с паргаситом и гранатами. Макроско-

Изоморфизм указанного выше типа установлен также в лунном минерале-армаколите. Возможно, он может иметь место в титанистых биотитах, амфиболах и пироксенах.

Из сульфидной минерализации для Тажерана характерно широкое распространение пирротина во многих типах скарнов, особенно в титанфассаитовых с трехвалентным титаном в пироксене и в шпинель-форстеритовых с тажеранитом, в котором титан также находится в трехвалентной форме.

Следует особо выделить троилит и джерфшерит. Троилит до сих пор в скарнах вообще не отмечался и до недавнего времени считался исключительно метеоритным минералом. Джерфшерит - сложный сульфид калия и железа - также впервые был установлен в метеоритах, а затем в рудах Талнаха и в нефелиновых породах Хибин. На Тажеране - его третья находка в земных условиях, причем состав его здесь, в отличие от двух других проявлений, весьма близок к метеоритному. Его формула



Кстати, джерфшерит находится в тесной связи с троилитом и калисилитом в гранат-воластонит-мелилитовых скарнах.

Граниты и пегматиты

В пределах Тажерана широко проявлены кислые магматические породы: метаморфогенные пегматиты докембрийского возраста, граниты аинского комплекса и связанные с ними пегматиты. В водораздельной части между заливом Усть-Анга и бухтой Ая на берегу Байкала обнажается Аинский гранитный массив площадью около 4 кв.км (Иванов и др., 1976), содержащий пегматитовые тела. С ним генетически и пространственно связаны гранитные и пегматитовые жилы в пределах Тажеранского щелочного габбро-сиенитового массива, в том числе амазонитсодержащие пегматитовые тела (Шмакин и др., 1973).

Видимые контакты Аинского массива преимущественно тектонические; жильные тела в его пределах повсеместно имеют интрузивные контакты или постепенные переходы во вмещающие граниты. Становление массива происходило в субплатформенных условиях после консолидации складчатости региона.

Нижняя часть массива сложена биотитовыми гранитами со слабо выраженной гнейсовидностью, полого погружающейся на запад. Выше за-

легают лейкократовые граниты, среди которых выделяются участки альбитовых гранитов (рис. 17).

Бiotитовые граниты имеют довольно стабильный состав: калишпат (35-45%), плагиоклаз № 25-30 - (25-30%), кварц (30-35%), биотит (2-6%), роговая обманка (0-3%). Встречаются мусковит, гранат, апатит, турмалин, магнетит. Лейкократовые граниты характеризуются более переменным составом: калишпат (25-35%), плагиоклаз № 10-25 или альбит (25-50%), кварц (20-40%). Альбитовые граниты состоят из альбита (до 70%), кварца (10-20%), и микроклина (до 20%). Акцессорные минералы в лейкократовых и альбитовых гранитах - почти те же, что и в биотитовых: гранат, магнетит, флюорит, мусковит. Химический состав гранитов следующий (в скобках - число анализов):

Состав Граниты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	ППП
Биотитовые (8)	73,37	13,87	1,40	0,60	0,23	5,31	4,49	0,60
Лейкократовые (5)	72,79	14,14	1,24	0,42	0,12	5,48	5,25	0,47
Альбитовые (2)	70,35	16,78	0,46	0,12	0,02	4,55	7,36	0,36

Дополнительно определены: в биотитовых гранитах TiO₂ - 0,09; MnO - 0,04; P₂O₅ - 0,07; в лейкократовых TiO₂ - 0,07; MnO - 0,02.

Среди гранитов залегают пегматитовые и кварцевые жилы, большая часть которых приурочена к биотитовым гранитам. В альбитовых гранитах жильные образования отсутствуют. Пегматиты, залегающие в лейкократовых гранитах, отличаются от других отсутствием резких секущих контактов, большими размерами тел, разнообразной минерализацией. В них, как правило, наряду с микроклином белого цвета присутствует амазонит. Из акцессорных минералов присутствуют гранат, турмалин, флюорит. Характерны постепенные переходы от пегматитов к гранитам. Размеры тел невелики.

В отличие от описанных выше, пегматитовые жилы в пределах щелочного габбро-сиенитового массива (бухта Улан-Нур) характеризуются четкими рвущими контактами с вмещающими метаморфическими породами, габброидами и сиенитами. Размеры тел здесь разнообразны - вплоть до нескольких сот метров в длину при мощности до 50 м. При

Описание маршрута по Тажеранскому массиву

Точка 1. Маршрут начинается на склоне г. Мраморная в центральной части массива (рис. 16). Здесь хорошо обнажена реакционная кайма титанферрофассаитовых пород, развитая между доломитсодержащими мраморами и роговиками габбрового состава на протяжении 400 м. Мощность каймы достигает 5 м. Мраморы подстилают эту кайму, а роговики перекрывают ее с падением плоскости контакта около 60° . В целом же мраморы и роговики образуют крупный провес кровли среди щелочных сиенитов.

Титанферрофассаитовые породы резко отличаются от темно-серых роговиков своим черным цветом. Они сложены на 85–95% титанферрофассаитом и акцессорными примесями – шпинелью, апатитом, кальцитом и др. Пироксен содержит 7–9% глинозема и до 3% двуокиси титана.

Особый интерес титанферрофассаитовых пород заключается в том, что они образованы метасоматическим путем. Эти породы развились по роговикам под воздействием щелочных сиенитов. При этом происходил некоторый привнос кальция и вынос магния и железа, что ясно из сравнения химических анализов роговиков и титанферрофассаитовых пород. Отметим, что роговики в контакте сложены варьирующими количествами авгита и бронзита, оливина, амфибола, лабрадора, рудного минерала. Титанферрофассаитовые породы нередко замещаются нефелином с образованием нефелин-титанавгитовых пород.

В мраморах района видна масса остроугольных ксенолитов различных пород – преимущественно скарнов, что указывает на значительную пластичность и подвижность мраморов. Это может создать впечатление об интрузивном происхождении карбонатных пород.

Точка 2. Находится в 800 м к юго-западу от I-ой точки. Здесь, в крупном провесе кровли среди щелочных сиенитов, обнажаются оригинальные гранат-волластонит-мелилитовые скарны, контактирующие с роговиками гранат-волластонит-пироксен-полевошпатового состава. Особый интерес представляют первые породы, содержащие во второстепенных и акцессорных количествах такие редкие минералы, как куспидин, кальсилит, джерфшерит, троилит, магнизиальный кирштейнит, перовскит и др. Всего в этой мелкозернистой породе встречается до 20 минералов.

Предполагается, что породы возникли на ранней интрузивной стадии за счет мергелистых пород, а затем испытали более поздние

метасоматические преобразования.

Среди этих скарнов видны дайкоподобные образования черных массивных, иногда порфировидных пород, которым могут приписать магматический генезис. На наш взгляд, они возникли за счет прослоев сланцев. Они сложены андезином, баркевикитом, керсутитом, гортонолитом, калинатровым полевым шпатом, нефелином, диопсидом. Нормативный состав содержит 22% нефелина.

Точка 3. Находится в 1,5 км от предыдущей, в верхней части крутого склона, обращенного к озеру Байкал. Здесь, в небольшом ложке, мы видим ряд линз и силлов типичных трахитоидных эгирин-авгитовых фойяитов, секущих бруситовые апопериклазовые мраморы. Некоторые из линз, видимо, будинированы еще на магматической стадии. Вокруг них видны каймы реакционных магнезиальных скарнов — шпинель-фассаитовых и шпинель-форстеритовых. В бруситовых мраморах видны жилы шпинель-форстеритовых и диопсидовых скарнов.

В коренном обнажении можно проследить постепенный переход фойяитов в гнейсовидные нефелиновые сиениты, которые связаны с соседней тектонической зоной. При этом калинатровый полевой шпат в фойяитах распадается на альбит и микроклин, а пироксен замещается биотитом.

Точка 4. Зональная жила скарнов среди бруситовых мраморов. Жила имеет линзовидную форму с максимальной мощностью 0,5 м. В центральной части ее развит голубой диопсидовый скарн, затем идет зона монтichelлитовых скарнов, которая по периферии в контакте с мрамором сменяется форстеритовым кальцифиром. Диопсидовый скарн в основном сложен голубым диопсидом стандартного химического состава. Окраска его меняется от слабо до интенсивно голубой. В породе наблюдается примесь вилькеита.

Скарны и кальцифиры изредка рассечены прожилками везувиана с ксантофиллитом. Скарны местами замещаются серпентином и девейлитом.

Точка 5. Среди бруситовых мраморов — жилообразный раздвиг лиловых шпинель-форстеритовых скарнов, замещаемых крупнокристаллическими кальцит-флогопитовыми породами. Переработка этих скарнов кальцит-флогопитовыми породами приводит к перераспределению титана. Он входит в состав флогопита, отчего последний приобретает светло-коричневый цвет. Вместо гейкилита появляется перовскит октаэдрического габитуса. Прекрасные кристаллы последнего достигают 1,5 см в поперечнике. Кристаллы размером до 5-7 мм

встречаются очень часто.

Точка 6. Рядом с точкой 5 находится небольшое тело плотных белых диопсид-монтichelлитовых скарнов. Порода содержит около $2/3$ монтichelлита и $1/3$ диопсида, что по содержанию магния соответствует бруситовому мрамору. Отмечается примесь волластонита, куспидана, вилькеита. Монтichelлит этой породы является одним из самых маложелезистых в мире.

Здесь же развиты более поздние андрадит-салитовые скарны желтого цвета, а также зеленые салит-оливиновые породы.

Точка 7. Жилы типичных шпинель-форстеритовых скарнов среди бруситовых мраморов. Окраска скарнов интенсивно лиловая из-за титанистой шпинели. В породе довольно много гейкилита, в шлифе рубиново-красного, а макроскопически - черного. Гейкилит содержит 4% кричтонитового компонента, т.е. близок к конечному магнетитовому члену. Такие гейкилиты отмечались лишь на Цейлоне и в Калифорнии. В породе присутствует также пирротин.

Для интересующихся преимущественно минералогией гранитов и пегматитов возможен переход с точки 7 сразу на точку 10 (карьер по гранитному пегматиту).

Точка 8. Зональное линзообразное тело скарнов среди бруситовых мраморов. Центральная часть тела сложена акерманит-монтichelлитовыми скарнами (25-30% акерматита). В качестве второстепенных примесей в породе присутствуют также куспидин, волластонит, вилькеит и диопсид. Акерманит содержит 95% акерманитового компонента и 5% натрового мелилита. Макроскопически отличается от желтоватого монтichelлита своим белым цветом.

Центральная зона окаймлена зоной монтichelлитовых скарнов коричневатого-желтого цвета. Монтichelлит содержит 7% ферримонтichelлитового компонента. К бруситовым мраморам примыкает третья реакционная зона - форстеритовых кальцифиров.

Выше, рядом с этим линзовидным телом, располагается будинированная линза керсутитсодержащих диоритоподобных пород, окруженная каймами диффузионных скарнов. К зональному скарновому телу она отношения не имеет.

Точка 9. В 50 м ниже предыдущей остановки находятся довольно мощные тела серых шпинель-форстеритовых скарнов, образовавшиеся между двумя выходами нефелиновых сиенитов. Среди этих скарнов встречаются жилы кальцита, содержащие титанобудинит и азопроит

Содержание последних варьирует от I до 70% - т.е. это титанлюдовитовые и азопроитовые скарны, развитые по шпинель-форстеритовым скарнам. Мощность жил достигает 5-15 см, иногда меньше. Форма неправильная. Титанлюдовит образует черные кристаллы размером до 20 мм по длинной оси. Часто замещен бурными окислами железа.

Точка IO. Карьер, вскрывающий крупную жилу амазонитового пегматита субширотного простираения. Хорошо вскрыт всякий северный контакт жилы с вмещающими сиенитами и мраморами. Последние интенсивно переработаны.

Жила имеет четко выраженное зональное строение. Ядро мощностью до 7 м сложено дымчатым кварцем, включающим крупные идиоморфные кристаллы калишпата, интенсивно альбитизированного и частично амазонитизированного. Вокруг ядра расположена зона крупнокристаллического существенно калишпатового пегматита, а возле контакта ее сменяет зона средне- и крупнозернистого существенно плагиоклазового пегматита.

Разнообразен состав аксессуарных минералов: черный турмалин, розовый гранат, магнетит, сфен, ортит, циркон, менделеевит (разновидность бетафита). Их можно наблюдать в северной стенке карьера или в крупных глыбах отвала. Часть минералов встречается в виде крупных кристаллов.

При необходимости можно задержаться в карьере на время осмотра точек II и I2, спустившись на берег бухты ко времени осмотра точки I3.

Точка II. Линзовидное тело фойнитов среди бруситовых мраморов. Здесь вслед за эндоконтактной зоной ийолитов развита мощная зона (1-2 м) крупнокристаллических шпинель-форстеритовых скарнов. Эти скарны, а также фойниты, рассечены жилами кальцит-флогопитовых пород. С образованием последних в шпинель-форстеритовых скарнах связана зона перовскитизации. Здесь перовскит имеет кубический габитус: размеры кристаллов обычно 3-8 мм, иногда достигают 15 мм по ребру куба. Нефелиновые сиениты и кальцит-флогопитовые породы рассечены жилками цеолитов (натролита и томсонита) мощностью до I см.

Вблизи от этого скарнового тела имеются выходы других тел нефелиновых сиенитов, в экзоконтакте которых развиты сиреневые титанфассаитовые скарны. Последние интересны тем, что в основном содержат трехвалентный титан, а это свидетельст-

вует о весьма восстановительных условиях их формирования. В породах содержится до 5% пирротина.

Точка I2. Находится в 50 м ниже предыдущей. На крутом склоне имеется раздув жильных шпинель-форстеритовых скарнов серого и фиолетового цвета со сравнительно обильной, хотя и мелкой, вкрапленностью тажеранита. Тажеранит виден лишь под лупой в виде оранжевых и красноватых кристаллов с жирным блеском.

Точка I3. На берегу Байкала в скальном обрыве виден вертикальный разрез одного из тел трубообразных зональных скарновых тел среди бруситовых мраморов, являющихся ксенолитом в щелочных сиенитах. Здесь центральная зона диопсидовых скарнов сменяется зоной монтichelлитовых скарнов, которая обрамляется зонами форстеритовых и гумит-клиногумитовых кальцифиров. В тыловой части тела видны зоны шпинель-фассаитовых скарнов, замещенных паргаситом и нефелином.

Экскурсанты, интересующиеся минералогией гранитных пегматитов, при наличии времени могут познакомиться дополнительно с небольшой незональной пегматитовой жилкой возле уреза воды, в западной части бухты Улан-Нур. Жила находится в меланократовых, существенно пироксеновых породах, имеет несколько апофиз и параллельных жилок. Состав пегматита калишпат - плагиоклазовый, с небольшим количеством кварца и биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют ортит, образующий крупные кристаллы, магнетит и сфен.

После завершения первой части маршрута, по точкам I-I3, экскурсанты поднимаются к автобусам и переезжают в район бухты Ая, где знакомятся с гранитами и пегматитами (точки I4 и I5), а затем возвращаются на корабль.

Для тех экскурсантов, которые начали день с осмотра гранитов и пегматитов в районе бухты Ая (точки I4 и I5), точкой I3 завершается маршрут по Тажерану. После короткого отдыха экскурсанты поднимаются к автобусам и следуют на корабль.

Точка I4. - на вершине г.Тондра. Здесь выходят лейкократовые граниты аинского комплекса (рис. I7). Несколько более отчетливо, чем обычно, проявлена гнейсовидность. По составу полевых шпатов

это микроклин-плагиоклазовые граниты. Из темноцветных встречается биотит в ассоциации с гранатом, повсеместно присутствует мелкочешуйчатый мусковит бледно-зеленого цвета, иногда он развивается по биотиту. Реже отмечаются гранат-мусковит-хлоритовые и гранат-мусковитовые агрегаты. В 50 м к востоку от вершины можно наблюдать гнездообразные выделения микроклинсодержащих альбитов, жилы аплитов и редкие обособления мелкозернистых пегматитов.

Точка I5 - на вершине г.Ая. Здесь обнажаются пегматитовые тела "амебовидной" формы. Можно проследить детали строения жил в вертикальном сечении (северный обрыв скалы) и в горизонтальном (в подножии скалы одна из жил вскрыта канавой). Пегматитовые тела залегают среди лейкократовых гранитов. Резких контактов между ними нет. Эндоконтактные участки жил имеют обычно гранитную, апографическую и реже графическую структуру. Внутренние участки тел сложены пегматитами апографической и блоковой структур.

Состав пегматитов в пределах жил изменяется довольно значительно. Так, в теле у подножия скалы содержание калишпата от контакта к центру возрастает от 35 до 45% (в том числе амазонит - от 17 до 30%), кварца от 30 до 35%. Количества плагиоклаза, биотита и мусковита, наоборот, сокращаются. Из аксессуарных минералов встречаются гранат, турмалин, флюорит.

Среди гранитов этой части массива пегматитовые выделения часты, однако амазонитовые пегматиты встречаются только на вершине. Единичные кристаллы бледно-зеленого микроклина встречаются также непосредственно в гранитах и в многочисленных мелкозернистых пегматитовых телах на северо-восточном склоне горы. Кроме пегматитовых тел, в гранитах встречаются многочисленные кварцевые жилы.

С.П.Обухов, А.С.Ескин

ПРИМОРСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТОВ РАПАКИВИ
(к посещению бухты Песчаной)

Протерозойские граниты, объединяемые в приморский комплекс гранитов рапакиви, слагают узкую (2–25 км) полосу, протягивающуюся вдоль западного берега озера Байкал более чем на 330 км. С северо-запада граниты трансгрессивно перекрыты осадочными породами байкальской серии верхнего протерозоя. С юго-востока полоса распространения гранитов ограничена береговой линией Байкала, а северо-восточнее устья реки Большой Бугульдейки, по зоне Главного разлома Западного Прибайкалья, они тектонически контактируют с гетерогенным метаморфическим комплексом ольхонской и ангинской серий соответственно архейского и протерозойского возраста. В пределах этой территории гранитами сложен единый плутон, приуроченный к линеamentу краевых разломов ограничения Сибирской платформы.

Петрографически приморские граниты рапакиви подразделяются на следующие разновидности: 1) крупноовоидные граниты; 2) неравнозернистые порфириовидные граниты; 3) среднезернистые граниты; 4) мелкозернистые аллитовидные граниты.

Минеральный состав всех разновидностей характеризуется присутствием калиевого полевого шпата (микроклина) как в основной массе, так и в виде овоидов и порфировых вкрапленников, плагиоклаза (в основной массе – 10–30% АН, в оболочках овоидов – 21–26% АН), кварца, роговой обманки (с: $Ng = 17-18^\circ$, $- 2v = 76-78^\circ$), биотита. Аксессуары минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, цирконом, сфеном, ортитом, апатитом и флюоритом.

Принадлежность приморских гранитов к формации рапакиви подтверждается развитием маргинационных структур, специфичных для всех

рапакиви, и общим сходством петрохимических характеристик с классическими рапакиви Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Все разновидности приморских гранитов отличаются значительным преобладанием К над Na, высоким отношением Fe к Mg, а также высокой общей железистостью, наряду с высокой железистостью биотитов и роговой обманки, что характерно для типичных рапакиви.

В таблице I7 приводятся средний состав крупноовоидных гранитов приморского комплекса и составы минералов этих гранитов. Именно такими гранитами сложен берег Байкала в районе бухты Песчаной. Пересчеты на нормативные составы дают для калиевого полевого шпата 67.2% Or; 25.8% Ab; 7,0% An, а для плагиоклаза 60.8% Ab; 23.7% An; 15.5% Or. Железистость роговой обманки - 84, железистость биотита - 79.

Наиболее интересные разновидности приморских гранитов рапакиви можно наблюдать в крупных выходах, слагающих мысы Малая Колокольня (южный) и Большая Колокольня (северный), а также остров Бакланый камень в районе бухты Песчаной. Своеобразие ландшафта этой бухты, считающейся одним из наиболее живописных и привлекательных мест озера Байкал, связано с неравномерным выветриванием приморских гранитов. У подножья мыса Большая Колокольня, с его южной стороны, в крупных глыбах можно наблюдать типичные разновидности гранитов рапакиви с крупными овоидами микроклина, окаймленными оболочкой светлого олигоклаза.

Т а б л и ц а I7

Химический состав гранитов-рапакиви и минералов из них

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	69.84	68.39	63.33	39.75	34.00
TiO ₂	0.60	0.57	0.26	6.01	2.00
Al ₂ O ₃	13.84	18.08	19.01	7.26	19.50
Fe ₂ O ₃	1.73	0.08	1.65	15.16	13.66
FeO	2.33	0.16	0.19	16.77	18.39
MnO	0.05			0.55	0.28
MgO	0.57	сл	0.12	2.35	3.57
CaO	1.84	0.60	4.22	7.14	0.56
Na ₂ O	2.90	2.53	5.98	1.05	0.12
K ₂ O	5.11	9.77	2.37	1.45	8.44
F	-	-	-	0.22	0.14

Составы: 1-средний состав крупноовоидных гранитов-рапакиви приморского комплекса; 2-калиевый полевой шпат; 3-плагиоклаз; 4-роговая обманка; 5-биотит.

А. В. Сидоров

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИРКУТСКОГО
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Музей Иркутского политехнического института является третьим по величине собранием минералов в высших учебных заведениях СССР. Насчитывая в своих фондах 27250 образцов, музей уступает лишь коллекциям Московского университета и Ленинградского горного института.

Музей справедливо пользуется известностью одного из богатейших собраний сибирских минералов. Высокую оценку его разнообразным, многочисленным и часто уникальным экспонатам можно прочесть в тысячах отзывов на разных языках мира. Посетителей музея поражает и то, что его экспонаты доставлены в музей в основном студентами и выпускниками Института. Организованный в 1947 г. как учебный музей при кафедре минералогии, музей превратился ныне в самостоятельное учреждение, ведущее, наряду с учебной, большую просветительскую работу. Ежегодно его посещают до тысячи групп посетителей, в том числе около 300 групп туристов и научных работников из-за рубежа.

Основу музея составляют учебные коллекции для групповых и самостоятельных занятий студентов — будущих геологов, горняков, обогащателей, металлургов. Систематическая коллекция построена по химической систематике: самородные элементы, сульфиды и их аналоги, окислы и гидроокислы, галоиды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, вольфраматы, молибдаты, ванадаты, бораты, силикаты.

С учебной целью в музее имеется кристаллографическая выставка, где выставлены деревянные модели многогранников, а рядом с ними — природные кристаллы. Ряд витрин посвящен разновидностям минеральных агрегатов, псевдоморфозам, физическим свойствам, онтогении

минералов. Имеются специальные экспозиции по драгоценным и поделочным камням, по синтетическим аналогам минералов.

Процессы минералообразования иллюстрируются экспозициями по минералам пегматитов, гидротермальных месторождений, скарнов, кимберлитов и т.п.

Особый интерес представляют витрины, посвященные месторождениям Иркутской области и минералам, открытым иркутскими исследователями.

Остановимся более подробно на некоторых коллекциях и образцах, находящихся в экспозиции музея (рис.18).

В витрине "Элементы" обращают на себя внимание вкрапленные руды золота, замечательный образец кварца с заметными включениями золота и тонкодисперсными образованиями молибденита, золото на магнетите, в диорите. Рядом находятся модели золотых самородков с ленских (бодайбинских) приисков и среди них - самородков весом 9 кг 130 г (найден в 1950 г.) и 12 кг 360 г ("Великан"), найденного в 1957 г. горным мастером Г.Г.Гилязовым. На фото он изображен с найденным "Великаном". Здесь же привлекают внимание дендриты и другие формы самородков меди, проволочные формы серебра, мелкие капельки самородков ртути на киновари, образцы самородных мышьяка, сурьмы, крупные штуфы графита с Ботогольского месторождения в Восточном Саяне.

В витрине "Сульфиды и их аналоги" следует обратить внимание на уникальные образцы аурипигмента из ЯАССР, монокристаллы марматита (в поперечнике до 12 см), их сростки весом 50 и 150 кг из месторождения Савинское № 5 в Читинской области, конкреции марказита, сростки крупных кубических кристаллов пирита.

В музее хорошо представлены разновидности кварца, в том числе горный хрусталь с включениями рутила ("волосы Венеры"), крупные жеоды аметиста, образцы дымчатого кварца и мориона, а также хризопраза и цитрина.

В витрине "Галоиды" значительное место занимают разнообразные по цвету и форме выделений экспонаты флюорита сибирских месторождений и среди них - октаэдрический кристалл бесцветного флюорита с наблюдаемыми визуально газово-жидкими включениями.

Из экспонатов класса "Карбонаты" выделяются образцы магнезита с крупнейшего в мире Саввинского месторождения (Иркутская область) и редкие образцы уральского малахита. Рядом можно видеть полированные плитки различных мраморов, в том числе мраморов Буровщин-

ского и Бугульдейского месторождений на Байкале.

Примерно треть выставочных витрин занимают минералы класса "Силикаты", систематизированные по их структурам. Здесь обращают на себя внимание многочисленные крупные кристаллы сибирских слюд (мусковит и флогопит), крупные монокристаллы полевых шпатов, их друзы, виллуит (разновидность везувиана с реки Виллой), байкалит (диопсид со Слюдянского месторождения на Байкале).

Специальное внимание следует уделить выставке "Полезные ископаемые Иркутской области" с крупными кристаллами слюд, сферолитовыми образованиями магнетита из Ангаро-Илимского **железородного** района, крупными валунами темно-зеленого нефрита, многочисленными образцами лазурита.

Выставлены минералы, открытые впервые иркутскими минералогами: чароит, армстронгит, азопроит, тажеранит и др.

В музее имеются и другие региональные выставки: по Монголии, по району строящейся Байкало-Амурской **железнодорожной** магистрали, по Дальнегорскому месторождению.

Л и т е р а т у р а
R e f e r e n c e s

- Барабанов В.Ф. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения. - "Зап.Всесоюз.минерал.об-ва", ч.83, вып.2,1954.
- Воробьев Е.И., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н. Стронций и барий в кальцитах карбонатных пород Слюдянских флогопитовых месторождений (Юго-Западное Прибайкалье). - "Геохимия", 1975, № 12, с.1807-1815.
- Гаврусевич Б.А. О составе флогопитов в зависимости от генетических типов фаз флогопитового процесса. - Тр.ЛИАН, вып.5,1935.
- Герлинг Э.К., Варшавская Э.С. Определение возраста пород Онотско-Бельской и Присяянской зон Восточного Саяна рубидий-стронциевым изохронным методом. - "Геохимия", 1966, № 6, с.627-633.
- Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., "Наука", 1976, с.105-120.
- Добрецов Н.Л. Группа пироксенов. - В кн.: Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970, с.360-379.
- Елизарьев Ю.З. К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения. - Тр.Ирк.гос.ун-та, т.14, сер.геол., вып.4,1959.
- Жариков В.А. Скарновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968, с.220-302.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Минералого-геохимическая зональность Аинского гранитного массива в Западном Прибайкалье. - В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири". Иркутск,1976, с.120-125.
- Калинин П.В. Минералы Слюдянского района. - В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района. ГОНТИ, 1939, с.176-244.
- Калинин П.В. Генезис флогопитовых месторождений. - В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района. ГОНТИ,1939, с.245-262.
- Калинин П.В., Роненсон Б.М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. - "Советская геология",1957, сб.58, с.56-73.
- Карсаков Л.П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореферат канд.дисс.Владивосток,1973, с.23.
- Кастрыкина В.М. Петрология сутамского метаморфического комплекса. Автореферат канд.дисс. М.,1974, с.30.

- Кастрыкина В.М. Минералогия метаморфических пород сутамского комплекса архея Алданского щита. - В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., "Наука", 1976, с.56-76.
- Когарко Л.Н. Отношения Ni/Co - индикатор мантийного происхождения магм. - "Геохимия", 1973, № 10, с.1441-1447.
- Кокшаров Н. Материалы для минералогии России. Спб, ч.1, 1852.
- Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, "Наука", 1974, 246 с.
- Конев А.А., Ушаповская З.Ф., Кашаев А.А., Лебедева В.С. Тажеранит - новый кальций-титан-циркониевый минерал. - "Докл.АН СССР", 1969, т.186, № 4, с.917-920.
- Конев А.А., Лебедева В.С., Кашаев А.А., Ушаповская З.Ф. Азопроит - новый минерал из группы людвигита. - "Зап.Всесоюз. минерал.об-ва", 1970, ч.ХСІХ, вып.2, с.225-231.
- Коржинский Д.С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса южного Прибайкалья. - "Зап.Всерос.мин. об-ва", ч.ХУ, № 2, 1936, с.247-280.
- Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. - Труды инст.геол.наук, вып.61, Петрографическая серия (№ 21), 1945.
- Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Тр. Ин-та геол.АН СССР, вып.29, 1947.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, Изд-во АН СССР, с.335-456.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. - В кн.: Петрография, ч.1, Изд-во МГУ, 1976, с.269-287.
- Кориковский С.П., Кислякова Н.Г. Реакционные структуры и фазовые равновесия в гиперстен-силлиманитовых кристаллосланцах сутамского комплекса Алданского щита. - В кн.: Метасоматиты и оруденение. М., "Наука", 1975, с.314-342.
- Крылов И.Н., Шафеев А.А. Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в Юго-Западном Прибайкалье. - В кн.: Геология Прибайкалья. Путеводитель геол.

- экскурсий XII сессии АЗОПРО. Иркутск, 1969, с.30-41.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окранных континентов и островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970, с.249-261.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965, с.326.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970, 391 с.
- Петрова З.И., Левицкий В.И., Изменение карбонатных пород в зоне ультраметаморфизма (Юго-Западное Прибайкалье). - В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, "Наука", 1974, с.153-158.
- Пилипенко П.П. К минералогии и геологии Слюдянского района. - "Мин. сырье", 1930, № 10.
- Резницкий Л.З., Воробьев Е.И. Закономерные микровключения барита в кальцитах флогопитовых жил Слюдянки. - "Докл. АН СССР", 1975, т.222, № 3, с.690-693.
- Резницкий Л.З. Сингенетичные микровключения ангидрита в кальцитах и апатитах флогопитовых жил Слюдянки (Южное Прибайкалье). - "Докл. АН СССР", т.226, № 2, 1976, с.433-436.
- Самойлов В.С., Конев А.А. Новые данные о тажераните и кальцитритите. - В кн.: Вопр. петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири". Иркутск, 1974, с.98-104.
- Смирнов С.С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья (район Слюдянки). - Тр. Геолог. комитета, вып.83 (Материалы по общей и прикладной геологии), 1928.
- Соболев В.С., Костюк Е.А. Группа амфиболов. - В кн.: Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970, с.379-400.
- Соболев Н.В. Гранаты. - В кн.: Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970, с.328-340.
- Соботович Э.В., Гращенко С.М., Ловцов А.В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1965, № 9.
- Сулоев А.И. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района. - В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района. ГОНТИ, 1939, с.5-114.
- Ушакова Е.Н., 1970 г. Биотиты. - В кн.: Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970, с.400-411.
- Шабынин Л.И. Формация магнизиальных скарнов, М., "Наука", 1973, 213 с.

- Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., "Наука", 1970, с.179.
- Шмакин Б.М. Об изменении щелочности послемагматических растворов в процессе флогопитообразования. - "Докл.АН СССР", 1962, т.144, № 5.
- Шмакин Б.М., Макагон В.М., Конев А.А., Иванов А.Н. "Амазонитовые пегматиты Приольхонья (Зап.Прибайкалье). - "Зап.Всесоюз.минерал.об-ва", 1973, ч.С II, вып.5, с.591-599.
- Boyd F.R. A pyroxene geotherm. - "Geochim. et Cosmochim. acta", 1973, v.37, No.12, p.2533-2546.
- Goldsmith J.R., Newton R.C. P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures. - "Am. Journ. Sci.", 1969, Shairer Volume 267-A, p.267-283.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granulitization of the major paragneiss, North-West Adirondack Mountains, New York. Part. II. Mineralogy. - "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1960, v.71, No.1, p.1-58.
- Howie K.A., Subramanian A.P. The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite, and related granulites. - "Min. Mag.", 1957, v.31, No.238, p.565-586.
- Koksharow N. Materialien zur Mineralogie Russlands. II, III, V. 1854-1886.

Т а б л и ц а I

Химический состав гранатов, гиперстенов и роговых обманок из известково-силикатных пород основного состава в Юго-Западном Прибайкалье

T a b l e 1

Chemical composition of garnet, hypersthene and hornblende from basic calcareous-silica rocks of SW. Cisbaikalia

	Гранат Garnet			Гиперстен Hypersthene		Роговая обманка Hornblende		
	I	I ^A	I ^O	2	3	I	2	3
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39.10	37.60	38.00	50.80	52.90	43.70	42.80	42.70
TiO ₂	0.08	н.обн.	0.01	0.24	0.15	0.79	0.58	1.50
Al ₂ O ₃	22.60	21.90	20.96	3.92	1.30	13.55	16.10	11.10
Fe ₂ O ₃	0.58	сл	5.05	2.36	1.09	3.32	3.12	5.08
FeO	22.00	28.93	18.40	17.82	21.02	7.50	6.51	9.93
MnO	0.80	1.12	1.12	0.36	0.37	0.10	0.15	0.20
MgO	11.40	4.75	9.10	24.67	22.00	15.05	15.15	12.29
CaO	4.10	6.17	6.61	н.обн.	0.80	10.94	10.80	11.35
Na ₂ O	н.обн.	н.обн.	0.27	н.обн.	0.10	2.19	2.40	1.44
K ₂ O	н.обн.	н.обн.	0.24	н.обн.	0.10	0.43	0.32	1.51
Cr ₂ O ₃	0.17	0.044	0.076	0.026	0.016	0.12	0.04	0.064
H ₂ O ⁺	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	1.77	1.49	2.15
F	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	0.27	0.12	0.64
Сумма	100.43	100.51	99.84	100.30	99.64	99.73	99.58	99.86
Ng	1.760	1.760	1.760	1.700	-	-	-	-
Np	-	-	-	1.690	-	-	-	-
2V	-	-	-	(-)80 ⁰	-	-	-	-
f	51.95	77.30	53.11	28.80	34.84	21.80	19.23	30.8
Пироп	42.04	18.25	36.70	-	-	-	-	-
Альм.	45.47	62.25	41.58	-	-	-	-	-
Спес.	1.66	2.45	2.57	-	-	-	-	-
Грос.	10.83	17.05	19.15	-	-	-	-	-
Si	2.95	2.95	2.94	1.86	1.97	6.32	6.19	6.29

Т а б л и ц а I (продолжение)

T a b l e 1 (continued)

I	2	3	4	5	6	7	8	9
Al ^{IV}	0.01	0.03	0.06	0.14	0.03	1.60	1.74	1.54
Al ^{VI}	2.01	2.00	1.85	0.03	0.03	0.71	1.01	0.39
Ti	-	-	-	-	-	0.08	0.07	0.17
Fe ⁺³	0.04	-	0.29	0.06	0.03	0.36	0.33	0.57
Mg	1.28	0.56	1.05	1.35	1.22	3.24	3.28	2.70
Fe ⁺²	1.38	1.89	1.19	0.35	0.65	0.90	0.78	1.20
Mn	0.05	0.07	0.07	0.01	0.01	-	0.02	0.02
Ca	0.33	0.52	0.55	-	0.03	1.70	1.68	1.79
Na	-	-	-	-	-	0.63	6.68	0.41
K	-	-	-	-	-	0.07	0.05	0.28
OH	-	-	-	-	-	0.70	1.44	2.12
F	-	-	-	-	-	0.13	0.05	0.30

Примечание: I, I^a, I^b - гранатовые апоэклогитовые амфиболиты, 2 - гиперстен-роговообманковый сланец (сланцевая серия), 3 - роговообманково-двупироксеновые сланцы (шарыжалгайская серия).

Аналитик Г.В.Бондарева.

1, 1a, 1b - garnet apoclogitic amphibolites, 2 - hypersthene-hornblende schist (Sludyanka series), 3 - hornblende-bipyroxene schist (Sharyzhalgai series).

Chemist: G.V.Bondareva

In all Tables:

п.п.п.	- loss in ignition	гр.	- garnet
Сумма (Σ)	- total	Пироп	- Pyrope
сл.	- traces	Альм.	- Almandine
н.обн.	- not discovered (nil)	Спес.	- Spessartine
н.опр.	- not determined	Грос.	- Grossular
нераст.ост.	- undis.rem.	Si	- surplus of silicium
Уд.вес	- spec.wt.	F	- fluorine
N	- ind.of refr.	f	- ferruginity
пор.	- rock	Fe _{общ.}	- Fe _{total}
мин.	- mineral		

Т а б л и ц а 2

Химические составы гранатов, гиперстенов и биотита из пород среднего состава (гранатосодержащие эндробиты)

T a b l e 2

Chemical composition of garnets, hypersthene and biotite from intermediate composition rocks (garnet-containing enderbitites)

I	Гранаты Garnets		Гиперстены Hypersthene		Биотит Biotite
	2	3	4	5	6
SiO ₂	35.10	37.90	49.40	51.30	36.80
TiO ₂	0.35	н.обн.	0.13	0.05	5.58
Al ₂ O ₃	22.10	21.90	3.20	2.60	15.13
Fe ₂ O ₃	1.80	1.44	1.62	сл.	2.50
FeO	32.14	26.08	28.98	26.26	17.32
MnO	1.25	1.28	0.40	0.47	0.05
MgO	5.43	6.40	15.95	17.94	10.52
CaO	2.37	4.49	0.46	0.84	0.25
Na ₂ O	0.10	н.обн.	0.10	-	0.10
K ₂ O	0.10	н.обн.	0.10	-	8.57
Cr ₂ O ₃	н.обн.	0.09	н.обн.	0.05	н.опр.
H ₂ O ⁺	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	2.49
F	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	0.42
Сумма	100.54	99.58	100.14	99.51	99.50
f	76.80	69.54	50.44	45.13	48.10
Пироп	21.06	25.64			
Альмандин	69.72	58.53			
Спессартин	2.67	2.90			
Гроссуляр	6.55	12.93			
Si	2.82	2.96	1.91	1.96	2.81
Al ^{IV}	0.18	0.04	0.09	0.04	1.19
Al ^{VI}	1.91	1.98	0.05	0.08	0.19
Ti	0.01	-	-	-	0.32
Fe ⁺³	0.10	0.08	0.05	-	0.15
Mg	0.65	0.75	0.92	1.02	1.19
Fe ⁺²	2.15	1.70	0.94	0.84	1.12
Mn	0.08	0.08	0.01	0.01	-

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

T a b l e 2 (continued)

I	2	3	4	5	6
Ca	0.20	0.38	0.02	0.03	0.02
Na	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	0.84
OH	-	-	-	-	1.28
F	-	-	-	-	0.10

Аналитик Г.В.Бондарева

Chemist: G.V.Bondareva

Т а б л и ц а 3

Химический состав гранатов из кварцсодержащих, пересыщенных
 Al_2O_3 пород

T a b l e 3

Chemical composition of garnets from quartz-containing rocks
supersaturated with Al_2O_3

	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	38.64	37.90	38.00	38.50	37.20	38.00	39.20	39.50
TiO_2	0.24	н.обн.	сл	0.08	0.23	н.обн.	0.07	0.08
Al_2O_3	22.53	21.70	21.60	22.50	22.30	22.50	23.00	23.80
Fe_2O_3	н.обн.	0.48	0.80	сл.	3.18	1.63	2.58	1.00
FeO	30.17	21.07	30.50	29.04	25.60	26.91	21.99	20.88
MnO	0.75	0.98	1.17	0.37	0.67	1.69	0.77	0.77
MgO	6.71	6.34	6.01	8.86	8.72	8.72	11.14	13.37
CaO	1.20	1.40	1.68	1.18	1.12	0.84	0.56	0.85
Na_2O	н.обн.	н.обн.	0.28	0.10	0.16	0.25	н.опр.	0.10
Cr_2O_3	0.03	0.112	0.07	0.16	0.04	0.006	н.опр.	н.опр.
Сумма	100.27	99.98	100.29	100.53	99.22	100.55	99.31	100.23
N	1.790	1.780	н.опр.	1.760	н.опр.	н.опр.	н.опр.	1.754
f гр.	71.7	73.26	74.00	64.74	62.35	63.39	52.58	46.78
f породы	60.00	43.83	54.00	59.09	60.00	57.00	55.50	47.00
Пироп	26.89	25.10	22.49	33.77	35.05	34.33	45.77	51.16

Т а б л и ц а 3 (продолжение)
T a b l e 3 (continued)

	I	2	3	4	5	6	7	8
Альм.	68.11	68.71	70.40	62.08	57.79	59.48	50.75	45.00
Спес.	1.59	2.24	2.59	0.92	3.89	3.81	1.84	1.52
Грос.	3.41	3.95	4.52	3.23	3.27	2.38	1.64	2.32
Si	3.00	2.99	2.99	2.97	2.87	2.94	2.97	2.95
Al ^{IV}		0.01	0.01	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05
Al ^{VI}	2.07	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	2.00	2.04
Ti	0.01	-	-	-	0.01	-	-	-
Fe ⁺³	-	0.02	0.04	-	0.18	0.09	0.14	0.05
Mg	0.78	0.75	0.71	1.02	1.00	1.00	1.25	1.48
Fe ⁺²	1.96	2.05	2.01	1.87	1.66	1.74	1.39	1.30
Mn	0.05	0.07	0.08	0.03	0.11	0.11	0.05	0.04
Ca	0.09	0.12	0.14	0.09	0.09	0.07	0.05	0.06

Примечание. Обр. I, 4, 7 и 8 - из пород слюдянской серии; обр. 2 и 5 - из шарыжалгайской серии; обр. 3 и 6 - из безымянской свиты.

Аналитики Г.В.Бондарева (№№ 2-8) и Т.А.Лакно (№ I).

1,4,7 and 8 - from rocks of the Sludyanka series; 2 and 5 - from the Sharyzhalgay series; 3 and 6 - from the Bezymian suite.
Chemists: G.V.Bondareva (2-8) and T.A.Lakhno (1).

Химические составы гиперстенов, биотитов и кордиерита из кварцсодержащих пересыщенных Al_2O_3 пород Юго-Западного Прибайкалья

Table 4

Chemical composition of hypersthene, biotites and cordierite from quartz-containing rocks supersaturated with Al_2O_3 , S.W. Cisbaikalia

	Гиперстены				Биотиты		Кордиерит
	Hypersthene				Biotites		Cordierite
	1	2	3	4	5	6	7
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53.30	49.10	53.00	51.60	39.00	41.20	51.60
TiO_2	0.28	0.02	0.08	0.39	4.90	3.35	0.05
Al_2O_3	3.22	5.65	4.40	8.80	14.75	15.50	30.50
Fe_2O_3	1.22	3.18	0.11	0.86	2.23	1.68	1.69
FeO	18.02	21.79	13.23	14.02	11.13	4.88	2.01
MnO	0.50	0.18	0.41	0.13	0.02	0.10	0.02
MgO	22.49	19.34	27.62	23.16	15.01	20.76	9.97
CaO	0.56	0.28	0.56	0.34	н.обн.	0.14	сл.
Na_2O	0.17	0.10	н. опр.	0.16	н.обн.	0.20	0.25
K_2O	0.15	0.10	н. опр.	0.20	9.39	9.16	0.50
Cr_2O_3	н. опр.	0.23	н. опр.	н. опр.	0.63	0.32	н. опр.
H_2O	-	-	-	-	3.29	2.31	2.82(?)
F	-	-	-	-	1.17	1.45	0.05
Сумма	99.91	99.77	99.41	99.66	100.93	99.84	99.76
f част.	31.00	39.69	21.00	25.36	29.28	11.66	16.8
f породы	55.50	47.00		37.10	47.00		29.00
Ng		1.725			1.643		1.549
Np		1.714					1.540
2V		-72	-65°	-65°			+76°
Si	1.95	1.85	1.90	1.86	2.86	2.96	
Al^{IV}	0.05	0.15	0.10	0.14	1.14	1.04	
Al^{VI}	0.09	0.10	0.08	0.27	0.12	0.27	
Ti	0.01	-	-	0.01	0.26	0.18	
Fe^{+3}	0.03	0.09	-	0.02	0.12	0.08	

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

T a b l e 4 (continued)

I	2	3	4	5	6	7	8
Mg	1.23	1.09	1.48	1.24	1.63	2.21	
Fe ⁺²	0.55	0.68	0.40	0.42	0.67	0.29	
Mn	0.01	-	0.01	-	-	0.004	
Ca	0.02	0.01	0.02	0.01	-	0.012	
Na					-	-	
K					0.87	0.83	
OH					1.60	1.10	
F					0.63	0.76	

Аналитики Т.А.Лакно (2, 5 и 7), Г.А.Кравченко (№ 1), Г.В.Бондарева (3 и 4), Н.Г.Таскина (6).

Chemists: T.A.Lakhno (2,5 and 7), G.A.Kravchenko (1), G.V.Bondareva (3 and 4), N.G.Taskina (6).

Т а б л и ц а 5

Средние химические составы карбонатных и карбонатно-силикатных пород слюдянской серии, вес.%

Table 5
Average chemical compositions of carbonate and carbonate-silica rocks of the Sludyanka series, wt.%

	I (2I)	2 (29)	3 (8)	4 (7)	5 (34)	6 (2I)	7 (I7)	8 (I3)
SiO ₂	59.20	52.57	4.05	6.29	31.85	22.14	6.22	8.90
TiO ₂	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.11
Al ₂ O ₃	0.50	0.42	0.17	0.41	0.13	0.28	0.45	1.11
Fe ₂ O ₃	0.19	0.07	0.08	0.16	0.12	0.14	0.21	0.42
FeO	0.38	0.48	0.14	0.27	0.15	0.26	0.14	0.36
MnO	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.06
CaO	21.52	33.11	32.04	42.27	46.76	42.85	48.96	48.47
MgO	12.31	19.99	19.98	10.68	1.45	2.05	4.08	1.45
Na ₂ O	0.21	0.30	0.16	0.20	0.14	0.13	0.20	0.40
K ₂ O	0.16	0.19	0.07	0.21	0.05	0.06	0.19	0.38
SO ₃	0.01	0.02	0.02	0.08	0.08	0.01	0.07	н.обн.
P ₂ O ₅	1.52	0.05	0.01	0.04	0.03	0.05	0.08	0.05
п.п.п.	3.75	32.38	43.01	39.07	19.10	31.96	38.89	37.93
Сумма	99.78	99.65	99.75	99.74	99.89	99.95	99.51	99.64

Магнезиальный ряд: I - породы кварц-диопсидовые; 2 - кальцифит-форстеритовые; 3 - мраморы доломитовые; 4 - мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые. Известковый ряд: 5 - мраморы и породы волластонитовые; 6 - мраморы и породы кварц-кальцитовые; 7 - мраморы кальцитовые белые; 8 - мраморы кальцитовые розовые.

(В скобках указано количество анализов, по которому подсчитано среднее значение).

Magnesian row: 1 - quartz-diopside rocks; 2 - forsterite calciphyres; 3 - dolomite marbles; 4 - calcite-dolomite and dolomite-calcite marbles.

Calcareous row: 5 - marbles and wollastonite rocks; 6 - marbles and quartz-calcite rocks; 7 - white calcite marbles; 8 - pink calcite marbles.

(In brackets are numbers of analyses).

Средние химические составы карбонатных пород хангарульской серии, вес.%

Average chemical compositions of carbonate rocks of the Khangarool series, wt. %

T a b l e 6

	I (10)	2 (27)	3 (3)	4 (4)	5 (14)
SiO ₂	14.46	2.16	5.17	5.11	7.71
TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	0.32	0.30	0.53	0.93	0.92
Fe ₂ O ₃	0.10	0.12	0.22	0.26	0.34
FeO	0.22	0.05	0.16	0.04	0.63
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04
CaO	30.75	31.32	41.05	49.57	50.32
MgO	23.59	20.58	11.87	3.21	1.11
Na ₂ O	0.15	0.12	0.19	0.19	0.28
K ₂ O	0.15	0.10	0.17	0.34	0.24
SO ₃	0.01	0.01	н.обн.	н.обн.	0.02
P ₂ O ₅	н.обн.	0.01	0.01	н.обн.	0.03
п.п.п.	30.20	44.84	40.48	40.03	38.23
Сумма	99.98	99.63	99.89	99.73	99.92

1 - кальцифиры форстеритовые; 2 - мраморы доломитовые; 3 - мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые; 4 - мраморы кальцитовые белые; 5 - мраморы кальцитовые зеленовато-белые.

1 - forsterite calciphyres; 2 - dolomite marbles; 3 - calcite-dolomite and dolomite-calcite marbles; 4 - white calcite marbles; 5 - greenish-white calcite marbles.

Химические составы волластонитов, вес.%

Chemical composition of wollastonites from different rocks, wt.%

	I	2	3	4
SiO ₂	51.70	52.50	52.60	53.90
TiO ₂	н.обн.	н.опр.	н.опр.	н.опр.
Al ₂ O ₃	0.10	н.обн.	н.обн.	н.обн.
Fe ₂ O ₃	0.06	0.06	0.08	0.03
MgO	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
CaO	47.38	46.55	46.27	44.86
Na ₂ O	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
K ₂ O	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
H ₂ O ⁻	0.12	0.04	н.обн.	0.16
H ₂ O ⁺	1.16	0.84	0.80	1.24
Сумма	100.40	99.95	99.75	100.01

1 - мрамор волластонитовый; 2 - кальцифир волластонитовый;
3 - порода кальцит-волластонитовая; 4 - порода кварц-диопсид-волластонитовая.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР (аналитик Н.Г.Таскина).

1 - wollastonite marble; 2 - wollastonite calciphyre; 3 - calcite-wollastonite rock; 4 - quartz-diopside-wollastonite rock.

Chemist: N.G.Taskina.

Химические составы диопсидов, вес. %

Chemical composition of diopsides from different rocks, wt. %

	1	2	3	4
SiO ₂	55.00	55.20	54.70	55.10
TiO ₂	н. обн.	н. обн.	н. обн.	н. обн.
Al ₂ O ₃	0.25	0.65	0.40	0.50
Fe ₂ O ₃	0.13	0.08	0.06	0.11
FeO	0.07	0.07	0.14	0.11
MnO	н. опр.	н. опр.	н. опр.	н. опр.
MgO	18.45	18.04	18.74	18.04
CaO	25.51	25.65	25.52	25.80
Na ₂ O	0.10	0.13	0.12	0.22
K ₂ O	н. обн.	н. обн.	н. обн.	н. обн.
H ₂ O ⁻	н. обн.	н. обн.	н. обн.	0.04
H ₂ O ⁺	0.26	0.26	0.53	0.40
Сумма	99.77	100.08	100.21	100.28
Кристаллохимические формулы Crystallochemical formulae				
O	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.99	1.99	1.99	1.99
Al	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	-	0.02	0.01	0.01
Fe ²⁺	-	-	0.01	0.01
Mg	1.00	0.97	0.98	0.97
Ca	0.99	0.99	0.99	0.99
Na	0.01	0.01	0.01	0.01

1 - кальцифир волластонитовый; 2 - порода кальцит-волластонитовая; 3 - порода кварц-диопсид-волластонитовая; 4 - порода кварц-диопсидовая. (Аналитик Н.Г.Таскина).

1 - wollastonite calciphyre; 2 - calcite-wollastonite rock; 3 - quartz-diopside-wollastonite rock; 4 - quartz-diopside rock. Chemist: N.G.Taskina.

Химические составы сосуществующих гранатов и пироксенов из пироксен-гранатовых (зона 3) и гранат-пироксеновых (зона 4) скарнов, вес.%

Chemical composition of coexisting garnets and pyroxenes from pyroxene-garnet (zone 3) and garnet-pyroxene (zone 4) skarns, wt.%

	Зона 3 Zone 3		Зона 4 Zone 4	
	I	2	3	4
SiO ₂	41.20	54.20	38.80	54.70
TiO ₂	0.85	0.05	0.27	0.01
Al ₂ O ₃	16.50	1.00	15.00	0.75
Fe ₂ O ₃	7.01	1.72	8.52	0.96
FeO	0.40	3.14	0.30	3.23
MnO	0.16	0.12	0.11	0.08
MgO	н.обн.	14.51	н.обн.	14.91
CaO	33.51	24.11	35.66	24.96
Na ₂ O	0.10	0.25	н.обн.	0.19
K ₂ O	0.33	0.12	0.10	н.обн.
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.02	0.02
SO ₃	н.опр.	0.26	н.опр.	н.опр.
CO ₂	0.22	н.обн.	0.33	н.обн.
H ₂ O ⁺	н.опр.	н.опр.	0.45	0.32
	100.33	99.49	99.42	100.05

Кристаллохимические формулы

Crystallochemical formulae

O	12.00	6.00	12.00	6.00
Si	3.09	2.00	3.04	2.00
Al	1.55	0.04	1.41	0.03
Ti ₃₊	0.05	-	0.02	-
Fe ₂₊	0.42	0.05	0.51	0.03
Fe	0.03	0.10	0.02	0.10
Mn	0.01	0.01	-	-
Mg	-	0.80	-	0.84
Ca	2.85	0.96	3.00	0.99
Na	-	0.02	-	0.01
K	-	0.01	-	-

I - гранат; 2 - пироксен; 3 - гранат; 4 - пироксен. Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР (аналитики Н.Г.Таскина, Т.А.Лакно).

1 - garnet; 2 - pyroxene; 3 - garnet; 4 - pyroxene.

Chemists: N.G.Taskina, T.A.Lakhno.

Table 10

Таблица 10

Химические составы гранатов и пироксенов из полевошпат-кварц-гроссуляровых скарнов, вес. %

Chemical composition of garnets and pyroxenes from feldspar-quartz-grossular skarns, wt. %

	I	2	3
SiO ₂	40.10	40.60	53.80
TiO ₂	н.обн.	0.09	0.01
Al ₂ O ₃	22.80	21.68	0.73
Fe ₂ O ₃	0.86	0.69	0.98
FeO	н.обн.	0.05	2.08
MnO	0.05	0.02	0.02
MgO	0.60	н.обн.	16.55
CaO	34.49	35.16	24.24
Na ₂ O	0.10	0.21	0.40
K ₂ O	0.39	0.13	н.обн.
H ₂ O ⁻	-	-	-
H ₂ O ⁺	н.обн.	н.обн.	н.обн.
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.01
п.п.п.	н.обн.	0.80	0.74
CO ₂	0.22	-	-
Сумма	99.66	99.68	99.72

Кристаллохимические формулы

Crystallochemical formulae

O	12.00	12.00	6.00	
Si	3.04	3.06	1.98	} 2.00
Al	-	-	0.02	
Al	2.04	1.98	0.01	} 2.02
Ti ³⁺	-	-	-	
Fe ³⁺	0.05	0.04	0.03	} 1.01
Fe ²⁺	-	-	0.06	
Mg	0.07	-	0.91	} 0.99
Ca	2.80	2.92	0.96	
Na	-	-	0.03	

I - гроссуляр зеленоватый; 2 - гроссуляр бесцветный; 3 - диопсид; Анализы выполнены в химических лабораториях Института земной коры СО АН СССР (аналитик Н Г Таскина) и Бурятского геологического управления (аналитик В.М.Игнатович).

1 - greenish grossular; 2 - colourless grossular; 3 - diopside.

Chemists: N.G.Taskina and V.M.Ignatovich

Составы минералов из магниезальных скарнов и лестничных жил
 Слюдянского флогопитового месторождения
 Composition of minerals from magnesial skarns
 and ladder veins of the Sludyanka phlogopite deposit

	П а р г а с и т ы * P a r g a s i t e s *				
	I	2 .	3	4	
SiO ₂	40.95	40.67	41.10	40.85	
TiO ₂	0.48	0.41	0.38	0.66	
Al ₂ O ₃	15.53	16.38	15.52	15.41	
Fe ₂ O ₃	4.54	5.19	4.53	5.30	
Cr ₂ O ₃	0.46	н.опр.	0.47	сл.	
FeO	3.47	5.99	3.35	5.28	
MnO	0.07	0.13	0.12	0.08	
MgO	15.95	13.08	16.34	14.42	
CaO	12.06	13.06	12.20	12.26	
Na ₂ O	1.92	1.20	1.92	2.03	
K ₂ O	2.15	3.54	2.00	2.26	
H ₂ O ⁺	1.00	0.47	0.79	1.19	
H ₂ O ⁻	0.16	0.06	0.14	0.12	
Cl	0.35	н.опр.	0.27	н.опр.	
F	0.86	0.39	0.80	1.21	
Сумма	99.79	100.57	99.79	100.95	
O=(F,Cl) ₂	0.43	0.16	0.39	0.51	
Сумма	99.36	100.41	99.40	100.44	
	С к а п о л и т ы S c a p o l i t e s				
	5	6	7	8	9
SiO ₂	46.28	45.50	45.20	44.60	44.90
TiO ₂	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	24.88	28.40	28.20	27.90	27.50
Fe ₂ O ₃	0.21	0.25	0.25	н.обн	н.обн
FeO	0.10	сл.	сл.	сл.	сл.

Т а б л и ц а II (продолжение)

Table 11 (continued)

	5	6	7	8	9
MnO	сл.	0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03
MgO	1.04	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
CaO	14.53	17.95	18.72	17.98	17.18
SrO	н.опр.	0.03	0.03	0.18	0.21
Na ₂ O	4.30	2.90	2.88	3.30	3.47
K ₂ O	0.36	0.30	0.15	0.18	0.25
H ₂ O ⁺	3.71	0.46	0.24	0.32	0.44
	(п.п.п.)				
H ₂ O ⁻	0.37	0.02	н.обн.	н.обн.	н.обн.
CO ₂	3.69	4.20	4.25	3.00	3.20
SO ₃	0.19	0.11	0.38	2.51	2.41
Cl	0.07	сл.	0.06	0.11	0.15
F	0.14	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
O=(Cl, F) ₂	0.06	-	0.01	0.02	0.03
Сумма	100.15	100.33	100.33	100.06	99.71
	(TR -0.17)				
	(BaO-0.17)				
А п а т и т ы					
A p a t i t e s					
	10	11	12	13	14
SiO ₂	н.обн.	н.обн.	1.2	1.00	1.00
TiO ₂	н.опр.	н.опр.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
Al ₂ O ₃	0.24	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
Fe ₂ O ₃	0.25	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.
FeO	н.опр.	н.опр.	сл.	сл.	сл.
MnO	н.обн.	н.обн.	0.02	0.01	0.10
MgO	н.опр.	0.07	< 0.14	< 0.14	< 0.10
CaO	54.64	55.42	55.54	54.98	54.98
Na ₂ O	н.опр.	0.04	0.27	0.39	0.34
K ₂ O	н.опр.	н.обн.	< 0.05	< 0.05	< 0.05
P ₂ O ₅	40.52	41.04	40.22	40.63	40.76

Т а б л и ц а II (продолжение)

T a b l e 11 (continued)

	I0	II	I2	I3	I4
SO ₃	0.40	0.70	1.00	1.16	1.18
H ₂ O ⁺	} 0.46	} 0.34	0.45	0.34	0.28
H ₂ O ⁻			0.04	0.08	0.06
F	2.30	2.80	3.10	2.86	3.00
Cl	0.65	0.58	0.06	0.11	0.06
CO ₂	н. опр.	0.60	0.11	0.44	0.22
нераст. ост.	1.78	н. обн.	-	-	-
O=(F , Cl) ₂	1.11	1.32	1.31	1.22	1.26
Сумма	100.13	100.47	100.66	100.70	100.66
		(TR - 0.09)			

Полевые шпаты лестничных жил

Ladder-vein feldspars

	I5	I6	I7
SiO ₂	59.85	60.44	60.48
TiO ₂	сл.	н. обн.	н. обн.
Al ₂ O ₃	20.64	21.11	20.98
Fe ₂ O ₃	н. опр.	н. обн.	н. обн.
FeO	н. опр.	0.07	0.07
MnO	н. обн.	н. обн.	н. обн.
MgO	0.21	н. обн.	0.30
CaO	0.86	0.22	0.34
BaO	6.92	4.50	5.10
Na ₂ O	0.93	2.74	2.21
K ₂ O	11.07	10.62	11.08
H ₂ O ⁻	0.12	0.08	0.10
H ₂ O ⁺	0.12	0.36	0.24
Сумма	100.60	100.06	100.80

* Примечание. Паргаситы из контактово-пластовых метасоматитов ("эндоскарнов"): I - мелкозернистая диопсид-паргаситовая порода, 2 - гнезда с крупнокристаллическим паргаситом из лестничных жил;

3 - диопсид-паргаситовая зона, 4 - крупнокристаллический. Скаполиты контактово-пластовых тел: 5 - глауколит из "корковых" (?) скарнов, 6,7 - скаполиты из салит-скаполитовых пород; 8,9 - крупнокристаллические из лестничных жил. Апатиты: 10,11 из гнезд в зонах диопсидовых метасоматитов; 12-14 - крупнокристаллические из лестничных жил.

Анализы 2,5,10,11, 15 по литературным данным; 16,17 - из материалов Ф.В.Кузнецовой.

Прочие - по материалам автора.

Аналитики Т.А.Лахно, Н.Г.Таскина, К.Ф.Дмитриева.

* Pargasites from contact-bed metasomatites ('endoskarns'):

1 - fine-grained diopside-pargasite rock, 2 - patches with coarse-crystalline pargasite from ladder veins, 3 - diopside-pargasite zone, 4 - coarse-crystalline. Scapolites of contact-bed-like bodies: 5 - glaucolite from 'crustal' (?) skarns; 6,7 - scapolites from sahlite-scapolite rocks; 8,9 - coarse-crystalline from ladder veins. Apatites: 10,11 - from patches in zones of diopside metasomatites; 12-14 - coarse-crystalline from ladder veins.

Analyses 2,5,10,11,15 - according to literature

16,17 - by F.V.Kuznetsova

others - by the author

Chemists: T.A.Lakhno, N.G.Taskina, K.F.Dmitrieva

Т а б л и ц а 12

Т а б л и ц а 12

Химический состав пород Белой выемки
Chemical composition of White Cutting rocks

№ пробы	10/3	11/1	9/16	23-III-3	12-III-3	5-I-I	6-I-3	13-I-4
№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	2.19	14.36	36.44	47.85	46.16	60.54	43.60	49.20
TiO ₂	н.обн.	0.11	0.16	0.10	0.52	1.11	0.51	0.65
Al ₂ O ₃	0.27	1.28	7.70	15.57	9.23	15.80	13.58	7.24
Fe ₂ O ₃	0.30*	0.47*	0.03	0.36	3.08	1.59	4.70	2.18
FeO			0.93	н.обн.	0.58	0.18	1.08	1.08
MnO	0.01	0.02	0.02	н.опр.	0.08	0.01	0.07	0.05
MgO	21.56	20.75	34.46	9.32	15.75	2.08	13.73	17.21
CaO	30.28	33.09	7.30	13.30	22.75	4.64	19.43	18.34
Na ₂ O	0.10	0.29	4.00	4.91	0.19	1.55	1.16	0.28
K ₂ O	0.06	0.12	1.92	4.31	0.10	11.32	0.29	2.01
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.02	0.25	0.06	0.44	0.21	0.10
CO ₂	44.93	29.62	7.30	3.19	н.опр.	0.70	н.опр.	н.опр.
п.п.п.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	0.20	1.43	0.26	1.45	1.46
Сумма	99.72	100.12	100.28	99.36	99.93	100.22	99.81	99.83

Примечание.*) Суммарное железо, выраженное в виде Fe₂O₃.
1 - доломитовый мрамор; 2-6 - породы ультраметаморфического этапа: шпинеле-форстеритовый кальцифир (2) и нефелино-кальцит-форстеритовая порода (3) мигматитовой стадии, нефелино-кальцит-пироксеновая порода магматической стадии (4), шпинеле-пироксеновый скарн магматической стадии (5), пироксеновый сиенит (6); 7-8 - породы постмагматического этапа: - шпинеле-пироксеновый скарн I стадии (7), - флогопито-пироксеновая порода II стадии, развития по шпинеле-пироксеновым скарнам I стадии постмагматического этапа (8). Аналитики В.А.Румянцева, О.И.Округина и Е.А.Клепикова.

* Total iron as Fe₂O₃.

1 - dolomite marble; 2-6 - ultrametamorphic-stage rocks: spinel-forsterite calciphyre (2) and nepheline-calcite-forsterite rocks (3) of migmatite phase, nepheline-potash feldspar-pyroxene rock of magmatic phase (4), spinel-pyroxene skarn of magmatic phase (5), pyroxene syenite (6); 7-8 - postmagmatic-stage rocks: spinel-pyroxene skarn of phase I (7), phlogopite-pyroxene rock of phase II (8). Chemists: V.A.Rumyantseva, O.I.Okrugina and E.A.Klepikova.

Т а б л и ц а 13

Т а б л и ц а 13

Химический состав минералов из пород Белой выемки

Chemical composition of minerals from White Cutting rocks

№ пробы	VI4-II-8	I5-I-2	9-IV-I	22-II-2p	I2-III-3	6-II-I	5-I-2
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55.01	47.76	50.83	0.50	1.08	0.72	42.16
TiO ₂	н.обн.	1.97	0.65	0.09	0.01	0.02	н.опр.
Al ₂ O ₃	1.56	8.79	5.05	67.79	66.66	64.47	33.71
Fe ₂ O ₃	0.60	0.96	3.07	н.обн.	0.25	2.62	0.08
FeO	0.18	1.53	2.87	2.24	11.78	12.62	н.опр.
MnO	0.02	0.06	0.08	0.01	0.08	0.12	н.опр.
ZnO	н.опр.	н.опр.	н.опр.	0.10	0.39	0.45	н.опр.
Cr ₂ O ₃	н.опр.	н.опр.	н.опр.	1.46	0.03	0.04	н.опр.
MgO	18.13	14.42	12.54	28.54	19.79	19.27	н.опр.
CaO	22.97	23.05	23.10	н.обн.	0.50	0.18	1.89
Na ₂ O	0.09	0.19	1.02	0.03	н.опр.	н.опр.	15.69
K ₂ O	0.04	0.10	0.16	н.обн.	н.опр.	н.опр.	5.69
P ₂ O ₅	н.опр.	н.опр.	0.08	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.
п.п.п.	0.68	0.96	0.64	н.опр.	н.опр.	н.опр.	0.83
F	0.02	0.03	0.02	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.обн.
Сумма	99.30	99.81	100.09	100.48	100.57	100.51	100.05
f	2.2	9.5	20.3	4.5	26.5	31.0	

П р и м е ч а н и е. 1 - 3 - пироксены: белый (1) диопсид из аподоломитовых пироксеновых и малиновый (2) титанфассаит из апосланцевых шпинеле-фассаитовых скарнов мигматитовой стадии, темно-зеленый (3) фассаит из апосланцевых пироксеновых скарнов магматической стадии; 4-6 шпинели: рубиново-красная (4) из шпинеле-форстеритовых скарнов, темно-зеленая (5) из аподоломитовых шпинеле-пироксеновых скарнов магматической стадии, черная (6) из апосланцевых шпинеле-фассаитовых скарнов мигматитовой стадии ультраметаморфического этапа; 7 - нефелин из апосиенитовых нефелино-калишпат-пироксеновых пород I стадии постмагматического этапа.

1-3 - pyroxenes: white diopside (1) from pyroxene skarn and crimson titanfassaite (2) from spinel-fassaite, both migmatite stage; dark-green fassaite (3) from pyroxene skarn, magmatic stage. 4-6 spinels: ruby-red (4) from spinel-forsterite skarn, dark-green (5) from spinel-pyroxene skarns, magmatic stage, black (6) from spinel-fassaite skarns, magmatic stage. 7 - nepheline from nepheline-Kfs-pyroxene rocks (stage I, postmagmatic process)

Table 15 Таблица 15
Химический состав минералов титана и циркония Тажеранского массива

Chemical composition of titanium and zircon minerals,
Tazheran massif

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.	0.14
TiO ₂	15.36	2.59	15.40	7.35	59.76	53.92
Ti ₂ O ₃	н.опр.	12.48	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.)
Al ₂ O ₃	н.обн.	0.78	н.обн.	1.30	н.обн.	5,34*)
Fe ₂ O ₃	0.78	0.99	16.01	23.18	6.98	1.15
FeO	н.обн.	н.обн.	5.16	10.80	2.24	0.94
MnO	н.обн.	н.обн.	0.11	0.30	0.27	0.08
MgO	н.обн.	н.обн.	45.01	37.39	30.26	0.47
CaO	11.52	10.68	н.обн.	0.43	н.обн.	37.78
Na ₂ O	н.обн.	н.обн.	сл.	0.62	н.обн.	0.10
K ₂ O	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.	н.обн.	0.25
B ₂ O ₃	н.опр.	н.опр.	19.07	18.28	н.опр.	н.опр.
ZrO ₂	71.44	72.48	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.
ППП	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	0,53
Сумма	99.10	100.00	100.76	99.65	99.51	100.70
Уд. вес	-	5.01	3.63	3.79	3.80	-
a (A)	15.23	5.108	9.26	9.23	5.067	-
b	-	-	12.25	12.29	-	-
c	10.13	-	3.01	3.02	13.913	-
Ng	-	-	1.855	-	-	-
Nm	-	2.25	1.822	-	1.950	-
Np	-	-	1.799	1.813	-	-

Примечание. *) Вместе с редкими землями.

1 - кальцитит, 2 - тажеранит, 3 - азопроит, 4 - титанистый людовигит, 5 - гейкилит, 6 - кубический перовскит.

* Together with rare-earths.

1 - calcitrite, 2 - tazheranite, 3 - azoprote, 4 - titanite ludwigite, 5 - geikielite, 6 - cubic perovskite.

Химический состав некоторых породообразующих скарновых минералов
Chemical composition of some rock-forming skarn minerals

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	1.15	н.обн.	48.64	45.13	45.80	54.54	37.50	43.20	39.46	0.87
TiO ₂	0.16	2.12	0.37	3.88	3.05	0.05	0.02	0.27	1.37	1.62
Al ₂ O ₃	62.57	71.11	6.83	9.63	6.96	н.обн.	0.43	0.94	14.98	2.03
Fe ₂ O ₃	3.57	1.59	3.10	1.59	2.00	0.48	0.24	0.55	0.16	68.24
FeO	11.76	н.обн.	0.72	0.72	4.02	н.обн.	0.36	н.обн.	0.36	11.49
MnO	0.36	0.12	0.03	0.05	0.13	0.02	0.04	0.02	сл.	0.60
MgO	20.54	26.45	14.52	13.42	13.96	18.77	24.72	13.42	26.22	13.10
CaO	0.43	н.обн.	23.80	24.96	24.10	26.13	35.41	41.20	1.60	0.20
Na ₂ O	н.обн.	н.обн.	0.43	0.50	н.обн.	0.10	0.20	0.53	0.05	н.обн.
K ₂ O	н.опр.	н.опр.	0.18	0.18	н.опр.	сл.	0.10	н.обн.	9.57	н.опр.
P ₂ O ₅	0.08	н.опр.	0.02	н.опр.	н.опр.	н.обн.	н.опр.	0.05	0.01	н.опр.
ППП	н.обн.	н.обн.	1.17	н.обн.	н.обн.	0.60	0.71	0.64	5.27	н.обн.
Сумма	100.62	101.39	99.81	100.06	100.02	100.69	99.70	100.82	99.05	98.15

Примечание: 1 - черная шпинель из шпинель-фассаитового скарна; 2 - лиловая шпинель из шпинель-форстеритового скарна; 3 - фассаит из скарна; 4 - малиновый титанфассаит (специальный анализ установил в нем 2,69% Ti₂O₃ и 0,89% TiO₂); 5 - черный титанавгит из "пироксенита"; 6 - голубой диопсид; 7 - белый монтцеллит; 8 - акерманит; 9 - кремовый флогопит из кальцит-флогопитовой породы с перовскитом; 10 - магнезиоферрит из шпинель-форстеритового контактового скарна. Анализы заимствованы из работы (Конов, Самойлов, 1974).

1 - black spinel from spinel-fassaite skarn; 2 - violet spinel from spinel-forsterite skarn; 3 - fassaite from skarn; 4 - ruby titanfassaite (special analysis showed 2.69% Ti₂O₃ and 0.89% TiO₂); 5 - black titanavgite from 'pyroxenite'; 6 - blue diopside; 7 - white monticellite; 8 - akermanite; 9 - creamy phlogopite from calcite-phlogopite rock with perovskite; 10 - magnesioferrite from spinel-forsterite contact skarn. Analyses by (Конов, Самойлов, 1974).

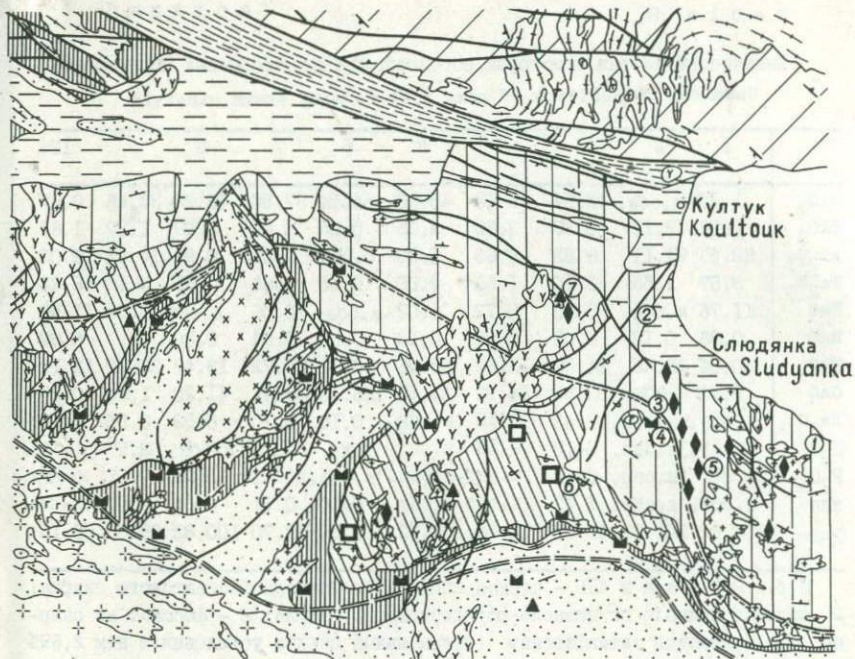


Рис.1

Fig.1

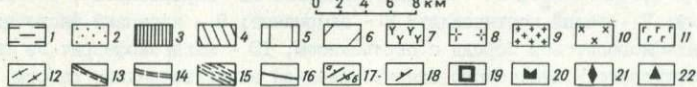


Рис. I. Схематическая геологическая карта Слюдянского района

1-четвертичные отложения; 2 и 3-нижний протерозой, хангарульская серия: 2-безымянская свита, 3-харагольская свита; 4 и 5-верхний архей, слудянская серия: 4-перевальная свита, 5-култукская свита; 6-нижний архей, шарыжалгайская серия; 7-неогеновые платобазальты; 8-позднепротерозойские граниты (саянский комплекс); 9-среднепротерозойские аляскитовые гранит-пегматиты и пегматиты слудянского типа; 10-12-раннепротерозойские магматические породы: 10-сиениты, монзониты, 11-габброиды, 12-гранито-гнейсы (китойский комплекс); 13-северная граница распространения метаморфических парагенезисов с волластонитом; 14-южная граница распространения метаморфических парагенезисов с гиперстеном; 15-динамометаморфические диафториты зоны Главного Саянского разлома; 16-разрывные нарушения; 17-залегание слоистости: а-нормальное, б-опрокинутое; 18-залегание кристаллизационной сланцеватости; 19-22 - основные месторождения и проявления: 19-низкомагнезиальных мраморов, 20-волластонита, 21-флогопита, 22-лазури́та.

Цифры в кружках - номера точек по маршруту экскурсии (см. последующие статьи).

Fig. 1. Schematic geological map of Sludyanka region

1 - Quaternary deposits; 2 and 3 - Lower Proterozoic, Khangarool series; 2 - Bezymian suite, 3 - Kharagol suite; 4 and 5 - Upper Archean, Sludyanka series: 4 - Pereval suite, 5 - Kooltook suite; 6 - Lower Archean, Sharyzhalgay series; 7 - Neogene plateau-basalt; 8 - Late Proterozoic granites (Sayan complex); 9 - Middle Proterozoic alaskite granite-pegmatites of Sludyanka type; 10-12 - Early Proterozoic magmatic rocks: 10 - syenites, monzonites, 11 - gabbroes, 12 - granite-gneisses (Kytoy complex); 13 - northern range limit of metamorphic parageneses with wollastonite; 14 - southern range limit of metamorphic parageneses with hypersthene; 15 - dynamic metamorphic diaphthorites of Main Sayan fault zone; 16 - fracture dislocations; 17 - stratified bedding: a - normal, b - overturned; 18 - crystalline schistosity bedding; 19-20 - main deposits: 19 - low-magnesiality marbles, 20 - wollastonite, 21 - phlogopite, 22 - lazurite.

Encircled figures are numbers of stops on the route.

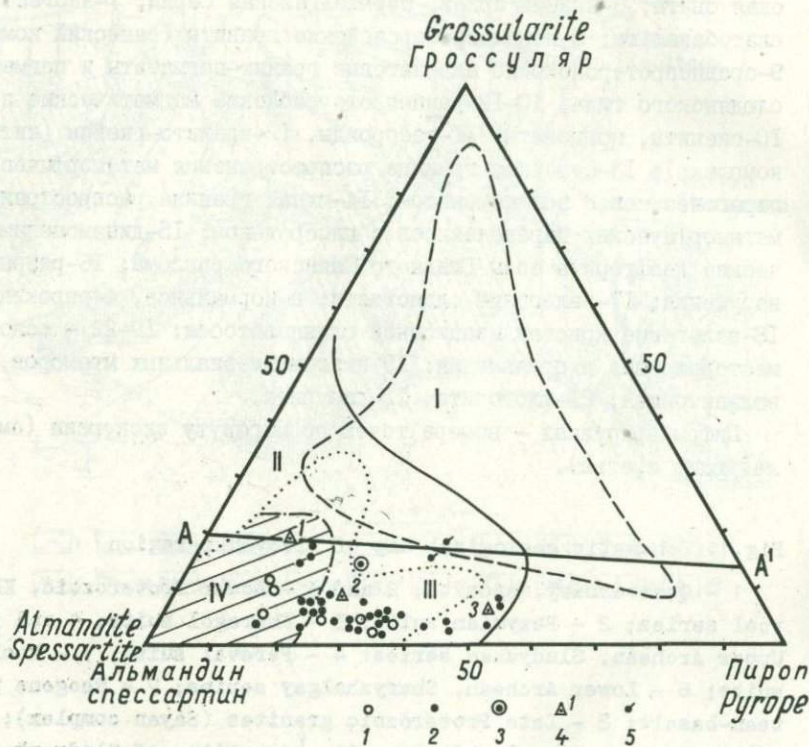


Рис.2. Диаграмма молекулярного состава гранатов. I - поле эклогитов, II - поле гранулитов, III - поле пород амфиболитовой фации, IV - поле роговиков. Гранаты: 1 - из шарыжалгайской толщи, 2 - из слюдянской серии и безмянской свиты 3 - из эндербита, 4 - из гранулитов Индии, Уганды и Швеции (Howie, Subramaniam, 1957) (1 - гранат из основных гранулитов Швеции, 2 - гранат из лептитов Индии, 3 - гранат из динамометаморфизованного чарнокита Уганды), 5 - из апоэклогитовых амфиболитов.

Fig.2. Garnet molecular composition diagram. Fields: I - eclogite, II - granulite, III - amphibolite facies, IV - hornblende. Garnets from: 1 - Sharyzhalgay series, 2 - Sludyanka series and Bezumian suite, 3 - enderbites, 4 - granulites of India, Uganda and Sweden (Howie, Subramaniam, 1957) (1 - garnet from basic granulites of Sweden, 2 - garnet from leptytes of India, 3 - garnet from dynamic-metamorphic charnockite of Uganda), 5 - apoclogitic amphibolite.

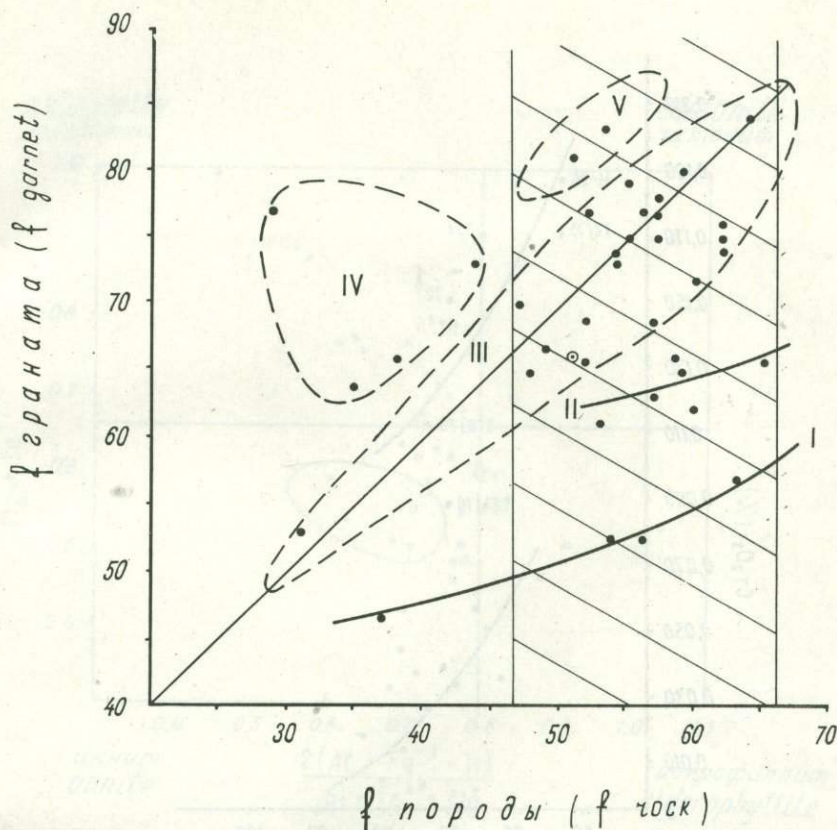


Рис.3. График зависимости железистости гранатов от железистости материнских пород. Точка в кружке - гранат из эндебита Индии (Howie, Subramaniam, 1957, табл.П). Линия I соединяет гранаты чогарской субфации глубинности, линия II - сутамской субфации глубинности, поле III - алданской субфации глубинности, поле IV - гранаты из кордиеритовых роговиков, V - гранаты из диафторированных гнейсов.

Fig.3. Relationship diagram of garnet ferruginity and country-rock ferruginity. Encircled point - enderbite garnet from India (Howie, Subramaniam, 1957, Table 11). Line I connects garnets of Chogor abyssal subfacies, line II - Soutam abyssal subfacies, field III - Aldan abyssal subfacies, field IV - cordieritized hornblende garnets, V - garnets from diaphthorized gneisses.

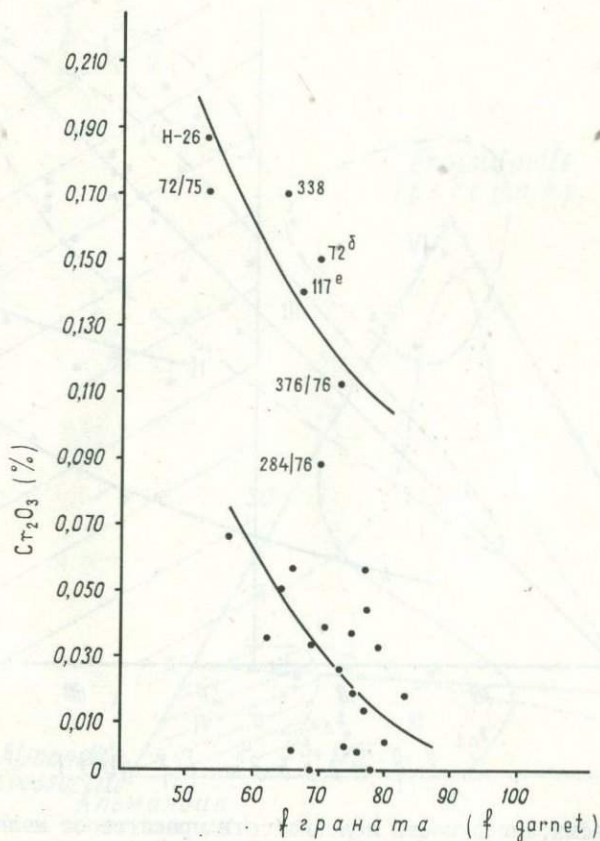


Рис.4. График, иллюстрирующий обратную зависимость между железистостью гранатов и содержанием в них хрома. Верхнее поле - гранаты из пород сутамской субфации глубинности. Нижнее поле - гранаты из пород алданской субфации глубинности.

Fig.4. Diagram illustrating inverse relationship between garnet ferruginity and its chrome content. Upper field - garnets from Soutam rocks of abyssal subfacies. Lower field - garnets from Aldan rocks of abyssal subfacies.

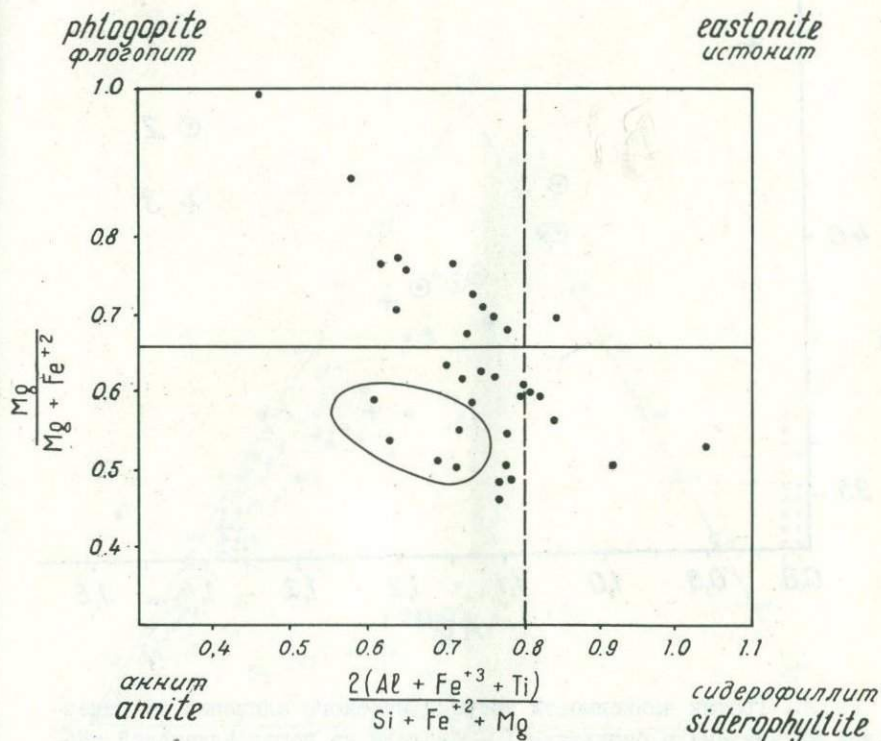


Рис.5. Состав биотитов метаморфических пород. Линией обведено поле биотитов из эндербитов.

Fig.5. Composition of metamorphic rock biotites. Field of enderbite is encircled.

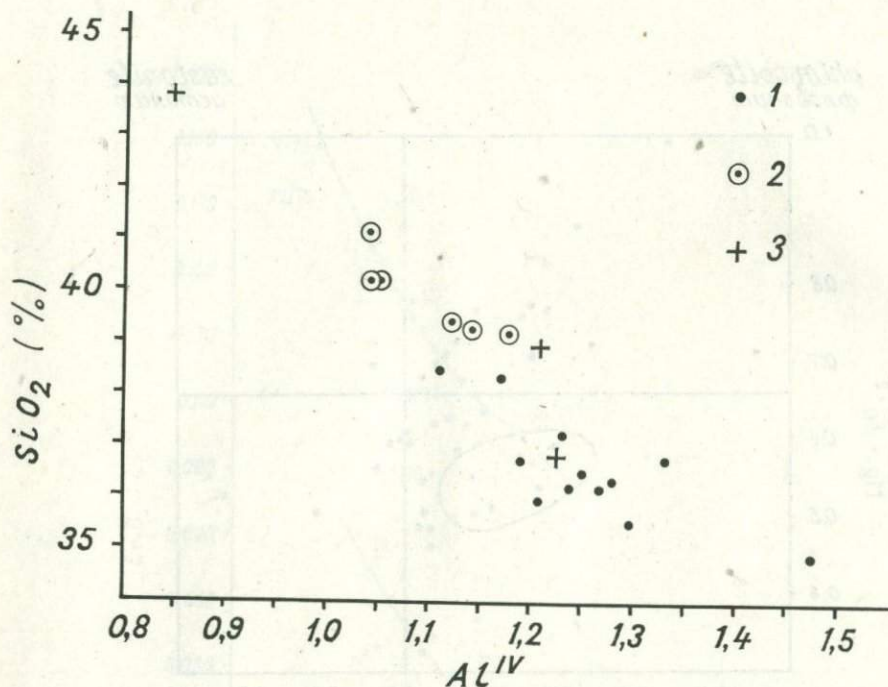


Рис.6. График зависимости тетраэдрического алюминия от содержания кремнезема в биотитах. 1 - биотиты из пород алданской субфации глубинности, 2 - биотиты из пород сутамской субфации глубинности, 3 - биотиты из эндебитов.

Fig.6. Diagram of relations between tetrahedral Al and Si content in biotites. 1 - biotites of Aldan rock abyssal subfacies, 2 - biotites of Soutam rock abyssal subfacies, 3 - enderbite biotites.

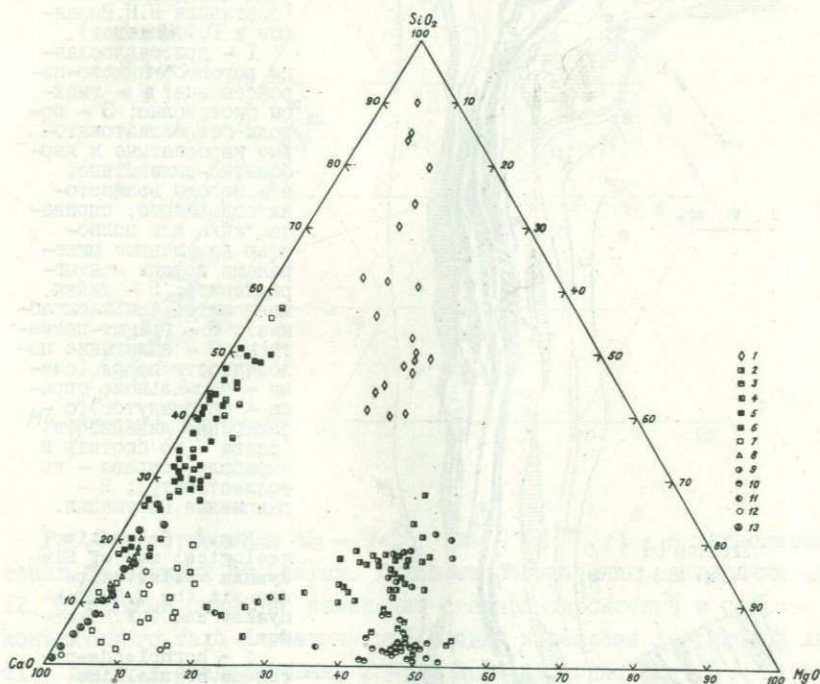


Рис.7. Диаграмма SiO_2 - CaO - MgO карбонатных и карбонатно-силикатных пород Южного Прибайкалья (мол.%).

Слюдянская серия, магнезиальный ряд: 1 - породы кварц-диопсидовые; 2 - кальцифилы форстеритовые; 3 - мраморы доломитовые; 4 - мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые. Слюдянская серия, известковый ряд: 5 - мраморы и породы волластонитовые; 6 - мраморы и породы кварц-кальцитовые; 7 - мраморы кальцитовые белые; 8 - мраморы кальцитовые розовые. Хангарульская серия: 9 - кальцифилы форстеритовые; 10 - мраморы доломитовые; 11 - мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые; 12 - мраморы кальцитовые белые; 13 - мраморы кальцитовые зеленовато-белые.

Fig.7. SiO_2 - CaO - MgO diagram of carbonate and carbonate-silicate rocks of South Cisbaikalia (mol.%).

Sludyanka series, magnesian row: 1 - quartz-diopside rocks; 2 - forsterite calciphyres; 3 - dolomite marbles; 4 - calcite-dolomite and dolomite-calcite marbles.

Sludyanka series, calcareous row: 5 - wollastonite and marble rocks; 6 - quartz-calcite and marble rocks; 7 - white calcite marbles; 8 - pink calcite marbles.

Khangarool series: 9 - forsterite calciphyres; 10 - dolomite marbles; 11 - calcite-dolomite and dolomite-calcite marbles; 12 - white calcite marbles; 13 - greenish-white calcite marbles.

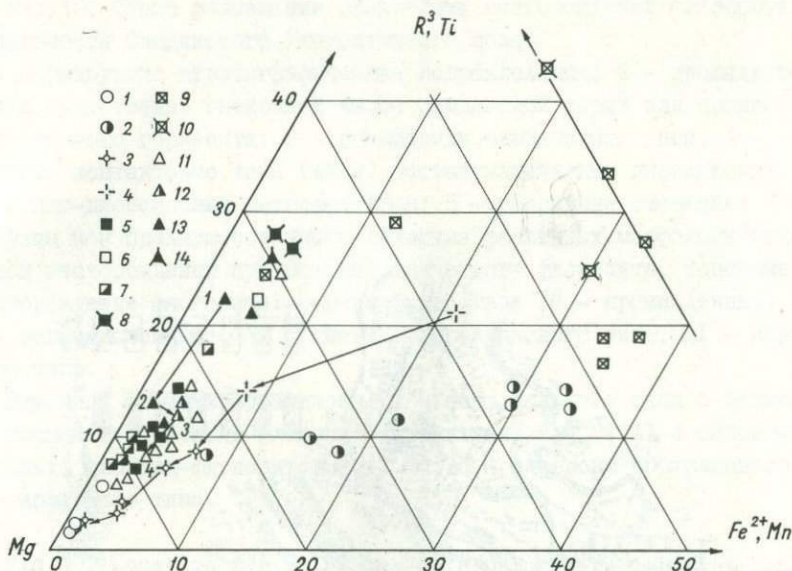
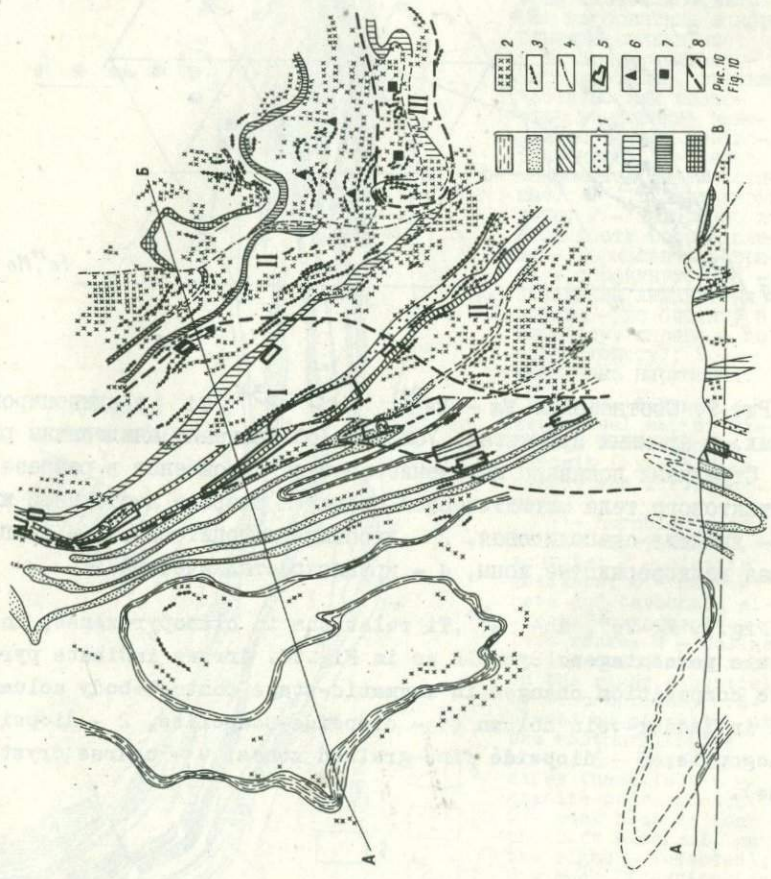


Рис.9. Соотношения Mg - Fe²⁺, Mn - R³⁺, Ti в клинопироксенах, в атомных процентах. Условные обозначения аналогичны рис. 12. Стрелками показано изменение состава пироксенов в разрезе контактового тела магматической стадии и разрезе лестничной жилы (1 - диопсид-скаполитовая, 2 - диопсид-флогопитовая, 3 - диопсидовая мелкозернистые зоны, 4 - крупнокристаллический).

Fig.9. Mg-Fe²⁺, Mn- R³⁺, Ti relations in clinopyroxenes, in atomic percentages. Symbols as in Fig.12. Arrows indicate pyroxene composition changes in magmatic-stage contact-body column and in ladder-vein column (1 - diopside-scapolite, 2 - diopside-phlogopite, 3 - diopside fine-grained zones, 4 - coarse crystalline).



- 2 [Symbol: Dotted pattern]
- 3 [Symbol: Wavy line pattern]
- 4 [Symbol: Diagonal hatching]
- 5 [Symbol: Triangle with dot]
- 6 [Symbol: Triangle with dot]
- 7 [Symbol: Square with dot]
- 8 [Symbol: Square with dot]

- 1 [Symbol: Horizontal hatching]
- [Symbol: Vertical hatching]
- [Symbol: Diagonal hatching]
- [Symbol: Dotted pattern]
- [Symbol: Horizontal hatching]
- [Symbol: Vertical hatching]
- [Symbol: Diagonal hatching]
- [Symbol: Dotted pattern]

Рис. 10
Fig. 10

Рис.10. Схема размещения главнейших месторождений флогопита и зональности Слюдянского флогопитового поля.

I - маркирующие стратиграфические подразделения; 2 - площадь развития существенно гнейсовой части слюдянской серии или среднего структурного горизонта; 3 - гранитоиды слюдянского типа; 4 - крупные контактовые тела (зоны) постмагматических диопсидовых, флогопит-диопсидовых метасоматитов; 5 - разрывные смещения; 6 - границы зон преимущественного развития различных морфологических типов месторождений крупнокристаллического флогопита. Основные месторождения флогопита: 8-9 жильного типа (8 - промышленные, 9 - непромышленные), 10 - гнездово-прожилкового типа, II - коркового типа.

Римскими цифрами обозначены: I - зона жильного типа с подзонами нормальных диопсид-флогопит-кальцитовых жил (I A) и эмбриональных, диопсид-флогопитовых (I B); II - гнездово-прожилкового, III - коркового типа.

Fig.10. Location scheme of the main phlogopite deposits and zoning of Sludyanka phlogopite field.

1 - marking stratigraphic units; 2 - development area of essentially gneiss part of Sludyanka series or of the middle structural horizon; 3 - granitoids of Sludyanka type; 4 - large contact bodies (zones) of postmagmatic diopside, phlogopite-diopside metasomatites; 5 - offset displacements; 6 - priority development zone limits of various morphological types of coarse-crystalline phlogopite deposits.

Main phlogopite deposits. 8 and 9 - vein type; 10 - patch-veinlet type, 11 - crustal type.

Roman figures mean: I - vein-type zone with subzones of normal diopside-phlogopite-calcite veins (IA) and of embryonal diopside-phlogopite veins (I); II - patch-veinlet type; III - crustal type.

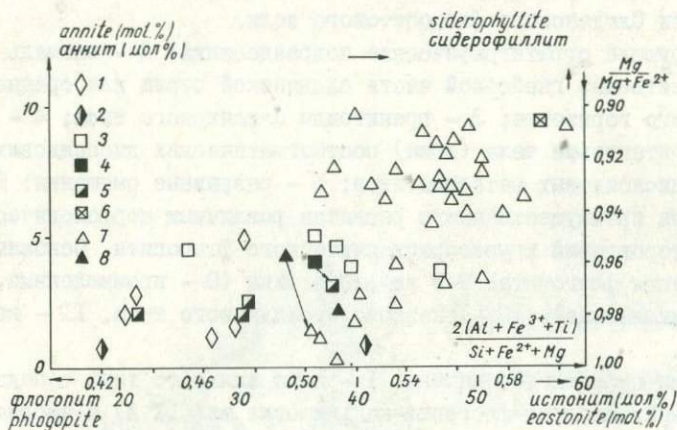


Рис.11. Проекция составов флогопитов в координатах флогопит-истонит-аннит-сидерофиллит (по данным автора и литературным). Из корковых тел: 1 - крупнокристаллический, 2 - мелкочешуйчатый, диопсид-флогопитовая зона. Из контактово-пластовых метасоматитов: 3 - крупнокристаллический, 4 - , мелкочешуйчатые (4 - диопсид-флогопитовая зона, 5 - диопсид-флогопитовый кальцифир, 6 - салит-скаполитовый "эндоскарн"). Из лестничных жил: 7 - крупнокристаллический, 8 - мелкочешуйчатый, диопсид-флогопитовая зона. Стрелками соединены составы флогопитов в одном разрезе контактово-пластового тела и разрезе лестничной жилы.

Fig.11. Projections of phlogopite compositions in coordinates: phlogopite-eastonite-annite-siderophyllite (according to author and literature). From crustal bodies: 1 - coarse-crystalline; 2 - scurfy, diopside-phlogopite zone. From contact-bed metasomatites: 3 - coarse-crystalline, 4-6 - scurfy (4 - diopside-phlogopite zone, 5 - diopside-phlogopite calciphyre, 6 - sahlite-scapolite 'endoskarn'). From ladder veins: 7 - coarse-crystalline, 8 - scurfy, diopside-phlogopite zone. Arrows connect phlogopite compositions in one column of contact-bed body and in ladder-vein column.

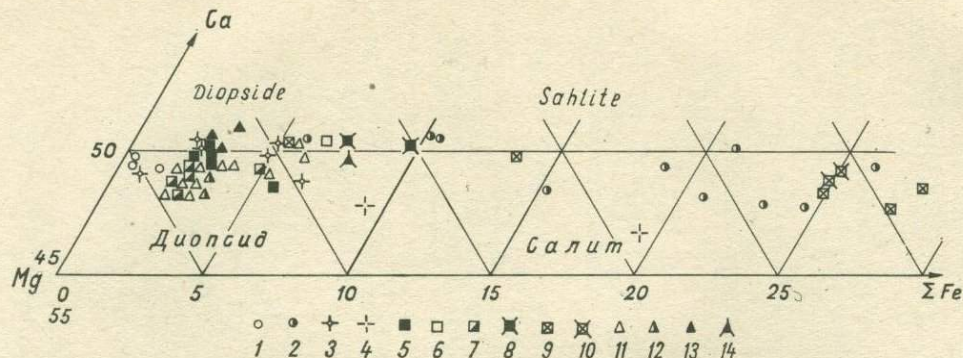


Рис.12. Составы клинопироксенов в координатах Ca - Mg - Fe в атомных процентах.

Пироксены метаморфических пород: 1 - белые кальцитовые мраморы и кварц-кальцит-диопсидовые породы, 2 - "розовые" кальцитовые мраморы, кальцифилы и известковистые кристаллосланцы. Пироксены контактовых магнезиальных скарнов магматической стадии: 3 - диопсиды экзоконтакта, 4 - околоскарновые пироксен-полевошпатовые породы. Пироксены контактово-пластовых постмагматических скарнов: 5 - мелкозернистые диопсидовые и диопсид-флогопитовые породы, 6 - крупнокристаллические гнезда, 7 - диопсид-флогопитовые кальцифилы, 8 - диопсид-паргаситовые и 9 - салит-скаполитовые "эндоскарны", 10 - андрадитовые скарноиды. Из лестничных жил: 11 - крупнокристаллические, 12-14 - мелкозернистые (12 - диопсидовая зона, 13 - диопсид-флогопитовая и диопсид-скаполитовая зоны, 14 - диопсид-паргаситовая зона).

Fig.12. Clinopyroxene compositions in coordinates Ca-Mg- Fe, in atomic %.

Metamorphic rock pyroxenes: 1 - white calcite marbles and quartz-calcite-diopside rocks, 2 - 'pink' calcite marbles, calciphyres and calciferous crystalline schists. Magmatic stage pyroxenes of contact magnesian skarns: 3 - exocontact diopsides, 4 - nearskarn pyroxene-feldspar rocks. Postmagmatic skarn contact-bed pyroxenes: 5 - fine-grained diopside and diopside-phlogopite rocks, 6 - coarse-crystalline patches, 7 - diopside-phlogopite calciphyres, 8 - diopside-pargasite and 9 - sahlite-scapolite 'endoskarms', 10 - andradite skarnoids. From ladder veins: 11 - coarse-crystalline, 12-14 - fine-grained (12 - diopside zone, 13 - diopside-phlogopite and diopside-scapolite zones, 14 - diopside-pargasite zone).

(2.000-Si) p.e.
(formula units)

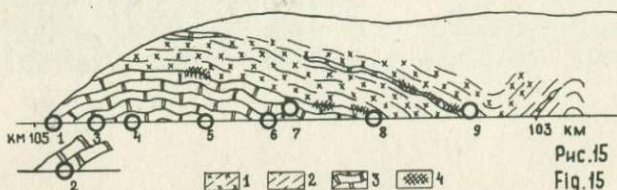
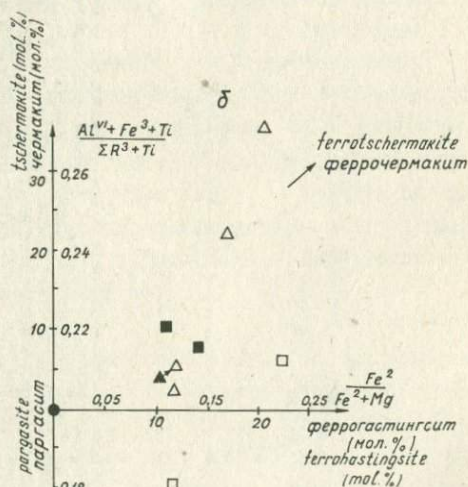
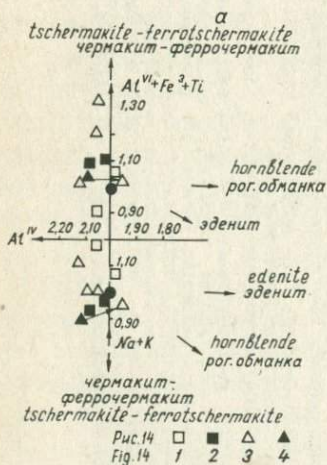
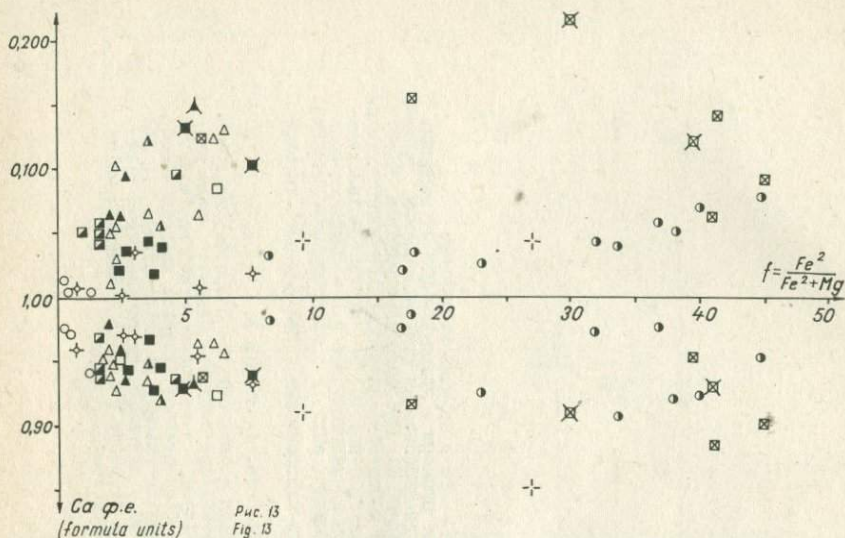


Рис.13. Составы клинопироксенов в координатах чермакит (2.00 - Si) - частная железистость (доля геденбергита) - кальциевый компонент. Условные обозначения аналогичны рис.9 и 12.

Рис.14. Составы паргаситов на диаграмме У.А.Дира и др. (а) и в разрезе по плоскости чермакит-феррочермакит-паргасит-феррогастингсит (б). Паргаситы "эндоскарнов": 1 - из крупнокристаллических зонк и гнезд, 2 - из мелкозернистых диопсид-паргаситовых пород. Из лестничных жил: 3 - крупнокристаллический, 4 - мелкозернистый, диопсид-паргаситовая зона. Залитые кружки - проекции теоретического состава ряда паргасит-феррогастингсит (а) и паргасита (б). Стрелками показаны составы паргаситов в разрезе одной жилы.

Рис.15. Схематический геологический разрез Белой выемки (Крылов, Шафеев, 1969) и расположение точек наблюдения. 1 - биотито-гиперстеновые и гиперстеновые чарнокиты с линзовидными включениями меланократовых кристаллических сланцев; 2 - биотитовые, биотитово-гиперстеновые и роговообманково-пироксеновые гнейсы, переслаивающиеся с маломощными прослойками меланократовых кристаллических сланцев; 3 - аподоломитовые кальцифиры; 4 - магнезиальные скарны ультраметаморфического и постмагматического этапа.

Fig.13. Clinopyroxene compositions in coordinates tschermakite (2.00 - Si) - relative ferruginity (hedenbergite part) - calcium component. Symbols as in Figs.9 and 12.

Fig.14. Pargasite compositions on a diagram by W.A.Dier et al. (a) and in a column through the plane tschermakite-ferro-tschermakite-pargasite-ferrohastingsite (b).

'Endoskarn' pargasites: 1 - from coarse-crystalline zones and patches, 2 - from fine-grained diopside-pargasite rocks.

From ladder veins: 3 - coarse-crystalline, 4 - fine-grained, diopside-pargasite zone. Solid circles - projections of theoretical composition of the pargasite-ferrohastingsite (a) and pargasite (b) row. Arrows indicate pargasite compositions in a single vein column.

Fig.15. Schematic geological column of White Cutting (Крылов, Шафеев, 1969) and location of the observation stops.

1 - biotite-hypersthene and hypersthene charnokites with lenticular inclusions of melanocratic crystalline schists; 2 - biotite, biotite-hypersthene and hornblende-pyroxene gneisses, alternating with thin interbeds of melanocratic crystalline schists; 3 - apodolomite calciphyres; 4 - magnesian skarns of ultramorphic and postmagmatic stages.

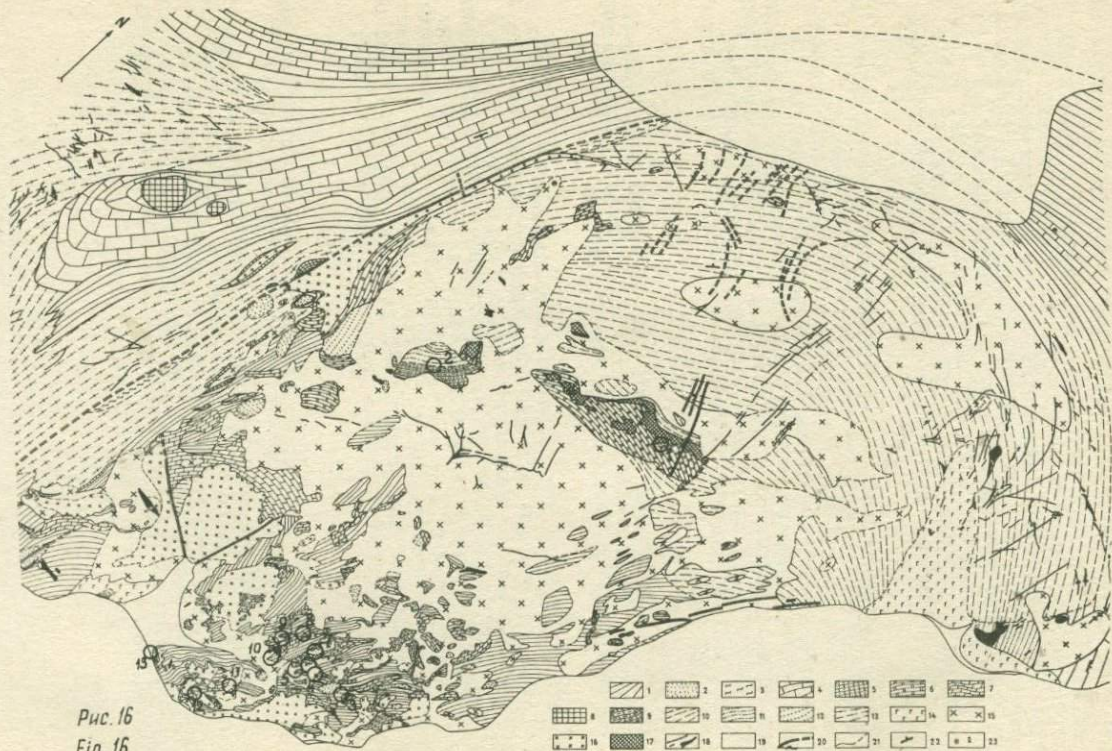


Рис. 16
 Fig. 16

Рис.16. Геолого-петрографическая карта Тажеранского массива
(составил А.А.Конеv, 1972 г.).

I - плагиоамфиболовые, плагиобиотитовые, двупироксеновые сланцы; 2 - кварциты, 3 - кварц-силлиманитовые сланцы, 4 - кальцитовые мраморы; 5 - доломиты, 6 - доломитсодержащие мраморы с прослоями бруситовых мраморов, 7 - бруситовые апопериклазовые мраморы, 8 - гранатовые скарны, 9 - волластонит-мелилит-гранатовые скарны, 10 - ороговикованные сланцы габбрового состава, II - волластонит-пироксен-полевошпатовые роговики, 12 - пироксеновые роговики, 13 - гранито- и сиенитогнейсы, 14 - габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, 15 - субщелочные сиениты, 16 - нефелиновые сиениты, 17 - титанферрофассаитовые и нефелин-титанавгитовые породы, 18 - гранитные пегматиты, жильные и неправильные тела, 19 - современные рыхлые отложения, 20 - разломы, 21 - границы, 22 - элементы залегания пород, 23 - горные выработки - скважины, шурфы, канавы;

В кружках - номера точек наблюдения согласно маршруту по Тажеранскому массиву.

Fig.16. Geological petrographic map of the Tazheran massif
by A.A.Konev

1 - plagiоamphibole, plagiobiotite, bipyroxene schists; 2 - quartzites; 3 - quartz-sillimanite schists; 4 - calcite marbles; 5 - dolomites; 6 - dolomite-containing marbles with brucite-marble interbeds; 7 - brucite apopericlaste marbles; 8 - garnet skarns; 9 - wollastonite-melilite-garnet skarns; 10 - hornfelsized schists of gabbro composition; 11 - wollastonite-pyroxene-feldspar hornfels; 12 - pyroxene hornfels; 13 - granite- and syenite-gneisses; 14 - gabbroes, gabbro-norites, gabbro-diorites; 15 - subalkaline syenites; 16 - nepheline syenites; 17 - titanferrofassaite and nepheline-titanaugite rocks; 18 - granite pegmatites, vein and incorrect bodies; 19 - modern loose deposits; 20 - faults; 21 - boundaries; 22 - rock-bedding elements; 23 - working - wells, exploring shafts, ditches.

Encircled are observation route stop numbers over the Tazheran massif.

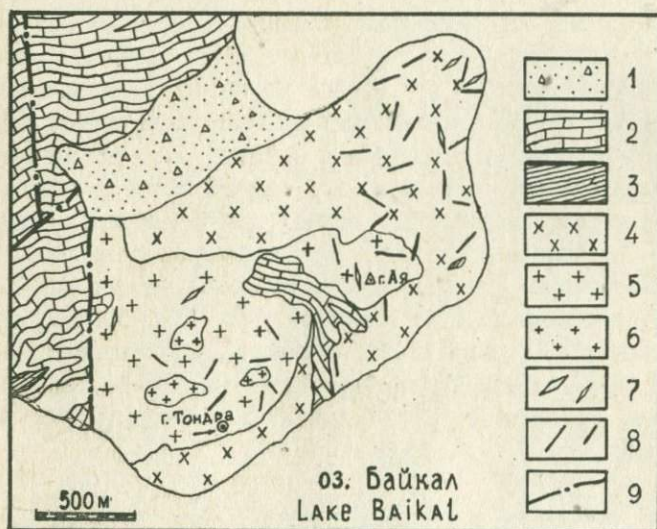
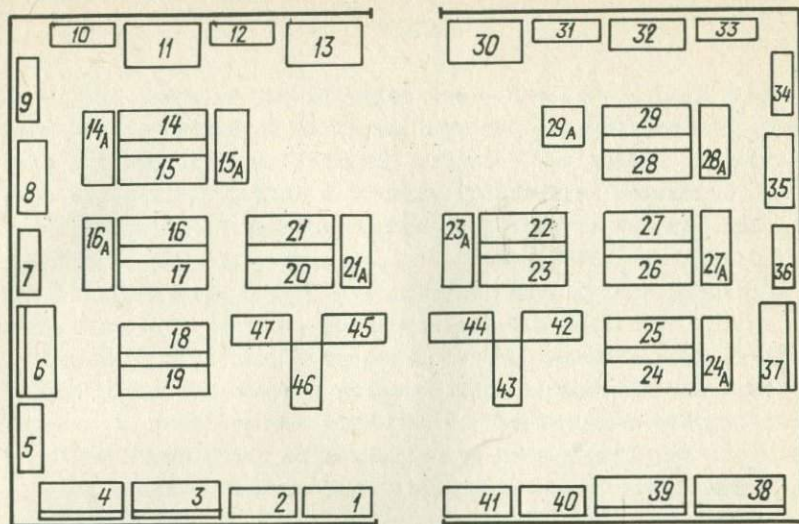


Рис.17. Схематическая геологическая карта Аинского гранитного массива.

1 - рыхлые отложения, 2 - мраморы кальцитовые и доломит-кальцитовые, 3 - роговообманковые сланцы, 4 - граниты биотитовые, 5 - граниты лейкократовые, 6 - граниты альбитовые, 7 - кварцевые жилы, 8 - пегматитовые жилы, 9 - разломы.

Fig.17. Schematic geological map of the Aya granite massif.

1 - loose deposits, 2 - calcite and dolomite-calcite marbles, 3 - hornblende schists, 4 - biotite granites, 5 - leucocratic granites, 6 - albite granites, 7 - quartz veins, 8 - pegmatite veins, 9 - faults.



Р и с. 18. Расположение витрин: I и 2 новые поступления; 3, 4, 38, 39 генетическая коллекция; 5-7, 9, 10, 12 физические свойства и онтогенез минералов; 8 - кристаллы; II флюорит Восточного Забайкалья; 13 полезные ископаемые Иркутской области; 14-29 систематическая коллекция; 30 и 37 минералы Приморья; 31-34 использование минералов; 35 минеральные ресурсы зоны БАМ; 36 минералы Австралии; 40 минералы Монголии; 41 подарки посетителей музея; 42 новые и синтетические минералы; 43-45 и 29^a самоцветы и поделочные камни; 46 кораллы и раковины; 47 исландский шпат.

Fig. 18. Stand display: 1 and 2 - new specimens; 3, 4, 38, 39 - genetic collection; 5-7, 9, 10, 12 - physical properties and ontogeny of minerals; 13 - commercial minerals of Irkutsk district; 14-29 - systematic collection; 30 and 37 minerals from Primorsk region; 31-34 using of minerals; 35 mineral resources of Baikal-Amur Railway zone; 36 Australian minerals; 40 Mongolian minerals; 41 presents of visitors; 42 new and synthetic minerals; 43-45 and 29^a gems and decorative stones; 46 corals and shells; 47 Iceland spar.

PREFACE

On the shore of the Siberian Sea - the lake Baikal there are many denuded rocks of different age and composition. As to mineralogy there of great interest would be the region of Sludyanka with classic phlogopite deposits, interesting pegmatite veins, large deposits of calcite marble good for the cement industry and the lately discovered wollastonite deposit. Besides the region is rich with decorative material and article stones as granite, marble, lazurite, amazonite and many others.

Mineralogists should be taken by the Tazheran complex of alkaline rocks and contact metasomatites along with the near Aya complex of granites and pegmatites. The Tazheran steppe lies on the North-West Shore of Baikal. Here have been found the new minerals: tazheranite, azoproite and unique various mineral associations.

These two objects are in excursion routs of XI General Meeting of the International Mineralogical Association to be hold in August-September, 1978. But between those there are two other pleasant sights as (1) the White Cutting on the Round-Baikal railway proposing different metasomatic processes in Archean marbles and (2) the massif of granite-rapakivi in the bay of Peschanaya which is on age and structural confinement near granites and alkaline rocks of Tazheran.

The book holds articles on the mentioned objects and also about the Mineralogical Museum of the Irkutsk Polytechnical Institute.

Russian and English texts are identical. The references, tables and figures are placed between these two texts.

E.P.Vasilyev, V.N.Vishnyakov, L.Z.Reznitsky

THE GEOLOGICAL STORY OF THE SLUDYANKA REGION

The Sludyanka region is the South-West extremity of the lake Baikal in the junction zone of Sayan-Baikal fold belt and Sharyzhalgay marginal bulge of the Siberian platform foundation. These geostructures are divided by the Main Sayan deep fault (Fig. 1).

The rich mineralogy of phlogopite, lazurite and granite pegmatite deposits and a peculiar geological structure have since attracted attention of many geologists. Explanatory work of its geological structure was carried out by I.D.Chersky, S.S.Smirnov, A.E.Persman, D.S.Korzhinsky, P.P.Pilipenko, A.I.Sulpyev, P.V.Kalinin, N.T.Choolkov, E.P.Chuikina, F.V.Kuznetsova, P.I.Naletov, B.M.Ronenson, A.A.Shafeyev and a good many others. This paper includes materials of old and late collected during exploration and detailed geological surveys.

S t r a t i g r a p h y

The Sludyanka region was mainly formed by deeply metamorphosed deposits of the Upper Archean and Lower Proterozoic represented by Sludyanka and Hangarool series. The angular stratigraphic inconformity between them is shown. At the North-West there both series are separated from the area of Early Archean formation development of the Sharyzhalgay bulge by the Main Sayan fault.

The Sludyanka series is some 6300 m thick, 61% of it is composed of marble, 16% of hornblende-pyroxene crystalline schists, 16% of biotite gneisses, 7% of quartz-diopside rocks. These main

types of rocks include:

1. Marbles: calcite, dolomite-calcite, calcite-dolomite with variable quartz content, diopside, tremolite, wollastonite, graphite - in essentially calcareous varieties; forsterite, spinel, phlogopite, diopside, tremolite, brucite, graphite - in essentially magnesian varieties.

2. Crystalline schists: hornblende-pyroxene, pyroxene-hornblende, pyroxene, bipyroxene, scapolite-pyroxene, calcite-pyroxene (\pm scapolite).

3. Gneisses: leucocratic quartz-like, biotite, graphite-biotite, garnet-biotite (\pm graphite), biotite-sillimanite (\pm graphite, garnet), biotite-cordierite (\pm graphite, garnet, sillimanite), biotite-cordierite-hypersthene (\pm garnet, sillimanite), biotite-hypersthene (\pm garnet), biotite-hypersthene-diopside.

4. Quartz-diopside rocks: calcite-diopside, diopside, calcite-quartz-diopside, quartz-diopside and quartz do occasionally contain a considerable admixture of apatite. Calcite-wollastonite and quartz-wollastonite rocks of local distribution associate closely with this group.

In the series column there main types of rocks form a natural rhythmically-cyclic interbedding. The thickness of individual beds varies from a few to hundreds of metres. As a rule several close rock varieties of a particular type combine in one bed.

By its quantitative correlation there the main rock type column of the Sludyanka series is divided into two suites (from below): Kooltook, carbonate-alumosilicate, 2900 m thick, and Pereval, essentially carbonate, 3400 m. In the Kooltook suite there marbles compose 41% of the bed thickness and in the Pereval one 78%.

The Khangarool series overlies the Sludyanka series with an angular stratigraphic inconformity, whose surface, following north-west overlies still lower levels of the Pereval suite and then a part of the upper Kooltook subseries. The eroded column part thickness is over 3000 m.

Of the total Khangarool series thickness (3900 m) there 22% is composed of marbles, 24% of crystal schists and diopside gneisses, 54% of biotite gneisses. Marbles and biotite gneisses are represented on the whole by the same varieties as in the Sludyanka series A group of crystalline schists and diopside gneis-

ses, typical only for the Khangarool series, is of the following varieties: diopside crystalline schists, diopside gneisses, diopside calciphyres. Often do they contain wollastonite (up to 40%).

Two suites are clearly distinguished in the series composition. The lower, Kharagol suite of 1200 m has 75% of crystalline schists and diopside gneisses, 10% biotite gneisses and 15% marbles.

The main part of the Bezymian suite of 2700 m is composed of biotite gneisses (74%) and marbles (25%). Aluminiferous varieties predominate among gneisses; marbles are mostly highly magnesian.

Both suites have horizons of manganese rocks of 5 to 12 m thick, including gondites, spessartine quartzites, rhodonite crystalline schists, diopside crystalline schists and gneisses with manganese wollastonite or bustamite, marble and calciphyres with minerals of bustamite-wollastonite series and manganese grossular.

M a g m a t i c r o c k s

The magmatic rock spectrum of the Sludyanka region is sufficiently wide, but the degree of their presence in metamorphic rocks as a whole is insignificant. Below there are several groups or complexes of magmatic rocks characterized after their age (from old to young).

1. The granite-gneisses and charnockites of the Kytöy complex. These are the oldest of the authentically established magmatic rocks. Usually they form thin bed-like bodies and differ considerably in their internal structure. In the granulitic facies zone of metamorphism there these granites do often contain a tympomorphic charnockite paragenesis: hypersthene - quartz - antiperthite plagioclase (or both feldspars).

2. Basites and ultrabasites. The main part of this rock group consists of gabbroids and petrotypes close to them, occurring as small conformal bodies. Most of them were under severe postconsolidating structural-metamorphic reconstruction, have blastic texture and a coarse gneiss-like appearance. Amphibolites and amphibolized gabbros predominate. Besides, there are various dike rocks: metabasites, called by different authors lamprophyres, gab-

bro-diabases, microgabbros, etc. Dike rocks are also highly metamorphosed and represented mainly by plagioclase amphibolites.

3. Alkaline rocks. These rocks are chiefly of syenites, forming Malo-Bystraya body in the Western part of the location. Alkaline varieties predominate, consisting of microcline-perthite, albite, aegirine-augite. Among the dike-vein alkaline rocks so-called 'monzonites' are of interest. They are widely distributed at phlogopite deposits as thick (up to 100 m) extensive dikes. The dike composition includes fine-grained syenites of alkaline and calcareous-alkaline types, monzonites and melanocratic syenites. Among the latter there are not seldom rocks close to syenite lamprophyres of vogesite and minette-vogesite types.

4. Granite-pegmatites and pegmatites of the Sludyanka type. These are close to alaskite rocks, often of coarse-grained (orthotektite) texture with an abundant development of micropegmatite intergrowths and schlieren type pegmatoid inclusions. Associating pegmatites are of a simple composition, forming large vein-like segregations in granite-pegmatites and separate veins. Prevailing are sub-alkaline microcline-perthite and plagioclase-microcline varieties with clinopyroxene and sphene (when country rocks are represented by marbles and crystal schists) or biotite (in the fields of biotite gneisses). Microcline-plagioclase and substantially plagioclase granite-pegmatites are insignificant.

5. Granites of the Sayan complex. These are fine- and medium-grain, often porphyric amphibole, biotite amphibole and bimica granites, forming extensive fields (batholiths) to South-West. The enclosed map (Fig.1) shows a border part of such a field. Sayan granites are not met with in the region of granite-pegmatite development of the Sludyanka type differing not only by their composition and texture but also by the contact action on country rocks. Gneisses of the Bezymian suite are muscovitized and fibrolitized in the aureole of granites, which is unlike granite-pegmatites of the Sludyanka type.

6. Rare-earth pegmatites. The postphlogopite age was established recently for certain types of pegmatites in an area previously considered to be older. In particular, attractive pegmatites with rare-earth mineralization belong to this group.

V.I. Vernadsky together with the Radium Expedition of the Academy of Sciences studied them at the dawn of this century. The most

widely distributed rare-earth mineral of these pegmatites is al-lanite, also fergusonite, betafite and uranoferrithorite.

Amazonite pegmatites and recently discovered vesuvianite-containing veins are of the same group. It is important that post-phlogopite pegmatites are the only type of rocks in the area, whose absolute age is reliably established. Independent determinations on accessory minerals by lead and uranium-lead methods gave close results: 500-600 mln.years.

7. Neogenic basalts. They belong to the trachybasalt formation and are represented by remnants of sheets, necks and numerous dikes. Xenolytes of abyssal ultrabasic rocks - pyroxenites and lherzolites, were discovered in basalt necks.

M e t a m o r p h i s m

Pre-Cambrian rocks of the Sludyanka region have experienced deep metamorphism up to the highest subfacies of the granulite facies. The largest part of its territory is the zone of stable distribution of hypersthenic paragenesis, including critical 'granulitic' associations: hypersthene-cordierite-potash feldspar, hypersthene-garnet-potash feldspar and bipyroxene-bifeldspar. Evaluation of metamorphism temperatures for this zone with calcite-dolomite geothermometer gives high values - 800-820°C. Close figures are determined by bipyroxene and hornblende-clinopyroxene balances. Evaluations of balancing temperatures by co-existing ferromagnesian minerals are generally lower. Approximate pressure determinations with garnet-hypersthene geobarometer give very stable values (8-9 kbars). Close results (from 8 to 12 kbars) were obtained on carbon dioxide inclusions in quartz from quartz-diopside rocks.

In the zone next to the hypersthenic one there the metamorphism degree is also quite high, meeting the border conditions for amphibolite and granulite facies. Here stable parageneses are: garnet-cordierite-potash feldspar-biotite in metapelites, dolomite-forsterite⁺-phlogopite⁺-spinel in magnesian marbles. Paleotemperature evaluations show that on an average they are 50-100°C lower than those for the hypersthenic zone.

Until the discovery of metamorphic wollastonite rocks in 1971 there the Sludyanka granulitic complex was considered as a clas-

sical representative of abyssal complexes without them. Following researches revealed diversity and widespread field development of wollastonite paragenesis and also definite regularities in their localization. So, it became possible to subdivide the granulitic facies into a subfacies by pressure and partial pressure of carbon dioxide: wollastonite and quartz-calcite. Wollastonite was not found in silicium-carbonate rocks of the latter in spite of detailed search. In the field of wollastonite subfacies, including the adjacent hyperstheneless zone, both wollastonite and quartz-calcite parageneses are present, their localization being controlled by structural factors. Within the field, relations $T-P_S-P_{CO_2}$ were, on the whole, close to border conditions of wollastonite formation, differing thus from the field of quartz-calcite subfacies.

Processes of ultrametamorphism and high-temperature diathphoresis are revealed weakly in the region and as it is did not lead to substantial paragenesis reconstruction of the progressive metamorphism stage. In this respect the Sludyanka granulite complex differs sharply from the adjacent Sharyzhalgay series, where migmatites, granite-gneisses and ultrametagenous granites occupy wide fields. Superposed processes of the regressive stage of metamorphism are more clearly fixed by post-crystallization transformations of magmatic rocks of different ages.

The most significant processes of local metamorphism (metasomatism) are connected with formations of abyssal magnesian skarns (primarily postmagmatic), to which belong phlogopite and lazurite deposits. The fields of magnesian skarn development usually coincide with the areas of maximum concentration of granite-pegmatite bodies of the Sludyanka type due to their closeness by formation periods and controlling structures. Thus the largest central field, where the majority of phlogopite deposits is located, is controlled by a complicated antiformal structure at the top of which there is the largest accumulation of granite-pegmatites (Fig.1)*.

Postmagmatic magnesian skarns of the region relate mostly to the normal (phlogopite) type of alkalinity and considerably less to the facies of high alkalinity (lazurite metasomatites).

* See also the paper by L.Z.Reznitsky in this volume.

It was recently revealed that in addition to magnesian skarns there various calcareous skarns are widely developed in the region, mostly connected with postphlogopite pegmatites. These are, first of all, exocontact margins of pegmatite bodies (epidosites); grossular-epidote skarns developed on phlogopite deposits (often over magnesian skarns); ferrosalite-andradite skarns found near the Pereval marble deposit; garnet-vesuvian contact skarns on the Malo-Bystraya lazurite deposit; grossular-wollastonite and quartz-feldspar-grossular skarns of the Sludyanka (Asyamov) wollastonite deposit. Clinopyroxene-garnet-wollastonite and clinopyroxene-wollastonite skarns, manifestations of which approach deposit scale, are hypothetically related to the same age group. Calcareous skarns (accompanied by grossular, clinopyroxene, wollastonite) of an earlier stage are also recorded.

It should be noted, that a clear regularity is demonstrated in the locations of calcareous skarns: their wollastonite-containing varieties, irrespective of the skarn type, are formed only among rocks containing metamorphic wollastonite paragenesis.

S t r u c t u r e a n d g e o l o g i c a l d e v e l o p m e n t

Many geological structure peculiarities of the Sludyanka region are determined by its location in the immediate proximity to the zone of the Main Sayan fault, which is a part of the marginal seam of the Siberian platform. This lineament was formed in Archean and in the course of all subsequent activation periods has controlled the geological development over the adjoining territory.

The tectonic structure of the region represents a combination of systems of folds of different age and orientation, forming a complicated monocline, inclined towards South-West and extending along the Main Sayan fault. Sludyanka and Khangarool series form independent structural units, as the unconformity dividing them is not only stratigraphic, but has a clear structural nature. In the Sludyanka series there folds of NW-trend show a preferential development, while in the Khangarool one do the NE ones. Similar differences are also shown in these units by the systems of fracture dislocations.

The study of the tectonic structure formation sequence and the accompanying processes of metamorphism and magmatism makes it possible to mark out several stages of geological development in Pre-Cambrian.

The collapse of the Sharyzhalgay folded system between Early and Late Archean is considered as the most notable event in the geological history of Eastern Siberia. The formation of the marginal geoseams, isolating the Siberian craton and Sayan-Baikal protogeosyncline is related to this period. The formation of a Late Archean sedimentation basin came to accumulate the terrigenous-vulcanogenic-carbonate Sludyanka series.

The Early Proterozoic stage began with the deposition of a mainly terrigenous Khangarool series on eroded Archean foundation. The following folding was the most significant by its scale of movement and degree of structural-metamorphic reconstruction of both series. The formation of a large flexure fold was accompanied by the appearance of peculiar structures of a gigantic horizontal exfoliation. There the most important is the Komar structure in the central part of the region, formed by horizontal widening of essentially gneiss strata of the Kooltook and Khargol series. Such structures controlled intensive flow folding, manifested as systems of overturned and recumbent isoclines. This folding was accompanied by lens boudinage demonstrated with maximum intensity in the Sludyanka series.

Directly connected with the Early Proterozoic folding was a zonal progressive metamorphism of rocks of the Sludyanka and Khangarool series and high-temperature diaphoresis of the Sharyzhalgay series. The symmetry axis of metamorphic zoning was the stripe of the Sludyanka series rocks subjected to greatest deformation. The granulitic zone of metamorphism was located here, whereas in the adjoining Khangarool and Sharyzhalgay series the metamorphism conditions were mainly for the amphibolite facies. Local anomalies inevitably occurred in the course of the Early Proterozoic folding due to the differences in deformation planes of bordering beds. One of such anomalies was an area of relatively low pressure, fitting the Komar exfoliation structures. The largest part of the known wollastonite manifestations is confined to the periphery of this structure.

The formation of granite-gneiss (in amphibolitic zones) and charnockites (granulitic zone) is connected with metamorphism culmination, while on its regressive stage be intrusions of basic-hyperbasic rocks, followed by alkaline intrusions.

The folding of the next stage, the Middle Proterozoic one, followed directly the Lower Proterozoic and was conditioned by right-hand transverse displacement in the marginal geoseam zone. The intrusion of alaskite granite-pegmatites, whose bodies concentrate mainly along the axial lines of transverse anticlinal folds, was closely connected with a later cross folding. Obviously, they made use of weakened expansion zones in the arches of these structures.

At the end of the Middle Proterozoic took place a wide development of postmagmatic magnesian metasomatism processes including formations of phlogopite and lazurite.

The most significant event in the Late Proterozoic history of the region was the making of granitoids of batholithic formation (Sayan complex). This was accompanied by folded deformations of a negligible intensity on the territory, but growing noticeably to the SW. With that there the granite field border somewhat coincides with the course of these latest foldings. The Pre-Cambrian development of the area was concluded by the formation of post-phlogopite pegmatites.

During Paleozoic and Mesozoic eras the territory represented a stable area with a general tendency of elevation. The region was involved in a new and peculiar tectonic process during Cenozoic: rifting. The early stage of the rift structure development went with an intensive outflow of basalts.

F.V.Kuznetsova, G.V.Bondareva, V.A.Russakova

MINERAL ASSOCIATIONS AND MINERALS COMPOSITION
OF METAMORPHIC ROCKS OF THE GRANULITIC FACIES
IN SOUTH-WEST CISBAIKALIA

The majority of geologists take metamorphic rocks of South-West Cisbaikalia as the earliest and highest metamorphized complexes of Pre-Cambrian. Already in 1936-1945 D.S.Korzinsky, studying mineral associations in rocks of this region, compared them with Archean rocks of Aldan and Anabar crystalline shields and proposed a single Aldan-Sludyanka complex for Eastern Siberia metamorphized in conditions of the granulite facies. This is confirmed by works on mineral paragenesis in rocks of South-West Cisbaikalia.

The present paper gives characteristics of mineral associations in rocks of the granulite facies of metamorphism.

Petrographic works of recent years taking up with chemical compositions of metamorphic rocks and rock-forming minerals, and also with mineral formation sequences in these rocks come up with three abyssal subfacies - Aldan, Soutam and Chogar, established by A.A.Marakushev (Маракушев, 1965) and later by V.M. Kastykina (Кастрыкина, 1974, 1976), L.P.Karssakov (Карсаков, 1973, 1976) et al. for granulite complexes in the Aldan shield.

Widely distributed in the area are rocks of the Aldan subfacies of metamorphism (sillimanite-garnet-biotite-orthoclase and garnet-hypersthene-cordierite-orthoclase stages). Rocks of the Soutam and Chogar subfacies (garnet-hypersthene-sillimanite, spinel-quartz and sapphirine-quartz stages) are found as relict bodies in linearly extended structural belts within development limits of Sludyanka and Sharyzhalgay series.

Five groups are identified by their chemical composition among the rocks of granulite facies: 1) calcareous-silicate rocks of basic composition; 2) ultrabasic metabasites; 3) intermediate composition rocks; 4) quartz-containing rocks supersaturated with Al_2O_3 ; 5) carbonate rocks.

In addition to the rocks listed in the groups above, the following metasomatic rocks are widely developed in South-West Cisbaikalia: diopside, quartz-diopside, andradite-scapolite, wollastonite and others, described in different papers by L.Z.Reznitsky and V.N.Vishnyakov.

Calcareous-silicate rocks of basic composition

Rocks of this group fall into two groups by their chemical composition: a) rocks insufficiently saturated with SiO_2 and b) rocks saturated and supersaturated with SiO_2 .

a) Rocks insufficiently saturated with SiO_2 contain normative nepheline and olivine. These rocks are represented by hypersthene-hornblende and bipyroxene-hornblende crystalline schists. They are developed mainly in Sludyanka series, where they form beds of large thickness and extent. Individual beds stretch many kilometers along the strike with a thickness of 30-60 m and more.

The following mineral associations are stable for these rocks:

- 1) Hbl₁₉₋₂₂-Pl₆₀₋₇₀-Hyp₂₉;
- 2) Hbl₁₉₋₂₂-Pl₄₈₋₇₀-Hyp₃₀-Di₁₆₋₂₀*

The chemical composition of rocks insufficiently saturated with SiO_2 compares well with the composition of alkaline basalts (Nockolds, 1954). On the diagram of $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$, proposed by Kuno (Kyho, 1970) for volcanic rocks, they also come into the field of alkaline basalts.

* Figures next to ferromagnesian minerals show values of ferruginity = $\frac{FeO}{FeO+MgO}$ of these minerals, figures next to plagioclase-anorthite content are determined by optical methods. Minerals in round brackets indicate presence of large quantities, in square ones - unstable minerals. Symbols: Pl - plagioclase? Hbl - hornblende, Hyp - hypersthene, Di - diopside, Gr - garnet, Bt - biotite, Ol - olivine, Spl - spinel, Hcn - hercynite, Sill - sillimanite, Ru - rutile, Sph - sapphirine, Kfs - potassic feldspar, Q - quartz, Cord - cordierite.

b) Rocks saturated and ultrasaturated with SiO₂ contain normative compositions of hypersthene or quartz and hypersthene. Rocks of this subgroup are represented by bipyroxene, hornblende-bipyroxene and hornblende schists. Differing from rocks of the first subgroup, these rocks may contain small quantities of modal quartz, plagioclases have less component anorthite; feric minerals have an increased ferruginity. The same subgroup includes garnet-containing eclogite-like rocks and peculiar quartziferous (up to 15 volume %) hypersthene-plagioclase rocks with basic plagioclase (83-90 An) called here hyperites (mineral association 5).

The enumerated rocks have the following mineral associations:

- 1) Hyp₃₅-Di₂₀₋₃₇-Pl₄₅;
- 2) Hyp-Di₃₅-Hbl₃₁-Pl₄₅₋₅₀-(Bt)
- 3) Hbl₃₁-Pl₃₅₋₄₅;
- 4) Gr₅₁₋₇₇-Hbl₂₂-Hyp -Pl₇₀ (Q);
- 5) Hyp₃₀₋₄₄-Pl₈₃₋₉₀-Q.

Rocks of this subgroup are developed mainly in the Sharyzhalgay series, especially rocks of the first three mineral associations, where they form beds and lenticular bodies associating in space with enderbites and charnoenderbites. In the Sludyanka series they also occur between enderbites in the shape of relict bodies. Garnet containing eclogite-like rocks and hyperites are found in both series, and hyperites are also present in the Bezymian suite of the Khangarool series. Eclogite-like rocks and hyperites occur among rocks of the Soutam abyssal suofacies, which are found within the region as extended belts.

Chemical compositions of the second subgroup of rocks are comparable with the average composition of tholeitic basalts (KyHO, 1970; Nockolds, 1954).

The geochemical peculiarity of these rocks lies in an increased content of ferrous elements (in ppm): Ni (100-300), Co (50-60), Cr (200-300) and vanadium, which brings them closer to magmatic rocks of the basic composition. The relation Ni:Co in these rocks reaches that of tholeitic basalts (Korapko, 1973).

Assuming that rocks of group 1 are ortho-rocks and that their primary chemical compositions go with those of alkaline and tholeitic basalts, then the metamorphism of these rocks is practically isochemical.

U l t r a b a s i c m e t a b a s i t e s

Metabasites of an ultrabasic composition form lens-shaped bodies about 200x300 m. In the Sharyzhalgay series they are found in the form of a belt (about 4 km wide), extended in conformity with the trend of enclosing rocks in a submeridional direction. By chemical composition they are like pyroxene pyroxenites (according to Nockolds). The mineral composition of metabasites is:

Hyp - Ol - Hbl - (Bt).

In metabasites there are traces of a done-up intensive cataclasm similar to pyroxenites (herzolites) of Lesotho described by F. Boud (1973). This cataclasm is expressed by curved twin slidings in hypersthene and a fine-grained hornfels-like texture of intergranular space. The amphibolization of pyroxenite following the cataclasm brought about a poikilitic pseudo-porphry texture in these rocks. Lenses of metabasites appear among rocks belonging to the most abyssal (Soutam) subfacies of metamorphism,

R o c k s o f i n t e r m e d i a t e c o m p o s i t i o n

Rocks of this group have somewhat equal ratios of alumina as to the sum of alkalis and calcium to which belong widely distributed charnockites of the enderbite type. By their chemical and mineral composition garnet-containing enderbites are transitional to rocks supersaturated with Al_2O_3 .

The mineral association of enderbites is:

1) Hyp₄₃₋₅₀-Bt₄₁-Pl-Q-(Kfs).

The mineral association of garnet enderbites is:

2) Gr₆₉₋₇₇-Hyp₄₅₋₅₀-Bt₄₈-Pl-Q.

Q u a r t z - c o n t a i n i n g r o c k s
s u p e r s a t u r a t e d w i t h Al_2O_3
(w i t h n o r m a t i v e c o r u n d u m)

This group of rocks is most varied by chemical and mineral compositions. After FeO, MgO and CaO content they fall into three

subgroups: a) ferriferous, b) magnesian, c) enriched by calcium.

a) Ferriferous rocks poor in CaO and MgO are characterized by $f_{\text{total}}=0.54-0.61$, CaO content from 2.5 to 3%, FeO - from 5 to 8%, MgO - from 2 to 4%, Cr content (ppm) 30-120, Ni 14-60, Co 18-21, V 100-250 normative corundum from 2.5 to 5.8%. These subgroups include biotite-garnet plagiogneisses, garnet-sillimanite-enstatite, garnet-hypersthene and garnet granulites. On the composition of ferro-magnesian minerals and character of mineral associations there are three abyssal subfacies: Chogar, Soutam and Aldan.

Mineral associations of Chogar subfacies:

1) $\text{Gr}_{52}\text{-Sill-En}_{31}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3=3.20\%$)-Pl-Q-(Kfs).

Mineral associations of Soutam subfacies:

2) $\text{Gr}_{56-66}\text{-Hyp}_{39}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3=4.0-5.0\%$) -Pl-Bt₂₉-Q.

3) $\text{Gr}_{64}\text{-Pl}$ (Bt) - (Kfs)-Q.

Mineral associations of Aldan subfacies:

4) $\text{Bt}_{41-48}\text{-Gr}_{70-77}\text{-Pl-Ka}$

5) $\text{Bt}_{36-48}\text{-Gr}_{68-76}\text{-Hyp}_{45-50}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3=2.6-3.2\%$)-Q-(Kfs).

Rocks of the Chogar and Soutam subfacies in the shape of relict interbeds and lenses are found as extended belts among the rocks of the Sludyanka facies.

b) Magnesian rocks: $\text{MgO}:\text{Fe}_{\text{total}}$ from 1.0 to 2.44, MgO - from 5.00 to 14.00%, FeO - from 5 to 9%, CaO - from 1.00 to 3.93%, normative corundum - from 3.60 to 14.00%, Cr (ppm) 180-680, Ni - 70-630, Co 25-55, V 300-400. The following rocks are in this subgroup: biotite-garnet-enstatite granulites, biotite-sapphirine-hercynite-enstatite gneisses, biotite-garnet-hypersthene-sillimanite, biotite-garnet-sillimanite with relict sapphirine, gneisses, cordieritized to different degrees, and biotite-enstatite-garnet gneisses without sillimanite and with relict sapphirine grains.

Chemical compositions of minerals and also certain mineral associations give three abyssal subfacies: Chogar, Soutam and Aldan (widely distributed).

Mineral associations of the Chogar subfacies:

1) Spn-Hcn-Q-Pl-Kfs

2) $\text{Gr}_{47}\text{-Hyp}_{21-25}$ (Al_2O_3 from 3 to 8.8%)/Cord/ -Sill-Pl-Q-(Kfs)

Mineral associations of the Soutam subfacies:

- 3) Gr₅₂₋₆₆-Hyp₂₈₋₄₃(Al₂O₃ 5.0-6.77%)-Bt₂₉₋₃₂-Sill-Pl-Q-Kfs-Cord/.
- 4) Bt₁₂-Spn-Hcn-En₂₁-Pl-Q-(Kfs)
- 5) Bt₂₉-Gr₅₃-En₂₈-Pl-Q-(Kfs).

Mineral associations of the Aldan subfacies:

- 6) Bt-Hyp-Cord-Kfs-Q-Pl
- 7) Gr₆₈₋₇₆-(Hyp₄₃)-Bt-Cord-Pl-Q-(Kfs)

Rocks belonging to the Chogar and Soutam subfacies of metamorphism are also relict ones. Mineral associations of these subfacies given above are only preserved in areas not affected by cordieritization. In connection with intensive cordieritization there a new garnet with a higher ferruginity (about 76%) and hypersthene (f=43%) are formed, while sapphirine, sillimanite, spinel, enstatite and highly magnesian garnet disappear.

c) CaO-enriched and MgO-poor rocks: MgO:Fe_{total}=0.34-0.73; CaO (wt.%)=5-17%, MgO - 1.30-3.20%, normative corundum from 1.0 to 3.0%. To this subgroup belong rocks with fine-grained hornfels-like garnet and hypersthene. They form lenses and interbeds among biotite-garnet gneisses of the Bezymian suite and Sludyanka series.

Mineral associations:

- 1) Bt-Gr₇₇-Pl₆₅₋₇₀-Hyp-Q
- 2) Bt-Gr₇₇₋₇₉-Pl₇₀-Hbl-Hyp-Di-Q

M I N E R A L S

Rock-forming minerals of metamorphic rocks are represented by high-alumina minerals: garnet, cordierite, sillimanite, kyanite, sapphirine, spinel; calcium-silicate minerals: monoclinic and orthopyroxenes, hornblende; mica of phlogopite-annite row; plagioclase; potash feldspar and quartz. The following accessory minerals are present: zircon, rutile, apatite and magnetite.

Below there are six ferro-magnesian minerals of a variable composition and most important for the determination of P-T con-

ditions of metamorphism: garnet, cordierite, orthopyroxene, hornblende, biotite and sapphirine.

G a r n e t

Garnets of the pyrope-almandine series are widely distributed in metamorphic rocks of the area. They are observed in all rock groups except the ultrabasic metabasites. Garnet keeps its stability in all abyssal subfacies in South-West Cisbaikalia. Garnets are most sensitive indicators of metamorphism conditions because of their variable composition.

G a r n e t f r o m c a l c a r e o u s - s i l i c a t e r o c k s o f b a s i c c o m p o s i t i o n

Garnet-containing basic crystalline schists of the apoclogitic amphibolite type occur as small relict isolations in beds of hornblende-hypersthene and bipyroxene crystalline schists. In these rocks garnet forms large (up to 2 cm) crystals of dark-red colour. Reaction rims of hornblende-hypersthene-plagioclase composition are observed around garnet grains up to the formation of a complete pseudomorphosis. The chemical study of a garnet from coarse-grained apoclogitic amphibolites gives its zonal structure. According to preliminary data there the central part of the grains contains more pyrope component and a less grossular one (Table 1). Pyrope content decreases and the grossular one increases in the rim part of the grains, but the almandine content is almost constant in the centre and in the rim parts of the grains (41-45%).

Besides coarse-grained garnet amphibolites there are fine-grained amphibolites with tiny sub-idiomorphic garnet: 77% ferri-ferrous and 62% almandine (Table 1). Judging by relations of surrounding minerals (hornblende, hypersthene, plagioclase), garnet of this composition is stable, whereas magnesian garnets of coarse-grained rock varieties with their reaction rims are not. By their chemical composition there these garnets of apoclogite amphibolites go with garnets from eclogites of metamorphic complexes (Соболев, 1970).

The magnesian variety of garnets is peculiar with an increased Cr_2O_3 content (up to 0.17 wt.%).

G a r n e t s f r o m r o c k s o f i n t e r m e d i a t e c o m p o s i t i o n

In this rock group there the chemical composition of garnets from hypersthene-garnet enderbites of the Aldan abyssal subfacies was studied. Garnet of pinky-red forms subidiomorphic grains from 1 to 3 mm, often containing plagioclase and quartz. There are also fine idiomorphic garnet grains without inclusions of other minerals. They are of the pyrope-almandine series, but differ from garnets of this rock group, supersaturated with Al_2O_3 , by a higher content of grossular component (from 6.5 to 13%). Their ferruginity varies from 69 to 77 (Table 2). The grossular content in garnets from rocks of the almandine subfacies of metamorphism is directly related to the CaO content in these rocks.

G a r n e t s f r o m q u a r t z - c o n t a i n i n g r o c k s s u p e r s a t u r a t e d w i t h Al_2O_3

Garnet is one of the main rock-forming minerals in this rock group. Sometimes its content reaches 15-20%. Grain sizes vary from submicroscopic up to 1-1.5 mm in diameter.

Here are characteristics of garnets from ferriferous and magnesian rock varieties. Garnets of rocks enriched with CaO are close to the above-mentioned garnets from the third rock group of an intermediate composition, differing from them only by a slightly reduced content of pyrope (about 17%) and a high content of grossular (up to 16%).

Garnets of ferriferous and magnesian varieties are divided into ferriferous (almandine content 68-70%, pyrope 22-26%) and magnesian (almandine 45-51%, pyrope 46-51%). All garnets from this group of rocks contain little grossular and spessartine.

On N.V.Sobolev's diagram (Соболев, 1970) highly magnesian garnets lie in the field of the granulite facies. Garnets of medium magnesian content and also ferruginous varieties of garnets are in the field of the amphibolite facies of metamorphism (Fig.2).

The varieties of garnets compare well in their chemical composition with garnets from rocks of the granulite facies of the Aldan shield metamorphism (Маракушев, 1965; Карсаков, 1973; Кастрькина, 1976). Rocks containing ferruginous garnets ($f=70-76\%$) correspond to the Aldan subfacies. Rocks with highly magnesian garnets ($f=62-66\%$) - to the Soutam subfacies. Rocks with highly magnesian garnets ($f=47-55\%$) correspond to rocks of the Chogar subfacies - the most abyssal in the Aldan shield.

Garnets distinguished by chemical composition do also differ by a number of other features. Ferriferous garnets are pink or violet-pink. Their grain shape is usually close to idiomorphic; inclusions are composed of surrounding minerals (plagioclase, quartz, biotite).

Magnesian and highly magnesian garnets indicate a more complicated formation history, both of minerals themselves and of rocks containing them. First of all, two generations of garnets are clearly established. Garnets of the first generation (the most magnesian) remain as relict grains with inclusions of sillimanite, green spinel, rutile and occasionally sapphirine. Usually they are overgrown or fully replaced by idiomorphic or subidiomorphic garnets of the second generation. Under a magnifying glass these garnets of two generations may be distinguished by colour. Early garnet is brownish-pink or smoky-pink, but the latter one is orange-pink or orange-red.

Constant, often abundant, inclusions of sillimanite and green spinel in a first generation garnet are products of disintegration of the primary highly magnesian garnet. A more complete picture of the disintegration texture of first generation garnets may be observed only in rocks that have not undergone the following metamorphic transformations. Such rocks were found at SW of Baikal, near the Shaman promontory. In these rocks there garnets are intergrown with dendrite-like clusters of sillimanite or pierced by thick sillimanite needles. From the surface there garnet grains are replaced by aluminiferous enstatite. Usually only fragments of such a replacement are seen: enstatite with sillimanite needles, garnet with needles or clusters of sillimanite and with green spinel in the grain centre.

In conditions of the following cordieritization disintegration there textures of first generation garnets are very seldom

preserved. At the initial stage of garnet replacement by cordierite there enstatite disappears, but sillimanite and spinel remain. Rims of cordierite symplectites are more ferruginous, but still aluminiferous; hypersthene or rims of cordierite with inclusions of fine green spinel develop around the garnet. At an intensive cordieritization there pseudomorphs of cordierite with grains of spinel and sillimanite are formed over the garnet. Simultaneously with cordieritization grows occasionally a new ferriferous garnet (f=76%) stable with cordierite.

On a correlation curve drawn by ferruginity values of including rocks and garnets there are four fields of garnets (Fig.3). In the field I-I there are highly magnesian garnets. The connecting mean line indicates a weak dependence of ferruginity of these garnets on the ferruginity of bearing rocks. A similar picture is also given by garnets of a medium magnesian content (Field II-II). Ferriferous garnets show a more clearly expressed direct correlation dependence between the values of garnet ferruginity and their mother rocks (Field III). A particular field (IV) is formed by garnets from intensively cordieritized rocks. In this case there the cordieritization is accompanied by growth of garnets with an increased ferruginity.

Good reverse correlation is also discovered between garnet ferruginity and its Cr_2O_3 content (Fig.4). On this curve there garnets are grouped into two fields. The lower is formed by ferriferous garnets (f=70-75%) and the upper one by magnesian and highly magnesian ones. At an equal negative correlation there the magnesian garnets contain more Cr_2O_3 .

Rocks containing relicts of highly magnesian garnet differ by their typical granulite texture. Blue quartz therein composes long flat or fusiform lenses. The grain shape of highly magnesian garnets conforms with elements of schistosity and boudinage in the rocks; there are extended strings and flat lenses. Hypersthene crystallizes as monomineral aggregates along quartz lenses. Plagioclases in mother rocks also show intensive plastic deformation: smoothly bent twins, occasionally gliding twins on the background of disappearing earlier twins, antiperthite potash feldspar ingrowths bent parallel to plagioclase twins.

C o r d i e r i t e

Cordierite is a widespread mineral in the group of quartz-containing rocks supersaturated with Al_2O_3 in their magnesian variety. In colouring there light-violet varieties of cordierite predominate.

Optical properties of the mineral are quite uniform. Especially constant are refraction indices values ($N_g - 1.549$, $N_p - 1.539$). Numerous measurements of the 2V angle in cordierite came up with an interesting regularity. All cordierites to the South of the Large Sayan fault have a positive 2V, while cordierites from rocks occurring to the North of the fault have a negative 2V; magnitudes of 2V in both rock groups are usually similar ($74-78^\circ$). Only cordierites from relict rocks of the Chogar subfacies in the Sludyanka series show an unstable magnitude of the angle 2V (from $+67$ to $+85^\circ$).

The cordierite chemical composition has been insufficiently studied. There is only one analysis (Table 4) indicating its high magnesian content ($f=16.7\%$) and an unusually high water one.

Cordierite behaves as an unstable mineral in associations with highly magnesian garnets, enstatite, sappherine and biotite. All these minerals are replaced to some extent by cordierite. Garnets, highly aluminiferous enstatites and sappherine are subject to an especially intensive cordieritization. A basic plagioclase replacement by cordierite is also noted. In rocks metamorphosed in conditions of the Aldan subfacies with a garnet ferruginity of about 70-76% there cordierite does not show clear indications of its instability to garnet.

O r t h o p y r o x e n e s

Orthopyroxenes are widely distributed minerals. They occur in rocks of basic and intermediate composition and also in all varieties of highly aluminiferous ones. The ferruginity of orthopyroxenes mainly depend on composition of mother rocks. Hypersthene formed at the disintegration of highly magnesian garnets have a low ferruginity irrespective of the mother rock ferruginity (Sample 1, Table 4).

Hypersthene from rocks of basic and intermediate composition appear in lumps brown or olive-brown and under a binocular magnifying glass - transparent and clean. The hypersthene pleochroism of this rock group is clear, but not intensive. In rocks undersaturated with SiO_2 there hypersthene have a low ferruginity (about 29%) and a slightly increased Al_2O_3 content (about 4%). In SiO_2 saturated rocks there the ferruginity rises to 35% but Al_2O_3 falls to 1.3%.

Hypersthene from a rock group of average composition (enderbites) have a yet higher ferruginity (45-50%) at an Al_2O_3 content of 2.6-3.2% (Table 2).

For rocks of basic and average composition there a negative correlation maintains between the anorthite content in plagioclase and ferruginity of the coexisting hypersthene, after N.L. Dobretsov (Добрецов, 1970).

Orthopyroxenes from quartz-containing rocks supersaturated with Al_2O_3 are close to bronzites (Samples 1 and 2, Table 4) with an alumina content of 3.2-5.6%. The highest Al_2O_3 content and the lowest ferruginity in orthopyroxenes is observed in magnesian rocks (Samples 3 and 4, Table 4). Their composition makes them highly magnesian enstatites. These pyroxenes are formed as a result of highly magnesian garnet disintegration of enstatite+sillimanite or enstatite+hercynite+sapphirine.

S a p p h i r i n e

Sapphirine forms small elongated grains (not over 0.5 mm, along the axis). Its content in the rock varies from single grains up to 1-2%. Together with grains of brownish-green spinel and idiomorphic grains of rutile it forms spotty and lenticular or stripe-shaped isolations among the fine-grained quartz-plagioclase matrix. Occasionally sapphirine rims are noted around spinel. Sometimes it informs biotite, hypersthene and less frequently garnets. Sapphirine is not evident in lumps. Under a magnifying glass there spinel-sapphirine isolations are determined by their greenish-blue colour. Sapphirine pleochroism is bright greenish-blue along Ng, pale yellowish-pink along Np and along Nm - pale, greenish-blue. Sapphirine constants: $2V=54^\circ$, $C:Ng=6^\circ$; $Ng=1.714$, $Np=1.708$. Refraction index indicates that sapphirine belongs to a magnesian variety.

The main mass of sapphire and spinel in the rock was formed on a total garnet replacement by a fine-grained sapphire-spinel-plagioclase aggregate, where relict garnet is only occasionally present. Sapphire also develops over biotite. With this there a complete disintegration of highly-titanic biotite takes place over individual linear zones accompanied by a formation of an anhydrous association: spinel-sapphire-rutile-acid plagioclase, occasionally quartz and orthoclase-perthite. Instead of biotite there phlogopite becomes stable getting an almost double content of fluorine (Sample 6, Table 4), water content is lowered, titanium content decreases. Sapphire becomes unstable in the course of the following cordieritization. In cordierite-containing rocks there sapphire occurs only as isolated relict grains. Symplektite-like intergrowths of sapphire with cordierite were noted, caused by sapphire replacement of cordierite.

Studying the mineral parageneses makes it that rocks containing sapphire were formed over zones where P-T conditions of the Soutan subfacies reached their maximum value and approached conditions of the more high-temperature abyssal Chogar subfacies (Карсаков, 1975; Глебовицкий, 1976; Корииковский, Кислякова, 1975).

B i o t i t e s

The biotite composition in rocks of the granulitic facies in South-West Cisbaikalia is peculiar with a high titanium content; TiO_2 in biotites varies from 3.35 to 6.15 wt.%, where 4-5% is predominant. Under a microscope there the most titanious biotites have an intensive red-brown or orange-red colouring.

The diagram shows (Fig.4) that the majority of biotites belong to the phlogopite-annite series. The biotite composition usually depends on the composition of containing rocks. Biotites with a low ferruginity occur in rocks enriched with magnesium. But this is not always true, especially in rocks of the Soutan and Chogar subfacies, where rocks with a higher ferruginity also contain magnesian biotite, in composition close to phlogopite (for example, Sample 5, Table 4). The most magnesian biotites are contained in an association with a highly magnesian hypersthene and garnet. Usually coexisting hypersthene and biotite have close values of ferruginity. Biotites in rocks of the Soutam

and Chogar subfacies have the lowest value of ferruginity ($f=11-29\%$). They differ by a low Al content and a high Cr and F one. Biotites from the Aldan subfacies rocks are more ferruginous ($f=35-45\%$) and they contain more Al_2O_3 . On the diagram (Fig.4) they lie in the field of annite-siderophyllite. Biotites are of a reddish-brown or greenish-brown colour.

The alumina content in biotites is practically independent of alumina in the containing rocks. Ferriferous rocks supersaturated with alumina and enriched with magnesium contain biotites with a lower alumina content. Together with a lower degree of metamorphism there a decrease of SiO_2 content in biotites is indicated as well as an increase of tetrahedral aluminium (Fig.5), after E.N.Ushakova (Ушакова, 1970).

With an increase of the metamorphism degree in biotites there is a decrease of Fe^{+2} content and an increase of Ti, Mg and Cr quantities conforming with deductions of other authors (Engel et al., 1960).

H o r n b l e n d e s

Hornblendes occur only in rocks of a basic composition: hornblende-pyroxene shales and apoclogitic amphibolites. In lumps there hornblendes are dark-green, almost black. Pleochroism is olive-brown.

Table 1 gives chemical analyses of three hornblendes including one from an apoclogitic amphibolite. Chemically hornblendes are close to those from the granulite facies of metamorphism (Кобелев, Костюк, 1970), but differ by a higher content of total Al (up to 2.75 formula units) and especially by a higher Al^{VI} (0.71-1.01). Hornblendes are of higher Mg and lower Fe^{+2} values (especially Samples 1 and 2, Table 1). An increased content of Al_2O_3 , Na_2O , MgO and Cr_2O_3 in these hornblendes may be explained by their affinity to apoclogitic amphibolites.

ROUTE DESCRIPTION

Stop 1 is located at the 114th km of the Irkutsk-Ulhan-Ude highway. Apoclogitic amphibolites of the Sludyanka series with coarse relict grains of garnet are exposed in the road cutting.

Rims of symplektite ingrowths of plagioclase and hypersthene, occasionally hornblende, are around the garnet. Many garnet grains are fully replaced by a plagioclase-hypersthene aggregate with formations of light-coloured rounded pseudomorphs surrounded by a wide rim of coarse hornblende grains. The main rock mass has a hypersthene-plagioclase-hornblende composition. Coarse hornblende grains are surrounded by symplektites of plagioclase (70-80% An) and hypersthene.

Relict grains demonstrate zonal texture. In the central part of these grains there garnet has a more magnesian composition. The composition of garnets from such rocks is given in Table 1.

Stop 2 is located at the road cutting on the left slope of the river Pokhabikha, near the Shaman promontory. In the rock exposure of the Sludyanka series there an alternation of garnet and garnet-hypersthene granulites is observed having heavily disintegrated biotite-garnet gneisses containing relict interbeds and lenses of garnet-hypersthene-sillimanite granulites cordieritized to various degrees.

An interesting peculiarity of these rocks is a highly magnesian garnet with a ferruginity from 53 in garnet granulites to 47% in garnet-hypersthene-sillimanite granulites. Texture disintegration (of sillimanite and enstatite) is observed in the garnets.

Garnet-hypersthene-enstatite granulites are the most highly metamorphosed rocks in the area. They are allocated to the Sou-tam subfacies, according to A.A. Marakushev (MapakysheB, 1965), with metamorphism conditions of: $P_{total} = 9-10$ kbars, $T = 900-1000^{\circ}C$.

Stop 3 is on the left bank of the Sludyanka river, 3 km above the delta. Here biotite-garnet gneisses of the Sludyanka series are exposed, belonging to a ferruginous variety of quartz-containing rocks supersaturated with alumina. These rocks are of interest as they include garnets of two generations reflecting the changes in metamorphism conditions. Garnet I is more magnesian ($N = 1.754-1.760$, corresponding to $f \sim 47\%$). This garnet is a relict one. It contains abundant inclusions of sillimanite and green spinel. Grains of garnet are elongated or lenticular. Garnet II is the most widely distributed mineral in the rocks forming up to 10-15% of the rock volume. Garnet II grows over garnet I and forms abundant isolated isomorphic grains. The ferruginity of garnet II is about 65%.

Other rock forming materials in these rocks: plagioclase, quartz, biotite, potash feldspar. Plagioclase is present in two generations. Plagioclase I - coarse deformed plates with antiperthitic ingrowths of Kfs. Plagioclase II - small grains with clear twins and without antiperthitic ingrowths. Plagioclase I contains 35-40% of An and plagioclase II - 30-35% of An. Quartz, white or bluish, often in the shape of elongated lenses. Biotite ferruginity varies from 32 to 41%.

Stop 7* is on the left bank of the river Talaya, 3 km above the delta, with two small lazurite mines. In one of them, located 100 m from the river and representing a trench about 7 m deep, some 640 kg of lazurite were mined in the middle of XIXth century by G.M. Permikin, a well-known expert on Siberian mineral resources. The mine was untouched until 1972 when it was cleared and explored anew.

Lazurite mineralization is located in the central part of the carbonate rock horizon of the sludyanka series containing bodies of lamprophyres, monzonites, granite-pegmatites and diopside-scapolite metasomatites. The horizon thickness is over 100 m, rock dip - steep, North-East. A large part of the carbonate rock column is represented by calcite and calcite-dolomite marbles, skarned to a different degree. The marbles contain calcite, dolomite, diopside, forsterite, phlogopite, spinel, scapolite, hornblende, tremolite, plagioclase, epidote, serpentine, apatite, zircon, sphene, rutile and quartz. Dolomite marbles form separate beds, 1-8 m thick. This rock variety is enriched by graphite and sulphur.

In Cisbaikalia only dolomite marble beds containing small bodies of Al-Si rocks: granitoids, gneisses or skarns of magmatic stage ('boudins') are lazurite bearers. Diopside-lazurite and phlogopite-lazurite metasomatites usually develop at the 'boudin' contacts of alumo-silicate rocks and dolomite marbles. Quite often lazurite replaces silicates in skarned, essentially dolomite, marbles. The process of lazurite formation is accompanied by recrystallization, calcitization of dolomite marbles and additions of strontium into newly formed calcite.

Lazurite forms patch-like and lens-like accumulations usually not exceeding 1-2 m in diameter. An impregnated type of mineralization predominates and the mineral is rarely in continuous masses.

* Description by A.V. Tatarinov.

V.N.Vishnyakov

CARBONATE AND CARBONATE-SILICATE ROCKS OF SOUTH-WEST
CISBAIKALIA

Carbonate and carbonate-silicate rocks form about 50% in the column of the South-West Cisbaikalia Pre-Cambrian Sludyanka and Khangarool series. They vary considerably in colour, texture, structure, chemical and mineral compositions (Tables 5,6, Fig.6). Main rock-forming components are CaO, MgO, SiO₂, CO₂. Other oxides make parts of a per cent, rarely first per cents. Only in quartz-diopside rocks that are apatite-rich there the P₂O₅ content reaches 20.5%. On the whole, all varieties of metamorphic carbonate and carbonate-silicate rocks fall into two series: magnesian and calcereous (Fig.6) with wide silicic acid content fluctuations.

The highly siliceous part of the magnesian row is represented by quartz-diopside rocks covering a wide range of varieties from diopside quartzites through monomineral diopside rocks to calcite-diopside ones. Depending on the minerals and their content, rocks are white, greyish-white, bluish-white or blue and have a massive or finely rhythmic structure. The first one is typical for nearly all monomineral diopside varieties and the latter one is characteristic of diopside and apatite-diopside quartzites. By their grain size the rocks are fine-grained, rarely medium-grained. Diopside is represented by an extreme magnesian member of the series, and apatite by a fluorine-apatite one. Rocks of this group in Kooltook and Pereval suites make about 5% of the total column thickness.

Calciphyres and forsterite marbles are white, yellowish-white, rarely bluish-white, fine- and medium-grained, banded, occasionally massive. Magnesian calcite (MgO up to 3.5%) does often include exsolution dolomite ingrowths of a different shape. Forsterite is of a low ferruginity, usually surrounded by thin diopside rims. Sparse phlogopite flakes are colourless or slightly aureate. Spinel is colourless, light-grey, smoky, light-blue, green, pale violet, pale pink or red.

Calciphyres and forsterite marbles are widely represented in columns of Kooltook, Pereval and Bezymian suites, composing up to 50% of the carbonate bench thickness.

Dolomite marbles are characteristic of Bezymian suite. There are white, often of a greyish shade, medium- and coarse-grained thick-bedded rocks. Minerals-admixtures are rare, graphite being one of the most often accessory minerals.

Calcite-dolomite and dolomite-calcite marbles jointly form what may be taken as an intermediate group between magnesian and calciferous rock series. They are met with in all four suites of South-West Cisbaikalia, but are not of dominating importance. Calcite-dolomite marbles are close to forsterite marbles (calciphyres) by their mineral composition. Dolomite and calcite paragenesis is peculiar with forsterite. Diopside is usual in dolomite-calcite marbles; spinel occurs here more seldom than in forsterite calciphyres. The MgO content in calcites is 2.5-3.5%, exsolution ingrowths of dolomite are frequent.

Carbonate-silicate rocks of the calciferous series are represented by rocks of a quartz-calcite composition. Locally there parageneses with wollastonite develop over them. In both rock groups gradual transitions from calcite-quartz or wollastonite-quartz rocks to quartz and wollastonite marbles are observed. These are white, bluish-white fine- to medium-grained, massive or thick-bedded rocks. They occur in Kooltook and Pereval suites. More detailed characteristics of wollastonite-containing rocks will be given in connection with the Sludyanka wollastonite deposit.

Diopside and calcite (with diopside) marbles are bluish-white or white, thick-bedded rocks; the first ones are mainly fine- and medium-grained, the second are coarse-grained. A simple mineral composition is peculiar. Both marble varieties associate

closely forming jointly thick carbonate rock masses. The cement marbles deposit 'Pereval' is at one of such rock masses.

Diopside marbles are greenish-white and pink. They are characteristic of different series (the first ones - Khangarool, the second - Sludyanka series), but have much in common as: mineral and chemical composition (Tables 5, 6; Fig.6) and position in rhythmically-cyclic rock sets. Greenish-white marbles readily alternate in the column with diopside gneisses (crystalline schists) and pink marbles do with hornblende-pyroxene crystalline schists. Correspondingly, diopside from greenish-white marble is less ferriferous (up to 10-15% of hedenbergite content) than from a pink one (sahlites).

Sufficiently homogeneous benches of carbonate or carbonate-silicate rocks are rare in South-West Cisbaikalia columns. More typical is a thin or coarse alternation of rocks differing in magnesian and silica content, combining quite regularly. A definite affinity of carbonate rocks to one or another variety of gneisses is noted. Thus, graphite marbles do draw towards graphite containing biotite gneisses, marbles of the magnesian series do so to aluminiferous varieties and carbonate-silicate rocks do towards quartzite-like biotite gneisses. Contacts between carbonates, carbonate-silicate and aluminosilicate rocks may be both sharp and gradual, having an appearance of frequent thin alternations. A marking significance in carbonate rock benches have beds enriched with quartz, graphite, sulphides or spinel.

Marble deposit 'Pereval'

(Stop 6 in Fig.1)

The deposit is situated on the watershed of the rivers Pokhabikha and Sludyanka, within a lower member of the Pereval suite, mainly represented here by medium- or gigantic-grained calcite marbles with a low content of minerals-admixtures. Beds of low-magnesian marbles of 40-60 m thick are separated by layers of forsterite, diopside marbles and calciphyres, dolomite-calcite and calcite-dolomite ones. There are beds of quartz-diopside rocks, quartz and graphite containing marbles. Thin crossing dikes and veins of gabbro-diabase, granite-pegmatites and postphlogopites are met with.

Objects of cement raw material mining are calcite marbles containing up to 3.5-3.8% MgO. At the same time there calcite-dolomite and dolomite-calcite marbles are worked for ballast.

Calcite of low magnesian marbles is blue, bluish-white and white. The nature of the blue colouring is not established. Calcite crystals are rich with polysynthetic twins; MgO content in calcite is up to 1.26 wt %. Individual calcite crystals reach 10-15 cm in diameter. The growth of such large crystals was promoted both by an essentially calcite composition of marbles, a low content of minerals-admixtures and by depositing in a zone of a relative pressure reduction, connected with the formation of Komar gigantic exfoliation.

Sludyanka wollastonite deposit

(Stop 4 in Fig.1)

The wollastonite deposit on the river Sludyanka was discovered by the author in 1971. It is located 2 km from the town Sludyanka in the limits of a quartz-carbonate bench of the upper member of the Kooltook suite (Fig.7).

The stratigraphic column of the deposit includes all the main groups of metamorphic rocks characteristic of the region. Wollastonite-containing rocks form four complicated beds with an average total thickness of about 32 m. They belong to low-magnesian parts of the column and most often associate with diopside calciphyres, quartz-diopside rocks and calcite marbles.

Tectonically is the deposit in the North-East limb of the longitudinal Assyamov syncline, deformed by a superimposed transverse Pereval fold. As a result the rocks are under a propeller-shaped flexure, having a normal position in the Southern part of the deposit and an overturned bedding in the North. Boudinage is widely developed in various rocks. Biotite gneisses and hornblende-pyroxene crystalline schists come in; marbles and calciphyres go with plastic rocks. The maximum boudine length on a contour map reaches 200-500 m and the distance between them is up to 100-200 m.

Volcanic rocks are represented by dikes of monzonites, gabbro-diabases, minute veins of granite-pegmatites and pegmatites. Contacting them are thin (first cm) zones of magnesian and calciferous skarns.

Wollastonite rocks, in addition to wollastonite (10-65%), calcite (3-65%), diopside (2-38%), quartz (up to 27%) contain apatite, feldspars, ore-bearing (pyrite, magnetite, limonite) and secondary (montmorillonite group) minerals with a total content of 1-2%. Only in the central part of the deposit there secondary minerals over wollastonite make about 90%.

Wollastonite in fresh crystals is colourless, characterized by a high purity (Table 7).

Calcite is white, bluish-white, Mg content is 0.1-0.2%; manganese, titanium and iron are practically absent.

Diopside is colourless and belongs to the extreme magnesian member of the diopside-hedenbergite series (Table 8).

Parageneses with wollastonite along the strike West and South of the deposit are replaced by quartz-calcite associations, widely distributed within the limits of South-West Cisbaikalia. The formation of wollastonite (an abyssophobe mineral, unusual for granulite facies of metamorphism), comes in this section with the local decrease of P_{total} and P_{CO_2} , stipulated by the formation of an intensive boudinage zone at the main phase of the folding stage.

Many recently discovered outcrops of calciferous skarns do draw to the wollastonite zone.

Two types of calciferous skarns are distinguished: contact and patch-like ones. The first one of thin zones (2-5 cm) may be observed over contacts of plagioclase monzonite dikes with wollastonite rocks and the second one forms small (up to 10-15 cm in diameter) lenses and patches among wollastonite rocks showing no connection with any magmatic rock.

Full metasomatic columns over contacts of melanocratic monzonites with wollastonite rocks appear as follows:

00	1	2	3	4	5	6
Melano- cratic monzo- nite	Nearskarn pyroxene- feld- spar rock	Nearskarn feldspar- pyroxene- epidotic rock	Pyro- xene- gar- net skarn	Garnet skarn with pyro- xene	Pyroxene- calcite skarn	Calcite- wolla- stonite rock

Inconsistent thickness and composition are typical for zone 5. This is emphasized not only by fluctuations in the calcite

and diopside content, but also by a variable composition of the latter. The hedenbergite content in diopside varies from zero in the outer part of the zone up to 10% in its rear part.

Garnet from zones 3 and 4 is small, cream-coloured, contains about 75% of grossular in zone 3 and about 72% in zone 4. Pyroxenes from the same zone are represented by diopsides with a 10% content of hedenbergite. Compositions of associated minerals are given in Table 9*.

The patch type of calcereous skarns has most frequently a feldspar-quartz-garnet composition. Garnet is represented by colourless grossular, occasionally pale-pinkish or greenish, and pyroxene is there by diopside with a 10% content of hedenbergite. Chemical compositions of minerals are given in Table 10.

Minerals, previously unknown in the region, as thaumasite and desmine, occur in solution cavities.

Probably this type of calcereous skarns is genetically related to postphlogopite pegmatites and has a contact-infiltration nature.

There is yet to say that wollastonite, diopside-wollastonite concentrates and also non-enriched ores of the Sludyanka wollastonite deposit are good for manufacturing porcelain, earthenware, glaze, decorative tiles and other ceramic articles.

* Analyses were recalculated for quartz admixture in specimen K-54-Г-Г 1.5%, in specimen K-54-Д-Г 0.5%.

L.Z.Reznitsky

MINERAL ASSOCIATIONS OF MAGNESIAL SKARNS
IN SLUDYANKA PHLOGOPITE DEPOSITS

Phlogopite deposits of Sludyanka are known for about two centuries as a classical object of petrological and mineralogical studies and also as a natural mineralogical museum. The first analyses of Sludyanka minerals appeared in the home and foreign press at the end of the 18th century. Already in the second half of the 19th century the Russian mineralogist N.I.Kocksharov has carried out systematic crystallographic studies of excellently formed minerals from phlogopite veins, which are published in his 'Materials for the Mineralogy of Russia' (Кокшаров, 1852-1877) and 'Materialien zur Mineralogie Russlands' (Kocksharov, 1854-1886). Then also came out the first information on the geology of regional deposits. Mineralogical and petrographic studies were most intensive between 1925 and 1960 in connection with surveying and working phlogopite deposits.

Generally, Sludyanka phlogopite deposits are viewed as abyssal magnesian skarns (Коржинский, 1955; Жариков, 1968). The genesis of phlogopite-bearing pyroxene rocks and of phlogopite is disputed over many years (Смирнов, 1928; Пилипенко, 1930; Калинин, 1939; Коржинский, 1947; Барабанов, 1954; Калинин и Роненсон, 1957; Елизарьев, 1959; Шмакин, 1962; Резницкий, Васильев, 1971; Резницкий и др., 1977).

But the determination of phlogopite deposit types and their distribution in classification schemes of different metasomatites is similar and based on quite obvious differences in morphology, texture and structural position of phlogopite-bearing bodies.

These indications distinguish contact skarns of magmatic stage and three main groups of postmagmatic skarns. They are:

1. Zonal bodies with apocarbonate and apocaluminate skarns occurring at contacts of corresponding rocks.
2. Skarned basic crystalline schists.
3. Cross-cutting (fissure) phlogopite-bearing veins of the 'ladder' type.

Contact magnesian skarns of the magmatic stage are a common group of rocks, but insignificant by volume content. A well-known variety of most phlogopite mines are thin (up to decimeters) bodies of green diopsidites along the contacts of granite-pegmatites of the Sludyanka type with laminated-banded white calcite-quartz-diopside rocks. A correct zoning in exoskarns is absent, but a specific composition change across the borders is sharply pronounced: dark-green at the contact with granitoid diopside becomes gradually lighter and is passing into an unchanged rock. This is caused by a gradual change in diopside composition, mainly reducing alkalinity and totally ferruginity (Fig.9). In quartz-calcite-diopside rocks there are areas, which are intensively saturated with granitoid veinlets, appearing as 'eruptive breccia' with a characteristic zonal colouring of diopside rock of blocks-xenoliths, taken in some schemes as a special morphogenetic type of metasomatites.

Different borders are formed during the magmatic stage in contacts of granitoids with white, essentially calcite, marbles. There are small zones of bright-pink recrystallized marbles, gradually (at an interval of 5-40 cm) turning into white rocks. Green pyroxene, replacing white diopside of the marbles, concentrates at the contact and its quantity depends on the marble composition. At the replacement of marbles with a low magnesianity and silicate-poor, the quantity of pyroxene is not high: up to 5-10%.

One knows also more complicated bodies formed at this stage. In all cases magmatic stage skarns are characteristic of one common principal feature: a sharp contact with magmatic rock not affected by superposed (postmagmatic) transformations. There is no diopside-scapolite apogranite zone so typical for postmagmatic skarns and endocontact alterations go with a distinct desi-

lication and enrichment with clinopyroxene up to the formation of pyroxene-feldspar (potash feldspar) nearskarn rocks and often with a considerable content of sphene.

Clinopyroxenes of endoskarn zones seem to continue a row of exoskarn diopside, increasing the soda content, ferruginity and also the alumina content.

Among postmagmatic metasomatites of the first contact group there are two morphological types: formations at the contacts of magmatic (mainly granitoid) rocks with carbonate and bed bodies ('zones') at the bed borders of aluminosilicate and carbonate rocks.

Magnesian skarn bodies at borders of granitoids with carbonate rocks are widespread, but mostly of small dimensions. The following zonal structure is typical:

Grani- toid	Desilico- nized granitoid or diop- side-po- tash feld- spar near- skarn rock	Diop- side- scapo- lite rock	Diop- side- phlogo- pite rock ('silu- dite')	Diop- side rock	Diop- side- phlo- gopite calci- phyre	Skarned marble	Mar- ble
----------------	---	--	--	-----------------------	--	-------------------	-------------

The diopside-feldspar zone is distinct with replacing of mainly plagioclastic granitoids, but desilication and enrichment of the zone with clinopyroxene around the contacts is normal. In the front part of the column replacing dolomite-containing marbles (calciphyres), the zone of phlogopite-diopside calciphyres is gradually taken by diopside-phlogopite-forsterite and then by phlogopite-forsterite (\pm spinel) calciphyres, transforming into marble. Intermediate zones of the column are very stereotyped and always present as minute (centimetres-decimetres) crustal bodies. This is different at an intensive process developing in thick carbonate horizons inside granite-pegmatite fields. Large (up to many metres) blocks-xenoliths of marbles are transformed here into metasomatic calciphyres and diopsidites with phlogopite and desilicated zones of granitoids reach several metres; a considerable recrystallization of metasomatites is usual with the formation of coarse crystalline phlogopite of the 'crustal type', distorting correct zonal body construction.

Metasomatic bodies (zones) at contacts of gneiss and carbonate beds differ rather in types, first of all depending on the composition of initial contacting rocks, the primary character of contacts and on the intensity or scale of metasomatism. Zoning of thin (up to 0.5-1 m) contacting bodies is similar to that of 'crustal' borders, but expressed weaker and less correct.

There is no diopside-scapolite rock formation at the replacement of biotite and aluminous biotite gneisses and diopside-phlogopite zone borders directly with altered (potash-feldspatized) gneisses. Commonly there thin (up to 3-5 m) marble interbeds in gneisses are completely replaced by diopside-phlogopite or, more often, by diopside rocks with scattered phlogopite.

Tracing such zones along the strike up to their transfer into marbles one observes a successive substitution of metasomatic rocks, repeating the lateral zoning of the usual type.

In large contact bodies-zones (sometimes 20-40 m thick and hundreds of metres long) the zoning is always less distinct. Such zones are almost wholly diopsidites with a coarse crystalline impregnation and isolated patches of other minerals: phlogopite and calcite together with apatite and diopside. This phlogopite represents the second traditionally differing type of coarse crystalline mica occurring in the region - 'patch' or 'patch-veinlet'.

The second group of postmagmatic metasomatites - skarned basic crystalline schists - are so called after V.A.Zharikov's terminology (Жариков, 1968) 'uncompensated endoskarns' (below as 'endoskarns'), considering their development among alumosilicate rocks outside the ordinary contacts with carbonate layers. The composition of skarned rocks includes: plagioclase-hornblende and plagioclase-pyroxene crystalline schists, many calcareous (calcite-containing) varieties with scapolite, interbeds of pyroxene calcite marbles and 'pink' calciphyres. Such magnesian skarns and nearskarn rocks are usually taken as a result of a successive row of mineral replacement: skapolitization (and diopsidization), pargasitization, phlogopitization, corresponding to the zones of metasomatic column infiltration (Коржинский, 1947). The 'endoskarns' are quite diverse in petrography, but the predominating types are pyroxene-scapolite, calcite-

pyroxene-scapolite rocks, often with phlogopite and pargasite. They develop primarily over calcareous plagioclase-pyroxene crystalline schists, taking in some thin beds of amphibole-containing varieties and calciphyres. Another widespread type, the diopside-pargasite rock, forms by substitution of more ferriferous (and aluminiferous) crystalline schists-pyroxene-amphiboles and amphiboles. Among the fine-grained, gneiss-like 'endoskarns' there are layered zones of coarse crystalline calcite-pargasite, calcite-diopside-scapolite rocks.

Partial substitution of crystalline schists is fixed among all fields of magnesian skarn development, but most intensively, up to a complete substitution, it is near accumulations of phlogopite-bearing veins. But in these areas the characteristic laminated structure of substituted packets is retained too because appearance and variation of 'endoskarn' composition reflect the composition of the initial rocks and often also structural peculiarities of the latter (banding, thin layering).

Most endoskarn varieties have a dispersed medium and coarse-crystalline phlogopite; their patches contain calcite, corresponding in principle to the 'patch' morphological type of contact zones.

Phlogopite veins of the 'ladder' type - a very specific representative of a magnesian skarn formation. Contrasting most other phlogopite deposits, ladder veins in Sludyanka deposits are the main type of coarse-crystalline phlogopite concentrations. Subvertical veins cut across the courses of complicatedly compound aluminosilicate rock beds and bodies of magmatic rocks, occasionally 'superposing' similarly oriented cross veins of earlier granite-pegmatites and pegmatites also traced through contact metasomatites and 'endoskarns'. Thus, this vein type is absolutely different from 'crystal' and 'patch' phlogopite.

Average vein dimensions are tens of metres along the dip and the strike, first metres in thickness.

Generally, the veins have a distinct symmetrically-zonal structure (from contact towards centre)

Crystal- line schist	Diopside- -scapolite zone	Diopside- -phlogo- pite zone	Diopside zone	Phlogopite zone	Calcite 'core'
----------------------------	---------------------------------	------------------------------------	------------------	--------------------	-------------------

In the composition of central gigantic crystalline zones, which begin from the diopside one, there are also apatite, scapolite, pargasite and barium feldspar (hyalophane).

Two types of zoning differing not only morphologically, but also by composition are combined in the veins. Fine-grained border metasomatic zones 5-30 cm thick are strictly analogous in one type of lateral rocks and regularly alter with the change of the latter. Thus, there is no diopside-scapolite zone in biotite gneisses; the lateral zoning of veins reduces in contacts with bed metasomatites, as if it is supplemented by the bordering skarns; vein gouges in contacts with diopsidites and coarse-crystalline 'endoskarns' are composed of recrystallized minerals of these rocks without correct zonality, etc. *

Gigantic crystalline (inner) zones, composing main vein-volume behave differently. Thickness variations and complete omission of phlogopite zone produce a usual longitudinal (along dip and strike) vein zonality; there are small veins without coarse-crystalline phlogopite zone ('calcite' ones). Relations between minerals of veins' inner parts are not constant. In the simplest case (for 'calcite' intervals of veins) there parallel-columnar aggregates of diopside, scapolite and pargasite 'intergrow' into calcite mass perpendicularly to the vein walls, while apatite crystals 'swim' in the calcite core. Phlogopite grows over the columnar aggregates in developed phlogopite zones, substituting them, up to the contact with fine-grained diopside, occasionally with a diopside-phlogopite zone. The ideal picture is often distorted. Thus, in calcite 'core' there are quite often well-faceted crystals of all silicate minerals, while diopside and scapolite may include crystals of phlogopite; apatite may concentrate at vein gouges, containing silicate minerals with calcite in the centre or, on the contrary, form cuttings in calcite 'core', etc.

Quantitative relations of vein minerals, uniform on the whole in their composition, may change widely even in different intervals of the same vein.

A different mineralogical type of ladder veins is known only at one deposit of the region - the Talaya one. Forsterite occurs widely in its veins, sometimes composing a forsterite zone (in place of diopside) and forming large (up to 20-40 cm) crystals

in vein calcite which also holds spinel inclusions.

For the central part of the Sludyanka field there a definite area (lateral) zoning is established in locations of phlogopite deposits of various morphological types (Fig.10). Without examining the formation mechanism, it should be underlined that zoning is not connected with any temperature gradient or contact aureole of granitoids, but is stimulated by structural factors (Резницкий, Васильев, 1971). This is a peculiar, structural-facies zoning of this deposition

Rock-forming minerals

Parageneses of magnesian skarns are composed by a limited number of common rock-forming minerals among which only sulphate-scapolites and hyalophanes of ladder veins may be mentioned as exotic ones. The fame of Sludyanka as a 'natural mineralogical museum' is mainly due to the perfect forms and unique dimensions of the ladder-vein crystals. Finds are known at the deposits of phlogopite crystals up to one metre in diameter and 1.5-2 m high, prismatic crystals of apatite, diopside and scapolite over a metre long. Besides, there is an unusual colouring of minerals: white and bright-green diopside, lilac scapolite. Many morphological and colouring varieties of Sludyanka minerals have received their own designations: baikalite, moroxite, stroganovite, lavrovite, koksharovite and others.

Brief characteristics are given below of the main minerals, whose composition examples are shown in Table 11. The analytical material on pyroxenes and especially phlogopites of Sludyanka is quite abundant in literature and is not listed here.

Phlogopite in all parageneses is actually close to a series of phlogopite-eastonite, varying considerably in Al-content or in the total sum of R^{3+} : Ti and weakly - by particular ferruginity (Fig.11). It should be mentioned that the ratios of iron oxides are usually distorted to the benefit of oxide in the majority of the analyses (from ground material). A direct dependence of phlogopite magnesian-skarn composition (ferruginity) on the ferruginity of substituting rocks has been noted long ago. Generally, the micas of 'crustal' bodies are most magnesian, and of ladder veins - most ferriferous among the crystalline schists

and 'endoskarns' and, in particular, in associations containing pargasite. Phlogopites produce a wide colour row, which occasionally led to the following identifications of phlogopite types as 'silvery', 'amber', 'cherry', 'gipsy', etc. The F and OH ratio in micas changes widely and irregularly, mostly due to the degree of mica hydration (vermiculitization). The constant amount of BaO present in phlogopite is between 0.6 and 2.2%.

The specific feature of large vein phlogopite crystals is coloured zoning of growth, sometimes underlined by zonal distribution of hard microinclusions. Up to 15-20 rhythmically alternating dark- and light-coloured zones may be counted in some crystals. Zone differences of ferruginity are not high, but may be quite noticeable by Ba, F, OH and especially the microelement content. For instance, Cr and V constants may differ 2-2.5 times.

Clinopyroxenes differ by their appearance: from greyish-white to almost black visually and from colourless to dark-green in thin sections. Judging by quite representative analytical information at hand, the majority of magnesian skarn pyroxenes are close to diopside proper and only in pyroxene-scapolite 'endoskarns' and pyroxene-feldspar nearskarn rocks ferruginity reaches that of sahlites (Fig.12).

The composition of pyroxenes, as in the case of micas, clearly depends on total chemistry of rocks, position in the body section and paragenesis. At the same time, there this group of postmagmatic pyroxenes is characterized by a common peculiarity, which appears distinctly in comparison with pyroxenes of metamorphic carbonate rocks, close by their mineral associations. In the latter case there pyroxene compositions vary mostly in diopside-hedenbergite series, while in pyroxenes of postmagmatic skarns isomorphism of the tschermakite type (Fig.13) is sharply expressed. Basic composition variations are connected with trivalent iron and alumina in both coordinations with clearly dependent variations in ferrous iron and soda content. The most ferriferous sahlites of scapolite 'endoskarns' diverge from the general regularity, but the displacement of their compositions in relation to clinopyroxene of parent rocks (calcareous crystalline schists-calciphyres) is of the same nature: increase of the sum R^{3+} and stability of decrease of hedenbergite. The calcium content in the series of postmagmatic pyroxenes is stable, corresponding to diopside level whose compo-

sition deviations are thus directed towards fassaite. But even the most aluminiferous varieties (up to 4-6% Al_2O_3) do not reach the field of fassaites by Ca, Mg and ΣFe correlation.

Pyroxenes of the magmatic stage contact skarns form another isomorphic row, in which, together with noticeable variations of hedenbergite minal, the content of soda and ferric oxide (aegirine) changes, and in alumina near-skarn rocks - primarily in VI coordination. The Ca content reduces regularly with the growth of hedenbergite and aegirine minals, i.e. isomorphic substitutions in this series are directed from diopside to aegirine-augite and ferriaugite.

The pyroxene composition is not constant in the columns of magnesian skarn bodies. In the zonal postmagmatic contact bodies there the ferruginity (and less distinctly - Al-content) of pyroxenes grows from carbonate to Al-Si rock, the level being stable within the limits of each zone in the column. A similar changeability of pyroxenes from calcite 'core' to contact is usual for ladder veins too. Such a regularity is well fixed where the ferruginity of Al-Si rock is high. In contacts with granitoids or leucocratic biotite gneisses, the pyroxene ferruginity - in this case minimal - varies insignificantly. More clearly, fluctuations of diopside compositions with a low ferruginity are fixed by microelement content: Cr, V, Ni, Co, which often alter unidirectionally, but correlate with the general ferruginity of pyroxenes in different body generations and types.

In large crystals of the vein diopside there coarse-colour growth zoning takes place less frequently than in phlogopite, but a regular zonal distribution of microinclusions in crystals is usual.

P a r g a s i t e is not one of the constantly present minerals of Sludyanka metasomatites for which low ferriferous (pargasite-less) types of columns are typical. It is distributed in certain varieties of apocrystalloschist 'endoskarns' and in ladder veins inside basic crystalline schists, mainly in areas bordering with pargasite containing 'endoskarns'. All pargasite deposits are as a rule ferriferous and with a higher ferruginity than clinopyroxenes or phlogopites associating with them; visually they are black-coloured. Large crystals (up to 10-25 cm in the veins) have a characteristic flat prismatic shape with longitudinal striations.

A small number of the available analyses, nevertheless, covers all pargasite generations. As may be seen from Fig.14, pargasites belong to the pargasite-ferrohastingsite row itself, with considerable deviations only towards tschermakite-ferrotschermakite. Regular differences between generations are not noticeable, except a somewhat increased fluoricity of pargasites in the veins (Table 11). Pargasites of fine-grained endoskarns differ by an increased content of Cr - up to 0.3%, i.e. an order higher than in ladder-vein pargasites.

Scapolites are quite stable in various parageneses on their composition, the extreme limits lying between 65 and 80-85% Me, predominating compositions having 75-78% meionite. The exceptions are formed by more sodic, peculiar lilac scapolites - glaucolites, but these are not typical for phlogopite deposits and are distributed primarily at lazurite ones. Scapolites of all compositions belong to the branch, deficient in chlorine, in which substitution of CO_3 by chlorine does not conform to the content of marialite (isomorphism $\text{CaAl} - \text{NaSi}$ without variations in additional anion group). The typomorphic peculiarity of large scapolite crystals from the veins is in a high content of sulphate component (up to 2.5% SO_3), whereas in contact-bed metasomatites carbonate-scapolites are usual with a SO_3 content within 0.1-0.5%. Hard microinclusions are typical for scapolites and an orderly grouping of microinclusions by the growth zones is often noted in the vein crystals.

Apatite exists in contact-bed metasomatites as an accessory mineral, reaching considerable quantities only in coarse-crystalline patch isolations. On the contrary, apatite is very characteristic of ladder veins, where its content may reach 50% and more. Apatites, especially from the veins, vary considerably in colour - from milky-white and pink to clear bluish-green; dark-violet crystals with spotty colouring occur also. By their composition all the varieties belong to fluorine-apatites; a noticeable chlorine content is noted in isolated analyses of apatites from patches in bed diopsidites (Table 11). In addition, magnesian skarn apatites regularly contain sulphur, which does not exist in metamorphic rock apatites, the maximum sulphur content being in ladder-vein apatite. A stable isomorphic admixture of 0.8-1.0% silica is characteristic of this generation.

As the majority of other ladder-vein minerals there crystals of vein apatites contain a complex of syngenetic hard microinclusions with needle and prismatic shaped microcrystals regularly oriented relative to the host-mineral lattice. This fact was known for apatites in 1930, but only recently it was possible to establish that 'microparagenesis' of apatite includes quartz, anhydrite and calcite (Резницкий, 1976). It is interesting to note, that the first two minerals are not present in the microparagenesis of veins. The total volume of microinclusions is insignificant: 0.1-0.3%, but due to their minute dimensions (microns - tens of microns) there apatite is densely saturated with them, the internal texture of crystals being clearly drawn out. Because of this, apatite reflects the complicated crystallization process in ladder veins more clearly than other minerals. Crystals are found with growth zoning of different types (up to scores of zones) and marks of resorption and regeneration of phantom-faces and also block and mosaic crystals. Colour shades and especially transparency degrees of apatites obviously depend on quantities and distribution characters of hard and fluid microinclusions.

Hyalophane (barium-containing potash feldspar) occurs in ladder veins quite rarely in comparison with other minerals. It forms well-faced isometric or extended crystals reaching 30-40 cm in diameter, diverse in colour; semi-transparent grey and light-grey, opaque white and pink. In all analytically checked cases the potash feldspars of the veins had a high barium content: 4-7% BaO (Table 11). Hyalophane is most often found in the veins intersecting granite-pegmatites or pegmatites, whose potash feldspars are marked by an increased barium content: from 0.3 to 1.6%.

Calcite is relatively stable in various parageneses on its content of main isomorphic admixtures - Fe, Mn, Mg (up to 0.5%). Calcites differ by an increased magnesian content - up to 1.5-1.7% $MgCO_3$ - only in association with forsterite (spinel) in corresponding zones of magnesian skarn bodies. Other typical element admixtures, Ba and Sr, vary more widely and quite regularly, being indicators to determine calcite generations. Three main generations of primary calcites stand out quite distinctly in magnesian skarns: 1) from magmatic stage skarns, 2) from contact-bed postmagmatic metasomatites and 3) from ladder veins. The peculiar-

rity of vein calcites is a specific form of barium location, the majority of which is present as an independent phase - extremely thin, regularly oriented microcrystals of barite. The formation of the latter is interpreted by a number of indications as a result of the disintegration of calcite hard solutions, primarily containing isomorphic Ba and SO_4 (Резницкий, Воробьев, 1975).

Dimensions of calcite monocystals in ladder veins reach 15-30 cm. They are distinct with a regular arrangement of abundant fluid and syngenetic hard microinclusions (the latter being usually represented by anhydrite). In good sections of calcites there phantom-crystals are found by microinclusions with periodic growth zoning or more complicated construction similar to those peculiarities of apatites and other vein minerals.

ROUTE DESCRIPTION

Stop 5. Quarry of phlogopite deposit 'Mine No.2'.

Mine No.2 is one of the typical Sludyanka deposits with intensively developed postmagmatic metasomatites and series of ladder veins.

This deposit is in a core of a large strongly compressed (isoclinal) syncline, complicated by smaller folds. The main part of the quarry passed through a rock mass composed mainly of various biotite gneisses. Among them are biotite-garnet, biotite-cordierite-garnet, sillimanite-containing proper biotite (often leucocratic varieties) and migmatized gneisses. In gneisses thin carbonate rock interbeds are frequent as white diopside-calcite and infrequent are dolomite-containing marbles and calcite-quartz-diopside rocks. In the central part of the quarry they are almost fully transformed by metasomatic processes. In the anticline curve (Western scarps of the quarry) lies a body of basic crystalline schists - pyroxene-amphibole, pyroxene, Ca-pyroxene with marble interbeds including calcite pink varieties with pyroxene and white dolomite-containing rocks with forsterite and spinel.

In the East the layered rock mass is cut by a thick dike of rocks generally known in the region as 'monzonite'. These are the oldest of magmatic rocks observed in the quarry. The dike composition includes proper pyroxene monzonites containing medium plagioclase and potash feldspar, various melano- and leucocratic veir

syenites and rocks of the syenite lamprophyre type. Monzonites have undergone a noticeable metamorphism that caused variations in rock composition.

The next magmatic rocks by age are subalkaline microcline granite-pegmatites (orthotektites) which do form series of concordant veins, but in some places they do make differently oriented branching streaks and interboudine bodies. During the quarry passage there relatively large cross-cutting pegmatite veins were discovered. Isolated partially disintegrated outcrops of them may be observed in top ledges of the West scarp.

Small zones of diopside metasomatic rocks are usual in biotite gneisses but not so usual are diopside-phlogopite metasomatic calciphyres (postmagmatic stage). These rocks are formed by replacement of carbonate interbeds. Transitions to them could be observed in the course of the quarry passage and in the branching mine adits. Scapolite and pargasite-containing rocks have developed in places over basic crystalline schists. Rarer are banded phlogopite-diopside rocks and layered zones of diopside over biotite gneisses, developed in the vicinity of the ladder veins. Coarse-crystalline isolated patches of calcite, diopside and phlogopite are usual in bed metasomatites. Totally or partially replaced granitoid veinlets show also. At the large blocks on the second (from below) ledge granite-pegmatite veinlets may be noted in metasomatic calciphyres with distinct 'crystal' borders: diopside-scapolite, diopside-phlogopite, occasionally small diopside zones. The next zone in order, in this case, are rocks of the metasomatite body.

Ladder phlogopite-bearing veins are numerous in the deposit, but they are mainly worked out. In the quarry walls there are jutting parts ('tails') of ladder veins, chiefly composed by diopside, and essentially calcite veins: usually calcite intervals of extended veins with a longitudinal zoning. On the second (from below) ledge a section of the vein is open in the quarry cave-in with a well defined zone of large phlogopite crystals (an example of asymmetric zoning). It is also seen here that the vein occupies a large interboudine space. At the Western vein extension there a marble layer is bent sharply into a transverse fold.

Parallel to the older ones there thin bodies of postphlogopite pegmatites and also quartz-carbonate intersecting veinlets are visible in the quarry.

Stop 3A (0.5 km to the North from stop 3, Fig.1). Quarries of phlogopite deposit 'Mine No.3'.

Several small quarries are rowing upon the left valley slope of the river Sludyanka just opposite the mine administration building. The deposit discloses relations of metasomatic rocks of different age and morphological types.

The quarries open a phlogopite-bearing band along a large geological border: contact of an essentially gneiss part of the rock mass with a thick bed of carbonate rocks adjacent North-West.

Directly in the quarries there are the following contacts: from SW - bed of amphibole-pyroxene and Ca-pyroxene crystalline schists and from the carbonate horizon - white calcite-quartz-diopside or quartz-diopside rocks with bands of blue apatite alternating with quartz-diopside-calcite marbles. Over the whole extension (about 300 m) a lens-like body (2-3 to 18-20 m thick) of postmagmatic diopside metasomatites is abutting the contact.

The quarry walls show where unaltered calcite-quartz-diopside rocks were preserved and that they are impregnated by frequent veinlets of granitoids. Granitoids are subalkaline, microcline-perthite with clinopyroxene and sphene; contacts are surrounded by thin fringes of diopsidites - magmatic stage skarns.

Postmagmatic light-green diopsidites are developed primarily over carbonate and quartz-diopside rocks and replace earlier skarns and granitoid veinlets. Relicts or contours of the latter are frequently seen between green diopside rocks in the shape of veinlet-like coarse-grained diopside-scapolite aggregates (occasionally with phlogopite). It is supposed that the whole zone at the contact was abundantly saturated with granitoid veinlets ('zone of network injections') and therefore postmagmatic processes have manifested here more intensively.

In fine-grained diopside rocks there occur irregular patch-like isolations of creamy or pinky coarse-grained calcite with diopside, infrequently - apatite and phlogopite. In the worked-out quarries parts there were many of such isolations with large phlogopite crystals and they served as mining objects (patch type of phlogopite).

In the walls and partially in the quarry road-bed there several small phlogopite-bearing veins of the ladder type are opened similar to the veins of mine No.2. Relations of the ladder vein with the contact-bed metasomatic zone may be examined in the lower (South-East) quarry. Transforming into a diopside rock there the vein loses its correct shape and defined borders and is traced as a chain of coarse-crystalline accumulations of calcite, diopside, phlogopite and apatite. In the opposite scarp of the quarry a transverse cutting zone of green diopside rock may be seen in white quartz-diopside rocks of the vein extension.

A frequent occurrence of glaucolite and barite may be taken as a mineralogical peculiarity of this deposit. Lilac scapolite (glaucolite) shows mainly in thin veinlets on the extension of granitoid veinlets in diopsidites. Late low-temperature barite mineralization is indicated in the formation of small patches of barite in ladder veins, diopsidites, occasionally even in quartz-diopside metamorphic rocks. P.V.Kalinin indicated the find of witherite together with barite. The development of amphibole of the tremolite-actinolite series over diopsidites is usually accompanied by barite mineralization.

V.I.Levitsky and Z.I.Petrova

MINERAL ASSOCIATIONS OF 'WHITE CUTTING'

White Cutting is an artificial exposure of one of the thickest carbonate beds of the Sharyzhalgay series on the Baikal shore, created in connection with the railway construction around the lake at the beginning of this century. It is located approximately at the middle between port Baikal (issue of river Angara) and the Kooltook railway station.

The Sharyzhalgay series is made up of old rocks of South-West Cisbaikalia. They compose a so-called Sharyzhalgay bulge, which strikes from the South-West end of Baikal North-West for 300 km at a maximum width of 70 km and is, together with Aldan and Anabar shields, an exposure of Archean foundation of the Siberian platform.

Studies of the Sharyzhalgay series were taken up by N.I.Svital'sky, B.Z.Kolenko and continued by D.S.Korzhinsky heeding the discovery of facies conditions of metamorphic processes. Later on there stratigraphy and metamorphism studies were carried out by Yu.Z.Elizaryev, A.A.Shafeev, I.N.Krylov et al.

By metamorphism manifestations, fold deformations, magnetism and metasomatosis there three genetic rock groups are made out formed on consecutive stages of its development: metamorphic, ultra-metamorphic and postmagmatic. Granulite facies rocks are the oldest, mainly represented by amphibole-bipyroxene, biotite-amphibole-hypersthene, biotite-amphibole-diopside and by essentially amphibole plagioclites alternating with hypersthene-diopside, biotite-hypersthene and biotite-garnet gneisses and marbles. The granulite facies rock age determined by a lead isochronous method

on large gneiss samples, is 2.9-3.0 billion years (Соботович и др., 1965).

Rocks of the following, ultra-metamorphic stage have the widest distribution over today's truncated Sharyzhalgay series. They develop over granulite facies rocks. The transformation of initial rocks took place in the following sequence: crystalline schist (gneiss) migmatized schist (gneiss) magmatite with schist (gneiss) relicts shadow migmatite. In the areas of continuous development of the shadow migmatites there a fusion of granitoid magma took place. Basificates developed in conjunction with migmatites over most basic schists and gneisses. Columns of magnesian, alkaline-magnesian and calcereous skarns were formed as intermediate products of the marble granitization. In general, processes of ultra-metamorphic transformations manifested themselves mainly as high-temperature regional metasomatism, accompanied by local fusion and crystallization of granitoid magma. The newly formed parageneses indicate that they formed under conditions between granulite and amphibolite and in those of an amphibolite facies of metamorphism. The absolute rock age after a rubidium-strontium isochronous method is 1.8 billion years (Герлинг, Варшавская, 1966).

Rocks of the postmagmatic stage are developed locally. They compose zones, veinlets, veins and intersecting rocks of earlier stages. Postmagmatic metasomatites are most widely distributed in places of skarn development of the previous stage. They are represented by magnesian and calcereous skarns (phlogopite, amphibole, garnet and wollastonite), clinozoisite metasomatites and other varieties.

Quite widespread are formations of all three stages. Especially important is that the processes of postmagmatic metasomatism were fairly intensive, resulting in the formation of phlogopite-bearing metasomatites, specific nepheline rocks, metasomatites with gem spinel and other formations.

Carbonate rocks do lie in a core of a gently sloping Shoosmikha anticline, formed by an overlying body of lenticular-banded charnockites. Investigators think these carbonate rocks to be the deepest exposed part of the Sharyzhalgay series column (Крылов, Шафеев, 1969). The main carbonate bed is 180-200 m thick and the extent of its outcrop is 1.5 km. Within the bed

limits there are thin (0.5-8 m) and usually highly boudined interbeds of hornblende-pyroxene plagioclases, biotite and magnetite-pyroxene plagiogneisses. Besides, in the central part of the exposure there carbonate rocks are intersected by a thin dike of olivine basalt. Similar dikes are rather typical for Cisbaikalia.

Both the main bed and small interbeds of White Cutting carbonate rocks at to-day's erosional truncation consist almost fully of various products of ultra-metamorphic and postmagmatic transformations of the initial marbles. Forsterite and spinel-forsterite calciphyres do predominate and magnesian skarns are widely distributed. The initial marbles have remained only as small relict bodies of lense-like or isometric form. Dimensions of such bodies do not exceed 1 x 3 m and rocks are almost wholly composed of dolomite, i.e. represent dolomite marbles (Table 12, analysis 1).

Rocks forming over dolomite marbles at the ultra-metamorphic stage may be divided into two groups by their geological position: a) rocks observed outside the contacts with granitoids; b) rocks located at the contacts of carbonate rocks and granitoids. These two groups correspond to two phases of a single process of dolomite marble granitization. The formation of earlier phase rocks happened under the action of granitizing solutions before the mass fusion of granitoid magma and occurred simultaneously with the magmatic formation in the mass of crystalline schists. Conditionally this phase is called 'migmatite'. The rock formation of the next phase proceeded according to the mechanism of magmatic replacement over the front of a displacing magmatic melt. Such a replacement mechanism is examined in the works of D.S. Korzhinsky (Коржинский, 1966), V.A. Zharikov (Жариков, 1968), L.I. Shabynin (Шабьнин, 1973). This phase is named 'magmatic'. The relations between rocks of these two phases are not always simple. But all metamorphic rocks have distinct relations with formations of the postmagmatic stage: the latter either develop over them or form intersecting bodies therein.

At the migmatite phase do form forsterite and spinel-forsterite calciphyres (Table 12, analysis 2) almost wholly displacing beds of dolomite marbles and also zonal and non-zonal metasomatic bodies of a vein, lense-like and pipe-like shape. The most widely distributed rocks are monomineral pyroxene skarns, observed

either as independent bodies or as bodies composing inner zones of skarn columns. In the outer parts of the bodies there occur orsterite and forsterite-pyroxene skarns. Less frequent are alkaline-magnesian skarns with a zonal texture: (nepheline-potash eldspar-calcite-pyroxene rock) - (nepheline-calcite-forsterite rock) (Table 12, analysis 3) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble).

Near contacts of marbles with crystalline schists and in thin marble partings in the inner zones of the zonal bodies appears spinel, ferric minerals become more ferriferous and aluminiferous; the rock mineral composition and metasomatite body structure becomes more complicated. The following body structure is seen (scapolite rock) - (scapolite-pyroxene rock) - (spinel-pyroxene-forsterite skarn) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble). A lower distribution have zonal bodies containing simultaneously anorthite, fassaite and spinel. Among the non-zonal vein and lense-like skarn bodies there red, ruby and pink spinel is widespread. Bed-like bodies up to 5 m thick, having: (migmatized plagioclase schist) - (pyroxene-plagioclase rock) - (spinel-pyroxene skarn) - (spinel-pyroxene-forsterite skarn) - (spinel-forsterite calciphyre) are formed at the contact of dolomite marbles with overlying and underlying migmatized plagioclase schists.

Magmatic phase formations (Table 12, analyses 4, 5) are confined to magmatic rock contacts. Their individual zones, especially the inner ones, quite often repeat distinctly contact configurations: In the same metasomatite there thin granitoid apophyses are noted and granitoids contain metasomatite xenoliths and do not carry any signs of changes connected with the metasomatite formation. These facts evidence a metasomatite rock formation during the magmatic stage up to the full crystallization of the magmatic melt. Magmatic rocks are represented in the carbonate body by syenites (Table 12, analysis 6) and granosyenites, not so often by rocks of a nepheline-syenite composition, i.e. by rocks of increased alkalinity. The appearance of such rocks is doubtlessly connected with the influence of including dolomite marbles, as within the limits of the whole Sharyzhalgay series, consisting primarily of crystalline schists and gneisses do mainly develop biotite and amphibole-biotite granites.

Various metasomatic rocks form during the ultra-metamorphic stage within the following temperature intervals: 700-820°C, as determined by the nepheline-feldspar thermometer (Перчук, 1970) and 690-810°C, as determined by the calcite-magnesite thermometer (Goldsmith, Newton, 1969). Highest temperatures are typical for migmatite phase rocks.

The chemical orientation of dolomite marble transformation processes at the ultra-metamorphic stage consists in supplying Si, Al, Fe, K and Na and in subtracting Ca, Mg, CO₂ (Левицкий, Петрова, 1973).

Regularities in marble replacements are demonstrated in the simultaneous-consecutive development of metasomatic zoning. Inner zones of metasomatites are the closest in their composition to those of granitoids. A gradual decrease of Si and Al content and increase of Mg, Ca, CO₂ directed from the inner zones to the outer ones is mostly noted. The Fe content and sometimes that of Ca and Mg reaches maximum values in intermediate zones. A wide distribution of metasomatic rocks of the migmatite phase, containing nepheline, spinel, orthoclase, anorthite, pyroxene evidences intensive additions by granitizing solutions of considerable quantities of Na, K, Al and Si before the mass fusion and intrusion of granitoids into the carbonate medium takes place.

Metasomatic bodies of the postmagmatic stage are there widely distributed. After a detailed examination of geological relations and of petrologo-geochemical peculiarities of rocks from different stages it was concluded that metasomatic processes of carbonate rock transformation from the ultra-metamorphic stage to the postmagmatic one were single and continuous and that different phases of mineral formation within the stage limits are in all cases connected with alterations in solution chemical properties during the interaction with country rocks and gradual temperature drop with time. Nevertheless, the isolation of phases is quite expedient and justified, as it brings a more concrete classification of various metasomatites. Detailed studies of mutual relations between rocks and minerals put it that all diverse rocks at the postmagmatic stage formed in six conditional consecutive phases. Mineralogically there each phase is characterized by a maximum development of definite minerals,

but due to their wide chemical and thermodynamic fields of stability, it is possible that similar minerals appear in rocks of several, especially adjacent, phases.

Rocks of phase I develop over rocks of quite different initial composition: over syenites, granosyenites, granites, magnesian skarns, crystalline schists. In granitoids, deposited among dolomite marbles, microclinization takes place, whereas these rocks, deposited among schists, are subjected to scapolitization, leading to a formation of essentially microcline and scapolite rocks. Magnesian skarns undergo recrystallization, showing little composition changes; very rarely, directly proximate to crystalline schists, they undergo scapolitization. Vein bodies of spinel-pyroxene skarns are developed (Table 12, analysis 7) over crystalline schists and granites, intersecting them. The replacement of granitoid rocks by spinel-pyroxene skarns is accompanied by scapolite rock formation in the outer parts of the body. The zone thickness of scapolite rocks rises together with increasing spinel-pyroxene skarn zone thickness. Nepheline containing metasomatites in phase I of the postmagmatic stage do develop in the inner parts of carbonate beds over the contacts of apodolomite forsterite and spinel-forsterite calciphyres with syenites and magnesian skarns, less frequently with schists and granosyenites. They are observed as metasomatic zones, veins and veinlets.

Phlogopitization is displayed rather widely in phase II and it leads to the formation of phlogopite-pyroxene (Table 12, analysis 8), phlogopite, phlogopite-calcite, phlogopite-pyroxene-calcite and calcite-phlogopite-scapolite rocks. Clinohumite-calcite rocks are formed during the same phase. Phlogopite parageneses develop primarily over rocks of the magnesian skarn formation; scapolite rocks continue developing over granitoids and syenites and nepheline-containing associations are replaced by metasomatites, containing sodalite, hackmanite, hauyne. Rocks with pargasite develop over basificates and basic crystalline schists. Metasomatites form metasomatic zones, veinlets, bodies of an irregular or patch-like shape. Areal phlogopitization is noted in calciphyres. In some bodies, composed only of rocks of phase II there an indistinctly expressed zoning is evident (from centre to periphery): (pyroxene+phlogopite+calcite) - (phlogopite+calcite); (phlogopite+scapolite+calcite) - (phlogopite+calcite).

Metasomatites of phase III are less distributed than rocks of phases I and II. Among these there are phlogopite-calcite, phlogopite-pyroxene-calcite, pyroxene-calcite, pargasite and garnet-containing associations, developing over rocks of a magnesian skarn formation. Nepheline, sodalite, hackmanite and hauyne are replaced by cancrinite in rocks of earlier phases. Metasomatites of phase III compose mainly bodies of an irregular, patch-like and spotty shape but rarely veinlets.

Among rocks of phase IV there the main ones are albite, serpentine, clinozoisite and zoisite metasomatites, less frequent are apocalciphyre tremolite and aposkarn epidotic rocks. The latter are always enriched with sulphides: pyrite, galenite, chalcocopyrite, molybdenite, pyrrhotite. Albite metasomatites develop over syenites and other granitoids. They are represented by proper albite and, less frequently, by actinolite-albite rocks. As a rule serpentine metasomatites are formed over forsterite-containing rocks, but clinozoisite and zoisite are formed over scapolite and garnet skarns and over crystalline schists. Metasomatites of this phase compose small bodies of an irregular or vein-like shape and up to 0.5 m thick; blocks of zoisite and clinozoisite rocks of 1.5 x 4 m are rarely seen in crushed zones. The thickness of serpentinized rock zones reaches sometimes 20 m.

Rocks of phase V have an insignificant distribution. Among these there are varieties formed over syenites and granosyenites: quartz-albite and quartz rocks, replacing magnesian skarns (quartz-carbonate, essentially quartz and serpentine ones). All these rocks form veinlets and thin veins intersecting formations of earlier phases. The vein thickness reaches rarely 20 cm, usual are first centimetres.

Phase VI metasomatites occur locally, forming very thin veinlets. These are zeolite rocks developing over mineral associations and containing feldspathoids and scapolite; serpentine-astbestos rocks do develop over dolomite marbles and calciphyres.

The rock formation during the postmagmatic stage was mainly under an intensive redistribution of a majority of petrogenic and rare elements among newly formed metasomatites. Only volatile components and insignificantly some petrogenic elements were brought into the zone of mineral formation by postmagmatic solutions.

Rock formation temperatures at the postmagmatic stage, as determined by nepheline-feldspar and calcite-magnesite mineral thermometers, are compared with temperatures obtained for similar parageneses in other regions and coincide with experimental data for corresponding mineral associations. In the given case there it is established that rocks of phase I were formed in the temperature interval from 620-640 to 690-700°C; phase II - from 520-540 to 620-640°C; phase III - from 380-400 to 520-540°C; IV - from 280-300 to 380-400°C; V - from 150-200 to 280-300°C; and VI - from 50 to 150-200°C.

Rock-forming minerals

Many minerals are of a 'passing-through' type; they occur at both ultra-metamorphic and postmagmatic stages. It is established that the composition of the most is determined by the composition of replacing rocks, geological position of the containing rocks relative to the marble contact with schists and also by the mineral position in this or that zone of the metasomatic column, i.e. by mineral crystallization during definite stages and phases. In this respect there valuable are changes in compositions of such widespread minerals as pyroxene, spinel, calcite, phlogopite.

Calcite - most widely distributed mineral among the White Cutting rocks. From the earliest formations of the ultra-metamorphic stage to the rocks of phase III of the postmagmatic stage there its composition changes in such a way that the quantity of its magnesite component decreases regularly, while contents of Fe, Mn, Ba, Sr, Cl, La, Nd, Y and Yb do increase. Similar regularities are also established for calcites of zonal metasomatic bodies: from the outer zones to the inner ones there in calcites the share of $MgCO_3$ decreases and concentrations of Fe, Mn, Sr, Cl, La, Na, Y, Yb increase.

Spinel is represented by grains and crystals of a varying colouring: colourless, lilac, red, blue, green and dark-green, almost black. As shown by analyses, the mineral colour is determined mainly by its total ferruginity and in cases of low ferruginity - by the ratio of di- and trivalent iron and chrome content (Table 13, analyses 4, 5, 6). The spinel composition on the

whole, its ferruginity in particular, depends on the composition of the containing medium to a considerably larger extent than on the composition of other minerals. In other words, it depends on the geological position of metasomatite bodies with respect to the marble bed contact with overlying and underlying schists. Spinel with the highest ferruginity ($f=22-31\%$) are typical for spinel-pyroxene skarns that have developed directly at the contact of the carbonate body with overlying or underlying magmatized schists. The spinel ferruginity decreases from the contact and in spine-forsterite calciphyres, in the central part of the carbonate bed, it does not exceed 9, altering within an interval of $f=3-9\%$. At such a low ferruginity and absolute predominance of bivalent iron there spinel is either colourless or bluish. The presence of Cr_2O_3 concentrations (from 0.3 to 1.5%) in spinel of a low ferruginity produces reddish shades - there are crystals of pink, lilac and ruby colours. The appearance of green shades is connected with the presence of trivalent iron in spinel; with the growth of total ferruginity and the absolute content of trivalent iron there the intensity of green colour increases. At $f=31$ and Fe_2O_3 content = 2.6% (Table 13, analysis 6) spinel becomes almost black.

In zonal metasomatic bodies of the ultra-metamorphic stage there the spinel ferruginity decreases from the inner zones to the outer ones. In postmagmatic stage formations there exists a direct correlation between the spinel ferruginity of a newly formed paragenesis and that of the replaced rock.

Pyroxene, along with spinel, is one of the main rock-forming minerals in metasomatites of the White Cutting. Due to the numerous variations in chemical composition its segregations have an extremely variable colouring: white, grey, pink (crimson) and green of a various intensity up to dark-green, almost black. As to spinel there the pyroxene colouring depends mainly on its total ferruginity and at a low ferruginity - on concentrations of admixed elements. The pyroxene ferruginity depends to a great extent on the geological position of the containing parageneses relative to the contact of the carbonate bed with schists. The low ferruginity varieties are present in the central part of the body and highly ferriferous - adjacent to the contact. Pyroxenes of inner zones of metasomatic bodies of the ultra-metamorphic

stage are characterized by a higher ferruginity than pyroxenes of outer zones. A clear tendency in pyroxenes is revealed of reduction in iron, alumina, manganese and titanium contents from the earlier stages to the later ones (Table 13, analyses 1-3).

Nephelines of the White Cutting rocks, as nephelines from alkaline rocks of other areas, are characterized by alkaline deficit and silicic acid excess. Nephelines in ultra-metamorphic stage rocks are less ordered in comparison with nephelines of postmagmatic stage formation. A direct correlation is registered between nepheline ordering and its formation temperature.

Phlogopite is one of the most widely distributed minerals crystallizing during the postmagmatic stage. Its composition depends to a very great extent on the composition of the rocks to be replaced. It is established that most aluminiferous phlogopites develop over rocks enriched with alumina: nepheline-, anorthite- and spinel-containing metasomatites; less aluminiferous - over pyroxene skarns. Phlogopites replacing spinel-pyroxene skarns at the contact of the carbonate bed with overlying schists are characterized by the highest ferruginity. Replacing rocks of a similar composition, phlogopites from rocks of phase II do always contain more Ba. They have a higher ferruginity and lower concentrations of F than phlogopites of phase III. At a simple recrystallization (phase II phlogopite phase III phlogopite) there an increase in alumina content and decrease in Ba concentrations and total ferruginity in phlogopite is noted.

ROUTE DESCRIPTION

(Fig.15)

Stop 1. An exposure in the extreme South-West part of the White Cutting near the 105 km railway mark. Leucocratic coarse-grained and mesolithic medium-grained syenites are intersected in the exposure by veinlets, metasomatic zones and thin veins of nepheline-potash feldspar-pyroxene rocks of the postmagmatic stage (phase I). In the Eastern (right-hand) part of the exposure there nepheline-potash feldspar-pyroxene rock bodies have a more complex shape than in the left-hand part, where veinlets with straight line contacts predominate.

Nepheline-potash feldspar-pyroxene rocks are replaced partly by phlogopite-pyroxene rocks, forming veinlets and patches of various shape. In places of crossings with pyroxene-containing rocks there the veins are enriched with pyroxene, while in phlogopite-containing rocks phlogopite predominates in the veins. In some places there is a recrystallization of rocks with a formation of coarse-grained and gigantic-grained calcite patches holding pyroxene and phlogopite.

Stop 2. The exposure is located at the edge of lake Baikal. A stock-like body of coarse-grained leucocratic syenites is observed in apodolomite calciphyres. It contains differently shaped block inclusions of pyroxene skarns. Nepheline rocks are developed at the contacts of syenites and skarns.

Stop 3. In spinel-forsterite calciphyres there is a body of syenites, varying in mineral composition from leucocratic to melanocratic, and by texture and structure - from fine-grained to coarse-grained and from massive to banded. Numerous blocks of crystalline schists are noted therein. Both gradual and sharp contrasts exist between syenites and schists. A zone of nepheline-containing rocks does always exist between syenites and carbonate rocks. In the case of horizontal contacts between syenites and marbles there forms only a single zone of metasomatic potash feldspar-pyroxene rocks and in the case of the vertical ones - a series of zones: (pyroxene-syenite) - (nepheline-potash feldspar-pyroxene rock) - (nepheline-forsterite rock) - (forsterite skarn) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble). The zone thickness at vertical contacts is considerably smaller than at horizontal ones. Block inclusions of pyroxene skarns in syenites are always surrounded by a zone of nepheline-containing rocks.

Stop 4. In this exposure, among usual spinel-forsterite calciphyres, skarn bodies with red-coloured spinel and, less frequently, with bright-green chrome-diopside can be seen. The red colouring is caused by chrome admixture. In spinels with the brightest ruby colour there is 1.4% of Cr_2O_3 . The reduction of Cr_2O_3 content to 0.3% makes spinel colouring pale and lilac tones predominate. The spinel recrystallization goes with a reduction of Cr_2O_3 content and that of colour intensity from ruby to lilac or to colourless.

Stop 5. In the central part of the White Cutting, among a cementing mass consisting of calcite, mica and clinozoisite, there are numerous bodies of lenticular and spherical shape having in various cases scapolite, nepheline, phlogopite, sodalite, cancrinite, amphibole, zoisite and clinozoisite. Relicts of non-replaced fragments of earlier rocks - syenites, skarns and calciphyres are also there.

Stop 6. Among spinel-forsterite calciphyres there two vertically separated outcrops of pyroxene syenites are noted. In the upper part of the exposure there are block inclusions of crystalline schists in syenites. Texture and structure of syenites in contacts with schists vary considerably and they are replaced by monomineral black pyroxene skarns, in which injected veinlets of magmatic material are visible. At the contacts of syenites and carbonate rocks one notes nepheline-potash feldspar-pyroxene rocks. Of a later period are veinlets and rims of phlogopite rocks developing over nepheline-potash feldspar-pyroxene rocks.

In the lower part of the exposure, at the contact of syenites with carbonate rocks, pyroxene skarns are formed also. But here is constantly a very thin zone of nepheline rock between syenites and pyroxene skarns. Syenites and pyroxene skarns are intersected by veinlets of nepheline-potash feldspar-pyroxene and nepheline-potash feldspar-calcite rocks. Veinlets and patches of sodalite-containing metasomatites occur at places of an intensive development of nepheline rocks. At the same stop there are bodies of alkali-magnesian skarns possessing the following zonal structure (from inner zones to outer ones): (nepheline-potash feldspar-calcite-pyroxene rock) - (nepheline-calcite-forsterite rock) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble).

Stop 7. In spinel-forsterite calciphyres there are numerous metasomatic rock bodies. These bodies are either wholly composed of monomineral pyroxene skarns or have a zonal structure: in the central part - monomineral pyroxene skarns, followed by a narrow small zone of forsterite-pyroxene or forsterite skarns. Pyroxene in skarns is represented by diopsides with a low ferruginity ($f=0.4-2$) and a low alumina content ($Al_2O_3=0.21-1.5\%$). Intersecting veinlets of phlogopite rocks also met with are composed of likewise low-ferriferous and alumina-containing phlogopites, especially in comparison with phlogopites developed over nepheline-, anorthite- and spinel-containing rocks.

In the same section there is a large block of hornblende-pyroxene crystalline schists. Leucocratic isolations appearing locally in schists consist of nepheline, orthoclase and pyroxene. Potash feldspar-pyroxene and nepheline-potash feldspar-pyroxene rocks predominate in such isolations. These rocks are migmatites formed over crystalline schists under the action of granitizing solutions prior to magma fusion: these rocks and schists are intersected by syenite vein bodies. The later formations here are veinlets and patches of pyroxene skarns and scapolite rocks with a highly ferriferous spinel ($f=31$) and pyroxene ($f=14$). In some places all these rocks are recrystallized with a formation of gigantic- and coarse-grained phlogopite-pyroxene-calcite rocks.

Pyroxene skarns, spinel-pyroxene rocks, calciphyres, syenites and crystalline schists are intersected in this area by veinlets of quartz-carbonate rocks.

Stop 8. This exposure is located at the extreme North-East part of the White Cutting. At the contact of the carbonate bed with overlying migmatized diopyroxene plagioclase schists there is a bed-like body of syenites with frequent pinches. Along the whole contact, both with granites and with migmatized schists, magnesian skarns develop with the following zonal structure: (pyroxene-plagioclase rock) - (spinel-pyroxene skarn) - (spinel-pyroxene-forsterite skarn) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble). The zone thickness increases in the case of flattening-out of the contacts and with the increase of the schist magmatization degree. Skarns developed in contact with syenites are characterized by the largest thickness. Magmatic rocks in schists and migmatites are represented by leucocratic granites, and near carbonate beds or therein - by syenites. Minerals in zonal metasomatic bodies show regular changes in composition. From the inner zones of metasomatites towards outer ones there is a decrease of ferruginity and Al_2O_3 content and in spinels - that of ferruginity.

In the given stop, observations carried out at a distance from the contact with overlying crystalline schists show metasomatites of different zoning in calciphyres. Two types of zonal bodies predominate. The first type are pipe-shaped skarn bodies developed outside the contact with magmatic rocks and having the following structure:

(scapolite rock) - (scapolite-pyroxene rock) - (spinel-pyroxene-forsterite skarn) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble). Bodies of the second type are observed at the contact with magmatic rocks. They have the following zonal structure: (pyroxene syenite) - (spinel-scapolite-pyroxene skarn) - (spinel-pyroxene-forsterite skarn) - (spinel-forsterite calciphyre) - (dolomite marble). Spinel-pyroxene skarns and syenites are replaced during the following processes by scapolite and phlogopite rocks. In some places there is recrystallization of skarns with a formation of coarse-grained and gigantic-grained varieties. In the process of recrystallization of earlier skarns there is a decrease in spinel and pyroxene ferruginity.

Stop 9. Charnokites, granites and basificates are intersected by sub-parallel phlogopite veins. Vein bodies are formed over charnockites and granites. From outer zones toward inner ones there is the following zoning: (unaltered charnockite or granite) - (scapolite rock) - (spinel-pyroxene skarn). The scapolite zone does not exist in basificates and basic crystalline schists. The zone thickness of scapolite rocks in granitoids and charnockites is maximum at the vertical contacts and minimal at the horizontal ones. Phlogopite-pyroxene rocks are later formations. The early development of spinel-pyroxene skarns in relation to phlogopite-pyroxene rocks is confirmed, on the one hand, by the distribution of spinel-pyroxene vein bodies without traces of their phlogopitization and, on the other hand, by the presence of relict unreplaced blocks of spinel-pyroxene skarns in phlogopite-pyroxene rocks. Phlogopite-pyroxene and phlogopite-pyroxene-calcite coarse-grained rocks are present in the same section. They were formed in the course of recrystallization of fine-grained phlogopite-pyroxene rocks into the following phase of the post-magmatic stage.

A.A.Konev, B.M.Shmakin, A.N.Ivanov

MINERAL ASSOCIATIONS OF TAZHERAN

(Western coast of Baikal between Aya and Uhlan-Noor capes)

The Tazheran alkaline massif concerns a skarn minerals association with some new and rare facies. Numerous minerals are characteristic also of other rocks there and especially of granite pegmatites. This brief paper is given to these two complexes, but a more detailed information on geology, petrology and mineralogy of the area runs in a monograph (Конеv, Самойлов, 1974) and a number of articles (Иванов, Шмакин, 1969; Конеv и др., 1969, 1970; Самойлов и Конеv, 1974; Шмакин и др., 1973).

Geological peculiarities of the Tazheran alkaline massif

The Tazheran heterogenic massif is on the Western shore of Baikal near the Olkhon island. It has only 4 km in diameter, and its South-East part is sheared by a shore fault and subsided upon the bottom of Baikal.

The massif consists of gabbroids, alkaline and nepheline syenites and intersecting veins of granite pegmatites. Wide fields of hornfels and skarns represent roof remnants of schist-carbonate rocks, belonging to the Pre-Cambrian Olkhon series. Country rocks are metamorphosed in conditions of the amphibolite and granulite facies of metamorphism and at the massif top there they were subject to additional thermal metamorphism and metasomatism (Fig.16).

There are no close genetic ties between the massif rocks since they were formed at different periods and in different depths. The gabbroid intrusion took place in the Upper Proterozoic under mean-abysal conditions. It produced a dome-like structure into which alkaline and nepheline syenites intruded during Paleozoic. Their formation proceeded under low-abysal conditions. Numerous fissures were later filled with granite magma, forming hundreds of pegmatite veins.

As the schematic map of the massif shows (Fig.16), there is no monolithic intrusive body at the modern truncation, but an injection field rather, where numerous lenses and sills of alkaline and nepheline syenites intersect country rocks or, on the contrary, xenoliths of the latter are in larger intrusive bodies. This gave favourable conditions for heating and transformation of country rocks. But in the mean-abysal conditions there gabbroid magma has caused only a schist gabbroization. Alkaline magma had a stronger influence on the roof rocks. Dolomites were converted into brucite (apopericlas) marbles and various skarns, and schists - into hornfels of a different composition.

Pre-Cambrian country rocks were composed of crystalline schists of a plagioclase amphibole, plagioclase and plagioclase pyroxene composition and also of almandine-biotite and quartz-sillimanite schists, quartzites, marbles, dolomites, and quartz-wollastonite carbonate rocks with apatite.

Gabbroids are represented by olivine gabbro and gabbro-norite, ore pyroxenites, gabbro-diorites, diorites. Gradual transitions from gabbroids to plagioclase amphibole schists are characteristic, indicating a gabbroization of the latter. But in some cases there one observes sharp intersecting contacts.

Alkaline syenites are trachytoid medium- and coarse-crystalline rocks consisting of K-Na feldspar (40-60% albite component) and sodium augite. Occasionally biotite develops therein especially during the gneissification of syenites.

Nepheline syenites are mainly trachytoid medium-crystalline rocks consisting of K-Na feldspar, nepheline and aegirine-augite (18% of aegirine mineral). During gneissification there feldspar disintegrates into albite and microcline

and pyroxene is replaced by biotite and rarely by hastingsite. Infrequently there ferriferous olivine and barkevikite occur in nepheline syenites. An almost complete absence of presence of cancrinite is characteristic.

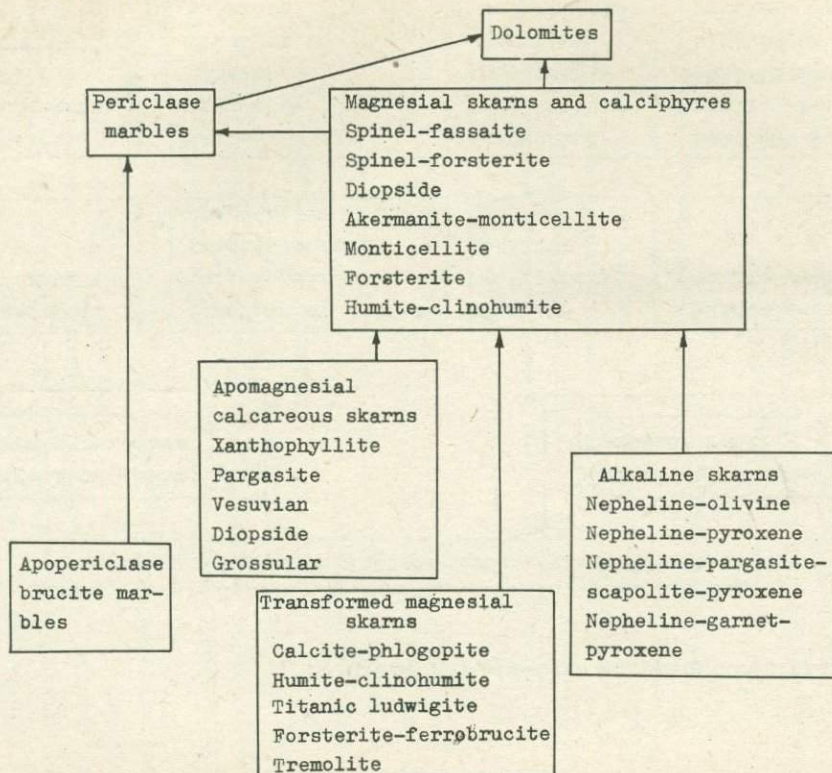
Skarn associations of Tazheran

Skarn rocks which developed over dolomites are quite diverse. This diversity reflects a complicated history of magnesial-skarn formation, including both magmatic and postmagmatic stages and a consecutive change in the mineral formation nature - magnesial, calcic and alkaline. Differences in geological conditions of skarn formation also imposed various skarn types: in particular, some skarns developed directly along body contacts of alkaline and nepheline syenites, while others formed as vein and pipe-like bodies among brucite marbles, i.e. at a considerable distance from magmatic bodies.

Scheme 1 gives Tazheran magnesial-skarn formation and scheme 2 shows the association of hornfels and calcareous skarns developing over silicate and silicate-carbonate rocks.

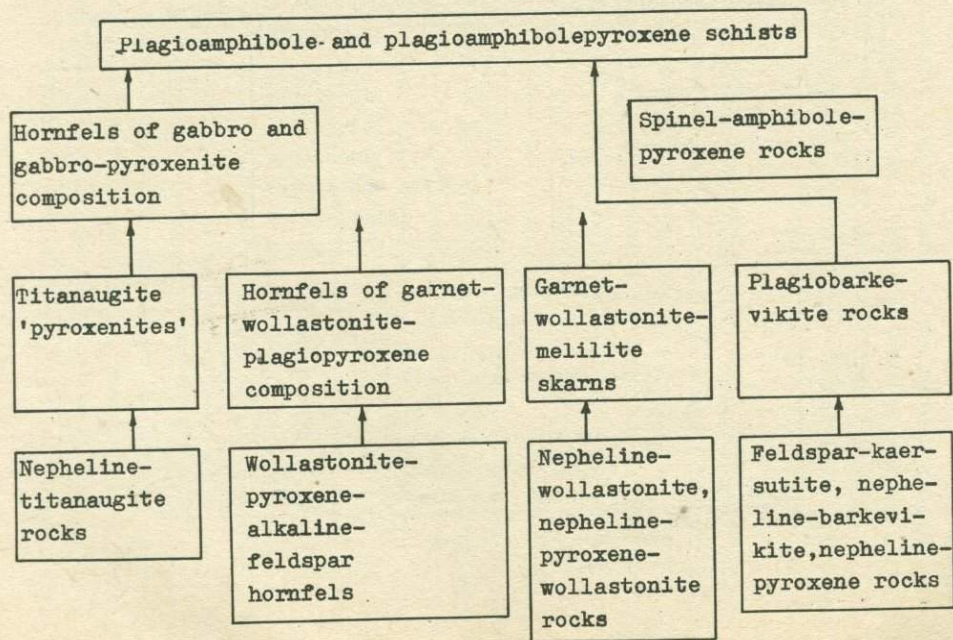
The most typical reaction column for contact type skarns is: alkaline (or nepheline) syenite \rightarrow spinel-fassaite skarn \rightarrow spinel-forsterite skarn \rightarrow brucite marble. Sometimes there is no rear spinel-fassaite zone and alkaline syenites come into direct contact with spinel-forsterite skarns. In cases of nepheline syenites there an urtite-ijolite zone is often developed instead of spinel-fassaite skarns. The urtite-ijolite zone does sometimes contain relicts of spinel-fassaite skarn, but apparently more often urtite-ijolites have developed directly after the spinel-forsterite zone. It seems that omissions of certain zones in the column evidence their unsimultaneous generation.

In vein and pipe-like types of skarns there most often two kinds of columns occur: a) spinel-forsterite skarn \rightarrow forsterite calciphyre \rightarrow brucite marble and b) diopside skarn \rightarrow monticellite skarn \rightarrow forsterite calciphyre \rightarrow brucite marble, which are differentiated by presence of spinel in the first variety. In a skarn type column without spinel there the akermanite-monticellite zone develops after the monticellite one. Both skarn varieties are often intersected by alkaline syenites which proves their forma-



Stage	Phase
Magmatic	Magnesian mineral formation
	Calcic mineral formation
	Alkaline mineral formation
Postmagmatic	

Hornfels associations and calcareous skarns



Stage	Phase
M a g m a t i c	Magnesian-metasomatism
	Calcic metasomatism
	Alkaline metasomatism

tion during the magmatic stage.

After the akermanite-monticellite paragenesis there a possible skarn process temperature is estimated as 850-880°C at a partial CO₂ pressure below 0.5 kb. In contact type skarns there the CO₂ pressure was higher at the same temperature, preventing here akermanite and monticellite formation.

With temperature fall there skarns were subject to various changes resulting in apomagnessial calcareous skarns, alkaline skarns and transformed magnesian skarns given in scheme 1. As the alkaline and nepheline syenite consolidation temperature was about 600°C so these changes occurred mainly during the magmatic stage.

Similar mineral formation phases of the magmatic stage are: magnesian, calcic and alkaline, fixed also for associations of hornfels and calcareous skarns (scheme 2).

A brief characteristic of skarn minerals

The mineral association character in various rock types of the Tazheran heterogenic massif is given in Table 14. There are main rock-forming minerals of magnesian-skarn and calcareous-skarn formations along with most interesting secondary and accessory minerals therein. Chemical analyses of minerals are shown in Tables 15 and 16.

Spinel. The spinel ferruginity varies in the contact type of skarns from 32 to 15, and in the vein one - from 3 to 8%. It decreases from the intrusive body. Macroscopically spinel is black, colourless, blue, violet or red. The widely developed lilac variety contains up to 2% titanium.

Forsterite. Contains up to 8% of fayalite component. Forsterite forms crystals of up to 3 cm. Colourless, yellow, red. Replaced by serpentine and deweylite, occasionally humite and clinohumite.

Magnesioferrite. There is no magnetite in magnesian skarns, but magnesioferrite. In some cases it is a rock-forming mineral in spinel-forsterite skarns of the contact type. Crystallizes later than spinel and forsterite. Magnesioferrite content varies from 60 to 75%. Chemical analysis is given in Table 16.

Diopside. Characterized by standard optical constants and chemical composition. Ferruginity is 0-5%. Colourless, yellowish, green. Sometimes has a bright blue colouring.

Fassaite. Characteristic pyroxene of the rear skarn zones. Contains 6-7% alumina, ferruginity is 8-25%. Colour from bottle-green to black.

Titanfassaite. Differs from fassaite by a higher content of titanium (up to 4%). Colour from brown to crimson. Developed in some pipe-like bodies and at the contacts of nepheline syenites. Contains up to 10% alumina. A low angle of the optical axis ($2V = +28^\circ$) is characteristic.

Titanferrofassaite. As to crimson titanfassaite it is macroscopically black, contains up to 3% titanium dioxide and 7-9% of alumina. Ferruginity is 20-30%. Developed as large masses over hornfels of gabbro composition.

Monticellite. Developed in vein and pipe-like skarn bodies. Milky-white, brown, yellow; ferruginity varies from 0 to 7%. Magnesian kirschsteinite is monticellite containing 52% ferromonticellite and glaucochroite components. It is in the paragenesis together with kalsilite in garnet-wollastonite-melilite skarns. A higher ferruginity monticellite (75% of ferrimonticellite) was only found in Congo nephelinites.

Akermanite. Occurs in pipe-like skarns. Contains 95% of akermanite mineral and 5% of Na-melilite. Ferruginity is 2%. Melilite from wollastonite-melilite skarns differs by a higher content of Na-melilite (39%) and helenite (4%).

Humite and clinohumite. Main minerals in certain types of skarns and calciphyres. Vary as colourless, orange and yellow. Ferruginity changes from 0 to 8%.

Phlogopite. Ferruginity from 0 to 25%; colourless to black. When phlogopite is developed over titanium-containing spinel-forsterite skarns, its colour becomes light-brown due to the presence of 1.5% of titanium dioxide. In the hypergenesis zone there it passes into vermiculite.

Wollastonite. The usual mineral of hornfels and calcareous skarns. Optical properties and composition are standard. Wollastonite is replaced by pectolite and awillite.

Garnets. Vary in composition from pure grossular to andradite with a 85% ferriferous component content. In wollastonite-meli-

lite skarns there melanite is also developed, partly replaced by grossular.

Pargasite. Developed over fassaite. Macroscopically green, in thin sections colourless: ferruginity 5-10%. Nephelinization always comes after pargasitization.

Vesuvianite. Closely connected with pargasite and garnets. Macroscopically brown (ferruginity 19%), yellow, pink. It is significant that a rather aluminiferous vesuvianite (Al_2O_3 - 20%) is developed over non-alumina diopside skarns.

Xanthophyllite. Colourless mica with $Nm=1.657$. Associates closely with vesuvianite and pargasite, sometimes with phlogopite.

Cuspidine. A well developed mineral at Tazheran, indicating an increased fluorine potential at the final formation stages of some skarns. Optical constants are standard.

Wilkeite. Relatively rare mineral, but occurs at Tazheran in numerous vein skarns, crystallizing during final formation stages. Mineral of the apatite group, in which over half of phosphorus positions are substituted by silicon, sulphur and carbon. It is apparently a typtomorphic mineral of magnesian-skarn formation in low depths.

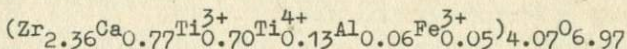
Clinozoisite. Often forms accumulations in near-skarn rocks developed over syenites. Characterized by a bright pink colour.

Scapolite. As clinozoisite it is a near-skarn mineral. Often produces a blue colouring of rocks. Melonite content varies from 50 to 70%. Together with clinozoisite, scapolite develops before nepheline and is replaced by the latter.

Titanium-zirconium mineralization at Tazheran is interesting, developed mostly in spinel-containing magnesian skarns. Among titanium-zirconium minerals we observe typical 'carbonatite' ones; calcirite and baddeleyite, and also a new mineral - tazheranite, which was discovered in carbonatites also (Самойлов, Конев, 1974). Their crystallization followed in the above-mentioned order all of them being fairly high-temperature minerals. Their development indicates a high potential of zirconium and titanium upon magnesian skarn formation.

Tazheranite. A new mineral of Tazheran, where it is widely distributed as an accessory admixture. Forms round grains and isometric crystals of 0.01-0.2 mm rarely up to 1.5 mm in diameter. Colour is orange and red, lustre is greasy, adamantine.

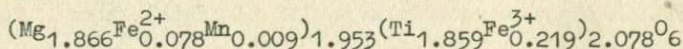
The composition is close to that of calcirite, but differs by a trivalent form of the most titanium therein. As against tetragonal calcirite there tazheranite is cubical. The crystallochemical formula of tazheranite is:



It indicates an oxygen deficiency in comparison with its theoretical quantity required for a face-centered cubic cell. It is supposed that the tazheranite lattice has hollows similar to those of artificially stabilized zirconium dioxide. We consider tazheranite as an example of a natural cubic zirconium dioxide stabilized by trivalent titanium and calcium.

The presence of trivalent titanium indicates reductive conditions of skarn formation. It is not accidental that pyrrhotite is widely developed therein and also graphite is met with.

Geikielite is a rare mineral, but is largely developed there. Its quantity in rocks reaches 5%, crystal size - 5 mm. Macroscopically black, in thin sections ruby-red. Its crystallochemical formula is:

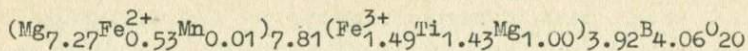


In contact spinel-forsterite skarns there picroilmenite is developed instead of geikielite. Differs from geikielite with crystallizing earlier than spinel.

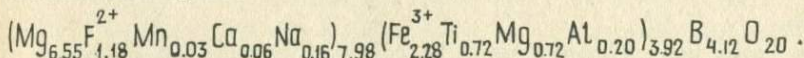
Perovskite is formed after and over geikielite in calcite-phlogopite and nephelized rocks developed over spinel-forsterite skarns. Sometimes perovskite forms crystals unique in size (up to 1.5 cm) of octahedral and cubic habit. Unusual transparent crystals of grey and red colour were noted.

Azoprote and titanite ludwigite. Borate mineralization completed skarn formation process. Usually confined to calcite veins intersecting spinel-forsterite skarns. Total quantity of azoprote and titanite ludwigite varies from 1 to 70%. Their long prismatic crystals have dimensions from 0.1 x 1 mm to 5 x 20 mm; colour is black. A heterovalent isomorphism of $2\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Ti}^{4+}$ takes place. Specimens with 65 and 39% of MgTi component were studied: azoprote and titanite ludwigite. Chemical analyses calculation results in these formulae:

Azoproteite:



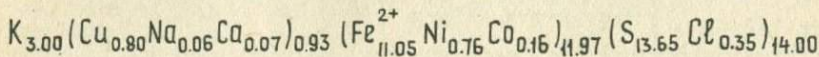
Titanic ludwigite:



An isomorphism of such a type is also established in a lunar mineral - armakolite. It can possibly take place in titanite biotites, amphiboles and pyroxenes.

As to sulphide mineralization there a wide distribution of pyrrhotite in many types of skarns is characteristic of Tazheran, especially in titanium-fassaite ones with trivalent titanium in pyroxenes and in spinel-forsterite ones with a trivalent tazheranite.

Troilite and djerfisherite should be specially mentioned. Troilite was never noted in skarns and until lately was considered as a meteorite mineral. Djerfisherite, a complex sulphide of potash and iron, was also originally found in meteorites and then in Talnakh ores (Norilsk region) and in nepheline rocks of Khibin (Kola peninsula). Its third earthly occurrence is at Tazheran where its composition is fairly close to the meteorite one, differing so from the other two findings. Its formula is:



Besides, djerfisherite is in close connection with troilite and kalsilite in garnet-wollastonite-melilite skarns.

Granites and pegmatites

Acid magmatic rocks are widely manifested within the Tazheran massif. There are metamorphic pegmatites of Pre-Cambrian age, granites of the Aya Paleozoic complex and associated pegmatites. In the watershed area between the Ust-Anga bay and Aya bight there the Aya granite massif, containing pegmatite bodies, is exposed on the Baikal shore of about 4 sq.km. (ИВАНОВ И ДР., 1976).

Granite and pegmatite veins occur within the Tazheran alkaline gabbro-syenite massif, including amazonite-containing pegmatite bodies (ШМАКИН И ДР., 1973). They are genetically and spatially connected with the Aya massif.

The apparent contacts of the Aya massif are mostly tectonic; vein bodies within have intrusive contacts or gradual transitions into country granites. The massif formation took place under subplatform conditions after the consolidation of regional folding.

The lower part of the massif is composed of biotite granites with a weakly expressed gneissic structure gently subsiding to the West. Leucocratic granites are higher up including areas of albite granites (Fig.17).

Biotite granites have a fairly stable composition: potash feldspar (35-45%); plagioclase No.25-30 (25-30%), quartz (30-35%), biotite (2-6%), hornblende (0-3%). There are also muscovite, garnet, apatite, tourmaline, and magnetite. Leucocratic granites are characterized by a more variable composition: potash feldspar (25-30%), plagioclase No.10-25 or albite (25-50%), quartz (20-40%). Albite granites consist of albite (up to 70%), quartz (10-20%) and microcline (up to 20%). Accessory minerals in leucocratic and albite granites are almost the same as in biotite ones: garnet, magnetite, fluorite, muscovite. The chemical composition of granites is as follows (in brackets - numbers of analyses):

Components Granites	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Losses of igni- tion
Biotite (8)	73.37	13.87	1.40	0.60	0.23	5.31	4.49	0.60
Leucocratic (5)	72.79	14.14	1.24	0.42	0.12	5.48	5.25	0.47
Albite (2)	70.35	16.78	0.46	0.12	0.02	4.55	7.36	0.36

Additionally are determined: in biotite granites TiO₂ - 0.09; MnO - 0.04; P₂O₅ - 0.07; in leucocratic granites TiO₂ - 0.07; MnO - 0.02.

Among granites there are pegmatite and quartz veins, the majority of them occurring in biotite granites. There are no vein formations in albite granites. Pegmatites from leucocratic granites differ from others by absence of sharply intersecting contacts, large body dimensions and varying mineralization. As a rule, amazonite is present together with white-coloured microcline. Of accessory minerals there are garnet, tourmaline, fluorite. A gradual transition from pegmatites to granites is characteristic. Body dimensions are not large.

In contrast to the veins described above, pegmatite veins within the alkaline gabbro-syenite massif (Uhlan-Noor bay) are characterized by sharp cutting contacts with metamorphic rocks, gabbroids and syenites. Body dimensions here are up to several hundred metres long and 50 m thick. With that veins without amazonite are usually thin, while amazonite-containing bodies are thick, with a well manifested zonality.

In the mineral composition of veins, in addition to the rock-forming potash feldspar, plagioclase, quartz, hornblende and biotite, there are muscovite, garnet, tourmaline, sphene, allanite and numerous other accessory minerals (listed in Table 14). The potash feldspar in the vein centre often forms large idiomorphic crystals of bluish-green. Large segregations of black tourmaline and red garnet also occur here, imparting a bright colour range to pegmatite. Albitization processes are intensively manifested.

Pegmatite textures are rather various: aplite-like, hypidiomorphic, graphic, apographic, block etc. At the vein contacts with country rocks and xenoliths there are well expressed alternation processes in exocontacts, including formation of skarn mineralization in marbles.

Brief characteristic of pegmatite minerals

Potash feldspar is usually represented by microcline (X-ray triclinicity 0.90-0.98), often with perthite ingrowths. Amazonite colouring in potash feldspar is not uniform. Crystal faces and sections adjoining intersecting albite veinlets are of a deeper colour. A special study of the elements-admixtures (Шмакин и др., 1973) showed that average concentrations of Ba, Rb, Cs and Pb in grey and green potash feldspar is approximately the same (%):

Colour	Q-ty of samples	Ba	Rb	Gs	Pb	X-ray triclinicity
Grey	16	0.070	0.26	0.020	0.003	0.90-0.95
Green	13	0.055	0.29	0.020	0.007	0.95-0.98

Certain differences in the ordering degree of potash feldspar and amazonite allow there to be a connection between colour ap-

pearance and processes of lattice ordering. The study of gaseous-liquid inclusions in minerals shows that amazonitization (recrystallization of potash feldspar with ordering and small growth of Pb content) occurred simultaneously with late albitization at a temperature of 200-250°C.

Biotite is represented by a highly ferriferous variety, its pleochroism is in green shades. $Nm=1.675-1.683$. Biotite of similar composition occurs in amazonite pegmatites of Ilmen mountains in the Urals. Alkaline elements-admixtures content in biotites are: Rb 0.14-0.72%; Cs 0.01-0.8%.

Garnet belongs to the row of almandine-spessartine, with a nearly equal content of both components, plus 2-3% of pyrope mineral. Forms rhombic-dodecahedral crystals of a fairly large size - up to 2 cm in diameter.

Allanite is widely distributed in pegmatites. Its crystals sometimes reach 10-15 cm in length with sections up to 5 x 20 mm. Composition of one of the crystals is: (%): SiO_2 30.06, TiO_2 1.53, Al_2O_3 11.85, Fe_2O_3 8.52, TR_2O_3 18.96, FeO 8.86, CaO 11.85, MgO 1.32, MnO 2.13, Na_2O 0.23, K_2O 0.20, H_2O 2.47, ThO_2 1.54, total 99.52. Among the rare-earth elements cerium and lanthanum predominate.

Tourmaline forms characteristic subgraphic intergrowths with quartz and idiomorphic crystals. By composition belongs to schorls. In one of the specimens were determined (%): 3.08 Fe_2O_3 ; 10.69 FeO; 0.31 MnO; 0.31 CaO; 0.77 Na_2O ; 0.68 TiO_2 .

Sphene occurs in the shape of small idiomorphic crystals in feldspars or forms large round segregations up to 6 cm in diameter without sharply expressed faces. Colour is light-brown, less frequent is dark-brown.

Concluding these characteristics we should yet say that secondary and low-temperature hydrothermal minerals are widely developed at Tazheran and also those of the crust of weathering (see Table 14). One is especially interesting - brucite, widely developed in apopericlast brucite marbles. Brucite development over periclast and not over dolomite is proved by specific forms of pseudomorphs having a concentrically-zonal ('onion') structure and by the fact that there are indications of their pressure on calcite as the brucite volume is larger by 18% than that of periclast. It is usually brown, pure-magnesian, but sometimes there

are metasomatic zones of greenish brucite containing up to 10% of ferriferous component, i.e., ferrobrucite.

The Tazheran massif route

Stop 1. The route starts on the slope of the mountain Mramornaya (Marble mountain) in the central part of the massif (Fig. 16). Reaction rim of titanferrofassaite rocks is well exposed here, developed between dolomite-containing marbles and hornfels of gabbro composition. Rim thickness reaches 5 m and a length of 400 m. Marbles underlie this rim and hornfels overlies it with a contact plane dip of about 60°. On the whole, marbles and hornfels form a large roof remnant among alkaline syenites.

Titanferrofassaite rocks differ sharply from dark-grey hornfels by their black colour. They consist of titanferrofassaite (85-95%) and accessory minerals - spinel, apatite, calcite, etc. Pyroxene contains 7-9% alumina and up to 3% titanium dioxide.

Titanferrofassaite rocks are interesting with their metasomatic origin. They have developed over hornfels undergoing action of alkaline syenites. Together with that there was some addition of calcium and removal of magnesium and iron evidenced by comparing chemical analyses of hornfels and titanferrofassaite rocks. Hornfels in contact is composed of varying quantities of augite and bronzite, olivine, amphibole, labrador and ore mineral. Titanferrofassaite rocks are often replaced by nepheline with a formation of nepheline-titanaugite rocks.

There are numerous angular xenoliths of different rocks, mainly skarns, in marbles of the region, indicating their considerable plasticity and mobility. This may indicate an intrusive genesis of carbonate rocks.

Stop 2. Located 800 m South-West of the first stop. There are exposed, in a large roof remnant among alkaline syenites, original garnet-wollastonite-melilite skarns contacting with hornfels of a garnet-wollastonite-pyroxene-feldspar composition. Attractive are the first rocks containing in secondary and accessory quantities such rare minerals as cuspidine, kalsilite, djerfisherite, troilite, magnesian kirschsteinite, perovskite and others. There are somewhat 20 minerals to be found in this fine-grained rock.

We suggest that the rocks be originated at an early intrusive phase over marlaceous ones and were then subject to later metasomatic transformations.

Dike-like formations of black, massive, sometimes porphyraeous rocks are among these skarns which could be of a magmatic genesis. We think, they originated over schist interbeds. They consist of andesine, barkevikite, kaersutite, hortonlite, K-Na feldspar, nepheline and diopside. Normative composition contains 22% nepheline.

Stop 3. Located 1.5 km from stop 2 on the upper part of a steep slope facing lake Baikal. There's in a small ravine a number of lenses and sills of typical trachytoidal aegirine-augite foyaites, intersecting brucite apoperoclase marbles. Apparently some of the lenses were boudined at the magmatic phase. Around them are border rims of reaction magnesian skarns - spinel-fassaite and spinel-forsterite. In brucite marbles, veins of spinel-forsterite and diopside skarns are seen.

In the native exposure, a gradual transition from foyaites into gneiss-like nepheline syenites connected with the neighbouring tectonic zone is drawn. Thereby, K-Na feldspar in foyaites disintegrates into albite and microcline and pyroxene is replaced by biotite.

Stop 4. There is a zonal skarn vein among brucite marbles. It has a lenticular shape with a maximum thickness of 0.5 m. In its central part there develops a blue diopside skarn, then occurs the zone of monticellite skarns, which is replaced along the periphery in contact with marbles by forsterite calciphyres. Diopside skarn is mainly composed of blue diopside of a standard chemical composition. Its colour varies from pale to intensive blue. There is an admixture of wilkerite in the rock.

Skarns and calciphyres are occasionally intersected by veinlets of vesuvian with xanthophyllite. Skarns are replaced in some places by serpentine and deweylite.

Stop 5. Among brucite marbles there is a vein-like bulge of violet spinel-forsterite skarns being replaced by coarse-crystalline calcite-phlogopite rocks. Reworking of these skarns by calcite-phlogopite rocks leads to a redistribution of titanium. Ti is in the phlogopite composition so that mica has a brown colour. Instead of geikielite there appears perovskite of an octahedric

habit. Good crystals of the latter reach 1.5 cm in diameter. Frequent are crystals up to 5-7 mm.

Stop 6. Close to stop 5 there is a small body of compact white diopside-monticellite skarns. The rock contains about 2/3 of monticellite and 1/3 of diopside, corresponding by its magnesium content to brucite marble. There are admixtures of wollastonite, cuspidine, and wilkeite. Monticellite of this rock is one of the least ferriferous in the world.

There develop also later andradite-sahlite skarns of yellow colour and green sahlite-olivine rocks.

Stop 7. We see veins of typical spinel-forsterite skarns among brucite marbles. Skarn colouring is intensive violet due to titanite spinel. There is a large quantity of geikielite in the rock as thin sections - ruby and macroscopical - black. Geikielite contains 4% of crichtonite component, i.e. it is close to the magnesian end member. Such geikielites were found only in Ceylon and California.

The rock holds also pyrrhotite.

Please: Mineralogists heeding granite and pegmatite minerals well leave stop 7 for 10, the pegmatite quarry.

Stop 8. A zonal lenticular body of skarns among brucite marbles. The central part of the body is composed of akermanite-monticellite skarns (25-30% of akermanite). As secondary admixtures there are also cuspidine, wollastonite, wilkeite and diopside. Akermanite contains 95% of akermanite component and 5% of soda melilite. Macroscopically it differs from yellowish monticellite by its white colour.

The central part of the zone has a border of monticellite skarn zone of brownish-yellow colour. Monticellite contains 7% of ferrimonticellite component. The third reaction zone, forsterite calciphyres, adjoins the brucite marbles.

Higher up, next to this lenticular body, there is a boudine lense of kaersutite-containing diorite-like rocks, surrounded by rims of diffusion skarns. It has no connection with the zonal skarn body.

Stop 9. 50 m below stop 8 there are rather thick bodies of grey spinel-forsterite skarns formed between two outcrops of nepheline syenites. Calcite veins, containing titanite ludwigite and

azoprote, occur among these skarns. The content of these two minerals varies from 1 to 70%, i.e. there are titanite ludwigite and azoprote skarns developed over spinel-forsterite skarns. Veins are 5-15 cm thick, sometimes less. Their shape is irregular. Titanite ludwigite forms black crystals with a long axis up to 20 mm. It is often replaced by brown iron oxides.

Stop 10. A quarry opening a large pegmatite vein of a sublatitudinal strike. A pendent North contact of the vein with country syenites and marbles is well stripped. The latter are intensively transformed.

The vein has a clearly expressed zonal structure. The core up to 7 m thick is composed of smoky quartz including large idiomorphic crystals of potash feldspar, intensively albitized and partly amazonitized. Around the core there is a zone of coarse-crystalline, mainly potash-feldspar pegmatite taken over near the contact by a zone of medium- and coarse-grained, mainly plagioclastic, pegmatite.

The composition of accessory minerals is various: black tourmaline, pink garnet, magnetite, sphene, allanite, zircon, mendeleevite (variety of betafite). They may be observed in the North wall of the quarry or in large blocks of the spoil bank. Part of the minerals occurs as large crystals.

Please: You may stay at stop 10 as long as they do stops 11+12 but come up to stop 13 in due time.

Stop 11. A lenticular body of foyaites among brucite marbles. Here, following the endocontact zone of ijolite, a thick (1-2m) zone of coarse-crystalline spinel-forsterite skarns is developed. These skarns, as well as foyaites, are intersected by veins of calcite-phlogopite rocks. A zone of perovskitization in spinel-forsterite skarns is connected with its formation. Perovskite is here of cubic habit: crystal dimensions are usually 3-8 mm, sometimes reaching 15 mm. Nepheline syenites and calcite-phlogopite rocks are cut by zeolite veinlets (natrolite and thomsonite) of 1 cm thick.

Near this skarn body there are outcrops of other bodies of nepheline syenites whose exocontact develops lilac titanfassaite skarns. The latter are up with containing trivalent titanium making their formation conditions quite reductive. Rocks contain up to 5% of pyrrhotine.

Stop 12. Located 50 m below stop 11. On a steep slope there is a bulge of spinel-forsterite skarn vein of grey and violet colour with a rather abundant but fine dissemination of tazheranite. Only a magnified tazheranite makes orange and reddish crystals with greasy lustre.

Stop 13. On the Baikal shore there is a vertical section in a rock cliff of a pipe-like zonal skarn body among brucite marbles: a xenolith in alkaline syenites. The central zone of diopside skarns is here replaced by a zone of monticellite skarns, which is fringed by zones of forsterite and humite or clinohumite calciphyres. We see in the rear part of the body a zone of spinel-fassaite skarns replaced by pargasite and nepheline.

Information: If time is spare, researchers going for granite pegmatite mineralogy might also see a small non-zonal pegmatite vein near the water level in the West part of the Uhlan-Noor bay. The vein is in melanocratic, substantially pyroxene rocks, has several tongues and parallel veinlets. Pegmatite composition - potash feldspar with small quantities of quartz and biotite. Of accessory minerals there are allanite, forming large crystals, magnetite and sphene.

Seeing stops 1-13, excursionists are invited busing to the Aya bay for granites and pegmatites (stops 14-15), afterwards they will re-take the boat.

Fellows beginning the trip with granites and pegmatites near the Aya bay (stops 14-15), finish up with stop 13. Enjoying a short rest, they bus back to the awaiting boat.

Stop 14. It is at the summit of Tondra mountain. Here are outcrops of leucocratic granites of the Aya complex (see Fig.17). Gneiss-likeness is here somewhat clearer than usual. By feldspars composition these are microcline-plagioclase granites. Biotite occurs in association with garnet. Pale green scurfy muscovite is present everywhere, sometimes developing over biotite.

Garnet-muscovite-chlorite and garnet-muscovite aggregates occur not so often. At a distance of 50 m to the East from the summit, patch-like outcrops of microcline-containing albitites may be observed as well as aplite veins and rare bodies of fine-grained pegmatites.

Stop 15. The summit of Aya mountain. 'Amoeba-like' shapes of pegmatite bodies are exposed here. Vein-structure details may be followed in a vertical section (North rock-scarp) and in a horizontal one (at the rock foot one of the veins is exposed by a ditch). Pegmatite bodies occur in leucocratic granites. There are no sharp contacts between them. Endocontact vein zones have mostly granite, apographic and not so often graphic texture. Inner sections of the bodies are composed of pegmatites of apographic and block textures.

The pegmatite composition within the vein limits changes considerably. Thus, in a body at the rock foot, potash-feldspar content increases from contact to the centre from 35 to 45% (including amazonite - from 17 to 30%) and quartz from 30 to 35%. On the contrary, quantities of plagioclase, biotite and muscovite are reduced. Of accessory minerals there are garnet, tourmaline and fluorite. Among granites of this part of the massif, pegmatite outcrops are frequent, but amazonite pegmatites show only at the summit. Single crystals of pale-green microcline exist also directly in granites and in numerous fine-grained pegmatite bodies on the North-East slope of the mountain. Besides pegmatite bodies, there are numerous quartz veins in granites.

S.P.Obukhov, A.S.Yeskin

THE PRIMORSKY COMPLEX OF RAPAKIVI GRANITES
(visiting the Peschanaya Bay)

Proterozoic granites taken into the Primorsky complex of rapakivi granites make up a narrow (2-25 km) belt along the western coast of Baikal of more than 330 km. From North-West there the granites are transgressionally overlapped by sedimentary rocks of the Upper Proterozoic Baikal series. From the South-West there the zone of granite distribution is limited by the Baikal coast line. Granites do tectonically contact with the heterogeneous metamorphic complex of the Olkhon and Anga series of a respectively Archean and Proterozoic age. Within this territory there the granites make up a pluton confined to the lineament of the marginal faults bound by the Siberian platform.

Petrographically there Primorsky rapakivi granites are subdivided into the following varieties:

- 1) coarse-ovoid granites,
- 2) inequigranular porphyry granites,
- 3) medium-grained granites,
- 4) fine-grained granites.

The mineral composition of all varieties is characteristic of potash feldspar (microcline) in the mass and also as ovoid, porphyry phenocryst, plagioclase (mass: 10-30% An, ovoid shell: 21-26% An), quartz, hornblende ($c:Ng=17-18^\circ$, $-2V=76-78^\circ$), and biotite. Accessory minerals are represented by magnetite, titanomagnetite, zircon, sphene, allanite, apatite and fluorite.

Primorsky granites belong to the rapakivi formation because of the typical margin texture development and the similar petroche-

mistry after the classic rapakivi of the Baltic shield and the Ukrainian crystalline massif. All these varieties come out with a much higher K than Na, a large ratio of Fe: Mg and a strong ferruginity ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$):($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) along with such of biotites and hornblendes which is characteristic of typical rapakivi.

Table 17 gives the average composition of coarse-ovoid granites of the Primorsky complex and that of their minerals. Just of such granites is the Baikal coast in the region of the Peschanaya Bay. Upon the normal content there potash-feldspars gets: 67.2% Or; 25.8% Ab; 7.0% An; plagioclase: 60.8% Ab; 23.7% An; 15.5% Or; ferruginity of hornblende is 84, of biotite: 79.

Peculiar varieties of Primorsky rapakivi granites show at large outcrops making up capes Malaya Kolokolnya (south) and Bolshaya Kolokolnya (north) and also the island Baklany Kamen in the Peschanaya region. This landscape known as the most charming spot of Baikal with wide soft sands and solemn 'stilted' pines depends upon uneven weathering of Primorsky granites and sand-drift. The southern foot of Bolshaya Kolokolnya cape spares in big lumps typical varieties of rapakivi granites with large ovoid microclines fringed by light oligoclase shales.

Table 17

Composition of rapakivi granites and their minerals (wt.%)

Components	1	2	3	4	5
SiO_2	69.84	68.39	63.33	39.75	34.00
TiO_2	0.60	0.57	0.26	6.01	2.00
Al_2O_3	13.84	18.08	19.01	7.26	19.50
Fe_2O_3	1.73	0.08	1.65	15.16	13.66
FeO	2.33	0.16	0.19	16.77	18.39
MnO	0.05	n.det.	n.det.	0.55	0.28
MgO	0.57	traces	0.12	2.35	3.57
CaO	1.84	0.60	4.22	7.14	0.56
Na_2O	2.90	2.53	5.98	1.05	0.12
K_2O	5.11	9.77	2.37	1.45	8.44
F	-	-	-	0.22	0.14

1 - average composition of coarse-ovoid rapakivi granites of Primorsky complex; 2 - potash feldspar; 3 - plagioclase; 4 - hornblende; 5 - biotite.

A.V.Sidorov

THE MINERALOGICAL MUSEUM
OF THE IRKUTSK POLYTECHNICAL INSTITUTE

The museum holds 27250 samples of minerals. It takes up widely with Siberian minerals which are often unique. Interesting is also the fact that usually students and graduates do supply the museum with samples. It was found in 1947 to train only students of the Mineralogical Department. Now it is an independent institution doing teaching and instruction work. The museum has got known and therefore every year there come about 300 groups of foreign tourists and scientists.

The main body of the museum is given up to students - future geologists, mining engineers, metallurgists and specialists in ore processing. The systematic collection is based on chemical composition: native elements, sulphides and their analogues, oxides, hydroxides, halides, carbonates, sulphates, phosphates, tungstates, molybdates, vanadates, borates and silicates. At the students' disposal is a crystallographic exhibition of wooden polyhedron models along with natural crystals. A number of stands is given to mineralogical aggregates, pseudomorphs, physical properties and ontogeny of minerals. There are also precious and decorative stones; synthetic analogues of minerals. The processes of minerogenesis are illustrated by minerals of pegmatites, hydrothermal deposits, skarns, kimberlites and so on. Especially instructive might be expositions of minerals of deposits in Eastern Siberia discovered by Irkutsk scientists.

Here we shall introduce some collections and samples (Fig.18).

The stand 'Elements' invites to richly impregnated gold ore, the remarkable quartz sample with considerable gold and molybdenite inclusions, gold on magnetite and in diorite.* One may see there models of gold nuggets from Lena gold mines with a weight of 9 kg 150 gr (found in 1950) and 12 kg 360 gr ('Giant') found in 1957 by the mining foreman G.G. Ghilyasov. The photo shows him with the Giant nugget. Attractive are also dendrites and other copper nuggets, wirelike forms of silver, fine mercury drops on cinnabar, samples of native arsenic, antimony, lumps of graphite from the Botogol deposit in the Eastern Sayans.

The stand 'Sulphides and their analogues' is enriched by unique samples of orpiment from the Yakutian Republic, monocry-stalls of marmatite (12 cm diameter), their aggregates of 50 kg and 150 kg from the Transbaikalian Savinsk deposit, concretions of marcasite and accretions of large cubic pyrite crystals.

The museum is sufficiently provided with quartz varieties as mountain crystals with rutile inclusions ('Venus' hair'), big geodes of amethyst, samples of smoky quartz, morion, chrysoprase and citrine.

The stand 'Halides' demonstrates numerous samples of variously coloured and shaped fluorite from Siberian deposits and among them there one can admire the octahedrite crystal of colourless fluorite with clearly visible gaseous inclusions.

Among the class 'Carbonates' there are distinguished samples of magnesite from the world's biggest Savva deposit (Irkutsk district) and samples of rare Urals malachite. Polished marble plates come from the Burovchinsky and Buguldeisky deposits bearing at the Baikal lake.

Somewhat a third of the exposition make silicate minerals, systematized after their structures. Large plates and crystals of Siberian mica (muscovite and phlogopite), big monocry-stalls of feldspars and their druses, viluite (variety of vesuvianite from the Viluy river), baikalite (diopside from a Sludyanka deposit) and many other specimens would be worth a good look.

One should not fail to see the exposition 'Commercial minerals of the Irkutsk district' with stout mica crystals, spherical aggregates of magnetite from the Angara-Ilimsk ore region, bulky boulders of dark-green nephrite and many lazurite samples.

Exposed are also minerals found by Irkutsk mineralogists as armstrongite, azoproite, charoit, tazheranite which are named after the astronaut N. Armstrong, the AZOPRO geological association, the Chara river and the Tazheran steppe abutting the Baikal lake.

Moreover there are other regional exhibitions: of Mongolian minerals, rocks and minerals of the Baikal-Amur railway region, minerals of the Dalnegorsk deposit near Vladivostok.

The following scheme would be a good guide to the exhibition.

CONTENTS

	Page
Preface	I37
Geological story of the Sludyanka region (E.P.Vasilyev, V.N.Vishnyakov, L.Z.Reznitsky)	I38
Stratigraphy	I38
Magmatic rocks	I40
Metamorphism	I42
Structure and geological development	I44
Mineral associations and minerals composition of metamorphic rocks of the granulite facies in South-West Cisbaikalia (F.V.Kuznetsova, G.V.Bondareva, V.A.Russakova)	I47
Calcareous-silicate rocks of basic composition	I48
Ultrabasic metabasites	I50
Rocks of intermediate composition	I50
Quartz-containing rocks supersaturated with Al_2O_3	I50
Minerals	I52
Route description (stops 1,2,3,7 - Fig.1)	I60
Carbonate and carbonate-silicate rocks of South-West Cisbai- kalia (V.N.Vishnyakov)	I63
Marble deposit 'Pereval' (stop 6 in Fig.1)	I65
Sludyanka wollastonite deposit (stop 4 in Fig.1)	I66
Mineral associations of magnesian skarns in Sludyanka phlo- gopite deposits (L.Z.Reznitsky)	I69
Rock-forming minerals	I75
Route description (stops 5 and 3A in Fig.1)	I80
Mineral associations of White Cutting (V.I.Levitsky and Z.I.Petrova)	I84
Rock-forming minerals	I91
Route description (Fig.15)	I93
Mineral associations of Tazheran (A.A.Konev, B.M.Shmakin, A.N.Ivanov)	I98
Geological peculiarities of the Tazheran alkaline massif	I98
Skarn associations of Tazheran	200
Brief characteristic of skarn minerals	203
Granites and pegmatites	207
Brief characteristic of pegmatite minerals	209
The Tazheran massif route (Fig.16 and 17)	2II
The Primorsky complex of rapakivi granites (S.P.Obukhov, A.S.Yeskin)	2I7
The Mineralogical Museum of the Irkutsk Polytechnical Institute (A.V.Sidorov)	2I9

МИНЕРАЛОГИЯ ПРИБАЙКАЛЯ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук

Б.М.Шмакин

Подписано к печати 20/IV-78г.

Формат 60x84 1/16
HE 01408

Авт.л.10.

Тираж 800.

Заказ 1734

Цена 1 руб.

Типография издательства "Восточно-Сибирская правда"
Иркутск, Советская, 109.

3074