

ГИН

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С О Ю З А   С С Р

**Т Р У Д Ы**  
**ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

ВЫПУСК 61. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 21). 1945

**Д. С. КОРЖИНСКИЙ**

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ  
В ПОРОДАХ АРХЕЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ  
АРХЕЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ****ВВЕДЕНИЕ И ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ**

Изучение зависимости минералогического состава горных пород от их химизма и условий образования имеет крупное значение для дальнейшего развития геологии. Древнейший гранито-гнейсовый комплекс пород Восточной Сибири (алдано-слюдянский геологический комплекс, архей) является особо благодарной темой для такого исследования как в силу однородности условий метаморфизации пород, так и в силу разнообразия их химического состава. Эта однородность условий дала возможность ограничиться исследованием преимущественно одной «температурной ступени равновесия», исключив закономерности ассоциаций гистерогенных (вторичных) минералов, замещающих первичные. Это ограничение не носит принципиального характера, так как гистерогенные явления вполне закономерны и доступны для точного изучения, но возможность пока отвлечься от них значительно упрощает нашу задачу.

Исследование показало ряд замечательных закономерностей в парагенетических отношениях минералов и постоянство этих закономерностей не только для отдельного района, но для всего алдано-слюдянского комплекса в целом. При этом ряд закономерностей специфичен и не повторяется в других геологических комплексах, т. е. может быть использован для стратиграфического расчленения метаморфических толщ. Эти закономерности доказывают поразительную правильность режима воды и углекислоты при метаморфических и магматических процессах.

Ряд затронутых в этом исследовании вопросов и понятий, как геологический комплекс, фации глубинности, режим воды и углекислоты, факторы равновесия и пр., освещен более подробно в моей работе «Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности» (1940); в свою очередь предлагаемые исследования дают фактическое обоснование некоторых положений упомянутой работы.

Архейский комплекс пород Восточной Сибири уже давно отделялся от более молодых образований, особенно последовательно — В. А. Обручевым. Однако в большинстве районов отделение пород архейского комплекса от наиболее сильно метаморфизованных пород и гранитов саяно-стасювогского комплекса (протерозой) сопряжено с большими трудностями. Поэтому в большинстве петрографических работ по докембрию, сознательно или невольно, дается суммарное петрографическое описание пород архея вместе с повторно метаморфизованными разностями и с гранитами и гнейсами протерозойского комплекса, тогда как в протерозой попадают преимущественно менее измененные осадки и залегающие

среди них граниты (возможность такого рода ошибки обычно указывается самими авторами).

Естественно поэтому, что для ознакомления с характером архейского (алдано-слюдянского) комплекса особый интерес представляют нижеперечисленные районы, где отсутствуют проявления саяно-становых гранитов и метаморфических явлений.

1. Алданская плита, описанная мной в нескольких работах (особенно 1936<sub>1</sub> и 1936<sub>2</sub>, также 1933, 1935<sub>1</sub>, 1939).

2. Район флогопитовых месторождений Слюдянки. Здесь особый интерес представляет работа С. С. Смирнова (1928) по минералогии Слюдянки (дан список более старой минералогической литературы). Месторождениям этого исключительного района посвящен ряд работ: лазуритовым месторождениям — Brögger u. Bäckström (1891), Е. Поляковой (1932), Н. Воскобойниковой (1938); флогопитовым месторождениям — П. Пилипенко (1930), Д. Коржинского (1937<sub>1</sub>), П. Гаврусевич (1937<sub>1</sub>) и др.;<sup>1</sup> все эти месторождения подчинены нашему архейскому комплексу.

3. Более сложны условия в других районах Прибайкалья, где среди архея появляются более молодые магматические породы. Архейские породы Святого Носа описаны в превосходной работе Р. Escola (1920—1921); архейские фаялитовые породы Мысовска — С. Смирновым (1931); отдельные архейские породы Кругобайкальской ж. д. — Б. Коленко (1916, 1926, 1929). Для архея Лиственичного кристаллического массива имеется несколько мелких работ: Б. Гаврусевича (1933, 1937<sub>2</sub> — этот автор сумел не заметить прорыва архея более молодыми и резко отличными котовскими гранитоидами и объединяет последние с архейскими в одну интрузию), М. Деуля (1937). Петрографические сведения по архею южного Прибайкалья — см. Д. Коржинский (1936<sub>3</sub> и 1937<sub>2</sub>).

4. Анабарский массив описали Н. Backlund (1907) и особенно Моор, Ткаченко и Рожков (1936).

Приведенный обзор не претендует на полноту, но поможет читателю ориентироваться в вопросе о том, что входит в состав алдано-слюдянского геологического комплекса.

Основным материалом для исследования закономерностей ассоциации минералов послужили мне сборы 1933, 1934 и 1935 гг. в южном Прибайкалье. В 1933 г. в качестве геолога в работах участвовала Н. М. Кеппен, а в 1933 и 1934 гг. в качестве прораба Г. В. Успенский, оказавший мне большую помощь в предварительном определении и систематизации материала. Им же замерена часть оптических констант, что каждый раз будет оговорено; при отсутствии других указаний, константы замерены мной. Указанные в тексте номера шлифов, если нет других указаний, относятся в моей коллекции № 4503 (Слюдянский район и маршруты в южном Прибайкалье; номер коллекции по Центральному геологическому музею им. Ф. Чернышева, Ленинград). Коллекция по Лиственичному району носит № 4878. Номера шлифов, образцов и обнажений по дневнику всегда совпадают. Всего в обеих коллекциях содержится около 2 тыс. шлифов по архею. Кроме того, были использованы шлифы из других коллекций по тем же районам (А. К. Мейстера, М. М. Тетяева, отчасти С. С. Смирнова). Полученные результаты я считаю возможным распространить на весь алдано-слюдянский комплекс, пользуясь для сопоставления своими коллекциями и работами по Алданской плите и другими данными своих многолетних (с 1929 г.) исследований и консультаций по докембрию Восточной Сибири. Используются, конечно (что каждый раз будет указано особо), и литературные данные. Замечательным фактом является существование и в других странах гео-

<sup>1</sup> После окончания этой работы вышла из печати монография А. Сулоева, П. Калинина, П. Маркова «Флогопитовые месторождения Слюдянского района (южное Прибайкалье)», Тр. ВИМС, 1939, вып. 150.

логических комплексов, которые в минералогическом отношении являются полными аналогами алдано-слюдянского. Это, как мной показано в другом месте (1936<sub>1</sub>), древнейшие (архейские) комплексы Канады, Ю. Африки, Ю. Индии, Австралии.

Общее значение исследования алдано-слюдянского комплекса повышается, во-первых, тем, что по температурным условиям образования эти породы соответствуют изверженным породам; во-вторых, тем, что метаморфизм алдано-слюдянского комплекса происходил в наиболее глубинных условиях. Поэтому после соответствующего изучения образований малой глубинности можно будет путем интерполяции предвидеть ряд минералогических особенностей всех других промежуточных в отношении глубинности фаций.

Работа начата в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ЦНИГРИ), закончена в Институте геологических наук Академии Наук СССР в 1939 г.<sup>1</sup>

## ЧАСТЬ I. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

### А. Геолого-петрологический очерк

1. В составе докембрия восточной (заенисейской) половины Сибири принимают участие три разновременных геологических комплекса, а именно (в порядке возраста): 1) алдано-слюдянский (архей), 2) комплекс, включающий формацию котовских гранитоидов (нижний протерозой), 3) саяно-становой комплекс (верхний протерозой).

Алдано-слюдянский комплекс сложен исключительно гранитами и гнейсами, слабо метаморфизованные осадки типа филлитов в нем совершенно отсутствуют. Главными областями его развития являются Алданская плита, Анабарский массив и полоса широтного простирания у юго-западного конца оз. Байкал. Кроме того, обширные площади занимают выходы этого комплекса в бассейнах Витима и Баргузина, в Становом хребте, в Восточном Саяне, но здесь наблюдается внедрение в архейские породы более молодых гранитов, главным образом саяно-становых, с повторным метаморфизмом архейских пород, которые, впрочем, местами сохраняют первичный свой характер. Отличием архейского комплекса от всех более молодых является исключительно глубинный характер магматических и метаморфических явлений в нем (безгроссуляровая фация глубинности). Докембрийский возраст этого комплекса доказывается нормальным залеганием известняков среднего и нижнего кембрия на гранитах комплекса, установленным на Алданской плите и на Анабарском массиве.

Ю. Кузнецовым (1938) устанавливается наличие пород алдано-слюдянского комплекса (гиперстеновые гнейсы и пр.) в Енисейском кряже.

2. В Лиственничном массиве (юго-западное Прибайкалье) гнейсы алдано-слюдянского комплекса прорваны более молодыми котовскими гранитоидами, которые по типу развития относятся к небольшим глубинам и поэтому легко отличимы от гранитоидов архейского комплекса; в контактах этих котовских гранитоидов мной найден оптически аномальный гроссуляр секторного строения (между устьями рр. Средней и Смородовой). Находка в контакте этих гранитов гроссуляра, к тому же аномального, дает минералогическое доказательство образования их на глубинах, меньших, чем это имело место для архейских гранитов. Котов-

<sup>1</sup> В настоящее время автором подготовлена к печати монография «Реакционно-метасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья», которая может рассматриваться как продолжение предлагаемого труда. Обе работы можно было бы объединить в одно двухтомное исследование под заглавием «Минералогическое образование в архее Восточной Сибири».

ские гранитоиды отличаются от архейских сильной дифференцированностью (гранодиориты, диориты, монзониты, граниты, сиениты), наличием лампрофиров, массивностью в стороне от контактов (в контактах очковые сланцеватые текстуры) и пр. Котовские гранитоиды сами нормально перекрываются известняками голоуспенской свиты (верхний протерозой). Эта формация гранитоидов пока установлена только в западном Прибайкалье. Поскольку эти гранитоиды имеют докембрийский возраст, не исключена возможность проявления их в Алданском и Анабарском массивах. Развитие в этих массивах зон милонитов и частью blastsомилонитовых микрогнейсов указывает на такую возможность. Для устья р. Тимптон мной уже ранее была отмечена grano-диоритовая интрузия необычного для алдано-слюдянского комплекса типа (1936<sup>2</sup>, стр. 24—26). Странным является также полиметаллическое оруденение Анабарского массива. Все это ставит для Алданского и Анабарского массивов проблему докембрийских, но послепалеозойских интрузий типа котовских гранитоидов, умеренной глубины формирования, с местным повторным метаморфизмом архея. Имеющиеся данные показывают, что такие интрузии во всяком случае не имеют здесь сколько-нибудь значительного развития.

3. Громадное развитие в Восточной Сибири имеют породы саяно-станового комплекса. В Становом хребте, в Восточном Саяне и в юго-западном Прибайкалье мной изучались явления прорыва алдано-слюдянского комплекса пород более молодыми саяно-становыми гранитами, с повторной мигматизацией и перекристаллизацией архейских пород. Саяно-становая складчатость и метаморфизм захватывают также мощную толщу осадочных пород, которым издавна приписывается протерозойский возраст. Этот метаморфизм распространяется также и на осадочные породы улунтуйской и голоуспенской свит западного Прибайкалья (верхний протерозой, по мнению М. М. Тетяева — нижний кембрий). Кембрий, начиная с красноцветной толщи мотского яруса  $St_1$ , несомненно, моложе саяно-становых гранитов.

Зона внедрения саяно-становых гранитов следует вдоль Станового хребта, делает выгиб к северу в Олекмо-Витимском районе, огибает затем Сибирскую платформу, следуя вдоль оз. Байкал и по Восточному Саяну, затем загибается к северу вдоль р. Енисея в Енисейском крае. Судя по сходству пород, тот же саяно-становой комплекс развит и на Таймыре, а на востоке — на берегах Охотского моря.

В саяно-становом комплексе, в отличие от алдано-слюдянского, широко развиты толщи филлитов и слабо измененных осадочных пород. На ряду с этим ближе к гранитным массивам возникли мощные толщи гнейсов и самых разнообразных кристаллических сланцев, переходных от филлитов к инъекционным гнейсам. Особенно характерной чертой саяно-станового комплекса являются зоны мусковитовых гнейсов с промышленными мусковитовыми пегматитами и зоны золотоносных филлитов; те и другие почти отсутствуют в других геологических комплексах Восточной Сибири. По типу развития магматических и метаморфических явлений, а также по минералогическим признакам, саяно-становой комплекс относится к менее глубинной фации формирования, чем алдано-слюдянский (волластонит-гроссуляровая беспериклазовая фация глубинности).

Архейский и протерозойский комплексы давно уже разделяются сибирскими геологами во главе с акад. В. А. Обручевым. Трудность представляет только разделение высокотемпературных кристаллических сланцев того и другого комплексов. Для «ленских» геологов довоенного времени критерием разделения служило то, что гнейсы протерозойского комплекса обычно обнаруживают реликты кластических структур (бластопсаммитовые структуры), совершенно отсутствующие в архейском комплексе. И действительно, на основании личного опыта я могу

подтвердить, что blastsаммитовые структуры в алдано-слюдяном комплексе не встречаются; но, конечно, этот признак не должен служить основным критерием разделения.

Для меня большое значение имело исследование Алданской плиты как области, где алдано-слюдянский комплекс не затронут воздействием саяно-становых процессов. Позднейшие исследования в Прибайкалье и Восточном Саяне, а также ознакомление с коллекциями из других районов показали замечательное постоянство пород архея из разных мест Восточной Сибири. Это же поразительное постоянство типов пород сохраняется и для саяно-станового комплекса: отдельные породы и их ассоциации, взятые из районов, удаленных на тысячи километров, неразличимы, если они взяты из одного и того же геологического комплекса, архейского или протерозойского. Это постоянство литологических особенностей каждого геологического комплекса является увлекательной проблемой. В данной работе, установив закономерности ассоциации минералов в архейском комплексе пород, мы сможем выделить некоторые такие минералогические особенности, которые являются специфическими для этого комплекса и могут служить основанием для различения его выходов от выходов саяно-станового комплекса. Столь же поразительны различия в типе гранитов и в их проявлении, в текстурных особенностях и т. п. Все это схватывается глазом опытного геолога, но требует еще перевода на точный, объективный язык науки.

4. Алдано-слюдянский геологический комплекс в общем примерно поровну состоит из гранитов, мигматитов и кристаллических сланцев (гнейсов), тесно перемежающихся между собой. Среди кристаллических сланцев (гнейсов) обычные гиперстеновые, биотит-гранатовые, биотитовые, роговообманковые, диопсидовые гнейсы, также кордиеритовые и силлиманитовые гнейсы, кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты, орто- и параамфиболиты, пироксен-плаггиоклазовые сланцы (бескварцевые гнейсы) и др. Обычная величина зерна в кристаллических сланцах 0.5—1 мм, в мигматитах часто крупнее. Текстура обычно грубо слоистая, только в богатых биотитом разностях становится сланцеватой. Граниты преобладают розовые и красные аляскинского характера, с биотитом и магнетитом. Реже и только в связи с эндоконтактовыми явлениями развиваются роговообманковые и диопсидовые граниты, гранодиориты и сиениты. Сравнительно с саяно-становыми архейские граниты обладают повышенной щелочностью в отношении калия и в районах развития известняков нередко переходят в субщелочные диопсидовые граниты, лишенные плаггиоклаза. В связи с их повышенной щелочностью архейские граниты и пегматиты почти никогда не содержат мусковита, тогда как для саяно-становых гранитов и пегматитов мусковит весьма обычен. Обычной для архейских гранитов является неясная гнейсовидность, редко столь подчеркнутая, как в некоторых гнейсовидных саяно-становых гранитах. Обычны пегматиты и аплиты, но лампрофиры совершенно отсутствуют (как и в саяно-становом комплексе). Все меланократовые или основные разности гранитоидов, вплоть до гранодиоритов, имеют ясный эндоконтактовый характер, а не являются дифференциатами гранитной магмы.

В отношении минеральных месторождений наибольший интерес представляют явления метасоматического взаимодействия доломитов с полевошпатовыми породами, приводящие к образованию промысленных флогопитовых (район Слюдянка в южном Прибайкалье) и лазуритовых (Малая Быстрая, Слюдянка) месторождений. Представляет интерес также концентрация в некоторых кристаллических сланцах графита, силлиманита, магнетита. Рудные месторождения магматического происхождения отсутствуют (слабая оруденелость установлена в Анабарском массиве, см. 22).

Архейскому комплексу подчинены также небольшие габбро-диабазо-

вые и ультраосновные интрузии, встречаемые во всех областях развития архея. Они прорваны гранитами и пегматитами и метаморфизованы наравне с боковыми породами. Ультраосновные породы образуют небольшие пластовые интрузии по несколько метров мощности. В небольших интрузиях, а особенно секущих жилах, залегают метаморфизованные диабазы, частично сохранившие реликтовую диабазофитовую структуру, а частью перекристаллизованные. В более крупных телах залегают более крупнозернистые габброиды, только частью обладающие бластофитовой структурой; в Кыренском районе наблюдается переход их в горнблендиты. При мигматизации габброидов архейскими гранитами возникают неоднородные породы, по минералогическому составу напоминающие диориты, монцититы, сиениты и пр., но являющиеся на самом деле только мигматитами.

Особенно важно подчеркнуть, что габбро-диабазы и граниты внедрялись в совершенно различных геологических условиях и в разное время; какая-либо связь и взаимные переходы между ними, как это предполагалось П. П. Пилипенко (1930), безусловно, отсутствуют. Действительно, мелкозернистая диабазофитовая структура жильных габброидов и частое залегание их в виде секущих жил указывают на то, что их внедрение происходило в условиях небольших глубин. Наоборот, внедрение гранитов происходило в весьма глубинных условиях, причем габбро-диабазы прорывались и инъцировались гранитами совершенно так же, как и другие боковые породы гранитов.

5. Основной материал, на котором производилось исследование минерального состава пород архейского комплекса, был собран мной в южном Прибайкалье. Особенно интересен материал из Слюдянского района (бассейн р. Слюдянки с падью Улунгуй, отчасти рр. Похабихи и Талой), где были изучены флогопитовые и другие метасоматические месторождения и собран богатый материал по известковым и другим породам. Архейский комплекс здесь сохранился исключительно хорошо, и проявления саяно-станового метаморфизма здесь, повидимому, отсутствуют. В истоках р. Слюдянки под водораздельными высотами Хамар-Дабана (на «Казачьей Поляне» по заброшенному Камаринскому тракту) проходит мощная зона катаклазитов, за которой на водоразделе и южнее залегают уже породы саяно-станового комплекса (сначала граниты и гнейсы, южнее филлиты). Контакт между двумя комплексами здесь, таким образом, тектонический.

Породы архейского комплекса протягиваются полосой широтного простирания на запад и на восток от р. Слюдянки. Мной было проделано пересечение этой полосы по Кяхтинскому тракту у городка Мысовска, в 160 км восточнее Слюдянки. Здесь полоса архея, начинаясь от берега оз. Байкал, имеет ширину 15 км, южнее сменяясь породами палеозойского комплекса — сильно дифференцированными гранитоидами, роговиками (типичны полосатые диопсид-гроссуляровые роговики, встречаются волластонитовые породы), а еще южнее и неизменными глинистыми сланцами с известняками. Архейскому комплексу здесь подчинены пластовые фаялитовые породы, имеющие, по моему заключению, осадочное происхождение и пересекаемые гранитами и пегматитами архея.

В бассейне р. Малой Быстрой, в 22—25 км западнее Слюдянки, было изучено знаменитое Мало-Быстринское месторождение лазурита. В истоках рч. Лазурной наблюдалось, как толща архейских доломитов прорывается жилами саяно-становых гранитов, массив которых занимает водораздел. Это серые граниты, сначала порфиroidные и гнейсовидные, затем более мелкозернистые, массивные, сопровождаемые двуслюдистыми пегматитами с турмалином.

Большой массив этих саянских гранитов обрывает полосу архейских пород западнее р. Тибельти. Воздействием этих гранитов объясняются аномалии в минералогическом составе архейских кристаллических слан-

цев, собранных Н. М. Кеппен в районе р. Тибельти. Здесь в шлифах можно встретить волластонит, гроссуляр, ассоциацию роговой обманки с гранатом — явления, в неизменном архейском комплексе отсутствующие, но типичные для контактов саяно-становых гранитов. Поэтому породы района р. Тибельти далее не будут приняты во внимание.

Еще западнее мной осматривался архейский комплекс в районе флогопитовых месторождений по р. Кырен (120 км западнее Слюдянки).

К северу от Слюдянки, между оз. Байкал, р. Ангарой и р. Иркутом, также развиты породы алдано-слудянского комплекса, выходящие, в частности, в скалах Кругобайкальской железной дороги. В отличие от свиты Слюдянского района архей здесь почти не содержит мраморов и на этом основании некоторыми геологами ошибочно выделяется как особый «шарыжалгайский комплекс». Мной эта свита была пересечена в меридиональном направлении по тракту ж.-д. станция Култук — село Моты. Свита сложена различными гнейсами — биотитовыми, рогово-обманковыми, пироксеновыми, кордиеритовыми — с выходами метаморфизованных диабазов и происшедших из них ортоамфиболитов: прорвана нормальными розовыми архейскими гранитами. В отличие от Слюдянского района архейский комплекс здесь подвергся значительному последующему изменению. По тракту в 6—8 км южнее с. Моты мной наблюдалось внедрение в архейский комплекс серых гнейсовидных саяно-становых гранитов, сопровождаемых, как обычно, мусковитовыми гнейсами и мусковит-турмалиновыми пегматитами. Архейские гнейсы и граниты в этом районе частью интенсивно милонитизированы, частью повторно метаморфизованы. Для повторно метаморфизованных пород характерно появление гроссуляра (в основных плагиоклазах) и ассоциации роговой обманки с красным альмандином; то и другое несвойственно породам архейского комплекса. Западнее, у р. Иркуты (выше с. Моты) выходят также филлиты саяно-станового комплекса. Зоны милонитизации захватывают и другие части шарыжалгайской свиты. Особенно мощная зона милонитов, примерно широтного простирания, проходит вдоль рч. Култучной («синий камень»).

Следует отметить, что наличие повторного метаморфизма, с новообразованием гроссуляра, волластонита и везувиана в качестве особой генерации минералов, указывалось еще Б. З. Коленко (1929) при описании архейских кальцифиров Кругобайкальской железной дороги. Б. З. Коленко предположительно связывал эти новообразования с интрузией диабазов, отмечая также наличие «позднейшей гранитной интрузии» (см. также Коржинский, 1936, стр. 33—34).

Значительный материал был также собран мной по архею Лиственичного массива и в районе ж.-д. станции Байкал, т. е. в прибрежной полосе оз. Байкал, восточнее и западнее истока р. Ангары. Архейский комплекс здесь весьма сходен с таковым Слюдянского района по наличию мраморов, метасоматических диопсид-флогопитовых пород, ортитовых пегматитов и пр. Этот комплекс прорван более молодыми котовскими гранитоидами (протерозой), слагающими восточную часть Лиственичного кристаллического массива (начиная с р. Средней), и серией еще более молодых диабазовых жил. В связи с этими интрузиями находится заметное изменение пород архея, которое выражается главным образом в развитии низкотемпературных минералов. Так, основные скаполиты большей частью замещены «вильсонитом» (розовые агрегаты серицита); очень много пренита, который отсутствует в Слюдянском районе, являясь абиссофобным минералом; вообще породы здесь часто и сильно разложены.

Все выводы о закономерностях ассоциации минералов сделаны на основании материала из южного Прибайкалья. Для сопоставления были частично пересмотрены мои материалы по Алданской плите; на основании литературных данных (и знакомства с частью материала в порядке консультации) сделано сопоставление с Анабарским массивом. Полевые

исследования архея в других районах (Становой хребет, Бирюсинский район) и консультационная работа дают мне уверенность в том, что найденные закономерности минералогического состава, действительно, сохраняются для всех известных выходов алдано-слюдянского комплекса в Восточной Сибири.

Сомнения остаются лишь для некоторых более редких вторичных минералов, например андалузита, маргарита, для которых не исключена возможность связи с повторным метаморфизмом. В частности, даже для Алданской плиты нельзя категорически возражать против возможности повторного метаморфизма в отдельных участках. Особенно подозрительным является район устья р. Тимптон, где широко развиты бластомилонитовые породы (к которым и приурочена единственная находка ставролита), мезоамфиболиты и, наконец, интрузия гранодиоритов необычного для алданского комплекса облика (Коржинский, 1936, стр. 23—26). Позднейшее внедрение гранодиоритов, тоже докембрийских, теперь мне не представляется невероятным. Но во всяком случае эти отступления от обычного типа метаморфизма легко отличимы и имеют локальный характер, а потому ничуть не мешают изучению основной стадии архейского метаморфизма, затрудняя лишь изучение гистерогенных явлений.

Внедрение архейских гранитов вызвало полную перекристаллизацию всех более древних пород как осадочных, так и изверженных, например диабазов. Реликтов первичного минерального состава совершенно не сохранилось, что, конечно, весьма облегчает нашу задачу.

## Б. Очерк минералов

6. В этом очерке мы приведем список минералов, безусловно сингенетических с алдано-слюдянским комплексом пород. Далее мы дадим краткие сведения о распространении и химических особенностях отдельных минералов в связи с их парагенетическими отношениями; здесь же будут приведены для каждого минерала в отдельности результаты дальнейшего исследования закономерностей ассоциаций. В целом весь очерк имеет здесь только подсобное значение, так как собственно минералогическими исследованиями автор не занимался. Нужно сказать, что дальнейшие специальные минералогические исследования, подобные, например, исследованию Д. П. Григорьевым флогопитов Слюдянки (1935), являются крайне нужными, особенно для порообразующих минералов группы клинопироксена, роговой обманки, биотита и пр.

В качестве первичных минералов высокотемпературных или сравнительно высокотемпературных пород архейского комплекса южного Прибайкалья и Алданской плиты установлены нижеприводимые минералы (для всех тех из них, которые мной лично не определялись, дальше будут даны ссылки на авторов). Минералы соединены в группы по петрографической их роли:

Кварц.  
Кальцит.  
Доломит.

Ортоклаз, микроклин, бариевый ортоклаз,  
сандиновидный ортоклаз.  
Плагиоклаз.  
Скаполит, глауколит.  
Нефелин.  
Лазурит, гаюян.

Фаялит, оливин, форстерит, хондродит, клино-  
гумит.

Андрадит.  
Альмандин.  
Пиропо-альмандин.  
Кордиерит.  
Силлиманит.  
Дистен.  
Виридин.  
Шпинель.  
Корунд.  
Сапфирин.

Сфен.  
Рутил.  
Графит.  
Турмалин.  
Ортит.  
Циркон.

Гиперстен, энстатит.

Диопсид, салит, геденберgit?, диопсидо-авгит, эгирин-авгит, лавровит.

Роговая обманка обыкновенная, паргасит, кокшаровит.

Биотит, лепидомелан, флогопит.

Апатит.

Флюорит.

Барит

Магнетит.

Ильменит.

Пирротин.

Пирит.

Известны редкие минералы урана, редких земель, тантала, ниобия (менделеевит, фитингофит).

Нижеследующие минералы встречаются только как гистерогенные, средне- и низкотемпературные:

Магнезит.

Альбит. Различные цеолиты.

Тремолит, актинолит, грюнерит.

Эпидот, клиноцоизит, цоизит.

Мусковит, серицит.

Хлорит, амезит.

Тальк. Серпентин. Маргарит?

Андалузит. Ставролит?

Гематит, молибденит, халькопирит.

Для Анабарского массива, кроме того, установлены монацит и ряд рудных минералов: касситерит, арсенопирит, сфалерит и др. (Моор, Ткаченко и Рожков, 1936, стр. 73).

Характерным фактом является полное отсутствие волластонита, гроссуляра, везувiana, периклаза, антофиллита, пренита, брусита и некоторых других из обычных минералов, что связано с глубинным характером магматических и метаморфических явлений в комплексе.

7. Теперь перейдем к рассмотрению отдельных минералов, расположив их в том же порядке (по петрографической роли), как в списке.

Доломит отличался от кальцита по иному направлению полисинтетического двойникования (по короткой диагонали ромбов решетки спайности), с проверкой по преломлению. Этот признак оказался вполне надежным. Нередко встречаются мощные мономинеральные пласты доломитов.

## 8. Калиевый полевой шпат

Ортоклаз, микроклин. В кристаллических сланцах и гнейсах без следов мигматизации имеем обычно ортоклаз, совершенно лишенный пертитовых вростков, с нормальными свойствами [например, в гиперстен-диопсидовом гнейсе 712а измерено:  $2V = -53^\circ$ ;  $\perp (001)$  с  $Nm = 5^\circ$ , с  $Ng = 89^\circ$ ]. В магматитах ортоклаз криптопертитовый и микропертитовый, с веретенообразными вростками плагиоклаза. В гранитах и пегматитах встречается как микроклин-пертит, так и ортоклаз-пертит. Для калиевого полевого шпата гранитов и пегматитов характерен красный цвет. Этот цвет особенно интенсивен для пегматитов флогопитовых месторождений, в микроклин-пертите которых микроскоп обнаруживает многочисленные включения чешуек гематита. Красный цвет сменяется белым при внедрении гранитов или пегматитов в мраморы, светлые диопсидовые гнейсы, в альмандиновые гнейсы, т. е. вообще в породы, бедные окисью железа или лишенные ее; рядом же, в пластах, например, амфиболитов, могут залегать красные граниты. Все это говорит в пользу окраски полевого шпата пылью гематита. При прокаливании красный цвет сменяется серым, как это еще ранее наблюдали для канадских архейских гранитов Adams and Barlow (1910, стр. 59).

Санидиновидный ортоклаз. В метасоматических лазуритовых породах Мало-Быстринского месторождения встречается особый санидиновидный калиевый полевой шпат с весьма малым углом оптических осей, упоминаемый С. С. Смирновым (1928). В связи с полным отсутствием пертитовых вростков этот полевой шпат отличается водяно-

прозрачностью в мелких осколках. В штуфе он имеет характерный темносерый цвет. Преломление  $N_m = 1.522$ .

В шлифах № 295, 296, 297, 674 видна его неоднородность в отношении оптических свойств. Как показали мои тщательные замеры на Федоровском столике сначала в нормальных, а потом в особо толстых шлифах (0.09 и 0.13 мм), водянопрозрачные участки обладают постоянной величиной угла оптических осей, обычно  $2V$  от  $-33$  до  $-43^\circ$ . В наиболее чистых участках, имеющих характер как бы реликтовых ядер, величина угла спускается до  $2V = -15^\circ$  и даже  $2V = -7^\circ$  (в последнем случае даже в толстых шлифах видно лишь сохранение темноты в интервале наклона в  $7^\circ$ ). Дисперсия всегда  $\gamma > \nu$ . В наружных частях зерен  $2V$  поднимается до  $-40, -50^\circ$  иногда до  $-60^\circ$ .

Измерение карлсбадских двойников и спайностей в нормальных шлифах показало моноклинную сингонию этого полевого шпата. Моноклинный характер в этом случае виден из совпадения осей  $N_g$  обоих индивидов между собой и с перпендикуляром к плоскости шва, т. е.  $N_g \perp (010)$ , при углах двойниковой оси  $[001]$  с  $N_m = 19.5^\circ$  и с  $N_g = 90^\circ$  (кристалл с  $2V = -42^\circ$ , шл. № 674<sup>1</sup>). Совершенная спайность  $(001)$  с углами  $\perp (001)$  с  $N_m = 6^\circ$ , с  $N_g = 88.5^\circ$  (измерено, должно быть  $90^\circ$ ). Иногда видна спайность  $(010)$  с измеренным углом  $N_g : \perp$  сп. =  $1.5^\circ$  (вместо  $0^\circ$ ). Иногда правильная совершенная мурчисонитовая отдельность  $(\bar{1}502)$  с углами (среднее из трех замеров)  $\perp$  отд. с  $N_g = 90^\circ$ , с  $N_m = 79^\circ$ , с  $N_p = 11^\circ$ . Такие же результаты получены и в другом (нормальном) шлифе: в карлсбадском двойнике  $N_g^1 = N_g^2 = \perp (010)$ ,  $B : N_g = 90^\circ$ ,  $B : N_m = 20^\circ$ . Для ряда зерен с  $2V = -15-30^\circ$  измерением по особой методике получено:  $\perp$  спайности  $(001)$  с  $N_g = 90^\circ$ , с  $N_m = 3.5-9^\circ$  (среднее  $6^\circ$ ).

С. С. Смирнов сообщает, что анализ этого полевого шпата, произведенный Ю. В. Морачевским в 1925 г. в лаборатории Геологического комитета, дал  $K_2O - 15.36\%$ ,  $Na_2O - 0.52\%$ ; это соответствует содержанию 5 мол. % альбитовой молекулы. Мной была отдана в анализ порода, сложенная вышеописанным ортоклазом (61% по объему), диопсидом, кальцитом и кварцем (обр. № 674<sup>1</sup>), — щелочи здесь, очевидно, могут быть все отнесены к ортоклазу. Анализ (М. Т. Селютина, ЦНИГРИ) дал молекулярное отношение щелочей  $Na_2C \cdot K_2O = 1 : 9$ , т. е. 90% калиевого алюмосиликата на 10% натриевого.

Таким образом, наш санидиновидный полевой шпат является почти калиевым ортоклазом. Вследствие необыкновенной чистоты он при понижении температуры избежал распада с выделением пертитовых вростков, и именно благодаря этому, повидимому, могли частично сохраниться оптические свойства высокотемпературной формы — санидина. Вдоль стыков зерен и вдоль секущих зерна скрытых трещин происходил «отпуск» санидина, с постепенным переходом к свойствам нормального ортоклаза, а местами развился и полисинтетический микроклин с выделением мелких пертитовых вростков.

Очень характерно, что санидиновидный ортоклаз появляется только в тех лазуритизированных пегматитах, в которых плагиоклаз является неустойчивым, замещаясь ортоклазом с лазуритом (метасоматоз в условиях наиболее высокой щелочности растворов, см. 44); необыкновенная чистота ортоклаза именно и связана с этими своеобразными условиями метасоматоза.

Бариевый ортоклаз встречается в флогопитовых месторождениях. В кальцитовых жилах с флогопитом дает хорошие кристаллы, выросшие на стенках жилы. Цвет всегда серый или белый, часто полупрозрачен. Химический анализ обычного серого полупрозрачного микропертитового ортоклаза из кальцит-флогопитовой жилы Главного рудника дал результаты, показанные в табл. 1. Впервые обратил внимание на этот полевой шпат П. В. Калинин.

## Химический состав бариевого ортоклаза из кальцит-флогопитовой жилы, Слюдянка

Компоненты	Вес. %	М. ч. × 1000	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	59.54	992	Аналитик В. В. Лаугваген (ЦНИГРИ), 1935 г
TiO <sub>2</sub> . . . . .	Нет	0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20.12	197	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.17	1	
FeO . . . . .	0.29	4	
MnO . . . . .	Нет	0	
BaO . . . . .	5.75	38	
CaO . . . . .	0.20	4	
MgO . . . . .	0.04	1	
K <sub>2</sub> O . . . . .	10.95	116	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.36	46	
S (вал.) . . . . .	0.19	6	
Потери при про- каливании . . . . .	0.10	—	
H <sub>2</sub> O < 110° . . . . .	Нет	—	
Σ . . . . .	100.21		
SO <sub>3</sub> (HCl вытяжка)	0.28	4	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . . 66 мол. % NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . . 19 " " BaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> . . . . . 11 " " Na <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> . . . . . 4 " " <hr/> 100 мол. %
			Примесь BaSO <sub>4</sub> , CaCO <sub>3</sub> , FeS (бариевый ортоклаз, близкий к гиалофану).
			Оптические константы для анализируемого образца (определение Г. В. Успенского):
			Ng = 1.533
			Nm = 1.530
			Np = 1.526
			2V = -74.5°
			Моноклинный

Аналогичный результат дал анализ П. В. Калинина (6.92% BaO). Далее (55 и 56) мы увидим, что в условиях щелочности флогопитовых месторождений обычный ортоклаз в присутствии флогопита неустойчив, а содержание бария делает эту ассоциацию устойчивой. Поэтому в кальцит-флогопитовых жилах встречаются только бариевые ортоклазы.

## 9. Плагиоклазы

Обычным плагиоклазом для гнейсов является олигоклаз, андезин, лабрадор. В метасоматических породах встречены также крайние члены серии плагиоклазов, так что в общем встречаются составы от 5 до 100% анортита.

Анортит встречен в метасоматической диопсид-шпинелевой зоне замещения пегматита в доломите, в шпинелевом шурфе р. Талой (точка 739), в ассоциации Di + Ka + Pl + Spl + Parg + Sc. На федоровском столике измерено: Ng — Np = 0.012; 2V = -79°; в двойнике углы дв. оси с Ng = 66.5°, с Nm = 27°, с Np = 76.5°, что близко к ⊥ [001] для анортита № 95—100 по диаграмме В. В. Никитина. Шов (010) с углами ⊥ (010) с Ng = 48°, с Nm = 65°, с Np = 51°, что соответствует анортиту № 100 (шл. № 739i<sup>1</sup>). Во внутренних частях этой зоны замещения встречаются более кислые плагиоклазы.

Альбит из высокотемпературных пород встречен только в метасоматических породах лазуритовых месторождений, с содержанием 8—10% Ап, в исключительных случаях 5% Ап (угол погасания ⊥ РМ = -13°, Ng ≤ канадского бальзама). Иногда у такого альбита необыкновенно сильно развиты периклиновые полисинтетические двойники на ряду с карлсбадскими и альбитовыми. Решетчатое шахматное расположение этих двух систем двойников делает такой альбит чрезвычайно похожим на микролин. Подобный альбит наблюдался мной, например, в диопсид-нефелиновой с кальцитом зоне замещения пегматита; угол 2V у этого альбита положительный 83—86°; ⊥ спайности

(001) с  $N_m = 20^\circ$ , с  $N_p = 71,5^\circ$ . Повидимому такой микрoклиновидный облик плагиоклаза вообще характерен для некоторых щелочных пород. Для основных плагиоклазов гнейсов, т. е. лабрадора и битовнита, также наблюдалось преобладание периклиновых, но, конечно, более грубых, полисинтетических двойников.

Как увидим из дальнейшего, парагенетические отношения для различных плагиоклазов весьма различны.

## 10. Скаполит (от 30 до 100% Me)

Распространен в архейском комплексе пород достаточно широко. Приурочен он исключительно к породам, насыщенным кальцием, т. е. обычно содержащим его избыток в виде кальцита. В породах с недосыщенными кальцием минералами или ассоциациями минералов, каковы гиперстен, альмандин, кордиерит, силлиманит, ассоциации роговая обманка + кварц, биотит + кварц и пр., скаполит не встречается; но в менее высокотемпературных образованиях (гистерогенных) в последних двух ассоциациях устойчив. В породах, содержащих кальцит, скаполит не встречается вместе с форстеритом и доломитом (ассоциация с доломитом становится возможной в гистерогенных, т. е. более низкотемпературных образованиях). Особенно обычна ассоциация скаполита с кальцитом и диопсидом. Больше всего скаполита встречается в метасоматических породах, связанных с взаимодействием полевошпатовых пород (пегматиты, гнейсы, амфиболиты) с известняками и доломитами, но встречается он и независимо от собственно метасоматических процессов, а именно в различных известковых парагнайсах и в мраморах.

Обычно скаполит дает белые непрозрачные зерна, повидимому, в силу наличия спайных трещинок. Только в особых условиях, в некоторых метасоматических образованиях, скаполит дает просвечивающие зерна и в этом случае обладает фиолетовой, розовой или синеватой окраской; изредка встречались также бесцветные водянопрозрачные кристаллы скаполита (скаполитизированные жилки пегматита в доломите, обрыв р. Слюдянки против города). Окрашенный скаполит, т. е. главколит, встречается исключительно в метасоматических породах (нередко мономинеральных), происшедших за счет замещения полевошпатовых пород, преимущественно пегматитов, в контакте с доломитом (главколитовые жилки в доломите, некоторые лазуритовые линзы Слюдянского месторождения Поляковой). Обычно эти породы недосыщены кремнеземом, но в единичных случаях встречена была ассоциация зерен синего главколита с кварцем.

Химизм слюдянских скаполитов подробно обсуждается в известной работе С. С. Смирнова (1928), где, помимо старых, недостаточно точных анализов, приведены два новых. П. В. Калинин любезно сообщил мне результаты четырех анализов слюдянских скаполитов его коллекции, произведенных Н. В. Левенфиш (ЦНИГРИ) в 1934 г. Эти анализы и один анализ С. С. Смирнова в пересчете на молекулы приведены в табл. 2.

Пересчет этот формален и имеет целью только показать некоторые нужные нам молекулярные соотношения. Сумма алюмосиликатовых молекул приведена к 100. Как можно усмотреть из данных табл. 2, обычный пересчет на молекулы  $B\ddot{o}rgstr\ddot{o}m - Sundius$ , применяемый С. С. Смирновым (1928), не дает удовлетворительных результатов. В частности, при определении соотношения между мейонитовой  $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot Ca(CO_3, SO_4) = Me$  и мариалитовой  $3NaAlSi_3O_8 \cdot Na(Cl, HSO_4, HCO_3) = Ma$  молекулами обнаруживается резкое расхождение результатов, получаемых из отношения  $Al : Si$  и отношения  $Ca : Na$ . Можно

Химическая характеристика скаполитов (в мол. %)

	I	II	III	IV	V	VI
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	74	74	68	56	54.5	54.5 % Me
Na <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	0	0	0	0	0	3.1
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	26	16	20	44	45.5	42.5 } % Ma
Ca <sub>0.5</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . . . . .	0	10	12	0	0	0
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	25 Ca(CO <sub>3</sub> ?)	24	27	27	28	0 (3.4NaH <sub>3</sub> C <sub>2</sub> O <sub>8</sub> )
CaSO <sub>4</sub> . . . . .	7.3	6.6	6.6	1	0.6	0
Ca(Cl, F) <sub>2</sub> . . . . .	0	0.5	0.8	0	1.2	0
Na (Cl, F) . . . . .	0.6	0	0	3	0.5	0.3
NaHSO <sub>4</sub> . . . . .	1.7	0	0	0	0	6
Ca(OH) <sub>2</sub> . . . . .	?	0	0	8	0	0
H <sub>2</sub> O (потери при прокаливании) . . . . .	—	30.5	31	57	26.5	3
Nm — Np . . . . .	0.030	0.028	0.028	—	—	0.018

I — скаполит из Главного флогопитового рудника, по анализу Ю. В. Морачевского (Геологический комитет, 1925) (С. С. Смирнов, 1928, стр. 59). H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> отдельно не определялись.

II — то же. Анализы II—V Н. В. Левенфиш (ЦНИГРИ, 1934).

III — скаполит, рудник 2.

IV—V — главколит, рудники 3 и 2, Слюдянка.

VI — главколит из главколитовой жилы в мраморе, по анализу Е. Я. Роде, 1925 (С. С. Смирнов, 1928, стр. 59).

предположить, что в мейонитовой и мариалитовой молекулах кальций и натрия могут отчасти замещать друг друга, с образованием либо группы Ca<sub>0.5</sub>AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (вместо NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> мариалита), либо, наоборот, группы Na<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> (вместо CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> мейонита). Для метасоматических пород с подвижными щелочами последний случай должен иметь место при более высокой концентрации натрия в растворе. И действительно, он осуществляется для главколита VI из главколитового месторождения, а в 52 мы увидим, что обычные главколитовые месторождения соответствуют более высокой концентрации щелочей, чем флогопитовые: для последних мы видим частичное обратное замещение натрия мариалитовой молекулы кальцием (анализы II и III табл. 2). Такое же замещение натрия кальцием или обратно видно из табл. 2 и для добавочных групп.

В табл. 2 мы видим, что из летучих компонентов в состав обычных скаполитов входит CO<sub>2</sub> и в меньшем количестве SO<sub>3</sub>, тогда как содержание Cl и F совершенно незначительно; более значительно содержание галоидов лишь в главколитах. Поэтому при анализе парагенетических соотношений мы сможем в схеме допустить, что для образования обычных скаполитов галоиды являются необязательной составной частью. Напротив, существование в нашем комплексе ассоциаций почти чистого анортита с кальцитом заставляет считать, что сульфатная группа (CaSO<sub>4</sub>) является необходимой для образования мейонита.

Приведенные в табл. 2 величины двупреломления слюдянских скаполитов хорошо соответствуют диаграмме N. Sundius (1916, 1919), составленной для «нормальных и богатых SO<sub>3</sub> скаполитов», но эти величины двупреломления значительно меньше тех, что даются диаграммой Винчелля для хлорид-карбонатных скаполитов (Winchell, 1927, стр. 346). Это соотношение отмечено уже С. С. Смирновым (1928). Диаграммой Сундиуса мы и будем пользоваться в дальнейшем для примерного опреде-

ления состава скаполита по его двупреломлению. На этой диаграмме для чистого мариалита принято двупреломление 0.0025, а для чистого мейонита 0.0395; для промежуточных составов двупреломление находится по правилу смешения, т. е. на диаграмме «молекулярный состав — двупреломление» выражается прямой линией, соединяющей указанные величины.

Как увидим далее (30—32), скаполит всегда имеет более основной состав, чем одновременно с ним присутствующий плагиоклаз. Близкие к мариалиту разности в слюдяном комплексе совершенно отсутствуют. Наиболее обычны разности состава 60—75% Ме.

## 11. Нефелин

Встречен мной в некоторых зонах замещения пегматита в Мало-Быстринском месторождении лазурита, частью вместе с лазуритом. Первоначально нефелин мною, как и моими предшественниками, смешивался с вышеописанным санидинообразным ортоклазом, на который он в шлифе похож. Однако при анализе парагенезисов получились неувязки, которые заставили пересмотреть весь материал. Нефелин был определен по своей строгой одноосности, отсутствию совершенной спайности (001) полевых шпатов, меньшему, чем у полевых шпатов, двупреломлению и большему, чем у ортоклаза, преломлению (чуть заметно меньше, чем у балзама). Двойники отсутствуют, погасание удивительно однородно. Спайность обычно незаметна, иногда с трудом обнаруживаются неправильные трещинки спайности по призме и по пинакоиду, дающие, следовательно, прямое погасание. Мелкозернистая нефелиновая метасоматическая порода в полевом дневнике была названа мной «белой саловидной породой», так как обладает характерным жирным блеском.

Парагенетические отношения нефелина те же, что и лазурита.

## 12. Лазурит, гаюин

Встречены исключительно в метасоматических лазуритовых месторождениях, в которых лазуритовые породы замещают пегматит в контактах пегматита с доломитом. Из этих месторождений мной были исследованы знаменитое Мало-Быстринское и новое Слюдянское месторождение, открытое геологом Е. Д. Поляковой.

Минералогически лазурит южного Прибайкалья был описан в известных работах W. Brögger и H. Väckström (1891) и С. С. Смирнова (1928, 49—50), а в настоящее время Н. В. Воскобойниковой (1938) и Е. Д. Поляковой (рукопись). Последние два автора дают ряд новых анализов лазурита, выделенного жидкостями из породы. В табл. 3 привожу вычисленное мной среднее из трех анализов лазуритов Слюдянского месторождения Поляковой (I) и из трех анализов Мало-Быстринского месторождения (II); исходные анализы заимствованы из рукописи Е. Д. Поляковой о лазуритах СССР. Анализы произведены в лаборатории ЦНИГРИ.

Таким образом, лазурит по составу стоит близко к гаюину, для которого L. H. Börgström (1930) дает следующую идеальную формулу:  
 $3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{CaSO}_4 = 1.00 \text{NaAlSiO}_4 \cdot 0.33\text{CaSO}_4$ .

Как известно, окраска лазурита весьма изменчива (синяя, голубая, изредка фиолетовая), а в некоторых линзах Слюдянского месторождения гаюиновый минерал совершенно бесцветен (белые диопсид-гаюиновая и флогопит-гаюиновая породы). Для краткости мы в дальнейшем все эти разности будем называть лазуритом.

Как увидим, в кальцитсодержащих породах лазурит и нефелин устойчивы со всеми минералами, исключая кварц.

## Среднее из анализов лазурита

Компоненты	I. Слюдянка		II. М. Быстрая		Компоненты	I. Слюдянка		II. М. Быстрая	
	Вес. %	М. ч. × 1000	Вес. %	М. ч. × 1000		Вес. %	М. ч. × 1000	Вес. %	М. ч. × 1000
SiO <sub>2</sub> . .	31.76	529	32.13	535	S . . . .	0.34	11	0.20	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	27.18	267	26.64	261	SO <sub>3</sub> . . .	11.78	147	10.08	126
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	0.03	0	0.14	1	Cl . . . .	0.25	7	0.52	15
CaO . . .	8.72	155	7.76	139	CO <sub>2</sub> . . .	1.03*	24	1.36	31
SrO . . .	0.03	0	0.02	0	H <sub>2</sub> O + . .	1.73**	96	3.78	210
MgO . . .	0.15	4	0.29	7	H <sub>2</sub> O — . .	0.35*	—	—	—
K <sub>2</sub> O . . .	0.23	2	0.51	5					
Na <sub>2</sub> O . . .	16.86	272	16.42	265					
					Сумма .	100.44	—	99.85	—

Аналитики  
Ю. Н. Книпович      М. М. Стукалов  
и М. М. Стукалов

Пересчет этих анализов дал следующие результаты:

Анализы	NaAlSiO <sub>4</sub>	(Ca,H <sub>2</sub> )SO <sub>4</sub>	CaSiO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	NaCl	H <sub>2</sub> O
I	1.000	0.274	—	0.002	0.045	0.008	0.013	0.160
II	1.000	0.240	0.021	—	0.059	0.004	0.029	0.358

## 13. Группа оливина и гумита

Фаялит встречается только в одном Мысовском железорудном (не-промышленном) месторождении, где он является главным минералом пластовых железорудных пород, сложенных фаялитом, кварцем, магнетитом и грюнеритом как главными минералами. С. С. Смирнов (1931) дает анализ этого минерала из Мысовского месторождения и получает после отбрасывания примесей: Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> 93.26 мол. %, Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> 6.52%, Mn<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> 0.22%.

Месторождение это метаморфическое, первично осадочного происхождения (Коржинский, 1936<sub>3</sub>).

Оливин встречается в метаморфизованных ультраосновных породах, первично изверженных.

Форстерит, совершенно бесцветный в штуфе в невыветрелых разностях, обычен для кальцифиоров. Не встречается (в кальцитсодержащих породах) в присутствии плагиоклазов, скаполитов или ортоклаза.

Хондродит, клиногумит встречаются в кальцифирах, где они иногда замещают форстерит, начиная с внешней части зерен. Парагенезисы те же, что у форстерита. В Слюдянке редки, на Алданской плите более обычны, чем форстерит (Коржинский, 1936<sub>1</sub>).

## 14. Ромбический пироксен

В гнейсах всегда имеем гиперстен (оптически отрицателен). Энстатит (оптически положителен) встречается в виде исключения в ультраосновной

\* Одно определение.

\*\* Среднее из двух определений.

метаморфизованной породе. Гиперстен обычно обладает сильным плеохроизмом (розовый — зеленоватый).

Характернейшей особенностью алдано-сланянского комплекса пород является то, что даже в сильно железистых породах ассоциация гиперстена с любым плагиоклазом продолжает оставаться устойчивой. В силу этого здесь, и вообще во всех комплексах «безгроссуляровой» фации глубинности, широчайшее распространение имеют гиперстеновые гнейсы («чарнокиты» у некоторых авторов), заменяемые в других, менее глубинных фациях, гранат-роговообманковыми и гранат-клинопироксеновыми гнейсами:

## 15. Клинопироксен

Клинопироксены архейского комплекса являются интересной темой для самостоятельного минералогического исследования. Довольно подробные сведения о них даны С. С. Смирновым (1928). О пироксенах «святоноситов» см. Eskola (1921). Два новых анализа диопсида из Лиственичного района опубликованы Деуля (1937).

Наиболее изучены диопсиды флогопитовых месторождений, так называемые байкалиты, ассоциирующиеся с кальцитом и флогопитом. Содержание в них  $Al_2O_3$  достигает 4.26 вес. %. Повидимому, в нашем глубинном комплексе совершенно отсутствуют те богатые глиноземом диопсиды, которые свойственны известковым метаморфическим породам небольших глубин образования, каков, например, «фассаит» с 9—11%  $Al_2O_3$ .

В мраморах и диопсидовых кварцитах встречаются совершенно бесцветные диопсиды, по оптическим свойствам приближающиеся к чистым диопсидам. Для диопсида ассоциации ортоклаз + диопсид + кварц + кальцит, шл. № 674<sup>1</sup> из лазуритового месторождения получено:  $c : Ng = 39^\circ$ ,  $Ng - Nr = 0.027$ ,  $2V = + 57^\circ$ .

В породах типа кварцсодержащих амфиболитов встречаются диопсидо-авгиты (анализов нет), часто с диалаговой отдельностью по первому и хуже выраженной по третьему пинакоидам. Погасание в нормальном шлифе весьма отчетливое, т. е. без заметной дисперсии биссектрис, цвет в шлифе зеленовато-серый. В двух образцах амфиболита (состава: плагиоклаз с 40% An, роговая обманка, клинопироксен, гиперстен, биотит, магнетит, шл. № 194а и 196 колл. № 4878) для клинопироксена получено:  $Ng - Nr = 0.024$  и  $0.025$ ,  $c : Ng = 40.5^\circ$  и  $39.5^\circ$ ;  $2V = + 52^\circ$  (три одинаковых измерения). В амфиболите № 436<sup>1</sup>, имеющем в точности такой же минеральный состав, как только что упомянутые, но с более основным плагиоклазом (51% An), клинопироксен обладает свойствами обычного диопсида,  $c : Ng - Nr = 0.029$  и  $c : Ng = 37.5^\circ$ .

Пироксен серии диопсид-геденбергит-авгит встречается в богатых железом пироксеновых амфиболитах, в известковых породах и в некоторых гранитах и пегматитах. Во многих случаях эти пироксены по свойствам приближаются к диопсид-геденбергиту и в шлифе обладают светлозеленой окраской почти без плеохроизма. Но особый интерес представляет яркозеленая разновидность этого пироксена, по оптическим свойствам похожая на эгирин-авгит. Этот зеленый пироксен встречается, с одной стороны, в гранитах и пегматитах щелочного характера, а с другой — в метаморфических и метасоматических породах, но исключительно в насыщенных кальцием (т. е. в кальцитсодержащих); таким образом, он не встречается вместе с гиперстеном, а с роговой обманкой или биотитом встречается только в недосыщенных кремнеземом породах. Наиболее странной его особенностью является обратная схема абсорбции, как это свойственно эгирин-авгиту. Так, в пироксен-скаполитовых породах флогопитовых месторождений наблюдается плеохроизм: по Nm густо синевато-зеленый  $\geq$  Nr травянозеленый  $>$  Ng желтовато-

зеленый светлый. При этом, как отметил С. С. Смирнов (1928, 55), оси индикатрисы и оси эллипсоида поглощения не совпадают. В этих же породах Н. М. Кеппен (рукопись) замерила для пироксена следующие, например, константы:  $2V = +70^\circ$ ,  $c : Ng = 50^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.026$ , что тоже напоминает эгирин-авгит.

С. С. Смирнов (1928, 55—56) приводит химический анализ наиболее густо окрашенной разновидности пироксена подобного типа, называемой им диопсид-эгирин-авгитом, из пегматитовой жилы копи Зильберминца (Слюдянка). Содержание натрия (0.32 вес. %), сверх ожидания, оказалось ничтожным (меньше, чем в обычном авгите), но весьма велико содержание окисного железа. Анализ этот допускает, например, такой пересчет (в мол. %):

$CaMgSi_2O_6$ . . . . .	45.7	} 70.9
$Ca(Fe, Mn)Si_2O_6$ . . . . .	25.2	
$Ca_{0.5}Fe^{III}Si_2O_6$ . . . . .	20.4	} 23.1
$NaFe^{III}Si_2O_6$ . . . . .	2.7	
$CaFe_2^{III}SiO_6$ . . . . .	0.7	} 5.3
$CaAl_2SiO_6$ . . . . .	4.6	
$Ca_2Si_2O_6$ . . . . .	0.7	
100.0		

Невольно является мысль, что оптическое сходство этого пироксена с эгирин-авгитом обусловлено наличием группы  $Ca_{0.5}Fe^{III}Si_2O_6$ , аналогичной молекуле эгирина  $NaFe^{III}Si_2O_6$ . Во всяком случае в высшей степени вероятно, что все наши пироксены, сходные по оптическим свойствам с эгирин-авгитом, обладают, подобно последнему, высоким содержанием окиси железа. Вместе с тем мы видели, что такие зеленые пироксены появляются исключительно в насыщенных кальцием породах (куда можно включить и щелочные граниты и пегматиты, поскольку они не содержат биотита и роговой обманки), что указывает на необходимость избытка кальция для связывания окиси железа в пироксене. Это соотношение, повидимому, непосредственно доказывается наблюдениями над метасоматическими явлениями. Действительно, в нормальных пироксеновых амфиболах, на ряду с клинопироксеном, зеленовато-серым в шлифе, всегда присутствует также и магнетит. При метасоматическом привносе кальция, наблюдавшемся вблизи кальцит-флогопитовых жил, помимо скаполитизации плагиоклаза, наблюдается исчезновение магнетита, причем одновременно пироксен приобретает яркозеленую окраску и оптическое сходство с эгирин-авгитом, будто здесь с привносом кальция связывается растворение в пироксене магнетита.

На ряду с таким яркозеленым диопсид-геденбергит-авгитом в архейском комплексе установлен и настоящий эгирин-авгит, хотя и с невысоким содержанием эгириновой молекулы. Здесь имеется в виду пироксен святоноситов, с отношением молекул эгирина к диопсиду 1 : 10 (1.96 вес. %  $Na_2O$  — см. Eskola, 1921, 48). Оптические свойства пироксена святоноситов одинаковы со свойствами вышеописанного пироксена. С. С. Смирнов указывает, что в зональных диопсид-эгирин-авгитах Слюдянки  $2V$  достигает  $+82^\circ$ ,  $c : Ng$  до  $67^\circ$ , а  $Ng - Np$  до 0.027, что, по диаграмме Винчеля (1927), соответствует более чем 30% эгирина.

В диопсидовых кварцитах Слюдянки встречается также лавровит — диопсид, содержащий примесь ванадия и, по новым анализам, хрома.

## 16. Роговые обманки

В кварцосодержащих высокотемпературных породах нашего комплекса, как в метаморфических, так и в изверженных, встречаются

только обыкновенные темноокрашенные роговые обманки. Цвет их в шлифе буровато-зеленый. В некоторых случаях встречается зеленовато-бурая роговая обманка, что особенно характерно для метаморфизованных диабазов. В субщелочных (бесплагноклазовых) гранитах и пегматитах иногда встречается сине-зеленая роговая обманка с малым отрицательным углом оптических осей (в коноскопе получается фигура почти одноосного минерала).

Светлые, т. е. бедные железом, роговые обманки встречаются только в породах, недосыщенных кремнеземом. Лучше всего изучены роговые обманки насыщенных кальцием пород, в которых роговые обманки появляются лишь при отсутствии кварца. Здесь встречаются роговые обманки с различным содержанием железа: обыкновенные со значительным содержанием железа, черные в куске, угол оптических осей отрицательный; с небольшим содержанием железа, в куске бурые или зеленые, оптически положительные (паргасит); наконец, весьма бедные железом, в куске почти бесцветные, светлобуроватые или зеленоватые. Для последних давно было предложено название «кокшаровит», но вполне допустимо объединить все оптически положительные роговые обманки под названием «паргасит».

Таблица 4

Анализы роговых обманок

Компоненты	I, обр. № 530с		II, обр. № 43с		III, обр. № 813 <sup>1</sup>		IV, обр. № 739h		V
	Вес. %	М. ч. × × 1000	Вес. %	М. ч. × × 1000	Вес. %	М. ч. × × 1000	Вес. %	М. ч. × × 1000	Вес. %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	43.22	720	40.86	681	41.15	685	43.51	725	45.99
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.53	19	0.50	6	0.70	9	0.39	5	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10.13	99	15.98	157	14.98	147	17.31	170	18.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.26	33	3.50	22	3.33	21	0.99	6	—
FeO . . . . .	13.80	192	3.98	55	3.85	54	0.72	10	2.40
MnO . . . . .	0.27	4	0.07	1	0.09	1	0.52	7	—
CaO . . . . .	11.80	211	12.70	227	12.38	221	13.36	239	12.78
MgO . . . . .	9.53	238	16.25	406	16.84	421	19.38	484	16.43
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.12	12	2.07	22	2.58	28	1.5	16	1.06
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1.22	19	1.89	31	2.63	42	2.2	35	1.53
F . . . . .	Her	0	Her	0	0.07	4	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	0.09	2	—	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2.15	119	2.38*	132	1.40*	77	0.27	15	0.60
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0.17	—	0.09	—	0.05	—	0.12	—	—
—O = F <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—0.03	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100.20	—	100.27	—	100.11	—	100.27	—	99.01
Уд. вес . . . . .	—	—	3.20	—	3.12	—	—	—	—

В табл. 4 приводим данные четырех новых анализов роговой обманки из пород изученной коллекции и один весьма старый анализ кокшаровита (кроме того, имеется анализ паргасита у С. С. Смирнова, 1928, 56).

I. Обыкновенная роговая обманка из кварцевого амфиболита обр. № 530с/4503. Взята из архейского комплекса к югу от ж.-д. ст. Мысовая. Состав амфиболита: роговая обманка, плагноклаз (47% An), кварц, примесь клинопироксена, сфена, серицита, апатита, пирротина. Роговая

\* Дано как потеря при прокаливании.

обманка совершенно свежая, в крупных изометрических зернах без вростков, а потому с помощью тяжелых жидкостей легко была получена совершенно однородная ее фракция.  $Ng - Nr = 0.023$ ,  $c : Ng = 11.5^\circ$ . Плеохроизм по Ng и Nm густой травянозеленый, по Nr светлый желтовато-зеленый.  $2V = -61^\circ$ .  $Nm = 1.680$ . Аналитик Е. А. Сверхинская (ЦНИГРИ).

II. Паргасит (обр. № 43с) из метасоматической диопсид-паргаситовой породы. Главный флогопитовый рудник, Слюдянка. По замерам Н. М. Кеппен и Г. В. Успенского:  $Ng = 1.668$ ,  $Nm = 1.656$ ,  $Nr = 1.650$ ,  $Ng - Nr = 0.018$ ,  $2V = +77^\circ$ ,  $c : Ng = 27^\circ$ . Аналитик Н. В. Левенфиш (ЦНИГРИ).

III. Паргасит (обр. № 813<sup>1</sup>) из метасоматической кальцитовой жилки с флогопитом и диопсидом. Главный флогопитовый рудник, Слюдянка.  $2V = +74^\circ$ ,  $c : Ng = 24^\circ$ ,  $Ng - Nr = 0.017$ . В шлифе почти бесцветен, зеленоват. Анализ М. М. Стукалова (ЦНИГРИ).

IV. Паргасит (кокшаровит; обр. № 739h). Паргаситовая зона замещения пегматита в шпинелевом шурфе р. Талой. Цвет светлый, зеленовато-серый. Мной замерено:  $2V = +67^\circ$ ,  $c : Ng = 21^\circ$ ,  $Nm = 1.645$ ;  $Ng - Nr = 0.020$ . Анализ П. Н. Ниссенбаум, лаборатории Института геологических наук АН СССР.

V. Кокшаровит из лазуритовой породы южного Прибайкалья. Анализ Негманн, цитирую по Brögger u. Bäckström (1891, 265).

Ларсен и Берман (1937, 261) в качестве крайних членов в составе амфиболов серии роговых обманок дают две молекулы — «эденита» и «гастингсита», — называя паргаситом амфиболы промежуточного состава, а роговой обманкой — члены серии с высоким содержанием железа. В табл. 5 сопоставим наши анализы с крайними членами по этим авторам (сумма двух последних компонентов приводится к 48).

Таблица 5

Соотношение элементов в роговых обманках табл. 4

Ca	(Na, K)	(Mg, Fe)	Al	Si	O	(OH, F)	Минералы
4	2	10	2	14	44	4	„Эденит“ Л. и Б.
4	2	8	6	12	44	4	„Гастингсит“ Л. и Б.
3.8	1.1	7.8	4.7	13.3	43.7	4.3	I (530с)
3.9	1.8	8.0	6.2	11.9	43.5	4.5	II (43с)
3.8	2.5	8.3	5.9	12.2	45.2	2.8	III (813 <sup>1</sup> )
4.1	1.8	8.6	6.0	12.5	47.5	0.5	IV (739h)
3.9	1.3	9.7	4.3	12.9	44.9	3.1	Паргасит. Паргас (Финляндия)

Для сопоставления мной пересчитан также нормальный паргасит (Паргас, Финляндия — Niggli, 1926, 463, № 14). Из таблицы видно, что наши роговые обманки, особенно из известковых пород (II—IV), принадлежат к ряду наиболее богатых глиноземом («гастингсит» по Л. и Б. — очень неудачное название, поскольку так обычно называют некоторые щелочные амфиболы). Роговая обманка I (530с) отличается от остальных богатством кремнеземом, что и естественно, так как все остальные взяты из ненасыщенных кремнеземом известковых пород, а I — из кварцсодержащей породы. Сопоставление с паргаситом из Паргаса также показывает исключительное богатство глиноземом наших паргаситов. Понятно, что название «кокшаровит» не может быть заменено термином «эденит», поскольку эдениты бедны глиноземом (не только в понимании Л. и Б.).

При изучении наших известковых пород оказалось, что все роговые обманки, бесцветные или светлоокрашенные в шлифе, т. е. бедные

железом, обладают положительным углом оптических осей, т. е. относятся к паргаситам в обычном понимании, а все темноокрашенные разновидности оптически отрицательны (обыкновенные роговые обманки). Ряд замеров дает возможность утверждать, что угол оптических осей (около Ng) возрастает вместе с увеличением содержания железа, что, впрочем, общеизвестно. Основным отличием паргасита от обыкновенной роговой обманки является, таким образом, низкое содержание железа.

Выше указывалось, что роговые обманки не встречаются в породах, насыщенных кремнеземом и кальцием одновременно. В присутствии калиевого полевого шпата роговая обманка неустойчива, если порода насыщена кальцием или включает плагиоклаз с содержанием свыше 35% анортита (81—83).

### 17. Флогопит и биотит

В отношении этих слюд анализ парагенезисов дал следующие результаты.

1. В присутствии и кварца, и кальцита одновременно в изучаемую высокотемпературную стадию минералообразования слюды группы биотита — флогопита, безусловно, неустойчивы.

2. В кварцсодержащих породах, лишенных кальцита, устойчив только собственно биотит, а флогопит (т. е. бедный железом биотит) неустойчив и распадается на ортоклаз и ромбический пироксен. Чем ниже температура образования породы, тем более магнезиальные биотиты становятся устойчивыми в присутствии кварца (см. Коржинский, 1936з).

Таблица 6

Анализы флогопита

Компоненты	I, обр. № 378d		II, обр. № 563b	
	Вес. %	М. ч. × 1000	Вес. %	М. ч. × 1000
SiO <sub>2</sub> . . . . .	40.20	670	38.78	646
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.39	5	0.07	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.14	138	16.81	165
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.44	3	0.89	6
FeO . . . . .	0.32	4	0.44	6
MnO . . . . .	0.01	0	Следы	0
BaO . . . . .	—	—	1.01	7
CaO . . . . .	0.59	11	1.80	8(+24)
MgO . . . . .	27.91	698	26.01	650
K <sub>2</sub> O . . . . .	9.05	96	8.56	91
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.24	4	0.32	5
F . . . . .	0.06	3	0.77	41
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	1.08	(24)
Потери при прокаливании . . . . .	6.20	—	3.70	206
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0.78	—	0.07	—
—O = F <sub>2</sub> . . . . .	—0.03	—	—0.32	—
Сумма . . . . .	100.30	—	99.99	—
Аналитик	Е. Н. Егорова		Н. В. Левенфиш	
	(ЦНИГРИ)			
Уд. вес . . . . .	2.83		—	

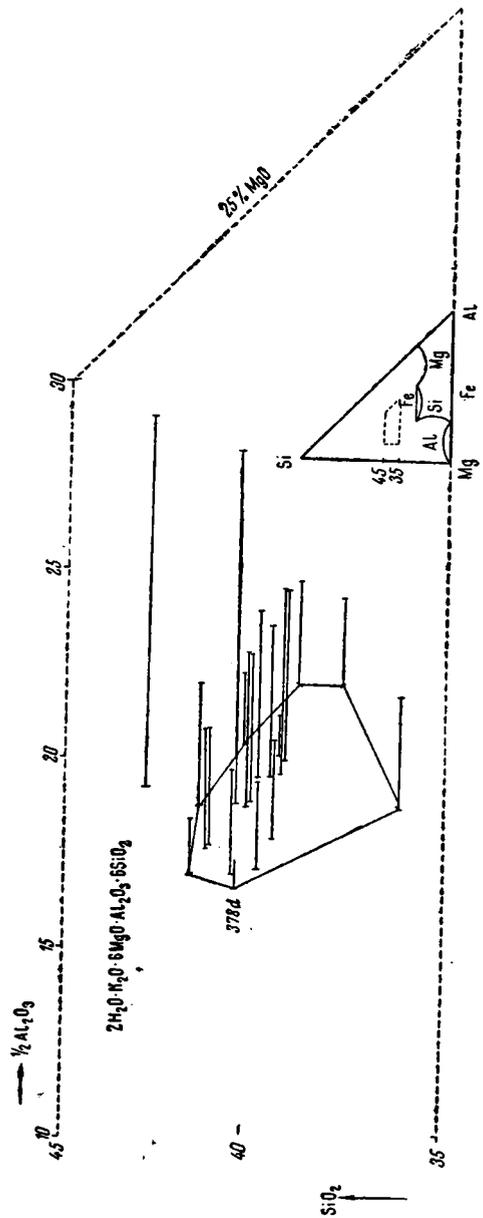
3. В породах недосыщенных кремнеземом, содержащих или не содержащих кальцит, устойчивы и флогопит, и биотит. Но так как не насыщенные кремнеземом породы нашего комплекса представлены почти исключительно магнезиальными кальцифирами и доломитами, а также бедными железом ультраосновными породами, то встречается в них почти исключительно флогопит.

Биотит архейского комплекса пород не изучен, анализы его отсутствуют. Плеохроирует он в бурых тонах, гораздо реже в зеленовато-бурых. В более железистых (фаялитовых) породах в нормальных шлифах свет по Ng и Nm поглощается полностью.

Наоборот, флогопит изучен очень хорошо, особенно флогопит из знаменитых жильно-метасоматических месторождений г. Слюдянки. Особо следует отметить исследование Д. П. Григорьева (1935), посвященное химизму и оптике флогопита Слюдянки. Химические анализы флогопита Слюдянки приведены у С. С. Смирнова (1928), Б. А. Гаврусевича (1937 — здесь даны также спектральные анализы), в сборнике анализов И. П. Алимарина и И. И. Ромм (1935) и в некоторых других работах (всего имеется, вероятно, около 50 анализов флогопита разной точности).

В табл. 6 даны два новых анализа флогопита: I — флогопит (обр. № 378d) из внешней оторочки лазуритизированного пегматита, р. Слюдянка; бесцветный, серебристый, с легким желтоватым оттенком; Nm = (010); 2V = +6°; II — флогопитовая зона в главколитовой жилке (обр. № 568b), падь Улунтуй у Слюдянки; флогопит светлозеленоватый, серебристый; примесь кальцита.

На диаграмме (фиг. 1) нанесены 24 анализа флогопита из Слюдянки, а именно все анализы (9) из работы Д. П. Григорьева (1935), анализы (10) Б. А. Гаврусевича (1937), из материалов П. В. Калинина (2), новый анализ из работы С. С. Смирнова (1928) и 2 анализа табл. 6. Диаграмма показывает соотношения молекулярных количеств: (SiO<sub>2</sub> + TiO<sub>2</sub>) — ордината вектора (начиная со значения 35 мол. %); 1/2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — абсцисса левой точки вектора (начиная со значения 10 мол. %); (FeO + 1/2 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) — длина горизонтального вектора (в том же масштабе); MgO — расстояние пра-



Фиг. 1. Отношение Al — Fe — Mg — Si (атомное) в флогопитах района Слюдянки.

вой точки вектора до диагональной линии + 25%. Сумма этих четырех компонентов приведена к 100. Способ нанесения пояснен маленьким треугольником и в принципе соответствует методу В. Н. Лодочникова (1924), но на фиг. 1 дана только часть всей диаграммы, именно часть для содержания  $\text{SiO}_2$  в пределах 35—45%,  $\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3$  свыше 10%,  $\text{MgO}$  свыше 25%, как это видно из проставленных на рамке цифр.

Среди нанесенных анализов преобладают таковые из промышленных флогопитовых месторождений, но отдельные анализы происходят из флогопитов метасоматических диопсидовых пород и два из главколитовых и лазуритовых месторождений.

На этой же диаграмме крестиком нанесен состав теоретического флогопита согласно формуле:  $\text{H}_2\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{12}$ . Диаграмма показывает следующие соотношения: 1) все без исключения флогопиты Слюдянки богаче глиноземом, чем теоретический флогопит; 2) особенно богаты глиноземом более железистые разности, в то время как наиболее бедные глиноземом флогопиты в то же время наиболее бедны и железом (особенно флогопит из лазуритового месторождения обр. 378d, отмеченный номером на диаграмме).

Отношение  $\text{Fe}^{++}$  к  $\text{Fe}^{+++}$  в большинстве анализов лежит в пределах 1:2—1:5. Из указанных соотношений следует, что магний замещается в флогопите не только  $\text{FeO}$ , но и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . В самом деле, с увеличением количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , весовое содержание которого достигает 2% общего состава, уменьшается количество магния, а содержание глинозема становится более высоким, чем в наиболее магниезальных флогопитах. Замещение магния железом как будто облегчает увеличение содержания глинозема за счет того же магния. Это дает нам основание при некоторых дальнейших пересчетах анализов соединять все железо с магнием — как закисное, так и окисное.

## 18. Гранаты

В алдано-слюдянском комплексе пород резко выделяются два типа гранатов. В породах, бедных кальцием, встречаются альмандин и пироп-альмандин, ассоциирующиеся с силлиманитом, кордиеритом, гиперстеном, биотитом, кварцем и полевыми шпатами. С роговой обманкой эти гранаты встречаются только в виде редкого исключения, а именно либо в породах, недосыщенных кремнеземом, либо в породах, богатых  $\text{FeO}$ , но почти лишенных  $\text{MgO}$ , именно в фаялитовых породах; но здесь роговая обманка, повидимому, является гистерогенным минералом.

В обычных же кварцсодержащих породах этот гранат с роговой обманкой не встречается. Совершенно не встречается в нашем комплексе ассоциация  $\text{Mg-Fe-граната}$  с моноклинным пироксеном. Эти соотношения резко отличают наш комплекс пород от многих менее глубинных комплексов, в которых ассоциации  $\text{Mg-Fe-граната}$  с роговой обманкой и клинопироксеном являются обычными.

В другом месте мной приведен химический анализ граната из гнейса алдано-слюдянского комплекса, давший в молекулярных процентах: альмандин 60.8, спессартин 0.8, гроссуляр 9.1, пироп 29.3 (1936а, 254). Гранат этот, судя по преломлению, относится к наиболее магниезальным разностям из устойчивых в кварцсодержащих породах изучаемого комплекса.

В известковых породах встречается гранат типа андрадита. Замечательной особенностью нашего комплекса пород является полное отсутствие гроссуляра или близких к нему смешанных гранатов, о чем я неоднократно писал ранее (1935а, 1936а, 1937а, 1940).

Гранат наших известковых пород обладает в штуфе темной красно-бурой окраской, а в шлифе всегда имеет интенсивную розовато-желтую окраску. В пяти разных образцах у граната замерялись показатели преломления (в сплавах, в петрографической лаборатории ЦНИГРИ), при-

чем преломление оказалось больше 1.86 и меньше 1.895, что заставляет относить все эти гранаты к андрадиту.

Всего имеется 3 анализа андрадита из пород архейского (алдано-слюдянского) комплекса. В первом столбце табл. 7 дан анализ граната из крупнокристаллической кварц-салит-андрадитовой породы обр. 475e/4503 (андрадит, салит, кварц, скаполит, кальцит, примесь сфена, пирротина, апатита, вторичные эпидот, роговая обманка, альбит, хлорит). Порода эта встречается по Кяхтинскому тракту, в 14 км южнее Мысовска, на склоне той горы, на которой производилась разведка железорудных фаялитовых пород. Кристаллы андрадита в этой породе местами мелки, а местами достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Цвет их буровато-красный, темный (в этой породе встречено несколько пластинок молибденита). Для анализа материал взят из крупных кристаллов и после измельчения просмотрен и очищен под бинокулярной лупой. Анализ произведен в геохимическом секторе ЦНИГРИ в 1936 г., аналитик М. П. Васильева. Кроме того, приводим анализ андрадита из святоносита (II) и из скарного включения в святоносите (III) — из работы Эскола (P. Eskola, 1920—1921, 48). Эти святоноситы, т. е. андрадитовые сиениты, взяты на полуострове Святой Нос (оз. Байкал) и на основании петрологических данных должны быть отнесены к нашему алдано-слюдяnsкому комплексу пород.

Таблица 7

Анализы известковых гранатов

Компоненты	I (обр. № 475e)		II		III	
	Вес. %	М. ч. × × 1000	Вес. %	М. ч. × × 1000	Вес. %	М. ч. × × 1000
SiO <sub>2</sub> . . . . .	36.91	615	35.74	596	37.89	631
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.47	6	0.97	13	0.51	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8.20	80	8.16	80	6.86	68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18.14	113	19.32	121	19.10	119
FeO . . . . .	2.30	32	3.42	47	3.30	46
MnO . . . . .	0.72	10	0.77	11	0.80	11
CaO . . . . .	31.77	567	31.16	556	30.53	546
MgO . . . . .	0.20	5	0.84	21	0.10	2
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.06	1	0.00	—	0.00	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.07	1	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.66	15	—	—	—	—
Потери при прокаливании	0.59	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	0.00	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100.09	—	100.38	—	99.53	—
Уд. вес . . . . .	3.81	—	—	—	—	—

В анализе обр. № 475e  $RO : R_2O_3 : RO_2 = 3.20 : 1.00 : 3.25$ .

Примерный пересчет дает (в мол. %): андрадит 58.5,grossуляр 33.7, альмандин 5.3, пироп 0.8, спессартин 1.7. В анализах II и III получаем 60.1 и 63.5 мол. % андрадита соответственно.

Как мы выясним в дальнейшем, андрадит в нашем комплексе устойчив исключительно лишь в породах, насыщенных кальцием (содержащих кальцит) и одновременно насыщенных или близких к насыщению кремнеземом. В силу этого андрадит ассоциирует с кварцем, кальцитом, клинопироксеном, скаполитом, плагиоклазом, ортоклазом (также с лазуритом

или нефелином) и не встречается вместе с биотитом или флогопитом, роговой обманкой или паргаситом.

19. Кордиерит. Интересно отсутствие двойников в наших кордиеритах. Судя по продуктам разложения, железистые кордиериты в нашем комплексе отсутствуют, и содержание феррокордиерита не превосходит примерно 25 мол. % (судя по преломлению — см. Коржинский, 1936а). Плеохроичные дворники очень ярки.

Силлиманит. Отметим отсутствие у нас фибролитовых форм развития (обычных, например, для саяно-станового комплекса пород).

Дистен. Весьма редок. Не исключена возможность того, что появление его связано с повторным, именно саяно-становым, метаморфизмом.

Шпинель. В мраморах встречается совершенно бесцветная или (в куске) голубоватая и в виде исключения розовая шпинель (в лазуритовых месторождениях). В других породах нормальная, в шлифе темно-зеленая, шпинель.

Корунд. Встречается в мраморах как гистерогенный минерал, образующийся за счет разложения шпинели (см. 74). О находках корунда в мраморах см. Б. З. Коленко (1929, 78) и А. И. Сулоев (1934). Однажды корунд с маргаритом встречен мною в продуктах замещения пегматита в архейских диопсидовых породах Лиственичного района (1941, 50). Возможно, что Чайнытские месторождения корунда (южная Якутия) генетически связаны с нашим комплексом (они приурочены к породам нашего комплекса, но в зоне наложения постмагматических процессов саяно-станового комплекса; описание их см. К. Н. Озеров и Н. А. Быховер, 1936).

Виридин (марганцевый минерал группы андалузита). Встречен мной (1936<sub>2</sub>, 39) в кварцитах Алданской плиты в ассоциации с кордиеритом, биотитом и магнетитом.

Сапфирин. Встречен мной там же, в бескварцевом гнейсе, в ассоциации с микроклином, кордиеритом, биотитом и шпинелью (1936<sub>2</sub>, 38—39). Затем встречен в Анабарском массиве; сапфирин имеет следующий состав:  $2.9 \text{ SiO}_2 \cdot 5.6 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 5.0 (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 1.3 \text{ H}_2\text{O}$  (Мoor, 1937, 23—27). Бора не обнаружено.

20. Флюорит. Темнофиолетовые зерна флюорита изредка встречаются в диопсидовых кварцитах и в мраморах. В гранитах и пегматитах не наблюдается.

Барит. Встречается в некоторых флогопитовых месторождениях (особенно рудник 3, Слюдянка) вместе с кальцитом и флогопитом. Там же встречен в мелкозернистом доломите и в форстеритовом кальцифоре в мелких зернах, видимо одновременных с форстеритом.

Сфен и рутил. В кварцсодержащих породах рутил не встречается вместе с кальцитом, клинопироксеном или роговой обманкой, заменяясь сфеном.

В кальцитсодержащих породах рутил сменяет сфен при значительной недосыщенности породы кремнеземом (присутствие доломита, форстерита, шпинели).

Графит. Встречается в хорошо образованных кристаллических пластинках шириной 1—10 мм и более (мраморы, кварциты и пр.). В распыленном состоянии, за исключением милонитов, не встречается.

Турмалин. В нашем алдано-слюдянском комплексе турмалин довольно редок, в частности редок он в гранитах и пегматитах. В высокотемпературных образованиях турмалин не встречается вместе с кальцитом, за исключением пород недосыщенных кремнеземом. Так, дравит (Mg-турмалин) был встречен в кальцифоре с паргаситом.

Ортит. Обычный аксессуарный минерал гранитов, пегматитов и мигматитов. Известные ортитовые пегматиты Прибайкалья принадлежат

нашему комплексу. В Лиственичном районе (устье р. Смородовой) мной встречены выходы ортитового гранита (с биотитом), в котором ортит является главным цветным минералом, с общим содержанием редких земель в граните 1.28 вес. % (аналитик Ю. Н. Книпович, ЦНИГРИ). Ортит в ассоциации с кальцитом встречен не был. Весьма возможно, что ортит неустойчив в породах, насыщенных кальцием, в пользу чего говорят отсутствие или редкость его в щелочных бесплагиоклазовых пегматитах, содержащих клинопироксен.

Богатые ортитом пегматиты обычно относятся к биотит-роговообманковым разностям, т. е. к пегматитам слегка повышенной щелочности (Коржинский, 1937<sub>2</sub>, 69—71).

**Апатит.** Существующие анализы апатитов из флогопитовых месторождений Слюдянки показывают в них высокое содержание фтора, меньшее  $SO_3$  и лишь ничтожное содержание хлора. Это интересно сопоставить с низким содержанием хлора в слюдянских скаполитах.

**21. Магнетит, ильменит.** Полированные шлифы мной не изучались, цвет рудного минерала устанавливался лишь сильным освещением обычного петрографического шлифа сверху. Поэтому наличие ильменита могло быть обнаружено лишь в редких случаях (черный пластинчатый рудный минерал). Для Анабарского массива, где изучение рудных минералов производилось, ильменит указывается в пегматитах, кварцевых жилах, в магнетитовых кристаллических сланцах, в метаморфизованных ультраосновных породах (Мoor, Ткаченко и Рожков, 1936). Встречается ассоциация магнетита с рутилом.

**Пирротин, пирит.** Как высокотемпературный минерал в кристаллических сланцах встречается исключительно пирротин, пирит же появляется в пегматитах и мигматитах как гистерогенный минерал. Но в лазуритовых породах пирит, несомненно, высокотемпературен (ассоциируется с форстеритом, лазуритом и пр.), что, очевидно, связано с содержанием серы во вмещающих доломитах (73).

**Молибденит** встречен мной лишь однажды, в крупнозернистой кварц-пироксен-андрадитовой породе (Кяхтинский тракт, около Мысовского железорудного месторождения), всего в нескольких мелких кристаллических пластинках. От графита его отличают желтоватые мучнистые продукты выветривания и то, что он тонет в бромформе (уд. вес 2.9). Установлен в пегматитах и кварцевых жилах Анабарского массива, вместе с халькопиритом.

**Халькопирит.** В виде отдельных зернышек изредка встречается в наших породах, преимущественно измененных метасоматозом.

**22. Средне- и низкотемпературные минералы** имеют в алдано-слюдянском комплексе небольшое развитие и почти всегда гнейсы замещают более высокотемпературные минералы. Мусковитовые гнейсы почти совершенно отсутствуют в алдано-слюдянском комплексе, и значительное их развитие всегда бывает связано с явным воздействием на архейские породы повторного саяно-станового метаморфизма.

**Ставролит** встречен мной лишь однажды, в тонкозернистом биотитовом гнейсе Алданской плиты, у устья р. Тимптон (1936<sub>2</sub>, 22). Неподалеку находится странная грано-диоритовая интрузия, и потому происхождение ставролита неясно. Андалузит очень редок и наблюдается лишь как гистерогенный минерал, замещающий, вместе с биотитом, кордиерит (Коржинский, 1936<sub>3</sub>, 263—265). Не исключена возможность связи андалузита и дистена с повторным саяно-становым метаморфизмом. Также неясно происхождение маргарита, найденного мной вместе с корундом в метасоматически измененных пегматитах архея Лиственичного района, где часть вторичных минералов, несомненно, связана с повторным метаморфизмом (например, пренит).

В связи с тем, что магматические и метаморфические явления в алдано-слюдянском комплексе протекали в условиях наиболее глубин-

ной (безграссуляровой) фации, необходимо особо подчеркнуть, что постмагматические явления, неразрывно связанные с гранитами и пегматитами комплекса, привели к развитию таких низкотемпературных минералов, как хлорит, тальк, серпентин, различные цеолиты и пр., а также таких низкотемпературных ассоциаций, как доломит + кварц (которые становятся устойчивы совместно только ниже минимальной температуры устойчивости тремолита). В контактах пегматитов, а также в крупнозернистых метасоматических породах очень часто наблюдается интенсивное замещение первичных минералов тремолитом, цоизитом, хлоритом и пр. Особенно интересно развитие цеолитов, связанное с пегматитами щелочного характера, а также с метасоматическими месторождениями, например, с флогопитовыми.

Особенно много цеолитов наблюдается в Кыренском районе, в контактах пегматитов с метаморфизованными габброидами. Явления цеолитизации установлены также для метасоматических диопсидовых пород свиты Гренвилл в Канаде (Adams a. Barlow, 1910, 89) в связи с гранитами той же безграссуляровой фации глубинности.

Для южного Прибайкалья и для Алданской плиты характерным является отсутствие рудного метасоматоза и рудоносных жил, связанных с процессами изучаемого комплекса. Но в Анабарском массиве установлены кварцевые жилы, повидимому генетически связанные с архейскими гранитами и содержащие ряд рудных минералов. Преимущественно это магнетит, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит, изредка арсенопирит, борнит, молибденит, сфалерит, миллерит, касситерит, в одном случае даже антимонит (Мoor, Ткаченко и Рожков, 1936, 75—77). Оруденение это рассеянное, непромышленного характера.

С другой стороны, низкотемпературные образования, генетически связанные с гранитами алдано-слюдянского комплекса, обладают некоторыми специфическими чертами, указывающими на их весьма глубокий характер. Это прежде всего отсутствие ряда «абиссофобных» низкотемпературных минералов, например пренита, антофиллита и брусита (Коржинский, 1940). Эти минералы полностью отсутствуют в южном Прибайкалье и на Алданской плите. Правда, брусит упоминается С. С. Смирновым (1928) для Слюдянки и самим автором для Алданской плиты (1936<sub>1</sub>). Однако более внимательное исследование показало, что похожий на брусит минерал является амезитом, брусит же отсутствует. В отличие от брусита наш амезит обладает меньшим двупреломлением (0.010—0.012 вместо 0.017—0.019 для брусита) и нормальными цветами интерференции (типичной для брусита дисперсии двупреломления не наблюдается).

Встречается этот минерал преимущественно в шпинель-форстеритовых кальцифирах, особенно развиваясь в стыках шпинели с форстеритом и замещая флогопит и форстерит. Пренит встречается в архейских породах Лиственичного района, но здесь он связан с воздействием более молодых магматических процессов — протерозойских «котовских» гранитоидов и еще более молодых диабазов, дающих здесь многочисленные секущие жилы.

Кроме того, специфичны и некоторые ассоциации низкотемпературных минералов. Как отмечалось уже мной (1940, 89), в нашем комплексе замещение диопсида тремолитом или актинолитом происходит при более высокой температуре, чем та, при которой становится возможным образование биотита в ассоциации с кварцем и кальцитом одновременно, тогда как в менее глубинных комплексах, например в саяно-становом комплексе, имеем обратное соотношение. Поэтому для нашего комплекса является специфичной ассоциация ортоклаза с тремолитом или актинолитом при запрещенности ассоциации биотит + кварц + кальцит + диопсид при любых температурах. Сложные вопросы такого рода заслуживают дальнейших исследований.

## В. Применение правила фаз

23. Применение к горным породам правила фаз Гиббса имеет крупнейшее значение. Производя с помощью правила фаз анализ парагенетических соотношений минералов, мы прежде всего можем выяснять, в каких случаях и в какой степени достигается химическое равновесие в горных породах, так как постоянное подчинение правилу фаз является доказательством равновесности данной группы минеральных ассоциаций. Далее, с помощью правила фаз мы можем установить особенности в поведении различных компонентов при образовании данной группы горных пород, что имеет громадное значение для понимания процессов их образования. Впервые, как известно, правило фаз было применено к горным породам В. Гольдшмидтом в 1911 г.

Правило фаз Гиббса выражается следующей формулой:  $f + c = k + 2$ . Символ  $f$  обозначает число фаз; в кристаллических горных породах оно соответствует числу минералов;  $k$  — это число компонентов, т. е. наименьшее число тех химических групп, сложением или вычитанием которых может быть получен состав каждой из фаз, устойчивых в данной системе в рассматриваемых условиях. Выбор самих компонентов является до некоторой степени произвольным, но общее их число точно определяется характером разбираемой системы. Число степеней свободы  $c$  обозначает число параметров, определяющих состояние системы, которыми могут быть одновременно приданы произвольные отклонения без нарушения фазового состояния системы, т. е. без исчезновения одной из фаз; при этом остальные параметры претерпевают зависимое от первых изменение.

Переменными (параметрами) состояния системы являются температура ( $t$ ) и давление ( $p$ ) системы и концентрации компонентов в отдельных фазах. Состав каждой из фаз выражается полностью через концентрации ( $k - 1$ ) ее компонента. Правило фаз показывает, что не все эти концентрации компонентов в фазах являются независимыми. Оказывается, что при данных  $p$  и  $t$  состав одной из фаз системы предопределяет составы всех других фаз, могущих находиться в равновесии с первой. Действительно, поскольку система не может состоять меньше чем из одной фазы ( $f \geq 1$ ), то правило фаз дает:  $c \leq k - 1$ .

Следовательно, только в крайнем случае (именно в однофазной системе) в качестве независимых переменных могут рассматриваться и  $t$  и  $p$ , и концентрации компонентов, определяющие состав одной из фаз, в других же случаях независима будет только часть этих переменных. Концентрация компонентов во второй, третьей и т. д. фазах всегда будет зависимой от концентрации их в первой фазе, т. е. состав одной из фаз системы при данных  $p$  и  $t$  целиком предопределяет составы всех других возможных фаз системы. Так, если в одном из минералов породы установлено повышенное содержание какого-либо элемента (например, марганца) сравнительно с обычным его содержанием, то и во всех остальных минералах породы содержание этого элемента будет повышенным сравнительно с нормальным для данного минерала (разумеется, что для некоторых минералов, например кварца, это повышенное содержание может еще оставаться неопределимо малым).

Под «произвольными» значениями параметров состояния мы, как это общепринято, будем понимать те их значения, которые заданы независимо от свойств рассматриваемой системы, а потому не совпадают с теми специальными их значениями, при которых возможно равновесное (обратимое) образование новых фаз. Небольшие изменения значений этих параметров не могут следовательно изменить фазовое состояние системы, т. е. эти значения являются свободными, несвязанными, а число параметров, обладающих такими «произвольными» значениями, дает число степеней свободы системы. При образовании горных пород тем-

пература и давление ( $t$  и  $p$ ) задаются внешними условиями процесса, а потому в отношении физико-химических свойств системы  $t$  и  $p$  являются произвольными. Поэтому в применении к горным породам должно быть:  $c_{p,t} = k - \phi$ , или  $\phi = k - c_{p,t}$ , где  $c_{p,t}$  обозначает число степеней свободы в изменении состава минералов при произвольных  $t$  и  $p$ . Мы будем называть это соотношение «минералогическим правилом фаз» (это название было предложено В. Гольдшмидтом в 1911 г. для упрощенного соотношения  $\phi \leq k$ ).

24. На самом деле число одновременно образовавшихся в породе минералов всегда меньше, чем число входящих в их состав компонентов, и это явление заслуживает особого изучения.

Прежде всего обратим внимание на различную подвижность компонентов (см. Коржинский, 1936<sub>4</sub>). Для изложения этого вопроса очень удобно воспользоваться понятием о химическом потенциале. Химическим потенциалом данного компонента называется та часть общего термодинамического потенциала системы, которая приходится на единицу данного компонента, так что общий термодинамический потенциал системы равен сумме произведений химических потенциалов компонентов на их количества. Химический потенциал характеризует «летучесть», «давление» данного компонента, стремление его уйти из состава данной фазы. С увеличением концентрации данного компонента химический потенциал его всегда возрастает. Для равновесия необходимо, чтобы химический потенциал каждого компонента был одинаков во всех фазах, иначе данный компонент будет стремиться перейти из фазы с более высоким его потенциалом в фазу с более низким потенциалом.

При постоянных температуре и давлении между концентрацией компонентов в какой-либо одной фазе и величиной химических потенциалов этих компонентов существует полное взаимно-однозначное соответствие: состояние такой равновесной системы одинаково может быть охарактеризовано либо концентрацией ( $k - 1$ ) компонента в какой-нибудь одной фазе системы, либо величиной химического потенциала для ( $k - 1$ ) компонента системы.

Поэтому при пользовании правилом фаз мы имеем право в качестве переменных, определяющих состояние системы, принимать либо систему температура — давление — концентрации компонентов, либо систему температура — давление — химические потенциалы компонентов. Последняя система имеет то преимущество, что химические потенциалы относятся к системе в целом, будучи для каждого компонента равны во всех фазах, тогда как концентрация каждого компонента обязательно различна для каждой фазы.

Если при произвольных температуре и давлении число минералов в породе равно числу компонентов, то, согласно правилу фаз, состав всех фаз и величины химических потенциалов всех компонентов являются строго фиксированными, не обладая ни одной степенью свободы. Иначе будет обстоять дело, если для одного или нескольких компонентов, в силу большей их подвижности, произойдет выравнивание величины химического потенциала с потенциалом их в прилежащих породах или жильных растворах, т. е. если эта величина установится на некотором произвольном, внешне заданном уровне. В этом случае число степеней свободы увеличится на число таких компонентов с произвольной концентрацией (или с произвольной величиной потенциала), и на это же число уменьшится число возможных минералов. Такие компоненты можно называть «вполне подвижными», в отличие от менее подвижных «инертных» компонентов, для которых такое выравнивание химических потенциалов либо не происходит, либо не успевает привести к уменьшению числа минералов (подробнее см. Коржинский, 1936<sub>4</sub>). Отсюда следует, что *наибольшее число одновременно образовавшихся минералов в породе равняется числу инертных компонентов и не зависит от присутствия*

вполне подвижных компонентов. В некоторых случаях, впрочем, вполне подвижный компонент, насыщающий раствор, может осадиться в породе в виде особого минерала («избыточный вполне подвижный компонент»).

Нетрудно показать также (op. cit.), что при данных значениях потенциалов вполне подвижных компонентов и данных температуре и давлении минералогический состав всецело определяется составом породы относительно инертных компонентов. Поэтому если серия пород данного месторождения образовалась в условиях постоянства потенциалов подвижных компонентов, то все возможные минеральные ассоциации этого месторождения (возникшие в одну и ту же температурную стадию) могут быть показаны на одной диаграмме, в которой независимыми переменными являются соотношения одних инертных компонентов. Содержание вполне подвижных компонентов является при этом функцией состава относительно инертных компонентов. С изменением потенциалов вполне подвижных компонентов такие диаграммы, конечно, будут менять свой вид.

25. Ниже мы увидим, что во всех породах изученного нами комплекса, образовавшихся в главную стадию метаморфизма, содержание воды и углекислоты является функцией состава относительно других компонентов.

Мы увидим, что минералогический состав всех наших пород, а следовательно и содержание воды и углекислоты, всецело определяется соотношением ограниченного числа компонентов, в число которых вода и углекислота не входят. Это доказывает, что  $H_2O$  и  $CO_2$  не только ведут себя вполне подвижным образом, но и что их химические потенциалы были одинаковы в пределах всего изученного комплекса. В других местах (1936<sub>3</sub>, 1936<sub>4</sub>, 1937<sub>2</sub>, 1940) я уже высказывал общее положение о том, что вода и углекислота ведут себя вполне подвижным образом при всех метаморфических, магматических и постмагматических процессах, причем, в схеме и если исключить вулканические комплексы, потенциал  $H_2O$  зависит только от температуры, а  $CO_2$  как от температуры, так и от глубины, но оба они не зависят от других местных условий. В метасоматических породах, как увидим ниже, также и некоторые другие компоненты ведут себя вполне подвижным образом, но потенциал их более изменчив.

Многие компоненты содержатся в виде твердого раствора в минералах породы в таком незначительном количестве, что их содержание могло бы еще быть значительно увеличено, без того чтобы в силу этого увеличения произошло качественное изменение минералогического состава породы. Это значит, что их концентрация (или потенциал) является «произвольной», обладая степенью свободы, а потому наличие их не увеличивает возможного числа минералов. Мы их будем называть «компонентами-примесями».

Таким образом, в число «виртуальных» компонентов, определяющих возможное число одновременно образующихся минералов породы, не входят ни «вполне подвижные» компоненты, ни «компоненты-примеси», чем и объясняется ограниченное число минералов в горных породах. Однако для графического анализа парагенезисов пород число их виртуальных компонентов оказывается все же еще слишком большим, и приходится прибегать к искусственному разделению их на группы.

Пусть во всех изучаемых породах какой-либо элемент входит в существенном количестве как обязательная составная часть в состав лишь одного минерала (который в некоторых породах может и отсутствовать), причем содержание этого элемента в остальных минералах незначительно и, главное, не влияет на парагенетические их соотношения. В таком случае берем в качестве отдельного компонента не этот отдельный элемент или его окисел, а целую группу (молекулу) соответственно химическому

составу минерала. Так, при анализе обычных пород в качестве особых компонентов могут быть выделены молекулы циркона и апатита, поскольку каждый из этих минералов содержит элемент, почти отсутствующий в остальных минералах обычных пород, а именно соответственно цирконий и фосфор. Наличие или отсутствие таких компонентов в породе влечет за собой наличие или отсутствие соответствующего минерала и не влияет на соотношение остальных минералов; на этом основании такие компоненты могут быть названы «индифферентными». Такое выделение носит до некоторой степени условный характер, так как может встретиться такая группа пород, в которой эти индифферентные компоненты разлагаются, вступая во взаимодействие с другими минералами. Например, в сильно недосыщенных щелочных породах вместо циркона ( $ZrSiO_4$ ) может встретиться бадделейит ( $ZrO_2$ ). Такие группы пород должны быть рассмотрены особо. Выделив для данной группы пород индифферентные компоненты, мы можем значительно уменьшить число компонентов, подлежащих дальнейшему анализу.

Другой прием состоит в том, что при анализе ограничиваются совокупностью пород, содержащих избыток одного из компонентов, присутствующих в виде особого минерала. Для дальнейшего анализа соотношений минералов в этой совокупности пород этот компонент уже не принимается во внимание, так как колебание в его содержании может привести лишь к изменению количества минерала, сложенного этим избыточным компонентом. Этот избыточный компонент может быть как простым ( $SiO_2$  в кварцсодержащих породах), так и сложным ( $KAlSi_3O_8$  в ортоклазсодержащих породах).

Таким образом, при анализе парагенетических соотношений минералов удобно различать следующие типы компонентов.

I. Вполне подвижные компоненты:

а) с постоянным потенциалом для всей изучаемой минеральной фации (например,  $H_2O$ ,  $CO_2$ );

б) с непостоянным потенциалом (например, щелочи для метасоматических пород).

II. Компоненты-примеси.

III. Виртуальные компоненты, определяющие число минералов породы:

а) индифферентные;

б) избыточные;

в) прочие (не насыщающие данную совокупность пород).

Наибольшее число одновременно образовавшихся минералов в породе зависит только от виртуальных компонентов группы III.

## ЧАСТЬ II. АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗИСОВ КАЛЬЦИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Для анализа мы будем начинать с изучения ассоциаций минералов нашего комплекса, сложенных малым числом компонентов, и постепенно от этих частных систем переходить к более общим, прибавляя новые компоненты.

### А. Парагенезисы известковых пород, бедных железом

Система  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  при избытке  $CaCO_3$

26. Из минералов этой системы в высокотемпературных известковых породах архейского комплекса встречаются доломит  $CaMg(CO_3)_2$ , форстерит  $Mg_2SiO_4$ ; шпинель  $MgAl_2O_4$ ; диопсид  $CaMgSi_2O_6$ ; анортит  $CaAl_2Si_2O_8$ ; скаполит (близкий к кальцит-мейониту  $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$ ); кварц  $SiO_2$ ; корунд  $Al_2O_3$ .

Диаграмма (фиг. 2) дает парагенетические соотношения между этими минералами, выведенные из наблюдения над нашими высокотем-

пературными породами. Рассмотрим находящиеся в нашем распоряжении данные.

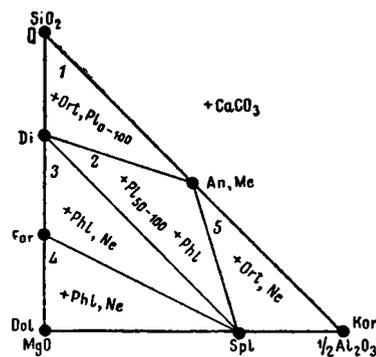
Ассоциация диопсида с основным плагиоклазом или скаполитом в кальцифирах, в метасоматических диопсид-скаполитовых породах и пр. является чрезвычайно характерной и распространенной; столь же обычной является ассоциация форстерита со шпинелью (в мраморах). Несколько менее обычна ассоциация диопсида со шпинелью, которая все же является довольно распространенной в некоторых мраморах. Кроме того, наблюдались диопсид-шпинелевые зоны замещения некоторых жил гранита в доломитах. Такие диопсид-шпинелевые зоны замещения характерны, например, для «шпинелевой копи» (правый склон долины р. Талой, примерно 3 км от ее устья, образцы № 739а-г/4503), часто встречаются также в районе с. Лиственичного (например, образцы № 144/4878) в брекчиевидных диопсидовых породах, инфицированных пегматитом. Еще реже встречается ассоциация шпинели с основным плагиоклазом или со скаполитом; равновесный парагенезис такого рода встречен в упомянутой шпинелевой копи (шл. 739i<sub>1, 2, 5</sub>, см. табл. 8, ряд 6).

Относительная редкость ассоциаций шпинели с диопсидом, а особенно с диопсидом и скаполитом, объясняется тем, что в присутствии щелочей эти минералы легко реагируют с образованием флогопита или паргасита.

Посмотрим теперь, как обстоит дело с неустойчивыми, согласно диаграмме (фиг. 2), ассоциациями. Кварц, действительно, ни разу не встречен в ассоциации с форстеритом, шпинелью или корундом, форстерит не встречен со скаполитом. Однако, вопреки диаграмме, доломит встречался с диопсидом, с кварцем и со скаполитом. Более низкотемпературные условия образования этих парагенезисов не возбуждают сомнения. Так, кварц с доломитом встречается в Слюдянском районе в тоненьких секущих прожилочках в доломитах. Диопсид в доломитсодержащих мраморах встречается в виде каемок вокруг форстерита, который явно замещается диопсидом. Иногда агрегаты зерен диопсида дают псевдоморфозы по форстериту, реже в мраморах на ряду с доломитом присутствуют форстерит и диопсид без ясных структур замещения. Ассоциация доломита с диопсидом становится устойчивой при более низких температурах, при которых форстерит становится неустойчивым (что было установлено мной еще на материале с р. Тимтон; Коржинский, 1936<sub>1</sub>). Точно так же на более низкую температуру указывает ассоциация доломита со скаполитом, которая наблюдается в некоторых контактах пегматитов, характеризующихся развитием таких низкотемпературных минералов, как тремолит, цоизит, хлорит и т. д.

В табл. 8 сведены некоторые наиболее богатые минералами парагенезисы, встреченные в обработанном материале и иллюстрирующие диаграмму (фиг. 2), с указанием соответствующих шлифов. Как видно из таблицы,<sup>1</sup> весьма обычны парагенезисы Ka + Dol + For + Spl, в которых нередко проявляется вторичный диопсид (ряды 1—4). Весьма обычны также ассоциации Ka + Sc + Di + Q (ряды 7 и 8) и редки ассоциации Ka + For + Spl + Di (ряд 5) и Ka + Spl + Di + Sc (ряд 6).

Редким минералом является корунд, что связано с отсутствием мрамора



Фиг. 2. Парагенезисы системы  $\frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2 - MgO$  в кальцитсодержащих породах изучаемой минеральной фации (объяснение символов см. в конце работы).

<sup>1</sup> Объяснение символов минералов см. в конце текста.

мором с соответствующим избытком глинозема сравнительно с  $MgO$  и  $SiO_2$ . Корунд встречен нами в нескольких шлифах мраморов, но исключительно как вторичный минерал, в виде зон замещения вокруг зерен шпинели, как это будет показано далее. Нет причин сомневаться, что и при несколько более высоких температурах корунд устойчив с кальцитом, на основании чего корунд и поставлен на диаграмме (фиг. 2).

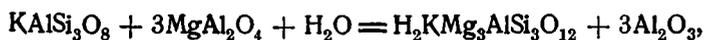
Система  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - K_2O$  при избытке  $CaCO_3$

27. В исследуемых высокотемпературных породах известны два содержащих калий минерала этой системы — флогопит (стандартная формула  $2H_2O \cdot K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ ) и калиевый полевой шпат, представленный ортоклазом и микроклином ( $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ ). В дальнейшем в диаграммах и тексте мы оба полевых шпата для краткости будем называть ортоклазом.

Очень удобно для графического анализа разбираемой системы в качестве четвертого компонента взять не  $K_2O$ , а  $KAlSi_3O_8$ , т. е. молекулу ортоклаза. Двойная диаграмма (фиг. 3а, б) дает соотношения в системе  $SiO_2 - MgO - KAlSi_3O_8$  (левая часть диаграммы) и  $MgO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - KAlSi_3O_8$  (правая часть). Флогопит может быть составлен из компонентов  $6MgO + 2KAlSi_3O_8$ , поскольку вода как вполне подвижный компонент не должна приниматься во внимание; поэтому флогопит тоже попадает на нашу диаграмму (фиг. 3). Обратимся затем к парагенетическим отношениям в этих системах. Ассоциации флогопита с диопсидом, с форстеритом или со шпинелью являются в наших породах весьма обычными, в то время как ортоклаз совместно с форстеритом или доломитом ни разу не был встречен, на основании чего и проводим соответствующие линии на диаграмме. Весьма обычной является также ассоциация ортоклаза с диопсидом; как ясно из фиг. 3, устойчивость ортоклаза с диопсидом исключает возможность устойчивости, при тех же условиях, флогопита с кварцем в присутствии кальцита. И действительно, в наших кальцитсодержащих породах флогопит с кварцем являются антагонистами, не встречаясь вместе. Эта ассоциация становится устойчивой лишь в значительно более низкотемпературных образованиях, характеризующихся появлением вторичных тремолита, цонзита, мусковита и пр. Отсутствие не только флогопита, но и более железистого биотита в породах, содержащих кварц и кальцит одновременно, весьма типично для архейского комплекса. В частности, характерно отсутствие кварца в кальцит-флогопитовых жилах (месторождения флогопита). Очень редко здесь могут быть отысканы прожилочки друзового кварца, вторичный характер которых не вызывает сомнений. В одном случае мне было показано в кальцит-флогопитовой жиле включение кварцсодержащей породы, но кварц был здесь отделен от жильной породы тонкой реакционной каемкой диопсида.

Труднее решить вопрос о том, какая из ассоциаций (в присутствии кальцита) является устойчивой — ортоклаз со шпинелью или эквивалентная по составу ассоциация флогопита с корундом. Корунд в наших породах встречен исключительно как вторичный минерал, образующийся за счет распада шпинели, и потому хотя и встречена ассоциация корунда с флогопитом в присутствии кальцита (шл. № 144б, 144в<sub>1</sub> и в<sub>2</sub>), но эта ассоциация может относиться к более низкой температуре.

С другой стороны, в биотитовом гнейсе (№ 167б и д, колл. 4503) была встречена ассоциация микропертита со шпинелью (дающая тесные прорастания вместе с олигоклазом и биотитом в виде зоны замещения граната). Находка этой ассоциации показывает, что в возможном превращении:



т. е.



## Некоторые наблюдавшиеся парагенезисы кальцифиров

3  
Труды ИГЕМ вып. 61

Ряды	Ka	Dol	For	Spl	Di	Phl	Sc	Pl	Ort	Q	Parg, Ru, Sph	Примеси; № шлифов
1	Ka	Dol	For	Spl	—	—	—	—	—	—	—	Хлорит <sup>2</sup> , серпентин <sup>2</sup> , графит: (1) — 338а, 669, 292; (4) — 14h 316.
2	Ka	Dol	For	Spl	—	Phl	—	—	—	—	± Ru (806e)	Pу <sup>2</sup> , хлорит <sup>2</sup> , серпентин <sup>2</sup> , тремолит <sup>2</sup> , графит: (1) — 433b, 562g., 753b, 806а, б, с, d, e, 378e, 365а; (2) — 65а, 216с, 217b; (4) — 14g.
3	Ka	Dol	For	Spl	Dj <sup>2</sup>	—	—	—	—	—	—	Тремолит <sup>2</sup> , амезит <sup>2</sup> , тальк <sup>2</sup> , графит: (1) — 573b, 591, 290, 669, 670а; (4) — 14i <sub>2</sub> .
4	Ka	Dol	For	Spl	Dj <sup>2</sup>	Phl	—	—	—	—	—	± Амфибол <sup>2</sup> , амезит <sup>2</sup> , серпентин <sup>2</sup> , хлорит <sup>2</sup> , пирит <sup>2</sup> , графит: (1) — 432а, 545d, 555b, 660, 670а,б; (3) — 24/27; (4) — 303а.
5	Ka	—	For	Spl	Di	Phl	—	—	—	—	—	Серпентин <sup>2</sup> , хондрит <sup>2</sup> : (3) — 27/80, 76/171.
6	Ka	—	—	Spl	Di	Phl <sup>2</sup>	Sc	Pl	—	—	Parg	(1) — 739i <sub>1, 2, 5</sub> .
7	Ka	—	—	—	Di	—	Sc	Pl	—	Q	Sph	Ap, Mt, Act <sup>2</sup> : (1) — 586с; (3) — 29/83.
8	Ka	—	—	—	Di	—	Sc	Pl	Ort	Q	Sph	Pyr <sup>2</sup> , Ap, Act <sup>2</sup> , биогит <sup>2</sup> , эпидот <sup>2</sup> : (1) — 148b, 535b,с, 574а, 576b, 580b; (3) — 22/71, 29/85, 63/144, 65/150.
9	Ka	—	—	—	Di	Phl <sup>2</sup>	Sc	P	Mi	—	—	Ap, Zr: (1) — 324.

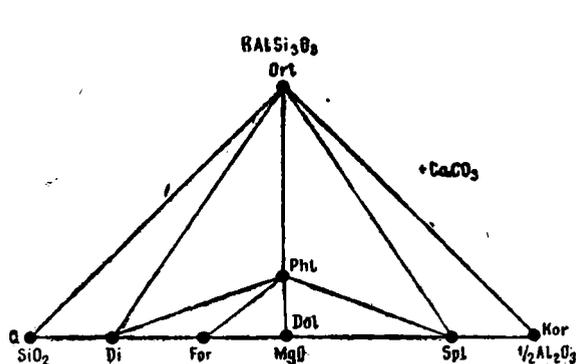
Пояснения. Индекс 2 обозначает вторичный характер минерала; (1) — район Слюдянки, колл. № 4503; (2) — район Лиственичного, колл. № 4878; (3) — район Слюдянки, колл. № 643; (4) — то же, колл. Кеппен 1931 г. Объяснение символов минералов см. в конце текста.

левая часть уравнения является устойчивой хотя бы при более высоких температурах, в то время как при понижении температуры в результате реакции с поглощением воды может стать устойчивой правая часть уравнения реакции.

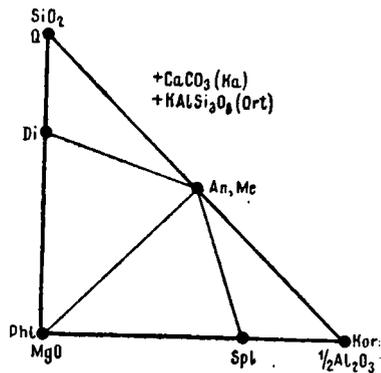
28. Чтобы изобразить теперь все парагенезисы системы  $MgO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2 - KAlSi_3O_8$ , воспользуемся двумя диаграммами — фиг. 2 и 4.

На фиг. 2 поставим в каждом из полей, изображающем тройной парагенезис (трех минералов, точки которых лежат в углах данного треугольного поля), символ флогопита (Phl) или ортоклаза (Ort), сообразно с тем, который из них устойчив в присутствии данной тройки минералов (+ кальцита).

Выше мы видели, что флогопит неустойчив ни с кварцем, ни с корундом (в высокотемпературных образованиях), и потому, естественно, не может быть устойчив в полях 1 и 5 фиг. 2. С другой стороны, ассоциация ортоклаза с кварцем, диопсидом и скаполитом в присутствии



Фиг. 3. Системы  $MgO - KAlSi_3O_8 - SiO_2$  и  $MgO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - KAlSi_3O_8$  при избытке  $CaCO_3$  для изучаемой минеральной фации.

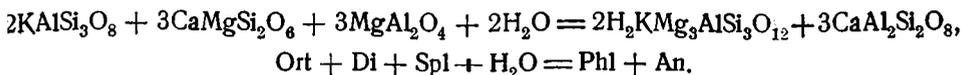


Фиг. 4. Система  $\frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2 - MgO$  при избытке кальция и ортоклаза для изучаемой фации.

кальцита является весьма обычной (см. табл. 8, ряд 8), а потому мы и ставим символ ортоклаза в поле 7 фиг. 2. Что касается поля 5 фиг. 2, т. е. поля с участием корунда, то устойчивость здесь ортоклаза остается недоказанной, хотя и вероятной.

Ортоклаз, как мы видели, неустойчив с форстеритом и доломитом, т. е. не может встречаться в полях 3 и 4 фиг. 2. Наоборот, парагенезисы флогопита с доломитом, форстеритом и шпинелью (табл. 8, ряды 2 и 4) или с форстеритом и шпинелью (табл. 8, ряд 5) являются довольно обычными для мраморов, и у нас нет оснований сомневаться в устойчивости этих парагенезисов. Наконец, чтобы разобраться в парагенезисах поля 2 фиг. 2, мы построим диаграмму парагенезисов той же системы  $MgO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2$ , но в условиях избытка не только кальция, но и молекулы ортоклаза (фиг. 4). Как мы видели из фиг. 3, форстерит и доломит неустойчивы в присутствии ортоклаза, поэтому они и не попадают на фиг. 4, причем на месте доломита здесь проектируется флогопит. Шпинель, как мы видели, устойчива с ортоклазом, как, вероятно, и корунд. Для разбивки на парагенетические треугольники мы соединяем, согласно данным фиг. 2, точки Di с An и An со Spl. Теперь диаграмма (фиг. 4) ставит перед нами вопрос: устойчив ли флогопит со скаполитом, как это показано на фиг. 4, или же диопсид со шпинелью (в присутствии ортоклаза), что исключает первую ассоциацию (так как линия, соединяющая Di со Spl на фиг. 4, пересечет линию Phl + An).

Соотношение между этими двумя ассоциациями может быть выражено уравнением:



Вместо анортита в правой части уравнения можно взять кальцит-мейонит ( $3\text{An} \cdot \text{CaCO}_3$ ), и тогда в левой части уравнения появится кальцит.

Ассоциация левой части уравнения, т. е. калиевый полевой шпат с диопсидом и шпинелью, никогда не встречались. Наоборот, ассоциация флогопита с основным плагиоклазом или скаполитом является весьма обычной, но, конечно, в большинстве случаев плагиоклаз в таких ассоциациях бывает не основное лабрадора. Наиболее основные плагиоклазы (вплоть до анортита) и скаполиты встречаются в метасоматических реакционных зонах замещения пегматитов в контактах с доломитами. Так, в Слюдянском лазуритовом месторождении (Поляковой) имеются зоны плагиоклазита, сменяемые снаружи зоной флогопита или флогопита с лазуритом. Во внешней части плагиоклазитовой зоны мы здесь встречаем ассоциацию битовнита (в шл. № 376f, угол погасания  $\perp$  РМ  $41.5^\circ$ , т. е. 80—85% An; в шл. № 381a угол погасания  $\perp$  М до  $41^\circ$ , Nm = 1.570, т. е. около 75% An) с флогопитом и скаполитом (в шл. № 376f в зоне лабрадорного плагиоклазита у скаполита Nm — Np = 0.038, т. е., по диаграмме Сундиуса, около 96% Me; в битовнитовой зоне скаполит должен быть еще более близким к чистому мейониту). В этих случаях флогопит весьма беден железом (ср. анализ обр. № 378d, табл. 6), будучи мегаскопически совершенно белым или бесцветным. Для флогопитовых месторождений также весьма характерна ассоциация флогопита со скаполитом, содержащим, судя по химическим анализам, 70—75% Me. Приведенные данные вполне выясняют наш вопрос, доказывая устойчивость правой части разобранного уравнения (т. е. флогопита с анортитом) и, следовательно, неустойчивость левой, что и выражено диаграммой (фиг. 4).

Совокупность диаграмм (фиг. 2 и 4) дает изображение всех парагенезисов разбираемой четверной системы, устойчивых в данных условиях метаморфизма. Фиг. 3 является вспомогательной: все парагенезисы могут быть выведены или прочтены и без нее.

#### Система $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ при избытке $\text{CaCO}_3$

29. В этой системе появляется два новых минерала — нефелин ( $\text{NaAlSiO}_4$ ) и плагиоклаз. Нефелин был встречен исключительно в Мало-Быстринском лазуритовом месторождении, в таких же условиях, как и лазурит, т. е. в реакционной зоне замещения пегматита в контакте с доломитом, большей частью, но не всегда, совместно с лазуритом. Парагенетические соотношения в этой системе изображены на диаграмме (фиг. 5). В точку нефелина будет проектироваться также состав лазурита, а на линию плагиоклазов — ряд скаполита, т. е. минералов содержащих летучие компоненты. В основе диаграммы лежит, с одной стороны, то наблюдение, что нефелин и лазурит встречались лишь в отсутствие кварца, в породах, недосыщенных кремнеземом, а из плагиоклазов в известковых породах встречались все члены от  $\text{Ab}_{95}\text{An}_5$  (в нефелиновых и лазуритовых породах) до  $\text{An}_{100}$  (шпинелевая копь р. Талой).

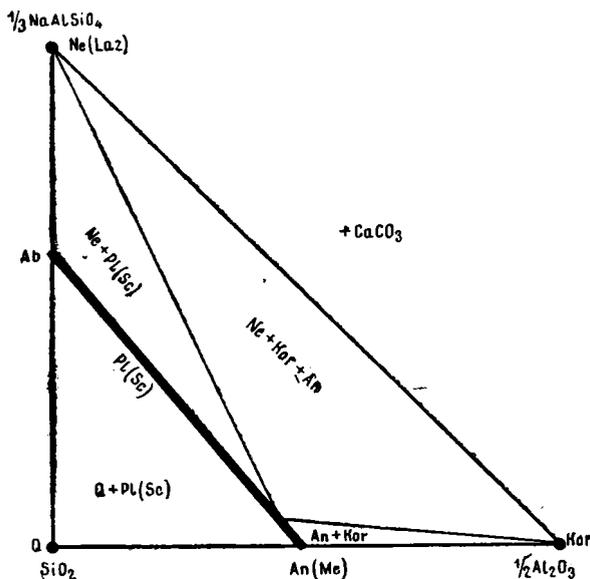
Не вполне определенным является состав плагиоклаза, устойчивого с нефелином, корундом и кальцитом одновременно. Нет, конечно, оснований ожидать, что этот плагиоклаз будет чистым анортитом (100% An). В изученных породах встречена была ассоциация лазурита с анортитом состава около 91% An (шл. № 620-6). Мы предполагаем, что парагене-

зисы нефелина и лазурита в данном случае мало отличаются, и поэтому в нашей схематической диаграмме (фиг. 5) приняли для плагиоклаза в ассоциации с нефелином (лазурином) и корундом одновременно еще более основной состав (95% An). В упомянутой лазуриновой породе 620-6 (Слюдянское месторождение лазурита) анортит имеет следующие константы: в периклиновом двойнике углы  $V: Ng = 53^\circ, : Nm = 55.5^\circ, : Nr = 55^\circ$ , что, по диаграмме В. В. Никитина, соответствует оси [010] в плагиоклазе № 92;  $\perp$  к шву:  $Ng = 37^\circ, : Nm = 66.5^\circ, : Nr = 65^\circ$  (ромбическое сечение  $Pl_{99}$ );  $\perp$  спайности:  $Ng = 50^\circ, : Nm = 58.5^\circ, : Nr = 56.5^\circ$ , что соответствует (010) в  $Pl_{93}$ , средний номер 91% An.

Выясним теперь соотношение между скаполитом и лазурином, с одной стороны, и плагиоклазом и нефелином, с другой.

Соотношение между плагиоклазом и скаполитами

30. Согласно идеальным формулам, ряд скаполитов сложен двумя крайними членами — мариалитом  $3NaAlSi_3O_8 \cdot Na(Cl, HSO_4, HCO_3)$  и мейонитом  $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot Ca(CO_3, SO_4)$ . Выше (10) мы видели, что в наших скаполитах натрий и кальций частично замещают друг друга, а из летучих компонентов резко преобладают  $CO_2, H_2O$ , затем  $SO_3$ , тогда как Cl, F входят в незначительном количестве и преимущественно в главколиты, а не в обычные скаполиты.



Фиг. 5. Система  $\frac{1}{2}Al_2O_3 - \frac{1}{3}NaAlSiO_4 - SiO_2$  при избытке  $CaCO_3$  для изучаемой фации.

В первом приближении мы можем предположить, что Cl, F являются необязательными составными частями, и тогда необходимыми для образования скаполитов будут лишь следующие окислы:  $CaO, SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, SO_3, H_2O, CO_2$ .

Из этих компонентов  $H_2O$  и  $CO_2$  при метаморфических процессах вполне подвижны, обладая при этом постоянным потенциалом (при постоянной температуре), о чем говорилось выше (25).

В отношении кальция наблюдения показывают, что скаполиты встречаются исключительно лишь в породах, насыщенных кальцием, т. е. в минеральных ассоциациях, устойчивых в присутствии кальцита. Никогда скаполит не встречается вместе с минералами, недосыщенными кальцием, каковы гиперстен, альмандин, кордиерит, силлиманит и пр., ни в ассоциациях, неустойчивых в высокотемпературных породах в присутствии кальцита, например, кварц + биотит. Эти соотношения стоят в связи с тем, что необходимой составной частью скаполита является кальцит-мейонит, содержащий частицу  $CaCO_3$ . В силу этой закономерности мы можем ограничиться рассмотрением системы, в которой  $CaO$  находится в избытке в виде кальцита ( $CaCO_3$ ).

Для дальнейшего упрощения нам следовало бы ограничиться рассмотрением пород, в которых вместе с кальцитом присутствует и кварц, т. е. избыток кремнезема: потенциал кремнезема в таких породах является, очевидно, постоянным. На такие случаи мы в основном и бу-

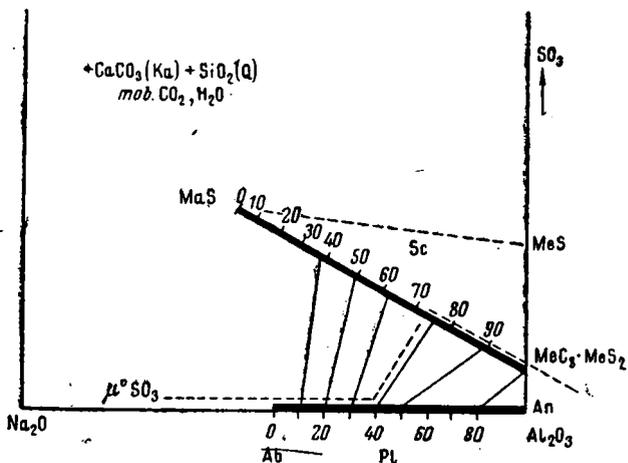
дем опираться, и в табл. 9 большинство пород либо содержит кварц (7 примеров), либо является насыщенным кремнеземом (3 примера). Но, повидимому, содержание кремнезема не оказывает заметного влияния на соотношение между плагиоклазом и скаполитом, так как два приведенных в табл. 9 примера лазуритсодержащих, т. е. недосыщенных кремнеземом пород (ряды 8 и 12) дают такое же соотношение между составами плагиоклаза и скаполита, как и в кварцсодержащих породах.

Таким образом, при рассмотрении соотношения между плагиоклазом и скаполитом достаточно принять во внимание, как это сделано на фиг. 6, соотношение между тремя компонентами:  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SO}_3$ , в то время как  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  находятся в избытке, а  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  обладают постоянным потенциалом. При этом на диаграмме (фиг. 6) точка чистого компонента  $\text{SO}_3$  удалена в бесконечность в направлении, перпендикулярном к линии  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ . На этой диаграмме изображены составы ряда плагиоклазов и ряда скаполитов, причем цифры 10, 20, 40 и т. д. обозначают процентное содержание молекулы анортита или мейонита.

Составы чистых карбонат-скаполитов, не содержащих сульфатных молекул, совпадут на нашей диаграмме с составами плагиоклазов. Поскольку в наших высокотемпературных породах в присутствии кальцита встречаются плагиоклазы всех составов, следует заключить, что чистые кальцит-скаполиты в нашем комплексе неустойчивы. Это относится к кальцит-мейониту, изображение состава которого совпало бы с точкой анортита; действительно, в наших породах в присутствии кальцита изредка встречаются весьма основные плагиоклазы, в исключительных случаях вплоть до анортита.

Наиболее основные плагиоклазы в присутствии кальцита встречены в диопсид-шпинелевой зоне замещения пегматита, залегающего в доломите (шпинелевый шурф р. Талой, шлифы № 739а—т). В некоторых случаях в этих диопсид-шпинелевых породах встречаются замещаемые зерна плагиоклаза, состав которого даже в одном шлифе меняется от 33 до 100%  $\text{An}$  (шл. № 739и; константы анортита отсюда см. в минералогическом очерке 9). Встречаются резко зональные плагиоклазы с обратной зональностью. Здесь же встречаются паргасит, скаполит и кальцит. Двупреломление скаполита непостоянно, в разных зернах измерено 0.030—0.036, что, по диаграмме Сундиуса, отвечает 74—90%  $\text{Me}$ . Несмотря на неоднородный (в отношении плагиоклаза и скаполита) характер породы, наличие в ней анортита в стыках с зернами кальцита указывает на неустойчивость кальцит-мейонита. В некоторых других образцах тех же диопсид-шпинелевых пород, содержащих плагиоклаз состава от 55 до 68%  $\text{An}$ , скаполит отсутствует почти совершенно, несмотря на наличие стыков плагиоклаза с кальцитом.

Из этих наблюдений мы заключаем, что сульфатная молекула должна входить в состав всех наших скаполитов. Соотношение сульфатной моле-



Фиг. 6. Соотношение между плагиоклазами (Pl) и скаполитами (Sc). Символ «тоб (ile)» обозначает «вполне подвижны».

кулы с карбонатной для крайних членов ряда скаполитов не выяснено. На нашей схематической диаграмме (фиг. 6) мы для наглядности будем исходить из идеальных формул, полагая в качестве крайних членов, с одной стороны, сульфат-маршалит ( $MaS$ ), с другой стороны, карбонат-сульфат-мейонит ( $MeC - MeS$ ) (реальные составы наших скаполитов на фиг. 6 легли бы ближе к составам плагиоклазов, особенно глауколиты).

31. Если рассматриваемая система действительно является трех-компонентной, то должно существовать однозначное соответствие между отношениями  $Na_2O : Al_2O_3$  в сосуществующих плагиоклазах и скаполитах, т. е. на диаграмме (фиг. 6) можно провести систему коннод — линий, связывающих составы сосуществующих фаз.

Для выяснения этого вопроса в ряде пород архейского комплекса южного Прибайкалья был произведен замер плагиоклаза и соприкасающегося с ним скаполита. Состав плагиоклаза определялся по углу  $\varphi_0$  погасания в сечении, перпендикулярном к двум спайностями ( $P$  и  $M$ ), по кривой Дюпарка (1924). Состав скаполита — по двупреломлению  $N_{1p} - N_p$  в сечениях, параллельных оптической оси, с помощью диаграммы Сундиуса (1916). Результаты сведены в табл. 9, где показан и минералогический состав (следуя примерно порядку распространенности минералов). Из этой таблицы видно, что, за исключением двух случаев (ряды 4 и 11), вместе с увеличением основности плагиоклаза возрастает основность и скаполита, причем во всех случаях скаполит является более основным, чем сосуществующий с ним плагиоклаз; в среднем содержание ортосиликатовой молекулы в скаполитах примерно на 30% выше, чем в плагиоклазах. На основании общей закономерности табл. 9 и проведены схематически конноды на диаграмме (фиг. 6).

Отступление от строго однозначного соответствия между составами плагиоклаза и скаполита может иметь несколько причин. Скорее всего характер этого соответствия может меняться от присутствия в скаполите хлорид-маршалитовой молекулы, которую мы не принимали во внимание; кроме того, в использованных для замеров метасоматических и мигматитовых породах полное равновесие могло в некоторых случаях отсутствовать (хотя замерялись всегда лишь соприкасающиеся зерна плагиоклаза и скаполита). Несмотря на эти отступления, общая закономерность соответствия составов выступает в табл. 9 с достаточной определенностью.

32. Обратим внимание на тот важный факт, что в большинстве метаморфических пород нашего комплекса (а тем более в метасоматических) присутствует лишь один из двух минералов — либо плагиоклаз, либо скаполит. Именно, в кальцитсодержащих породах с более кислым плагиоклазом, олигоклазом или андезином, скаполит обычно совершенно отсутствует. Наоборот, в более основных кальцитсодержащих породах отсутствует плагиоклаз, вместо которого появляется скаполит. Так, вдоль контактов с мраморами основной плагиоклаз кристаллических сланцев нацело замещается скаполитом. Вообще плагиоклаз с содержанием анортитовой молекулы выше 50—55% вместе с кальцитом встречался мной редко и почти исключительно в метаморфических породах, обычно же в кальцитсодержащих метаморфических породах состав плагиоклаза лежит в пределах 10—40%  $Ap$ . Наоборот, двупреломление скаполита редко опускается ниже 0.025, что соответствует 60%  $Me$ ; более кислые скаполиты редки.

Эти соотношения показывают, что компонент  $SO_3$  вел себя при метаморфизме подвижным образом, т. е. так, что при метаморфизме оставался постоянным его потенциал (концентрация), а не содержание в породе. На фиг. 6 легко провести ряд эквипотенциальных в отношении  $SO_3$  линий. Одна из них со знаком  $\mu^{\circ} SO_3$  проведена пунктиром и примерно соответствует обычным условиям метаморфизма. При соответствующей концентрации  $SO_3$  в метаморфизирующих растворах, как пока-

Породы, содержащие плагиоклаз и скаполит одновременно

Ряды	№ шлиф.	№ колл.	Тип породы	Минер. состав	Pl		Sc		Откуда взят
					Уг. погас. ⊥ PM	% An	Nm — Np	~ <sup>0</sup> / <sub>Me 1</sub>	
1	535b	4503	Мигматит	Pl <sub>10-29</sub> , Ort, Sc, Di, Ka, Act <sup>2</sup> , Q, Sph, Ap	-10.5	10	0.017	39	Р. Похабиха
2	574a	4503	Диопсидовый гнейс	Pb, Q, Di, Sc, Ka, Ort, Ap, Sph	- 6	15	0.017	39	Падь Улунтуй
3	590b	4503	Мигматит	Q, Ka, Ort, Sc, Pl <sub>11-17</sub> , Di, Sph	- 4	17	0.023	56	Рудник № 1, Слюдянка
4	535c	4503	Мигматит	Ort, Pl, Ka, Q, Sc, Act <sup>2</sup> , Ap, Sph, Di	+ 4	23	0.020	47	Р. Похабиха
5	90d	4503	Кальцифир	Ka, Pm, Pl, Sc, Sph, Mt	+10.5	27	0.025	60	Слюдянка
6	466a	4503	Метасоматит	Sc, Pl, Phl <sup>2</sup>	+13	30	0.026	63	Верховье р. Слюдянки
7	529b	4503	Кальцифир	Ka, Q, Pl, Sc, Ort, Di, Act <sup>2</sup> , Sph, Bi, Ap, эпидот <sup>2</sup> , хлорит <sup>2</sup>	+16	32	0.026	63	Район Мысовских железорудных месторождений
8	382e	4503	Лазуритовая зона замещения	Sc, Pl, Laz, Di, Phl, Ka — Andr, Zr	+22	40	0.032	76	Р. Слюдянка, месторождение лазурита
9	620-1	4503	Плагиоклазитовая зона в лазуритовом месторождении	Pl, Sc	+25	46	0.038	96	Там же
10	21-69	643	Пироксеновый амфиболит	Pl, Sc, Di, Hrb, Ort, Q, Mt, Sph, Ap, (Bi) <sup>2</sup> , Ka	+27	50	0.039	98	Слюдянский район
11	808b	4503	Пироксен-плагиоклазовый сланец	Di, Pl, Sc, Hrb <sup>2</sup> , Q, Mt, Ka	+27.5	51	0.035	87	Слюдянский район, Шаманский мыс
12	620-6	4503	Плагиоклазитовая зона в лазуритовом месторождении	Pl — Sc, Phl, Laz, Ka	+40.5	82	0.040	100	Слюдянское месторождение лазурита

1 По диаграмме Sundius, 1916.

зывает Фиг. 6, в зависимости от отношения  $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$  возможен или плагиоклаз (не основное 38% An), или плагиоклаз (38% An) + скаполит (ок. 74% Me), или один скаполит с содержанием  $\text{Me} \geq 74\%$ . Чем выше концентрация  $\text{SO}_3$ , тем выше лежит эквипотенциальная линия и тем более кислым становится состав сосуществующих плагиоклаза и скаполита. Отсутствие в изучаемом комплексе пород марралита объясняется, следовательно, тем, что концентрация  $\text{SO}_3$  в растворах не достигала достаточно высокого уровня.

Совершенно те же соотношения наблюдались В. К. Котульским в метаморфических породах «кристаллической толщи» Витимканского района Забайкалья. Эта «кристаллическая толща» в качестве несомненного докембрия противопоставлялась в те времена более молодой «метаморфической толще» (саяно-становой комплекс); в основном эта «кристаллическая толща» является эквивалентом нашего алдано-слюдянского, изучаемого в этой работе, комплекса. В. К. Котульский пришел к следующему заключению: «Образование скаполита требует некоторого избытка  $\text{CaCO}_3$ , который является частой примесью скаполитовых сланцев. Оно совершается за счет анортита плагиоклазов, номера которых в бисиликато-скаполитовых сланцах колеблются от 30 до 45. Поэтому на образование скаполита надо смотреть как на результат разложения основного плагиоклаза в присутствии избытка  $\text{CaCO}_3$ , но разложения, идущего только до образования андезина, который оказывается плагиоклазом, уже устойчивым от дальнейшего разложения» (Котульский, 1932, 56).

Вопрос о степени подвижности группы  $\text{SO}_3$  при обычном метаморфизме имеет значительный интерес, и поэтому мы подкрепим наши замечания цифровыми данными. Было просмотрено описание шлифов изученной коллекции из Слюдянского района с отбором таких разностей мраморов, кальцифиров и кристаллических сланцев, которые не носят метасоматического характера. Из них выделены следующие разности: 1) содержащие кальцит, плагиоклаз и скаполит одновременно — 11 штук (18.3%); 2) содержащие кальцит и плагиоклаз, но лишенные скаполита, — 20 штук (33.3%); 3) содержащие скаполит, но лишенные плагиоклаза, — 29 штук (48.4%).

Интересно, что полученный нами процент пород, содержащих плагиоклаз и скаполит одновременно, примерно соответствует тому, что можно ожидать на основании диаграммы (Фиг. 6). Действительно, если бы отношение  $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$  в породах подчинялось только закону случайности, то при некотором нормальном потенциале  $\text{SO}_3$  ( $\mu^\circ \text{SO}_3$  на Фиг. 6, см. текст выше) мы бы имели:  $\text{Ka} + \text{Pl}_{0-38}$  — 38% случаев (вместо 33.3%),  $\text{Ka} + \text{Pl}_{38} + \text{Sc}_{74}$  — 24% случаев (вместо 18.3%),  $\text{Ka} + \text{Sc}_{74-100}$  — 38% случаев (вместо 48.4%).

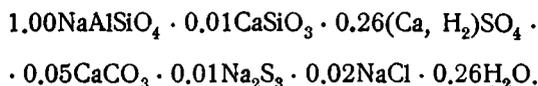
Эти процентные количества легко получить из диаграммы (Фиг. 6), если принять во внимание, что скаполит с 74% Me по соотношению натрия к алюминию соответствует плагиоклазу с 62% An, т. е. скаполит с 74—100% Me образуется вместо плагиоклаза с 62—100%, что и составляет 38% всех возможных составов. Хотя на самом деле явление более сложно (натрий частично подвижен, потенциал  $\text{SO}_3$  в разных случаях различен и т. д.), но порядок полученных величин сходится очень хорошо. Конечно, совершенно другая картина имела бы место, если бы сульфатная группа вела себя инертным образом. В этом случае преобладали бы разности с плагиоклазом и скаполитом одновременно. (Примером инертного поведения может служить фосфор, который обуславливает хотя бы незначительную примесь апатита почти в каждой породе).

Таким образом, устанавливается весьма подвижное поведение компонента  $\text{SO}_3$  при нормальном метаморфизме, при котором щелочи еще ведут себя почти инертным образом.  $\text{SO}_3$  стоит, следовательно, в ряду подвижности выше щелочей.

## Соотношение между нефелином и лазуритом

33. Нефелин был найден мной в метасоматических лазуритовых породах Мало-Быстринского месторождения совместно с лазуритом. Кроме того, там же была встречена жила пегматита в доломите, замещаемая нефелиновой породой почти без примеси лазурита. Замещаемая порода во всех случаях одна и та же — нормальный пегматит, а вмещающей породой, взаимодействующей с этим пегматитом, является доломит. Образование обоих минералов в одну и ту же стадию не подлежит сомнению. Посмотрим, каковы могут быть химические факторы, вызывающие образование лазурита вместо нефелина.

Общее среднее из шести химических анализов лазуритов южного Прибайкалья (см. ч. I, 12) может быть пересчитано таким образом:



Лазурит и нефелин ( $\text{NaAlSiO}_4$ ) встречаются в южном Прибайкалье только в кальцитсодержащих породах, т. е. в породах с избытком  $\text{CaO}$ . Затем мы должны принять во внимание полную подвижность и эквипотенциальность  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  при изучаемых метаморфических и метасоматических явлениях. Поэтому устойчивость лазурита на ряду с нефелином может быть обусловлена лишь содержанием в первом компоненте  $\text{SO}_3$  (0.26 на 1 молекулу нефелина),  $\text{Na}_2\text{S}_3$  (0.01) и  $\text{NaCl}$  (0.02). Незначительным избытком  $\text{SiO}_2$  (0.01) в лазурите мы, конечно, пренебрегаем, так как нефелин, как известно, тоже весьма часто содержит избыток кремнезема.

Казалось бы, что незначительность содержания групп  $\text{Na}_2\text{S}_3$  и  $\text{NaCl}$  в нашем лазурите дает нам право считать присутствие  $\text{SO}_3$  необходимым и достаточным условием для образования, вместо нефелина, минерала типа гаюина, полагая сульфидную группу необязательной примесью, придающей минералу синюю окраску. Это тем более правдоподобно, что на ряду с окрашенным лазуритом (который только и анализировался) в Слюдянском месторождении встречаются и совершенно бесцветные разновидности (гаюин?). Однако попытки автора анализировать систему лазурит—нефелин—скаполиты—плаггиоклазы показали, что группа  $\text{SO}_3$  не может являться единственным компонентом, необходимым и достаточным для образования лазурита и скаполита вместо нефелина и плаггиоклаза (при наличии, конечно,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и избытка  $\text{CaO}$ ). (При таком упрощении получаем, что, поскольку лазурит устойчив с различными плаггиоклазами, нефелин не должен встречаться со скаполитом. Последняя ассоциация была, однако, у нас встречена, хотя всего в одном случае.) Поэтому приходится думать, что, несмотря на незначительность содержания, сульфидная группа оказывает существенное влияние на соотношения в системе лазурит—скаполит—плаггиоклаз—нефелин.

Источником серы при образовании лазурита являются вмещающие доломиты, которые в лазуритовых месторождениях всегда являются «вонючими», издавая при ударе запах сероводорода. Взятый из Слюдянского лазуритового месторождения образец доломита, лишенного примесей, дал при анализе 0.06 вес. % S (аналитик Т. Б. Поленова). Высокий потенциал серы в лазуритовых месторождениях выражается также в постоянной ассоциации лазурита с пиритом ( $\text{FeS}_2$ ) при отсутствии здесь пирротина. Во всех других породах изучаемой нами высокотемпературной минеральной фации встречается, наоборот, пирротин (приблизительная формула  $\text{FeS}$ ), а пирит появляется лишь изредка как более поздний, более низкотемпературный минерал.

Система  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - Na_2O - SO_3$  при избытке  $CaCO_3$  (и вполне подвижных  $H_2O, CO_2$ )

34. В этой системе, а также и в более сложных системах с участием  $K_2O, FeO, Fe_2O_3, TiO_2$ , которые мы разберем дальше, компоненты  $SO_3, NaCl, Na_2S_3$  могут войти исключительно лишь в состав скаполита и лазурита. При достаточной концентрации этих компонентов в растворе плагиоклаз будет замещаться скаполитом, а нефелин — лазуритом, в то время как остальные минералы этой системы останутся без изменения. Естественным является предположение, что парагенетические соотношения возникшего таким образом скаполита будут те же, что и того плагиоклаза, с которым равновесен этот скаполит, а парагенетические соотношения лазурита будут те же, что и для нефелина; скаполит и лазурит, по этому предположению, будут являться заместителями плагиоклаза и нефелина, выступающими в тех же ролях, т. е. встречающимися в тех же ассоциациях, что и плагиоклаз и нефелин соответственно.

Такое поведение является весьма вероятным, а в более простых случаях и неизбежным с теоретической точки зрения, именно, с одной стороны, вследствие отсутствия в этой системе других минералов, содержащих компоненты  $SO_3, Na_2S_3$  и  $NaCl$ , а с другой стороны, в силу достаточной подвижности этих компонентов. И действительно, имеющиеся фактические данные вполне соответствуют этому предположению, так что ни разу не удалось установить нарушение этого соотношения. В дальнейшем мы и будем опираться на эту закономерность, весьма упрощающую анализ парагенезисов, хотя, конечно, и не исключена возможность открытия в дальнейшем фактов, вносящих отдельные осложнения в полученные таким образом результаты.

Упрощение состоит в том, что нам теперь достаточно разобрать четырехкомпонентную систему  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - Na_2O$ , причем мы полагаем, что в каждом из установленных нами равновесных парагенезисов на ряду с плагиоклазом или вместо него может присутствовать скаполит, а на ряду с нефелином или вместо него — лазурит. Составы плагиоклаза и скаполита, конечно, закономерно связаны, как это дано коннодами диаграммы (фиг. 6). И обратно, равновесность в какой-либо ассоциации лазурита или скаполита дает нам основание заключить о равновесности в этой же ассоциации и нефелина или, соответственно, плагиоклаза.

35. В силу наличия натрия в разбираемой четверной системе, к минералам разобранной ранее системы  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  (см. фиг. 2) присоединяются два новых минерала — плагиоклаз и нефелин. Составы всех минералов нашей четверной системы (при избытке  $CaCO_3$  и вполне подвижных  $H_2O, CO_2$ ) могут быть составлены из таких четырех компонентов:  $MgO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2 - NaAlSiO_4$ . Последний компонент  $NaAlSiO_4$  по составу соответствует нефелину. Это дает возможность изобразить на трехкомпонентной диаграмме все парагенезисы нефелина, если мы примем  $NaAlSiO_4$  за избыточный компонент, не требующий изображения на диаграмме, т. е. совершенно подобно тому, как мы до сих пор делали для  $CaCO_3$  и как это обычно делается для компонента  $SiO_2$  кварцсодержащих пород.

С этой целью мы можем взять за основу диаграмму (фиг. 2) парагенезисов системы  $MgO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2$  и спроектировать на эту диаграмму ряд плагиоклазов, т. е. нанести их на эту диаграмму, вычтя предварительно из их состава группу  $NaAlSiO_4$ , которая во всех парагенезисах новой диаграммы (фиг. 7) может присутствовать в избытке в виде нефелина. При этом точка альбита ( $NaAlSi_3O_8 = NaAlSiO_4 + 2SiO_2$ ), естественно, покрывает точку кварца, и весь ряд плагиоклазов ляжет между этой точкой альбита (Ab) и имеющейся уже на фиг. 2 точкой анортита (An). Теперь остается соединить линиями те минералы на фиг. 7,

## Метасоматические породы с лазуритом и нефелином

Ряды	Ne, Laz	Ka	Dol	For	Spl	Di	Sc	Pl	Phl	Ort, Mi	Parg	Ap	Py	Mt, Andr, Sph, графит	Вторичные	№ шлифов
1	Laz	Ka	Dol	For	Spl	—	—	—	Phl	—	—	—	Py	—	—	386a
2	Laz	Ka	Dol	For	Spl	—	—	—	—	—	—	—	Py	Mt	Phl <sup>2</sup>	386f
3	Laz	Ka	—	For	Spl	—	—	—	—	—	—	—	Py	—	—	386g, 385b
4	Laz	Ka	—	For	Spl	—	—	—	Phl	—	—	—	—	—	—	384a
5	Laz	Ka	—	—	Spl	Di	—	—	Phl	—	—	Ap	—	—	—	264b, 265a
6	Laz	Ka	—	—	Spl	Di	—	—	Phl	—	Parg	—	—	—	—	264a
7	Ne, Laz	Ka	—	—	Spl	Di	—	—	—	—	—	—	Py	—	Phl <sup>2</sup>	307a
8	Laz	Ka	—	—	—	Di	Sc <sub>76</sub>	Pl <sub>40</sub>	Phl	—	—	—	—	Andr	—	382e
9	Ne, Laz	Ka	—	—	—	Di	—	Pl <sub>10</sub>	Phl	—	—	Ap	Py	Графит	Тремолит <sup>2</sup>	284a, 376d (без Ne)
10	Laz	Ka	—	—	—	Di	—	—	Phl	Mi	—	Ap	—	—	—	303b, 381c, 43,
11	Laz	Ka	—	—	—	Di	—	Pl <sub>5-10</sub>	Phl	Mi	—	—	Py	—	—	271, 681, 268a, 376c (693b' — Pl <sub>13</sub> )
12	Laz	Ka	—	—	—	Di	—	—	Phl	Mi, Ort	—	Ap	Py	Sph	—	266, 268b, 270, 271, 296a, 296b, c, 39, 678, 683
13	Laz	Ka	—	—	—	Di	—	Pl <sub>16</sub>	Phl	—	—	Ap	—	—	—	620 <sup>o</sup>
14	Ne	Ka	—	—	—	Di	—	Pl <sub>9</sub>	Phl	—	—	—	—	—	—	699a <sup>1</sup> , a <sup>2</sup>
15	Ne	Ka	—	—	—	Di	Sc <sub>50</sub>	—	Phl	—	—	Ap	—	—	—	699c
16	Ne	Ka	—	—	—	Di	—	Pl <sub>8</sub>	Phl	Ort	—	—	—	—	—	699b''
17	Laz	Ka	—	—	—	—	Sc <sub>100</sub>	Pl <sub>82</sub>	Phl	—	—	—	—	—	—	620-6

Примечание. № 39 и 43 — из коллекции С. С. Смирнова по Мало-Быстринскому месторождению; остальные — из коллекции автора № 4503 из месторождений Мало-Быстринского (№ 264—307 и 678—699) и Слюдянского (№ 376—384 и 620).



зом, в этих поро́дах осуществляется парагенезис шпинели с кальцитом и плагиоклазом состава 68—100% An.

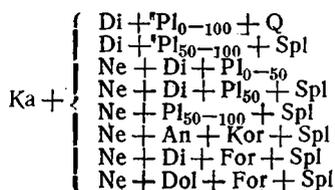
Теперь мы видим, что интересующий нас состав плагиоклаза, устойчивого в присутствии нефелина с диопсидом и шпинелью одновременно, должен содержать более 40 и менее 68% An. Состав его вместе с тем при постоянной температуре должен быть вполне определенным, так как, согласно минералогическому правилу фаз, в нашей четырехкомпонентной системе ассоциация четырех фаз (нефелин, диопсид, шпинель, плагиоклаз) является неинвариантной, т. е. составы всех минералов фиксированы. Согласно с полученными нами пределами, мы на диаграммах примем для этого плагиоклаза состав 50% An.

Таким способом составлена нами диаграмма (фиг. 7), дающая тройные парагенезисы, в которых в качестве четвертого и пятого минералов устойчивы нефелин и кальцит. Ни с какими другими минералами и ассоциациями данной системы нефелин встречаться не может. При достаточной концентрации в растворах компонентов  $SO_3$ ,  $Na_2S_2$ ,  $NaCl$  вместо плагиоклаза и нефелина или на ряду с ними появляются их заместители, именно скаполит и лазурит соответственно, которые устойчивы в тех же парагенезисах, что и заменяемые ими минералы. Скаполит при этом, согласно с данными табл. 9 и фиг. 6, всегда будет более основным, чем заменяемый им плагиоклаз.

36. Имея диаграмму парагенезисов нефелина, нам уже легко будет вывести все возможные парагенезисы плагиоклаза в нашей системе. Для этого следует сопоставить фиг. 2 и фиг. 7. В ассоциациях  $Di + For + Spl$ ,  $Dol + For + Spl$ ,  $An + Spl + Kor$  плагиоклаз, очевидно, встречаться не может, так как здесь в качестве четвертого минерала устойчив нефелин, а в разбираемой четырехкомпонентной системе, согласно минералогическому правилу фаз, одновременно не может быть устойчивым более четырех минералов. Отсюда ясно, что никакой плагиоклаз или скаполит не может находиться в данную температурную стадию в парагенезисе с форстеритом или доломитом, и таких парагенезисов, действительно, не встречено; неустойчивость плагиоклазов, за исключением анортита, с корундом была выведена уже ранее (см. фиг. 5).

Установленная на фиг. 7 неустойчивость основного плагиоклаза с диопсидом относится только к случаю наличия нефелина. При отсутствии нефелина реакция между диопсидом и основным плагиоклазом невозможна, так же как невозможна и реакция между плагиоклазом и кварцем. Поэтому в ассоциации с диопсидом и кварцем устойчивы плагиоклазы любого состава, от альбита до анортита. Наоборот, неустойчивость кислого плагиоклаза со шпинелью (в присутствии кальцита) остается в полной силе и при отсутствии нефелина (и лазурита), так как, согласно приведенному выше уравнению, нефелин является продуктом реакции взаимодействия кислого плагиоклаза со шпинелью и кальцитом и, следовательно, реакция эта может начаться и при отсутствии нефелина. Поэтому в парагенезисах с диопсидом и шпинелью возможен только основной плагиоклаз, не кислее примерно 50% An.

Эти пометки о составе плагиоклаза мы можем вписать в соответствующие треугольники диаграммы (фиг. 2). Тогда две диаграммы (фиг. 2 и фиг. 7) дадут нам полное изображение всех ассоциаций, возможных в изученной нами системе  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - Na_2O$  при избытке  $CaCO_3$ . Ассоциации эти следующие:

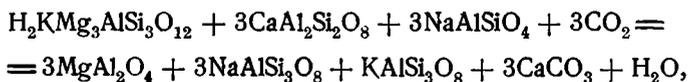


Всего, следовательно, четыре четверных парагенезиса с невариантным составом минералов и четыре тройных (с тремя минералами) с невариантным составом минералов. При наличии компонента  $\text{SO}_3$ , а также  $\text{Na}_2\text{S}_3$ ,  $\text{NaCl}$ , вместо нефелина или на ряду с ним появляется лазурит, а вместо плагиоклаза или на ряду с ним — скаполит.

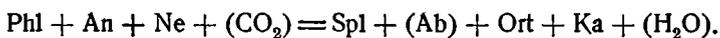
Система  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$  при избытке  $\text{CaCO}_3$

37. Одновременное присутствие калия и натрия не вызывает появления каких-либо новых минералов сверх уже встречавшихся выше. Поэтому все минералы этой системы могут быть разложены на компоненты  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{KAlSi}_3\text{O}_8(\text{Ort}) - \text{NaAlSiO}_4(\text{Ne})$ . Если мы теперь примем, что последние два компонента (Ort и Ne) находятся в избытке, то легко будет составить трехкомпонентную диаграмму всех парагенезисов нашей системы, включающих ортоклаз и нефелин. Для этого мы можем исходить из фиг. 4, которую повторяем на фиг. 8 как 8b, полагая, что на ряду с ортоклазом у нас в избытке находится также и нефелин (можно было бы исходить и из фиг. 7=8с, полагая добавочно избыточным ортоклаз). В таком случае кварц фиг. 4=8b становится неустойчив, и вместо него появляется альбит, дающий непрерывный ряд твердых растворов с анортитом. Теперь нам остается только провести на новой диаграмме (фиг. 8d) линии, показывающие устойчивость разного состава плагиоклазов с теми или другими минералами этой диаграммы, для чего мы, конечно, должны исходить из наблюдений.

Как мы видели выше, в присутствии ортоклаза диопсид неустойчив со шпинелью, вместо чего устойчив флогопит с анортитом. Теперь перед нами стоит вопрос, остается ли флогопит с анортитом устойчивым также и в присутствии нефелина (лазурита) или же в этом случае происходит их разложение с образованием шпинели и более кислого плагиоклаза, согласно реакции:



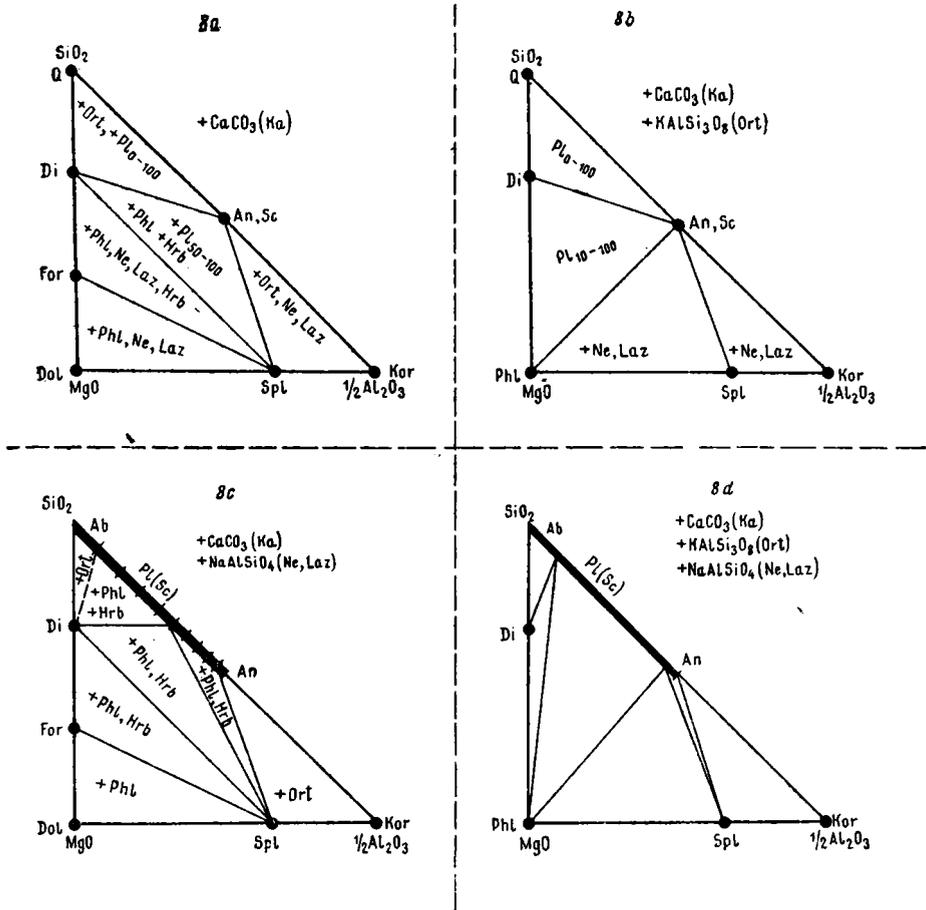
г. е.



Обращаясь к наблюдениям, видим, что флогопит в присутствии нефелина или лазурита встречался с различными плагиоклазами состава 8—16—40—82% An (табл. 10, ряды 8—17). Отсюда видно, что шпинель в присутствии ортоклаза и кальцита может быть устойчива лишь с анортитом, содержащим во всяком случае свыше 82% анортитовой молекулы. На фиг. 8d для плагиоклаза, устойчивого с флогопитом и шпинелью одновременно, показан состав 90% An.

Затем мы отмечаем, что, согласно наблюдениям, диопсид остается устойчивым в присутствии ортоклаза и нефелина одновременно (см. табл. 10, ряды 10—12 и 16). Но отсюда следует, как это видно на фиг. 8d, что флогопит в тех же условиях не может встречаться вместе с альбитом (реакция:  $\text{Phl} + \text{Ab} + \text{Ka} = \text{Di} + \text{Ne} + \text{Ort} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ). Поэтому должен существовать некоторый верхний предел для содержания альбитовой молекулы в плагиоклазе, устойчивом в присутствии флогопита. Плагиоклаз такого предельного состава должен быть устойчив в парагенезисе  $\text{Pl} + \text{Di} + \text{Phl} + \text{Ne} + \text{Ort}$ . Этот пятерной парагенезис в нашей пятикомпонентной системе является, согласно минералогическому правилу фаз, невариантным в отношении состава, т. е. состав всех минералов в этом парагенезисе, в частности и плагиоклаза, является фиксированным. И действительно, наблюдения показывают, что состав плагиоклаза в таких парагенезисах колеблется в небольших сравнительно

пределах, а именно в четырех соответствующих породах наблюдался плагиоклаз состава 5—13% An (см. табл. 10, ряд 11; определения по углу погасания  $\perp$  РМ на федоровском столике и без него,  $\varphi_0 = -8.5$ — $-13^\circ$ ). При отсутствии ортоклаза, но наличии флогопита и нефелина, состав плагиоклаза также не спускается ниже 8% (табл. 10, ряды 14 и 16). Это небольшое колебание состава может быть обусловлено, с одной стороны, отсутствием полного равновесия в этих метасоматических, весьма неоднородных породах, с другой стороны, колебанием температуры, что



Фиг. 8 а—d. Четыре диаграммы, изображающие все возможные парагенезисы пятерной системы  $\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$  при избытке кальция для высокотемпературных пород алдано-слюдянского комплекса.

должно иметь большое влияние на это равновесие, в котором участвует водный минерал — флогопит.

38. Составив диаграмму (фиг. 8d), мы легко можем вывести все парагенезисы нашей пятикомпонентной системы. На фиг. 8b (с избытком ортоклаза) мы расставим внутри фазовых треугольников символы тех натровых минералов, которые могут встречаться вместе с ортоклазом и тремя минералами данного треугольника. Именно, в парагенезисах  $\text{Phl} + \text{Spl} + \text{An} + \text{Kor} + \text{Spl} + \text{An}$  вместе с  $\text{Ort}$  возможен также и  $\text{Ne}$ , как это показано на фиг. 8d; следовательно, более кислый плагиоклаз в том же парагенезисе невозможен. С другой стороны, при отсутствии нефелина вместе с  $\text{Ort} + \text{Phl} + \text{Di}$  возможен плагиоклаз любого состава, за исключением альбита (меньше 10% An), что мы и вписываем на фиг. 8 b. Вследствие неустойчивости нефелина с кварцем очевидно, что

в ассоциации  $Di + Q + Ort$  устойчив будет любой плагиоклаз. Точно также, сопоставляя фиг. 7—8с (избыток нефелина) с фиг. 8d (избыток нефелина и ортоклаза), мы видим, что из фазовых треугольников фиг. 8 с только для треугольника  $An + Spl + Kog$  в качестве пятого минерала может быть устойчив ортоклаз (предположительно). Кроме того, ортоклаз с нефелином, согласно фиг. 8 d, устойчивы в ассоциации диопсида с альбитом (10 и меньше процентов анортита), что также показывает пунтир на фиг. 8 с. В остальных полях фиг. 8 с из содержащих калий минералов будет устойчив только флогопит.

Таким образом, нами изучены закономерности ассоциации минералов системы  $Al_2O_3 - SiO_2 - MgO - K_2O - Na_2O$  для насыщенных  $CaCO_3$  пород главной стадии метаморфизма слюдянского комплекса. Для полного изображения всех этих парагенезисов необходимо и достаточно (при принятом нами методе) четырех диаграмм — фиг. 8 a—d. Выпишем все возможные парагенезисы этой системы с максимальным числом минералов:

- |   |   |         |
|---|---|---------|
| 1. $Ka + Ne + Ort + Di + Pl_{0-10}$       | } | Фиг. 8d |
| 2. $Ka + Ne + Ort + Di + Pl_{10}$ + Phl   |   |         |
| 3. $Ka + Ne + Ort + Phl + Pl_{10-90}$     |   |         |
| 4. $Ka + Ne + Ort + Phl + Pl_{90} + Spl$  |   |         |
| 5. $Ka + Ne + Ort + Spl + Pl_{95} + Kor?$ |   |         |
| 6. $Ka + Ne + Phl + Dol + For + Spl$      | } | Фиг. 8c |
| 7. $Ka + Ne + Phl + Di + For + Spl$       |   |         |
| 8. $Ka + Ne + Phl + Di + Pl_{10-50}$      |   |         |
| 9. $Ka + Ne + Phl + Di + Pl_{50} + Spl$   |   |         |
| 10. $Ka + Ne + Phl + Spl + Pl_{50-100}$   |   |         |
| 11. $Ka + Ort + Pl_{10-100} + Di + Phl$   | } | Фиг. 8b |
| 12. $Ka + Ort + Pl_{0-100} + Di + Q$      |   |         |
| 13. $Ka + Phl + Pl_{50-100} + Di + Spl$   | } | Фиг. 8a |

Всего в этой пятерной системе возможно 13 различных парагенезисов, из них 6 с пятью минералами (не считая кальцита), имеющими non-вариантный состав, и 7 с четырьмя минералами, включающими плагиоклаз переменного состава. В силу наличия частично подвижных компонентов  $SO_3$ ,  $Na_2S_3$ ,  $NaCl$ , на ряду с плагиоклазом может присутствовать скаполит, а на ряду с нефелином или вместо него — лазурит или гаюин.

То обстоятельство, что мы при нашем анализе могли совершенно игнорировать компоненты  $H_2O$  и  $CO_2$  и при этом не встретили никаких противоречий с наблюдениями, может быть объяснено только эквипотенциальностью всех изученных пород в отношении этих компонентов.

## Б. Парагенезисы известковых метасоматических пород, бедных железом

### Общие черты

39. Рассмотрим теперь закономерности ассоциаций минералов в тех метасоматических породах, которые по своему химическому составу относятся к только что разобранным системе.

Сюда принадлежат весьма распространенные в Слюдянском районе реакционные образования, получающиеся при метасоматическом взаимодействии доломитов с полевошпатовыми породами, а именно с пегматитами, гнейсами, амфиболитами. Для такого взаимодействия необходимо было присутствие постмагматических растворов, но причиной этого взаимодействия является химическая неравновесность доломита с полевыми шпатами, кварцем, скаполитом, как это видно из приведенных выше диа-

грамм. Поэтому уже при простом метаморфизме доломит должен отделяться от полевошпатовых пород реакционной зоной, которая, действительно, всегда наблюдается, хотя обычно мало заметна по своей малой мощности (несколько миллиметров). Ширина этой реакционной зоны становится тем больше, чем крупнее величина зерна метаморфических пород в этом месте. В отдельных участках ширина зоны взаимодействия достигает нескольких метров, особенно при наличии трещин, вдоль которых метасоматоз развивается особенно интенсивно. Величина зерна в таких случаях всегда весьма велика, до нескольких сантиметров, а в метасоматических жилах даже до метра (флогопит, скаполит). С такого рода метасоматическим взаимодействием доломитов связано образование флогопитовых, лазуритовых, главколитовых и шпинелевых месторождений южного Прибайкалья. Монографическое описание всех этих метасоматических явлений подготавливается мной к печати. Это позволяет мне дать здесь лишь краткий обзор результатов петрографического исследования, необходимый для выяснения некоторых закономерностей ассоциации минералов в метасоматических породах.

Исследование прежде всего показало, что нет никаких оснований относить образование флогопитовых, лазуритовых и других метасоматических месторождений к иной температурной стадии, чем основная стадия метаморфизма всего комплекса, так как в обоих случаях мы встречаем одни и те же минералы, и выведенные нами выше закономерности ассоциации минералов строго соблюдаются и в метасоматических породах, с тем только, что здесь к этим закономерностям прибавляются еще новые ограничения. Существенно отметить, что рассматриваемые метасоматические явления с образованием флогопитовых, лазуритовых, главколитовых и шпинелевых месторождений все происходили после кристаллизации пегматитов, что доказывается отчетливыми структурами и текстурами замещения пегматитов, например замещением последних вдоль сети трещин.

Изучая ассоциации минералов указанных метасоматических пород, мы замечаем, что в них в виде примеси или существенной составной части всегда присутствует кальцит. Насыщение кальцием является самым первым этапом метасоматического процесса, проявляющимся наиболее широко, даже в тех зонах, где содержание более инертных компонентов (магнезия, кремнезем и пр.) не испытывает изменения (примером таких процессов насыщения кальцием является широко распространенный процесс скаполитизации). Импрегнация замещаемых силикатовых пород кальцитом связана со значительной подвижностью кальция, который здесь играет роль «избыточного вполне подвижного компонента», отлагающегося всюду, где давление оказывается пониженным; перемещение этого подвижного компонента может вызываться, следовательно, различием механического давления в разных точках метасоматической зоны.

40. Замечательной закономерностью всех наших метасоматических пород является то, что, за исключением кальцита и некоторых акцессорных минералов, каковы пирит, сфен или рутил, циркон, число минералов, слагающих эти породы, не превосходит трех. Там, где замещение идет правильными зонами, как это в большинстве случаев и бывает, каждая зона сложена двумя или даже одним минералом (например диопсид-скаполитовая зона, диопсид-лазуритовая, главколитовая, флогопитовая и т. д.), но в стыках соседних зон и в этом случае встречаем по три минерала одновременно. Это показывает, что при метасоматозе не более трех из главных компонентов породы вели себя инертным образом, а остальные были вполне подвижными. Этими тремя наиболее инертными компонентами являются  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $MgO$ . Действительно, в каждом данном месторождении или в части месторождения минералогические и химические составы всех метасоматических пород могут быть

представлены как однозначная функция соотношения этих трех компонентов, тогда как само это соотношение может меняться произвольным образом. Поэтому для каждого месторождения (или его части) все возможные парагенезисы могут быть представлены на трехкомпонентной диаграмме  $\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO}$ ; примеры приведены далее.

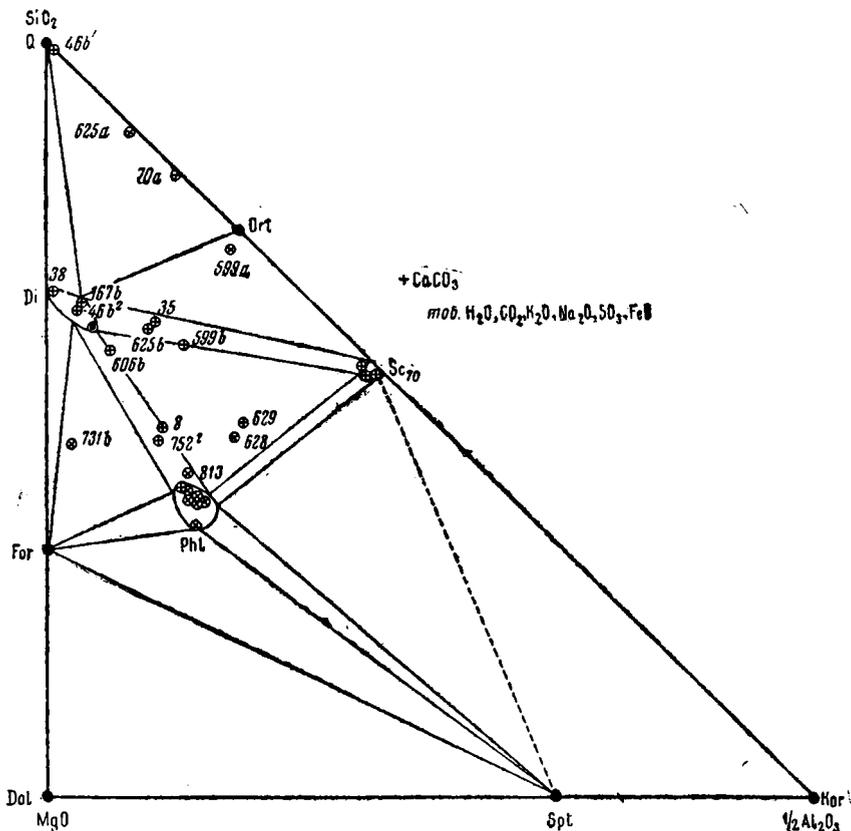
Производя анализ поведения остальных компонентов, мы среди них можем выделить несколько инертных, которые входят в состав упомянутых акцессорных минералов (сюда относятся  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$ , S), ряд компонентов-примесей ( $\text{MnO}$ ) и ряд вполне подвижных компонентов ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , F, Cl, Fe, O). Последние между собой различаются степенью подвижности, а потому и степенью постоянства потенциала.  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  обладают потенциалом, постоянным для всех метаморфических, а следовательно подавно и метасоматических процессов данной температурной стадии. Постоянен потенциал и избыточного, вполне подвижного компонента  $\text{CaO}$ , присутствующего в виде кальцита. С другой стороны, потенциалы компонентов  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в разных месторождениях, безусловно, различны. Это обнаруживается тем, что для одного и того же состава относительно виртуальных компонентов  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  содержание щелочей в разных месторождениях может быть различным, т. е. различен и тип диаграмм «состав — парагенезис», характеризующий эти месторождения. Различие в потенциале (концентрации) щелочей и создает различие в типе месторождений, а именно: взаимодействие одной и той же пары пород — доломита с пегматитом — в зависимости от концентрации щелочей в вызывающих взаимодействие постмагматических растворах создает либо флогопитовые, либо лазуритовые и прочие месторождения, систематику которых по щелочности растворов мы рассмотрим далее (50—54).

Наименее постоянен потенциал железа, высота которого зависит от содержания железа в замещаемых, а отчасти и в прилежащих породах. Если доломит взаимодействует только с пегматитом, то в образующихся метасоматических породах содержание железа бывает незначительным (вплоть до почти полного отсутствия), так что образуются почти исключительно лишь рассмотренные выше минералы, в которых железо играет роль компонента-примеси. Если же замещаются богатые железом породы, как, например, пироксеновые параамфиболиты, то образуются богатые железом метасоматические породы, нередко содержащие роговую обманку, парагенезисы которой нами пока рассмотрены не были. В таких месторождениях ассоциации, соответствующие высокому (с роговой обманкой) и низкому (без нее) потенциалу железа, могут осуществляться в очень близком соседстве, как мы это видим в флогопитовых месторождениях, для которых потенциалы калия и натрия обладают удивительным постоянством. Поэтому для каждого типа месторождений следует давать две диаграммы: для низкого потенциала железа (без роговой обманки) и для потенциала, достаточно высокого для образования роговой обманки. Последние мы рассмотрим лишь далее, при изучении роли железа. Наконец, будет рассмотрена и роль бария (который ведет себя как инертный компонент, с подвижностью, несколько меньшей чем у магния).

### Случай нормального потенциала щелочей

41. Метасоматические процессы достигают наиболее мощного развития (по объему подвергшихся замещению пород) в флогопитовых месторождениях, и именно в этом типе наиболее строго выдерживается постоянство потенциала щелочей как для каждого месторождения в отдельности, так и для всех промышленных месторождений в целом. Фиг. 9 дает диаграмму состав — парагенезис для пород этих месторождений с не слишком высоким потенциалом железа. На эту диаграмму нанесены все доступные мне химические анализы метасоматических по-

род и минералов флогопитовых месторождений, для которых отношение атомных количеств Fe к сумме  $Mg + Fe + Al + Si$  не превосходит 4%. Анализированные породы происходят главным образом из первого, второго и третьего рудников у гор. Слюдянки. Анализы пересчитаны на молекулярные количества компонентов:  $(SiO_2 + TiO_2)$ ,  $(MgO + FeO + \frac{1}{2}Fe_2O_3)$  и  $\frac{1}{2}Al_2O_3$  и нанесены обычным для барицентрических диаграмм способом. На основании расположения этих точек анализов диаграмма разбита на фазовые поля одно-, двух- и трехминеральных парагенезисов, так что минералогический состав всех анализируемых пород



Фиг. 9. Соотношение между химическим и минералогическим составами в метасоматических породах флогопитовых месторождений (нормальная для алдано-слюдянского комплекса концентрация щелочей, поле А-4, фиг. 12). Цифры — номера химических анализов из колл. № 4503.

в точности отвечает расположению соответствующих точек их анализов на диаграмме. Кроме анализов, в основе этой диаграммы лежит также большое количество наблюдений над парагенезисами метасоматических пород флогопитовых месторождений.

Рассмотрение самого хода замещения не входит в тему настоящего труда, и мы кратко опишем это замещение лишь для наглядности. Пусть у нас пегматит в контакте с доломитом подвергается воздействию постагматических растворов с данной концентрацией щелочей. Прежде всего мы видим, что на нашей диаграмме (фиг. 9) плагиоклаз совершенно отсутствует, т. е. в присутствии этих постагматических растворов он неустойчив. Составы плагиоклазов на нашей диаграмме лежат между точками ортоклаза и скаполита. Поэтому в случае наличия кварца плагиоклаз пегматита должен замещаться ортоклазом или микроклином, что и наблюдается в пегматитах, особенно около флогопитовых жил.

Далее мы видим, что ни кварц, ни ортоклаз не устойчивы вместе с доломитом, а потому между ними должен возникнуть ряд реакционных зон, из которых каждые две соседние будут находиться между собой в химическом равновесии. Зоны эти во флогопитовых месторождениях следующие: I — пегматит (микроклин, кварц, диопсид); II — измененный пегматит (мироклин, диопсид, кальцит); III — диопсид-скаполитовая поперечноволокнистая зона; IV — флогопит-диопсидовая; V — диопсидовая порода; VI — форстеритовый кальцифир, примесь флогопита и шпинели; VII — доломит. Зоны II—IV замещают пегматит, а V и VI — доломит.

42. Закономерности диаграммы (фиг. 9) настолько часто осуществляются в породах алдано-слюдянского комплекса, что приходится считать соответствующую этой диаграмме концентрацию щелочей нормальной для постмагматических растворов. Действительно, помимо промышленных флогопитовых месторождений, те же самые закономерности ассоциации осуществляются в большинстве случаев взаимодействия доломитов с гранитами и пегматитами. Более того, даже в тех кальцифирах и мраморах, которые являются уже нормальными метаморфическими образованиями, парагенезисы минералов преимущественно соответствуют этой же диаграмме, т. е. шпинель лишь очень редко встречается вместе с диопсидом, плагиоклаз в мраморах более редок, чем калиевый полевой шпат, и т. д.

Такое приближение к эквипотенциальности, конечно, возможно лишь в силу частичной подвижности щелочей при более интенсивном метаморфизме; ведь и самый метасоматоз взаимодействия есть более интенсивное проявление обычных метаморфических процессов, происходя, повидимому, в зонах большего насыщения пород постмагматическими растворами.

Помимо Слюдянского района, те же закономерности ассоциации минералов наблюдаются и для флогопитовых месторождений Кыренского района (Тункинская долина) и Алданской плиты и, наконец, даже для канадских месторождений флогопита. Эти последние месторождения подчинены архейской метаморфической свите Гренвилл, для которой я уже отмечал одинаковость парагенетических соотношений минералов с нашим алдано-слюдянским комплексом и указывал на принадлежность обоих к одной и той же фации глубинности (Коржинский, 1936<sup>1,2</sup>, 1940 и др.). Кроме общего сходства флогопитовых месторождений Слюдянки и Канады, отмеченного еще С. С. Смирновым (1928), укажем на такую специальную черту, как отсутствие в метасоматических и жильных породах флогопитовых месторождений Канады плагиоклаза при обилии микроклина (Landes, 1938) и отсутствие в диопсидсодержащих породах шпинели (Schmidt, 1912, 298), как это соответствует фиг. 9.

43. Как в флогопитовых, так и в лазуритовых и других месторождениях в тех случаях, когда метасоматический процесс происходил наименее интенсивно (участки с наиболее узкой зоной замещения, например менее 5 см), иногда наблюдается отклонение от полной подвижности щелочей. В таких случаях число одновременно присутствующих минералов возрастает на один или два за счет понижения или повышения потенциала калия и натрия, которые не успевают диффундировать у места реакции достаточно быстро. В флогопитовых месторождениях такие случаи очень редки и отмечаются, например, появлением в переходных зонах плагиоклаза, нормально неустойчивого; в одном таком случае встречается даже шпинель с диопсидом.

Гораздо чаще наблюдаются отклонения от закономерностей диаграммы (фиг. 9), обусловленные наличием компонентов, не принятых нами пока во внимание. Именно, повышенная концентрация железа вызывает образование паргасита или роговой обманки, что наблюдалось

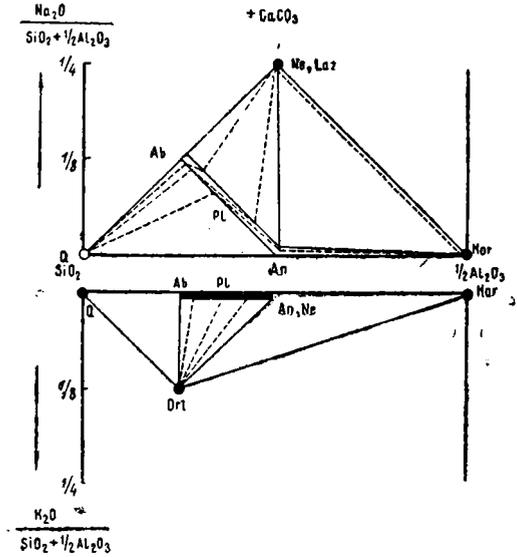
лишь в флогопитовых месторождениях среди амфиболитов, т. е. среди пород, богатых железом. Еще более обычен случай, когда в кальцит-флогопитовой жиле появляется бариевый ортоклаз, тогда как нормальный ортоклаз в ассоциации с флогопитом здесь неустойчив.

Соотношения между полевыми шпатами и нефелином в зависимости от концентрации щелочей

44. Прежде чем приводить диаграммы для менее обычных случаев метасоматоза, нужно выработать какой-то порядок их классификации. Естественно располагать эти эквипотенциальные диаграммы по возрастающим потенциалам калия и натрия. Поэтому мы прежде всего посмотрим, как должны изменяться парагенезисы с изменением концентрации щелочей в растворах.

На фиг. 10 даны две диаграммы «состав — парагенезис», именно сверху для системы  $\text{SiO}_2 - \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$  при избытке  $\text{CaCO}_3$ ,

а внизу для системы  $\text{SiO}_2 - \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ , причем точки чистых компонентов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  удалены в бесконечность, вверх и вниз соответственно; сбоку дан масштаб для отложения величины отношения  $\text{Na}_2\text{O}$  или  $\text{K}_2\text{O}$  к  $(\text{SiO}_2 + \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3)$ . На эти диаграммы нанесены составы минералов этой системы — кварца, плагиоклаза, корунда, нефелина и ортоклаза, — причем состав плагиоклаза и нефелина спроектирован также на нижнюю диаграмму. Сплошными линиями показаны границы фазовых полей, а пунктирными — эквипотенциальные для натрия и калия линии. Взяв любой состав относительно  $\text{SiO}_2$  и  $\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3$ , мы с повышением потенциала натрия при постоянной температуре должны иметь ассоциацию минералов, все более богатую натрием. Так, если при низком потенциале натрия устойчив кварц с анортитом, то при повышении потенциала натрия кварц будет ассоциироваться со все более кислым плагиоклазом, вплоть до альбита. В свою очередь основной плагиоклаз с повышением потенциала натрия замещается нефелином со все более кислым плагиоклазом, вплоть до альбита. При нормальном потенциале натрия, когда нефелин еще неустойчив, в ассоциации с кварцем и кальцитом встречаются уже довольно кислые плагиоклазы, до олигоклазов включительно. Существование еще более кислых плагиоклазов (олигоклаз-альбиты) в присутствии кальцита становится возможным лишь при еще более высоком потенциале натрия, когда при недостатке кремнезема становится возможным уже нефелин. Но этот нефелин, как показывают наблюдения над нашими породами, иногда ассоциируется с очень основными плагиоклазами, содержащими, например, до 82%  $\text{An}$  (см. табл. 9, ряд 12). Поэтому эквипотенциальная линия для наиболее низкого потенциала натрия из тех, при которых еще возможен нефелин, должна идти от кварца к кислому олигоклазу, оттуда до битовнита, затем до нефелина и потом к корунду. Следовательно, при отнятии кремнезема в этих условиях («десиликация»)



Фиг. 10. Эквипотенциальные линии для окиси калия и натрия в системе  $\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$  (вверху) и  $\text{SiO}_2 - \frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$  (внизу).

Так, если при низком потенциале натрия устойчив кварц с анортитом, то при повышении потенциала натрия кварц будет ассоциироваться со все более кислым плагиоклазом, вплоть до альбита. В свою очередь основной плагиоклаз с повышением потенциала натрия замещается нефелином со все более кислым плагиоклазом, вплоть до альбита. При нормальном потенциале натрия, когда нефелин еще неустойчив, в ассоциации с кварцем и кальцитом встречаются уже довольно кислые плагиоклазы, до олигоклазов включительно. Существование еще более кислых плагиоклазов (олигоклаз-альбиты) в присутствии кальцита становится возможным лишь при еще более высоком потенциале натрия, когда при недостатке кремнезема становится возможным уже нефелин. Но этот нефелин, как показывают наблюдения над нашими породами, иногда ассоциируется с очень основными плагиоклазами, содержащими, например, до 82%  $\text{An}$  (см. табл. 9, ряд 12). Поэтому эквипотенциальная линия для наиболее низкого потенциала натрия из тех, при которых еще возможен нефелин, должна идти от кварца к кислому олигоклазу, оттуда до битовнита, затем до нефелина и потом к корунду. Следовательно, при отнятии кремнезема в этих условиях («десиликация»)

олигоклаз должен замещаться все более основным плагиоклазом вплоть до битовнита, который будет замещаться нефелином (или, при наличии подвижных  $\text{SO}_3$ , S и т. д., лазуритом), а затем корундом. Если десиликация протекает при более высоком потенциале натрия, то нефелином будет замещаться уже более кислый плагиоклаз.

Во всех исследованных случаях потенциал калия в метасоматических породах южного Прибайкалья не спускается ниже того, что нужно для устойчивости (в присутствии кальцита) калиевого полевого шпата. Следовательно, во всех наших кальцитсодержащих метасоматических породах в присутствии кварца плагиоклаз неустойчив, замещаясь калиевым полевым шпатом. Как это видно из нижней части диаграммы (фиг. 10), при данной величине потенциала натрия возрастание потенциала калия должно вести и при отсутствии кварца к замещению кислого плагиоклаза ассоциацией ортоклаза со все более основным плагиоклазом (так как при этом эквипотенциальные линии передвигаются в сторону возрастающего содержания  $\text{K}_2\text{O}$ ). При таком замещении натрий, конечно, вытесняется, и потому повышение его потенциала может воспрепятствовать этому замещению.

При крайне высоком потенциале и калия, и натрия одновременно плагиоклазы становятся вовсе неустойчивы, замещаясь ассоциацией нефелин + ортоклаз (тут можно рассуждать так: при достаточно высоком потенциале натрия все плагиоклазы заместятся ассоциацией нефелин + альбит, альбит же при достаточно высоком потенциале калия может замениться ортоклазом, что имеет место во всех наших метасоматических породах).

Таким образом, по наблюдаемым парагенезисам легко судить о высоте потенциала натрия в любой кальцитсодержащей породе (не только метасоматической). Именно, в ассоциации кварц + плагиоклаз + кальцит потенциал натрия тем выше, чем кислее плагиоклаз. Появление здесь (в высокотемпературных условиях) альбита указывает на щелочной характер породы. В ассоциации нефелин + плагиоклаз + кальцит потенциал натрия также тем выше, чем кислее плагиоклаз. Существование анортита возможно лишь при низком потенциале натрия (нефелин неустойчив).

Труднее судить о потенциале калия. При данном потенциале натрия потенциал калия тем выше, чем с более основным плагиоклазом ассоциирует ортоклаз; при достаточно высоком потенциале калия он будет ассоциировать с нефелином, а при низком потенциале натрия и высоким калия — с анортитом.

### Построение диаграммы концентрации щелочей

45. На диаграмме (фиг. 11) нанесены все минералы изученной нами выше системы с пятью виртуальными компонентами  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ , данные в проекции на треугольник из первых трех компонентов. Ассоциации по пяти минералов этой системы одновременно (помимо избыточного кальцита) наблюдаются в метаморфических породах, где все эти компоненты ведут себя инертным образом. При метасоматических процессах, как мы видели, щелочи ведут себя вполне подвижным образом и поэтому одновременно устойчивы в метасоматических породах не более трех минералов нашей системы. Это связано с тем, что осуществляющие метасоматоз растворы имеют некоторую произвольную концентрацию щелочей, различную для разных месторождений. Поэтому парагенезисы каждого месторождения могут быть охарактеризованы определенной трехкомпонентной диаграммой, эквипотенциальной в отношении  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , как это было показано для метасоматических образований флогопитовых месторождений.

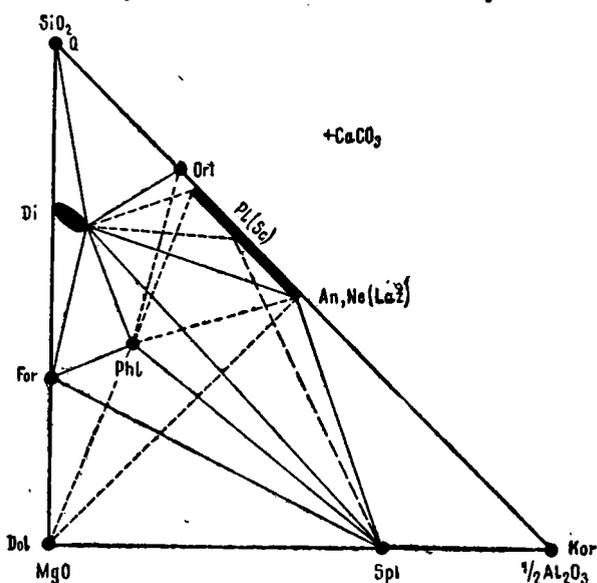
Чтобы вывести все возможные типы таких эквипотенциальных диа-

грамм для бедных железом и насыщенных кальцием пород слюдянского комплекса, построим диаграмму концентраций щелочей (фиг. 12). Ординатой здесь служит концентрация калия, а абсциссой — концентрация натрия в растворах, вызывающих метасоматоз; масштаб, конечно, совершенно произволен, так как у нас нет данных для суждения об абсолютных величинах этих концентраций.

Как мы видели при перечислении всех возможных ассоциаций в изученной системе (38), в ней возможно шесть пятиминеральных (помимо кальцита) парагенезисов (как, например, парагенезис  $Ne + Phl + Di + Pl_{50} + Spl$ ). Такие парагенезисы с максимальным числом минералов инвариантны в отношении состава и могут быть устойчивы лишь при вполне определенной (фиксированной) величине концентрации раствора в отношении щелочей. Поэтому каждому из этих шести пятиминеральных парагенезисов на фиг. 12 соответствует по одной точке. С отступлением

от концентрации щелочей, соответствующей какой-либо из этих точек, должен исчезнуть по крайней мере один из пяти минералов. С исчезновением одного из минералов появляется одна степень свободы в отношении состава, т. е. условие существования четырехминерального парагенезиса должно выражаться моновариантным элементом — линией. В общем случае из каждой инвариантной точки должно исходить по пяти таких линий, соответственно с возможностью исчезновения каждого из пяти минералов. Эти моновариантные линии ограничивают дивариантные поля с произвольной концентрацией щелочей, с устойчивостью не более трех минералов одновременно. Переход от одного поля к другому, через разделяющую их моновариантную границу сопровождается определенной реакцией. Например, в поле A-3 (фиг. 12) устойчива ассоциация  $Di + Spl$ , а в соседнем поле A-4 диопсид со шпинелью неустойчивы и они должны реагировать с образованием флогопита и плагиоклаза ( $Spl + Di = Phl + Pl$ ). Все четыре упомянутых минерала устойчивы одновременно лишь при концентрациях, отвечающих линии границы этих двух полей.

46. Покажем, как может быть построен пучок этих моновариантных линий. Остановимся для примера на инвариантной точке, соответствующей пятерному парагенезису  $Di + Spl + Phl + Ne + Pl_{50}$  (возможность которого вытекает из фиг. 8с). Эту первую точку мы можем расположить на нашей диаграмме произвольно, но остальные точки тогда не будут обладать таким произвольным расположением (на фиг. 12 эта точка окружена полями B-3, B-4, C-4, C-3, D-4). Из этой точки должны исходить пять моновариантных кривых четырехминеральных парагенезисов с последовательно отсутствующим  $Di, Spl, Phl, Ne, Pl$ . Равновесия, соответствующие этим пяти кривым, могут быть написаны следующим образом, причем здесь же укажем молекулярные количества



Фиг. 11. Система  $\frac{1}{2} Al_2O_3 - SiO_2 - MgO$  с проекцией минералов, содержащих щелочи; в избытке  $CaCO_3$ .

$K_2O$  и  $Na_2O$ , участвующие в реакции на 100 мол. частей ( $\frac{1}{2}Al_2O_3 + SiO_2 + MgO$ ):

1.  $Pl_{50} + Spl + 1.0 K_2O + 15.7 Na_2O = Ne + Phl$
2.  $Pl_{50} + Phl + 10.1 Na_2O = Di + Ne + 1.8 K_2O$
3.  $Pl_{50} + Spl + nNa_2O = Di + Ne$
4.  $Pl_{50} + Phl = Di + Spl + 4.4 K_2O + 1.7 Na_2O$
5.  $Ne + Phl = Di + Spl + 4.4 K_2O + 6.7 Na_2O$

Количества участвующих в каждой реакции  $K_2O$  и  $Na_2O$  могут быть получены алгебраически или же графически, если мы построим достаточно крупных размеров диаграмму типа фиг. 11, с проекцией всех участвующих в реакции минералов в треугольнике  $\frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2 - MgO$ . Содержание  $K_2O$  и  $Na_2O$  может быть изображено при этом в виде векторов, длина которых должна соответствовать величине молекулярного отношения  $K_2O$  и  $Na_2O$  к сумме  $[\frac{1}{2}Al_2O_3 + SiO_2 + (Mg, Fe)O]$  по данным химического анализа. Состав флогопита и диопсида был при построении диаграммы (фиг. 12) взят из реальных анализов минералов флогопитовых месторождений, а именно после пересчета (в молекулярных количествах):

$(Si, Ti)O_2$	$\frac{1}{2} Al_2O_3$	$(Mg, Fe)O$	$K_2O$	$Na_2O$
Phl 40.6	16.9	42.5	6.1	0
Di 64.4	5.5	30.1	0	0

Для остальных минералов взяты идеальные составы по обычным формулам.

Приведенные выше уравнения реакций дают возможность составить уравнения кривых их равновесия на нашей диаграмме. Действительно, если мы имеем реакцию:



(где  $k$  и  $n$  могут иметь и отрицательную величину), то на основании закона действия масс, обозначая концентрацию  $K_2O$  буквой  $y$ , а концентрацию  $Na_2O$  буквой  $x$ , мы получаем:

$$y^k \cdot x^n = \text{Const.}; \quad y = \text{Const.} \cdot x^{+\frac{n}{k}}.$$

Это уравнение дает зависимость между ординатой  $y$  и абсциссой  $x$  точек кривой на нашей диаграмме. По этому уравнению и исходя из выбранной нами неинвариантной точки, мы легко можем построить нужную кривую. Эта кривая (ее касательная) делает с осью  $x$  (т. е. осью концентраций  $Na_2O$ ) угол  $\alpha$ , для которого:

$$\text{tg } \alpha = \frac{dy}{dx} = + \frac{n}{k} \cdot \frac{y}{x}.$$

На основании этих уравнений мы проведем пять пересекающихся в одной точке кривых. В стороне от каждой из этих кривых будет устойчива ассоциация лишь одной части соответствующего уравнения реакции. Определить, в какую сторону идет реакция при пересечении кривой, нетрудно, если пользоваться расширенным принципом ле-Шателье: возрастание концентрации  $K_2O$  должно способствовать реакции с поглощением  $K_2O$ , и наоборот; то же и для натрия. Напишем теперь около каждой моновариантной кривой соответствующую формулу реакции так, чтобы каждая половина уравнения расположилась в том поле, в котором устойчива ассоциация этой половины. После этого можно будет различить реальные и мнимые части проведенных кривых реакций, так как мнимые части проходят в области, в которой реагирующие ассоциации неустойчивы в отношении другой возможной реакции, даваемой другими



кривыми того же пучка (каждая кривая реакции реальна только в одну сторону от неинвариантной точки).

Приведенный метод достаточен для построения пучков кривых у неинвариантных точек. Однако построение упрощается, если пользоваться некоторыми остроумными приемами, выработанными преимущественно Шрейнмакерсом (Schreinemakers, 1915—1925) для построения аналогичных пучков на диаграммах «температура — давление» (систематическое изложение этих приемов, но без выводов, дано в труде Niggli, 1937). В нашем случае без этих приемов можно обойтись потому, что легко получаются уравнения моновариантных кривых. Существенно все же отметить, что упомянутые методы, предложенные для составления диаграммы «температура — давление», оказались вполне применимыми и для составления концентрационных диаграмм и были использованы автором, хотя исключительно лишь для общей ориентировки и контроля.

47. Для исследования возможного вида моновариантных кривых на нашей диаграмме концентраций обратимся к общему их уравнению:

$$y = x^{\frac{n}{k}} \cdot \text{Const},$$

где  $k$  и  $n$  могут быть любыми числами, положительными или отрицательными. При  $n = 0$  имеет  $y = \text{Const}$ , т. е. кривая параллельна оси  $x$ , что имеет место для всех реакций, в которых участвует только калий, но не натрий. При  $k = 0$  имеет  $x = \text{Const}$ , т. е. кривая заменяется прямой, параллельной оси  $y$  (калий в реакции не участвует). При  $n = k$  имеем  $y = x \cdot \text{Const}$ , т. е. уравнение прямой, проходящей через точку начала координат.

При любой положительной величине отношения  $\frac{k}{n}$  имеем кривую параболического вида, проходящую через точку начала координат; при этом если  $\frac{n}{k} > 1$ , то выпуклость направлена в сторону оси  $x$  при  $\frac{n}{k} < 1$  — в сторону оси  $y$ . При  $\frac{n}{k}$  отрицательном имеем кривую гиперболического типа.

Построение кривых равновесия осложняется для тех реакций, в которых участвует плагиоклаз, так как состав его меняется вдоль кривой, а вместе с тем меняются и участвующие в реакции количества щелочей, а следовательно и вид уравнения кривой. Поэтому одна и та же кривая у двух неинвариантных точек может иметь различные уравнения. Особенно резко это выражено для гиперболической кривой  $\text{Pl} = \text{Ort} + \text{Ne}$  (между полями C-6 и C-7 фиг. 12).

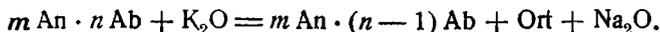
48. Построив один пучок моновариантных кривых, мы на его ветвях располагаем другие неинвариантные точки.

Выведенные нами ранее парагенетические соотношения для случая, когда все компоненты вели себя инертным образом, т. е. для случая «закрытой» системы, изображаемые фиг. 8 a—d, дают нам число и характер неинвариантных точек (пучков) и взаимное расположение каждой двух, соединенных общей моновариантной кривой. Но расстояния их друг от друга, а следовательно и ряд черт конфигурации всей фиг. 12 не могут быть выведены из одних диаграмм фиг. 8 a—d, и для правильного их расположения должны быть приняты во внимание эмпирически выведенные эквипотенциальные диаграммы метасоматических месторождений, что и сделано при составлении фиг. 12. Громадное значение имеет тот факт, что основные черты конфигурации на фиг. 12 все же вытекают уже из изучения одних ассоциаций закрытой в отношении щелочей системы фиг. 8a—d. Закономерности ассоциации этой закрытой системы определяют те закономерности ассоциаций, которые

обнаруживаются при условии подвижности части компонентов и которые зависят от расположения эквипотенциальных в отношении щелочей поверхностей системы.

49. Кроме моновариантных кривых, принадлежащих шести пучкам, т. е. исходящих из шести невариантных точек, на диаграмме проведена еще одна моновариантная линия, а именно для реакции:  $Ab + K_2O = Ort + Na_2O$ , с уравнением  $y = Const \cdot x$ . Она имеет вид прямой, проходящей через начало координат; существование ортоклаза возможно лишь выше этой прямой.

Такая же реакция может протекать и в присутствии анортитовой молекулы; формула реакции здесь та же самая, только альбитовая молекула, превращаемая в ортоклаз, отщепляется здесь от плагиоклаза:



Уравнение кривой равновесия для этих реакций имеет попрежнему вид  $y = Const \cdot x$ , только константа имеет особую величину для каждого состава плагиоклаза, возрастающую с увеличением основности плагиоклаза. Последнее основано на том, что при равной концентрации натрия и при возрастающей концентрации (или потенциале) калия ортоклаз ассоциирует со все более основным плагиоклазом, как мы это выводили выше из фиг. 10. На фиг. 12 проведены пунктиром такие линии равновесия для ассоциаций  $Ort + Pl$  при составе плагиоклаза в 95, 50 и 10% Ап.

Кроме того, могут быть проведены линии равновесия для ассоциаций нефелина с определенным плагиоклазом. Поскольку мы видели, что состав плагиоклаза в такой ассоциации зависит исключительно от концентрации (потенциала) натрия, эти линии равновесия будут, очевидно, прямыми, параллельными оси  $y$ . Для проведения этих двух родов прямых (для  $Pl_n + Ort$  и  $Pl_m + Ne$ ) на нашей диаграмме, с одной стороны, использованы невариантные точки, для которых известен состав плагиоклаза, устойчивого в присутствии ортоклаза или нефелина, и, с другой стороны, может быть использовано то свойство, что линии равновесия  $Ort + Pl_n$  и  $Ne + Pl_n$  для плагиоклаза данного состава должны пересекаться в точке, принадлежащей кривой  $Pl = Ort + Ne$ . Таким образом, если точка находится на пересечении двух линий  $Ort + Pl_n$  и  $Ne + Pl_m$ , то в этой точке диаграммы устойчив плагиоклаз не кислее  $Pl_n$  и не основнее  $Pl_m$ , т. е. устойчивы плагиоклазы с содержанием от  $n$  до  $m$  мол.% анортита.

Вопрос осложняется, однако, наличием других компонентов. Так, скаполит имеет всегда более основной состав, чем тот плагиоклаз, место которого в парагенезисе занято скаполитом. Замещение нефелина лазуритом, быть может, влияет на предельный состав плагиоклаза. Вообще, в силу недостаточности наблюдений, фиг. 12 в отношении составов плагиоклаза дает только первую ориентировку; на вопросе этом мы остановились главным образом в виду его крупного методологического значения, так как здесь имеется принципиальная возможность различать концентрацию щелочей даже в пределах одного парагенетического поля.

При произвольной концентрации калия и натрия в растворе минералогический состав будет определяться во взятой системе соотношением между тремя компонентами:  $Al_2O_3 - SiO_2 - MgO$ .

Поэтому для каждого парагенетического поля, ограниченного кривыми моновариантных реакций, может быть дана диаграмма парагенезисов как функции только этих трех компонентов, что и сделано на фиг. 12. Эти диаграммы весьма наглядно показывают, какими превращениями сопровождается переход от одного поля к другому через разделяющую их кривую равновесия.

## Обзор всех типов парагенезисов в метасоматических известковых породах (бедных железом) на основе диаграммы концентрации щелочей

50. Полученная нами диаграмма (фиг. 12) является основой для классификации всех действительно наблюдавшихся и возможных типов парагенезисов в известковых породах в условиях метасоматоза, т. е. при подвижном поведении щелочей. С этой целью мы перенумеруем все парагенетические поля диаграммы цифрами с буквой от А до Е будут соответствовать возрастающей концентрации натрия, а цифры от 1 до 8 — возрастающей концентрации калия. Перед теми номерами, которые соответствуют типам парагенезисов, наблюдавшимся в изученном мной материале по южному Прибайкалью, поставлен крестик в кружке. Остальные типы парагенезисов наблюдениями не подтверждены.

Распределение на диаграмме осуществленных в месторождениях южного Прибайкалья парагенетических полей обнаруживает важную закономерность: концентрация щелочей в растворах меняется в весьма сильной степени, но при этом отношение концентраций щелочей  $C_{K_2O} : C_{Na_2O}$  меняется не в слишком широких пределах. В силу этого все реальные парагенетические поля укладываются на фиг. 12 в некотором углу между двумя лучами, исходящими из начала координат. Эти лучи примерно соответствуют линиям равновесия  $Ort + Pl_{50}$  и  $Ort + Pl_8$ ; действительно, плагиоклазы более основные, чем  $Pl_{50}$ , или более кислые, чем  $Pl_8$ , в присутствии ортоклаза не были встречены. Случаев, когда при высокой концентрации калия концентрация натрия была бы низка или наоборот, в изученном материале не наблюдалось, поскольку ни разу не были встречены ассоциации, характерные для краевых парагенетических полей диаграммы (фиг. 12), а именно отсутствуют парагенезисы полей А-1, 6, 7, 8; С-1, 2, 8; D-1, 2; E-1, 2. А между тем суммарная концентрация щелочей меняется в очень широких пределах — от почти нулевой (ассоциация  $Di + Spl + An$ ) до весьма высокой (ассоциация  $Di + Ne + Ort$ ). Характерно, что ассоциация флогопита с нормальным (небариевым) ортоклазом, требующая высокой концентрации калия, была встречена лишь в лазуритовых месторождениях, где высока также концентрация натрия.

Не было обнаружено также парагенезисов ряда В-1—6. Для этого ряда характерна ассоциация  $Pl + Spl + Ne$ . При построении это поле получается очень узким в силу крайне крутого наклона ограничивающих его сверху кривых реакций  $Pl_{50-90} + Spl = Ne + Phl$  ( $tg \alpha$  меняется от  $-16$  до  $-93 \frac{y}{x}$ ) и  $Pl_{90-95} = Ort + Ne$  ( $tg \alpha$  до  $-39 \frac{y}{x}$ ). Малые размеры этого поля концентраций и обусловили, очевидно, случайное отсутствие соответствующих ассоциаций.

В силу указанной одновременности в возрастании концентрации щелочей мы можем классифицировать типы парагенезисов по возрастающей общей щелочности раствора, хотя, конечно, в каждой группе соотношение щелочей может несколько меняться.

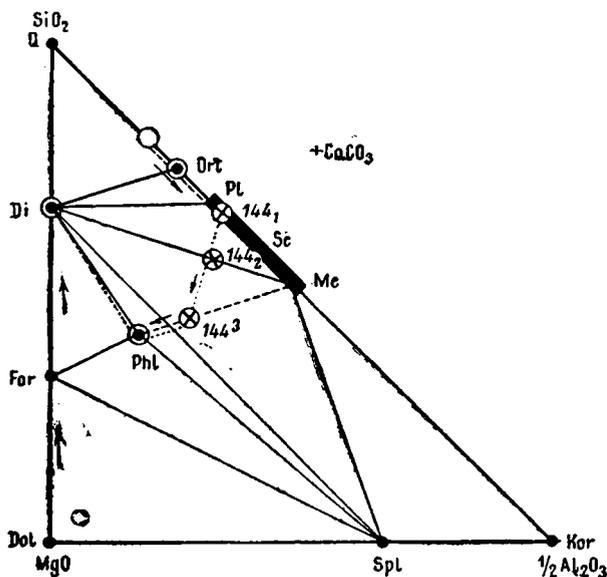
Перейдем к характеристике этих групп с обзором соответствующих им метасоматических образований.

51. Группа I с пониженной щелочностью (сравнительно с нормальным случаем II), соответствует полям А-2 и А-3 Фиг. 12. Характерной ассоциацией является диопсид + шпинель + основной плагиоклаз. В типе поля А-2 флогопит является неустойчивым, и вместо него возникает ассоциация  $Di + For + Spl$ . Этот тип осуществляется в месторождении «шпинелевый шурф» р. Талой (обн. 739), породы которого с ассоциацией диопсид + шпинель + плагиоклаз (состава 68—100%  $An$ ) мы уже использовали выше при выводе основных наших диаграмм.

В этом месторождении появляется также очень бедный железом парагасит (см. 63).

Гораздо более широкое распространение имеет тип парагенезисов А-3 с флогопитом. В основном к этому типу относятся метасоматические образования, связанные со своеобразными эруптивными брекчиями диопсидовых пород в Лиственичном районе Прибайкалья. Брекчии эти образовались за счет внедрения пегматитов в доломиты. В силу взаимодействия доломита с пегматитами первые замещаются диопсидовыми породами. Пегматиты замещаются лишь в жилках среди наиболее крупных участков замещенного диопсидом доломита. При замещении пегматита образуются сначала диопсид-плаггиоклазовые и диопсид-скаполитовые породы, затем диопсид-шпинелевые и наконец флогопитовые породы.

Наблюдающиеся в этих месторождениях парагенетические соотношения выражены диаграммой (фиг. 13), на которую нанесены крестиками три химических анализа из последующих зон замещения одного и того же образца 144/4878 (Коржинский, 1941, рукопись), а также один анализ диопсидовой породы из этих месторождений, взятый из работы Деуля (1937). Пунктирная линия, соединяющая точку флогопита с основным скаполитом, проведена в связи с тем, что обычно в этих месторождениях в последней стадии замещения шпинель взаимодействует с диопсидом с образованием скаполитовой или флогопитовой реакционной каемки, что указывает на повышение концентрации щелочей в растворах с приближением к типу флогопитовых месторождений.



Фиг. 13. Диаграмма «состав—парагенезис» для метасоматических диопсид-флогопитовых пород Лиственичного района (пониженная щелочность, поле А-3 фиг. 12).

модельствует с диопсидом с образованием скаполитовой или флогопитовой реакционной каемки, что указывает на повышение концентрации щелочей в растворах с приближением к типу флогопитовых месторождений.

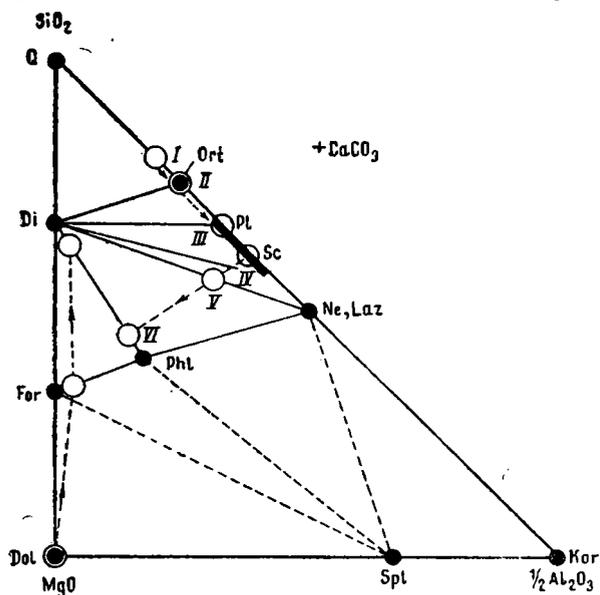
52. Группа II — с нормальной и слабо повышенной щелочностью. Сюда прежде всего относится тип флогопитовых месторождений (А-4), ассоциации которых подробно рассмотрены выше. По сравнению с предыдущими типами здесь характерны ассоциация флогопита со скаполитом или довольно основным плаггиоклазом и неустойчивость шпинели в присутствии диопсида (фиг. 9).

Близко к ним стоят главколитовые месторождения, которые большей частью ложатся в поле А-5; они характеризуются ассоциацией флогопита с доломитом. Кроме того, в главколитовых месторождениях скаполит (главколит) имеет значительно более кислый состав (начиная от 40% Me в главколите анализа № 568 с/4503), чем скаполит флогопитовых месторождений (74% Me) и, кроме того, здесь появляется еще более кислый плаггиоклаз (30% An), совершенно отсутствующий в флогопитовых месторождениях. Флогопит ассоциируется с довольно кислым скаполитом и плаггиоклазом (например, 40% An). Парагенетические соотношения в одном из метасоматических месторождений главколита дает фиг. 14, на которую нанесены крестиками три химических анализа из

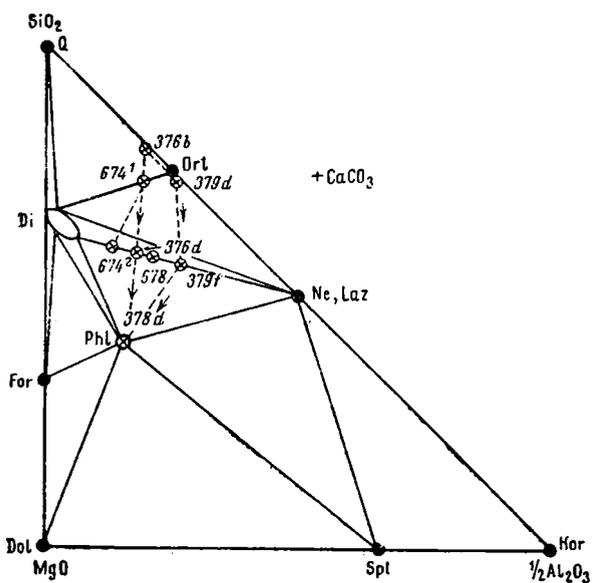


Особенно распространенным является тип *E-5*, которому подчиняется главная масса лазуризированных пегматитов наиболее крупного лазуритового месторождения — Мало-Быстринского, — а также и ряд линз Слюдянского месторождения Поляковой.

Диаграмма «состав — парагенезис» для этого типа дана на фиг. 16. На ней нанесено 8 химических анализов (крестики) пород обоих лазури-



Фиг. 15. Последовательность замещения пегматита в лазуритовом месторождении, р. Слюдянка (высокая щелочность, поле *D-4* фиг. 12).



Фиг. 16. Обычное для Мало-Быстринского лазуритового месторождения соотношение между химическим и минералогическим составами (весьма высокая щелочность, поле *E-5* фиг. 12).

товых месторождений из коллекции автора. Именно при таком типе замещения появляется санидиновидный ортоклаз (8), бедность которого натрием стоит в явной связи с неустойчивостью здесь плагиоклаза.

### Барийсодержащие минералы

55. В архее южного Прибайкалья установлены следующие бариевые минералы: барит, бариевый ортоклаз, барийсодержащий флогопит.

Барит ( $BaSO_4$ ) встречается на третьем флогопитовом руднике у гор. Слюдянки, в флогопитоносных диопсидовых породах, вместе с крупными кристаллами диопсида, флогопита, кальцита, апатита. На том же руднике мной он встречался в мелкозернистых доломитах и кальцифрах самой нижней штольни, в мелких зернах, рассеянных среди доломита, кальцита, форстерита, бесцветного флогопита, апатита, шпинели. В пади Улунтуй он был мной встречен в реакционной зоне замещения жилки пегматита (обр. № 562) в доломите, вместе с альбитизированным ортоклазом и флогопитом.

Существенное содержание бария характерно для флогопита и орто-

клаза флогопитовых месторождений. Все многочисленные опубликованные анализы флогопита из этих месторождений дали содержание  $BaO$ ,

лежащее обычно между 0.50 и 1 вес. %, а в отдельных случаях доходящее до 2%. Для флогопита неметасоматического происхождения анализов не имеется.

Содержание бария установлено для тех ортоклазов, кристаллы которых встречаются в кальцит-флогопитовых жилах. В минералогическом очерке был приведен химический анализ такого ортоклаза из жилы Главного рудника, давший 5.75 вес. % BaO. Очень близкий результат дал анализ П. В. Калинина из ортоклаза другой жилы того же рудника. Пересчет нашего анализа (№ 226), как мы видели, дал следующий результат (в мол. %):  $KAlSi_3O_8$  — 66;  $NaAlSi_3O_8$  — 19;  $Na_2Al_2Si_2O_8$  — 4;  $BaAl_2Si_2O_8$  — 11. Примесь  $BaSO_4$ ,  $CaCO_3$ ,  $FeS$ .

Показатели преломления:  $N_g = 1.533$ ,  $N_m = 1.530$ ,  $N_p = 1.526$  (оптические константы, приводимые здесь и ниже для ортоклазов, замерены Г. В. Успенским).

Этот бариевый ортоклаз обладает иными парагенетическими отношениями, чем обычный ортоклаз. На фиг. 9 показаны парагенетические отношения минералов флогопитовых месторождений для пород, лишенных Fe и Ba или бедных ими. Из этой диаграммы видно, что обычный ортоклаз не может встречаться с флогопитом, конечно, при условии данной щелочности растворов, так как при достаточном повышении потенциала калия ассоциация флогопита с обычным ортоклазом становится устойчивой, как это видно из фиг. 8 b и d, а также фиг. 12, поля A-6, C-6, C-7. Это соотношение (фиг. 9) не изменяется и присутствием железа, так как в флогопитовых месторождениях обычный ортоклаз неустойчив ни с железистым флогопитом, ни с паргаситом. Поэтому флогопитовые жилы всегда отделяются от пересекаемых ими пегматитовых жил метасоматической диопсид-скаполитовой зоной, т. е. ортоклаз замещается сначала прорастаниями диопсида со скаполитом, а потом уже эти прорастания замещаются флогопитом. Однако в тех же самых жилах, в ассоциации с кальцитом, флогопитом и диопсидом, встречаем крупные кристаллы серого ортоклаза, резко отличного от розового ортоклаза пегматита. Имеющиеся два химических анализа этих последних ортоклазов вместе с рядом замеров показателей преломления позволяют утверждать, что ассоциирующийся с флогопитом ортоклаз флогопитовых месторождений во всех случаях является бариевым ортоклазом и что только содержание бария и делает устойчивой ассоциацию ортоклаза с флогопитом в условиях нормальной для флогопитовых месторождений щелочности растворов.

Действительно, для 13 образцов серого ортоклаза из кальцит-флогопитовых жил разных месторождений у гор. Слюдянки (отчасти и из диопсид-флогопитовых пород) Г. В. Успенским было получено:  $N_g = 1.529$ — $1.534$ , среднее арифметическое 1.532;  $N_p = 1.523$ — $1.527$ , среднее 1.525, что соответствует барийсодержащему ортоклазу.

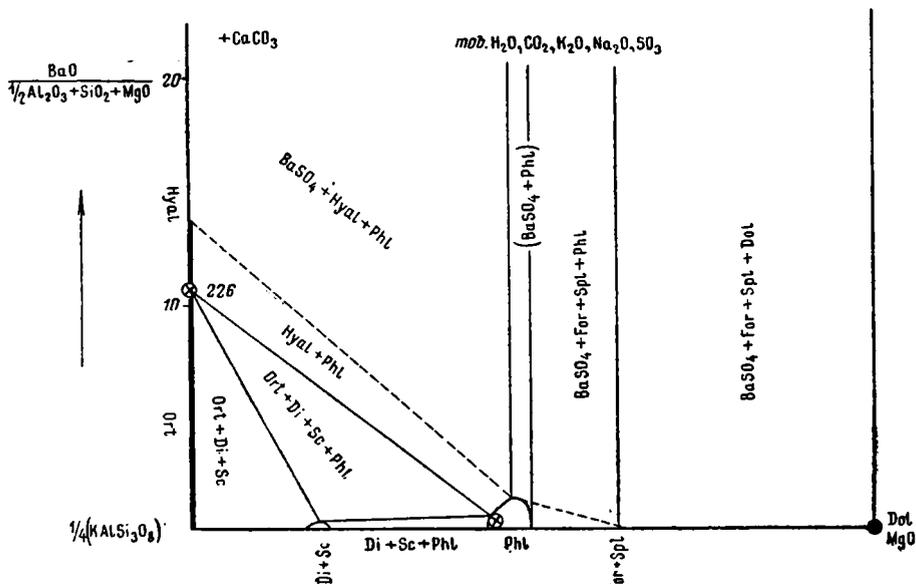
На втором руднике удалось найти кальцит-флогопитовые жилки, в которых местами отсутствует диопсид-скаполитовая зона замещения пегматита, и розовый пегматит у жилы непосредственно замещается белым ортоклазом, на котором сидит уже флогопит. Для розового ортоклаза получено  $N_g = 1.526$ ,  $N_p = 1.518$ , а для белого (того же образца)  $N_g = 1.531$ ,  $N_p = 1.525$ , т. е. розовый является нормальным ортоклазом, а белый — бариевым.

Полученное преломление  $N_g = 1.532$  для анализируемого ортоклаза по диаграмме Винчеля (1927, 314) соответствует всего 8 мол. % цезина, тогда как анализ дал несколько больше.

56. На фиг. 17 дано сечение через четырехкомпонентную модель состояний системы  $BaO - \frac{1}{2}Al_2O_3 - SiO_2 - MgO$  для метасоматических образований флогопитовых месторождений. Сечение это проведено через точку доломита ( $CaMgC_2O_6$ ), ортоклаза ( $\frac{1}{4}KAlSi_3O_8$ ) и точку барита ( $BaSO_4$ ), причем последняя удалена вверх в бесконечность. В избытке находится кальцит; все парагенезисы эквипотенциальны в отношении  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $K_2O$ ,

$\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_3$ , как это имеет место для метасоматических пород флогопитовых месторождений. Для отложения  $\text{BaO}$  мы в определенном масштабе откладываем вверх величину  $\text{BaO} : (\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{MgO})$  в молекулярных процентах. Для нанесения составов бариевого ортоклаза и флогопита, устойчивых в ассоциации с  $\text{Di} + \text{Sc}$ , использованы приведенный анализ бариевого ортоклаза и один из анализов флогопита (с 1 вес. %  $\text{BaO}$ ) из флогопитовых жил (строго говоря, данное сечение проходит немного мимо поля реального флогопита, хотя и проходит через точку теоретического состава флогопита).

Фиг. 17 показывает нам следующее. При низком потенциале бария ортоклаз в флогопитовых месторождениях должен отделяться от флогопита диопсид-скаполитовой реакционной зоной. Но при достаточно высоком потенциале бария образуется бариевый ортоклаз, устойчивый с флогопитом. При столь высоком потенциале бария в растворе ассо-



Фиг. 17. Сечение системы  $\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{BaO}$  при избытке  $\text{CaCO}_3$  и при нормальном для флогопитовых месторождений потенциале  $\text{SO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ . Сечение проведено через точки ортоклаза, барита и доломита.

циация диопсида со скаполитом становится неустойчивой и должна замещаться бариевым ортоклазом с флогопитом. И действительно, такое замещение отчетливо наблюдается мной в некоторых шлифах из второго рудника Слюдянки (шлифы № 941 б). В этих шлифах из краевой зоны флогопитовой жилы в контакте ее с пегматитом видно, как крупные ситовидные зерна бариевого ортоклаза замещают диопсид-скаполитовые прорастания, причем зерна скаполита нигде не соприкасаются с диопсидом, всюду отделяясь от последнего ортоклазом. Здесь же содержится и флогопит.

Чтобы получить представление о максимальном содержании бария в ортоклазе (гиалофане), следовало бы исследовать полевой шпат из ассоциации с баритом (например, на третьем руднике). Вопрос этот пока не выяснен, но во всяком случае цельзиан в флогопитовых месторождениях Слюдянки неизвестен. В упомянутой жилке пегматита 562 барит встречается вместе с нормальным ортоклазом, но самый барит здесь является вторичным и сопровождается чистым альбитом, замещающим ортоклаз. В флогопитовых месторождениях барит, повидимому, является одновременным с другими главными минералами. Упомянутая находка барита в кальцифире (обр. 640 а, б) вместе с форстеритом и бесцветным

Флогопитом использована при составлении фиг. 17 и позволяет утверждать, что гиалофан не может быть устойчив вместе с форстеритом или доломитом.

В отношении источника бария несомненно лишь то, что при образовании флогопита он привносится в замещаемые алюмосиликатовые породы вместе с магнием. Но происходит ли он, так же как и магний, из прилежащих доломитов или же имеет своим источником гранитную магму, пока неясно.

## В. Железосодержащие минералы известковых пород

### Общие замечания

57. Большинство рассмотренных выше минералов известковых пород может содержать некоторое количество железа, иногда даже очень значительное (биотит, геденбергит); но, кроме того, в силу наличия железа могут возникнуть и новые минеральные виды, а именно паргасит и роговая обманка, андрадит, магнетит. Парагенетические соотношения этих новых минералов нам и нужно рассмотреть. Для этого нужно ввести в рассмотрение два новых компонента:  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Действительно, в другом месте мной было показано, что кислород при метаморфизме изучаемого комплекса ведет себя инертным образом (Коржинский, 1936з, 276; 1940). Это обнаруживается, например, устойчивостью парагенезиса кварца ( $\text{SiO}_2$ ) с фаялитом ( $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ ) и магнетитом ( $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), что указывает на инертность всех трех компонентов этих минералов:  $\text{SiO}_2$ , Fe и O. Всего, следовательно, при анализе парагенезисов известковых железосодержащих пород нам придется иметь дело с 7 компонентами.

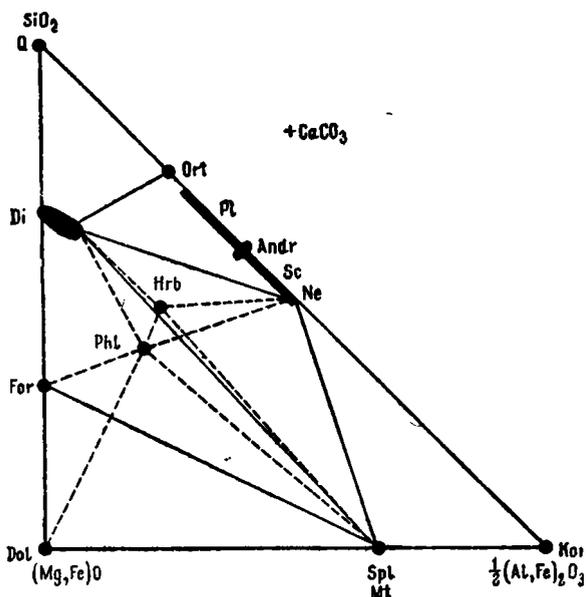
На фиг. 18 спроектированы все минералы системы  $\frac{1}{2}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - (\text{Mg}, \text{FeO})$ . Для установления последовательности в изучении парагенезисов железосодержащих минералов мы воспользуемся тем, что железо в них находится в разной степени окисления. В паргасите и роговой обманке преобладает закисное железо. Из приведенных в минералогическом очерке анализов этих минералов (16) мы видим, что отношение (молекулярное)  $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$  в паргаситах не опускается ниже 1.67 (паргасит № 739h), вместо 1.0 в магнетите и 0.28 в андрадите № 475e, табл. 7. Поэтому при низкой степени окисления в породе может образоваться лишь одна роговая обманка, с парагенезисов которой мы и начнем; при более высокой — также и магнетит и, наконец, гранат.

Интересной особенностью в поведении кислорода является то, что потенциал его всегда лежит между некоторыми верхним и нижним пределами, зависящими от условий метаморфизма, как это разобрано мной в другом месте (1940). В нашем случае при наименьшей степени окисления все железо находится в закисной форме, вероятно все же всегда с примесью окисного железа, открываемого анализами в клинопироксене, роговой обманке и пр. При наивысшей степени окисления железо, как правило, находится в форме закиси-окиси (магнетит), и только при определенном составе породы становится возможным образование андрадита с преобладанием окисного железа над закисным, обязательно тоже присутствующим.

### Парагенезисы роговой обманки

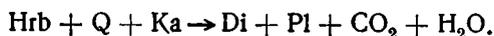
58. Изучение ассоциаций роговой обманки (обыкновенную роговую обманку, паргасит и кокшаровит мы будем объединять под именем роговой обманки; паргасит и кокшаровит оптически положительны и отличаются малым содержанием железа) в высокотемпературных известковых породах описываемого комплекса показало, что она весьма часто встречается в ассоциации с диопсидом, флогопитом, плагиоклазом, ска-

политом, шпинелью, как это показано пунктирными линиями на фиг. 18. Встречена она также (кокшаровит) в ассоциации с лазуритом. Последний парагенезис описывается Brögger и Bäckström (1891) как весьма обычный для лазуритовых пород некоторых месторождений Слюдянского района. Все эти парагенезисы роговой обманки, безусловно, являются устойчивыми для главной (высокотемпературной) стадии минералообразования нашего комплекса пород.



Фиг. 18. Проекция минералов системы  $\frac{1}{2}(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3 - (\text{Mg,Fe})\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$  для изучаемой минеральной фации.

грамме (фиг. 18) и может быть написана таким образом:



При достаточном содержании в роговой обманке калия или окиси железа при этом превращении может возникнуть примесь флогопита или магнетита. Ассоциация диопсида и диопсид-геденбергита с любым плагиоклазом весьма обычна, что и объясняет неустойчивость левой части уравнения. Таким образом, в известковых породах роговая обманка является недосыщенным кремнеземом минералом. Ассоциация роговой обманки с кварцем и кальцитом появляется, однако, в гистерогенных образованиях нашего комплекса. Здесь, при пониженной температуре, реакция идет справа налево, сопровождаясь поглощением воды и углекислоты, причем более железистые члены (обычная роговая обманка) становятся устойчивы с кварцем раньше, чем магнезиальные.

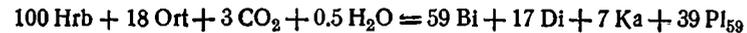
59. Более сложной является реакция ортоклаза с роговой обманкой. В табл. 11 дан расчет реакции взаимодействия роговой обманки (Hrb) с ортоклазом (Ort) с образованием биотита (Bi), диопсида (Di), лабрадора (Pl<sub>50</sub>) и кальцита (Ca). Реакция эта идет с поглощением углекислоты и воды. Расчет имеет в виду известковые породы изучаемого комплекса, поэтому для роговой обманки взят анализ паргасита обр. № 43с из диопсид-паргаситовой породы Главного флогопитового рудника Слюдянки (см. 16, табл. 4), а для «биотита» взят один из анализов нормального флогопита из того же рудника («темнокоричневый флогопит», Д. П. Григорьев, 1935, 31; табл. 1, VII); оба эти минерала ассо-

Реже встречались ассоциации паргасита с форстеритом, доломитом и корундом. В ассоциации с доломитом паргасит всегда имеет более или менее явный гистерогенный характер, замещая форстерит и облекая в виде каемки его зерна. Встреченный корунд сам имеет гистерогенное происхождение, так как замещает шпинель.

При наличии кальцита совершенно отсутствуют ассоциации роговой обманки, как бедной так и богатой железом, с кварцем или ортоклазом, а также с андрадитом. Реакция роговой обманки с кварцем достаточно наглядно вытекает из расположения точек на диа-

Расчет реакции роговой обманки с ортоклазом в известковых породах

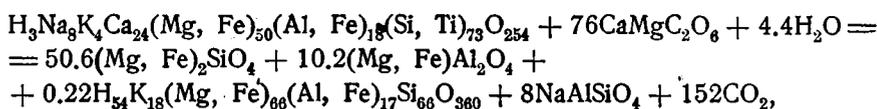
	<i>n</i>	(Si, Ti)O <sub>2</sub>		(Al, Fe)O <sub>3</sub>		(Mg, Fe)O		K <sub>2</sub> O		Na <sub>2</sub> O		CaO		H <sub>2</sub> O		CO <sub>2</sub>	
		М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>	М. ч.	× <i>n</i>
Bi(Phl) . . . . .	+58.9	0.66	39	0.17	10	0.66	39	0.09	5	0	0	0	0	0.27	16	0	0
Di . . . . .	+16.7	0.93	16	0	0	0.46	8	0	0	0	0	0.46	8	0	0	0	0
An . . . . .	+23.6	0.72	16	0.36	8	0	0	0	0	0	0	0.36	8	0	0	0	0
Ab . . . . .	+15.7	1.14	18	0.19	3	0	0	0	0	0.19	3	0	0	0	0	0	0
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	+7.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.00	7	—	—	1.00	7
Σ <sup>1</sup> . . . . .	+121.9	—	89	—	21	—	47	—	5	—	3	—	23	—	16	—	7
Ort : . . . . .	-17.9	1.08	19	0.18	3	0	0	0.18	3	0	0	0	0	—	—	—	—
Hrb . . . . .	-100.0	0.69	69	0.18	18	0.46	46	0.02	2	0.03	3	0.23	23	0.13	13	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	-3.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.27	7
H <sub>2</sub> O . . . . .	-0.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.55	3	—	—
Σ <sup>2</sup> . . . . .	-121.5	—	88	—	21	—	46	—	5	—	3	—	23	—	16	—	7



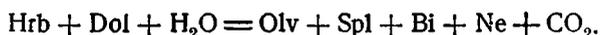
цируются здесь с кальцитом. Для остальных минералов взяты идеальные формулы. Каждый анализ дан в молекулярных числах, полученных непосредственно из химического анализа и выражающих, следовательно, число граммолекул окислов на 100 г породы. Множители дают весовые количества минералов, приходящихся на 100 весовых частей роговой обманки. Эти множители вычислены с помощью алгебраического метода «теории определителей (детерминант)», т. е. обычным методом решения уравнений первой степени с несколькими неизвестными.

Правая часть полученного уравнения дала нам весьма обычную ассоциацию известковых пород — биотита или флогопита с диопсидом и лабрадором. Отсюда следует неустойчивость, при той же температуре, ассоциации ортоклаза с роговой обманкой типа взятого нами паргасита флогопитовых месторождений. Ниже мы покажем (81—83), что в породах, содержащих кварц и лишенных кальцита, ассоциация биотита с диопсидом устойчива в присутствии основного плагиоклаза, а ассоциация ортоклаза с роговой обманкой — в присутствии кислого. Но в кальцитсодержащих породах биотит с диопсидом встречается со всеми плагиоклазами, исключая лишь альбит, обычная же роговая обманка (или паргасит) в присутствии ортоклаза не встречается и, как мы выводим из полученного уравнения, не может быть устойчива. Для понимания этих соотношений необходимо иметь в виду, что роговая обманка в разных минеральных ассоциациях имеет существенно различный состав.

60. Тем же алгебраическим методом вычислены коэффициенты в следующем уравнении:

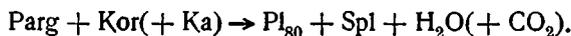


т. е.



Для вычисления этого уравнения состав биотита оставлен тот же, что и в предыдущем случае, а для роговой обманки взят анализ паргасита обр. 739 h (16, табл. 4) (из шпинелевой копи р. Талой), поскольку этот паргасит встречен со шпинелью, т. е. соответствует разбираемому случаю. Выше мы для пород, бедных железом, установили устойчивость ассоциации правой части полученного уравнения, т. е. ассоциации  $\text{For} + \text{Spl} + \text{Phl} + \text{Ne}(\text{Laz})$ , — см. фиг. 8с. Сохранение устойчивости этой ассоциации весьма вероятно и для пород с существенным содержанием железа, но такого рода породы в нашем материале отсутствовали. Поэтому мы можем лишь утверждать, что бедная железом роговая обманка (кокшаровит и паргасит) неустойчива с доломитом, основываясь на существовании в наших породах ассоциаций правой части уравнения и отсутствии ассоциаций левой части. Предположительно это имеет место и для более железистых роговых обманок.

Наконец, может быть составлено (при помощи, например, графических методов) следующее уравнение:

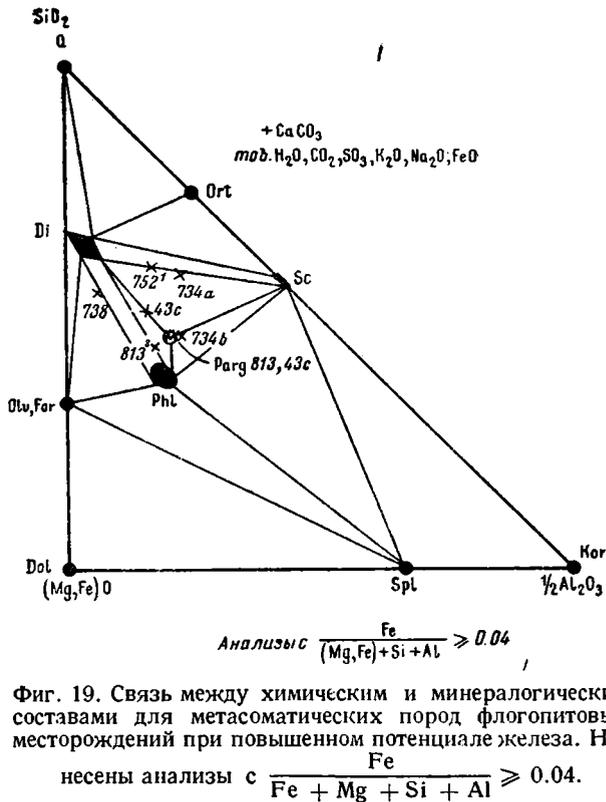


При содержании в паргасите калия реакция должна дать (справа) также флогопит. Кальцит и  $\text{CO}_2$  участвуют в реакции в весьма незначительном количестве и потому поставлены в скобки. Ассоциация шпинели с основным плагиоклазом весьма обычна, что влечет за собой неустойчивость, в тех же условиях, паргасита с корундом. Последняя ассоциация, как показывают наблюдения, становится устойчива в гистерогенных образованиях, после разложения шпинели.

61. Теперь рассмотрим условия образования роговой обманки в ме-

тасоматических породах флогопитовых, лазуритовых и прочих месторождений. Здесь компоненты  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $MgO$  ведут себя наиболее инертным образом,  $FeO$  обладает значительной подвижностью, а  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $SO_3$  ведут себя вполне подвижным образом;  $CO_2$  и  $H_2O$  обладают для всех месторождений равным потенциалом. Образование роговой обманки прежде всего зависит от соотношения в породе первых трех компонентов — глинозема, кремнезема и магнезии, — как это выражается диаграммой «состав — парагенезис» (фиг. 18). Кроме того, оно определяется содержанием в породе железа, так как в породах, лишенных железа, роговая обманка образоваться не может. Наконец, образование роговой обманки вместо ассоциации других возможных при данном соотношении инертных компонентов минералов зависит от концентрации в растворе вполне подвижных компонентов  $K_2O$ ,  $Na_2O$ , иногда и  $SO_3$ .

Прежде всего мы покажем, что при постоянстве потенциала вполне подвижных компонентов (щелочи,  $SO_3$ ) образование роговой обманки зависит от содержания в породе железа. Для этого мы обратимся к флогопитовым месторождениям промышленного типа в Слюдянском районе. В метасоматических породах этих месторождений потенциал щелочей, а также и  $SO_3$  отличается поразительным постоянством, как следует заключить из постоянства парагенетических особенностей их. Выше мы уже рассматривали диаграмму «состав — парагенезис» для метасоматических пород этих месторождений, относительно бедных железом (фиг. 9). Тип этой



Фиг. 19. Связь между химическим и минералогическим составами для метасоматических пород флогопитовых месторождений при повышенном потенциале железа. На-

несены анализы с  $\frac{Fe}{Fe + Mg + Si + Al} \geq 0.04$ .

диаграммы меняется с увеличением в боковых породах содержания железа, а именно в этом случае становится устойчивой роговая обманка, обычно бедная железом ее разность — паргасит. В силу этого первоначальное поле ассоциации диопсид + флогопит + скаполит распадается на три новых поля, с паргаситом в каждом, как это выражено фиг. 19. На эту диаграмму нанесены крестиками все те химические анализы пород и минералов флогопитовых месторождений, в которых отношение атомных количеств  $Fe : (Mg + Fe + Si + Al) \geq 0.04$  (номера соответствуют образцам и шлифам коллекции № 4503). При пересчете  $TiO_2$  соединено с  $SiO_2$ , а все железо с магнием. Расположение анализов вполне соответствует их минералогическому составу, за исключением диопсид-флогопитовой породы 738, которая, судя по диаграмме, должна была бы содержать немного форстерита, но его не содержит. Это несоответствие не имело бы места, если бы окисное железо было присоединено к глинозему.

Замечательной закономерностью, постоянно наблюдавшейся, является то, что в флогопитовых месторождениях паргасит или роговая обманка образуются исключительно лишь при замещении богатых железом пород, а именно пироксеновых амфиболитов, причем в метасоматических породах и жилах среди этих амфиболитов паргасит постепенно замещается более магнезиальным флогопитом. В месторождениях флогопита, подчиненных зеленому диопсид-флогопитовым породам (второй и третий рудники Слюдянки), паргасит совершенно отсутствует, и вместо него осуществляется обычный парагенезис диопсид + скаполит + флогопит. Эти месторождения диопсид-флогопитовых пород образовались взаимодействием пегматитов с доломитами и они всегда более бедны железом, чем месторождения среди амфиболитов, что, несомненно, и является причиной отсутствия в них паргасита. Кроме того, наблюдается, что паргасит неизменно ассоциирует в флогопитовых месторождениях с наиболее темным (железистым) диопсидом и флогопитом и отсутствует в участках месторождения с более светлыми минералами. Окраска паргасита флогопитовых месторождений черная или почти черная.

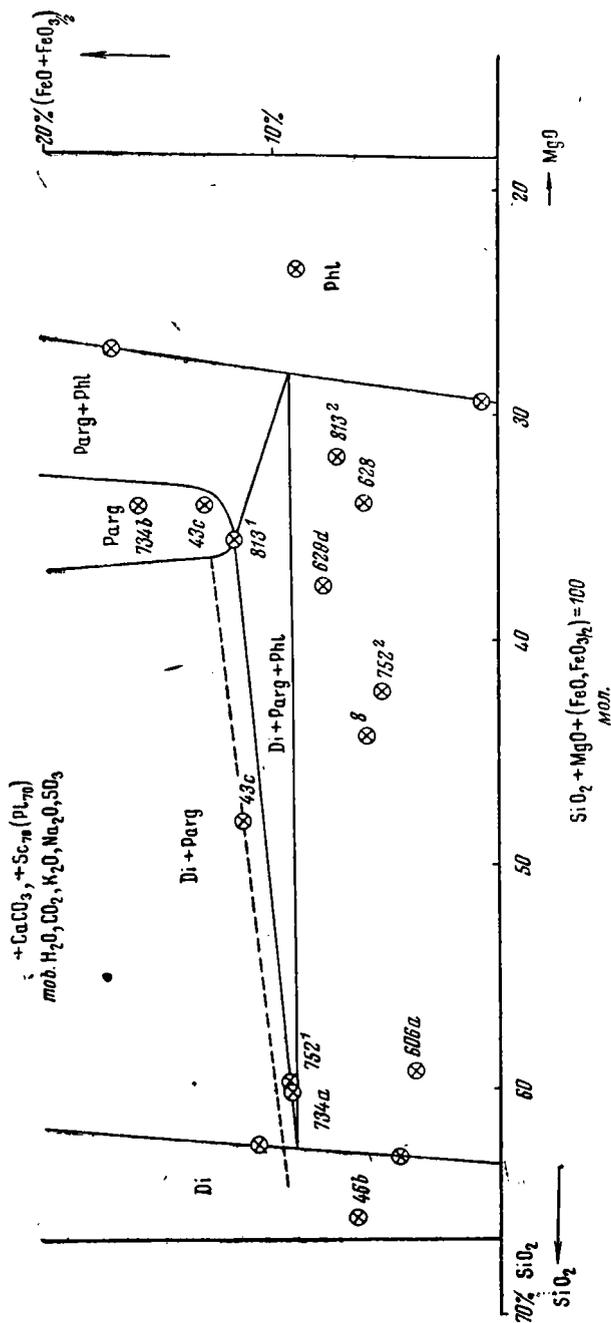
Чтобы выявить на диаграмме эту связь между содержанием железа и появлением паргасита, мы рассмотрим в новой проекции анализы всех тех пород и минералов флогопитовых месторождений, которые были нанесены на фиг. 9 и 19 и которые либо содержат скаполит, либо предположительно находятся в химическом равновесии со скаполитом, т. е. не могут с ним реагировать. Полагая теперь молекулу  $Sc_{70}$  (или  $Pl_{70}$ ) равне с  $CaCO_3$  избыточным компонентом, мы можем нанести все эти анализы на обычную барицентрическую диаграмму  $SiO_2 - MgO - (FeO + \frac{1}{2}Fe_2O_3)$ .

На фиг. 20 дана только нужная нам часть этой диаграммы, т. е. вырезка из нее. Для чтения составов на этой прямоугольной диаграмме даны две шкалы: абсцисса точки дает содержание кремнезема (возрастает справа налево), а ордината — содержание железа, то и другое в молекулярных процентах к сумме  $SiO_2 + MgO + (FeO + \frac{1}{2}Fe_2O_3)$ . Для нанесения из анализа вместе с глиноземом исключается и часть кремнезема в отношении 2.7  $SiO_2$  на  $1Al_2O_3$ , соответственно с составом избыточного компонента  $Sc_{70}$  или  $Pl_{70}$ . Анализы образцов из моей коллекции 4503 обозначены теми же номерами, как и на предыдущих диаграммах.

Произведенная согласно с минералогическим составом образцов разбивка на парагенетические (фазовые) поля наглядно показывает, как с понижением содержания железа паргасит должен сменяться ассоциацией диопсида с флогопитом (+ скаполит). Относительно самих анализированных образцов заметим следующее. Два анализа 43с относятся к одному куску диопсид-паргаситовой породы и дают состав этой породы и состав паргасита из нее. Соединив эти два анализа линией, мы получим одну из коннод диаграммы и можем сделать заключение о соотношении железа и магния в диопсиде этой породы. Именно, в то время как отношение  $\frac{Fe}{Mg + Fe}$  в паргасите 43с равно 0.20, в диопсиде оно равно 0.25, т. е. выше (но общее содержание железа, как и магния, в диопсиде, конечно, ниже, так как диопсид богаче кремнеземом).

Порода 43с не содержит скаполита и, вероятно, не вполне равновесна с ним, так как иначе состав паргасита лег бы на левой границе поля паргасита. Анализы 813<sup>1</sup> и 813<sup>2</sup> дают паргасит и метасоматически замещившее его проращение флогопита с диопсидом. Анализы 628 и 629d относятся к интересному «волокнистому флогопиту» — волокнистые прорастания флогопита с диопсидом и скаполитом. Образцы 8, 606а и 752<sup>2</sup> — диопсид-флогопитовые породы; 734а и 752<sup>1</sup> — диопсид-скаполитовые породы с примесью паргасита и флогопита, образовавшиеся за счет замещения амфиболитов; 734b — гнездо паргасита в породе 734а, с примесью диопсида, скаполита и флогопита. Нанесено

также несколько анализов флогопита и диопсида. Все анализы относятся к метасоматическим породам флогопитовых месторождений, преимущественно первого рудника, отчасти (606а, 752<sup>1</sup> и 752<sup>2</sup>) второго и шестого рудников.



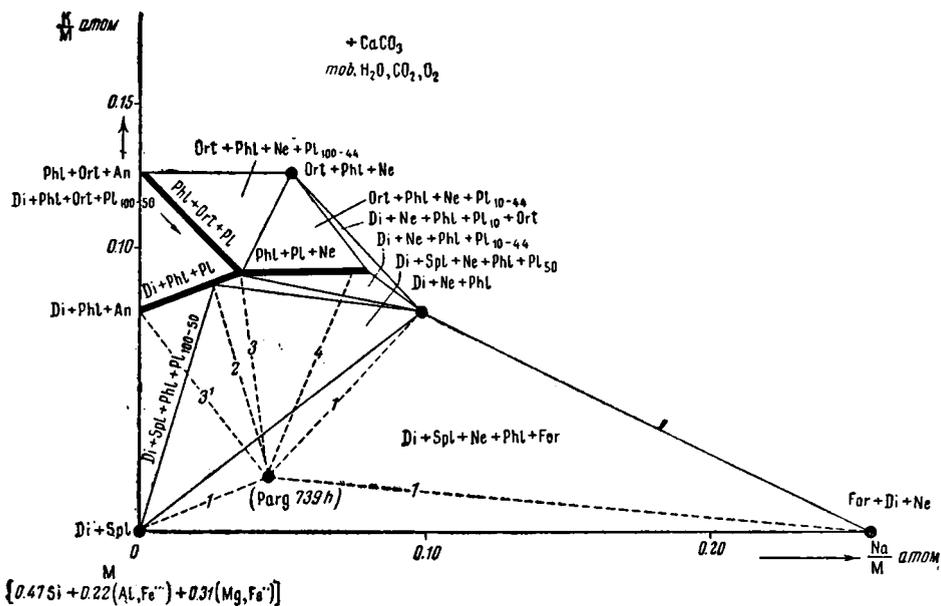
Фиг. 20. Вырезка из диаграммы состояния системы  $MgO - (FeO + FeO_{9/2}) - SiO_2$  при избытке кальция и скаполита (70%  $Me$ ) и при нормальной для флогопитовых месторождений концентрации щелочей. Показывает зависимость появления роговой обманки (паргасита) от содержания железа. Нанесены анализы пород и минералов флогопитовых месторождений, согласно с которыми и произведена разбивка на фазовые поля.

Таким образом, для нормальных флогопитовых месторождений с несомненностью выясняется, что образование роговой обманки (паргасита) вместо ассоциации диопсид + флогопит + скаполит зависит исключительно лишь от повышенного содержания в породе железа. Как показывают анализы паргаситов обр. 43с и 813<sup>1</sup> отсюда (2V +), величина

атомного отношения  $\frac{Fe}{Mg+Fe}$  в этих паргаситах не спускается ниже 0.19—0.20 (см. 16, табл. 4). Образуются и более богатые железом разновидности с отрицательным углом оптических осей, т. е. обыкновенные роговые обманки, но они более редки, потому что при метасоматозе происходит привнос магния (из доломита), а потому метасоматические породы этих месторождений не бывают особенно богаты железом.

62. В метасоматических породах месторождений других типов для появления роговой обманки также необходимо некоторое минимальное содержание железа, но с изменением концентрации щелочей (отчасти и  $SO_3$ ) меняется также и величина этого нижнего предела, в силу чего в некоторых месторождениях наблюдается образование весьма бедных железом роговых обманок (кокшаровит), не встречающихся в флогопитовых месторождениях.

Чтобы разобраться в роли щелочей при образовании роговой обманки в известковых породах, обратимся к диаграмме «состав — парагенезис» (Фиг. 21). Эта диаграмма имеет вид трехкомпонентной, но один из ком-



Фиг. 21. Состояние состава  $M = 0.47 SiO_2 + 0.11 (Al, Fe)_2O_3 + 0.31 (Mg, Fe)O$  в зависимости от содержания  $Na_2O$  (абсцисса) и  $K_2O$  (ордината). При некоторой минимальной величине отношения  $FeO : MgO$  появляется паргасит, область устойчивости которого увеличивается с увеличением этого отношения, именно в последовательности линий 1, 2, 3, 4.

понентов, — назовем его «М» — имеет сложный состав  $[0.47 SiO_2 + 0.22 \frac{1}{2}(Al, Fe)_2O_3 + 0.31 (Mg, Fe)O]$ , соответственно с соотношением кремнезема, глинозема и магнезии в магнезиальной роговой обманке (см. фиг. 18). За основу здесь взят химический анализ паргасита обр. № 739h (см. 16, табл. 4).

Другие два компонента фиг. 21 —  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Содержание натрия откладывается по абсциссе направо, пропорционально величине атомного отношения  $Na : [Si + (Al, Fe) + (Mg, Fe)]$ , для калия в том же масштабе по ординате вверх, пропорционально величине атомного отношения  $K : [Si + (Al, Fe) + (Mg, Fe)]$ . Следовательно, точки приложения весов чистых компонентов  $K$  и  $Na$  удалены в бесконечность (благодаря этому диаграмма обладает тем свойством, что с увеличением содержания калия точка состава движется вверх по вертикали, с увеличением

содержания натрия — вправо по горизонтали). На диаграмме даны все парагенезисы, возможные при различном составе относительно взятых трех компонентов  $M$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$ . Эта диаграмма представляет собой определенное сечение пятикомпонентной системы  $SiO_2 - MgO - Al_2O_3 - K_2O - Na_2O$ , в которой при произвольном содержании в породе щелочей устойчиво по пяти минералов одновременно. При определенных содержаниях  $K_2O$  и  $Na_2O$  число минералов уменьшается до трех, что на фиг. 21 соответствует определенным точкам и линиям (в силу содержания плагиоклаза состав таких тройных ассоциаций является переменным, и область таких составов обозначена на фиг. 21 толстыми линиями). Наконец, при определенном содержании щелочей сложный компонент  $M$  целиком входит в состав паргасита, что возможно лишь начиная с некоторой величины отношения  $Fe : Mg$  в компоненте  $M$ . При отсутствии в составе  $M$  железа роговая обманка неустойчива. Для этого случая на фиг. 21 произведена тонкими линиями разбивка на треугольные парагенетические поля, в которых вписаны соответствующие устойчивые ассоциации.

Пусть теперь происходит постепенное возрастание отношения  $Fe : Mg$  в компоненте  $M$ . Тогда в некоторый момент станет устойчивой магнезиальная роговая обманка. Соответственно с расположением точки роговой обманки в поле  $Di + Spl + Ne + Phl + For$  фиг. 21, наиболее магнезиальная роговая обманка сможет возникнуть за счет взаимодействия именно этих пяти минералов. В этот момент, т. е. при таком соотношении  $Fe : Mg$ , роговая обманка (кокшаровит) станет устойчивой со всеми пятью названными минералами одновременно, а при превышении этого соотношения парагенезис перечисленных пяти минералов станет невозможным: вместо того будут возможны три других пятерных парагенезиса, которые получатся из первичного пятерного парагенезиса  $Di + Spl + Ne + Phl + For$ , если паргасит последовательно ставить на место  $For$ ,  $Phl$ ,  $Spl$ . Новые границы парагенетических полей показаны на фиг. 21 пунктирными линиями с цифрой 1. Появление роговой обманки при таком содержании железа будет возможно лишь для области составов, соответствующей только одному первоначальному треугольнику фиг. 21. При постепенном возрастании отношения  $Fe : Mg$  в компоненте  $M$  потенциал роговой обманки будет уменьшаться, а относительная устойчивость ее возрастать, в соответствии с чем будет увеличиваться и область составов, дающих парагенезисы с участием роговой обманки. Согласно с общим принципом, это возрастание области составов должно происходить постепенно, в данном случае по одному треугольничку за раз. Именно, при дальнейшем увеличении содержания железа станет возможным парагенезис паргасита с плагиоклазом состава 50%  $An$ , т. е. произойдет «оккупация» паргаситом поля  $Di + Spl + Ne + Phl + Pl_{50}$ ; вместо этого парагенезиса устойчивыми станут следующие два:  $Di + Spl + Phl + Pl_{50} + Parg$  и  $Di + Ne + Phl + Pl_{50} + Parg$ . Границы этих полей обозначены пунктирной линией с цифрой 2. При дальнейшем возрастании отношения  $Fe : Mg$  роговая обманка станет устойчивой не только с плагиоклазом № 50, но постепенно и со все более основным и более кислым плагиоклазом, кончая, с одной стороны, анортитом, а с другой — альбитом (пунктирные линии 3, 3<sup>1</sup> и 4).

63. Эти данные могут быть использованы для дополнения нашей большой обзорной диаграммы (фиг. 12). Именно, наиболее бедная железом роговая обманка может появиться в полях этой диаграммы, окружающих невариантную точку  $Di + Spl + For + Ne + Phl$ , т. е. в полях  $C-2, 3; D-2, 3, 4$ . Сама упомянутая невариантная точка при такой концентрации железа становится мнимой, т. е. соответствующий пятерный парагенезис — невозможным; вместо нее появляется поле паргасита.

Для появления паргасита в полях  $A-3$  и  $A-4$  фиг. 12 требуется,

чтобы паргасит стал устойчив в ассоциации с плагиоклазом, а это, как мы вывели из фиг. 21, возможно лишь для более железистого паргасита, притом тем более железистого, чем основное плагиоклаз. В частности, в полях A-4 и A-5 паргасит образуется на месте тройного парагенезиса  $Phl + Di + Pl$ ; чем кислее (вплоть до  $Pl_{50}$ ) плагиоклаз в этой ассоциации, тем более магнезиальная роговая обманка может образоваться вместо этого тройного парагенезиса. Вообще, чем выше концентрация натрия, т. е. чем правее мы возьмем точку в полях A-2, 3, 4, 5 фиг. 12, тем более бедная железом роговая обманка может здесь образоваться.

Обратное должно иметь место для более щелочных типов лазуритовых месторождений, так как из фиг. 21 видно, что ассоциация паргасита с кислым плагиоклазом, кончая альбитом, требует повышенной концентрации железа.

Наконец, мы должны принять во внимание также концентрацию  $SO_3$ . Если при данной концентрации железа паргасит устойчив в ассоциации  $Parg + Di + Phl + Pl$  (поле A-4, 5), то при повышении концентрации  $SO_3$  должен возникать скаполит, сначала за счет плагиоклаза, а затем и за счет глинозема паргасита (т. е.  $Parg + SO_3 = Di + Phl + Sc$ ). Поэтому повышение концентрации  $SO_3$  препятствует образованию магнезиальных роговых обманок, повышая минимальную величину отношения  $Fe : Mg$  в роговых обманках.

Эти соображения объясняют наблюдаемые особенности распространения наиболее магнезиальных роговых обманок в метасоматических породах. Зернышки наиболее светлой, бесцветной в куске, роговой обманки (кокшаровит) были встречены мной в Мало-Быстринском лазуритовом месторождении в метасоматической оторочке в ассоциации  $Di + Phl + Spl + Parg + Ka + Laz$ , соответствующей границе полей C-3 и D-4 (обр. № 264а, диопсид и шпинель в реакционных взаимоотношениях). Название «кокшаровит» было предложено как раз для бесцветных или светлых роговых обманок из лазуритовых месторождений южного Прибайкалья. В нормальных флогопитовых месторождениях, как мы видели, встречается лишь паргасит с существенным содержанием железа, почти черный в куске. Значительно более светлые паргаситы, с кофейной окраской в куске, встречаются в главколитовых месторождениях, относительно которых мы отмечали, что они образуются при повышенной концентрации натрия сравнительно с нормальными флогопитовыми месторождениями (что видно из появления в первых кислого плагиоклаза). Неожиданно светлый магнезиальный паргасит был встречен в шпинелевой копи р. Талой. Это именно анализированный минерал обр. 739h (см. 16, табл. 4), светлозеленоватый в куске и совершенно бесцветный в нормальном шлифе. Тип парагенезисов здесь соответствует полю A-2 фиг. 12, паргасит встречается в ассоциации  $Di + Pl + Parg$ ,  $Di + Spl + Parg$ , иногда  $Di + Pl + Spl + Parg$ . Состав плагиоклаза от 68 до 100% Ап. Появление столь магнезиального паргасита не может быть объяснено только различием щелочности сравнительно со случаем флогопитовых месторождений.

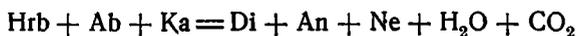
Здесь мы должны принять во внимание необыкновенно низкий потенциал  $SO_3$ , что обнаруживается в существовании в ассоциации с кальцитом весьма основного плагиоклаза, вплоть до чистого анортита. Такого случая не удавалось более нигде наблюдать ни в метасоматических, ни в метаморфических породах нашего комплекса, так как всегда вместо анортита, битовнита, а обычно и вместо лабрадора в известковых породах образуется скаполит.

Паргасит в зачаточных флогопитовых месторождениях Лиственичного района, отвечающих полю A-3 фиг. 12, в общем соответствует по составу паргаситу нормальных флогопитовых месторождений, являясь иногда лишь немного более светлым.

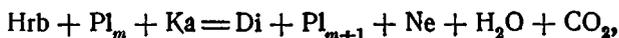
64. Выпишем теперь все возможные парагенезисы роговой обманки в изученной нами шестикомпонентной системе  $Al_2O_3 - SiO_2 - MgO - K_2O - Na_2O - FeO$  (избыток  $CaCO_3$ , вполне подвижные  $H_2O, CO_2$ ).

В шпинелевом шурфе р. Талой (шлифы № 739а — m), как неоднократно упоминалось, осуществляется парагенезис  $Parg + Di + Spl + Pl_{68-100}$ . Исходя из диаграммы (фиг. 21) мы выводили (62), что при содержании железа, достаточном для устойчивости указанного парагенезиса, роговая обманка тем более должна быть устойчива в ассоциации  $Hrb + Pl_{50} + Di + Spl + Ne + Phl$  и в ассоциации  $Di + Spl + For + Ne + Phl$ . Так как в первом из перечисленных парагенезисов при наличии калия может образоваться еще флогопит, то всего устанавливается, таким образом, устойчивость двух шестиминеральных и одного пятиминерального парагенезисов с участием роговой обманки.

Теперь обратимся к следующей реакции, возможность которой нетрудно усмотреть из графического сопоставления составов участвующих минералов, приняв  $FeO$  изоморфным с  $MgO$ :



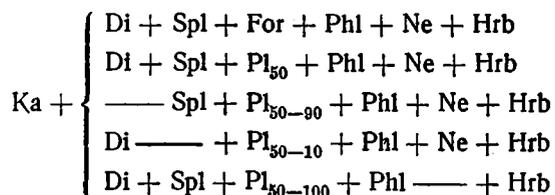
или, вполне равносильно:



где  $Pl_m$  обозначает плагиоклаз с  $m\%$  анортитовой молекулы, а  $Pl_{m+1}$  — несколько более основной плагиоклаз. При этом  $(m + 1) \leq 50$ , так как в присутствии нефелина диопсид реагирует с более основным плагиоклазом, давая шпинель + плагиоклаз с  $50\%$   $An$ , как это видно из фиг. 7 или 8с, т. е.  $Di + Pl_{51-100} + Ne + CO_2 = Pl_{50} + Spl + Ka$ .

При низком содержании железа диопсид в присутствии нефелина устойчив со всеми средними и кислыми плагиоклазами. При существенном содержании железа становятся устойчивы ассоциации роговой обманки с андезином, что исключает устойчивость, при том же содержании железа, диопсида с нефелином и средним плагиоклазом. При каждом данном отношении  $FeO : MgO$  должен существовать вполне определенный состав плагиоклаза, соответствующий равновесию вышеприведенной реакции, т. е. равновесию ассоциации:  $Hrb + Di + Pl_m + Ne + Ka$ . С увеличением содержания железа этот состав должен становиться все более кислым, быть может вплоть до альбита. Во всяком случае в породах изучаемого комплекса состав плагиоклаза в ассоциации с роговой обманкой и кальцитом спускается примерно до  $40\% An$ ; более кислый плагиоклаз в этой ассоциации ( $Hrb + Pl + Ka$ ), быть может, и возможен, но не был установлен.

65. Таким образом, в нашей шестикомпонентной системе возможны следующие многоминеральные ассоциации с участием роговой обманки:



Никакие другие парагенезисы для роговой обманки в данной системе невозможны. Чтобы убедиться в этом, мы должны взять все возможные парагенезисы с максимальным числом минералов в пятерной системе, без  $FeO$  (см. список в 38), и вычеркнуть из них те, в которых уча-

ствуют ортоклаз, кварц, доломит или корунд, т. е. минералы, с которыми роговая обманка неустойчива (в присутствии кальцита). После этого вычеркивания останется 5 парагенезисов, которые после прибавления к каждому роговой обманки и дадут выписанные нами пять парагенезисов шестикомпонентной системы.

В рассматриваемой шестикомпонентной системе, сравнительно с разобранной ранее пятикомпонентной (без FeO), появляется только один новый минерал — роговая обманка. Поэтому другие парагенезисы, кроме указанных пяти с роговой обманкой, с изменением отношения FeO : MgO будут меняться лишь в смысле постепенного изменения состава участвующих в них минералов, т. е. вместо диопсида, форстерита, флогопита, магнезиальной шпинели будем иметь соответственно салит, оливин, биотит и герцинит; быть может, меняется также состав плагиоклаза в парагенезисах с наибольшим числом минералов.

Соответственно с полученными данными вписываем символ роговой обманки в те поля диаграммы (фиг. 8а — d), где она устойчива.

### Парагенезисы магнетита и андрадита

66. При наличии компонента Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> становится возможным образование магнетита и андрадита.

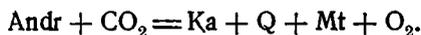
Магнетит был встречен в парагенезисе со всеми разобранными выше минералами известковых пород — с доломитом, форстеритом, роговой обманкой, флогопитом, клинопироксеном, кварцем, полевыми шпатами, шпинелью, лазуритом. Единственным запрещенным парагенезисом для него является, как увидим далее, ассоциация Mt + Ka + Q + бедный железом диопсид.

Андрадит, согласно своей идеальной формуле, содержит все железо в окисной форме. Поэтому ассоциация андрадита с любым из минералов, лишенных закисного железа, не может быть заменена какой-либо другой эквивалентной ассоциацией, и, следовательно, при действительной инертности кислорода все такие ассоциации (например, андрадит + форстерит или доломит и т. д.) были бы возможны. Отсутствие этих ассоциаций с приуроченностью андрадита к очень узкой области составов показывает, что с образованием андрадита достигается верхний предел для потенциала кислорода, возможный при данном метаморфическом процессе. Выше этого предела кислород ведет себя уже подвижным образом, так что в некоторых парагенезисах должно происходить восстановление андрадита с выделением магнетита.

Рассмотрим реакцию возможного разложения андрадита:



т. е.



В изучаемую температурную ступень равновесия в нашем комплексе образуются и андрадит, и ассоциация магнетита с кварцем и кальцитом, или все эти минералы одновременно. Приняв во внимание подвижность и постоянство потенциала углекислоты, мы увидим, что устойчивость правой или левой части уравнения зависит от потенциала кислорода; образование андрадита вместо более обычной ассоциации магнетита с кварцем и кальцитом указывает на повышенный потенциал кислорода; одновременное существование всех четырех минералов, весьма обычное в наших кристаллических сланцах, требует некоторого фиксированного потенциала кислорода и, следовательно, указывает на инертность кислорода при изучаемых метаморфических процессах.

Из этой же формулы видно, что наиболее благоприятным для обра-

зования андрадита являются породы, содержащие кварц, кальцит и магнетит; в таких породах образование андрадита возможно при более низком потенциале кислорода, чем в породах, недосыщенных одним из этих минералов. Если теперь будем брать породы, все более недосыщенные кремнеземом (содержащие недосыщенные кремнеземом силикаты), т. е. со все более низким потенциалом кремнезема, то образование андрадита будет еще возможно, если понижение потенциала кремнезема будет возмещено повышением потенциала кислорода (так как потенциал андрадита должен оставаться меньшим, чем сумма потенциалов его компонентов). Отсюда видно, что при данном максимальном потенциале кислорода андрадит может быть устойчив лишь в породах, в которых потенциалы кремнезема и кальция не спускаются ниже некоторого предела.

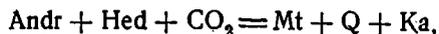
В согласии с этим андрадит у нас встречается почти исключительно в породах, содержащих кварц и кальцит в качестве действительных или, реже, возможных минералов. Из ассоциаций, недосыщенных кремнеземом, андрадит был встречён лишь в ассоциации лазурит + диопсид + + кальцит (два крошечных зернышка в шлифе № 383е — диопсид здесь бесцветный в шлифе), но не был встречен ни с флогопитом или биотитом, ни с паргаситом или роговой обманкой. Для понимания этого соотношения нужно иметь в виду, что в кальцитсодержащих породах потенциал кремнезема в ассоциации Di + Ne (Laz) выше, чем в флогопите (биотите) или роговой обманке. Это легко вывести из расположения точек состава этих минералов, например, на фиг. 18: при постоянном потенциале (концентрации в растворе) щелочей, ассоциация диопсид + нефелин (лазурит) может быть получена из флогопита (биотита) или роговой обманки прибавлением кремнезема, причем потенциал его, конечно, возрастет. Это справедливо, разумеется, только для тех концентраций щелочей, при которых еще возможна ассоциация Di + Ne (Laz). Минералы с еще более низким потенциалом кремнезема — форстерит, доломит, шпинель — тем более неустойчивы с андрадитом.

67. То же рассуждение применимо и к породам, ненасыщенным кальцием при насыщении кремнеземом (кварцсодержащие породы без кальцита). В этих породах андрадит не встречается в присутствии минералов, ненасыщенных кальцием, каковы в изучаемой ступени равновесия роговая обманка, биотит, гиперстен, кордиерит, силлиманит. В отношении роговой обманки этот факт был отмечен уже Эскола при изучении святоноситов Прибайкалья, которые следует относить к тому же алдано-слюдяному комплексу пород. Отмечая тот «удивительный факт, что независимые кристаллы роговой обманки не встречаются, если присутствует андрадит», Эскола приходит к заключению о неустойчивости роговой обманки с гранатом, как и в метаморфических породах юго-западной Финляндии (Eskola, 1920—1921, 68—69). Вместо ассоциации андрадита с ненасыщенными кальцием минералами, в присутствии кварца происходит образование магнетита с клинопироксеном и плагиоклазом, причем это превращение при недостатке FeO должно сопровождаться выделением части кислорода андрадита.

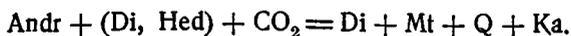
68. Рассмотрим теперь одну важную реакцию разложения андрадита без восстановления, независимую, следовательно, от потенциала кислорода:



т. е.



или, в присутствии молекулы диопсида:

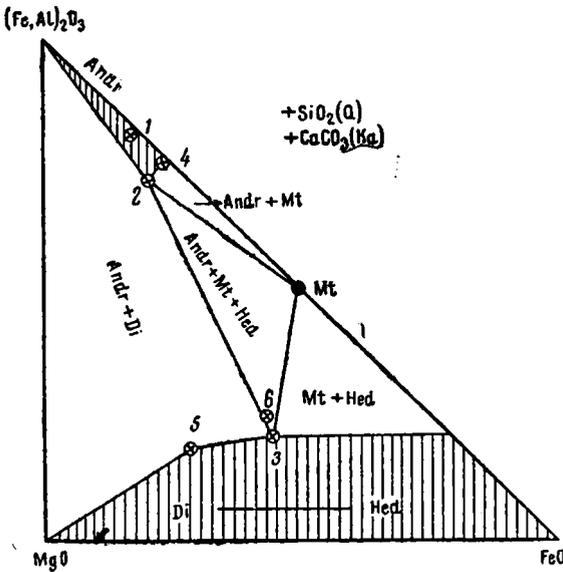


Согласно этой реакции, весьма обычная ассоциация магнетита

с кварцем и кальцитом имеет одинаковый состав с ассоциацией андрадит + геденбергит. Очевидно, что последняя ассоциация является неустойчивой, так как ассоциация  $Mt + Q + Ca$ , безусловно, устойчива. Но это соотношение может измениться, если здесь же присутствует диопсид, образующий с геденбергитом твердые растворы. Растворение геденбергитовой молекулы (в диопсиде) понижает ее потенциал, а потому — и потенциал левой части нашего уравнения, в результате чего при некотором определенном составе клинопироксена все пять минералов уравнения смогут стать равновесной ассоциацией, что и имеет место в действительности.

Для изображения этих соотношений на диаграмме мы можем принять  $SiO_2$  и  $CaO$  за избыточные компоненты (избыток кварца и кальцита),  $CO_2$  — вполне подвижный; тогда минералогический состав, как это показано на фиг. 22, будет зависеть от соотношения

только трех компонентов:  $MgO - FeO - Fe_2O_3$ . На диаграмме нанесены составы андрадитов и ассоциирующихся с ними пироксенов архея Прибайкалья на основании соотношения  $(Fe + Al)_2O_3 : MgO + MnO$  : (прочие компоненты оставляются без внимания), а именно: 1) андрадит — № 475e (18, табл. 7) из кварц-пироксен-гранатовой породы района Мысовка; порода эта не содержит магнетита, но содержит пирротин; 2) и 3) — андрадит (2) и авгит (3) из святоносита; 4) андрадит из скарнового включения в святоносите;



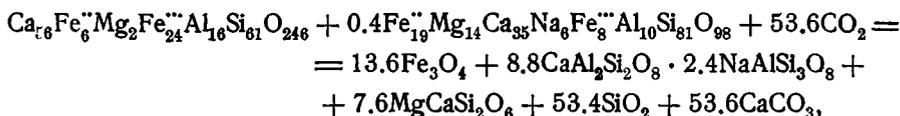
Фиг. 22. Соотношение между составами андрадита, клинопироксена и магнетита.

эти анализы 2—4 (см. очерк минералов, 18, табл. 7) взяты у Eskola, (1920—1921, 48); 5) пироксен из пегматита копи Зильберминца (Слюдянка), содержащего андрадит, но не содержащего магнетита. На основании расположения этих точек выделяем на диаграмме поля одно-, двух- и трехминеральных парагенезисов.

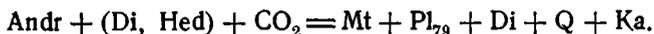
Из фиг. 22 мы видим, что в парагенезисе андрадит + магнетит + пироксен (+Ca + Q) пироксен имеет вполне определенный состав (около 50% геденбергитовой молекулы). Более железистый пироксен не может встречаться с андрадитом, так как, взаимодействуя, они дадут магнетит, кварц, кальцит и указанный промежуточного состава пироксен; более магнезиальный диопсид не может встречаться с магнетитом (в присутствии кварца и кальцита), так как он должен взаимодействовать с магнетитом, давая андрадит и молекулу геденбергита, согласно приведенной формуле. Надо сказать, что такой вывод первоначально меня весьма удивил и даже показался мало вероятным, так как до того я не сумел заметить такой закономерности. Специальная проверка шлифового материала вполне подтвердила эту закономерность. Оказалось, что в породах, содержащих первичные кварц и кальцит одновременно, магнетит не встречается вместе с пироксеном типа диопсида, а только с темным пироксеном типа диопсид-авгит-геденбергита, имеющим в нормальном шлифе травянозеленую окраску. Наоборот, в породах,

в которых отсутствует либо кварц, либо кальцит, магнетит часто встречается с диопсидом, почти бесцветным или бесцветным в шлифе; светлая окраска пироксена в этом случае даже может служить признаком ненасыщенности породы либо кальцием, либо кремнеземом. Кроме того, можно заметить, что в богатых магнетитом пироксеносодержащих породах, например в пироксеновых амфиболитах флогопитовых месторождений, в кальцитсодержащих прослоях магнетит исчезает и вместо него появляется андрадит с темнозеленым пироксеном. Может показаться, что отсутствие ассоциаций диопсида с магнетитом в присутствии кальцита и кварца достаточно объясняется растворением магнетита в пироксене в этих условиях, как это было указано в минералогическом очерке (15). Но в наших нормальных (нещелочных) пироксенах молекулярное содержание  $Fe_2O_3$  всегда значительно уступает  $FeO$ , поэтому такое растворение может иметь место только для пироксенов, содержащих геденбергитовую молекулу.

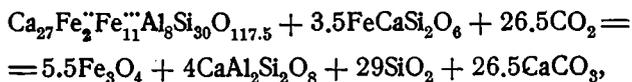
69. Чтобы учесть влияние некоторых примесей на разбираемое соотношение, я произвел расчет реакции на основании реальных анализов. Возьмем, например, приводимые Эскола анализы андрадита и сопутствующего ему пироксена из святоносита (Eskola, 1920—1921, 48) и рассчитаем реакцию возможного их взаимодействия с образованием магнетита ( $MnO$  присоединен к  $FeO$ , а  $TiO_2$  к  $SiO_2$ , остальные молекулярные числа взяты непосредственно из анализа):



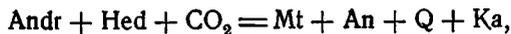
т. е.



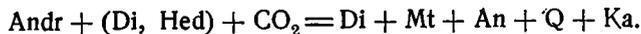
Таким образом, андрадит + пироксен святоноситов могли бы образоваться за счет ассоциации магнетита, чистого диопсида, битовнита (79% An), кальцита и кварца. Аналогичный результат мы получим, если для андрадита возьмем анализ андрадита № 475-е (из Мысовского района), а для остальных минералов возьмем идеальные формулы. Тогда получим:



г. е.



или



В обоих случаях анортит или близкий к нему плагиоклаз стоят в правой части формулы, вместе с магнетитом. Присутствие основного плагиоклаза должно, следовательно, способствовать образованию андрадита; наоборот, отсутствие анортита или растворение его в кислом плагиоклазе должно благоприятствовать разложению андрадита. Отсюда можно заключить, что с увеличением основности плагиоклаза должно также возрастать содержание геденбергитовой молекулы в пироксене ассоциации:  $Andr + Pm + Mt$ . Однако это влияние плагиоклаза, видимо, незначительно. Так, в той разности святоносита, из которой анализированы гранат и пироксен (точки 2 и 3 фиг. 22), плагиоклаз содержит менее 20% An. Андрадит вместе с железистым пироксеном встречается

в некоторых пегматитовых жилах Слюдянки, совершенно лишенных плагиоклаза, что является даже правилом (например, в копи Зильберминца с пироксеном состава точки 5 на фиг. 22 — плагиоклаз и магнетит здесь отсутствуют). Отсюда мы видим, что в схеме участием плагиоклаза в реакции образования андрадита можно пренебречь и пользоваться упрощенной диаграммой фиг. 22.

70. Имеется один анализ андрадитсодержащей породы, образующей прослой в пироксеновых амфиболитах Главного флогопитового рудника Слюдянки. Эта порода обр. № 425/4503 гранобластовой структуры с величиной зерна 1 мм, сложенная темным диопсид-геденбергитом, скаполитом, кальцитом и андрадитом с примесью сфена и изредка халькопирита. Анализ М. Т. Селютиной (ЦНИГРИ) дал результаты, показанные в табл. 12.

Таблица 12

Анализ андрадит-пироксен-скаполитовой породы  
обр. № 425/4503

Компоненты	Вес. %	М. ч.	Компоненты	Вес. %	М. ч.
SiO <sub>2</sub> . . . .	41.25	687	K <sub>2</sub> O . . . . .	0.22	2
TiO <sub>2</sub> . . . .	0.43	5	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.92	15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	8.46	83	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.06	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	4.20	26	CO <sub>2</sub> . . . . .	7.38	167
FeO . . . . .	7.19	100	Потери при прокаливании	0.15	—
MnO . . . . .	0.23	3	H <sub>2</sub> O гигр. . . .	0.29	—
CuO . . . . .	0.11	1	Σ . . . . .	100.18	—
CaO . . . . .	26.53	473			
MgO . . . . .	2.76	69			
Уд. вес . . . .				3.16	

При нанесении на фиг. 22 состав этой породы падает близко к точке 3 пироксена из святоносита. Если принять, что в пироксене породы № 425 отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> то же, что и в пироксене святоносита, то состав породы № 425 выразился бы точкой 6 той же диаграммы, лежащей в поле андрадит + пироксен + магнетит. Отсутствие в породе магнетита обусловлено, вероятно, присутствием основного скаполита, который, как и основной плагиоклаз, должен способствовать здесь образованию андрадита вместо магнетита, как мы это только что видели.

### Г. Второстепенные минералы известковых пород

#### Акцессорные минералы известковых пород

71. Наиболее обычной примесью, распространенной во всех разобранных парагенезисах, является апатит. Иногда апатит становится главным породообразующим минералом, именно в прослоях голубоватых диопсид-апатитовых пород, встречающихся среди полосатых диопсидовых кварцитов. Графит также встречается очень часто, преимущественно среди доломитовых мраморов, но также и среди кварцсодержащих кальцифиров. Он не был встречен в породах с андрадитом, и, вероятно, это не случайно, т. е. высокий потенциал кислорода в этих породах связан с отсутствием в них свободного углерода.

Циркон (ZrSiO<sub>4</sub>) довольно обычен в мигматизированных известковых породах (с полевыми шпатами) и в замещенных пегматитах. В част-

ности, встречается в этих случаях вместе со шпинелью и доломитом, которые, очевидно, не могут отнять кремнезем у циркона. Как редкость циркон встречен и в метасоматических диопсидовых породах, происшедших за счет доломита вблизи пегматита (второй флогопитовый рудник Слюдянки).

Флюорит является редкостью. В существенном количестве он встречен в одном месте пади Улунтуй, среди пласта полосатых диопсидовых кварцитов, в прослое, сложенном главным образом кварцем, апатитом и флюоритом, с меньшим содержанием вторичного тремолита, кальцита и мусковита (обр. № 579а). Цвет флюорита темнофиолетовый. В другом случае существенное количество его встречено в диопсид-скаполит-кальцитовом кристаллическом сланце (№ 751b). В обоих случаях флюорит одновременен с другими минералами, т. е. является высокотемпературным, и фтор его, очевидно, имеет осадочное происхождение. Характерно полное отсутствие флюорита в гранитах и метасоматических породах. Одновременное существование двух кальциевых минералов — кальцита и флюорита ( $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaF}_2$ ) — и появление последнего в явной связи с первичным составом осадка доказывают инертное поведение фтора при метаморфизме.

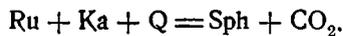
Турмалин в изученных южноприбайкальских известковых породах высокотемпературного характера не был встречен. Обнаружен он был лишь в странной мигматитовой породе (обр. № 563), представляющей внедрение пегматита в доломит. Низкотемпературный характер этой породы устанавливается совместным присутствием кварца и доломита вместе с кальцитом, светлым бурым турмалином, а также скаполитом, плагиоклазом, флогопитом и неопределенным просвечивающим рудным минералом. Нужно, однако, иметь в виду, что в мраморах Алданской плиты, аналогичных слюдянским, мной был определен турмалин (дравит — см. 1936, Г1) в мраморе с паргаситом, т. е. в мраморе, недосыщенном кремнеземом. Следовательно, турмалин в основную (высокотемпературную) стадию метаморфизма был устойчив в известковых породах, но, повидимому, лишь в ненасыщенных кремнеземом разностях. В пользу последнего предположения говорит то, что турмалин отсутствует в мигматизированных гранитах и пегматитами известковых породах, за исключением одного вышеупомянутого случая более низкотемпературного мигматита (обр. № 563).

О барите было сказано уже выше (55).

72. Присутствие титана в количестве, превышающем его растворимость в других минералах породы, обуславливает появление сфена или рутила. Рассмотрим возможную реакцию образования сфена из рутила:



т. е.



В присутствии одновременно кальцита и кварца устойчивым является сфен, его потенциал (+потенциал  $\text{CO}_2$ ) ниже, чем сумма потенциалов для рутила, кальцита и кварца. Пусть теперь при постоянстве потенциала  $\text{CO}_2$  и кальцита понижается потенциал кремнезема, т. е. кварц исчезает и порода становится недосыщенной кремнеземом. Тогда при некоторой величине потенциала кремнезема вместо сфена устойчивым станет рутил.<sup>1</sup> В соответствии с этим рассуждением сфен был встречен только в ассоциации с минералами, расположенными на фиг. 18 не ниже линии

<sup>1</sup> В рассматриваемых глубинных условиях перовскит  $\text{CaTiO}_3$  неустойчив в силу высокого давления на глубине  $\text{CO}_2$  (Коржинский, 1937, 1940).

диопсид-флогопит-нефелин (анортит), а именно был встречен в присутствии кальцита с кварцем, диопсидом (и салитом), ортоклазом, плагиоклазами, скаполитом, нефелином, лазуритом, паргаситом и роговой обманкой, флогопитом. С другой стороны, рутил был встречен в ассоциации с минералами, обладающими низким потенциалом кремнезема, — с доломитом, форстеритом и шпинелью. В мраморах Алданской плиты рутил был встречен мной также в диаллаговом кальцифоре (1936, 11). Предположительно рутил должен быть устойчив и в ассоциациях  $Di + For + Phl$ ,  $For + Phl + Spl$ ,  $Spl + Phl + (An, Ne, Laz)$ ,  $Spl + (An, Ne) + Cor$ .

Поскольку разложение сфена сопровождается поглощением углекислоты, понижение температуры должно расширять область парагенезисов рутила за счет сфена.

Ортит в известковых породах (т. е. с кальцитом) ни разу не был встречен.

73. Из рудных минералов выше мы уже говорили о магнетите. Вероятно, он нередко содержит примесь титана, как можно заключить по образованию гистерогенных каемок титанита вокруг магнетита. В большинстве случаев устанавливается октаэдрическая форма зерен магнетита. Полированных шлифов не изготовлялось, поэтому вопрос о наличии или отсутствии ильменита остается открытым, но во всяком случае пластинчатые кристаллы ильменита в известковых породах не были встречены.

Довольно широкое распространение во всевозможных парагенезисах имеет пирротин. Пирит, как правило, появляется только с более низкотемпературными минералами и вообще редок. Замечательное исключение из этого общего правила представляют лазуритовые месторождения, в которых пирит, несомненно, является одновременным с такими высокотемпературными минералами, как лазурит, форстерит, с которыми он тесно ассоциирует. Причиной образования здесь пирита ( $FeS_2$ ) вместо пирротина ( $FeS$ ), несомненно, служит высокий потенциал серы: лазуритовые месторождения залегают среди доломитов, издающих при ударе резкий запах сероводорода. Химическая проба доломита Слюдянского месторождения лазурита (обр. № 387е) дала 0.06 вес. % S. С содержанием серы в доломитах связана и синяя окраска лазурита. Нередко можно в шлифе наблюдать ореол синей окраски вокруг включения пирита в бесцветном гаюиновом минерале.

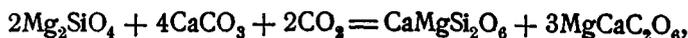
## Гистерогенные минералы и парагенезисы в известковых породах

74. Изучение гистерогенных превращений представляет большой теоретический интерес; они заслуживают того, чтобы стать темой отдельной работы. Рассчитывая дать в будущем такого рода исследование, здесь я сообщу только самые краткие сведения об этих явлениях.

Описанные выше высокотемпературные ассоциации минералов нередко обнаруживают начальные стадии замещения другими ассоциациями, с образованием реакционных каемок между минералами и с замещением их по секущим жилкам. Это развитие последующих минералов всегда сопровождается поглощением воды и углекислоты без заметного изменения состава породы относительно других компонентов. Большинство таких замещений в Слюдянском районе явно имеет гистерогенный характер, т. е. связано с последними стадиями тех же самых архейских метаморфических и метасоматических процессов. В других районах, например, в Лиственничном районе, широко развиты процессы повторного изменения пород архейского комплекса, которые не обнаруживают никакой связи с первичными архейскими процессами, т. е. не являются гистерогенными (остаточными).

Гистерогенные явления в некоторых случаях могут совершаться непрерывно, начиная от весьма высокотемпературных стадий до низкотемпературных, так что в породе могут наблюдаться следы ассоциаций всех температур образования. Чаще, однако, в отдельных породах наблюдаются ассоциации, относящиеся лишь к одной или немногим ступеням равновесия, не обязательно последующим.

К числу весьма высокотемпературных гистерогенных явлений относится замещение форстерита минералами группы гумита, особенно хондритом и клиногумитом; эти минералы образуют венцы вокруг форстерита в некоторых кальцифирах. Более низкотемпературной является реакция полного исчезновения форстерита, который, реагируя с кальцитом, замещается диопсидом с образованием венца зернышек доломита, согласно реакции:



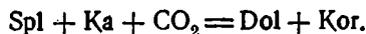
т. е.



Позднее происходит аналогичное разложение шпинели:



т. е.



Примерно в эту же стадию начинается замещение диопсида синевато-зеленой роговой обманкой, которая, в противоположность первичной роговой обманке, устойчива с кальцитом и кварцем одновременно. Очень рано появляется эпидот, тогда как развитие цоизита и клиноцоизита происходит значительно позднее.

К более низкотемпературным стадиям относятся развитие серпентина по форстериту, амезита в шпинельсодержащих породах, замещение диопсида тремолитом или актинолитом, развитие цоизита, хлорита, мусковита и серицита, полная альбитизация плагиоклаза. Лазурит замещается цеолитами.

Совершенно не образуется брусита и пренита, которые, очевидно, являются «абиссофобными» минералами. Хотя брусит был упомянут в моей работе по мраморам Алданской плиты (1936<sub>1</sub>), а ранее отмечен С. С. Смирновым в Слюдянке (1928), но более внимательное исследование этого бруситоподобного минерала показало, что мы имеем дело с амезитом, совершенно бесцветным в шлифе. Пренит совершенно отсутствует в Слюдянке, но очень обычен в известковых архейских породах Лиственичного района, где его образование связано с более молодыми воздействиями.

### ЧАСТЬ III. АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ПОРОД, НЕНАСЫЩЕННЫХ КАЛЬЦИЕМ

#### А. Общий обзор ассоциаций кварцсодержащих пород

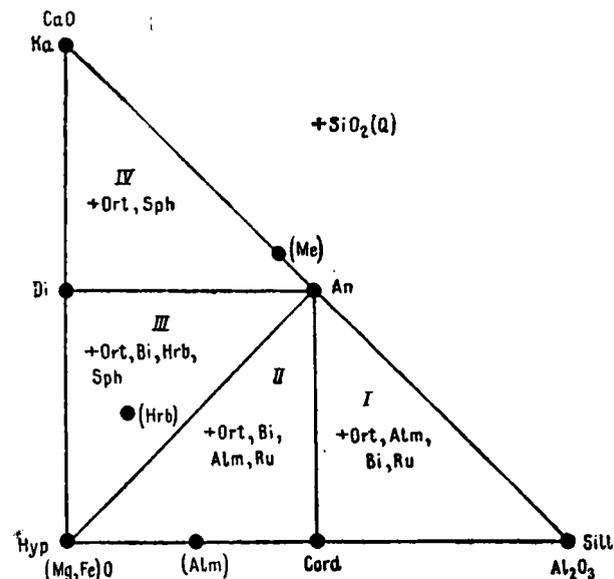
75. Общий обзор парагенезисов кварцсодержащих пород можно дать на диаграмме с компонентами  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ , считая кремнезем избыточным (фиг. 23). В плоскость этой диаграммы, при незначительном содержании железа, попадают следующие обычные минералы кристаллических сланцев алдано-слюдянского комплекса: гиперстен и энстатит (Hyp), кордиерит (Cord), силлиманит (Sill), диопсид и диопсидо-авгит (Di), анортит (An), кальцит (Ca). Парагенетические соотношения между этими минералами выра-

жаются диаграммой (фиг. 23), которая сходна с диаграммой роговиковой фации Гольдшмидта—Эскола. Отличием между этими двумя фациями являются отсутствие у насgrossуляра и замена волластонита кальцитом и андалузита силлиманитом.

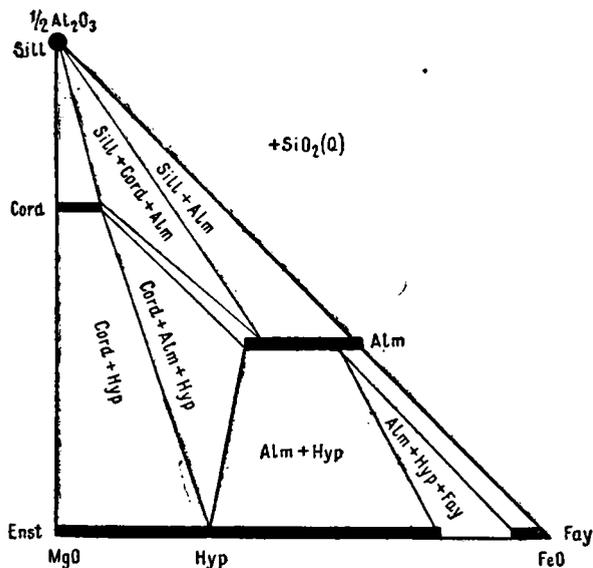
При наличии щелочей и железа становится возможным образование также следующих минералов: ортоклаза, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, альмандина, фаялита. Парагенетические соотношения между всеми этими минералами довольно сложны.

Выше нами были разобраны парагенетические соотношения в верхнем (IV) поле фиг. 23, т. е. в породах, содержащих кварц и кальцит одновременно. В одной из предыдущих работ (1936з) был произведен анализ парагенезисов полей I и II фиг. 23, соответствующих породам с избытком глинозема по отношению к кальцию и щелочам. Поэтому в этой части нам надлежит заняться парагенезисами одного поля III фиг. 23, соответствующего породам, содержащим кальций в цветных минералах, но не содержащим первичного (высокотемпературного) кальцита.

76. Для полноты напомним главные результаты исследования пород с избытком глинозема (Коржинский, 1936з). Для системы  $\text{FeO—MgO—Al}_2\text{O}_3$  получена диаграмма парагенезисов (фиг. 24).



Фиг. 23. Обзорная диаграмма парагенезисов кварцсодержащих пород изучаемого алдано-слюдаинокского комплекса.



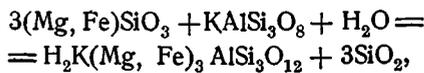
Фиг. 24. Система  $\text{MgO—FeO—}\frac{1}{2}\text{Al}_2\text{O}_3$  при избытке  $\text{SiO}_2$  для изучаемой минеральной фации.

На ней мы видим, что с возрастанием отношения  $\text{FeO}:\text{MgO}$  вместо кордиерита образуется альмандин (как это впервые отмечено Eskola, 1915), а при дальнейшем возрастании вместо гиперстена образуется фаялит. Во всех парагенезисах фиг. 24 может встречаться также плагиоклаз. Роговая обманка в породах с избытком глинозема мной встречена лишь один раз, именно в фаялит-грюнерит-альман-

диновой породе шл. № 523g/4503. Роговая обманка здесь развита в стыках альмандина с грюнеритом (грюнерит вторичен, замещает фаялит) и, вероятно, имеет гистерогенный характер. Повидимому, при наиболее высокотемпературных условиях метаморфизма в изучаемом комплексе пород роговая обманка в присутствии кварца была неустойчива с минералами, содержащими избыток глинозема, на чем мы еще остановимся далее.

Интересные соотношения в системе  $MgO - FeO$  при избытке ортоклаза и кварца выражаются, в зависимости от температуры (фиг. 25).

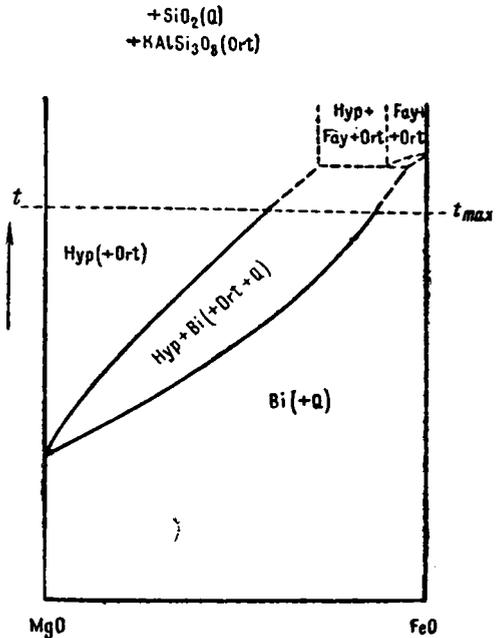
Для каждой данной температуры (стадии) для более магнетических пород устойчив ромбический пироксен + ортоклаз, для более железистых пород гиперстен с ортоклазом должны реагировать с образованием биотита (+ кварц), согласно реакции:



т. е.



Для некоторого интервала отношения  $FeO : MgO$  устойчивы все четыре минерала приведенного уравнения одновременно, причем биотит обладает более высокой величиной отношения  $FeO : MgO$ , чем сосуществующий с ним гиперстен (что подтверждается измерением преломления этих минералов). Понижение температуры приводит к расширению области устойчивости водного минерала — биотита — за счет безводного ортопироксена (см. фиг. 25).



Фиг. 25. Соотношение между гиперстеном, биотитом и ортоклазом в зависимости от температуры.

## Б. Кварцсодержащие породы без избытка глинозема

### Система $CaO - MgO - FeO - K_2O$

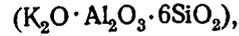
77. Обратимся теперь к анализу парагенезисов в области  $Di - Hyp - An$  нашей обзорной диаграммы (фиг. 23).

Начнем с системы  $MgO - FeO - CaO$  при отсутствии щелочей. В избытке у нас имеется  $SiO_2$ . Возможными минералами у нас являются, помимо кальцита (парагенезисов которого мы в этом отделе рассматривать не будем), клинопироксены ряда диопсид—геденбергит и ортопироксены ряда энстатит—гиперстен, а также фаялит; парагенетические отношения представлены на фиг. 26. Во всех ассоциациях этой системы должен быть устойчив также и анортит, что обозначаем на диаграмме символом + An. Ассоциации фаялита с геденбергитом в наших породах встречено не было, так же как и ассоциации железистых клинопироксенов с гиперстеном, но обе эти ассоциации являются довольно обычными для других районов и комплексов.

78. При наличии калия становится возможным образование двух новых минералов в наших породах — ортоклаза и биотита. Химических анализов для биотитов нашего комплекса не имеется. Если мы возьмем

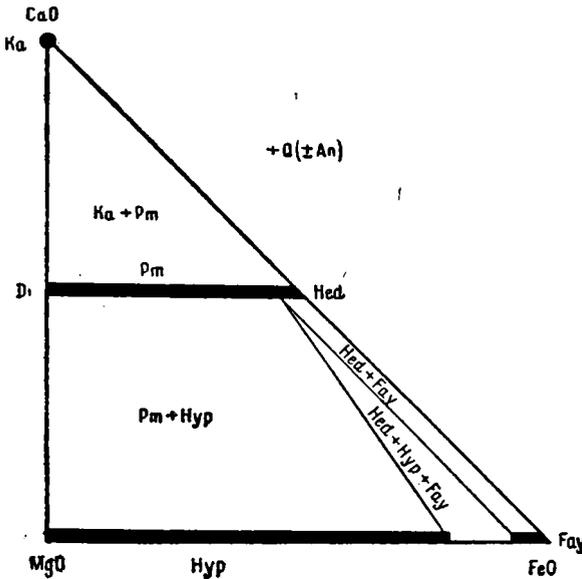
для биотита обычную идеальную формулу  $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ , то биотит может быть изображен на

диаграмме с компонентами  $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{CaO}$ , если положить в избытке не только  $\text{SiO}_2$ , но и молекулу ортоклаза

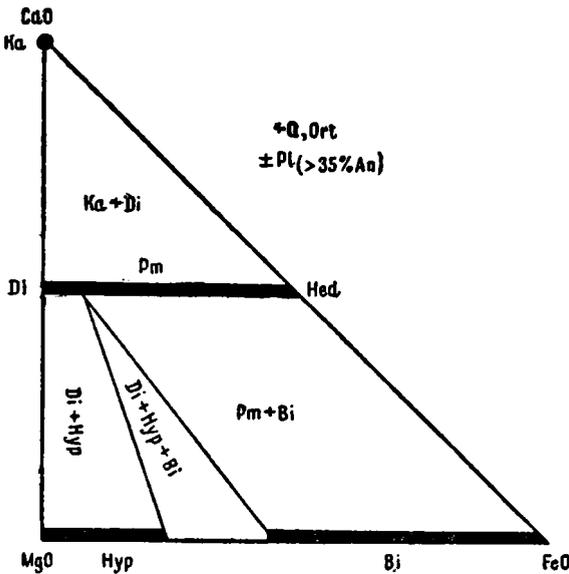


что и сделано на фиг. 27. В этом случае изоморфный ряд флогопит — лепидомелан упадет на ряд ромбического пироксена и фаялита. Сравнивая с фиг. 25, мы найдем, что на фиг. 27, т. е. в присутствии кварца и ортоклаза, для магнезиальных смесей должен быть устойчив ортопироксен, а для более железистых — биотит.

Как показали замеры преломления для пород с ассоциацией ортоклаз + гиперстен + биотит, показатель гиперстена колеблется от  $\text{Ng} = 1.700$  (гнейс № 540/4503 — новое измерение) до 1.729 (Коржинский, 1936з, табл. на стр. 362), что соответствует по диаграмме Винчеля (1927, 1932) содержанию от 23 до 39%  $\text{FeSiO}_3$  (как увидим далее в анализированном обр. № 712а/4503, гиперстен в такой же ассоциации содержит даже более 50%  $\text{FeSiO}_3$ ). Это колебание состава связано с различием температур, при которых протекала главная перекристаллизация гнейса (см. фиг. 25). На наших диаграммах в качестве обычного случая мы примем в указанной ассоциации для гиперстена 28%, а для биотита 46% железистой молекулы.



Фиг. 26. Система  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$  при избытке кремнезема.



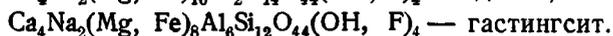
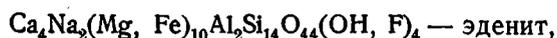
Фиг. 27. Система  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$  при избытке кварца и ортоклаза. Может присутствовать также основной плагиоклаз.

Ассоциации  $\text{Ort} + \text{Di} + \text{Hyp}$  и  $\text{Ort} + \text{Di} + \text{Hyp} + \text{Bi}$  являются довольно обычными в гнейсах нашего комплекса. Ассоциация же железистого клинопироксена (салита) с железистым биотитом является редкой. Встречена она в субщелочных пироксеновых гранитах и гранито-пегматитах нашего комплекса. В этих породах (например, обр. № 55/4503,

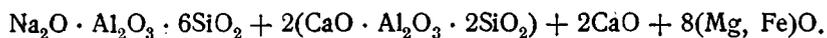
Слюдянка) на ряду с микропертитом и кварцем, но при полном отсутствии плаггиоклаза, встречается густозеленый в шлифе салит, иногда вместе с темнобурым в шлифе, почти непрозрачным по Nп и Ng биотитом. Присутствует магнетит.

Система CaO — MgO — FeO — Na<sub>2</sub>O (+SiO<sub>2</sub>)

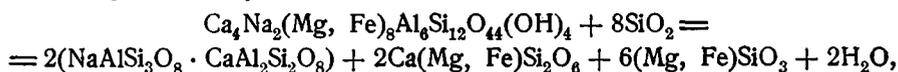
79. Рассмотрим теперь парагенезисы, возможные при наличии натрия, но при отсутствии калия. В избранной нами области составов (поле III фиг. 23) возможными новыми минералами в этом случае являются плаггиоклаз и роговая обманка. Согласно Ларсен и Берман (1937, 261—265), роговые обманки сложены следующими двумя крайними членами, в которых отношение FeO : MgO может меняться:



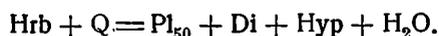
Собственно роговые обманки (обыкновенные), согласно приводимым этими авторами данным, сложены именно молекулой гастингсита. Поэтому, поскольку кремнезем мы считаем избыточным компонентом, а H<sub>2</sub>O — вполне подвижным с постоянным потенциалом, состав роговой обманки может быть разложен на компоненты:



Реакция возможного разложения такой роговой обманки может быть дана следующим образом:



т. е.



Для большей убедительности мы сделаем (табл. 13) полный пересчет роговой обманки обр. № 530с/4503 из кварцевого амфиболита нашего комплекса пород (см. минералогический очерк, 16).

Таблица 13

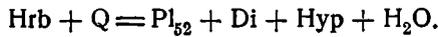
Пересчет роговой обманки обр. № 530с/4503

	Мол. ч.	Ort	Ab	An	Mt	Sph	Di	Hyp	SiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub> . . . .	720	72	114	136	—	19	248	277	—146	—
TiO <sub>2</sub> . . . .	19	—	—	—	—	19	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	99	12	19	68	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	33	—	—	—	33	—	—	—	—	—
FeO . . . .	192	}	}	}	33	—	—	163	—	—
MnO . . . .	4									
CaO . . . .	211	—	—	68	—	19	124	—	—	—
MgO . . . .	238	—	—	—	—	—	124	114	—	—
K <sub>2</sub> O . . . .	12	12	—	—	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . .	19	—	19	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O + . . . .	119	—	—	—	—	—	—	—	—	+119
F . . . . .	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	1666	96	152	272	66	57	496	554	—146	+119

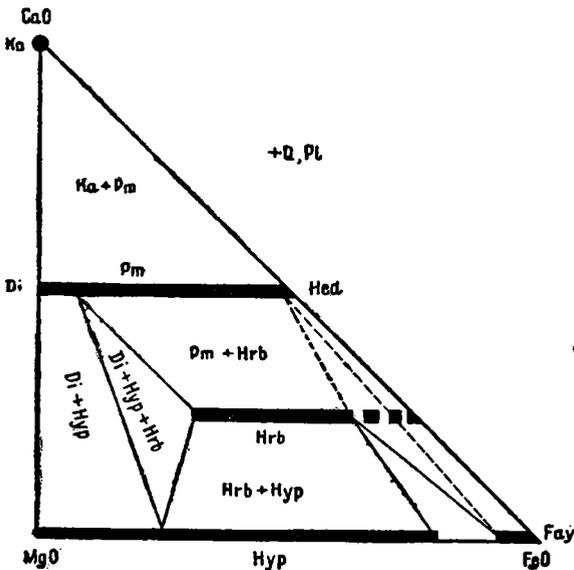
или в молекулярных числах окислов:



Калий в роговых обманках может быть целиком замещен натрием, что дало бы для плагиоклаза в нашем расчете 52% Ап вместо 64%. Магнетит и сфен, как показывают наблюдения, могут присутствовать во всех парагенезисах разбираемой области составов, поэтому мы их можем принять за «индифферентные» или «избыточные» компоненты. Тогда состав как реальной, так и идеальной роговых обманок может быть выражен в компонентах  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  при названных избыточных компонентах и подвижной воде. Впрочем, титан, повидимому, не является обязательной составной частью роговой обманки и едва ли заметно влияет на ее образование, так же как и отсутствие или наличие в породе окиси железа в виде магнетита ( $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) вряд ли может заметно влиять на образование роговой обманки, поскольку минимальное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в ней может быть обусловлено одной подвижностью кислорода. Поэтому неправильно было бы думать, что в отсутствие молекулы сфена и магнетита образование роговой обманки невозможно или заметно затруднено; скорее сфен и магнетит по поведению приближаются к индифферентным компонентам, не смещающим заметным образом равновесия между другими минералами. Присоединяя  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  к  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$  соответственно, мы получим качественно тот же результат, что и при пересчете идеальной формулы, т. е.



80. Чтобы теперь изобразить на диаграмме все парагенезисы нашей области составов (поля III фиг. 23), мы положим, что в избытке у нас находится плагиоклаз некоторого произвольного среднего состава. Тогда все тройные парагенезисы, в которых будет участвовать в качестве четвертого минерала взятый плагиоклаз, могут быть изображены в зависимости от компонентов  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ , как это показано на фиг. 28.



Фиг. 28. Система  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$  при избытке кварца и плагиоклаза (среднего состава).

у нас находится плагиоклаз некоторого произвольного среднего состава. Тогда все тройные парагенезисы, в которых будет участвовать в качестве четвертого минерала взятый плагиоклаз, могут быть изображены в зависимости от компонентов  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ , как это показано на фиг. 28.

В разбираемой пятикомпонентной системе ( $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Ab} - \text{An}$ ) при произвольных температуре и давлении ассоциация четырех минералов, именно  $\text{Di} + \text{Hyp} + \text{Hrb} + \text{Pl}$ , будет обладать одной степенью свободы, как это следует из правила фаз ( $c = k + 2 - \phi =$

$= 5 + 2 - 4 = 3$ , т. е. три степени свободы, а при постоянных температуре и давлении только одна степень свободы). Это значит, что с изменением состава взятого нами в избытке плагиоклаза может измениться также и соотношение  $\text{FeO} : \text{MgO}$  в минералах ассоциации  $\text{Hrb} + \text{Hyp} + \text{Di}$ , т. е. соответствующий треугольник на фиг. 28 может изменить свое положение. При составе плагиоклаза около 100% Ап роговая обманка образоваться не может (отсутствует натрий), и мы переходим к фиг. 26. При некотором содержании в плагиоклазе альбитовой молеку-

кулы начинает появляться роговая обманка, область составов которой должна расширяться с понижением основности плагиоклаза; при этом в парагенезисе  $Hrb + Di + Hур + Pl$  роговая обманка становится все более магнезиальной. В предельном случае, при составе плагиоклаза, близком к альбиту, содержание молекулы  $CaAl_2Si_2O_8$  (соответствующей анортиту, в роговой обманке также должно приближаться к нулю, с образованием роговых обманок, бедных глиноземом и богатых щелочами.

Во всяком случае бедные железом роговые обманки в нашем комплексе пород в присутствии кварца никогда не встречаются, т. е. при низком отношении  $FeO : MgO$  устойчива ассоциация диопсид + гиперстен при любом составе плагиоклаза. Но в отсутствие кварца встречаются весьма магнезиальные, бесцветные в шлифе роговые обманки в ассоциации  $Di + Pr + Hrb$ , что и естественно, так как разложение роговой обманки происходит с поглощением кремнезема (см. формулы выше).

С другой стороны, обыкновенные роговые обманки с обычными оптическими свойствами встречались с весьма различными плагиоклазами (от 10 до 90%  $An$ ), тогда как сильно железистого салита не приходилось встречать вместе с гиперстеном. Повидимому, при колебаниях состава плагиоклаза в пределах, обычных для наших пород, скажем 10—70%  $An$ , треугольник  $Di + Hrb + Hур$  на нашей диаграмме (фиг. 28) смещается не особенно сильно.

Для ассоциации  $Di + Hур + Hrb + Pl_{34} + Q + Ort$  (обр. № 85а/4878) в гиперстене мной было измерено  $Ng = 1.700$ , что по диаграмме Винчеля (1927 и 1932) соответствует 23%  $FeSiO_3$ . Анализированная роговая обманка обр. № 530с/4503 входит в ассоциацию  $Hrb + Pl_{47} + Q + Pm + Sph$  + пирротин и обладает отношением  $f = \frac{(Fe^{2+} - Fe^{3+}) \cdot 100}{(Fe^{2+} - Fe^{3+}) + Mg} = 41$ , что и служит нам некоторыми опорными данными при построении диаграммы (фиг. 28).

Еще менее ясен вопрос об устойчивости чисто железистой (без магния) роговой обманки.

Вероятно, в присутствии кислого плагиоклаза устойчивы различные роговые обманки, вплоть до чисто железистых, чем исключается возможность ассоциации геденбергита с фаялитом. Наоборот, в присутствии основного плагиоклаза устойчива, вероятно, эта последняя ассоциация ( $Hed + Fay + Pl$ ), тогда как чисто железистая роговая обманка неустойчива. Оба эти взаимно исключающие парагенезисы показаны на фиг. 28 пунктиром.

Все представленные на фиг. 28 парагенезисы роговой обманки являются очень обычными, за исключением парагенезиса с фаялитом, который был встречен лишь раз и то, повидимому, с вторичной роговой обманкой.

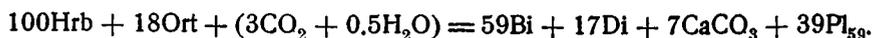
Особенно интересна встреченная ассоциация роговой обманки с весьма железистым гиперстеном в гнейсе обр. № 87а/4878. Эта порода сложена плагиоклазом (30%  $An$ ), гиперстеном, роговой обманкой, магнетитом, кварцем, с примесью апатита и ортита и вторичных биотита и актинолита. У этого гиперстена замер в жидкости дал  $Ng = 1.742$ . Столь высокопреломляющий гиперстен отсутствует на диаграмме Винчеля, а по диаграмме Walls (1935) он должен содержать около 62 мол. %  $FeSiO_3$ . Как и следует из фиг. 28, моноклинный пироксен в этой железистой породе с гиперстеном отсутствует. Встречались также железистые породы с салитом и роговой обманкой, но без гиперстена.

Как отмечалось выше, в породах, ненасыщенных кремнеземом, являются устойчивыми и магнезиальные, светлые в шлифе роговые обманки (появление которых может даже служить признаком недосыщенности породы кремнеземом). Следовательно, и находящиеся с ними в равнове-

сии пироксены должны быть более магнезиальны. Так, в двух бескварцевых гнейсах состава  $Pm + Hrb + Hgb + Pl + Bi$  (обр. № 7b и 7c колл. № 4878) у гиперстена оказалось  $Nm$  равным всего 1.680, что по диаграмме Винчеля соответствует 17%  $FeSiO_3$ .

### Соотношение между роговой обманкой и ортоклазом

§ 81. Выше (58) было показано, что роговая обманка (паргасит) известковых пород неустойчива с ортоклазом. Действительно, используя для роговой обманки и биотита химические анализы паргасита и флогопита из известковых пород нашего комплекса, мы получили следующее уравнение (в весовых количествах):



Ассоциация правой части уравнения является в наших породах довольно обычной, а ассоциация левой части, т. е. роговая обманка с ортоклазом, в известковых породах не наблюдалась (за исключением случаев вторичной роговой обманки, заметно отличающейся от первичной по своим свойствам).

В приведенном уравнении в левой части стоят только роговая обманка и ортоклаз, не считая  $CO_2$  и  $H_2O$ , которые присутствуют при всяком метаморфическом процессе. Поэтому на первый взгляд кажется, что наш вывод о неустойчивости роговой обманки с ортоклазом должен иметь общее значение для всех наших высокотемпературных пород, а не только известковых (кальцит ведь в нашем уравнении появляется только как продукт разложения роговой обманки). Но дело в том, что с изменением общего состава породы меняется и состав роговой обманки, а потому изменяется и уравнение возможного ее разложения. Поэтому мной были проделаны специальные расчеты для кварцсодержащих пород.

На фиг. 27 изображены парагенезисы разбираемой области составов при наличии избыточного ортоклаза. Если сверх того присутствует и плагиоклаз, то возможно появление также и роговой обманки, составы которой расположатся вдоль линии, лежащей между рядом диопсид — геденбергит и рядом биотита; парагенезис салита с биотитом заменится в этом случае ассоциацией роговой обманки с ортоклазом. Для расчета мы возьмем сначала роговую обманку из породы с основным плагиоклазом, а именно роговую обманку из кварцевого амфиболита обр. № 530с/4503 (состав его  $Hrb, Pl_{47}, Q$ , примесь  $Pm, Sph, Ap$ , серицита, пирротина, см. минералогический очерк, § 16). Для биотита мы возьмем среднее по биотитам гранита и гранит-пегматита (Tröger, 1935, 344, № 29, — повидимому, по П. Н. Чирвинскому). Расчет приведен в табл. 14, причем как и в табл. 11 (59),  $n$  обозначает весовые количества минералов, а  $M. ч.$  — молекулярные числа на 100 г минерала.

Ассоциация правой части полученного уравнения, т. е. диопсид + основной плагиоклаз + биотит + кварц, безусловно устойчива в наших породах, как это видно из приводимой таблицы парагенезисов (табл. 16); следовательно, роговая обманка обр. № 530с, хотя она взята и из кварцсодержащей породы, не может быть устойчива в присутствии ортоклаза. Взаимодействуя с ортоклазом, такая роговая обманка должна разлагаться без остатка (а не только изменять свой состав).

Другой результат получился бы, если бы мы взяли роговую обманку из пород с кислым плагиоклазом или с ортоклазом. Соответствующие анализы для архейского комплекса отсутствуют, но мы можем воспользоваться сходством наших роговых обманок с таковыми изверженных пород нормального ряда (по оптическим свойствам). Взяв обычную рого-

Расчет реакции между роговой обманкой и ортоклазом в основных породах

	n	(Al, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		(Mg, Fe)O		CaO		K <sub>2</sub> O		Na <sub>2</sub> O		(Si, Ti)O <sub>2</sub>		H <sub>2</sub> O	
		М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n
. . . . .	+38.4	0	0	0.425	16.3	0.425	16.3	0	0	0	0	0.85	32.8	0	0
l . . . . .	+13.2	0.36	4.8	0	0	0.36	4.8	0	0	0	0	0.72	9.5	0	0
) . . . . .	+10.5	0.19	2.0	0	0	0	0	0	0	0.19	2.0	1.14	12.0	0	0
. . . . .	+58.1	0.20	11.6	0.46	26.8	0	0	0.11	6.4	0	0	0.62	36.0	0.20	11.6
. . . . .	+ 9.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.65	16.1	—	—
O . . . . .	+ 0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.55	0.4
t . . . . .	-30.0	0.18	-5.4	0	0	0	0	0.18	-5.4	0	0	1.08	-32.4	0	0
. . . . .	100.0	—	13.0	—	43.1	—	21.1	—	1.0	—	2.0	—	74.0	—	12.0
b . . . . .	100.0	0.13	13.0	0.43	43.0	0.21	21.0	0.01	1.0	0.02	2.0	0.74	74.0	0.12	12.0

$$r. e. 100 \text{ Hrb} + 30 \text{ Ort} = 38.4 \text{ Di} + 23.7 \text{ Pl}_{55} + 58.1 \text{ Bi} + 9.7 \text{ Q} + 0.1 \text{ H}_2\text{O}$$

вую обманку из нормальных (известково-щелочных) гранитов по Tröger (1935, 344, табл. 15) и прежний биотит, получим результаты, показанные в табл. 15.

Таблица 15

Расчет реакции между роговой обманкой и ортоклазом в кислых породах

	n	(Al, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		(Mg, Fe)O		CaO		K <sub>2</sub> O		Na <sub>2</sub> O		(Si, Ti)O <sub>2</sub>		H <sub>2</sub> O	
		М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n	М. ч.	×n
Di .	52.7	0	0	0.46	24.2	0.46	24.2	0	0	0	0	0.93	49.0	0	0
Ab .	15.8	0.19	3.0	0	0	0	0	0	0	0.19	3.0	1.14	18.0	0	0
Bi . .	58.2	0.20	11.6	0.46	26.8	0	0	0.11	6.4	0	0	0.62	36.1	0.20	11.6
Q . .	7.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.66	12.8	—	—
Σ <sup>1</sup> .	134.4	—	14.6	—	51.0	—	24.2	—	6.4	—	3.0	—	115.9	—	11.6
An .	3.43	0.36	1.2	0	0	0.36	1.2	0	0	0	0	0.72	2.5	0	0
Ort .	30.0	0.18	5.4	0	0	0	0	0.18	5.4	0	0	1.08	32.4	0	0
H <sub>2</sub> O .	1.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.55	6.6
Hrb .	100.0	0.08	8.0	0.51	51.0	0.23	23.0	0.01	1.0	0.03	3.0	0.81	81.0	0.05	5.0
Σ <sup>2</sup> .	134.6	—	14.6	—	51.0	—	24.2	—	6.4	—	3.0	—	115.9	—	11.6



При вычислении неожиданно обнаружилось, что при разложении такой роговой обманки должен образоваться чистый альбит, анортитовая же молекула не только не образуется, но для нее получился отрицательный знак, т. е. она поглощается при разложении; следовательно, присутствующий при реакции плагиоклаз обогащается альбитовой молекулой. Для некоторой промежуточной роговой обманки кислых пород мы получили бы:



В данном случае мы определенно можем установить, что диопсид с биотитом в присутствии наиболее кислых плагиоклазов не встречается, а устойчив ортоклаз с роговой обманкой. Таким образом, устойчивость ассоциации роговая обманка + ортоклаз зависит от состава роговой обманки, который в свою очередь связан с составом плагиоклаза.

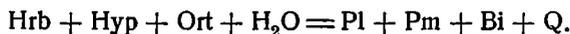
82. Если мы объединим MgO и FeO в один компонент и пренебрежем Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>, которые могут входить в состав как роговой обманки, так и замещающего ее биотита, то разбираемая система будет, как видно из табл. 15, содержать шесть компонентов: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (Mg, Fe)O, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O. Поэтому равновесие шести минералов кварц + ортоклаз + плагиоклаз + биотит + роговая обманка + диопсид при постоянных температуре и давлении будет неинвариантным, т. е. возможным только при вполне определенном составе плагиоклаза и других минералов. При более основном составе плагиоклаза исчезает, как показывают наблюдения, роговая обманка; при более кислом плагиоклазе исчезает либо биотит, либо диопсид. Наблюдавшиеся парагенезисы, сведенные в табл. 16, показывают, что, действительно, ассоциация Di + Bi + Q наблюдалась лишь в присутствии более основного плагиоклаза,

состава от 32 до 78% An (верхняя часть таблицы). Заменяющая ее ассоциация ортоклаз + роговая обманка встречалась, наоборот, лишь в породах с более кислым плагиоклазом, состава 0—35% An (нижняя часть таблицы). Следовательно, критический для данной реакции состав плагиоклаза лежит около 33% An. Но, приняв MgO и FeO за отдельные компоненты, мы получили бы одну степень свободы, указывающую на возможность изменения критического состава плагиоклаза с изменением соотношения между компонентами MgO и FeO. Как показывают наблюдения (табл. 16), это влияние незначительно, оно изменяет равновесный (критический) состав плагиоклаза не более чем на несколько процентов.

83. Ранее нами рассмотрена была диаграмма парагенезисов системы MgO — FeO — CaO при избытке ортоклаза (фиг. 27). Теперь мы видим, что появление избыточного плагиоклаза с содержанием более 35% An не может изменить парагенетических соотношений, даваемых этой диаграммой. Но если плагиоклаз, находящийся в избытке вместе с ортоклазом, имеет состав более кислый, не свыше 32% An, то диаграмма меняет свой характер, так как в поле парагенезисов клинопироксен — биотит появляется роговая обманка, как показано на фиг. 29.

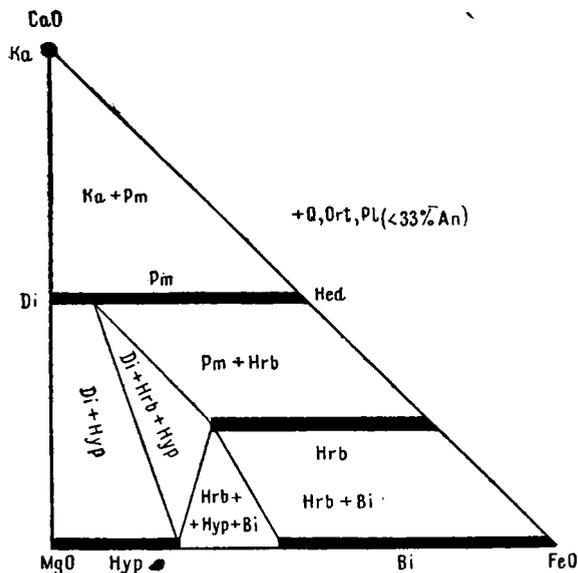
При этом, конечно, возникает вопрос, сле-

дует ли соединить линией гиперстен с роговой обманкой, как сделано на фиг. 29, или же диопсид с биотитом, как это имело место на фиг. 27; другими словами, устойчива правая или левая часть уравнения, которое можно получить если исходить из состава роговой обманки обр. № 530с:



Но мы видели, что при плагиоклазе с содержанием свыше 35% An роговая обманка в присутствии ортоклаза неустойчива, т. е. неустойчива и левая часть приведенного уравнения, а при плагиоклазе с содержанием менее 32% An неустойчива правая часть уравнения, а потому устойчива левая, что и принято нами на фиг. 29. При этом мы основывались, конечно, на тех наблюдаемых парагенезисах, которые сведены в табл. 16. Из этой таблицы видно, что, действительно, при тех составах плагиоклаза, при которых роговая обманка ассоциирует с ортоклазом, одновременно может присутствовать и гиперстен.

В табл. 16 внесены все те породы, в которых встречается либо ассоциация Ort + Hrb (+ Hyp), либо ассоциация Q + Bi + Pm. Плагиоклазы во всех случаях определялись мной одним и тем же способом — на основании угла погасания в сечении  $\perp$  РМ и его знака. В случае необходимости для установления этого сечения я пользовался столиком Федорова. Такое единообразное определение дает, конечно, более точные результаты, чем полные замеры двойников различных законов. Про-



Фиг. 29. Система CaO — MgO — FeO, избыток кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза (< 33% An).

центное содержание анортитовой молекулы дано в виде индекса у символа плагиоклаза (например, Pl<sub>30</sub>). В верхней половине таблицы помещены породы с ассоциацией Q + Bi + Pm, к которым могут присоединяться либо роговая обманка, либо, при отсутствии роговой обманки, ортоклаз (или микроклин). Во всех этих породах плагиоклаз содержит не менее 32% Ап, обычно более. В нижней части помещены парагенезисы с ассоциацией ортоклаза с роговой обманкой и кварцем. Плагиоклаз во всех этих породах кислый, с содержанием 0—35% Ап.

Таблица 16

Некоторые парагенезисы гнейсов, амфиболитов, мигматитов

Q	Ort, Mi	Hrb	Hyp	Bi	Pm	Pl	№ шлифов и состав Pl в каждом шлифе					
Q	—	—	Hyp	Bi	Pm	Pl <sub>32-78</sub>	$\frac{714(1)}{> 78}$	$\frac{8b(2)}{50}$	$\frac{91c(2)}{43}$	$\frac{43b(2)}{38}$	$\frac{167b(2)}{35}$	$\frac{127b(2)}{32}$
Q	Ort	—	Hyp	Bi	Pm	Pl <sub>32-42</sub>	$\frac{96(2)}{42}$	$\frac{83a(4)}{40}$	$\frac{79a(4)}{34}$	$\frac{44b(2)}{33}$	$\frac{125b(2)}{32}$	$\frac{212b(2)}{32}$
Q	Ort	—	—	Bi	Pm	Pl <sub>32, 44</sub>	$\frac{219(2)}{44}$	$\frac{125b(3)}{32}$				
Q	—	Hrb	Hyp	Bi	Pm	Pl <sub>37</sub>	190(2)					
Q	—	Hrb	—	Bi	Pm	Pl <sub>39, 42</sub>	$\frac{80(1)}{42}$	$\frac{156b(3)}{39}$				
Q	Mi	Hrb	Hyp	—	Pm	Pl <sub>31-34</sub>	$\frac{85a(2)}{34}$	$\frac{195(2)}{33}$	$\frac{41a(2)}{31}$			
Q	Mi	Hrb	Hyp	Bi	—	Pl <sub>30, 33</sub>	$\frac{193c(2)}{33}$	$\frac{42a(2)}{30}$				
Q	Mi	Hrb	Hyp	—	—	Pl <sub>35</sub>	200(2)					
Q	Mi	Hrb	—	—	Pm	Pl <sub>20, 25</sub>	$\frac{475a(1)}{25}$	$\frac{213b(2)}{20}$				
Q	Mi	Hrb	—	Bi	—	Pl <sub>0, 31</sub>	$\frac{110a(2)}{31}$	$\frac{314(1)}{0}$				(щелочный гранит)

Пояснения. В правой графе: числитель — № шлифа, знаменатель — состав плагиоклаза в шлифе. Цифры в скобках означают: 1 — район Слюдянки колл. № 4503; 2 — район Лиственичного, колл. № 4878; 3 — район Лиственичного, колл. М. Тетяева 1915; 4 — р. Тимптон, колл. № 3891 (Алданская плита).

Найденное здесь соотношение имеет, конечно, общее значение, в частности и для изверженных глубинных пород. Действительно, ассоциация клинопироксена с биотитом характерна для монцититовых пород, содержащих основной плагиоклаз, а ассоциация роговой обманки с ортоклазом — для гранитов и гранодиоритов с кислым плагиоклазом. Пограничный состав плагиоклаза и здесь лежит близко к выведенному выше (кислый андезин).

Химический анализ гиперстен-диопсидового гнейса

84. В химический анализ был отдан гиперстен-диопсидовый гнейс обр. 712a/4503, который обратил на себя внимание отсутствием явлений разложения и сильными двупреломлением и дисперсией гиперстена. Это мелкозернистая (величина зерна 0.7 мм) неяснослоистая порода грано-

бластовой структуры. Состав: плагиоклаз (45% An) с вростками ортоклаза, диопсид, гиперстен, кварц, ортоклаз, много магнетита, ничтожная примесь апатита, биотита и роговой обманки, которые почти совершенно отсутствуют и отчасти (последние два) имеют, повидимому, гистерогенный характер.

Для ортоклаза мной на Федоровском столике измерено:  $2V = -53^\circ$ ;  $\perp(001) : Nm = 5^\circ$ ,  $\perp(001) : Ng = 90^\circ$ . Для гиперстена получено:  $Ng - Np = 0.018$ ;  $0.019$ ;  $2V = -48^\circ$ ;  $-48^\circ$  (два независимых измерения в разных зернах).

Анализ, выполненный Б. М. Френкель в геохимической лаборатории ЦНИГРИ, дал результаты, приводимые в табл. 17.

Таблица 17

Пересчет анализа гиперстен-диопсидового гнейса № 712а/4503

Компоненты	Вес. %	М. ч. $\times$ $\times 1000$	Mt и Ilm	Ort	Ab	An	Di	Hyp	Q
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52.53	875	—	84	252	160	120	128	131
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.62	20	20	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.90	136	—	14	42	80	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.66	36	36	—	—	—	—	—	—
FeO . . . . .	9.13	127	} 56	—	—	—	—	74	—
MnO . . . . .	0.23	3		—	—	—	—	—	—
CaO . . . . .	7.85	140	—	—	—	80	60	—	—
MgO . . . . .	4.58	114	—	—	—	—	60	54	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.34	14	—	14	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.58	42	—	—	42	—	—	—	—
Потери при про- каливании . . . .	0.65	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ . . . . .	100.25	—	—	—	—	—	—	—	—
Уд. вес . . . . .	3.09	—	—	—	—	—	—	—	—

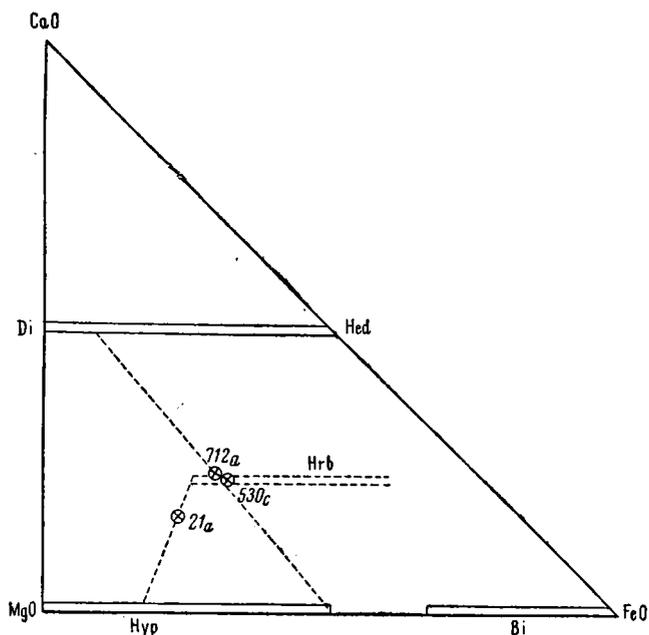
$$f = \frac{74 \cdot 100}{74 + 114} = 39. \text{ Pl с } 49\% \text{ An.}$$

При пересчете коэффициент  $f$  для гиперстена и диопсида в среднем равен 39, а если все железо включить в гиперстен, то для гиперстена

$$f = \frac{74 \cdot 100}{74 + 54} = 58.$$

По диаграммам Винчеля для гиперстенов последний состав как раз соответствует приведенным выше оптическим константам этого гиперстена. Существование столь железистого гиперстена в присутствии ортоклаза почти без примеси биотита указывает на очень высокую температуру перекристаллизации (см. фиг. 25). Эта же причина обуславливает, очевидно, почти полное отсутствие роговой обманки, которая могла бы здесь образоваться вместо Di + Hyp при столь высокой величине коэффициента  $f$  (как это видно на фиг. 30, где точка анализа нашего гнейса № 712а почти совпадает с точкой анализа роговой обманки № 530с). Однако в нормальном случае (т. е. при более низкой температуре метаморфизма) в нашем гнейсе, содержащем ортоклаз и плагиоклаз с 45% An, должен был бы возникнуть только биотит, без роговой обманки, соответственно фиг. 27. Отметим, что этот гнейс имеет все же особый характер и происходит из района (тракт Култук — с. Моты), в котором пегматиты и постмагматические явления среди архей-

ского комплекса развиты несравненно слабее, чем в Слюдянском районе, а потому и возникновение особо высокотемпературных образований не кажется слишком странным.



Фиг. 30. Расположение точек анализов метаморфизованного диабаза (21a), диоксидгиперстенового гнейса (712a) и роговой обманки (530c) в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ .

### Анализ метаморфизованного диабаза

85. Приведем еще анализ породы, недосыщенной кремнеземом, именно диабаза обр. № 21a/4503, прорезывающего в виде жилы пироксеновые параамфиболиты первого флогопитового рудника у ж.-д. ст. Слюдянка. Эти диабазы довольно распространены в архейском комплексе, они древнее архейских гранитов и метаморфизованы наравне с кристаллическими сланцами. Порода № 21a имеет реликтовую бластофитовую структуру и состоит из следующих минералов: плагиоклаз (38% An) — 54% по объему, роговая обманка — 35%, гиперстен — 5%, магнетит — 3%, биотит — 2%, кальцит и апатит — 1%. Объемные проценты подсчитаны Г. В. Успенским на столике Уэнтворса. Им же измерены на федоровском столике константы: у гиперстена  $\text{Ng} - \text{Nr} = 0.012$ ; у роговой обманки  $\text{c} : \text{Ng} = 11^\circ$ ;  $2\text{V} = -78^\circ$ ;  $\text{Ng} - \text{Nr} = 0.022$ . Роговая обманка зеленовато-бурая, с обычной схемой плеохроизма, цвет ее значительно более светлый, чем у вышеописанной роговой обманки обр. № 530c.

Интересно, что плагиоклаз содержит мельчайшие темные включения, образованные, по видимому, шпинелью, ильменитом и апатитом. Анализ обр. № 21a/4503, произведенный в геохимической лаборатории ЦНИГРИ Е. Н. Егоровой, дается в табл. 18.

Данные этого анализа, после вычитания молекул магнетита и полевого шпата, нанесены на диаграмму (фиг. 30). В виду высокого содержания магния ( $f = 28$ ) эта порода при насыщенности кремнеземом должна была бы содержать, кроме гиперстена и роговой обманки, также клинопироксен. В силу недостатка кремнезема в нашем диабазе образовались

роговая обманка и гиперстен, более магнезиальные, чем это возможно для кварцсодержащих пород, в связи с чем образование диопсида и не имело места.

Таблица 18

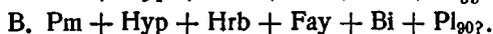
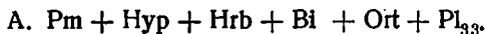
Анализ метаморфизованного диабаза обр. № 21а/4503

Компоненты	Вес. %	М. ч. × 1000
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45.49	758
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.92	24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.38	151
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.65	35
FeO . . . . .	8.04	112
MnO . . . . .	0.16	2
CaO . . . . .	9.48	169
MgO . . . . .	8.06	201
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.57	57
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.67	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.56	—
Потери при прокаливании . . . . .	0.57	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	0.09	—
Сумма . . . . .	99.64	—

Систематический обзор парагенезисов кварцсодержащих пород без избытка кальция или глинозема

86. Подведем теперь итоги нашего изучения парагенезиса поля III фиг. 23. Окислы, входящие в состав минералов этой системы, могут быть распределены на следующие группы. SiO<sub>2</sub> мы, по условию, считаем избыточным компонентом. Ряд окислов и элементов, обуславливающих появление аксессуарных минералов, мы можем, вместе с соответствующим составу этих аксессуаров количеством других окислов и элементов, выделить как «индифферентные» компоненты, каковы: FeO·Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (соответствует магнетиту), CaO·TiO<sub>2</sub>·SiO<sub>2</sub> (молекула сфена), FeS (пирротин), ZrO·SiO<sub>2</sub> (циркон), С (графит), Ca<sub>5</sub>(F,Cl)P<sub>3</sub>O<sub>12</sub> (апатит), редкие земли — в молекуле ортита. Эти индифферентные компоненты в некотором количестве могут находиться в твердом растворе в главных минералах породы, а при дальнейшем увеличении их содержания они выделяются в виде особых минералов, не влияя заметным образом на соотношения между основными минералами. Незаметным является также влияние компонента-примеси MnO. Компонент H<sub>2</sub>O вполне подвижен. Таким образом, остаются следующие шесть компонентов, являющиеся виртуальными для выбранной нами системы: MgO, FeO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (избыток SiO<sub>2</sub>).

Максимальное возможное число минералов в этой шестикомпонентной системе (*p*, *t* постоянны) равно шести. Из выведенных выше диаграмм (фиг. 26—29) следует, что в нашей системе возможно два таких шестерных парагенезиса, причем в каждом из них составы всех участвующих минералов вполне определены:



Состав плагиоклаза в ассоциации В не выяснен, он должен лежать между 80 и 100% An, т. е. примерно соответствует Pl<sub>90</sub>. Содержание железа (отношение FeO:MgO) для всех цветных минералов ассоциации В гораздо выше, чем для А.

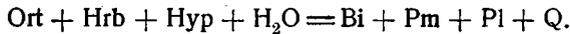
87. С исчезновением из шестерного парагенезиса одного из минералов система получает одну степень свободы в отношении состава

минералов. Становится возможным изменение состава плагиоклаза и одновременное и соответствующее изменение отношения  $\text{FeO} : \text{MgO}$  в минералах этих пятерных парагенезисов, причем для каждого из пятерных парагенезисов это изменение возможно лишь в одном направлении от составов минералов шестерного парагенезиса. Например, в ассоциации  $\text{Di} + \text{Hyr} + \text{Hrb} + \text{Bi} + \text{Pl}$  (которая получится вычеркиванием  $\text{Ort}$  в ассоциации А или  $\text{Fay}$  в В) составы минералов могут изменяться только от состава их в ассоциации А до состава их в В; в частности, плагиоклаз может иметь от 33 до 90% анортита.

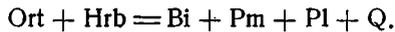
Из ассоциации А легко вывести шесть пятерных ассоциаций, вычеркивая по очереди по одному из минералов:

- A.  $\text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hrb} + \text{Bi} + \text{Ort} + \text{Pl}_{33}$ .
1.  $\text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hrb} + \text{Bi} + \text{Ort}$  —
2.  $\text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hrb} + \text{Bi}$  — +  $\text{Pl}_{33-90}$ .
3.  $\text{Pm} + \text{Hyr} + \text{Hrb}$  — +  $\text{Ort} + \text{Pl}_{33-0}$ .
4.  $\text{Pm} + \text{Hyr}$  — +  $\text{Bi} + \text{Ort} + \text{Pl}_{33-100}$ .
5.  $\text{Pm}$  — +  $\text{Hrb} + \text{Bi} + \text{Ort} + \text{Pl}_{33-35}$ .
6. —  $\text{Hyr} + \text{Hrb} + \text{Bi} + \text{Ort} + \text{Pl}_{33-0}$ .

Характерная реакция, равновесное состояние которой соответствует ассоциации А, была разобрана выше:

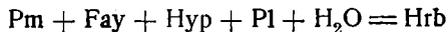


Как показали данные таблицы парагенезисов (табл. 16), состав плагиоклаза, нужный для равновесия обеих частей этого уравнения, весьма близок к составу плагиоклаза в равновесии:



Для первого равновесия мы приняли состав плагиоклаза 33%  $\text{An}$ , для второго, в котором плагиоклаз должен быть более основным, примем 35%  $\text{An}$ . Дальнейшим вычеркиванием мы получим все возможные четверные, тройные и двойные парагенезисы этой системы.

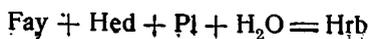
Обратившись к ассоциации В, мы прежде всего отметим, что характерное для нее равновесие:



независимо от присутствия биотита (и вообще калия) и может иметь место лишь в отсутствие ортоклаза (иначе фаялит заместится биотитом). Поэтому исчезновение биотита не дает степени свободы в изменении состава других минералов этого равновесия, а потому и не дает нового парагенезиса. Выпуская поэтому этот «тривиальный» парагенезис без биотита, а также общий для ассоциаций А и В пятерной парагенезис без фаялита, помещенный выше под № 2, получаем путем вычеркивания следующие новые пятерные парагенезисы:

- B.  $\text{Bi} + \text{Fay} + \text{Hyr} + \text{Pm} + \text{Hrb} + \text{Pl}_{90}$ .
7.  $\text{Bi} + \text{Fay} + \text{Hyr} + \text{Pm} + \text{Hrb}$  —
8.  $\text{Bi} + \text{Fay} + \text{Hyr} + \text{Pm}$  — +  $\text{Pl}_{90-100}$ .
9.  $\text{Bi} + \text{Fay} + \text{Hyr}$  — +  $\text{Hrb} + \text{Pl}_{90-0}$ .
10.  $\text{Bi} + \text{Fay}$  — +  $\text{Pm} + \text{Hrb} + \text{Pl}_{90-40?}$ .

В последней ассоциации возможно отсутствие магния в составе минералов, когда мы приходим к равновесию:



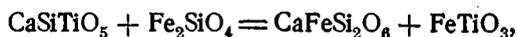
Состав плагиоклаза в этом равновесии неизвестен, но, вероятно, это не альбит, а средний плагиоклаз; исключительно для наглядности мы поставили чисто предположительную цифру 40%.

Всего в нашей системе мы имеем 2 шестерных парагенезиса и 10 пятерных.

Кроме того, по условию, во всех перечисленных парагенезисах могут присутствовать кварц и ряд аксессуарных минералов, сложенных индифферентными компонентами.

### Аксессуарные и гистерогенные минералы

88. В различных ассоциациях поля III (фиг. 23) встречались следующие аксессуарные минералы: магнетит, апатит, циркон, пирротин, графит, ортит, которые являются, видимо, устойчивыми во всех без исключения перечисленных выше парагенезисах. Сфен был встречен во всех этих же парагенезисах, за исключением парагенезисов с фаялитом. Вероятно, с фаялитом не устойчивы ни сфен, ни рутил в силу возможности реакции с образованием ильменита:



т. е.



т. е.



С появлением в породе избытка глинозема в виде кордиерита, альмандина или силлиманита сфен всегда сменяется рутилом.

89. Гистерогенные явления, следовавшие вслед за главной стадией перекристаллизации метаморфических пород, в нашем комплексе пород весьма обычны и выражаются в частичном замещении пироксенов роговой обманкой, но главным образом в замещении и пироксенов, и роговой обманки биотитом, иногда вместе с кальцитом. Эти явления обычно имеют зачаточный характер, причем новообразования то резко отличаются от первичных минералов своей мелкокостью и светлой окраской, то эти замещающие минералы развиты почти так же хорошо, как и первичные, и почти не отличаются от первичных своими свойствами. Анализ этих замещений показывает, каким образом изменяются парагенетические закономерности с падением температуры. Сущность этих изменений сводится к увеличению области существования водных минералов — роговой обманки и биотита. При этом сосуществующие в равновесии  $\text{Di} + \text{Hур} + \text{Hrb}$  приобретают все более магнезиальный состав, т. е. соответствующий треугольник на фиг. 28 продвигается с падением температуры влево; это и вызывает в двухпироксеновых породах при понижении температуры взаимодействие пироксенов с плагиоклазом и их замещение роговой обманкой. Одновременно происходит расширение области существования биотита, в силу чего гиперстен в ортоклазсодержащих породах замещается биотитом, как это видно из фиг. 25.

При дальнейшем понижении температуры биотит совместно с кальцитом замещает роговую обманку и диопсид, которые в присутствии ортоклаза становятся неустойчивыми.

Некоторые из сланцев обнаруживают низкотемпературные гистерогенные процессы, которые обычно выражаются в появлении небольшой примеси мелкочешуйчатых и волокнистых минералов, а также зернышек карбонатов. Обычны серицит, хлорит, актинолит и тремолит, минералы

группы эпидота. Большой интерес представляет замещение гиперстена магнетитом, тальком, иногда серпентином, хлоритом, в то время как замещения его антофиллитом никогда не наблюдалось даже в значительной степени, так что создается впечатление о полной неустойчивости антофиллита в алдано-слюдянском комплексе при всех температурах.

Следует отметить, что большинство кристаллических сланцев отличается необыкновенной свежестью минералов, с отсутствием всяких вторичных изменений, в то время как чередующиеся с ними граниты и мигматиты почти всегда содержат примесь вторичных минералов.

## В. Соотношение между роговой обманкой и гранатом

90. Выше мы видели, что в наших породах роговая обманка не встречается вместе с гранатом гроссуляр-андрадитового типа (67). Более замечательным фактом является тот, что в породах нашего комплекса роговая обманка в кварцсодержащих породах почти никогда не встречается и с гранатом пироп-альмандинового типа.

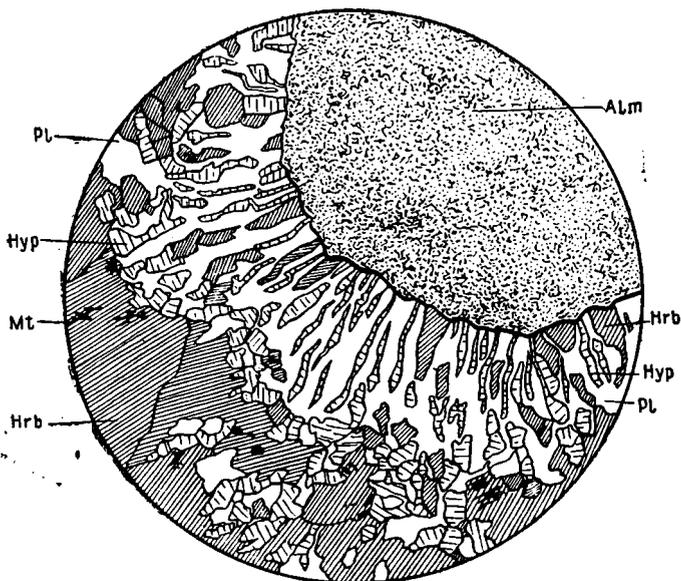
Роговая обманка и альмандин в отдельности принадлежат к наиболее распространенным минералам нашего комплекса пород. Несмотря на это, во всех наших коллекциях шлифов алдано-слюдянского комплекса встретилось только две породы, содержавшие роговую обманку и гранат одновременно.

Одна из них — это фаялит-грюнеритовая порода (обр. № 523g), содержащая также альмандин ( $N = 1.835$ ), роговую обманку, магнетит, кварц и биотит. Фаялит большей частью замещен гистерогенным грюнеритом, причем возник и магнетит. Роговая обманка приурочена к стыкам альмандина с грюнеритом и, повидимому, также является гистерогенной.

Вторая порода является амфиболитом с гранатом. Отсутствие кварца и бледная окраска роговой обманки указывают на недосыщенность кремнеземом этого амфиболита (обр. № 427a/4503, падь Улунтуй). Состав его: лабрадор (70%  $Ap$ ), обыкновенная зеленая роговая обманка, гиперстен, гранат (красный в куске), примесь магнетита. Вокруг граната наблюдаются видимые микроскопически келифитовые оторочки (ширина 2 мм) радиального строения, сложенные гиперстеном с плагиоклазом и роговой обманкой. Прилагаемый рисунок этой келифитовой оторочки (фиг. 31) исполнен А. В. Струтинской. Плагиоклаз в келифитовой оторочке однородный и имеет угол погасания  $\perp PM = 39^\circ$ , что указывает на 75%  $Ap$ . Плагиоклаз в стороне от реакционной оторочки резко зональный с углом погасания  $\perp PM$  в ядре  $33-35^\circ$  (62—67%  $Ap$ ), а в оболочке около  $40^\circ$ , т. е. состав оболочек тот же, что в келифитовой оторочке.

Отметим, что из докембрия Анабарского массива, который вообще обнаруживает весьма большое сходство с нашим алдано-слюдянским комплексом и, видимо, к нему относится, амфибол-гранатовые породы описаны в работе Моора, Ткаченко и Рожкова (1936, 95). Здесь же (стр. 97) упоминается и магнетит-диопсид-гранат-гиперстеновая разность магнетитовых кристаллических сланцев. Видеть эти шлифы мне, к сожалению, не удалось, но два образца амфибол-гранатовой породы мной были взяты из музея и из них изготовлены шлифы. Один из них оказался без кварца, с необыкновенно основным плагиоклазом: мои измерения на федоровском столике дали около 80%  $Ap$ . В другом шлифе видим роговую обманку, плагиоклаз, клинопироксен, гранат, кварц, примесь сфена. Кварц держится обособленно от участков с гранатом. Гранат окружен венцом тонких правильных прорастаний лабрадора с роговой обманкой, отделяясь этим венцом, в частности, и от клинопироксена. Плагиоклаз обладает ясной обратной зональностью, со средней частью состава около 60%, а снаружи около 66%  $Ap$ .

В обоих амфиболитах, нашем обр. № 427а и анабарском, мы видим замещение граната основным плагиоклазом с роговой обманкой и, в шл. № 427а, гиперстеном. Это замещение скорее всего могло бы быть объяснено метасоматическим привносом кальция при недостатке кремнезема; в связи с легкой подвижностью кальция такое его перемещение не является необычным. В пользу привноса кальция говорит также обратная зональность плагиоклазов, резко выраженная в обоих случаях. Поскольку дело идет о замещении, различные не соприкасающиеся друг с другом минералы породы не обязательно находятся между собой в равновесии, поэтому нужны специальные наблюдения с установлением непосредственного соприкосновения минералов. Мои личные наблюдения над описанными выше амфиболитами позволяют заключить только то, что железо-магнезиальный гранат устойчив с роговой обманкой, но в обеих породах при отсутствии кварца.



Фиг. 31. Гранат в бескварцевом амфиболите с каемкой прорастания битовнита (Pl) с гиперстеном (Hyp) и роговой обманкой (Hrb). Зарисовка А. В. Струтинской.  $\times 20$ .

В целом по всем наблюдениям над алдано-сланцевым комплексом мы делаем то заключение, что в кварцсодержащих породах этого комплекса гранаты не встречаются с роговой обманкой. Исключением являются особо железистые (фаялитовые) породы, в которых роговая обманка появляется около альмандина но, повидимому, только как гистерогенный минерал. В породах, недосыщенных кремнеземом (и в недосыщенных им келифитовых оторочках), роговая обманка с альмандином устойчива.

Ассоциация железо-магнезиального граната с клинопироксеном мне никогда не встречалась в породах нашего комплекса (за исключением вышеописанного анабарского амфиболита, в котором гранат и клинопироксен разделены келифитовой оторочкой) и для него, безусловно, является неустойчивой.

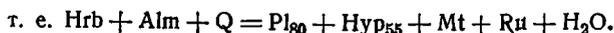
91. Для обоснования вывода о неустойчивости для нашего комплекса ассоциации роговая обманка + альмандин + кварц произведем расчет возможной реакции между ними. Для этого возьмем из минералогического очерка (16, табл. 4) анализ роговой обманки № 530с и анализ альмандина из гнейсов того же архейского комплекса, опубли-

кованный ранее (Коржинский, 1936з, 254). Для роговой обманки № 530с переписываем молекулярные числа ( $\times 1000$ ) без изменения, для альмандина умножаем их предварительно на множитель 1.013 (табл. 19).

Таблица 19

Расчет реакции между роговой обманкой и альмандином

Компоненты	530с Hrb	127 Alm	$\Sigma$	Ab + Ort	Mt	Ru	An	Hyp	SiO <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub> . . . . .	720	602	1322	186	—	—	532	946	—342
TiO <sub>2</sub> . . . . .	19	—	19	—	—	19	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	99	198	297	31	—	—	266	—	—
FeO <sub>3</sub> . . . . .	33	3	36	—	36	—	—	—	—
FeO . . . . .	192	366	558	—	36	—	—	522	—
MnO . . . . .	4	5	9	—	—	—	—	9	—
CaO . . . . .	211	55	266	—	—	—	266	—	—
MgO . . . . .	238	177	415	—	—	—	—	415	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	12	—	31	31	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	19	—							
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub> . . . . .	119	—	119	—	—	—	—	—	—



Процентное содержание железистой молекулы в гиперстене (коэффициент  $f$ ) получается равным 55, а состав плагиоклаза (если щелочи объединить в альбитовую молекулу) — 80% An. Ассоциация такого гиперстена и плагиоклаза (с магнетитом, рутилом), безусловно, устойчива в нашем комплексе, откуда становится понятной неустойчивость эквивалентной ассоциации роговой обманки с альмандином в присутствии кварца.

92. Неустойчивость альмандина в присутствии роговой обманки или клинопироксена и, наоборот, устойчивость в присутствии плагиоклаза гиперстена с любым соотношением FeO и MgO являются важными отличительными признаками не только алдано-слюдянского комплекса пород, но и вообще всех комплексов «безгроссуляровой» фации глубинности, наиболее глубинной из всех фаций. С этой особенностью связан такой простой признак этой фации глубинности, как широкое развитие в ней гиперстеновых гнейсов, нередко фигурирующих в литературе в качестве чарнокитов. Ценность этого признака тем более высока, что это соотношение между минералами сохраняется и при гистерогенных явлениях, т. е. при понижении температуры, вплоть до замещения гиперстена тальком, магнетитом или серпентином, а граната хлоритом и пр.; и в этих гистерогенных образованиях гранат не был встречен вместе с роговой обманкой.

Эта особенность позволяет легко отличать образования алдано-слюдянского комплекса от кристаллических сланцев менее глубинного типа. Для Восточной Сибири особое значение имеет диагностика архейских сланцев и кристаллических сланцев саяно-станового комплекса, отличить которые тем более трудно, что местами архейские кристаллические сланцы перекристаллизованы под влиянием саяно-станового метаморфизма и тогда, естественно, подчиняются минералогическим закономерностям последнего. Этот саяно-становой метаморфизм протекал в условиях «воластонит-гроссуляровой, беспериклазовой» фации глубинности. Типичным для саяно-станового комплекса во всей громадной области его развития является отсутствие ассоциации гиперстена с плагиоклазом, тогда как ассоциация альмандина с роговой обманкой, например в гранат-роговообманковых гнейсах или в гранатовых амфиболитах, является чрезвычайно обычной. В саяно-становом комплексе гиперстен исключи-

тельно редок и мной после долгих поисков встречен был лишь в нескольких шлифах (из Бирюсинского слюдоносного района), в которых гиперстен отделялся от плагиоклаза зоной граната, причем в этой же породе, в равновесии с Fe-Mg-гранатом, встречаются роговая обманка, авгит и кварц, чего не бывает в алдано-сланчанском комплексе. Явление это нельзя объяснить более высокой температурой образования гиперстеновых гнейсов, так как при гистерогенных явлениях в них тоже никогда граната не образуется (но в саяно-становом комплексе, вероятно, при наиболее высоких температурах гиперстен с плагиоклазом являются устойчивыми, а при понижении температуры они разделяются зоной граната).

93. Интересно сопоставить метаморфизованные диабазы, подчиненные, с одной стороны, саяно-становому комплексу (из слюдоносного Бирюсинского района), с другой стороны, архейскому комплексу района р. Слюдянки. В обоих случаях имеем породы нормального для диабазов первичного состава, претерпевшие перекристаллизацию (с сохранением реликтов офитовой структуры) в различных условиях. В архейском комплексе эти бластоофитовые породы сложены плагиоклазом, роговой обманкой, гиперстеном, изредка также авгитом с примесью биотита и магнетита (описание и анализ обр. № 21а см. 85). Гранат в этих породах никогда не появляется. В Бирюсинском районе метаморфизованные диабазы саяно-станового комплекса сложены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, гранатом, роговой обманкой, с небольшим количеством магнетита, биотита, кварца, иногда скаполита. Гранат в них самый обычный минерал, гиперстен же встречается в виде исключения, окруженный реакционной зоной граната, как указано выше.

На очень сложной проблеме зависимости парагенетических отношений граната от глубины я останавливаюсь в своей работе о факторах минеральных равновесий (1940).

#### Г. Породы, ненасыщенные кальцием и кремнеземом одновременно

94. Имеющийся у автора материал по такого рода образованиям недостаточно полон, и потому мы ограничимся только краткими замечаниями об этих породах.

Выше мы видели, что в присутствии кварца отношение  $FeO : MgO$  в роговой обманке и в биотите не может опуститься ниже некоторого предела, т. е. паргасит и флогопит в присутствии кварца неустойчивы. Но в породах, недосыщенных кремнеземом, встречаются весьма светлые биотиты и роговые обманки.

Поэтому и обратно, появление в породе необычно светлой роговой обманки и биотита (флогопита) служит признаком недосыщенности породы кремнеземом.

Ассоциация роговой обманки с железо-магнезиальным гранатом также является для нашего комплекса признаком недосыщенности породы кремнеземом, за исключением, повидимому, наиболее железистых, но бедных магнием пород (фаялитовые породы). В недосыщенных кремнеземом породах, в ассоциации с роговой обманкой и клинопироксеном, вместо сфена появляется рутил, неустойчивый в этой ассоциации в кварцсодержащих породах.

95. Из пород, сильно недосыщенных кремнеземом (и одновременно кальцием), в алдано-сланчанском комплексе наиболее распространены метаморфизованные ультраосновные породы, оливиновые или оливинсодержащие. Они имеют линзообразное до пластообразное залегание, с контактами, параллельными слоистости вмещающих гнейсов. Обычная для них примесь хромита доказывает, повидимому, их изверженное происхождение. Они прорваны архейскими пегматитами и гранитами и перекристаллизованы наравне со всей вмещающей толщей.

Такие породы наблюдались мной в нашем комплексе в Лиственничном районе и по тракту с. Култук — с. Моты; для Кругобайкальской ж. д. описаны Б. З. Коленко (1916), для Алданской плиты мной (1936<sub>2</sub>, 34—35), для Анабарского массива Г. Г. Моором (Моор и др., 1936).

В этих ультраосновных породах оливин ассоциирует с гиперстеном (и энстатитом), клинопироксеном, роговой обманкой, шпинелью, флогопитом, хромитом, магнетитом (возможно и ильменитом), апатитом, плагиоклазом. Последний отсутствует в большинстве оливинсодержащих пород, но изредка все же встречается, как это, например, описано мной для Алданской плиты (1936<sub>2</sub>, 34). В этом случае в оливин-пироксен-роговообманковой породе (обр. № 39а колл. № 3891) встречается много мелких зернышек плагиоклаза, дающего, в частности, вростки и в оливине. Дополнительное оптическое определение на федоровском столике дало для состава плагиоклаза 30% Ап. Содержание железа здесь несколько повышенное сравнительно с обычным для ультраосновных пород, оливин в шлифе слегка зеленоватый.

Редким минералом недосыщенных кремнеземом пород является сапфирин, который был установлен сначала на Алданской плите (Коржинский, 1936<sub>2</sub>, 38 и 39), а затем в Анабарском массиве (Моор и др., 1936, 89, 90; 1937).

#### ЧАСТЬ IV. ОБЗОР И СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ОТНОШЕНИЙ

96. В двух прилагаемых таблицах (табл. 20 и 21) перечислены выведенные выше равновесные ассоциации с наибольшим числом минералов (частью при переменном составе плагиоклаза) для кальцитсодержащих (табл. 20) и для кварцсодержащих (табл. 21) пород. В парагенезисах табл. 20 место нефелина может быть занято лазуритом или гаюином, место плагиоклаза — скаполитом. В зависимости от соотношения FeO : MgO в породе слюда может быть представлена биотитом или флогопитом, пироксен — диопсидом или геденбергитом, оливин — форстеритом, амфибол — обыкновенной роговой обманкой, паргаситом или кокшаровитом.

Для табл. 21 такие подстановки не могут быть произведены, кроме верхней строки, где в ассоциации с кварцем и кальцитом на ряду с плагиоклазом или вместо него устойчив также скаполит.

Во всех приведенных парагенезисах устойчивы также анатит, циркон, графит, пирротин (реже пирит). Магнетит устойчив во всех ассоциациях, кроме ассоциации кварц + кальцит + магнезиальный диопсид.

По сравнению с высокотемпературными породами других комплексов горных пород, особенностью алдано-слюдянского комплекса является полная неустойчивость гроссуляра, волластонита, периклаза, что позволяет относить этот комплекс к фации особо большой глубинности (безгроссуляровая фация, см. Коржинский, 1935<sub>2</sub>, 1936<sub>1</sub>, 1937<sub>3</sub>, 1940). Другой важной особенностью является неустойчивость ассоциации железомagneзиального граната с клинопироксеном или роговой обманкой, за исключением бескварцевых и железистых, бедных магнием пород (фаялитовые породы). С другой стороны, ассоциация гиперстена с полевыми шпатами весьма характерна для этого комплекса («фация гиперстеновых гнейсов») и позволяет отличать его от комплексов средней глубинности метаморфизма.

Интересной закономерностью кварцсодержащих пород является та, что, как видно из табл. 21, ассоциация ортоклаза с роговой обманкой устойчива лишь при кислом составе плагиоклаза породы (<33% Ап), а ассоциация диопсида с биотитом — лишь при основном составе (>35% Ап).

Равновесные (выведенные) парагенезисы высокотемпературных известковых пород алдано-слюдянского комплекса

№ п/п.	Ka	Ne, Laz	Ort, Mi	Bi, Phl	Pl, Sc	Di, Hed	For, Oliv	Spl	Dol	Q	Kor	Hrb, Parg	Andr	Sph	Ru
1	Ka	Ne	Ort	Phl	Pl <sub>10</sub>	Di	—	—	—	—	—	—	—	Sph	—
2	Ka	Ne	Ort	—	Pl <sub>0-10</sub>	Di	—	—	—	—	—	—	Andr	Sph	—
3	Ka	Ne	Ort	Phl	Pl <sub>10-90</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	Sph	—
4	Ka	Ne	Ort	Phl	Pl <sub>90</sub>	—	—	Spl	—	—	—	—	—	—	Ru
5	Ka	Ne	Ort?	—	Pl <sub>95</sub>	—	—	Spl	—	—	Kor	—	—	—	Ru
6	Ka	Ne	—	Phl	—	—	For	Spl	Dol	—	—	—	—	—	Ru
7	Ka	Ne	—	Phl	—	Di	For	Spl	—	—	—	Parg	—	—	Ru
8	Ka	Ne	—	Phl	Pl <sub>50</sub>	Di	—	Spl	—	—	—	Parg	—	—	Ru
9	Ka	Ne	—	Phl	Pl <sub>50-100</sub>	—	—	Spl	—	—	—	Parg	—	—	Ru
10	Ka	Ne	—	Phl	Pl <sub>10-50</sub>	Di	—	—	—	—	—	Parg	—	Sph	—
11	Ka	—	Ort	Phl	Pl <sub>10-100</sub>	Di	—	—	—	—	—	—	—	Sph	—
12	Ka	—	Ort	—	Pl <sub>0-100</sub>	Di	—	—	—	Q	—	—	Andr	Sph	—
13	Ka	—	—	Phl	Pl <sub>50-100</sub>	Di	—	Spl	—	—	—	Parg	—	—	Ru

Mt, Ap, Py, Pyrr,  
графит, флюорит

Равновесные (выведенные) парагенезисы высокотемпературных кварцсодержащих пород алдано-слюдянского комплекса

№№ п/п.	Q	Ka	Pl	Ort	Bi	Hrb	Pm	Hyp	Fay	Gr	Cord	Sill	Sph	Ru	
1	Q	Ka	Pl <sub>0-100</sub>	Ort	—	—	Pm	—	—	Andr	—	—	Sph	—	Mt, Ap, Zr, Pyrr, графит, ортит
2	Q	—	Pl <sub>33</sub>	Ort	Bi	Hrb	Pm	Hyp	—	—	—	—	Sph	—	
3	Q	—	Pl <sub>33-90</sub>	—	Bi	Hrb	Pm	Hyp	—	—	—	—	Sph	—	
4	Q	—	Pl <sub>33-0</sub>	Ort	—	Hrb	Pm	Hyp	—	—	—	—	Sph	—	
5	Q	—	Pl <sub>33-100</sub>	Ort	Bi	—	Pm	Hyp	—	—	—	—	Sph	—	
6	Q	—	Pl <sub>33-0</sub>	Ort	Bi	Hrb	—	Hyp	—	—	—	—	Sph	—	
7	Q	—	Pl <sub>33-35</sub>	Ort	Bi	Hrb	Pm	—	—	—	—	—	Sph	—	
8	Q	—	Pl <sub>90</sub>	—	Bi	Hrb	Pm	Hyp	Fay	—	—	—	Ilm?	—	
9	Q	—	Pl <sub>90-100</sub>	—	Bi	—	Pm	Hyp	Fay	—	—	—	Ilm?	—	
10	Q	—	Pl <sub>90-0</sub>	—	Bi	Hrb	—	Hyp	Fay	—	—	—	Ilm?	—	
11	Q	—	Pl <sub>90-40?</sub>	—	Bi	Hrb	Pm	—	Fay	—	—	—	Ilm?	—	
12	Q	—	Pl	—	Bi	(Hrb *)	—	Hyp	Fay	Alm	—	—	Ilm?	—	
13	Q	—	Pl	(Ort)	Bi	—	—	Hyp	—	Alm	Cord	—	—	Ru	
14	Q	—	Pl	Ort	Bi*	—	—	—	—	Alm	Cord	Sill	—	Ru	

\* В наиболее высокотемпературную стадию метаморфизма неустойчивы.

Предлагаемое довольно детальное исследование хорошо подтверждает представление о полной подвижности воды и углекислоты при метаморфизме и о весьма правильном их режиме, как это было развито мной в другом месте (особенно 1940).

### СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Ab — альбит — Albite	Ma — мариалит — Marialite
Act — актинолит — Actinolite	Me — мейонит — Meionite
Alm — алмадин — Almandite	Mi — микроклин — Microcline
An — анортит — Anorthite	Mt — магнетит — Magnetite
Andr — андрадит — Andradite	Ne — нефелин — Nephelite
Ap — апатит — Apatite	Olv — оливин — Olivine
Bi — биотит — Biotite	Ort — ортоклаз — Orthoclase
Chon — хондродит — Chondrodite	Parg — паргасит — Pargasite
Cord — кордиерит — Cordierite	Phl — флогопит — Phlogopite
Di — диопсид — Diopside	Py — пирит — Pyrite
Dol — доломит — Dolomite	Pyrh — пирротин — Pyrrhotite
Enst — энстатит — Enstatite	Pl — плагиоклаз — Plagioclase
Fay — фаялит — Fayalite	Pm — клинопироксен — Monoclinic pyroxene
For — форстерит — Forsterite	Pr — ортопироксен — Orthorhombic pyroxene
Gr — гранат — Garnet	Q — кварц — Quartz
Hed — геденбергит — Hedenbergite	Ru — рутил — Rutile
Hrb — роговая обманка — Hornblende	Sc — скаполит — Scapolite
Hyal — гиалофан — Hyalophane	Sill — силлиманит — Sillimanite
Hyp — гиперстен — Hypersthene	Sph — сфен — Sphene
Ilm — ильменит — Ilmenite	Spl — шпинель — Spinel
Ka — кальцит — Calcite	Zr — циркон — Zircon
Kor — корунд — Corundum	
Laz — лазурит — Lazurite	

### ЛИТЕРАТУРА

- Алимарин И. П. и Ромм И. И. Сб. химических анализов минералов и горных пород. Тр. Всесоюз. Научно-иссл. инст. мин. сырья, 1935, вып. 76.
- Воскобойникова Н. В. К минералогии Слюдянского месторождения лазурита (юго-западное Прибайкалье). Зап. Мин. общ., 1938, 67, вып. 4, 601—622.
- Гаврусевич Б. А. Материалы к минералогии и геохимии пегматитов села Лиственичного в Прибайкалье. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Сиб., 1933, вып. 5.
- Гаврусевич Б. А. 1. Проблемы геохимии флогопитового процесса Слюдянки в Прибайкалье. — 2. Материалы к геологии и тектонике Лиственичного массива в Прибайкалье. — 3. К петрографии Лиственичного массива в юго-западном Прибайкалье. — 4. Об ортитах с. Лиственичного в Прибайкалье. Учен. зап. Свердл. гос. унив., 1937, вып. 1, 153—273.
- Григорьев Д. П. Изучение магнезиально-железистых слюд. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 1, 21—79.
- Деуля Т. Т. К минералогии полевошпато-диопсидовых пегматитов Лиственичного массива. Тр. Вост.-Сиб. Гос. унив., 1938, вып. 3.
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобайкальской жел. дор. между ст. Байкал и Култук. I. Перидотит Крутой губы. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1916, 51, вып. 1, 231—287.
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобайкальской жел. дор. III. Кордиеритовые гранулиты и келифитовая структура. Тр. Инст. прикл. мин., 1926, вып. 24, № 132.
- Коленко Б. З. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобайкальской жел. дор. IV. Кристаллические известняки. Кальцифиры белой выемки. Тр. Инст. мин., петр. и крист. I Моск. гос. унив., 1929, вып. 8.
- Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые южного района Якутии. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, Якут. АССР, 1933, вып. 2, 183—221.
- Коржинский Д. С. 1. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистральной и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 41.
- Коржинский Д. С. 2. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 1, 1—20.
- Коржинский Д. С. 1. Архейские мраморы Алданской плиты и проблемы фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71.
- Коржинский Д. С. 2. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.

- Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса южного Прибайкалья. Зап. Мин. общ., 1936, 65, вып. 2, 247—280.
- Коржинский Д. С. 4. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1936, № 1, 35—60.
- Коржинский Д. С. 1. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Сб. Слюды СССР. Изд. ЦНИГРИ, 1937, 93—114.
- Коржинский Д. С. 2. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья. Путевод. эйск. XVII Междунар. геол. конгр., Сиб. эйск., Вост. Сиб. М.—Л., ОНТИ, 1937, 63—88.
- Коржинский Д. С. 3. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Мин. общ., 1937, 66, вып. 2, 369—396.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданского массива и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I, М., изд. Акад. Наук, 1939, 349—366.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 12.
- Коржинский Д. С. Реакционно-метасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. 1941 (готовится к печати).
- Котульский В. К. Геологические исследования в Витимском золотодобном районе в 1909 г. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 197.
- Кузнецов Ю. А. Материалы к геологии южной части Енисейского кряжа. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., 1938, № 1, 38—48.
- Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перевод под ред. Д. С. Белянкина. ОНТИ, 1937.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Инст. физ.-хим. анализа, 1924, 2, вып. 2, 255—351.
- Мейстер А. К. Отчет об исследованиях в районе реки Слюдянки. Изв. Геол. ком., 1915, 34, 579—715.
- Моор Г. Г. Находка сапфирина в полярной Якутии. Пробл. Аркт., 1937, № 5, 23—27.
- Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. и Рожков Б. Н. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. Тр. Аркт. инст., 1936, 64.
- Озеров К. Н. и Быховер Н. А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 82.
- Пилипенко П. П. К геологии и минералогии Слюдянского района. Мин. сырье, 1930, № 10, 1345—1366.
- Полякова Е. Д. Лазуриты южного Прибайкалья. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 244.
- Святальский Н. И. Анортзитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-западного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., 1915, 34, № 9, 999—1041.
- Святальский Н. И. О некоторых видах кристаллических сланцев Забайкалья и южного Прибайкалья. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1924, 53, вып. 1, 142—192.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии южного Прибайкалья. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 83.
- Смирнов С. С. и Касаткин П. И. О Мысовских железорудных месторождениях в Бурят-Монгольской АССР. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 29, 457—489.
- Сулоев А. И. Корунд в районе Слюдянских флогопитовых месторождений. Мин. сырье, 1934, № 3.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд. Акад. Наук, 1932, 559—564.
- Adams F. D. and Barlow A. E. Geology of the Haliburton and Bankroft areas, province of Ontario. Mem. Canada Dep. Mines Geol. Surv. Branch., 1910, № 6.
- Backlund H. Ueber ein Gneissmassiv im nördlichen Sibirien. Тр. Геол. музея Акад. Наук, 1907, 1, 91—170.
- Brögger W. C. u. Bäckström H. Die Mineralien der Granatgruppe. 2s. Kryst. Min. 1891, 18, H. 2—3, 209—276.
- Eskola P. Om sambandet etc. Resumé. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. Bull. Comm. Geol. Finl., 1915, № 44.
- Eskola P. The Mineral facies of Rocks. Norsk. Geol. Tidskr., 1920, 6.
- Eskola P. On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Oevers. Finska Vet. Soc. Förh., 1920—1921, 63, A, № 1, 1—99.
- Goldschmidt V. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vidensk. Skr. Math.-Nat.-Wiss. Kl., 1911, № 1.
- Korjinsky D. S. (1). Dependence of Mineral stability on the depth. Mem. Soc. Russ. Min., 1937, 66, № 2, 385—396.
- Korjinsky D. S. (2). Les complexes cristallins du sud-ouest de la région du lac Baikal. Congrès géologique International, XVII Session, Excursion Sibérienne, Sibérie Orientale. 1937, 63—88.
- Landes K. K. Origin of the Quebec phlogopite apatite deposits. Amer. Min., 1938, 23, № 6, 359—390.
- Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie, B. 2, 1926.

- Niggli P. *Das Magma und seine Produkte*. Leipzig, 1937.
- Schmidt H. *Mica, its occurrence, exploitation and uses*. Canada Dep. Mines. Ottawa 1912.
- Sundius N. *Zur Kenntnis des Zusammenhangs zwischen den optischen Eigenschaften und der chemischen Konstitution des Skapolithe*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1916, 15, 1—12.
- Sundius N. *Beiträge zur Kenntnis der Skapolithe*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1918—1919, 16, 96—106.
- Tröger W. E. *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Berlin, 1935.
- Walls R. *A critical review of the data for a revision of the enstatite-hypersthene series*. Min. Mag., 1935, 24, № 150, 165—172.
- Winchell A. N. a. Winchell N. H. *Elements of optical Mineralogy*, part. 2. N. Y., 2 ed., 1927; 3rd ed., 1932.

D. S. KORJINSKY

## LAWS OBSERVED IN THE MINERAL ASSOCIATIONS IN THE ROCKS OF THE ARCHAEOAN OF EAST SIBERIA

### Summary

The paper deals with the oldest granite-gneiss complex of East Siberia, designated here as the Aldan-Slyudyanka complex of rocks. The main areas of its development are the Aldan and Anabara crystalline massifs, the region of S. W. Cisbaikal with the well-known phlogopite deposits near the railway station of Slyudyanka and with the Malo-Bystrinsky lazurite deposits. In addition, it is developed in a number of areas of the Stanovoy Range, the Olekma-Vitim region, Cisbaikal, East Sayan, where the outcrops of the Archaeoan complex are partly altered by repeated metamorphism, associated with younger Sayan-Stanovoy granites (Proterozoic). The most important material of the author has been collected in West Cisbaikal.

The youngest rocks of the Aldan-Slyudyanka complex are granites and pegmatites, the action of which produced a complete recrystallization of all the other rocks of the complex, sedimentary and igneous (gabbrodiabases, ultrabasic rocks). This metamorphism was of a very high-temperature type, while the low-temperature rocks of the type of phyllites are altogether lacking. Hysterogenetic phenomena bring about a partial replacement of the primary minerals by hysterogenetic more low-temperature minerals, ending with chlorite, sericite, talc, various zeolites, etc. These phenomena must be strictly distinguished from phenomena of a later repeated metamorphism, which is of a local nature.

As primary minerals, the following have been established in the Allan-Slyudyanka complex: quartz; calcite, dolomite; orthoclase, microcline, barium orthoclase (chemical analysis see § 8, Table I), sanidine-like orthoclase, plagioclase (from 5 to 100% An); scapolite, glaucolite (from 30 to 100% Me); nepheline; lazurite; hanylite forsterite, olivine, fayalite; chondrodite, cinogumite; hypersthene, enstatite, diopside, salite, hedenbergite?, diopside-augite, aegirite-augite, laurovite; common hornblende, pargasite, koksharovite; biotite, lepidomelane, phlogopite; andradite, almanite, pyrope-almandite; cordierite; sillimanite; disthene; viridine; spinel; corundum; saphirine; sphene; rutile; graphite; tourmaline; orthite; zircon; apatite; fluorite; barite; magnetite ilmenite; pyrrhotite; pyrite; molybdenite; morazite; mendeleevite and some insufficiently determined minerals of uranium, the rare earths, tantalum and niobium.

As hysterogenetic minerals the following have been established: albite; various zeolites; tremolite, actinolite, grunerite; epidote, clinozoisite, zoisite; muscovite, sericite; chlorite, amesite, serpentine; talc; andalusite; magnesite; hemalite; margarite?, staurolite.

A specific feature of the complex of rocks is the absence of wollastonite, grossularite, vesuvianite, periclase, as well as of anthophyllite, prehnite, brucite and other „abyssophobe“ minerals, which feature is connected with an especially deep metamorphism (Korjinsky, 1937<sub>1</sub>, 1937<sub>2</sub>, 1940).

The paper presents a systematic analysis of the laws observed in the association of the primary minerals in the rocks of the Aldan-Slyudyanka complex from the standpoint of the phase rule of Gibbs, and is based on the study of a large number of thin sections (about 3000) and chemical analyses (crosses on the diagrams).

The study revealed a remarkable regularity of the paragenetic relations of the minerals, pointing to their chemical equilibrium. With regard to  $H_2O$  and  $CO_2$  the study showed their complete mobility and constancy of their chemical potential for the whole of the Aldan-Slyudyanka complex due to which they do not belong to those „virtual“ components that determine the number and nature of the minerals of the rock.

An exhaustive study has been made of the parageneses of rocks saturated with calcium, and on the other hand, of quartz-bearing rocks. In the study use has been made as much as possible of the real chemical analyses of minerals of the complex considered. Some of the real associations observed are cited in Tables 8, 9, 10, 16, the numbers of the thin sections being indicated. In Tables 20 and 21 are listed all the associations with the greatest number of minerals, the stability of which is deduced in the Russian text; a dash denotes the instability of the mineral of a given column in the association of a given line. The nepheline in Table 20 may be partly or completely replaced by lazurite, and plagioclase by scapolite (nepheline is encountered only in metasomatic rocks of lazurite deposits). The symbols of minerals are explained in the list given on p. 107.

A remarkable peculiarity of the parageneses of the complex considered consists in the fact that hornblende does not occur with Mg—Fe garnet. An exception is presented by rocks undersaturated with silica and ferruginous rocks (fayalite rocks) especially poor in magnesium. No almandite has been found with clinopyroxene. Instead of these associations hypersthene is formed with plagioclase. This fact accounts for the unusually extensive development of hypersthene gneisses, which is a common peculiarity of all the metamorphic complexes of the „grossulariteless“ facies of depth (the Archaean of Canada, South Africa, South India, South Australia; see Korjinsky, 1936<sup>1,2</sup>).

Interesting results were obtained from a study of the parageneses of hornblende. In our high-temperature rocks hornblende does not occur with quartz and calcite simultaneously. In quartz-bearing rocks for its formation a rather high ratio  $FeO:MgO$  is necessary (see diagram, Figs. 28, 29). Such a limit, a considerably lower one, however, exists for calcite-bearing rocks too; therefore here may be formed hornblendes poor in iron (but not lacking it entirely)—pargasite and koksharovite. With orthoclase, hornblende is unstable for the rocks containing calcite or basic plagioclase (more than 35% An), being decomposed here with the formation of clinopyroxene, biotite and plagioclase. On the contrary in rocks with acid plagioclase (less than 33% An) hornblende with orthoclase is stable, and biotite with clinopyroxene is unstable. This law holds good for other complexes too (hornblende in granites and granodiorites, biotite with augite in monzonites). It should be also noted that in the presence of quartz and calcite, magnetite is unstable with diopside poor in iron. Instead, andradite with diopside-hedenbergite is formed (see Fig. 22).

A study of the parageneses of the metasomatic rocks of phlogopite, lazurite, glaucolite, spinel and other deposits of S. Cisbaikal brings us to the conclusion that during their formation the concentration of  $K_2O$  and  $Na_2O$  in the solutions was maintained on a constant level, different for different deposits. Therefore for each deposit the main mineralogical composition of metasomatic rocks (poor in iron) is a function of the proportion of only three components:  $MgO—SiO_2—Al_2O_3$ . A normal and most extensively displayed is the case of phlogopite deposits, for the metasomatic rocks of which the dependance of the mineralogical composition on the chemical composition is expressed by the diagram in Fig. 9 (and for rocks richer in iron—Fig. 19). The aspect of this diagram changes with a change of the concentration of alkalis in the solutions. All the possible aspects of these diagrams

depending on the concentration of  $K_2O$  and  $Na_2O$ , are deduced from the large diagram in Fig. 12. The latter is constructed on the basis of the properties of the quinary system  $Al_2O_3 - SiO_2 - MgO - K_2O - Na_2O$ , deduced when studying the metamorphic rocks of our complex. The non-variant points of this diagram of concentrations (Fig. 12) correspond to the five-mineral associations: the curves, to the four-mineral ones; the fields between the curves, to the three-mineral associations. Inscribed into these fields are the diagrams of ternary parageneses, stable in the given region of concentrations. The curves are constructed on the basis of a calculation of the corresponding reactions with a participation of alkalis and of the equations of the equilibrium constants, deduced hence. The types of parageneses really established for individual metasomatic deposits of S. Cisbaikal, are marked on the diagram, Fig. 12, by a circle with a cross. Their arrangement on the diagram shows that the increase in the concentrations of potassium and sodium takes place more or less simultaneously.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение и обзор литературы . . . . .	1
<b>Часть I. Петрологические, минералогические и методические сведения . . . . .</b>	<b>3</b>
<b>A. Геолого-петрологический очерк . . . . .</b>	<b>3</b>
Б. Очерк минералов . . . . .	8
В. Применение правила фаз . . . . .	27
<b>Часть II. Анализ парагенезисов кальцитсодержащих пород . . . . .</b>	<b>30</b>
<b>A. Парагенезисы известковых пород, бедных железом . . . . .</b>	<b>30</b>
Система $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ при избытке $CaCO_3$ . . . . .	30
Система $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - K_2O$ при избытке $CaCO_3$ . . . . .	32
Система $Al_2O_3 - Si_2O - Na_2O$ при избытке $CaCO_3$ . . . . .	35
Соотношение между плагиоклазом и скаполитами . . . . .	36
Соотношение между нефелином и лазуритом . . . . .	41
Система $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - Na_2O - SO_3$ при избытке $CaCO_3$ (и вполне подвижных $H_2O, CO_2$ ) . . . . .	42
Система $Al_2O_3 - SiO_2 - MgO - K_2O - Na_2O$ при избытке $CaCO_3$ . . . . .	46
<b>B. Парагенезисы известковых метасоматических пород, бедных железом . . . . .</b>	<b>48</b>
Общие черты . . . . .	48
Случай нормального потенциала щелочей . . . . .	50
Соотношения между полевыми шпатами и нефелином в зависимости от концентрации щелочей . . . . .	53
Построение диаграммы концентрации щелочей . . . . .	54
Обзор всех типов парагенезисов в метасоматических известковых породах . . . . .	59
Барийсодержащие минералы . . . . .	62
<b>B. Железосодержащие минералы известковых пород . . . . .</b>	<b>65</b>
Общие замечания . . . . .	65
Парагенезисы роговой обманки . . . . .	65
Обзор парагенезисов роговой обманки . . . . .	75
Парагенезисы магнетита и андрадита . . . . .	76
<b>Г. Второстепенные минералы известковых пород . . . . .</b>	<b>80</b>
Акцессорные минералы известковых пород . . . . .	80
Гистерогенные минералы и парагенезисы в известковых породах . . . . .	82
<b>Часть III. Анализ парагенезисов пород, ненасыщенных кальцием . . . . .</b>	<b>83</b>
<b>A. Общий обзор ассоциаций кварцсодержащих пород . . . . .</b>	<b>83</b>
<b>B. Кварцсодержащие породы без избытка глинозема . . . . .</b>	<b>85</b>
Система $CaO - MgO - FeO - K_2O$ . . . . .	85
Система $CaO - MgO - FeO - Na_2O (+SiO_2)$ . . . . .	87
Соотношение между роговой обманкой и ортоклазом . . . . .	90
Химический анализ гиперстен-диопсидового гнейса . . . . .	94
Анализ метаморфизованного диабаза . . . . .	96
Систематический обзор парагенезисов кварцсодержащих пород без избытка кальция или глинозема . . . . .	97
Акцессорные и гистерогенные минералы . . . . .	99
<b>B. Соотношение между роговой обманкой и гранатом . . . . .</b>	<b>100</b>
<b>Г. Породы, ненасыщенные кальцием и кремнеземом одновременно . . . . .</b>	<b>103</b>
<b>Часть IV. Обзор и сопоставление изученных парагенетических отношений . . . . .</b>	<b>104</b>
Символы минералов . . . . .	107
Литература . . . . .	107
Резюме . . . . .	109