

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

Ю. Ир. ПОЛОВИНКИНА

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

Часть вторая

Том II

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“ • МОСКВА

АННОТАЦИЯ

Монография представляет собой весьма полную и соответствующую современному уровню науки сводку по структурам и текстурам горных пород. Она состоит из двух частей. В первой дан краткий очерк истории развития учения о структурах и полный словарь структурных и текстурных терминов с анализом их происхождения и словообразования и с рекомендациями к употреблению лучших из них.

Большинство терминов переведено на английский, немецкий и французский языки, а также составлены соответствующие указатели. Здесь же приведен указатель иллюстрированных во второй части структур и текстур.

Часть вторая является атласом и состоит из двух томов, содержащих иллюстрации: 1) структур и текстур изверженных и 2) структур и текстур метаморфических горных пород.

Структуры и текстуры в каждом томе объединены по естественным группам пород. К этой части приложены списки иллюстрированных пород.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов-петрографов, геологов-съемщиков, разведчиков полезных ископаемых, связанных с изверженными и метаморфическими горными породами, а также на профессорско-преподавательский состав вузов и студентов старших курсов геологических факультетов.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Необъятное царство метаморфизма с его весьма разнообразными процессами, нередко повторно накладывающимися друг на друга, захватывающими породы различного генезиса – как изверженные, так и осадочные, – создает настолько многообразные продукты, такое великое множество различных пород, что предложить для них общую классификацию является делом весьма трудным. Существующие классификации основываются или на составе и химизме исходных пород, или на типе метаморфического процесса, или на минеральных фациях метаморфизма, или на других существенных классификационных признаках. Для показа структур метаморфических пород эти классификации не удобны, поэтому мы даем здесь свою разбивку пород на группы, подбирая их таким образом, чтобы в группу вошли породы, близкие по происхождению или разного происхождения, но близкого вещественного состава, или претерпевшие метаморфизм в приблизительно одинаковых условиях.

Такая разбивка пород на группы отнюдь не является классификацией метаморфических пород или классификацией метаморфических процессов и проводится здесь только с целью показа структур с возможно меньшим повторением однотипных иллюстраций.

Мы выделяем следующие группы метаморфических пород:

1. Контактново-метаморфические сланцы и роговики (фиг. 381–396).
2. Пирометаморфические породы (фиг. 397–400).
3. Продукты прогрессивного регионального метаморфизма
 - а) микросланцы (фиг. 401–420);
 - б) кристаллические сланцы и гнейсы (фиг. 421–465).
4. Амфиболиты и эклогиты (фиг. 466–484).
5. Мраморы и скарны (фиг. 485–497).
6. Гранулиты (фиг. 498–503).
7. Железистые кварциты и сланцы (фиг. 504–511).
8. Метасоматиты (фиг. 512–549).
9. Чарнокиты (фиг. 550–554).
10. Мигматиты (фиг. 555–599).
11. Некоторые породы с реликтовыми структурами (фиг. 600–606).
12. Продукты катакластического метаморфизма (фиг. 607–624).

Амфиболиты и эклогиты выделены в особую группу по двум соображениям: Во-первых, многие амфиболиты представляют собой измененные габбро или диабазы, следовательно, метаморфизм амфиболитовой фации является для них регрессивным и они не подходят к нашей третьей группе. Во-вторых, мы объединяем их с эклогитами, с которыми они нередко совместно проявляются; эклогиты же в настоящее время рассматриваются как продукты изменения плагиоклазовых перидотитов и оливиновых габбро в условиях натрового метасоматоза при высоком давлении.

К нашей третьей группе с полным основанием можно отнести толлы амфиболиты, образовавшиеся за счет мергелей, но таких, во-первых, меньшинство, а во-вторых, при обычной для них грано- или нематогранобластической структуре им геологическое доказательство происхождения, чем мы далеко не всегда располагаем.

Мраморы также выделены в особую группу, потому что они бывают контактово- и регионально-метаморфизованными породами и среди последних могут принадлежать разным фациям, разным ступеням метаморфизма; следовательно, при отсутствии геологических данных определить их местную классификацию метаморфических пород также затруднительно. С мраморами вместе иллюстрированы и скарны, т. е. контактово-метасоматические измененные карбонатные породы, или вулканические породы основного состава, характеризующиеся присутствием особых минералов и развитием особых структур.

Гранулиты и железистые кварциты выделены в самостоятельные группы с целью привлечения к ним особого внимания читателя; их своеобразный минеральный состав сопровождается образованием и особыми структурами.

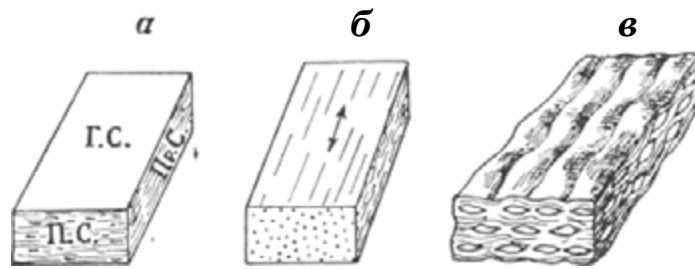
Особо выделены также чарнокиты; иллюстрация их структур и текстур хорошо освещает современные представления о генезисе этих пород.

В группе метасоматитов объединены следующие разновидности: пироксеновые метасоматиты, амфиболовые, эпидотовые и тальковосоматиты, хлоритизированные породы, слюдиты, грейзены, калиштитовые метасоматиты, альбититы, окварцованные породы и вторичные кварциты.

Количество иллюстраций в разных группах различно; оно зависит от распространенности пород (кристаллические сланцы и гнейсы), разнообразия их структур (метасоматиты), необходимости показать текстуры пород (мигматиты), а также просто от возможности подобрать необходимый материал. Некоторые группы пород представлены всего несколькими рисунками (пирометаморфизованные породы, гранулиты), передающими главные особенности их структур.

Мы не выделяем в особые группы диафориты и полиметаморфические породы, но при описании структур горных пород, испытавших диафорез и иной вид полиметаморфизма, соответствующие указания делаются.

СХЕМА ОСНОВНЫХ ТЕКСТУР КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ



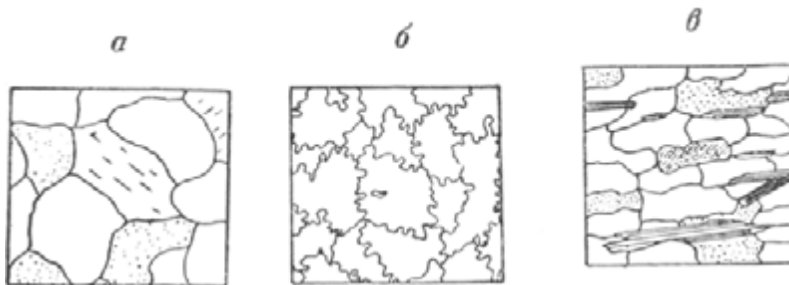
Фиг. 379.

Заимствовано у Грубенманна (Grubenmann, 1910)

На рисунке изображен характер каждой текстуры в трех сечениях: главном (Г. С.), поперечном (П. С.) и продольном (Пр. С.).

а – сланцеватая, или пластинчатая, т. е. плоскопараллельная;
б – линейная, или вытянутая, т.е. линейно-параллельная; *в* – свилеватая, или линзовая.

СХЕМА ГРАНОБЛАСТОВЫХ СТРУКТУР



Фиг. 380.

Заимствовано у Грауга (Grout, 1932)

а – гранобластовая – мозаичная изодиаметричная структура. Массивная текстура; *б* – гранобластовая зубчатая, или сутурная изодиаметричная структура. Массивная текстура;
в – лепидогранобластовая анизодиаметричная структура. Параллельная сланцеватая текстура.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И РОГОВИКИ

Наиболее чувствительны к контактовому воздействию глинистые и углисто-глинистые сланцы, которые приобретают при этом пятнистую текстуру и бластопелитовую структуру (фиг. 381, 382). Пятна вначале образованы веществом, не поддающимся определению; в дальнейшем становится ясным, что они принадлежат кордиериту (фиг. 382), ставролиту (фиг. 384) или андалузиту (фиг. 386). Первичная слоистость породы при этом может исчезнуть, и текстура становится массивной, или же она сохраняется и прослеживается сквозь нарождающиеся порфиробласты, и структура приобретает черты гелицитовой (фиг. 384). Иногда роль порфиробластов играют центрические сростки, например, андалузита в углистом сланце (фиг. 383).

По мере усиления контактового воздействия развиваются узловатые сланцы с хорошо выраженными и обильными порфиробластами; основная ткань также подвергается дальнейшей перекристаллизации и из бластопелитовой переходит в микролепидобластовую или микрогранолепидобластовую (фиг. 385, 386, 387).

На фиг. 388 и 389 показана типичная микрогранобластовая, мозаичная структура биотит-плаггиоклазового и пироксен-плаггиоклазового контактовых роговиков, а на фиг. 390 – постепенная собирательная перекристаллизация андрадит-салит-битовнитового роговика с переходом структуры его от микрогранобластовой к гранобластовой. Текстура этих роговиков массивная.

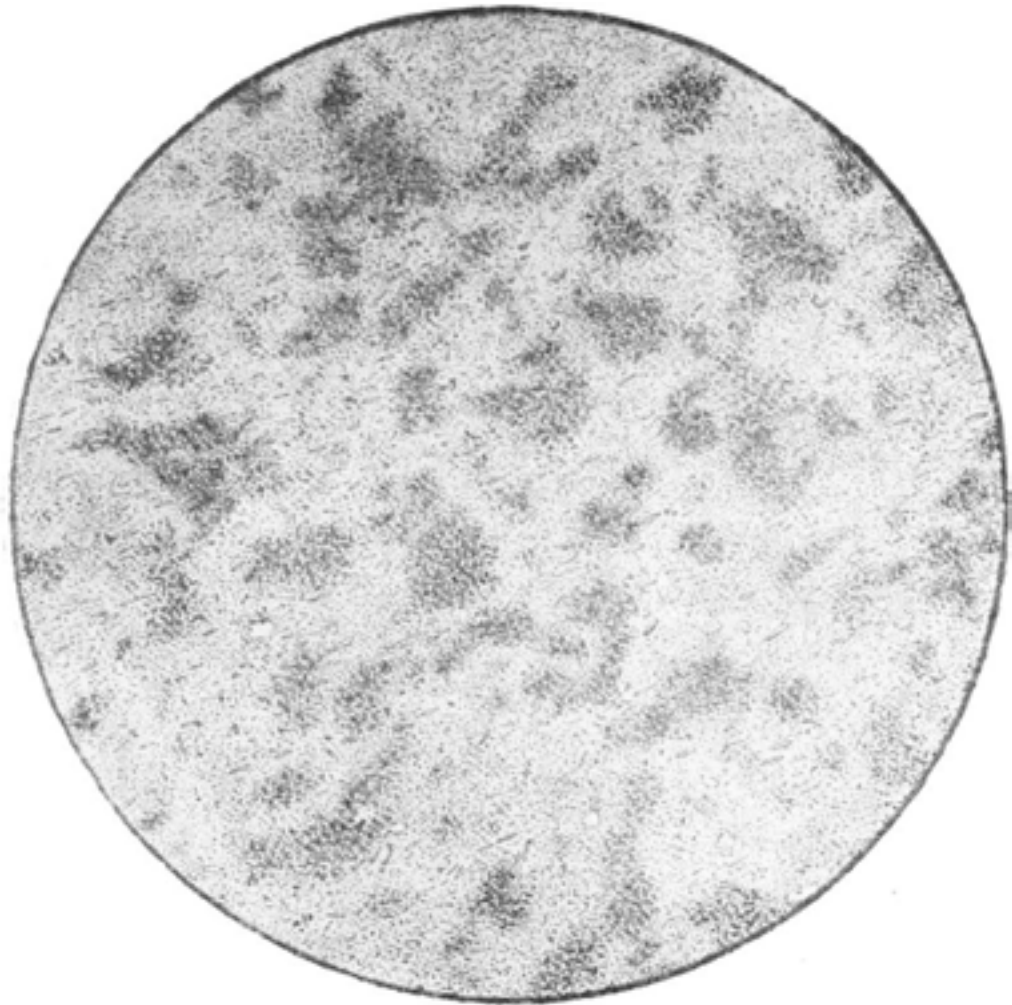
Массивная текстура вообще является типичной для контактовых пород, и кристаллизационная сланцеватость в них, как правило, не развивается. Как примеры таких пород приведены биотит-кордиеритовый роговик Карелии и кордиерит-антофиллитовые породы Южного Алтая.

Это наблюдается и для более крупнозернистых, лучше перекристаллизованных пород. Для них характерны следующие структуры: пойкилобластовая (фиг. 391) для биотит-кордиеритового роговика, в котором пойкилобласты принадлежат кордиериту, а включения биотиту; фибробластовая (фиг. 392) для кордиерит-антофиллитовой породы, в которой преобладает тонковолокнистый антофиллит с беспорядочным расположением его индивидов; сноповая (фиг. 393), при которой тонкие длиннопризматич-

ческие индивиды антофиллита собраны в сноповидные агрегаты и играют роль порфиробластов; гетеробластовая гранонематолепидобластовая (фиг. 394), при которой каждый минерал имеет в породе не только особые формы, но и особые размеры; характерны длинные призмы антофиллита, расположенные беспорядочно. Такие же длинные призмы антофиллита, но собранные в центрические агрегаты, являются характерной чертой кордиерит-антофиллитовой породы с нематобластовой центрической структурой (фиг. 395). Последней в этой группе иллюстрирована пойкилонематобластовая структура (фиг. 396) амфибол-цоизит-альбитовой породы.

Необходимо подчеркнуть, что чем интенсивнее метаморфическое изменение породы, тем труднее определить тип метаморфизма и его причину. Надо полагать, что большинство глубокометаморфизованных пород является породами полиметаморфическими, и совершенно несомненно, что разграничить контактовый и динамотермальный региональный метаморфизм для таких пород крайне трудно. Решающими здесь, несомненно, должны быть геологические наблюдения.

ПЯТНИСТЫЙ ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 381.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. Ф. Аникеевой. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из реликтовых пелитовых глинистых частиц, чешуек хлорита и биотита, микроскопических зернышек кварца и рудного минерала.

В ней наблюдаются мелкие нерезкие пятна, обусловленные концентрацией пелитовых глинистых частиц. В штуфе поверхность пятен ровная.

Структура *бластопелитовая*. Текстура *пятнистая*.

ПЯТНИСТЫЙ КОРДИЕРИТОВЫЙ УГЛИСТО-ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 382.

Северо-Восточный Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Основная ткань породы состоит из пелитовых углистых и глинистых частиц, чешуек серицита и микроскопических зернышек кварца. На фоне ее наблюдаются пятна неправильной формы, обусловленные, по-видимому, зачаточной кристаллизацией порфиробластов кордиерита (?); слоистость породы прослеживается сквозь них. Присутствуют единичные кристаллы турмалина и хиастолита; включения углистых частиц в последнем образуют в разрезе минерала неправильный крест (внизу справа).

Структура *бластопелитовая*. Текстура *слоистая пятнистая*.

АНДАЛУЗИТОВЫЙ УГЛИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 383.

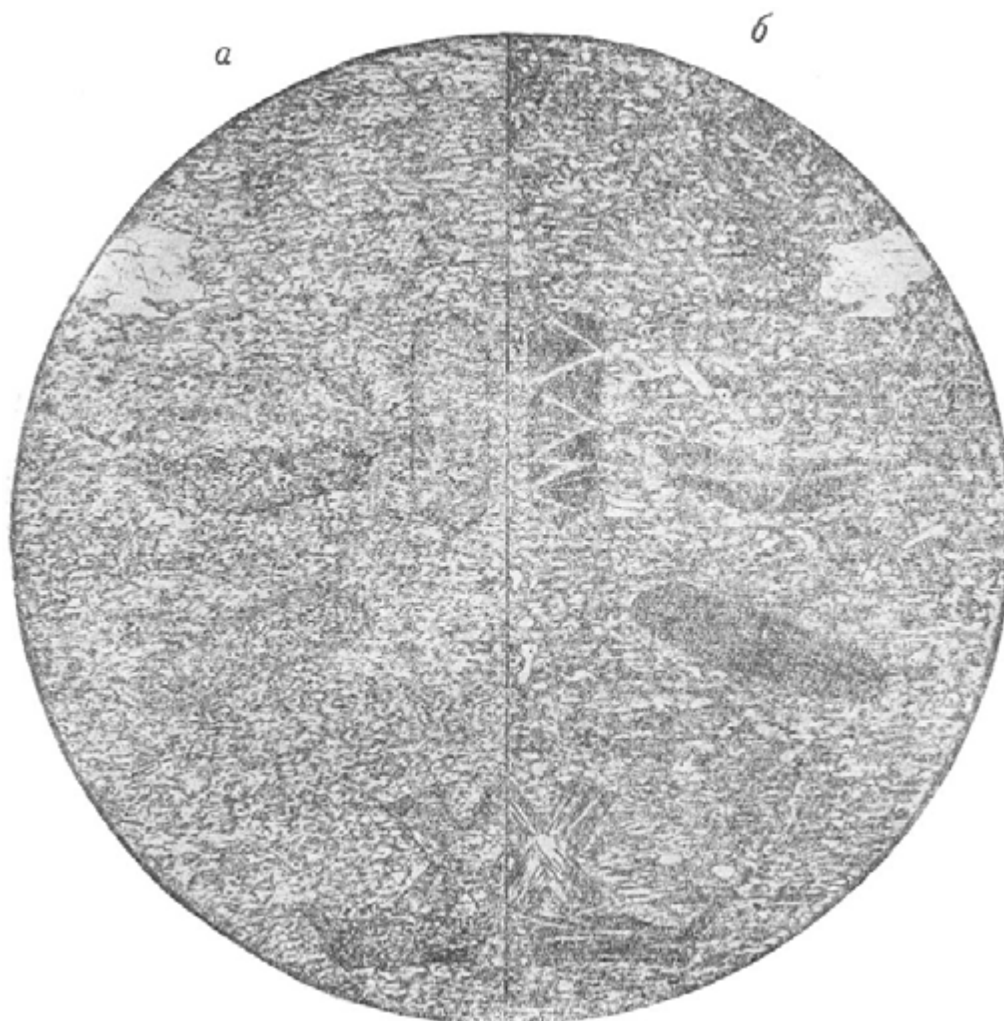
Карелия. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. А. Разумова

В серицито-углистой массе заключены крупные центрические образования, представляющие собой группировку длинных призм и волоконец андалузита вокруг некоторого центра. Между призмами захвачено углистое вещество. Центрические образования играют роль порфиробластов; основная ткань сложена углистым веществом и бластическими новообразованиями серицита.

Структура *порфиробластовая с центрическими радиально-лучистыми* образованиями; структура основной ткани *бластопелитовая*.

ПЯТНИСТЫЙ СТАВРОЛИТОВЫЙ УГЛИСТО-ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 384.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. А – без анализ.; б – зеркальное отражение; николи; $d = 7,3$ мм.

Рис. И. Егорова

Основная ткань состоит из углистых и глинистых пелитовых частиц, микроскопических зерен кварца и пластинок биотита. На фоне ее без анализатора видны неясные пятна, возникшие в результате зачаточного образования ставролита, кристаллы которого отчетливо наблюдаются при скрещенных николях (правая часть). Ставролит переполнен включениями микроскопических индивидов из основной ткани. Иногда он образует крестовидные двойники (в нижней части рисунка).

Породе свойственна сланцеватость, сохраняющаяся и в новообразованиях ставролита (гелицитовая структура).

Структура *порфиробластовая, гелицитовая*; структура основной ткани *бластопелитовая*. Текстура *пятнистая*.

УЗЛОВАТЫЙ КОРДИЕРИТОВЫЙ УГЛИСТО-ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 385.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +; $d = 2,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

В породе наблюдаются удлиненные округлые порфиробласты кордиерита, часто образующего секториальные тройники и шестерники. Основная ткань бластопелитовая; она состоит из реликтовых углистых и глинистых частиц, наряду с которыми присутствуют кварц и слюда в виде многочисленных микроскопических зернышек и пластинок.

Структура *порфиробластовая*, с *бластопелитовой* структурой основной ткани. Текстура *узловатая*, *массивная*.

ХИАСТОЛИТОВЫЙ УГЛИСТО-ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 386.

Карелия. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. А. Разумова

Порода состоит из основной ткани и идиоморфных, беспорядочно расположенных длинных порфиробластов хиастолита.

Основная ткань состоит из глинистого и углистого вещества, в котором началось бластическое новообразование серицита. Местами его количество настолько возрастает, что структура может быть названа микролепидобластовой.

Структура породы *порфиробластовая*, структура основной ткани *бластопелитовая*, местами *микролепидобластовая*; Текстура *узловатая, массивная*.

ХИАСТОЛИТОВЫЙ УГЛИСТЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 387.

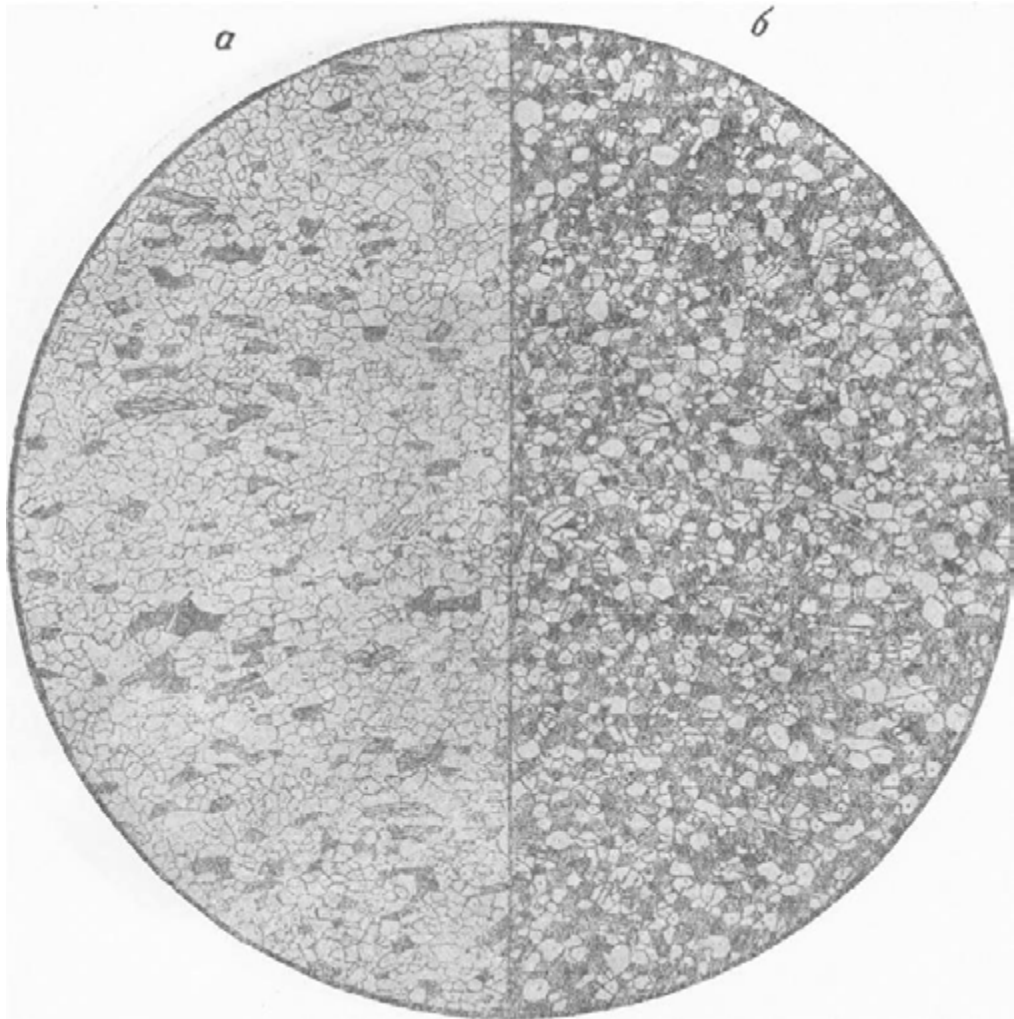
Кабардино-Балкарская АССР. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Без анализ.; $d = 7,1$ мм.

Рис. И. Егорова

В породе наблюдаются крупные, до 2 мм в длину, идиоморфные порфиробласты хиастолита; они заключены в микрозернистой основной ткани, состоящей из мелких зернышек кварца, чешуек слюды и углистого вещества.

Структура *порфиробластовая с микрогранолепидобластовой* основной тканью. Текстура *массивная*.

БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ КОНТАКТОВЫЙ РОГОВИК



Фиг. 388.

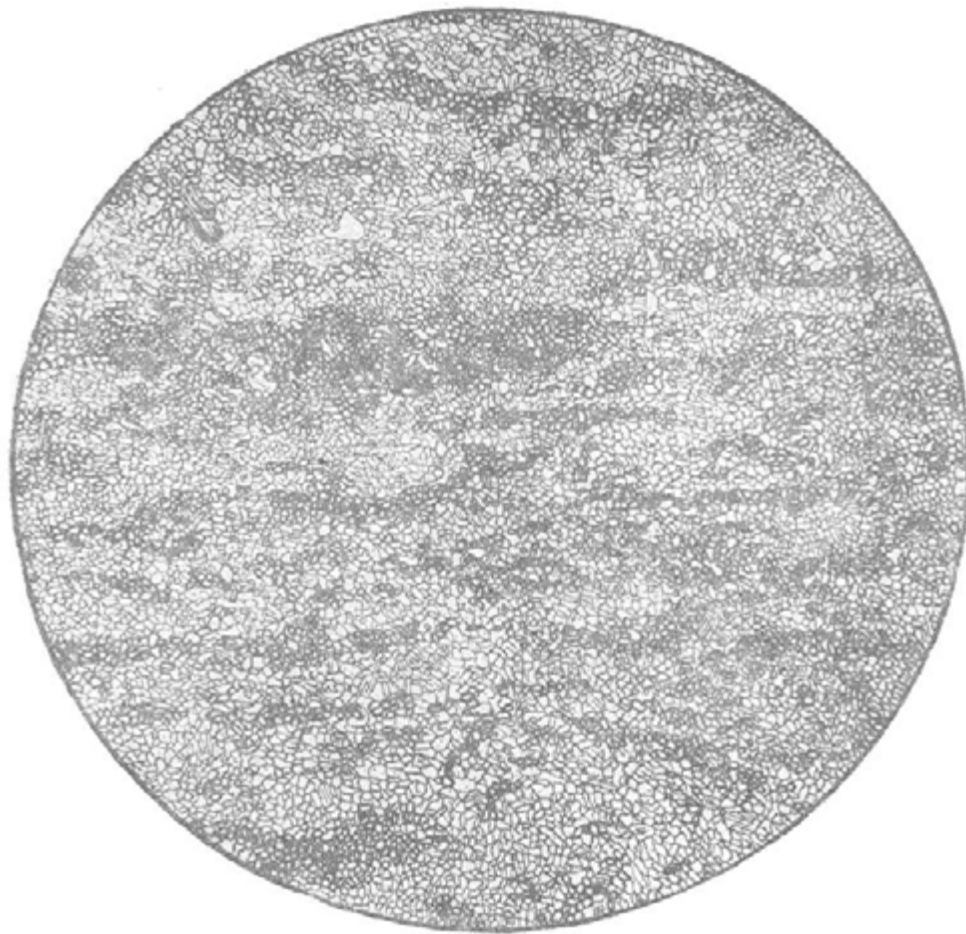
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. а – без анализ.; б – николи +;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из кварца и подчиненного количества биотита. Зерна кварца имеют микроскопические размеры, 0,05–0,1 мм, и изометричные округлые и полигональные формы, в совокупности напоминающие мозаику; зерна плотно соприкасаются друг с другом. Мозаичный характер структуры отчетливо проявляется при скрещенных николях.

Структура *микрогранобластовая мозаичная*. Текстура несколько *параллельная*, благодаря ориентировке чешуй биотита.

ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ КОНТАКТОВЫЙ РОГОВИК



Фиг. 390.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм

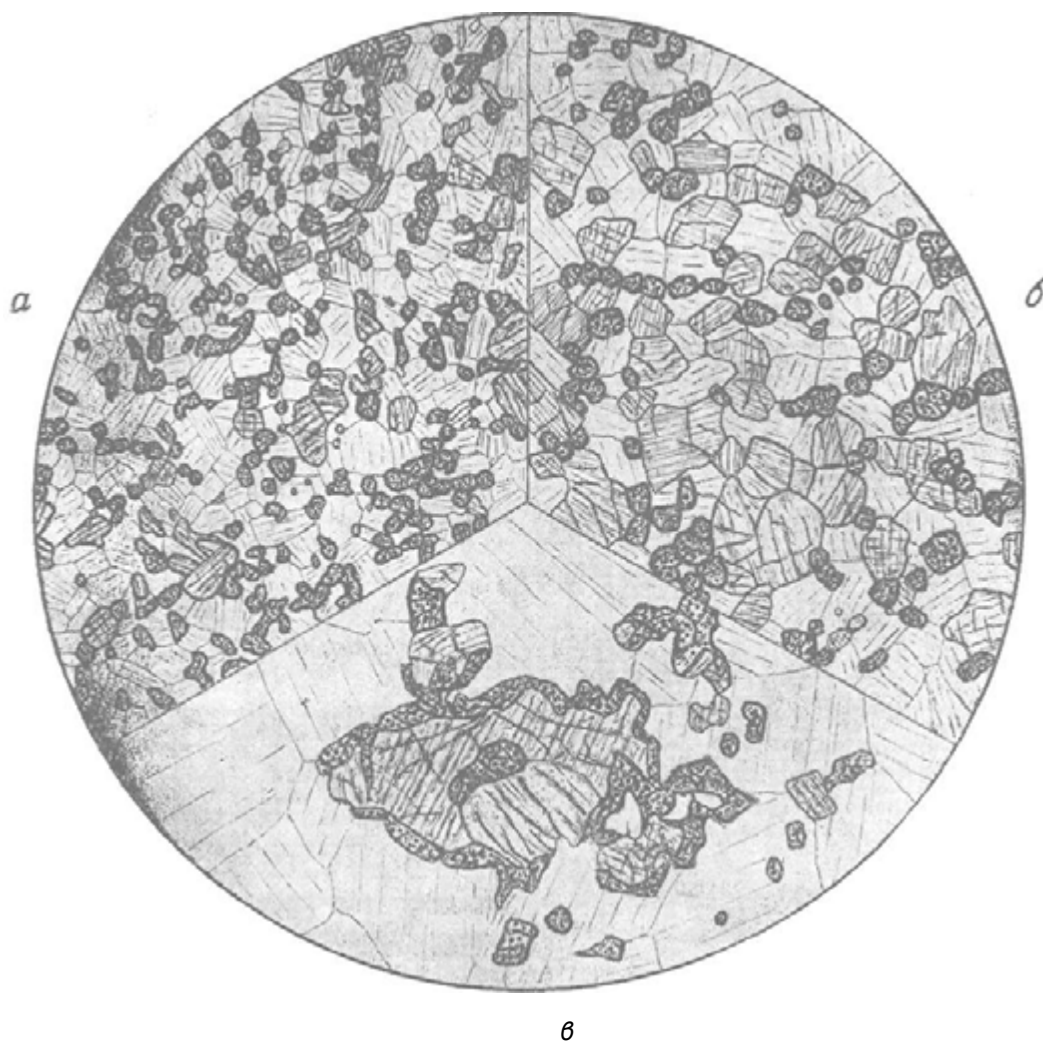
Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из микроскопических (размером 0,05 мм и меньше) кристаллобластовых зерен плагиоклаза, пироксена, кварца и рудного минерала. Зерна имеют неправильные, но более или менее изометричные формы и плотно соприкасаются друг с другом. Встречаются единичные пластинки биотита.

Текстура характеризуется концентрацией зерен пироксена и отчасти рудного минерала в тонкие полосчатые агрегаты; форма полос неправильная, прерывистая.

Структура *микрoгранобластовая*. Текстура *параллельная неправильно-полосчатая*.

АНДРАДИТ-САЛИТ-БИТОВНИТОВЫЙ РОГОВИК



Фиг. 390.

Украина, р. Тетерев, р-н с. Фрисарки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Без анализ.; $d = 5,8$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке изображены три шлифа андрадит-салит-битовнитового роговика, показывающие постепенную собирательную перекристаллизацию породы с увеличением крупности зерна.

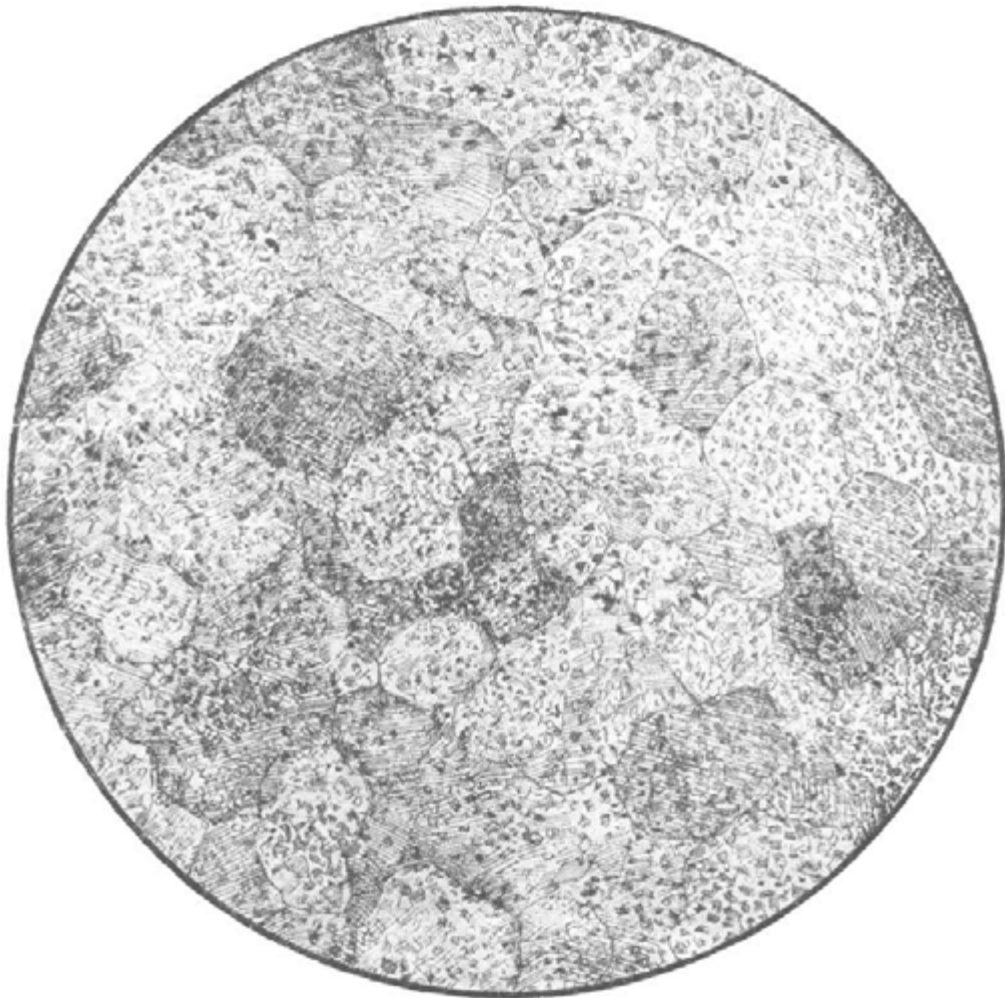
a – очень тонкозернистый роговик, размер зерна 0,04–0,06 мм;

б – та же порода, но более крупнозернистая, размер зерна 0,3– 1 мм, причем салит и битовнит обгоняют в росте гранат, который образует как бы каемки между ними;

в – еще более крупнозернистая порода, в которой индивиды плагиоклаза достигают 1–1,5 мм, а гранат образует оторочки на пироксене.

Структура породы *микрогранобластовая* и *гранобластовая*. Текстура *массивная*.

БИОТИТ-КОРДИЕРИТОВЫЙ КОНТАКТОВЫЙ РОГОВИК



Фиг. 391.

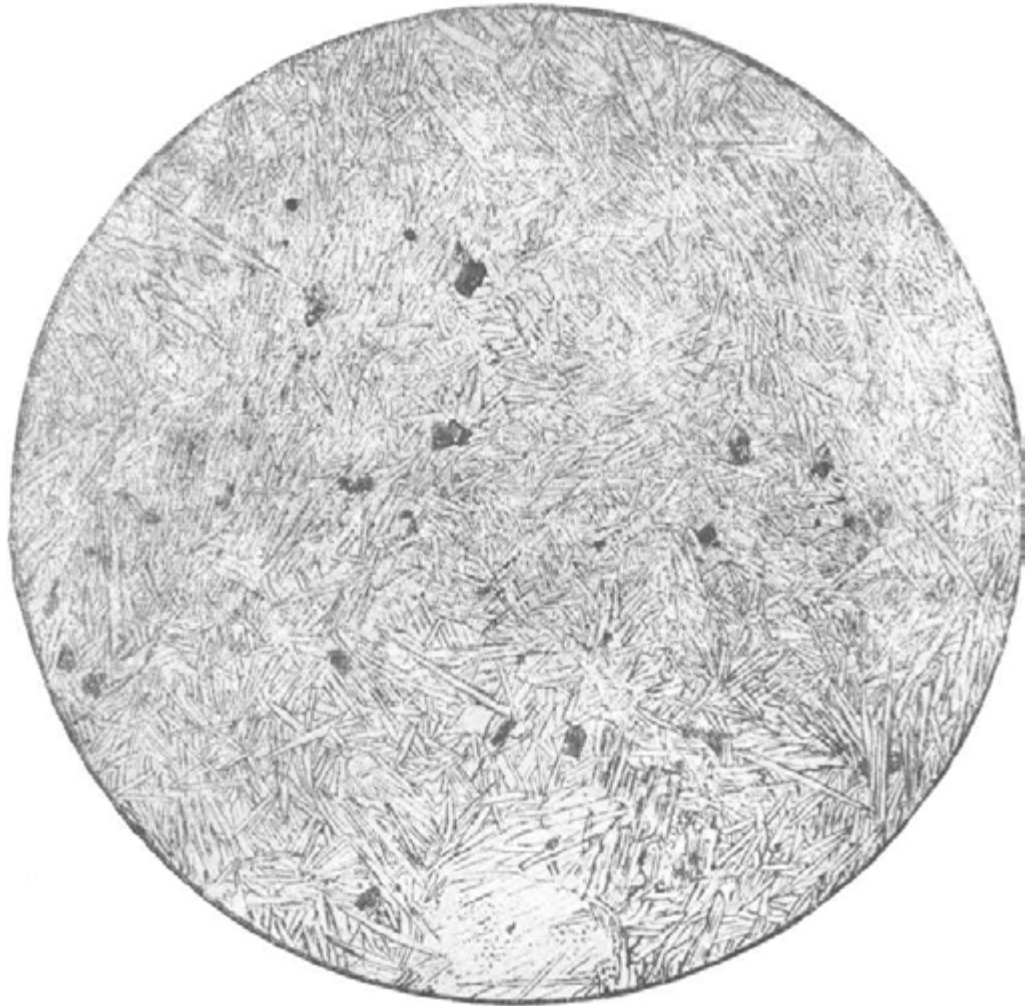
Карелия. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи + ;
 $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из довольно крупных округлых индивидов кордиерита, часто с хорошо заметными тройниками прорастания. Внутри них: беспорядочно расположены обильные мелкие чешуйки биотита и зернышки кварца.

Наличие этих включений определяет собой *пойкилобластовую* структуру породы, которая отчетливо выступает при скрещенных николях. Текстура *массивная*.

КОРДИЕРИТ-АНТОФИЛЛИТОВАЯ ПОРОДА



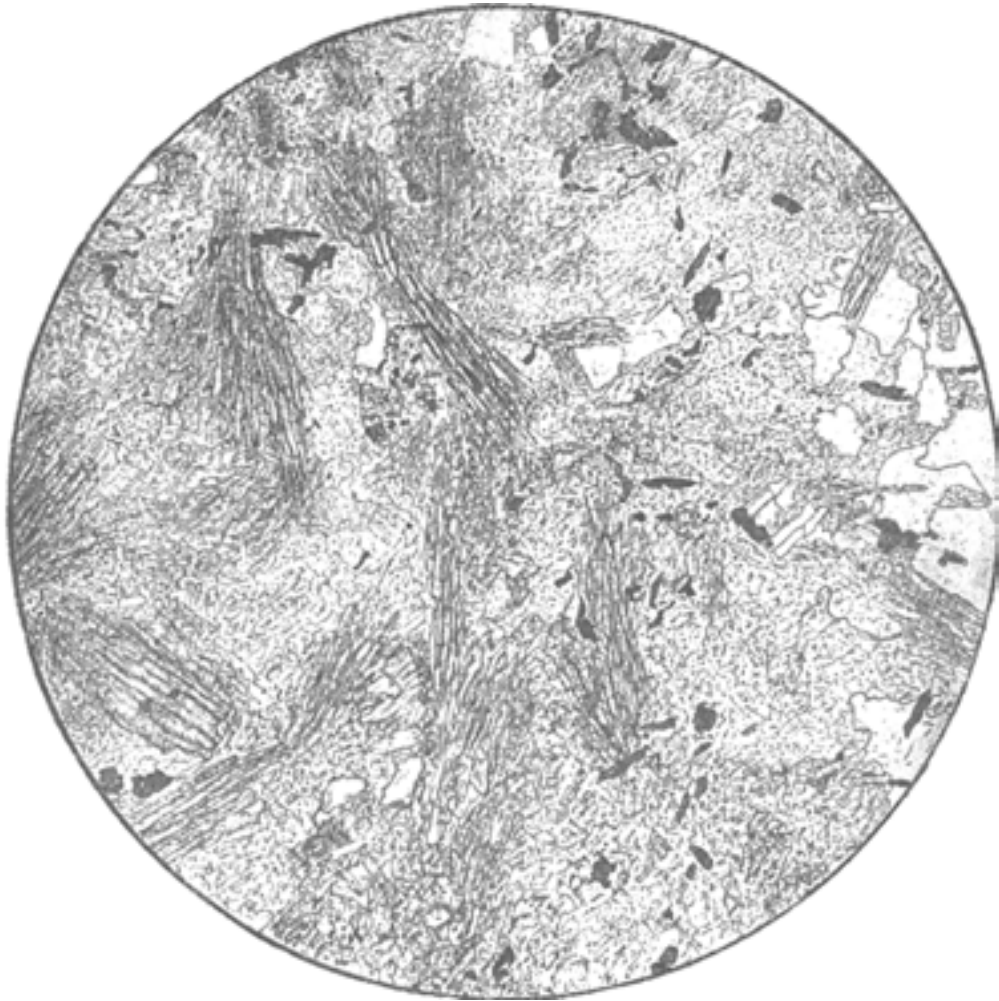
Фиг. 392.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл, Н. Ф. Анисеевой.
Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из беспорядочного войлока тонких и коротких призм и волокон антофиллита, заключенного между ними незначительного количества кордиерита и примеси равномерно рассеянного рудного минерала. Структура *фибробластовая*. Текстура *массивная*.

КОРДИЕРИТ-ХЛОРИТ-АНТОФИЛЛИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 393.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. Ф. Аникеевой. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Маликовой

Для структуры породы характерно наличие тонких длиннопризматических индивидов антофиллита, образующих сноповидные агрегаты, играющие роль порфиробластов. Они выделяются в виде пятен на фоне хлоритовой основной ткани с лепидобластовой структурой. В основной ткани присутствуют зерна кордиерита неправильной формы и мелкие зерна рудного минерала.

Структура породы *порфиробластовая сноповая*; структура основной ткани *гранолепидобластовая*.

Текстура *пятнистая сноповая*.

КОРДИЕРИТ-АНТОФИЛЛИТ-ХЛОРИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 394.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл.

Н. Ф. Аникеевой. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Заварицкого

Порода состоит из микроскопических чешуй хлорита, относительно крупных призматических индивидов антофиллита и изометричных зерен кордиерита; в небольшом количестве присутствуют зерна рудного минерала. Для структуры характерны различные размеры и различные формы минералов (зерна, призмы, листочки).

Структура *гетеробластовая граноматолепидобластовая*. Текстура *массивная*.

КОРДИЕРИТ-АНТОФИЛЛИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 395.

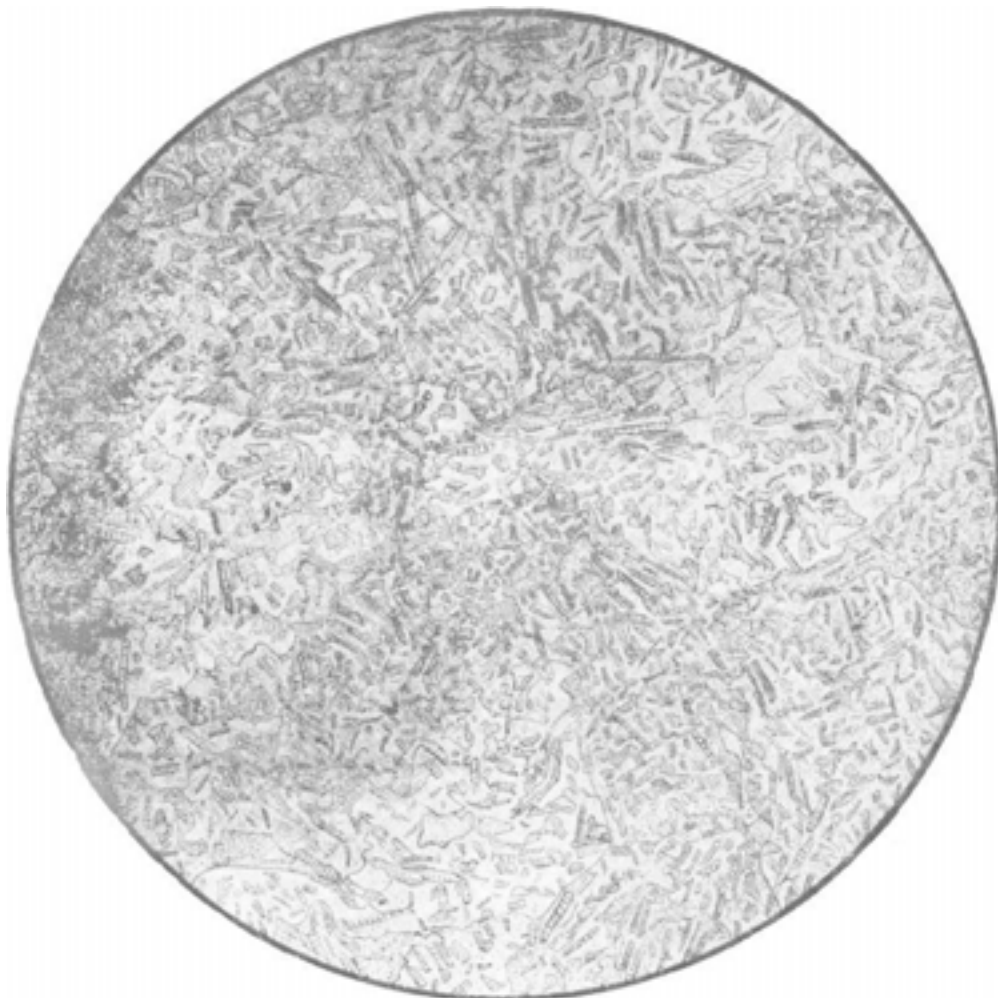
Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл.
Н. Ф. Анисимовой. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис Б. Толмачева

Порода состоит из призм антофиллита, образующих радиально-лучистые агрегаты вокруг центров, представленных каждый призматическим индивидом антофиллита. В подчиненном количестве присутствуют кордиерит, хлорит и рудный минерал.

Структура *нематобластовая центрическая*. Текстура *массивная*.

АМФИБОЛ-ЦОИЗИТ-АЛЬБИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 396.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из расположенных плотно друг к другу крупных (0,8–1 мм) ксенобластовых зерен альбита, содержащих многочисленные беспорядочно расположенные включения тонких призм цоизита (высокий рельеф) и амфибола.

Структура *пойкилонематобластовая*. Текстура *массивная*.

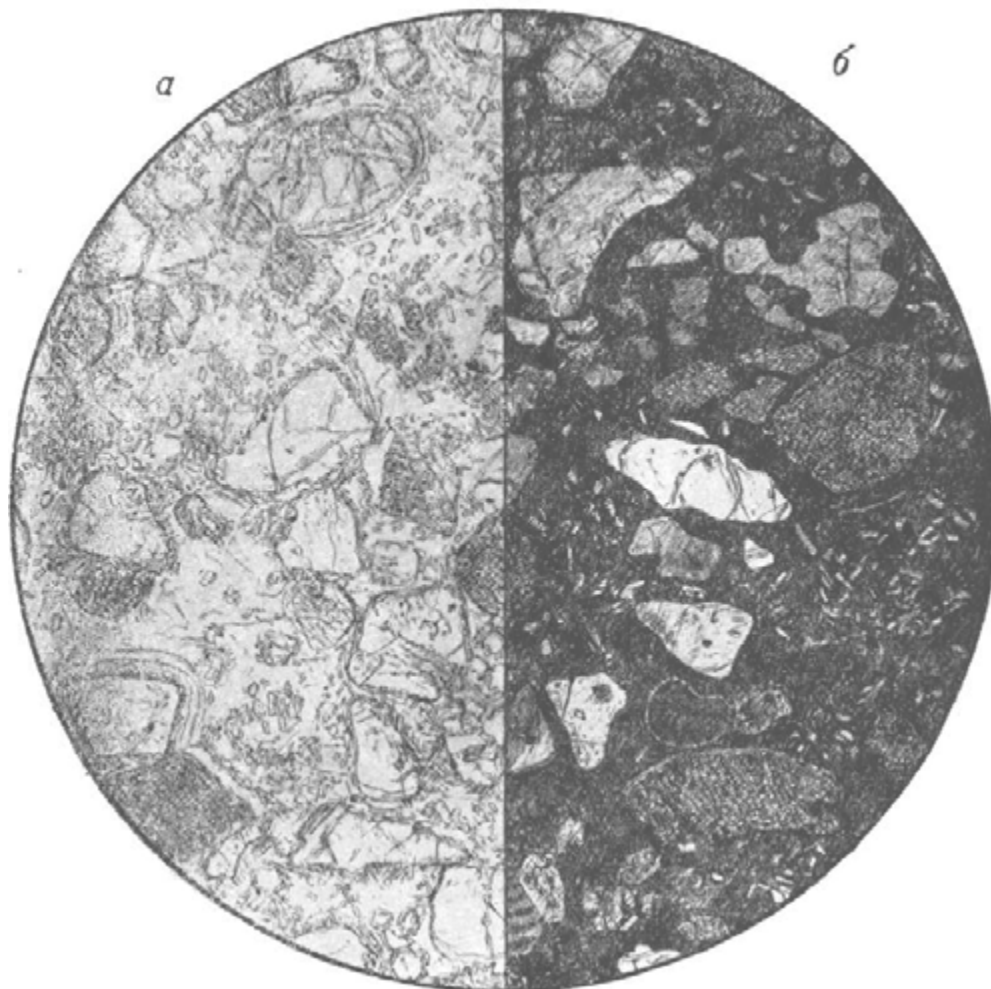
ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Пирометаморфические породы, как известно, являются породами редкими и возникают только в исключительных условиях и в незначительных масштабах. Наиболее интересны из них те, которые подверглись частичному остеклованию (витрификации), что наблюдается, например, в ксенолитах песчаников (аркозовых), захваченных базальтовой магмой. Возникшие остеклованные породы называют бухитами.

Ниже приводятся два примера структуры (фиг. 397) бухитов, один из Восточной Сибири с р. Вилюя, и второй – из Оранжевой Республики (ЮАР) (фиг. 398), заимствованный у Аккермана и Уокера. В стекле обеих пород наблюдаются новообразования микролитов кордиерита.

Фиг. 399 и 400 иллюстрируют очень интересный случай, описанный Хоуксом, частичного расплавления гранита с образованием из него породы, очень сходной с гранит-порфиром. Раскристаллизация выплавленного стекла привела к образованию мелкозернистой основной массы.

ОСТЕКЛОВАННЫЙ АРКОЗОВЫЙ ПЕСЧАНИК – БУХИТ



Фиг. 397.

Восточная Сибирь, левый берег р. Вилюя, в 2 км ниже порога Оттонок. Ксенолит в траппе.

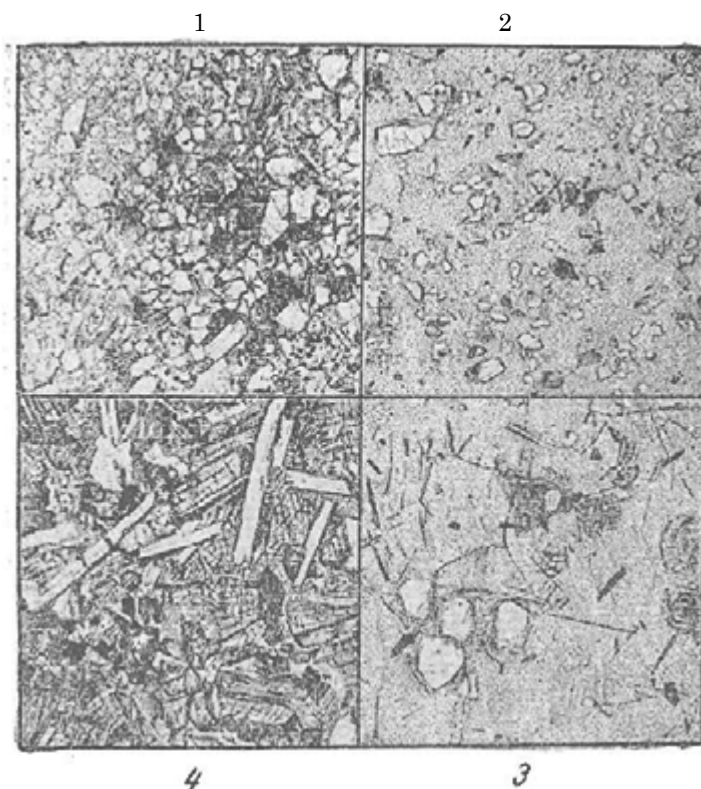
Колл. В. Л. Масайтиса. а – без анализ., б – николи +; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из округло-угловатых оплавленных зерен кварца, плагиоклаза, калишпата, обломков полевошпатовой породы и микрозернистой переплавленной массы, заключенных в стекле. Стекло кислое, с показателем преломления ниже, чем у канадского бальзама и с розоватым дисперсионным эффектом. Местами видны скопления микролитов кордиерита – мелких прямоугольных призмочек с гексагональным поперечным сечением, с прямым угасанием, отрицательным удлинением и сравнительно высоким светопреломлением (выше, чем у стекла). Обломки часто имеют корродированную наружную зону, иногда как бы проплавленную и кружевную, а вокруг них в стекле наблюдаются округлые трещины, напоминающие перлитовые трещины.

Структура породы *псаммитовая*; цемент *гиалиновый*.

БУХИТ



Фиг. 398.

Оранжевая Республика (ЮАР); Хейльброн. Заимствовано у Аккермана и Уокера (Ackermann and Walker, 1959).

Рис. И. Егорова

На рисунке показано превращение аркозового песчаника в бухит в контакте с sillом долерита. 1

1 – неизменный аркозовый песчаник, состоящий из угловатых зерен кварца и полевого шпата в цементе, местами окрашенном гётитом. Без анализ., увел. 8;

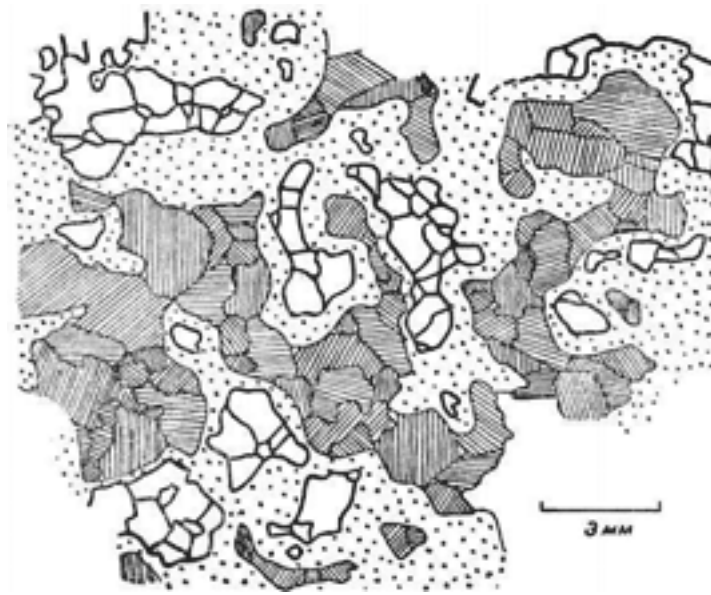
2 – бухит в 2–3 см от контакта; частично резорбированный кварц и плагиоклаз с реликтами ортоклаза, который расплавляется ранее других минералов, заключены в обильной стекловатой массе. Без анализ., увел. 8;

3 – та же порода при большем увеличении; видны обильные микролиты и прямоугольные индивиды кордиерита. Без анализ., увел. 80;

4 – гибридная порода на границе долерита и бухита. Кристаллы плагиоклаза и клинопироксена заключены в бухитовой массе, переполненной микролитами. Без анализ., увел. 80.

Процесс образования бухита авторы называют витрификацией и подчеркивают, что первые следы стекла появляются на границах калиевого полевого шпата и кварца.

ОПЛАВЛЕННЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 399.

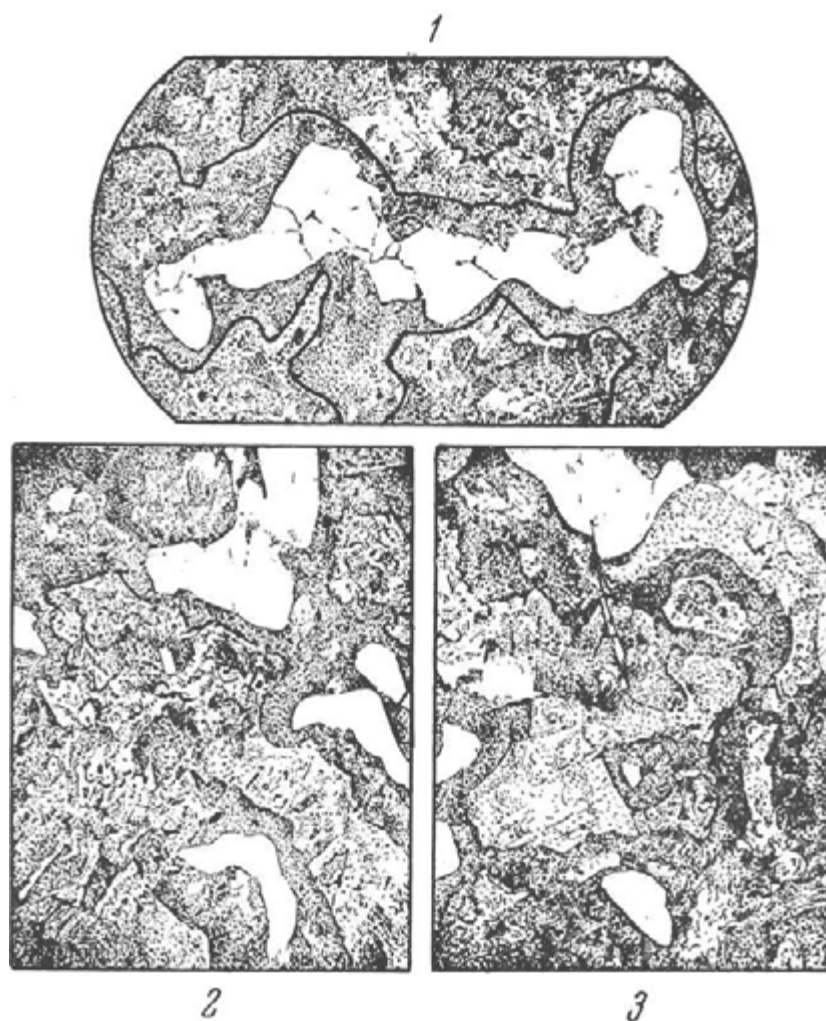
Юго-восточная Исландия, Квозафосс. Заимствовано у Хоукса (Hawkes, 1929).

Рис. И. Егорова

На рисунке дана схематическая зарисовка шлифа оплавленного гранита, имеющего вид гранит-порфира. При частичном расплавлении и последующей раскристаллизации расплава в породе образовалась мелкозернистая основная масса, которая повсеместно отделила кварц от калиевого полевого шпата и придала породе вид гранит-порфира. Автор объясняет это тем, что плавление породы начиналось по закону эвтектики на границе кварца и калишпата. Скопления зерен кварца и калишпата более крупнозернистые, чем основная масса, производят впечатление фенокристаллов. Такую структуру автор называет *гломерозернистой*.

На фиг. 400 показаны три участка шлифа той же породы.

ОПЛАВЛЕННЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 400.

Юго-восточная Исландия. Квозафосс. Заимствовано у Хоукса (Hawkes, 1929).

Рис. И. Егорова

1 – удлиненный агрегат зерен кварца (белое). Черная линия – граница полевошпатового агрегата, занимающего края рисунка. Участок между кварцем и черной линией занят основной массой; без анализ., увел. 8;

2 – неправильные участки кварца (белое) и участки полевого шпата (светло-серое), везде отделенные друг от друга основной массой (более темное, серое). Без анализ., увел. 9;

3 – сегрегация кварца основной массы у фенокристалла кварца (вверху). В середине рисунка видно маленькое зерно кварца, со всех сторон отделенное от полевого шпата (светло-серое) основной массой (темно-серое). Без анализ., увел. 9.

ПРОДУКТЫ ПРОГРЕССИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Породы, претерпевшие региональный метаморфизм, в структурном отношении можно разделить на две большие группы. К первой относятся мелкозернистые породы, в большинстве случаев образовавшиеся в условиях низкой степени метаморфизма и характеризующиеся микрокристаллобластовыми структурами. К таким породам удобно применять структурный термин микросланец, оставляя «сланец» для более крупнозернистых интенсивнее метаморфизованных пород.

К микросланцам относятся также филлиты, тонкозернистые песчаники и алевролиты. К «сланцам» – кристаллические сланцы и гнейсы.

Граница между обеими группами – условная; к первой группе относятся, как уже сказано, только те породы, к названию структуры которых применима приставка «микро». Вторая группа – обширна и по степени кристалличности тоже разнообразна; среди них есть и сравнительно мелкозернистые сланцы, стоящие как бы на рубеже обеих групп, и более крупнозернистые кристаллические сланцы и фанерокристаллические гнейсы.

МИКРОСЛАНЦЫ

Структуры слабо метаморфизованных микросланцев часто являются реликтовыми, слабо измененными бластезом структурами осадочных пород, тонкозернистой бластосаммитовой (фиг. 401), бластоалевритовой (фиг. 402), бластоалевропелитовой (фиг. 403), бластопелитовой (фиг. 404), с постепенным переходом их при усилении бластеза к микрокристаллобластовым структурам. В отличие от контактово-метаморфизованных пород, такие микросланцы сохраняют свою параллельную или сланцеватую текстуру, унаследованную от исходных осадочных пород.

При полной перекристаллизации материала, при полном исчезновении реликтов структур исходных пород, развиваются структуры микролепидогранобластовые (фиг. 405, 406, 408, 412) и микрогранобластовые (фиг. 407, 409), причем последняя может быть мозаичной (фиг. 407), т. е. с простыми прямолинейными ограничениями зерен, или зубчатой (фиг. 409). Нередко в породе чередуются прослоечки микролепидобластовой и микрогранобластовой структур, что подчеркивает первичную слои-

стость пород и их параллельную полосчатую или слоистую текстуру (фиг. 408, 409, 410, 411).

На фиг. 411 изображен филлит Кривого Рога с хорошо выраженной поперечно-сланцеватой и слоистой текстурой.

Фиг. 413 и 414 показывают дальнейшую перекристаллизацию слюдяных сланцев. Микроструктурой в них обладает уже только основная ткань; в породах же есть фенобласты или порфиробласты, более мелкие, около 0,2–0,5 мм на фиг. 413 (микропорфиробластовая структура) и более крупные до 0,8–1,0 мм на фиг. 414. В обоих случаях порфиробласты слюды имеют типичный характер «поперечной слюды». Текстура обеих пород сланцеватая, подчеркиваемая расположением и вытянутостью слюды порфиробластов и основной ткани.

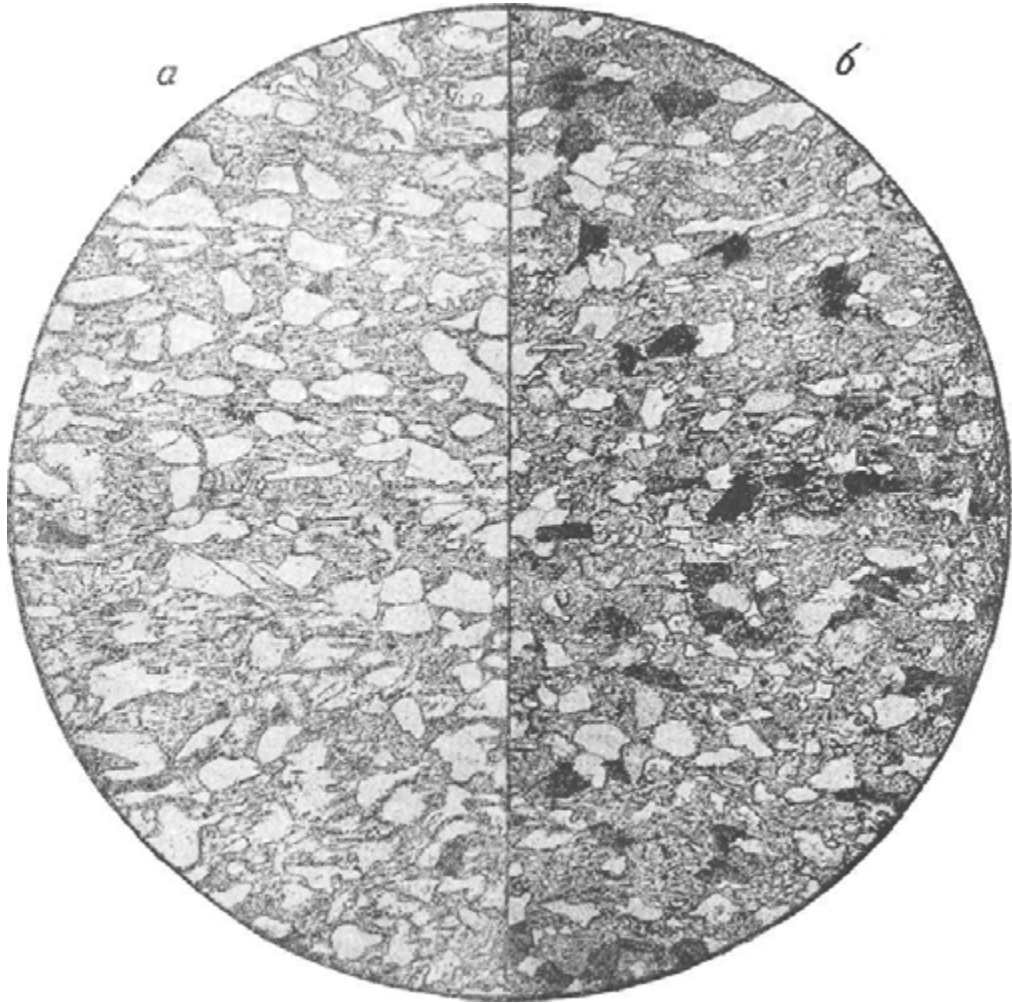
На фиг. 415 воспроизведена структура снежного кома силлиманита, которую Смит наблюдал в силлиманит-кварц-мусковит-альбитовом микросланце района Кларендон-Далхаузи в Онтарио. Для силлиманита (фибrolита) это очень редкая структура; она чаще наблюдается для порфиробластов граната.

Наблюдаются случаи различной крупности зерна в прослоях различного состава; например, более крупнозернистая гранобластовая структура в кварц-карбонатных прослоях и микролепидогранобластовая в биотит-карбонатных прослоях породы, изображенной на фиг. 416. Текстура таких пород плоскопараллельная, слоистая.

К микрокристаллобластовым приходится относить фибробластовые структуры некоторых пород, состоящих из тонких призм или волокон какого-либо минерала. Таковы, например, структуры актинолитового сланца (фиг. 417) и магнетит-куммингтонит-хлоритового сланца (фиг. 418). В последнем структура микропорфиробластовая; порфиробластами являются полиэдрические сростки магнетита, располагающиеся диагонально к сланцеватости породы. Такое расположение очень характерно для удлиненных порфиробластов в сланцах; вероятно, оно соответствует плоскости кливажа исходной осадочной породы.

Последними в этой группе пород приведены зарисовки шлифа (фиг. 419) и штуфа (фиг. 420) тонкослоистого, тонкоплойчатого и тонкозернистого зеленого сланца каратерекской свиты (верхний ордовик) Чаткальского хребта. Сопоставление обеих зарисовок позволяет судить о чрезвычайно сложной плойчатости высокого порядка, характерной для тонкослоистых пород.

ТОНКОЗЕРНИСТЫЙ СЕРИЦИТОВЫЙ ПЕСЧАНИК (ФИЛЛИТ)



Фиг. 401.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. а – без анализ.; б – николи +; $d - 2,3$ мм.

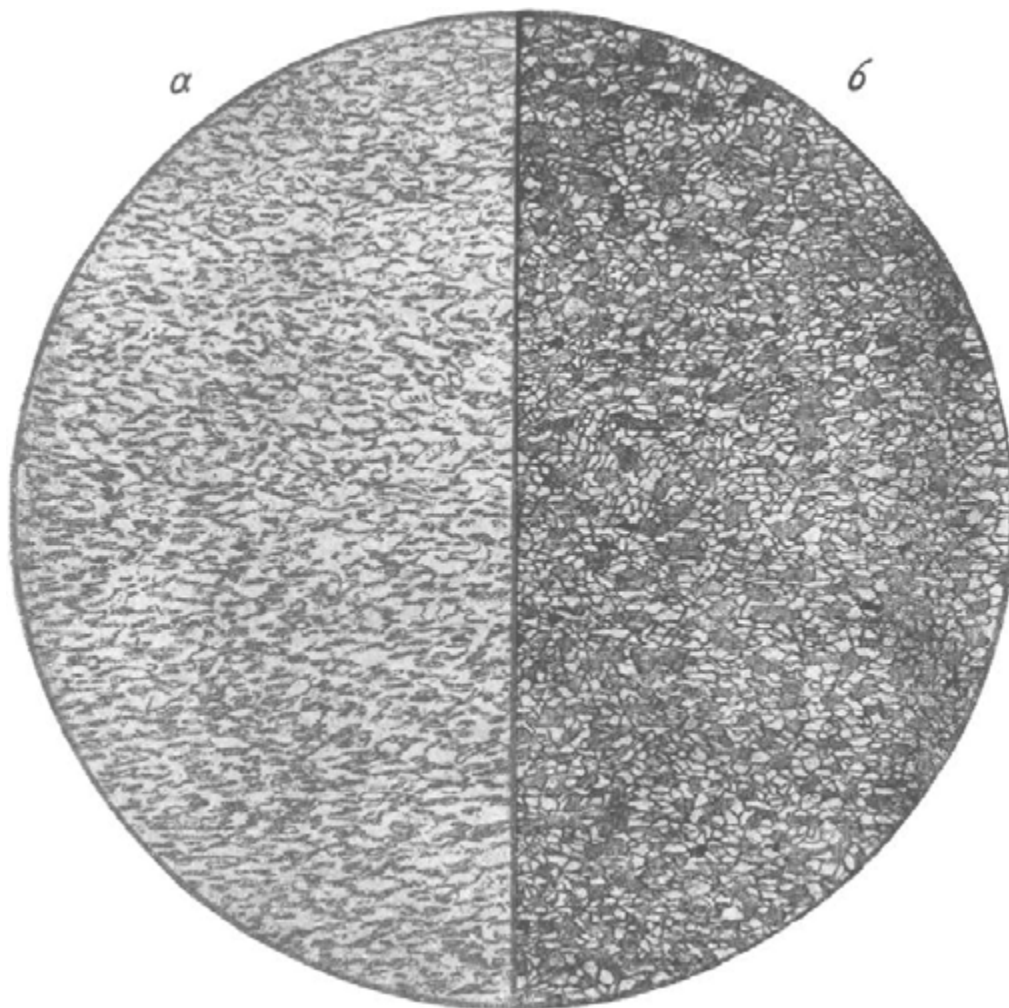
Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из мелких слабоокатанных кластических зерен, кварца и цемента, полностью перекристаллизованного бластически в агрегат субпараллельно ориентированных чешуй серицита, мусковита, хлорита, зерен рудного минерала и призм турмалина. Первоначальное различие кластических зерен и цемента сохранилось здесь еще вполне отчетливо, и структура является реликтовой псаммитовой или бластопсаммитовой.

Как в ориентировке кластических зерен, так и в расположении бластических новообразований заметна сланцеватая текстура, совпадающая, с плоскостью наложения исходной породы.

Структура *бластопсаммитовая*. Текстура *сланцеватая*.

СЕРИЦИТ-КВАРЦЕВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ (ФИЛЛИТ)



Фиг. 402.

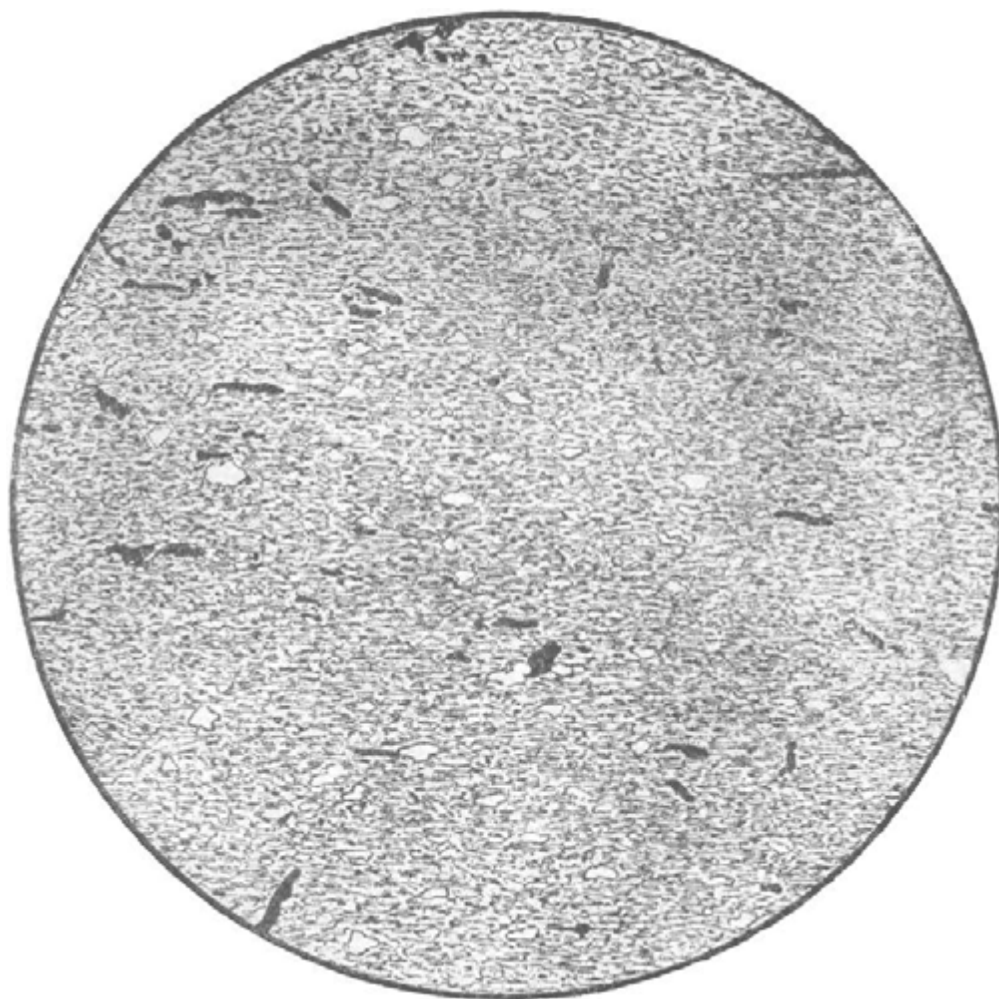
Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. а – без анализ.; б – николи +; $d = 2,3 \text{ мм}$

Рис. В. Сидоренко

Слагающие породу очень тонкие зернышки кварца и чешуйки слюды расположены так, что следы первоначальной алевритовой структуры выступают еще вполне отчетливо. Структура является *реликтовой алевритовой*, или *бластоалевритовой*.

Параллельная ориентировка бластических новообразований слюды и рудного минерала создает *сланцеватую* текстуру.

КВАРЦ-СЕРИЦИТОВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ (ФИЛЛИТ)



Фиг. 403.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского.

Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

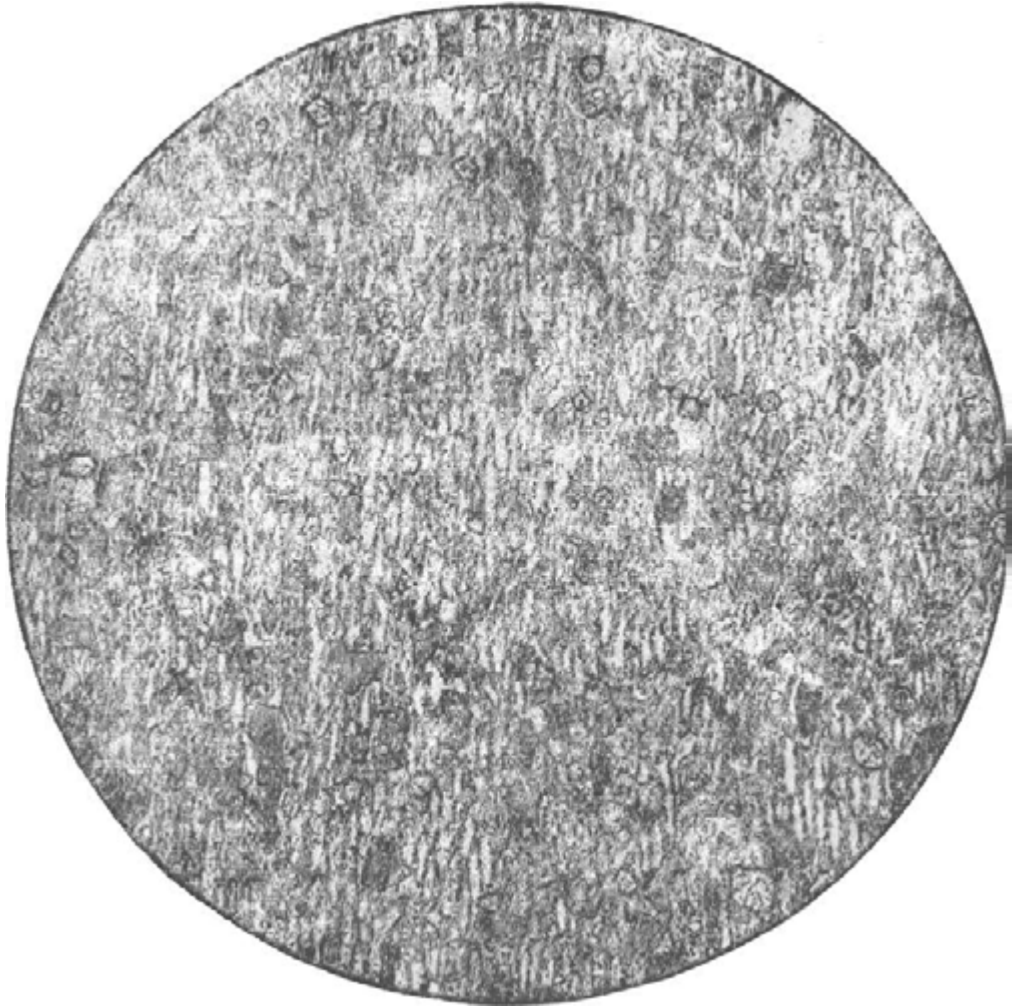
Рис. Б. Толмачева

Обилие мелких листочков серицита обуславливает микролепидобластовую структуру породы, а взаимно-параллельное расположение их – сланцеватую текстуру, которая подчеркивается также расположением удлиненных зерен рудного минерала.

В породе, кроме мельчайших зернышек кварца, включенных в серицитовую массу, встречаются несколько более крупные зерна его, размера алевритовых частиц, наличие которых определяет алевропелитовый характер исходной породы.

Структура породы *бластоалевропелитовая, микролепидобластовая. Текстура сланцеватая.*

ГРАНАТ-БИОТИТОВЫЙ ГЛИНИСТЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ



Фиг. 404.

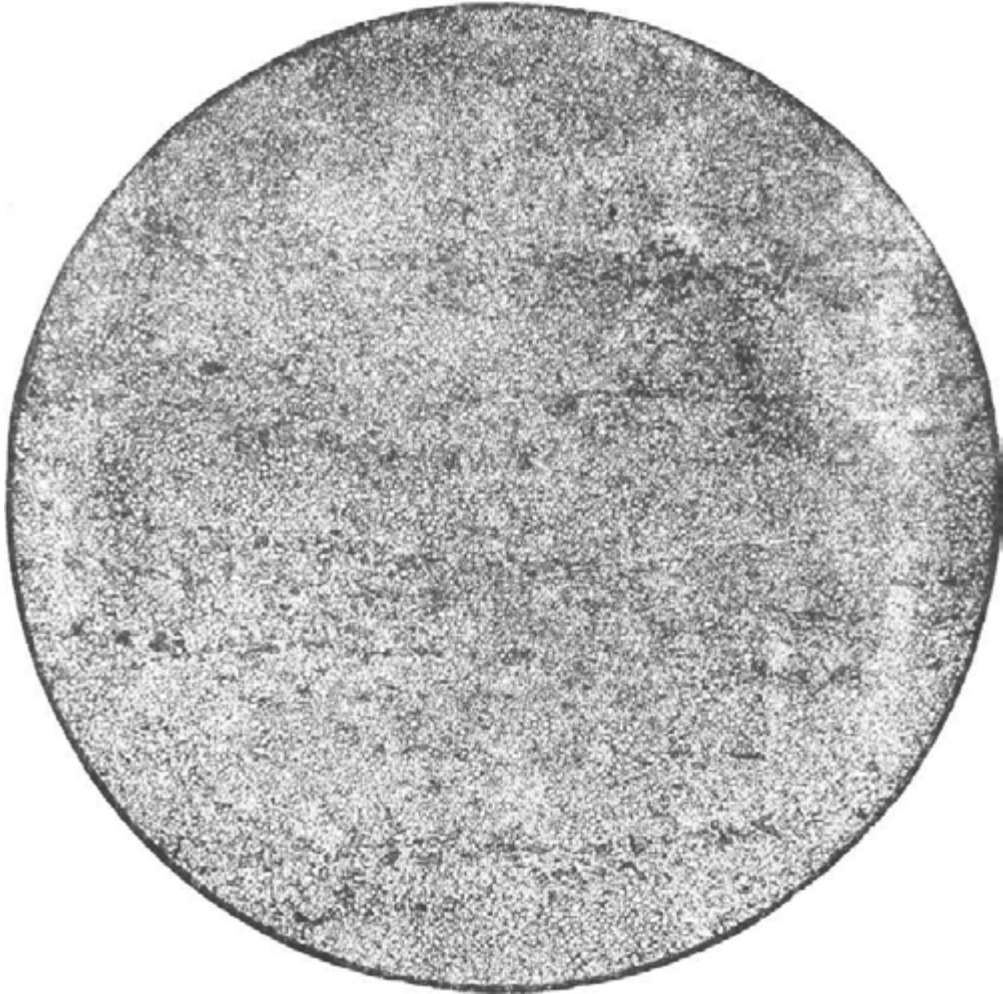
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис В. Сидоренко

Порода состоит из тонкослоистого пелитового глинистого вещества, в котором наблюдаются новообразования биотита и граната в виде довольно многочисленных мелких кристаллических зерен; они дают начало зарождающейся кристаллобластовой структуре. Незначительная примесь рудного минерала.

Структура породы *бластопелитовая*. Текстура *сланцеватая*.

БИОТИТОВЫЙ ФИЛЛИТ



Фиг. 405.

Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 7,3$ мм.

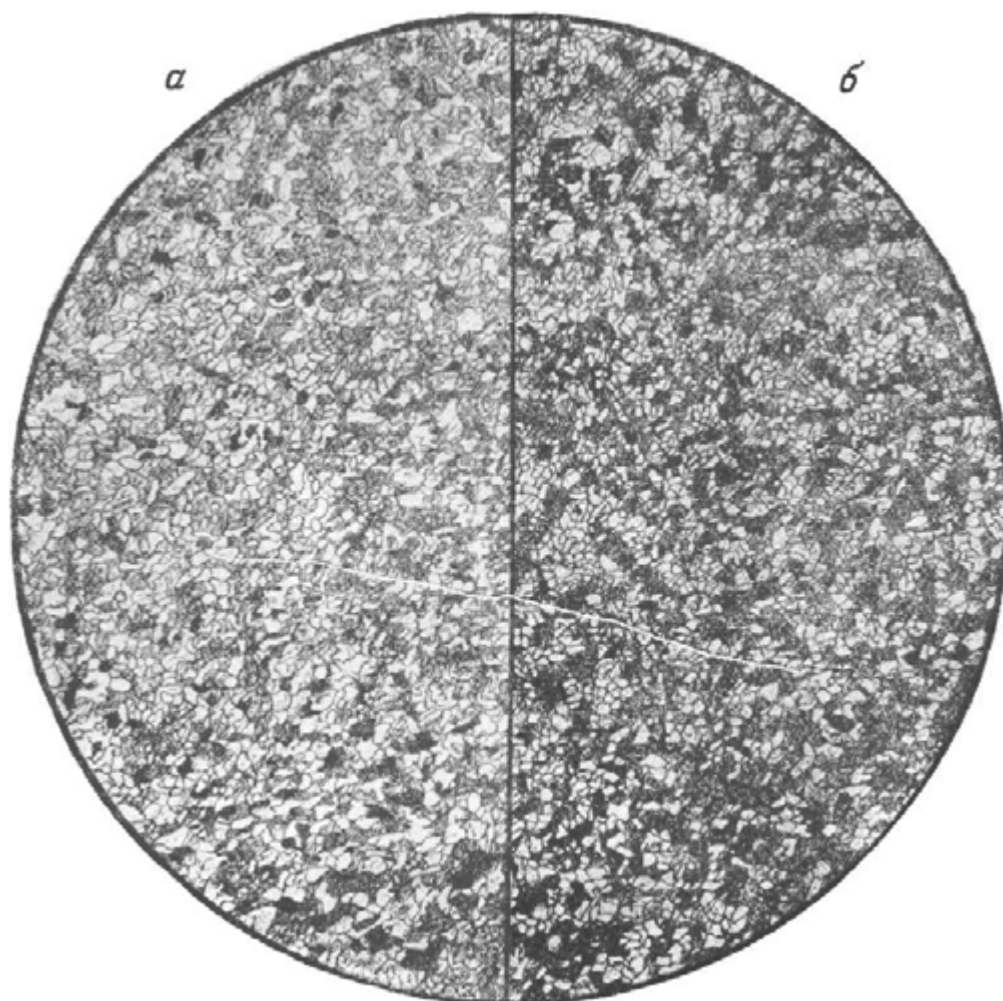
Рис. Б. Толмачева

В состав породы входят кварц, биотит, небольшое количество рудного минерала и хлорита.

Структура микролепидогранобластовая, обусловленная преобладанием изометричных зерен кварца размером около $0,05$ мм и подчиненным количеством пластинок биотита и хлорита. Последние наряду с зернами рудного минерала группируются в параллельные прослой, намечая слоистость. Слоистость неясная, реликтовая, унаследованная от первичной слоистости осадочной породы, подвергшейся метаморфизму.

Структура *микролепидогранобластовая*. Текстура *неяснослоистая*.

ХЛОРИТ-КВАРЦЕВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ (ФИЛЛИТ)



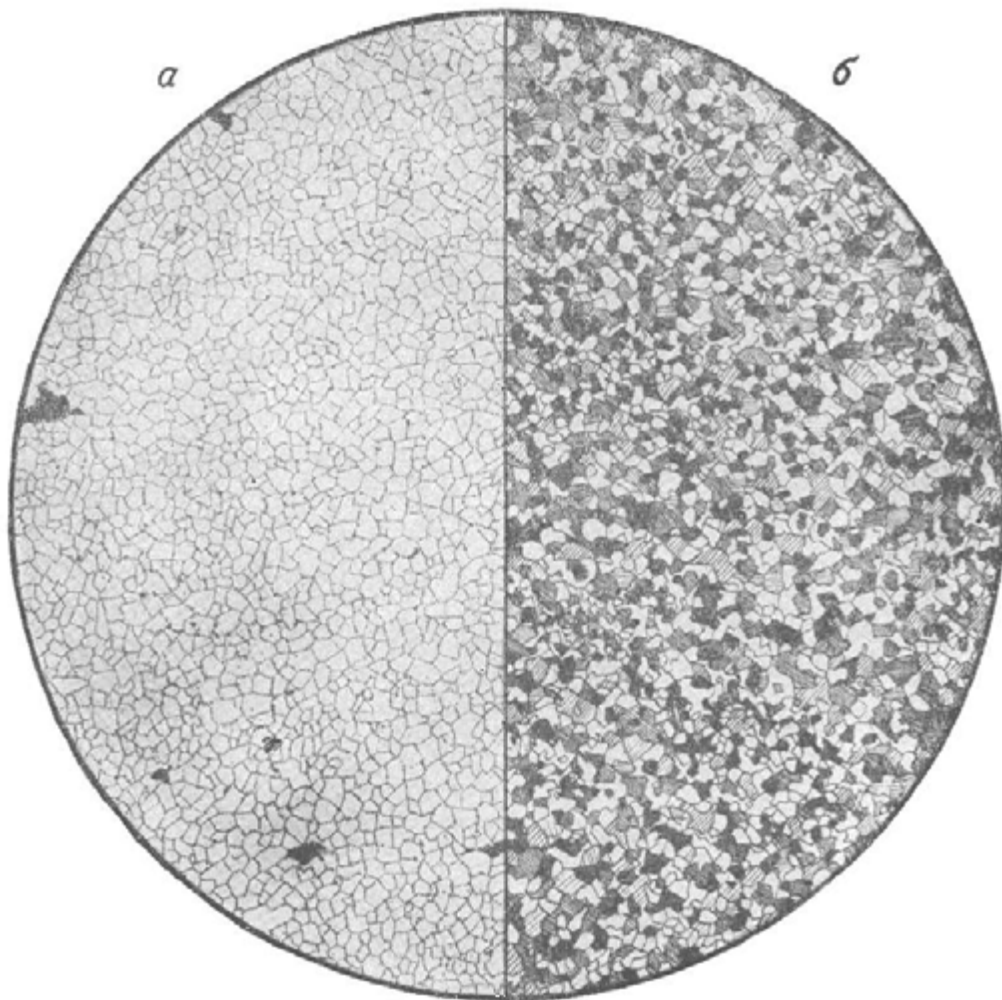
Фиг. 406.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. М. Свительского
а – без анализ.; б – николи +; $d = 2,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода имеет *микролепидогранобластовую* структуру, благодаря сочетанию в ней мельчайших зернышек кварца и беспорядочно расположенных мельчайших чешуй хлорита. Примесь – рудный минерал. Текстура *массивная*.

МИКРОКВАРЦИТ



Фиг. 407.

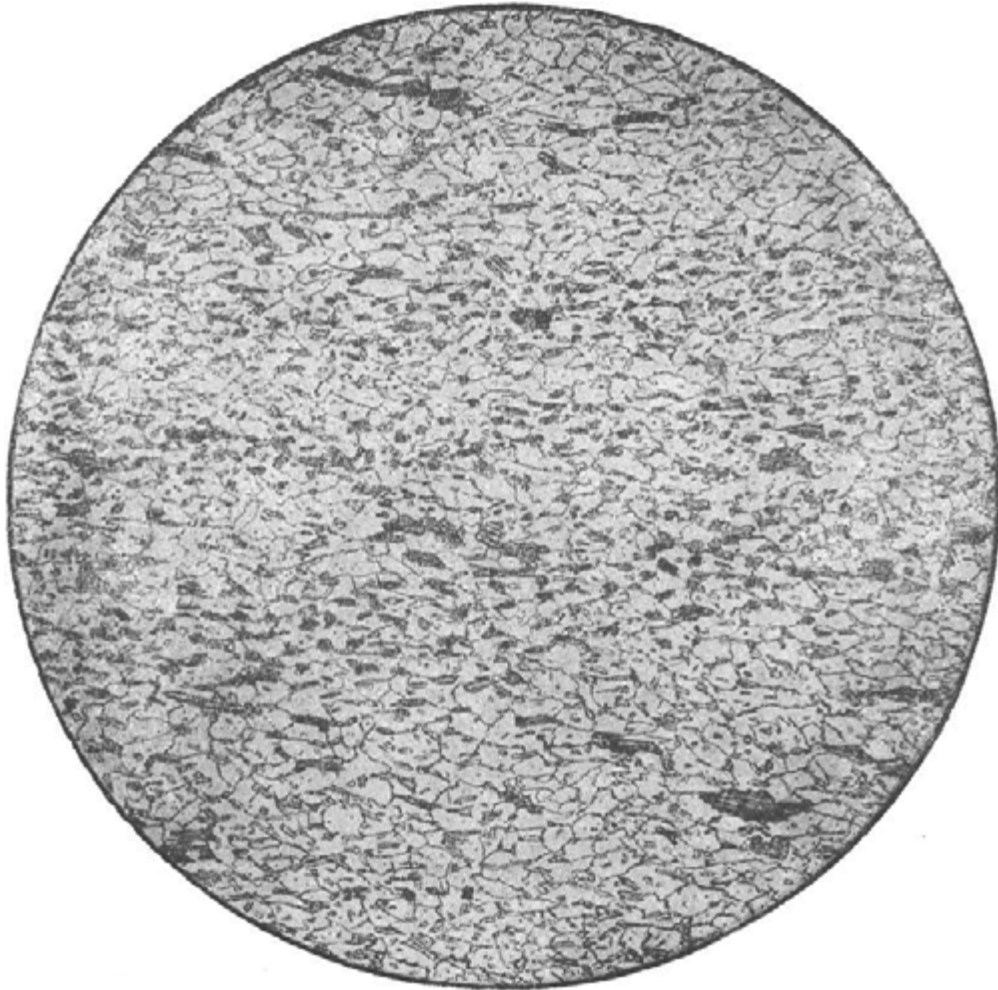
Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского.
а – без анализ.; б – николи + ; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из изометричных зерен кварца с полигональными прямолинейными контурами; размеры зерен 0,05–0,1 мм и меньше. В качестве примеси присутствует рудный минерал.

Структура *микрогранобластовая, мозаичная*. Текстура *массивная*.

СЛЮДЯНОЙ МИКРОКВАРЦИТ



Фиг. 408.

Северо-Восточный Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

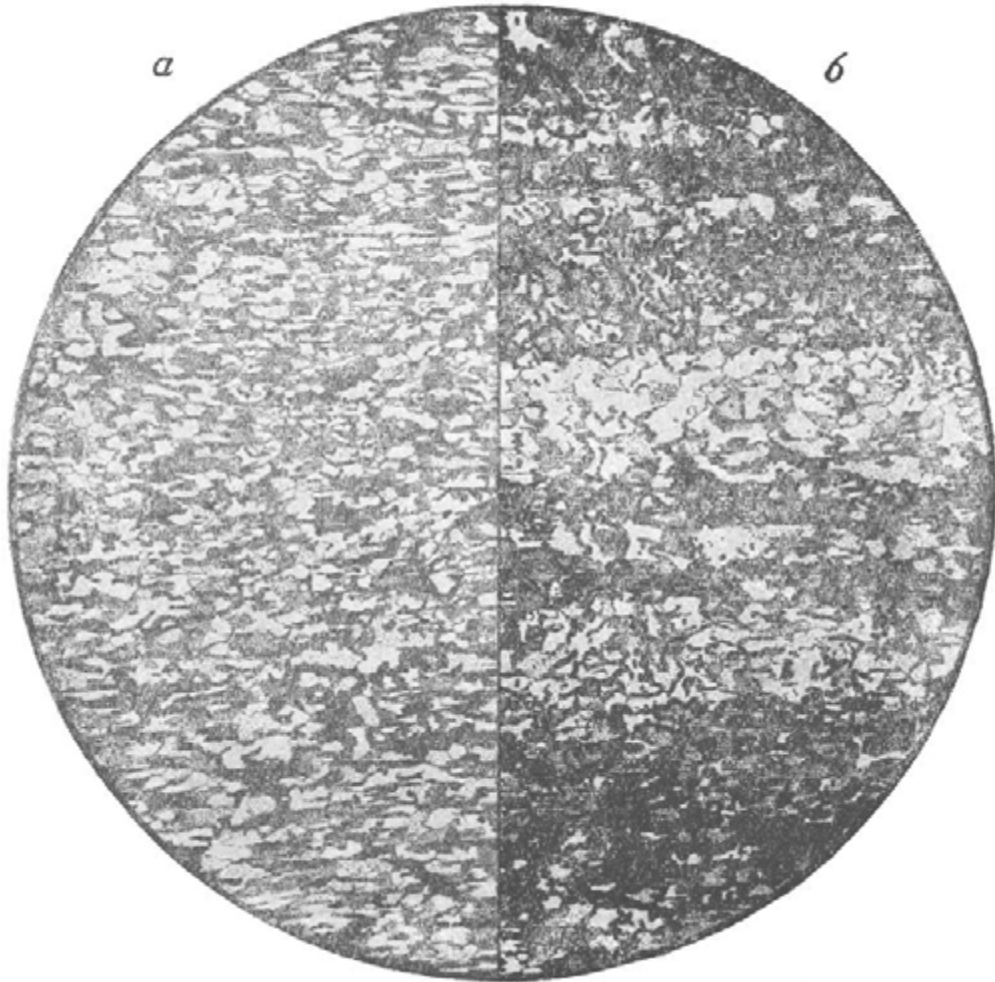
Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из более или менее изометричных зерен кварца с зубчатыми ограничениями и подчиненного количества пластинок зеленого биотита и мусковита; примесь рудного минерала. Размеры зерна 0,05 мм и меньше.

Характерно ориентированное расположение удлиненных зерен рудного минерала и слюды, приуроченность слюды к некоторым прослойкам при почти полном отсутствии ее в других, а также различие в крупности зерна в разных прослойках.

Структура *микрелепидогранобластовая*, текстура *параллельная, микрослоистая*.

**МИКРОКВАРЦИТ (а). ЖЕЛЕЗИСТЫЙ
МИКРОКВАРЦИТ (б)**



Фиг. 409

а – Западный Саян, р. Иджим. Николи +; $d = 4,1$ мм.
Рис И. Егорова

б – Кривой Рог. Колл. Н. И. Свительского. Николи+; $d = 2,3$ мм.
Рис И. Егорова

а – эта мономинеральная порода состоит из изометричных или удлинённых зерен кварца с зубчатыми неправильными ограничениями. Зерна располагаются взаимно параллельно своими максимальными размерами, чем создается параллельная текстура. Структура микрогранобластовая, зубчатая.

б – порода состоит из зубчатых зерен кварца неправильной, но большей частью изометричной формы, расположенных так, что соседние зерна часто погасают одновременно, отчего структура производит впечатление более крупнозернистой, чем на самом деле. Кроме кварца, в большом количестве присутствует рудный минерал в причудливых тонких полиэдрических образованиях. Порода обогащена им послойно, этим обуславливается ее *полосчатая параллельная* текстура. Структура *микрогранобластовая зубчатая*.

КВАРЦ-СЕРИЦИТОВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ



Фиг. 410.

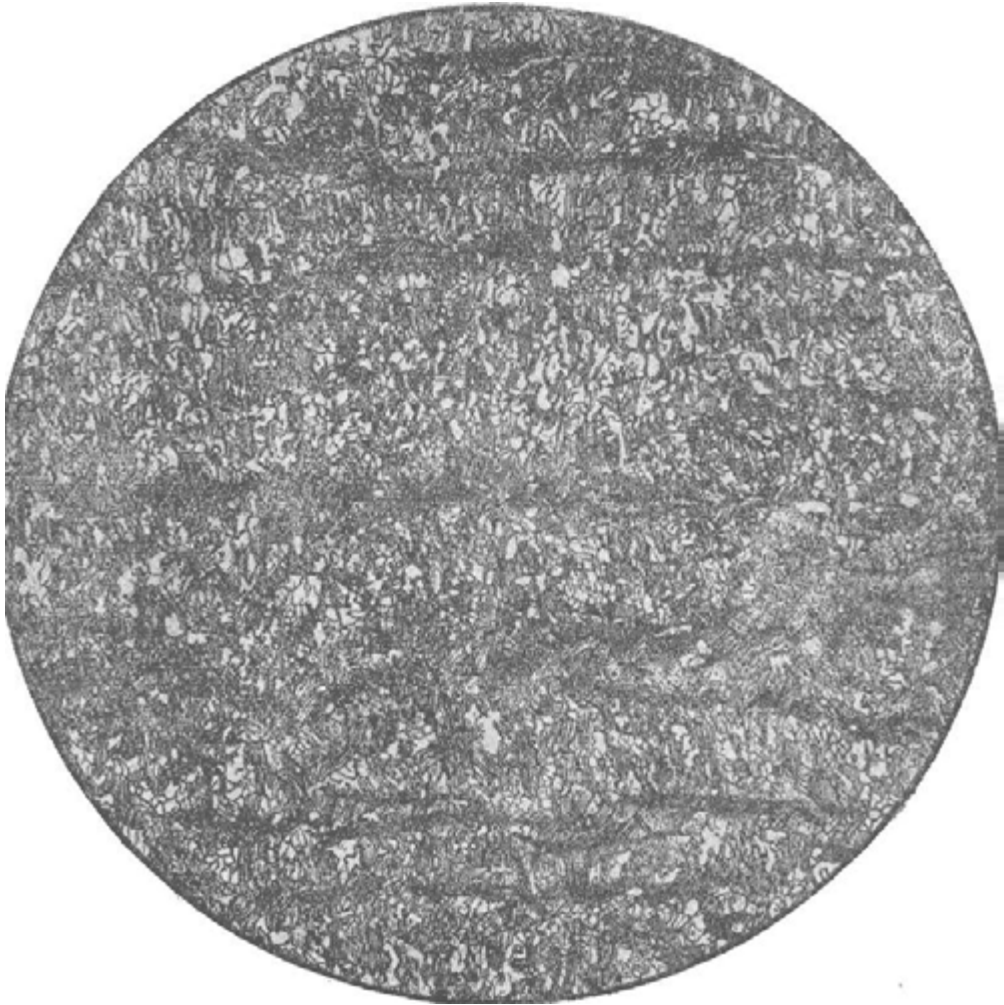
Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. А. А. Демина. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. И. Егорова

Прослой, состоящие из серицита с подчиненным количеством кварца, имеют микролепидобластовую структуру; кварцевые прослой (более светлые на рисунке) – микрогранобластовую. Чередование тех и других прослоев создает полосчатую текстуру. Кварцевые прослой показывают мелкую плейчатость, т. е. собраны в мелкие складочки, возникшие, вероятно, под влиянием сжатия породы, на которое серицитовые прослой отвечали внутренней подвижкой вещества, без образования видимых изгибов.

Текстура *плейчатая, полосчатая*. Сочетание *микролепидобластовой* и *микрогранобластовой* структур.

БИОТИТОВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ (ФИЛЛИТ)



Фиг. 411.

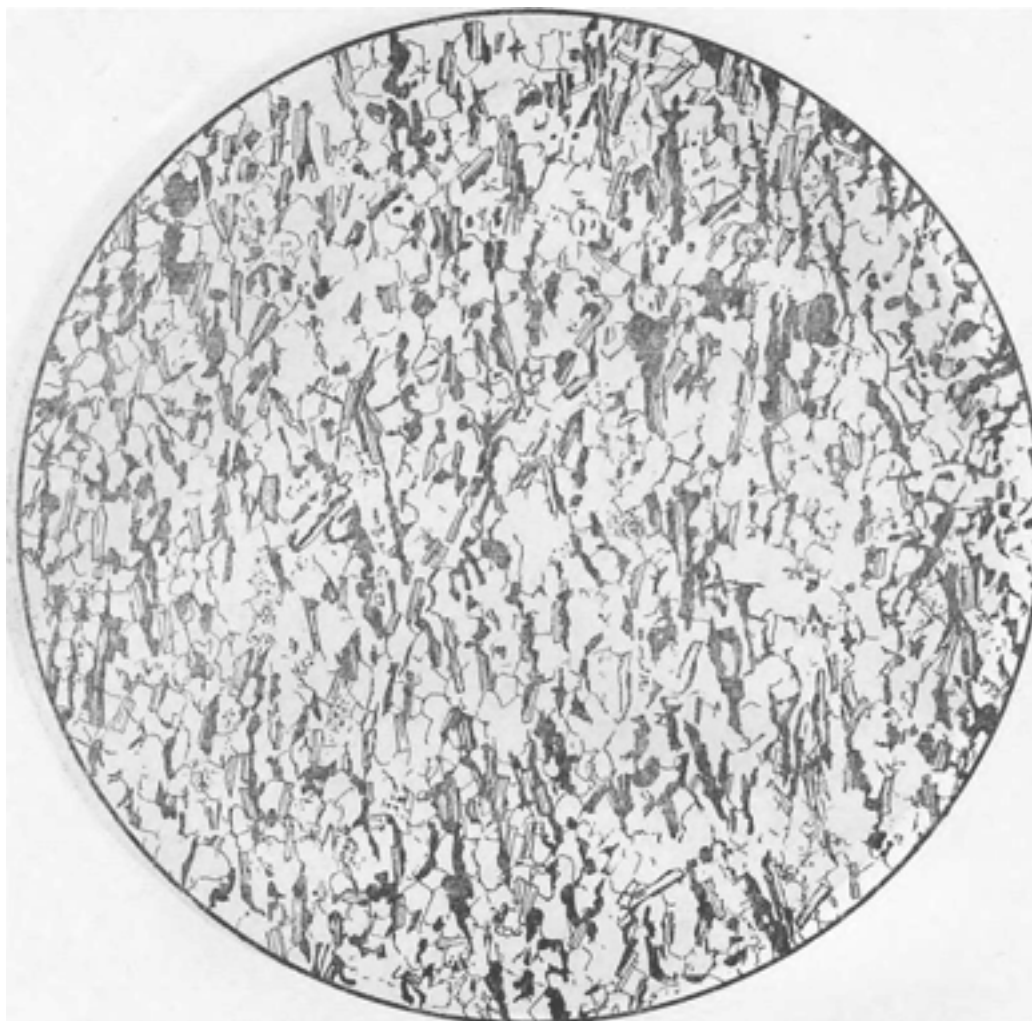
Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского.
Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис В. Сидоренко

Порода состоит из мельчайших чешуй биотита с примесью хлорита, небольшого количества мельчайших зернышек кварца и микрозернистого рудного минерала. Структура ее *микрогранолепидобластовая*.

Чередование слюдяных прослоев и прерывистых прослоечков рудного минерала создает *слоистую* текстуру. Четко выраженное взаимно параллельное расположение листочков слюды, ориентированное поперек слоистости, обуславливает *поперечно-сланцеватую* текстуру породы.

ФЛОГОПИТ-ГРАФИТ-КВАРЦ-АЛЬБИТОВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ



Фиг. 412.

Украина, р-н с. Петрова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 2,8$ мм.

Рис. И. Маликовой

Мелкозернистая порода со средним размером зерна около $0,05$ мм. Преобладают несколько удлиненные зерна альбита длиной до $0,1$ мм; кварц – округлыми мелкими зернами; пластинки графита достигают $0,2$ мм; пластинки флогопита с очень слабым плеохроизмом от бесцветного до бледно-желтого – мельче. Есть короткие призмочки турмалина, плеохроирующего от грязно-буроватого до бесцветного; немного рудного минерала.

Параллельная ориентировка индивидов слюды и графита создает заметную сланцеватость породы. В том же направлении вытянуты и зерна альбита.

Структура *микрелепидогранобластовая*. Текстура *сланцеватая*.

ГРАНАТ-БИОТИТ-КВАРЦЕВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ



Фиг. 413.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Сидоренко

В породе наблюдаются ксеноморфные порфиробласты биотита, редкие идиоморфные порфиробласты граната, имеющие размеры от 0,2 до 0,5 мм, и микрокристаллобластовая основная ткань. Последняя состоит из зерен кварца размером около 0,05 мм, имеющих весьма извилистые зубчатые ограничения; в качестве существенной примеси в ней встречается серицит. Порфиробласты граната и биотита содержат микроскопические включения кварца, т. е. имеют пойкилобластовую структуру.

Структура породы *микropорфиробластовая*; структура основной ткани *микрогранобластовая зубчатая*.

СЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 414.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из сравнительно крупных (0,8–1,0 мм) ксенобластовых порфиробластов биотита и тонкозернистой основной ткани. Характерно, что порфиробласты слюды, расположенные по сланцеватости породы, имеют удлиненную плоскую форму; индивиды же, расположенные вкрест или диагонально к сланцеватости, короткостолбчатые. Их часто называют «поперечной слюдой».

Основная ткань состоит в равной мере из мельчайших зерен кварца и мельчайших чешуек мусковита, биотита и хлорита. Примеси – рудный минерал, а также гранат, не попавший в поле зрения.

Структура *порфиробластовая с микролепидогранобластовой* основной тканью.

СИЛЛИМАНИТ-КВАРЦ-МУСКОВИТ-АЛЬБИТОВЫЙ МИКРОСЛАНЕЦ



Фиг. 415.

Онтарио, р-н Кларендон-Далхаузи. Заимствовано у Смита (Smith, 1958).

Без анализ.; увел. 25.

Рис. И. Маликовой

На рисунке изображен узелок тонковолокнистого силлиманита, т. е. фибролита, образовавшийся в породе в результате вращательных движений во время ее метаморфизма. Размер узелка около 1,5–2 мм. Светлое вокруг узелка – преимущественно альбит, содержащий обильные включения магнетита и кварца.

Образование узелков силлиманита аналогично образованию скрученных гранатов, которое наблюдается значительно чаще.

Такая структура носит название *структуры снежного кома*.

БИОТИТ-КВАРЦ-КАРБОНАТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 416.

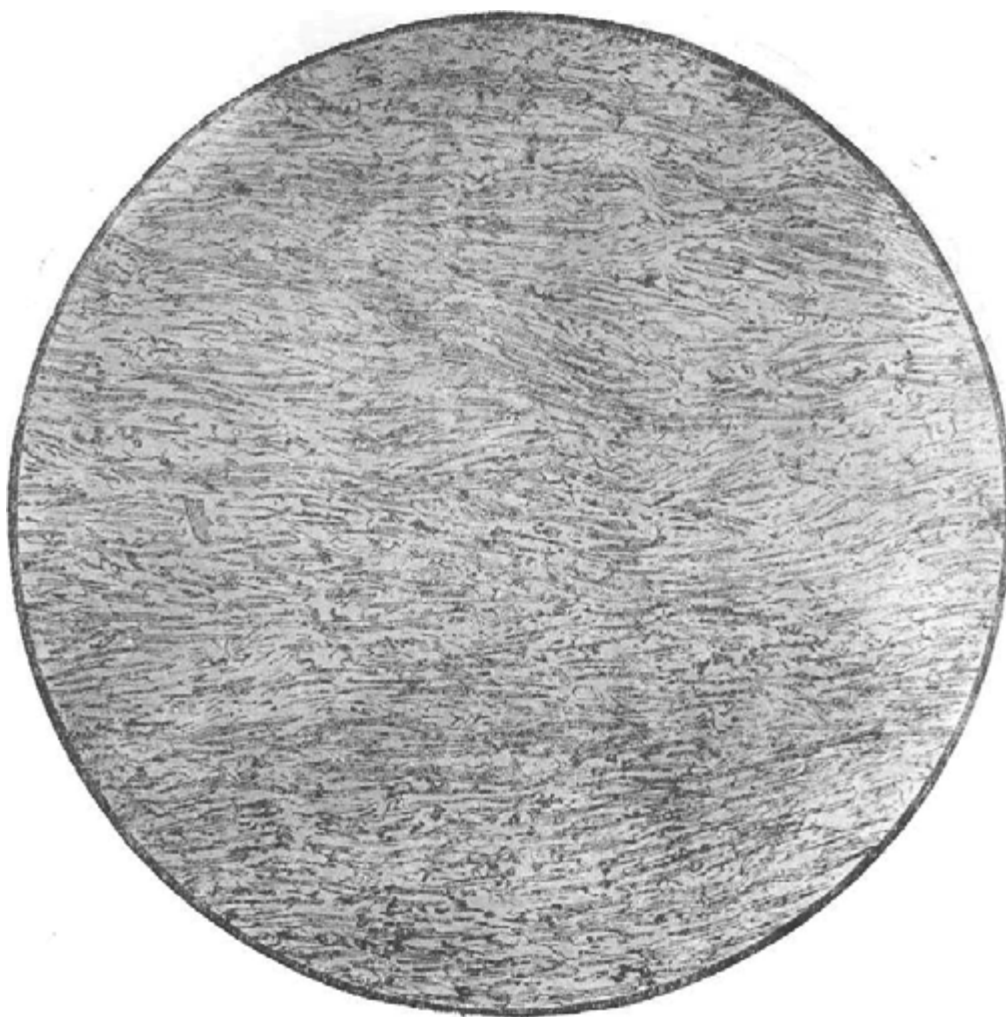
Забайкалье, бассейн р. Ципн. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

В породе чередуются прослои более крупнозернистые и мощные (до 1,5 мм), состоящие из зерен карбоната и кварца, и прослои более тонкие и мелкозернистые слюдяно-карбонатные. В пределах прослоев индивидуиды минералов ориентированы длинной осью параллельно границе прослоя, чем создается сланцеватость породы.

Структура *гранобластовая* и *микрорепидогранобластовая*. Текстура *полосчатая, сланцеватая*.

АКТИНОЛИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 417.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода сложена удлиненными тонкими волокнами актинолита, ориентированными взаимно параллельно и параллельно некоторым плоскостям сланцеватости, которая хорошо заметна в штуфе. В небольшом количестве наблюдается рудный минерал в виде очень мелких зернышек, также ориентированных по сланцеватости.

Структура *фибробластовая*. Текстура *сланцеватая*.

МАГНЕТИТ-КУММИНГТОНИТ-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 418.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. И. Егорова

Порфиробластами являются более крупные (0,25–0,30 мм) образования магнетита, имеющие полиэдрический характер и вытянутые диагонально к сланцеватости породы. Основная ткань сложена взаимно параллельными тонкими волокнами хлорита и бесцветного амфибола – куммингтонита.

Структура *микпорфиробластовая*; структура основной ткани *фибро-бластовая*. Текстура *сланцеватая*.

ЗЕЛЕНЬЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 419.

Чаткальский хребет, р. Каратерек, левый приток р. Чаткала, каратерекская свита верхнего ордовика. Колл. Е. И. Зубцова и Е. И. Зубцовой. Без анализ.; увел. 16.

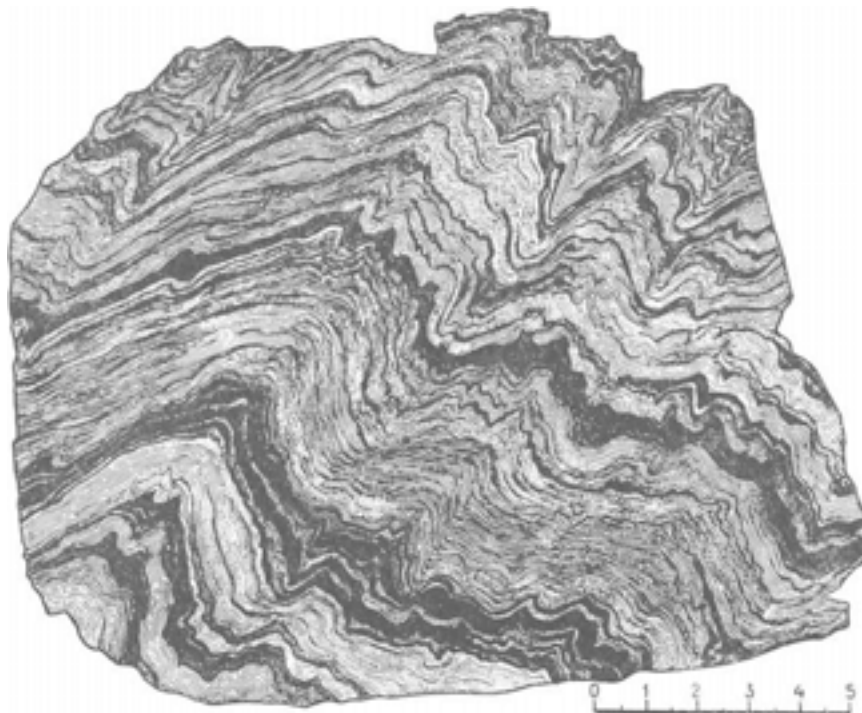
Рис. Р. Полякова

Тонкослоистая и мелкоплойчатая порода, состоящая из мелких зерен альбита, микро- или криптозернистых масс эпидота, тонких иголочек голубовато-зеленого амфибола, зеленого хлорита – рипидолита, скоплений зерен рудного минерала. Размер зерен альбита, слагающего большую часть светлых прослоев, 0,04–0,05 мм; длина иголочек амфибола 0,07– 0,10 мм. Большая часть эпидота в буроватых под микроскопом криптозернистых массах, среди которых изредка попадаются зерна размером 0,1–0,2 мм.

В пределах прослоев минералы, включая и альбит, ориентированы вдоль границ прослоя, повторяя своим расположением плойчатость. Мощность светлых прослоев не превышает 0,5–0,6 мм; мощность большинства темных – эпидотовых и рудных прослоев значительно меньше.

Структура *микронематогранобластовая*. Текстура *параллельная, тонкослоистая и мелкоплойчатая*.

ЗЕЛЕНЬЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 420.

Чаткальский хребет, Каратерек, левый приток р. Чаткала; каратерекская свита, верхний ордовик. Колл. Е. И. Зубцова и Е. И. Зубцовой.

Рис. Б. Толмачева

Полированный штуф очень тонкослоистого и тонкоплойчатого зеленого сланца, характер и состав которого показан на фиг. 419. Шлиф, описанный на фиг. 419, сделан из верхней правой части штуфа; мощность зарисованного участка поперек слоистости составляет 1 см. Сопоставление зарисовки породы в штуфе и в шлифе позволяет судить об ее чрезвычайно тонкой слоистости и тонкой плойчатости.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И ГНЕЙСЫ

Среди кристаллических сланцев весьма распространены слюдяные, обладающие лепидобластовой структурой и в большинстве случаев хорошо выраженной сланцеватой текстурой, обусловленной ориентированным расположением слюды. На фиг. 421 показан биотитовый сланец в сечении перпендикулярном (слева) и параллельном (справа) его сланцеватости.

Нередко в этих породах развивается плейчатая (фиг. 422) текстура.

При наличии в слюдяных сланцах «очков» – удлиненных линзовидных скоплений кварца, а иногда и плагиоклаза, – слюда огибает эти очки, наподобие свили в древесине; так создается свилеватая текстура, которая может быть тонкой (фиг. 423) и более грубой (фиг. 424).

В породах, послонно обогащенных каким-нибудь минералом или минералами, одновременно наблюдаются признаки двух параллельных текстур – слоистой или полосчатой, и сланцеватой. Таков, например, оттрелит-мусковит-кварцевый сланец, изображенный на фиг. 425. Сланцеватость в нем подчеркивается расположением мелких порфиробластов оттрелита, часть которых располагается косо или диагонально к сланцеватости, т. е. по квиважу, что характерно для порфиробластов удлиненнопризматической формы.

В породах, содержащих малое количество слюды, сланцеватость выражена менее отчетливо или вообще отсутствует (фиг. 426, 427, 428), и породы массивны или почти массивны. Иногда в породе чередуются сланцеватые и массивные прослои (фиг. 429), и текстура такой породы является слоистой или полосчатой. Параллельная текстура может намечаться ориентировкой центральных сростков андалузита (фиг. 428) или расположением параллельных пучков силлиманита (фиг. 429, 430) или других минералов.

Плоскопараллельная текстура создается также расположением в определенных плоскостях многочисленных призм турмалина в очень своеобразных существенно турмалиновых сланцах (фиг. 431, 432).

На фиг. 433–435 показаны структуры и текстуры некоторых хлоритовых сланцев Кривого Рога. Структура первой из этих пород (фиг. 433) порфиробластовая; порфиробластами являются более крупные округлые индивиды магнетита, около которых видны дворики растяжения, сложенные осветленным хлоритом. Интересен характер призм турмалина в основной ткани, удлиненных при расположении по сланцеватости и укороченных при расположении вкрест или диагонально к сланцеватости.

Тремолитизированный карбонатно-хлоритовый сланец (фиг. 435) характеризуется наложенным, более поздним развитием тремолита за счет карбоната породы и привнесенной кремнекислоты. Этот процесс нарушает первоначальную сланцеватую текстуру породы, создает в ней пучки, снопы или радиальные сростки тремолита и позволяет рассматривать породу как претерпевшую полиметаморфизм.

Существенно амфиболовые породы характеризуются фибро- или нематобластовой или гранонематобластовой структурой, нередко с порфиробластами, и сланцеватой или линейно-параллельной, плейчатой и даже свилеватой текстурой (фиг. 436–442). В амфиболовых породах свилеватая текстура встречается редко, и пленки свили в них образованы волокнами или призмами амфибола (фиг. 438).

Некоторые минералы кристаллических сланцев обладают способностью давать крупные, заметные невооруженным глазом фенобласты. К числу таких минералов принадлежит ставролит, который обычно образует индивиды, превышающие по размерам другие минералы породы. Они захватывают в своем росте отдельные зерна и участки основной ткани, так что ориентировка минералов последней прослеживается в этих порфиробластах, чем создается гелицитовая структура (фиг. 444). Очень крупные фенобласты ставролита нередко являются идиобластами с мутной

вследствие обильных включений средней частью и более чистой периферией (фиг. 445). На фиг. 446 показан внешний вид образца ставролитового слюдяного сланца, в котором ставролит приурочен к плоскостям сланцеватости, а в пределах этих плоскостей расположен беспорядочно; это – плоскопараллельная текстура.

Очень крупные порфиробласты сидерита содержит слюдяной сланец, изображенный на фиг. 447; дворники растяжения около них широкие и длинные и подчеркиваются новообразованиями куммингтонита. Крупные порфиробласты граната в слюдяных сланцах нередко показывают прекрасно выраженную структуру снежного кома с s-образным расположением включений (фиг. 448).

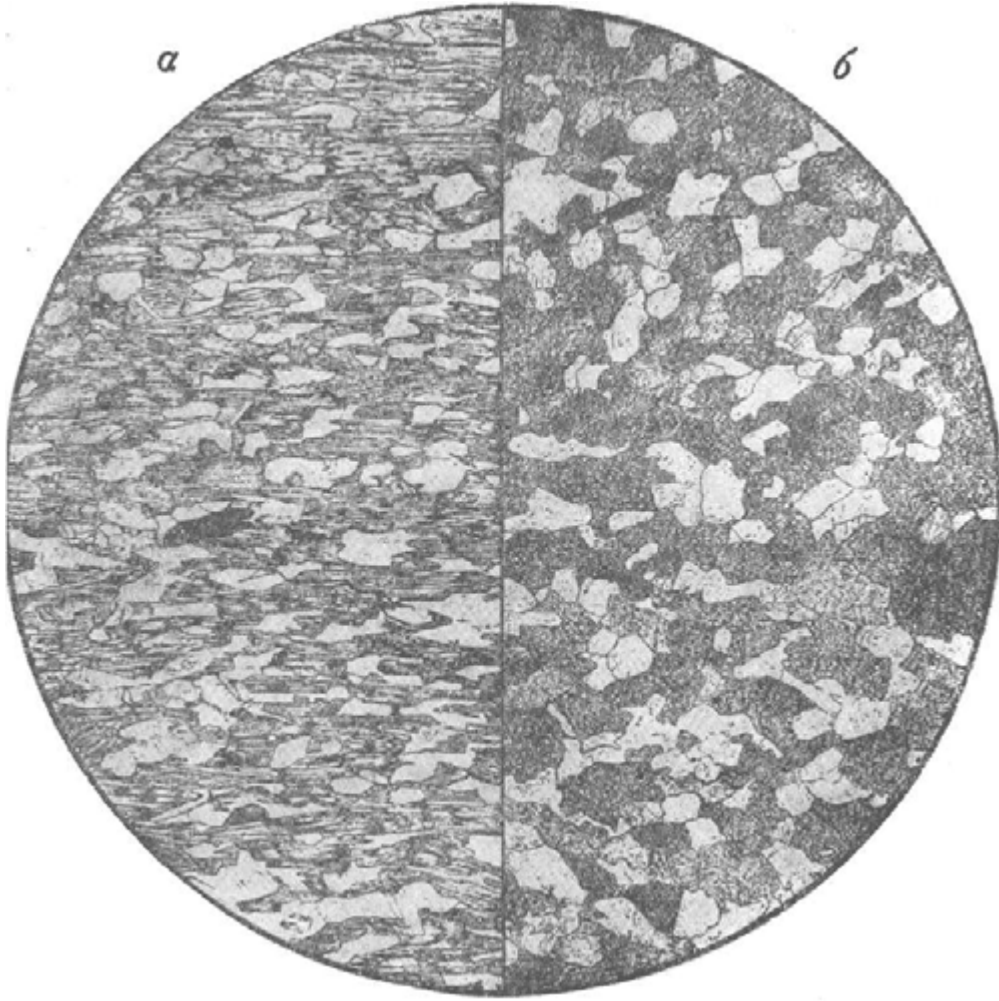
Для гнейсов, вследствие большей роли в их составе полевого шпата и кварца, характерны преимущественно гранобластовые структуры (фиг. 449–458), и только участки их, обогащенные слюдой или силлиманитом, обладают лепидо- или нематобластовой структурой. Наблюдаются гелицитовая (фиг. 455), кумулобластовая (фиг. 456), пойкилобластовая (фиг. 453, 456, 458) структуры. Текстура пород часто массивная или слабо заметная параллельная и сланцеватая только при обогащении слюдой (фиг. 452). В некоторых породах проявляется нечеткая полосчатость, например, при заметном обогащении породы микроклином (фиг. 453).

Массивной текстурой обладают и пироксен-скаполитовые породы района южной оконечности оз. Байкал (фиг. 459–462). Структура их гранобластовая и часто диабластовая. Существует мнение о полиметаморфическом характере этих пород.

Гранат-кордиерит-ставролит-биотитовый сланец (фиг. 469) Иртышской зоны смятия (Казахстан), характеризующийся особой ролью в нем кордиерита, образующего реакционные каемки на ставролите, Б. Я. Хорева трактует также как продукт полиметаморфизма.

Несомненно полиметаморфическими являются своеобразные биотит-силлиманит-кордиеритовая (фиг. 464) и шпинель-биотит-гранат-микроклин-кордиеритовая породы из Енисейского края. Под микроскопом в них наблюдаются замещения одного минерала другим, в частности, замещение биотита кордиеритом, наличие симплектитов кордиерита с силлиманитом и кордиерита со шпинелью.

КВАРЦ-БИОТИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 421.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

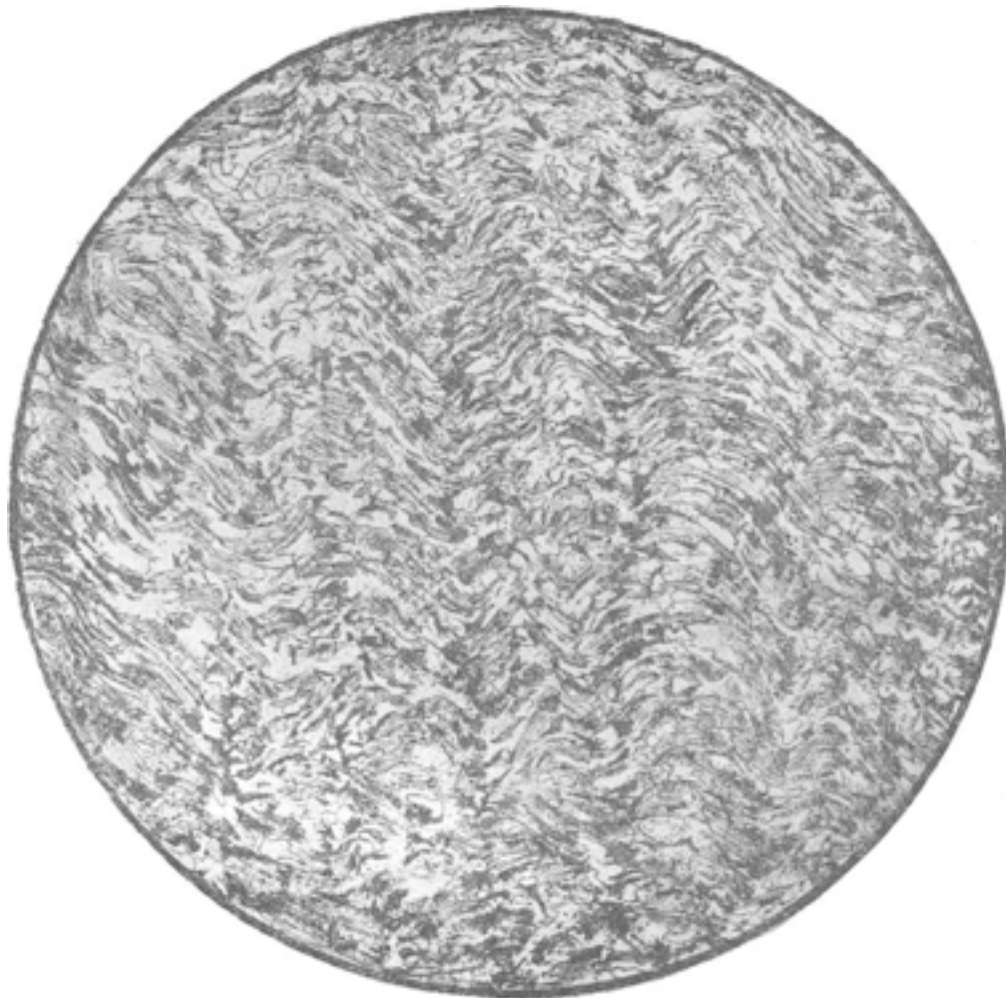
Рис В. Сидоренко

На рисунке сопоставлены два различно ориентированных разреза одной и той же породы; слева – перпендикулярно к сланцеватости и справа – параллельно сланцеватости. В первом случае отчетливо видна сланцеватая текстура, совершенно незаметная во втором случае.

Порода состоит из биотита, кварца и единичных зерен рудного минерала.

Характерно большое содержание биотита, образующего индивидуальности пластинчатой формы и обуславливающего *лепидобластовую* структуру породы. Текстура *сланцеватая*.

ДВУСЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 422.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свистальского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

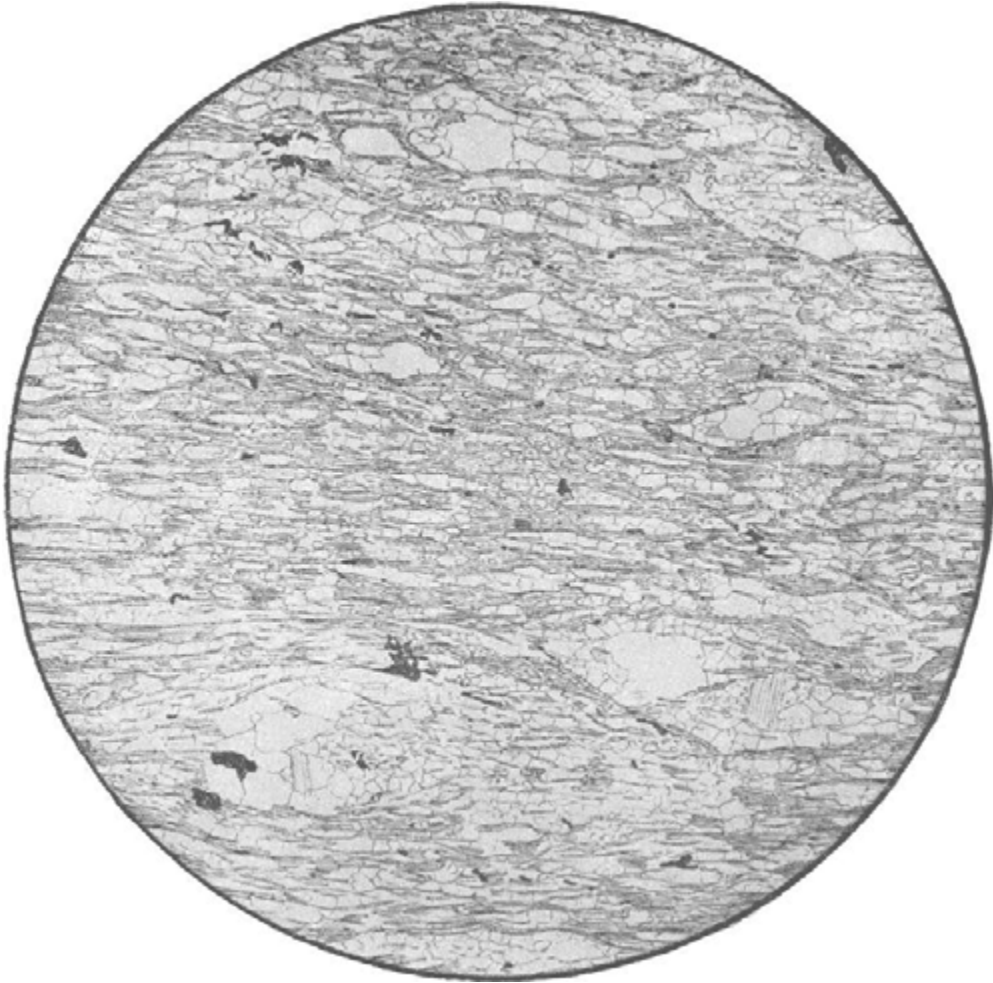
Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из сравнительно крупных чешуй биотита и бесцветной слюды, среди которых заключены отдельные зерна кварца и призмы турмалина.

Взаимно параллельное расположение чешуй слюд создает сланцеватую текстуру породы, а изогнутость их в складочки – пloyчатую текстуру. Так как порода сравнительно крупночешуйчатая, то в разрезе пloyчатости наблюдается не только расположение индивидов слюды по линиям пloyчатости, но и изгибание по ним отдельных чешуй. В шлифе плеохроизм биотита подчеркивает пloyчатость.

Структура *лeпидобластовая*. Текстура *сланцеватая, пloyчатая*.

ДВУСЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 423.

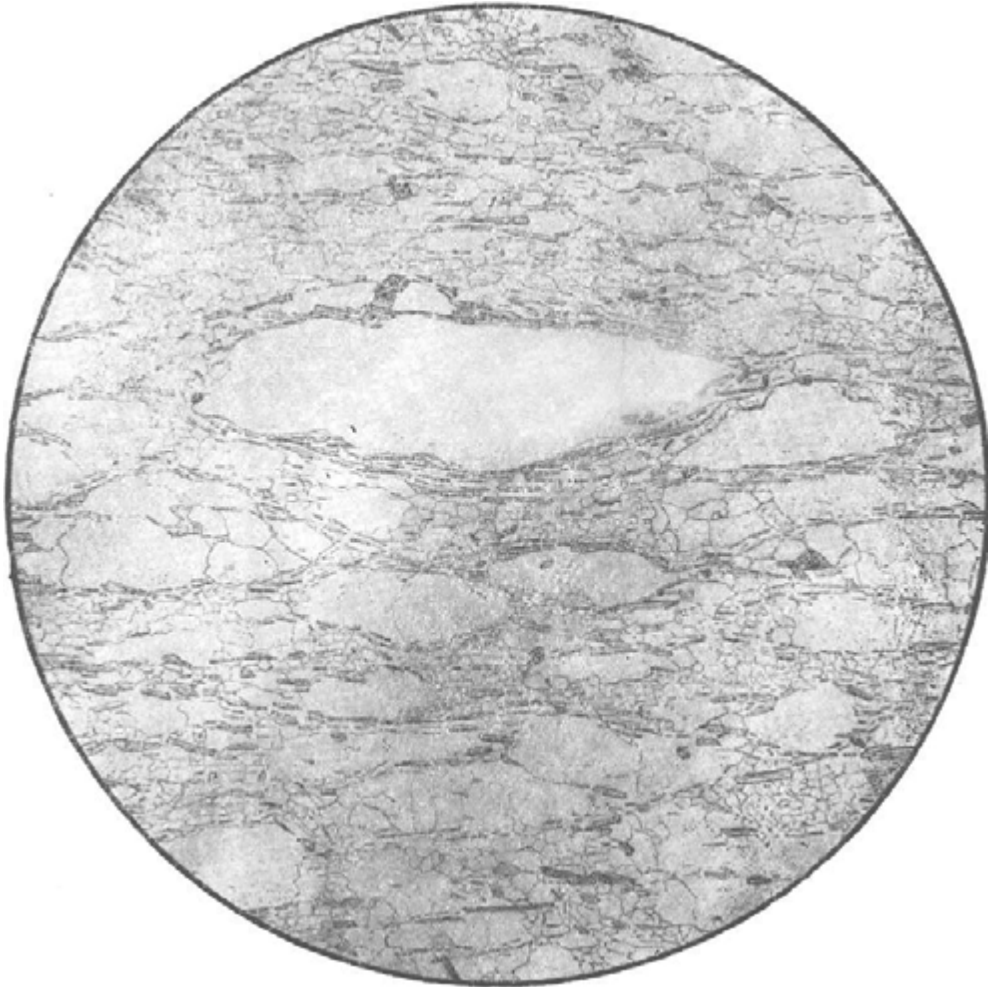
Забайкалье, бассейн рек Цини и Муи. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород».
т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

В основной ткани породы, состоящей из взаимно параллельно ориентированных тонких чешуй биотита и мусковита и подчиненных им зерен кварца и полевого шпата, заключены удлиненные линзовидные очки кварца, состоящие из одного или нескольких зерен. Очки имеют удлиненную форму и располагаются своим длинным сечением в плоскости сланцеватости породы, подчеркивая ее. Минералы примеси – рудный и турмалин.

Вокруг очков в основной ткани породы развивается пленка из чешуй слюды, облегающая очко со всех сторон, аналогично тому как свиль в древесине огибает сучки. Наличие этих пленок из мелких чешуй вокруг мелких очков определяет *тонкосвилеватую* текстуру породы.

ДВУСЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 424.

Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород». т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Для породы характерно наличие удлиненных очков кварца, состоящих из одного или нескольких зерен этого минерала и окруженных тонкими оболочками из чешуй слюды, окаймляющих очко, как веки окружают глаз. Эти оболочки носят название свили, а текстура свилеватой.

Очки расположены по сланцеватости и своей вытянутой формой подчеркивают ее. Между очками расположена лепидогранобластовая ткань породы, в которой ориентированное расположение слюды – мусковита и биотита – создает сланцеватость.

Кроме кварца и слюды, в породе присутствует немного полевого шпата.

Структура *лепидогранобластовая*. Текстура *очковая, свилеватая*.

СЛОИСТЫЙ ОТТРЕЛИТ-МУСКОВИТ-КВАРЦЕВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 425.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

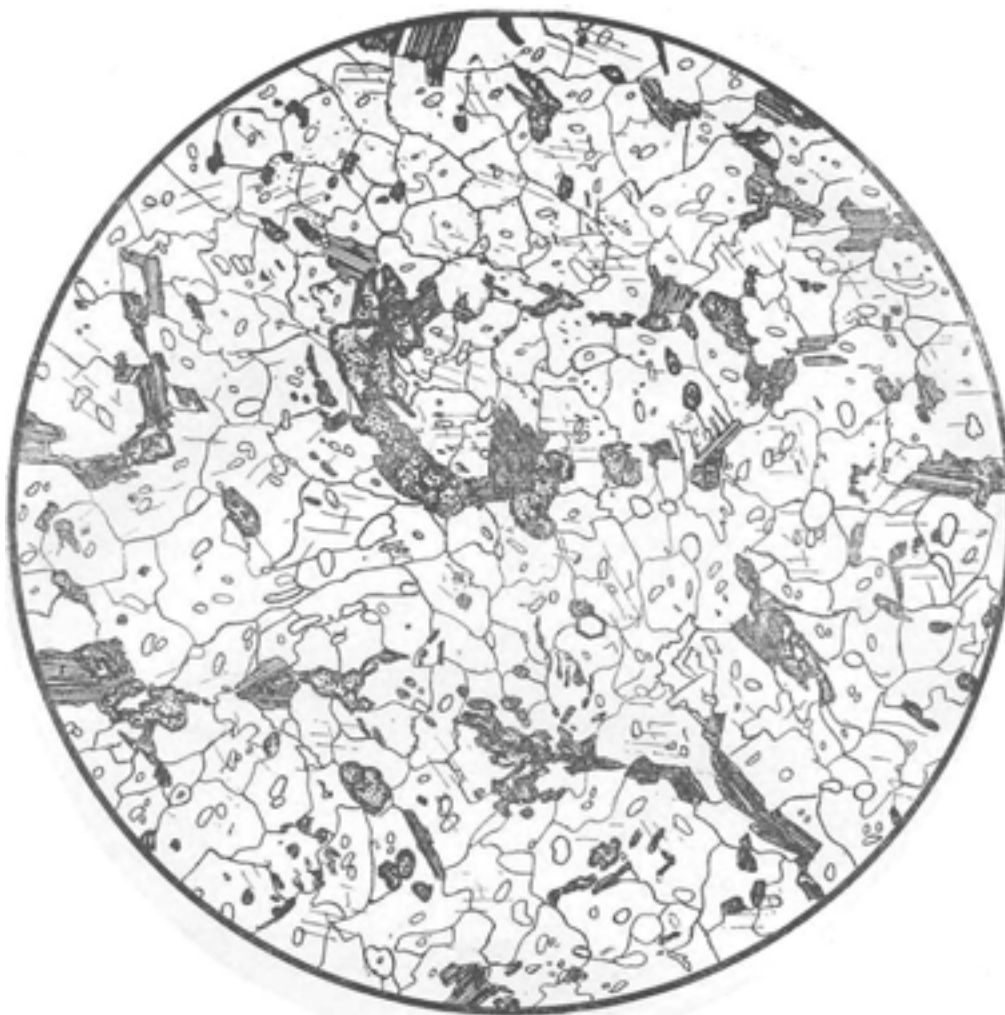
Рис. И. Егорова

Для порфиробластовой структуры этой породы характерны удлиненные призматические формы порфиробластов оттрелита и их расположение то в плоскости сланцеватости, то диагонально к ней.

Структура основной ткани наличием в ней преобладающих чешуй мусковита и подчиненных количеств зерен кварца определяется как *гранолепидобластовая*.

Текстура породы *сланцеватая*, благодаря ориентированному расположению мусковита и оттрелита, и *слоистая* благодаря наличию в породе, кроме кварц-оттрелит-мусковитовых прослоев, почти чисто кварцевых прослоев. Таким образом, эта текстура совмещает в себе одновременно признаки двух различных параллельных текстур – *слоистой* и *сланцеватой*.

БИОТИТ-ЭПИДОТ-АЛЬБИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 426.

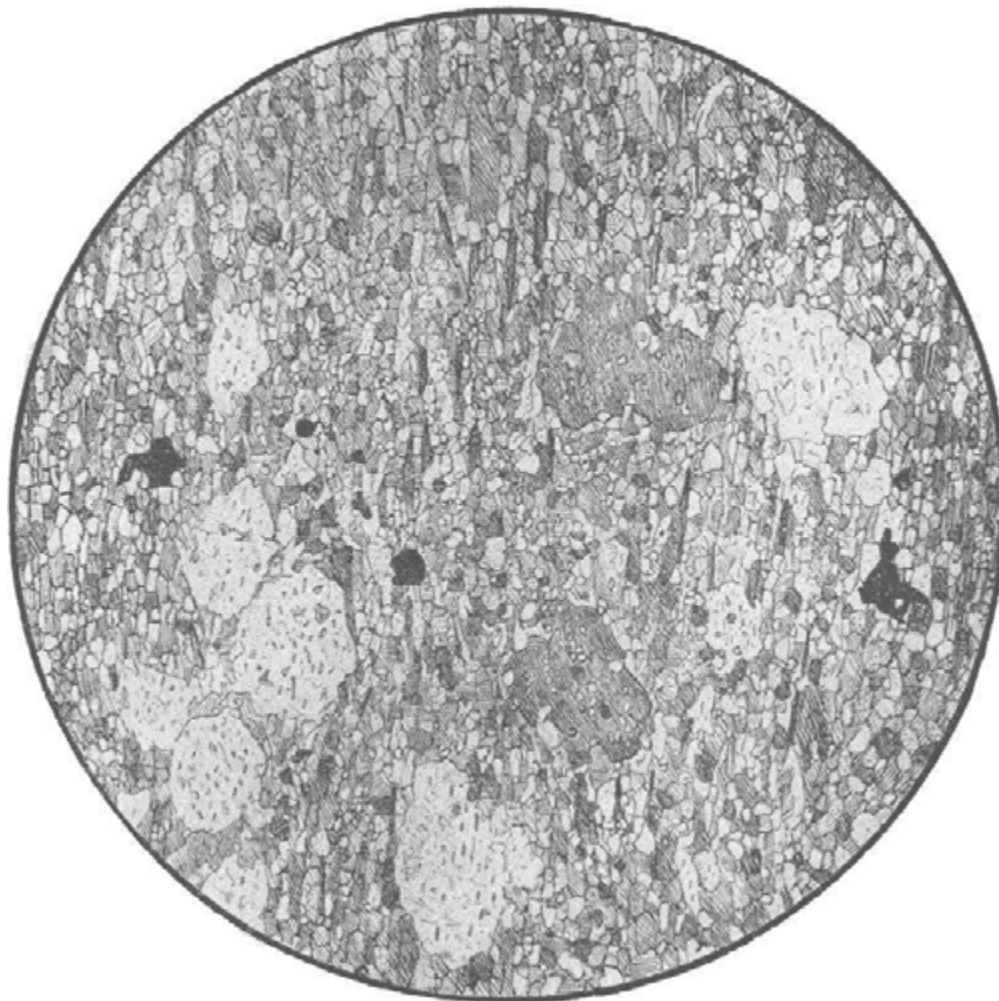
Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит главным образом из изометричных зерен альбита (размером около 0,15–0,2 мм) и кварца; в небольшом количестве присутствуют пластинки зеленого биотита и зерна эпидота. Альбит содержит обильные пойкилобластовые включения каплевидных зерен кварца и микроскопических зернышек эпидот-цоизитового минерала. Встречаются единичные зерна рудного минерала и апатита.

Структура *гранобластовая*, обусловленная значительным преобладанием изометричных зерен, переходная к *пойкилобластовой*, благодаря обилию пойкилобластовых вростков в альбите.

СЛЮДЯНО-АЛЬБИТ-КВАРЦЕВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 427.

Казахстан, р-н Карсакая. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d - 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

В породе наблюдаются порфиробласты альбита размером около 0,5–0,8 мм и основная ткань из более или менее изометричных зерен кварца и альбита размером 0,05 мм и больше и подчиненного количества мелких индивидов зеленоватой слюды. Примесь – зерна рудного минерала.

Порфиробласты альбита имеют округлую форму и пойкилобластовую структуру благодаря наличию мелких вростков кварца, не имеющих закономерной ориентировки.

Порфиробласты альбита рассматриваются как метабласты, т. е. как развившиеся метасоматически в ранее регионально метаморфизованной породе, т. е. порода является полиметаморфической.

Структура породы *пойкилопорфиробластовая*; структура основной ткани *лепидогранобластовая*.

Текстура *сланцеватая* благодаря ориентированному расположению слюды и отчасти других минералов основной ткани.

АНДАЛУЗИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 428.

Карелия. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 7,3$ мм.

Рис Б. Толмачева

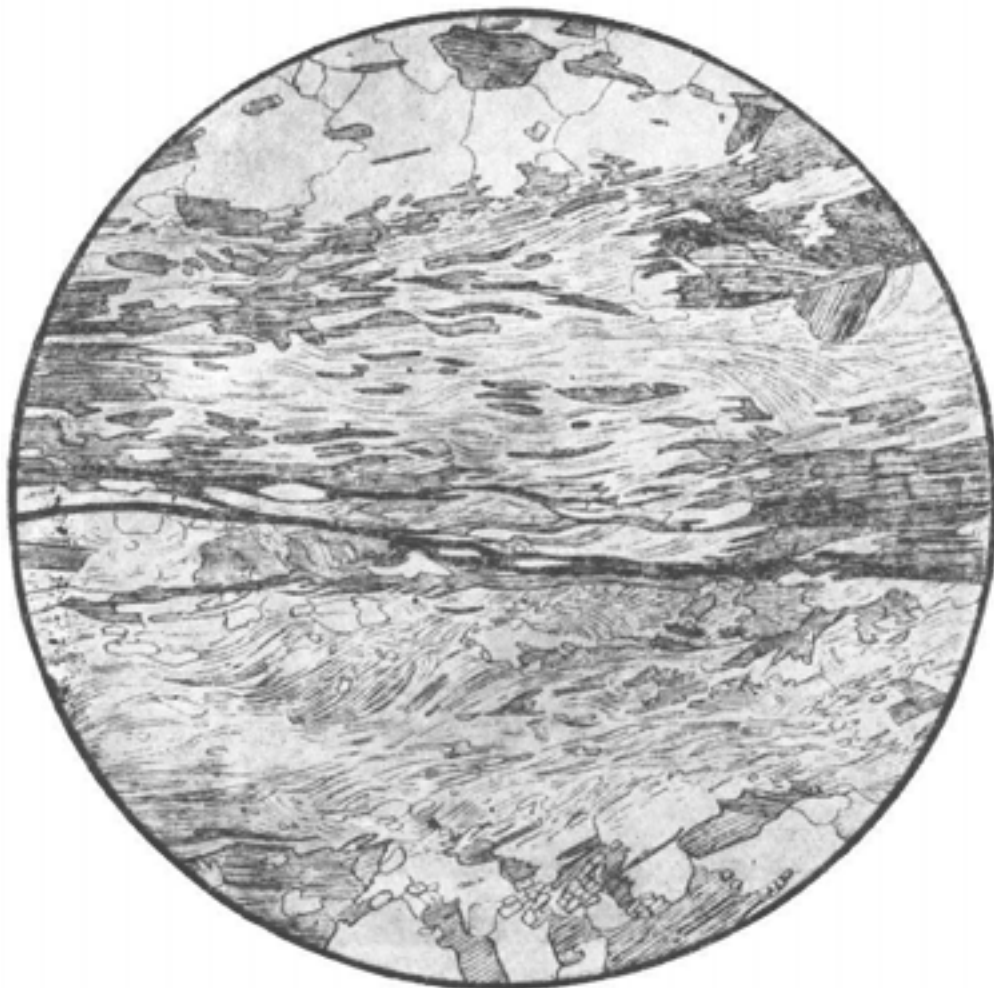
Характерным для этой породы является наличие центрических образований из призматических индивидов андалузита, расположенных радиально вокруг некоторых центров. Эти образования рассматриваются как сложные мелкие порфиробласты – гломеробласты, почему и структура может быть названа микрогломеропорфиробластовой. Размер центрических сростков около 0,5–1,0 мм.

Основная ткань состоит из зерен кварца, чешуй серицита, частью образующих скопления и, возможно, замещающих андалузит, редких чешуй биотита и зернышек рудного минерала.

Структура породы *центрическая гломеропорфиробластовая*; структура основной ткани *лепидогранобластовая*.

Заметна неясная параллельная текстура, благодаря тому что центрические образования андалузита не вполне изометричны, и лучи их, расположенные в плоскости параллельной текстуры, имеют большие размеры.

БИОТИТ-СИЛЛИМАНИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 429.

Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 2,3$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из плагиоклаза, кварца, силлиманита и биотита.

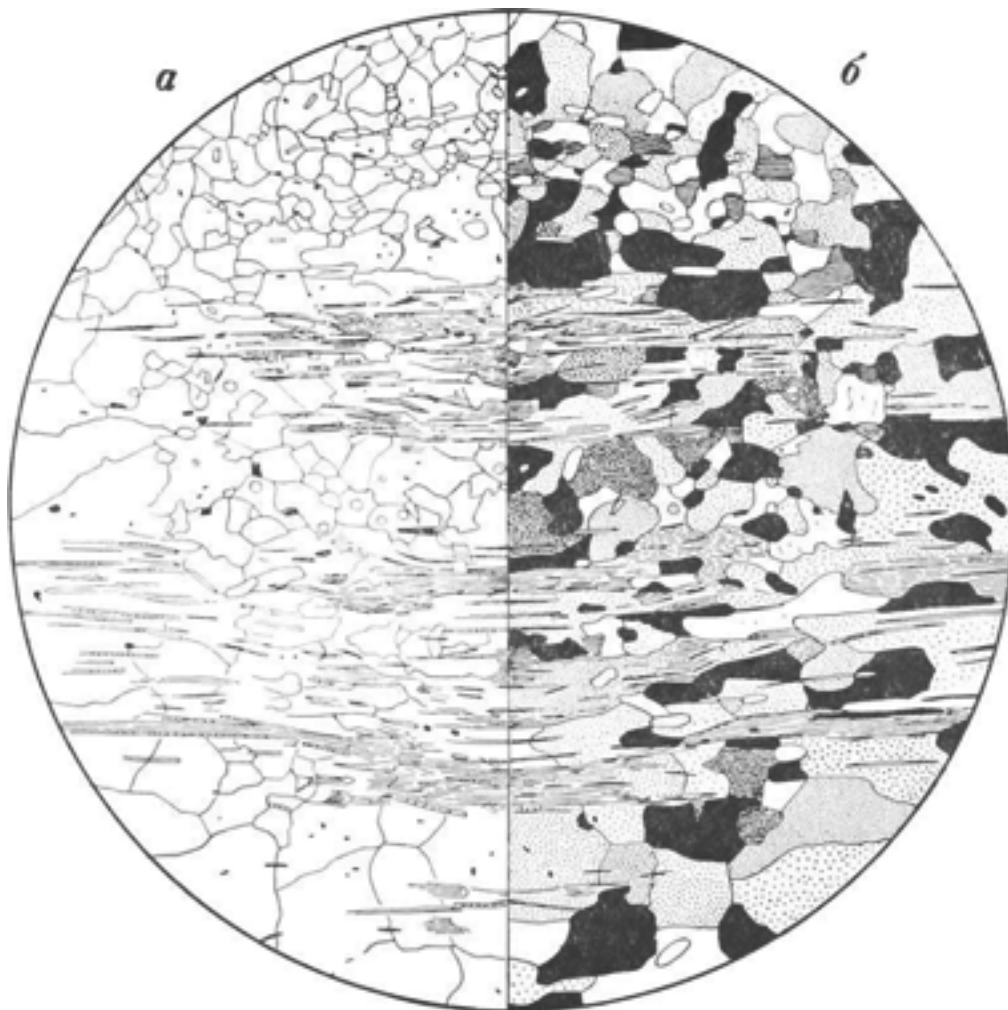
В ней наблюдаются полосы, обогащенные силлиманитом (фибролитом), которые чередуются с полосами, обогащенными кварцем и полевым шпатом. Чередование прослоев различного состава отражает первичную слоистость породы, состоявшей из глинистых и песчаных прослоев.

Структура кварц-полевошпатовых прослоев лепидогранобластовая (размер зерна – 0,3–0,4 мм), обусловленная преобладанием изометричных зерен кварца и полевого шпата и подчиненным развитием пластинчатых индивидов биотита.

Структура прослоев, обогащенных силлиманитом (средняя часть рисунка), – *лепидофибробластовая*, так как в них наряду с наличием чешуй биотита широко развиты волокнистые кристаллы силлиманита (фибролита).

Текстура *плоскопараллельная, слоистая (или полосчатая)*.

СИЛЛИМАНИТ-КОРДИЕРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 430.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. а – без анализ.; б – зеркальное отражение, николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Структура породы определяется преобладанием в ней зерен, принадлежащих кордиериту и плагиоклазу, и меньшим количеством тонких призм и волокон силлиманита, переходящих по краям в фибролит. Зерна кордиерита и плагиоклаза содержат местами включения рудного минерала, циркона и кварца (?), так что структура в некоторых участках может быть названа *пойкилобластовой*. Вокруг включений циркона наблюдаются плеохроичные ореолы, показанные на рисунке утрированно.

Параллельная текстура здесь проявлена не четко и намечается только взаимно параллельной ориентировкой индивидов силлиманита и фибролита.

СЕРИЦИТ-ТУРМАЛИНОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 431.

Центральный Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

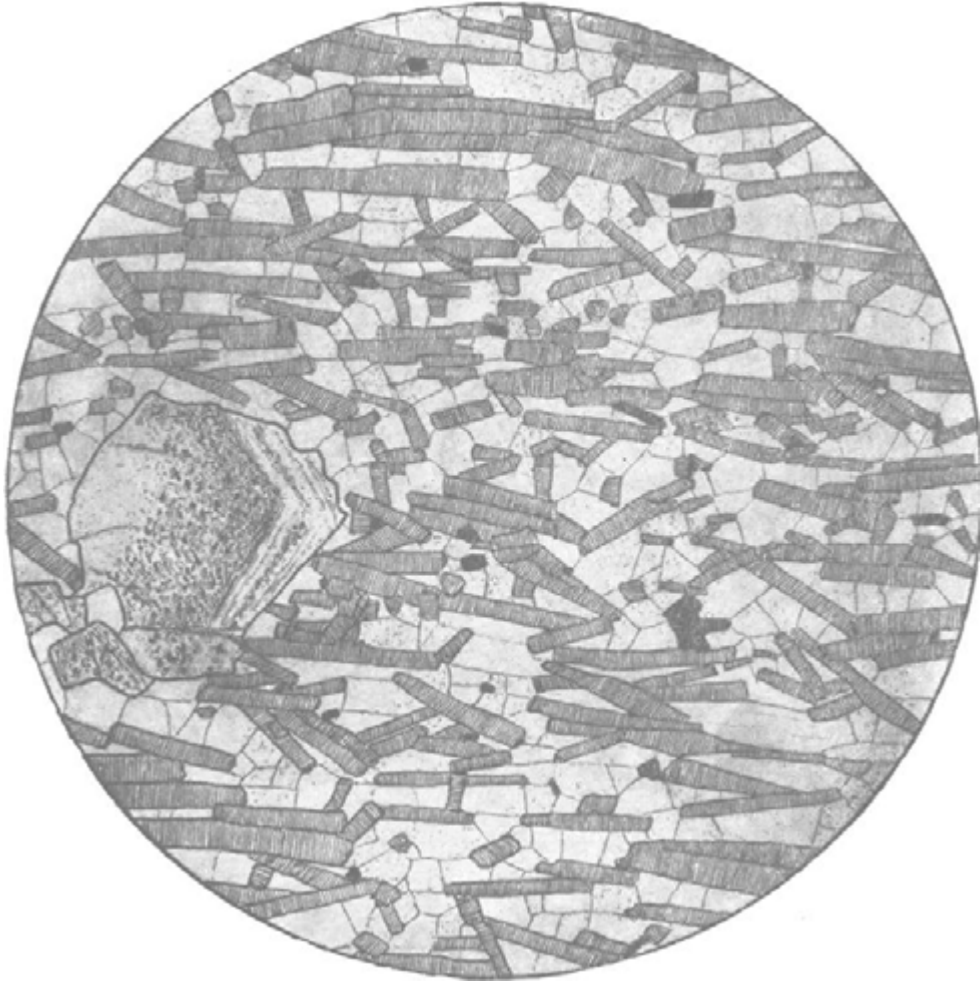
Без анализ.; $d = 7,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из турмалина, серицита и небольшого количества кварца. Турмалин образует длинные (до 1,5 мм) призмы, поперечные сечения которых имеют вид сферических треугольников. Призмы показывают параллельную ориентировку и приуроченность к определенным текстурным плоскостям (не направлениям).

Структура *нематобластовая*. Текстура *плоскопараллельная*.

КВАРЦ-СТАВРОЛИТ-ПЛАГИОКЛАЗ-ТУРМАЛИНОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 432.

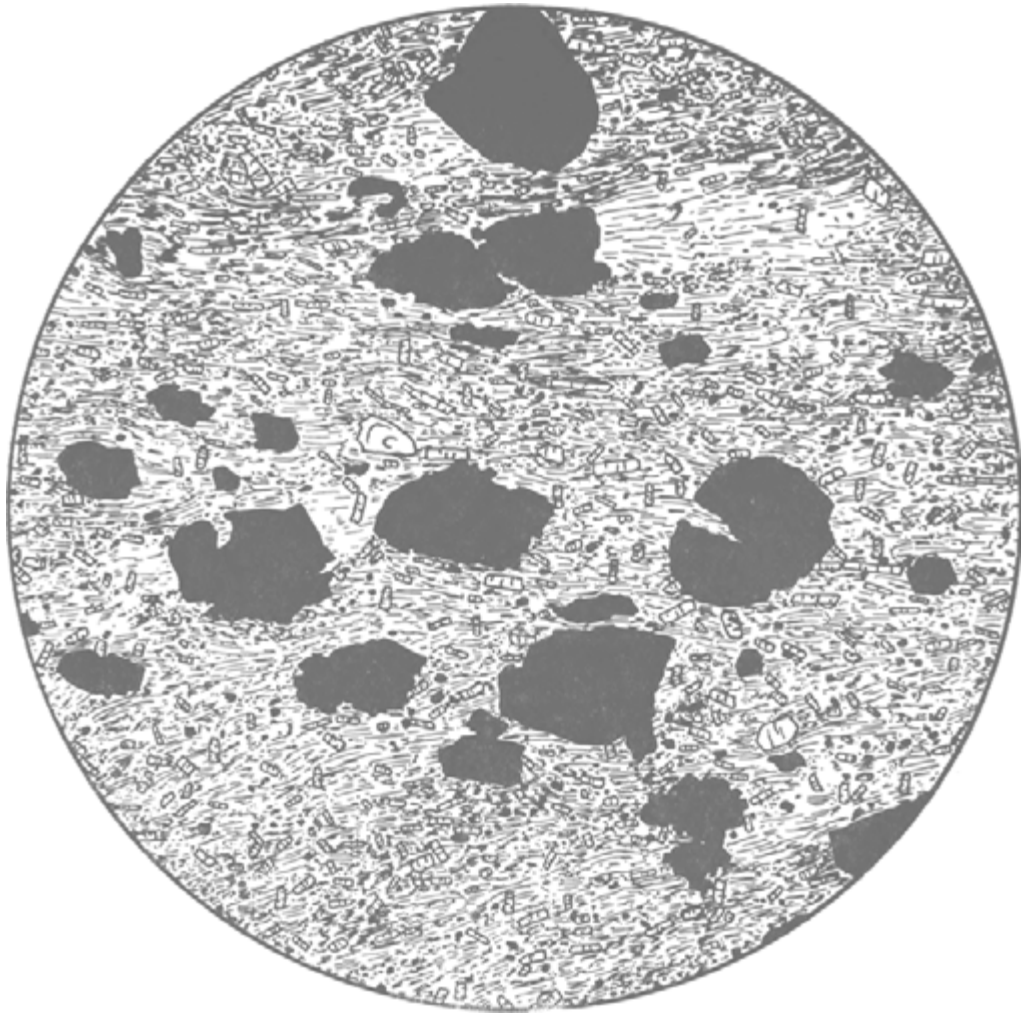
Украина; р-н Конкской магнитной аномалии. Колл. Ю.Ир. Половинкиной. Без анализ.;
 $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Главным минералом породы является турмалин, образующий призмы длиной до 0,8–1,0 мм. Призмы ориентированы в плоскости сланцеватости породы. Те из них, которые ориентированы в этой плоскости перпендикулярно к поверхности рисунка, дают на ней характерные сферические треугольники. Участки между призмами турмалина выполнены кислым плагиоклазом, кварцем с примесью рудного минерала. Ставролит образует порфиробласты размером до 1,5 мм, сидящие в породе редкими скоплениями. В левой части рисунка показан край такого скопления.

Структура *гломеропорфиробластовая*; структура основной ткани *гранонематобластовая*. Текстура *плоскопараллельная*.

ТУРМАЛИН-МАГНЕТИТ-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 433.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свистальского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. О. Глазовой

Ксенобласты магнетита размером около 0,5–0,6 мм играют роль порфиробластов. Основная ткань состоит из чешуйчатой массы хлорита и подчиненного количества призм турмалина. Характерные формы дает турмалин: те индивиды его, которые располагаются по сланцеватости, имеют форму длинных призм; индивиды же, расположенные вкрест или по диагонали к сланцеватости, сильно укорочены. Около порфиробластов в основной ткани видны дворики растяжения, выполненные более светлым хлоритом (вверху рисунка, а также в левой его части).

Структура *порфиробластовая*; структура основной ткани *нематолепидобластовая*. Текстура *сланцеватая*.

ТРЕМОЛИТ-ТАЛЫК-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 434.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порфиробластовая структура породы обусловлена наличием порфиробластов тремолита в виде призм без конечных граней, расположенных диагонально к сланцеватости и реже в плоскости последней. Призмы тремолита вместе с мелкими изогнутыми чешуями талька образуют пологие линзы, располагающиеся в плоскости сланцеватости. Сланцеватость отвечает первичной слоистости породы и обусловлена сложением ее длинными, параллельно ориентированными листочками хлорита с подчиненным количеством тонких призм тремолита. Структура *порфиробластовая* с *нематолепидобластовой* основной тканью.

Текстура *сланцеватая* и *линзовая*.

Эта порода трактуется исследователями как метаморфизованная ультраосновная эффузивная порода. Никаких реликтов структуры эффузива в ней нет, но многие черты ее очень близки к структурам, показанным на фиг. 130, 131.

ТРЕМОЛИТИЗИРОВАННЫЙ КАРБОНАТ-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 435.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна, р-н с. Анновки. Колл. Ю.Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 3,6$ мм.

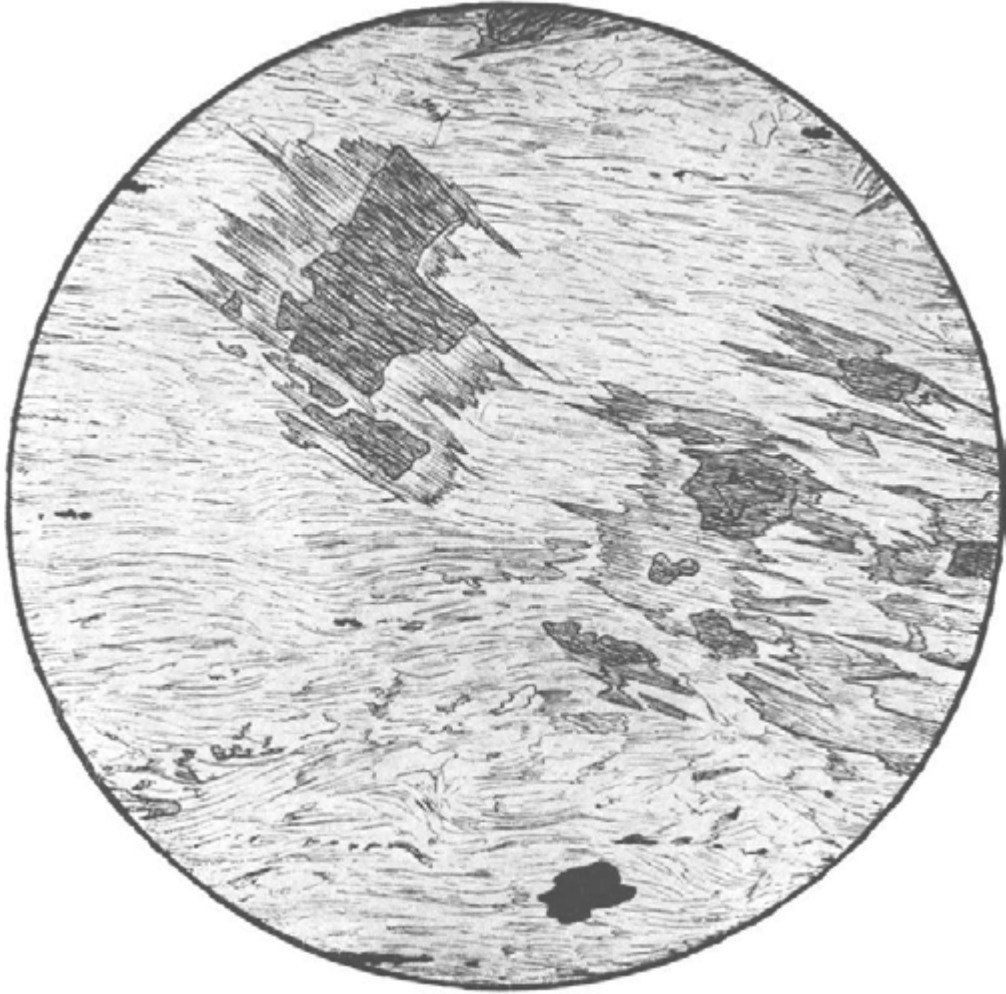
Рис. С. Сергеевой

В тонкозернистой основной ткани из прохлорита и тремолита видны скопления крупных, вытянутых по сланцеватости зерен карбоната (резкий рельеф и спайность) и радиальнолучистые пучки тонких длинных (до 1,5–2 мм) призм тремолита. Лучи тремолита, как самого позднего метасоматического образования, растут сквозь основную ткань породы и скопления карбоната. Скопления карбоната зернисты с размером индивидов до 0,5–0,7 мм и вытянуты вдоль сланцеватости породы или состоят из вложенных друг в друга зерен карбоната, напоминающих миндалины (см. фиг. 130).

Структура *порфиробластовая*, местами *сноповая метасоматическая*; структура основной ткани *микронематолепидобластовая*.

Метасоматическое изменение породы выражается в образовании радиальнонематобластовых сростков тремолита. Появление их позволяет считать породу полиметаморфической. Особенности структуры сближают ее с породами фиг. 130 и 131, происшедшими за счет ультраосновных эффузивных пород; весьма вероятно, что таково же происхождение и этой породы.

АКТИНОЛИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 436.

Урал, Чусовской р-н. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. И. Егорова

В породе наблюдаются порфиробласты и основная ткань, состоящая из волокон актинолита, ориентированных более или менее взаимно параллельно. Порфиробласты являются ксенобластами; они представлены бурой роговой обманкой, обросшей бахромчатой актинолитовой каймой, составляющей отличие этих порфиробластов от других, ранее иллюстрированных.

Структура *порфиробластовая*; структура основной ткани *фибробластовая*. Текстура *сланцеватая*.

КОРДИЕРИТ-АНТОФИЛЛИТОВЫЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 437.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

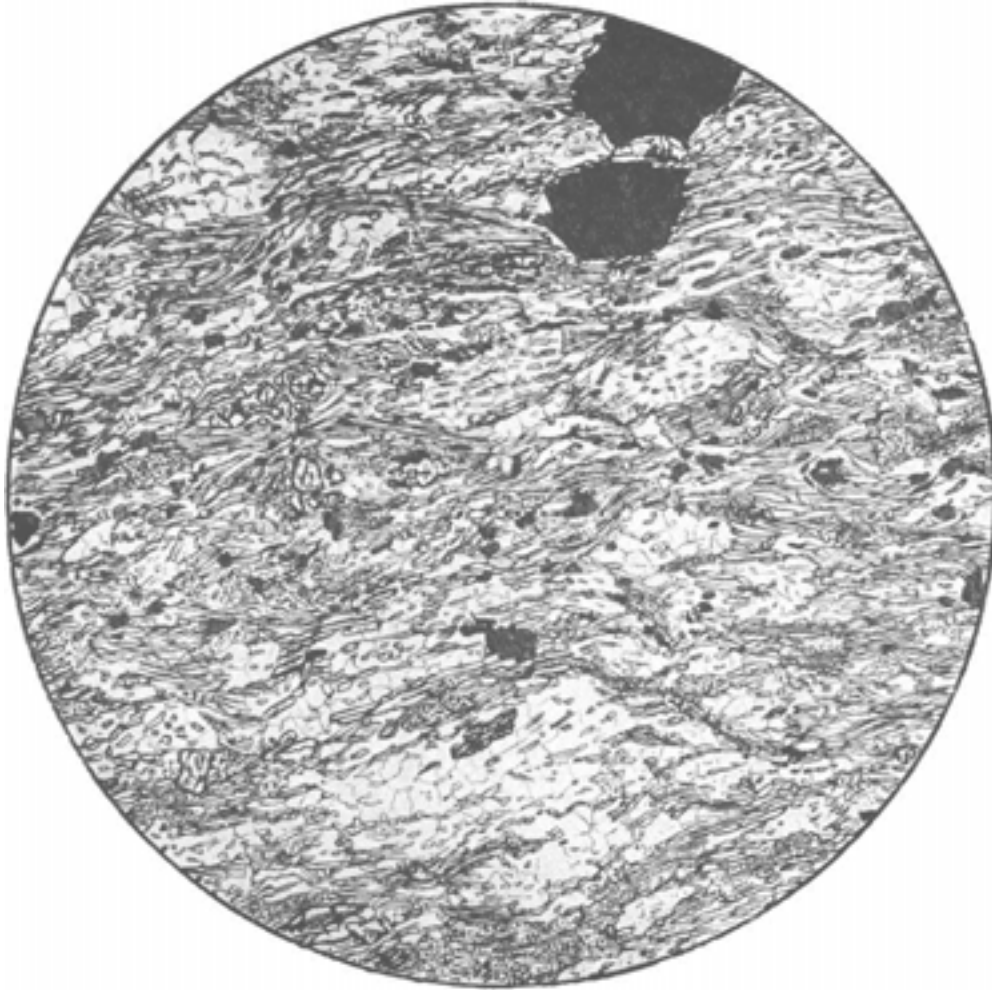
Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Заварицкого

Порода состоит из преобладающих изометричных зерен кордиерита и кварца и тонких длиннопризматических индивидов антофиллита, отчего структура ее может быть названа *нематогранобластовой*. В качестве примеси присутствуют микроскопические зерна рудного минерала.

Текстура породы *линейно-параллельная*, обусловленная тем, что призматические индивиды антофиллита ориентированы более или менее взаимно параллельно.

ЭПИДОТ-АЛЬБИТ-АМФИБОЛОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 438.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;

$d = 4,1$ мм.

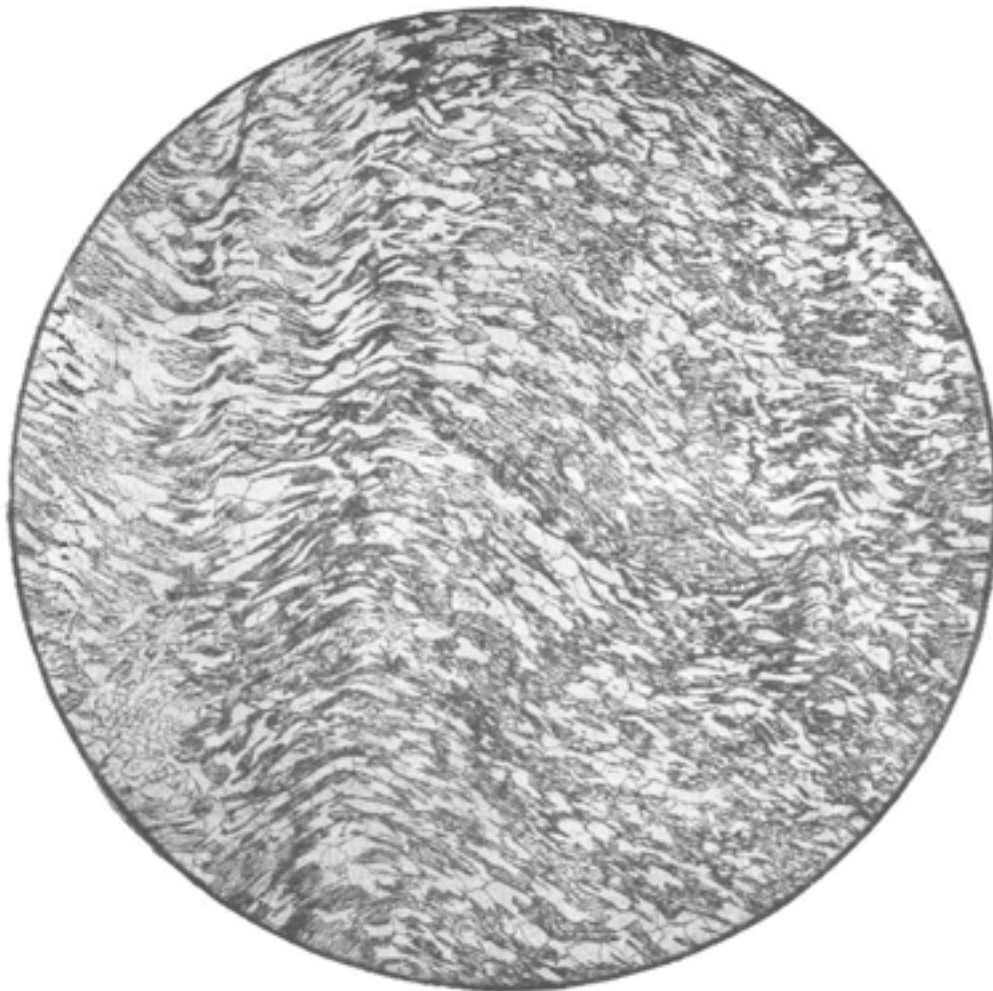
Рис. О. Васнецовой

В породе наблюдаются неправильные линзовидные агрегаты зерен альбита и эпидота, имеющие гранобластовую структуру. Эти агрегаты облекаются тканью, состоящей из волокон амфибола и имеющей *фибробластовую* структуру; волокна амфибола ориентированы параллельно и субпараллельно и образуют пленки (свиль), огибающие агрегаты альбита и эпидота.

В породе присутствует рудный минерал крупными зернами (вверху рисунка).

Структура *фиброгранобластовая*. Текстура *свилеватая*.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 439.

Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

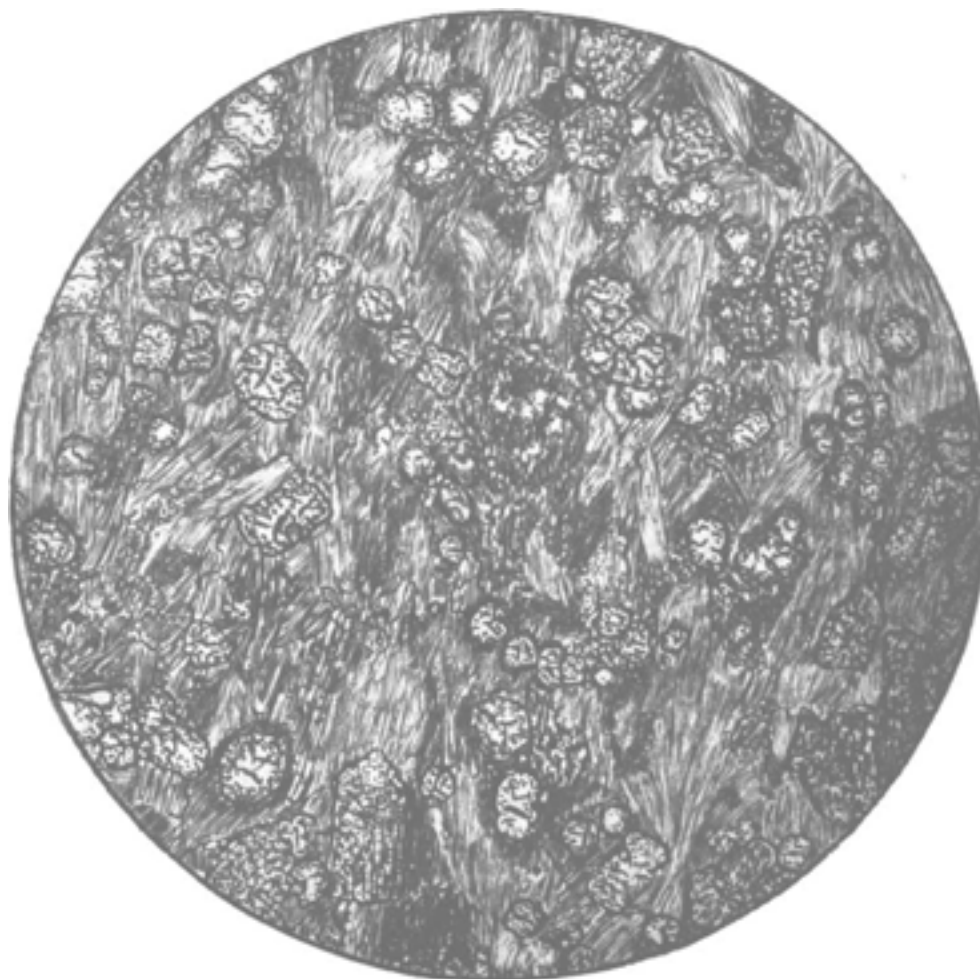
Рис. И. Егорова

Гранонематобластовая структура породы обусловлена составом ее из тонких призм зеленой роговой обманки и подчиненного количества зерен полевого шпата и кварца.

Взаимно параллельная ориентировка индивидов роговой обманки создает сланцеватость, а изгибы плоскостей сланцеватости – пloyчатость.

Структура *гранонематобластовая*. Текстура *сланцеватая, пloyчатая*.

ГРАНАТ-КУММИНГТОНИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 440.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свистальского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. О. Васнецовой

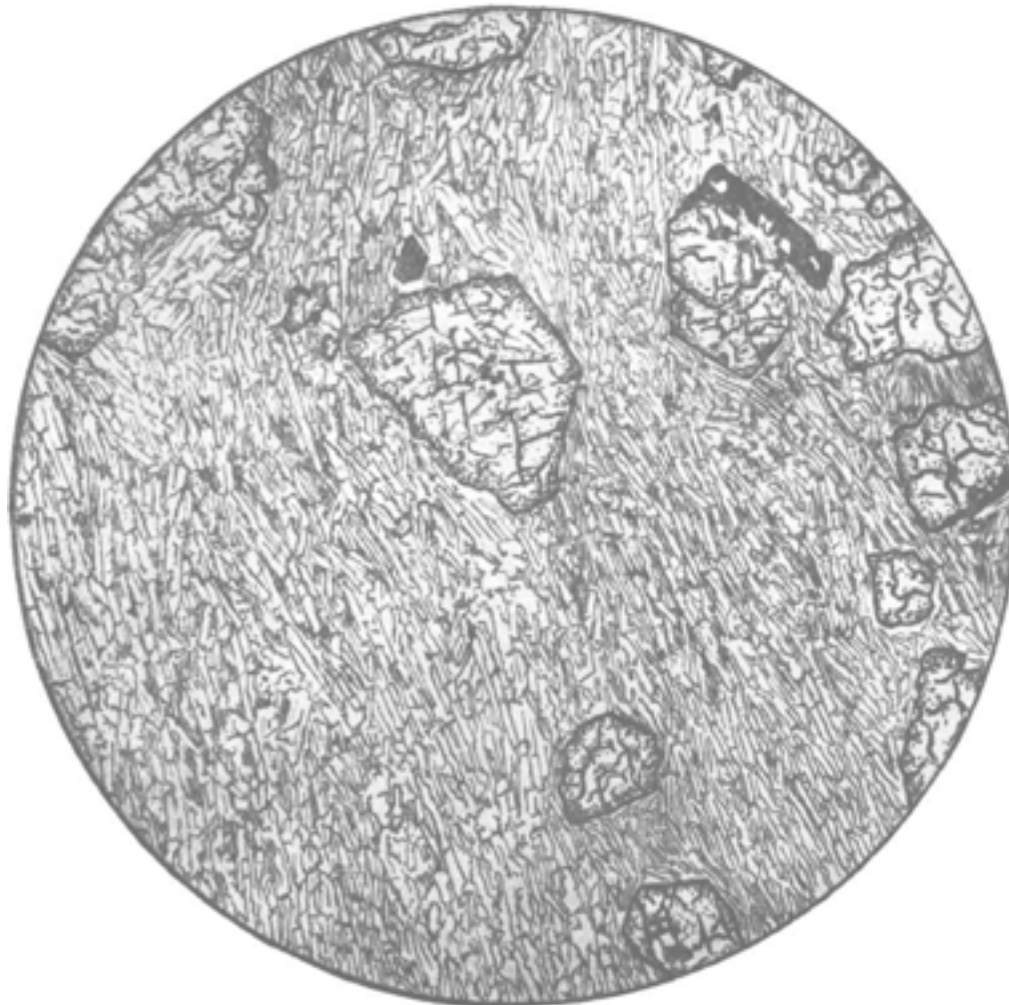
Обильные мелкие (около 0,3 мм) идиобласты граната, содержащие включения рудного вещества, являются порфиробластами.

Основная ткань состоит из длинных тонких призм и волокон куммингтонита, ориентированных параллельно или местами субпараллельно.

Структура *микропорфиробластовая*; структура основной ткани *параллельнофибробластовая*.

Текстура *параллельная, сланцеватая*.

ГРАНАТ-КУММИНГТОНИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 441.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свистальского. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. В. Заварицкого

Наличие довольно крупных (около 1–1,5 мм) порфиробластов граната определяет порфиробластовую структуру породы; в данном случае гранат частично проявляет свойственные ему кристаллографические формы, так что его индивиды могут быть названы идиобластами.

Основная ткань состоит из тонких призматических индивидов или волоконце куммингтонита, местами, как видно на рисунке, огибающих порфиробласты граната, небольшой примеси хлорита и рудного минерала.

Структура *порфиробластовая*; структура основной ткани *фибробластовая*. Текстура *параллельная, сланцеватая*.

КУММИНГТОНИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



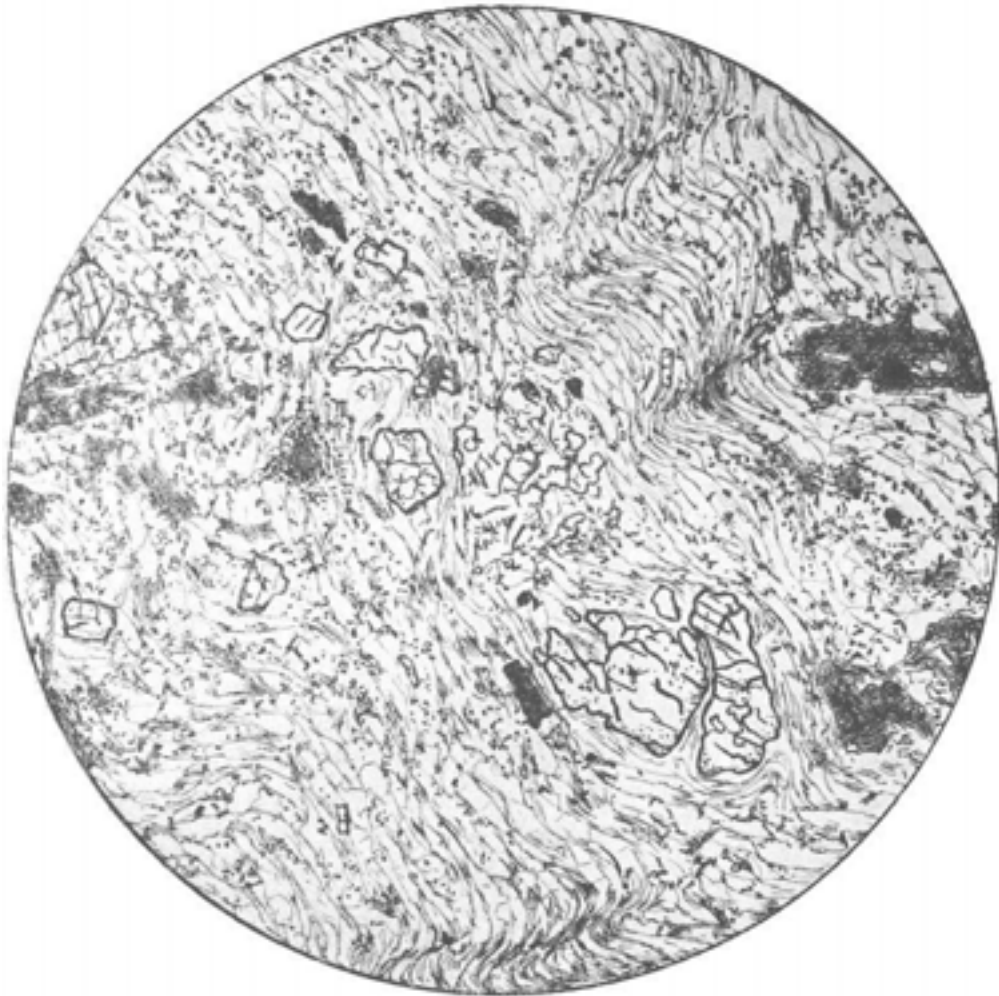
Фиг. 442.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Заварицкого

Почти мономинеральная порода, состоящая из длинных призм куммингтонита и небольших количеств зеленой роговой обманки и магнетита. Призмы куммингтонита ориентированы субпараллельно. Структура *нематобластовая*. Текстура *сланцеватая*.

ПЛОЙЧАТЫЙ СТАВРОЛИТОВЫЙ ДВУСЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 443.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свистальского. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. В. Заварицкого

В породе наблюдаются мелкие (0,5–1,0 мм) порфиробласты ставролита и биотита, имеющие ксенобластовые формы. Основная ткань состоит преимущественно из чешуй серицита и меньших количеств зерен кварца. Немного рудного минерала и окислов железа.

Структура *порфиробластовая*; основная ткань – *гранолепидобластовал*.

Параллельная ориентировка слюды создает *сланцеватую* текстуру породы, а изогнутость элементов сланцеватости делает ее *плойчатой*.

СТАВРОЛИТ-БИОТИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 444.

Западный Памир. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порфиробластовая структура породы обусловлена наличием в ней крупных порфиробластов ставролита и биотита.

Основная ткань состоит из кварца, полевого шпата, слюды и рудного минерала.

В породе заметна плейчатость, унаследованная от исходной породы. В левой части рисунка проходит складочка, подчеркиваемая расположением индивидов рудного минерала и слюды, а также ориентировкой и изгибом порфиробластов биотита, особенно находящегося у левого верхнего края рисунка. Весьма характерно, что плейчатость прослеживается также внутри порфиробластов биотита и ставролита, чем и обуславливается гелицитовая структура породы.

Структура породы *порфиробластовая, гелицитовая*; структура основной ткани *лепидогранобластовая*. Текстура *плейчатая*.

СТАВРОЛИТОВЫЙ СЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 445.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d=7,3$ мм.

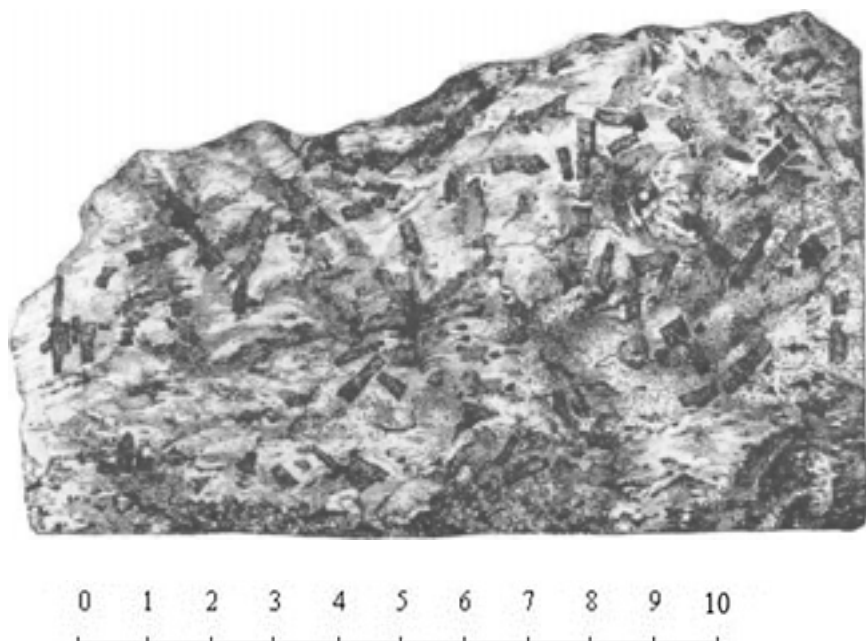
Рис. А. Разумова

Для структуры характерно наличие в породе крупных идиоморфных порфиробластов ставролита, содержащих обильные мельчайшие кварцевые включения. На рисунке видна часть такого идиоморфного зерна ставролита с бурой средней частью вследствие обильных включений; периферия его бедна включениями и прозрачна.

Основная ткань состоит из параллельно ориентированных чешуй биотита с примесью мелких зерен кварца и чешуй мусковита. Характерно обтекание минералами основной ткани края порфиробласта, что указывает на рост его после или хотя бы одновременно с ростом биотита в основной ткани, что составляет одну из главных особенностей порфиробластовых структур.

Структура *пойкилопорфиробластовая*; структура основной ткани *лепидобластовая*.

СТАВРОЛИТОВЫЙ СЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 446.

Кривой Рог, балка Раздеры. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

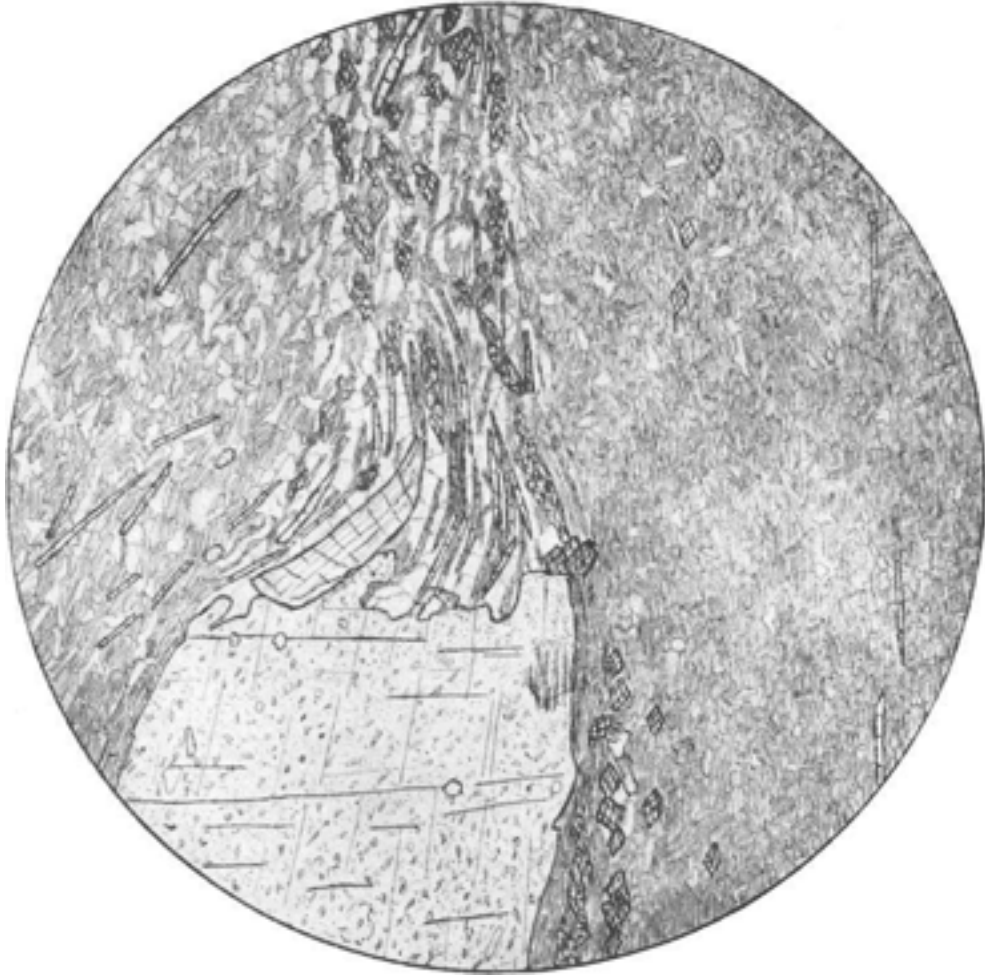
Рис. В. Колесниковой

Порода состоит из мелкочешуйчатой массы с параллельной ориентировкой серебристой слюды, в которой видны крупные (0,5–1,5 см) темные кристаллы ставролита.

Рисунок изображает вид породы на поверхности ее сланцеватости. Кристаллы ставролита приурочены к плоскостям сланцеватости, но в пределах этих плоскостей расположены беспорядочно.

Текстура *порфиробластовая, сланцеватая и плоскопараллельная.*

ПОРФИРОБЛАСТОВЫЙ СИДЕРИТОВЫЙ СЛЮДЯНОЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 447.

Кривой Рог, рудник им. Фрунзе, шахта № 5. Колл. Р. И. Сироштана. Без анализ.;
 $d = 3,2$ мм.

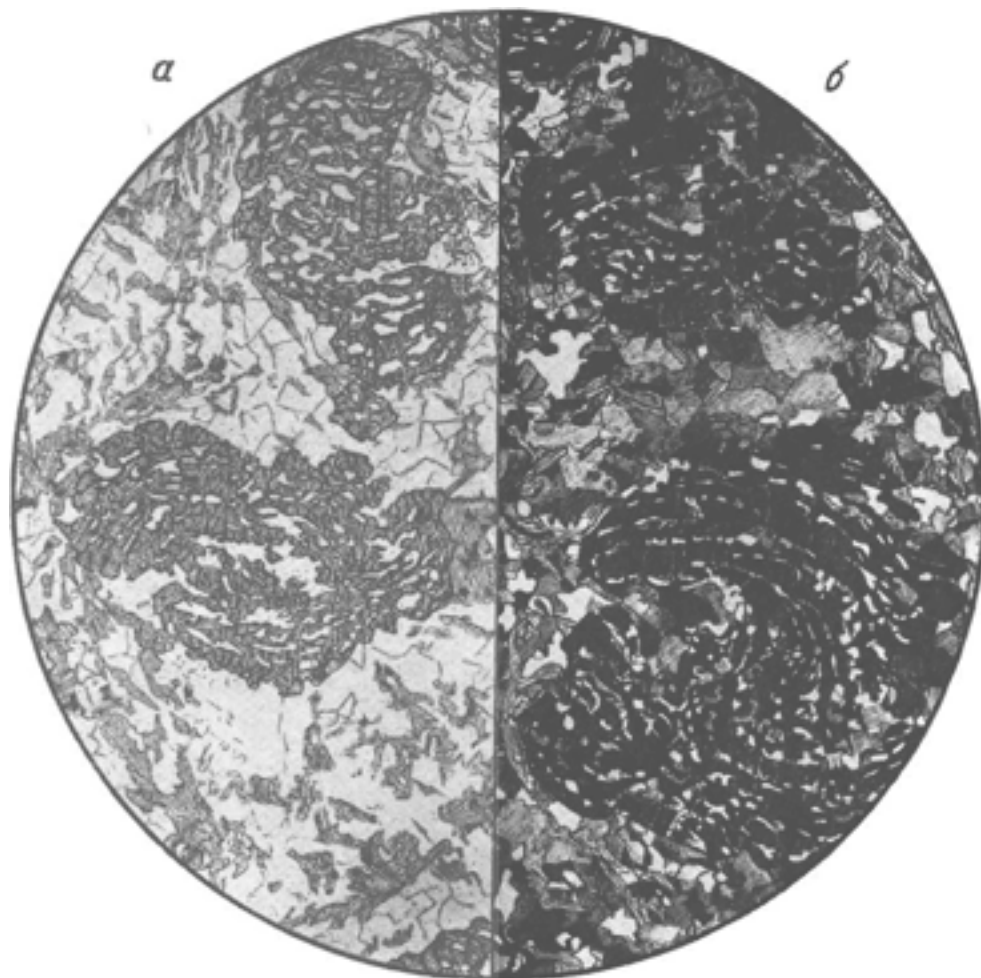
Рис. Н. Леонтьевой

Крупные (3–4 мм) порфиробласты сидерита ориентированы по сланцеватости. Основная ткань сложена мелкими, плотно прилегающими друг к другу чешуйками слюды, плеохроирующей от густого грязно-зеленого по удлинению до оранжевого поперек удлинения. В ней видны редкие мелкие зерна кварца и тонкие иголки куммингтонита.

Дворики растяжения около порфиробластов сидерита широки и далеко тянутся по сланцеватости породы. В них отлагаются более крупный кварц и более крупные призмы куммингтонита, а также увеличивается размер чешуй слюды.

Структура порфиробластовая с двориками растяжения; структура основной ткани лепидобластовая, в двориках растяжения лепидограно-нематобластовая.

ГРАНАТ-БИОТИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 448.

Украина, р-н Конкской магнитной аномалии. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. а – без анализа.;

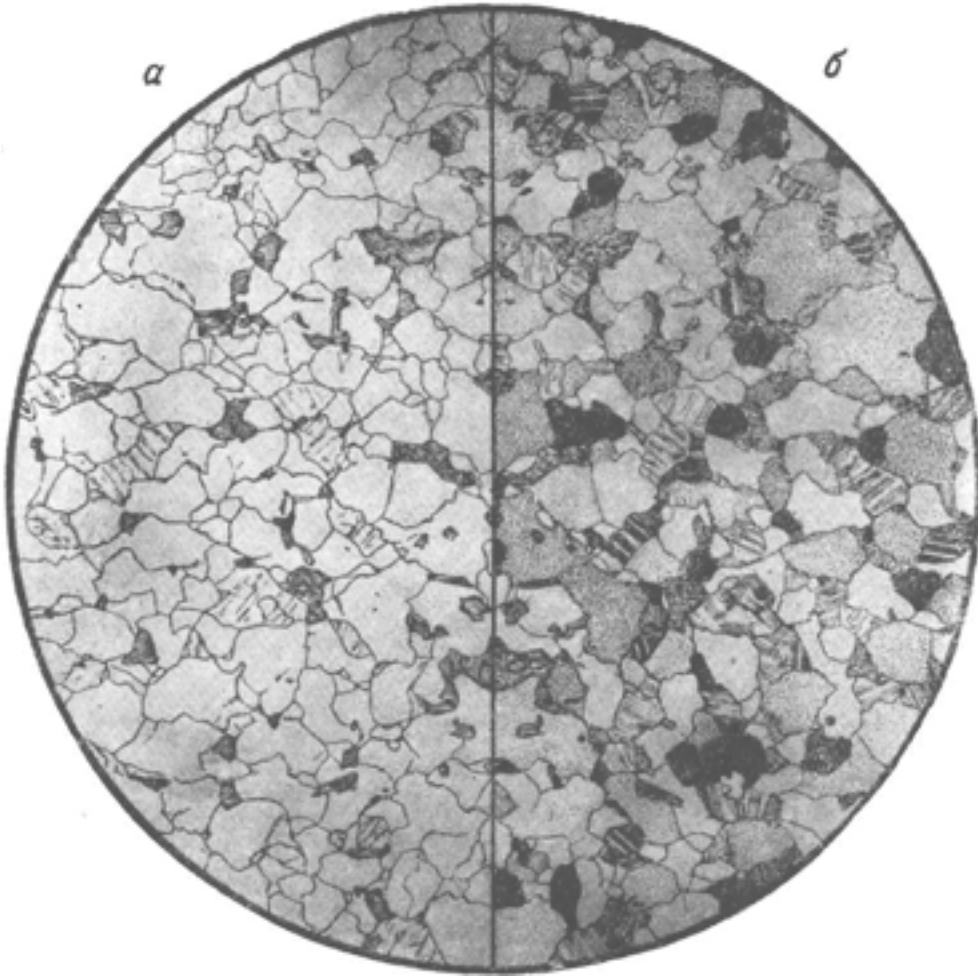
б – николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода содержит крупные скрученные порфиробласты граната в лепидогранобластовой основной ткани из биотита и кварца.

Структура породы *порфиробластовая*; структура основной ткани *лепидогранобластовая*. Гранаты обладают структурой *снежного кома*.

БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 449.

Украина, бассейн р. Ингула. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. а – без анализ.; б – зеркальное изображение того же участка, николи $-+$; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из зерен неправильной формы, принадлежащих кварцу, кислому плагиоклазу, реже микроклину, и из подчиненного количества чешуй биотита. Размеры зерен, их форма и характер ограничений очень разнообразны. Средний размер 0,3–0,5 мм. Характерны заметные местами, особенно на кварце, например, в правой верхней части рисунка, каемочки нарастания вещества в одинаковой с самим зерном оптической ориентировке, аналогично структуре разрастания в кварцевых песчаниках. Эти каемочки отделены от зерна пленкой пыли. Никаких следов параллельной ориентировки индивидуальных минералов не заметно. Структура *гранобластовая*. Текстура *массивная*.

БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 450.

Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл.
А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из кристаллобластовых более или менее изометричных зерен плагиоклаза и кварца и подчиненного количества пластинок биотита размером $0,5-0,8$ мм; в качестве примеси встречается гранат редкими мелкими зернами.

Сланцеватость породы кристаллизационная и обусловлена ориентированным расположением пластинок биотита, образование которых происходит в параллельных друг другу плоскостях.

Структура *лепидогранобластовая*. Текстура *массивная, слабосланцеватая*.

ДВУСЛЮДЯНО-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 451.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из плагиоклаза, мусковита, биотита, кварца и единичных зерен турмалина.

Структура – промежуточная между гранобластовой и лепидобластовой, обусловленная тем, что наряду с большим количеством слюды, дающей пластинчатые формы, присутствуют изометричные зерна полевого шпата и кварца.

Большая часть пластинок слюды ориентирована более или менее взаимно параллельно, но встречаются отдельные пластинки, ориентировка которых не совпадает с общим направлением. Пластины слюды и турмалина (большое зерно с высоким рельефом в центре рисунка) часто содержат пойкилобластовые включения кварца.

Структура *гранолепидобластовая*. Текстура *сланцеватая*.

МУСКОВИТИЗИРОВАННЫЙ И ГРАФИТИЗИРОВАННЫЙ БИОТИТ- ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 452.

Украина, р-н с. Петрова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 3$ мм.

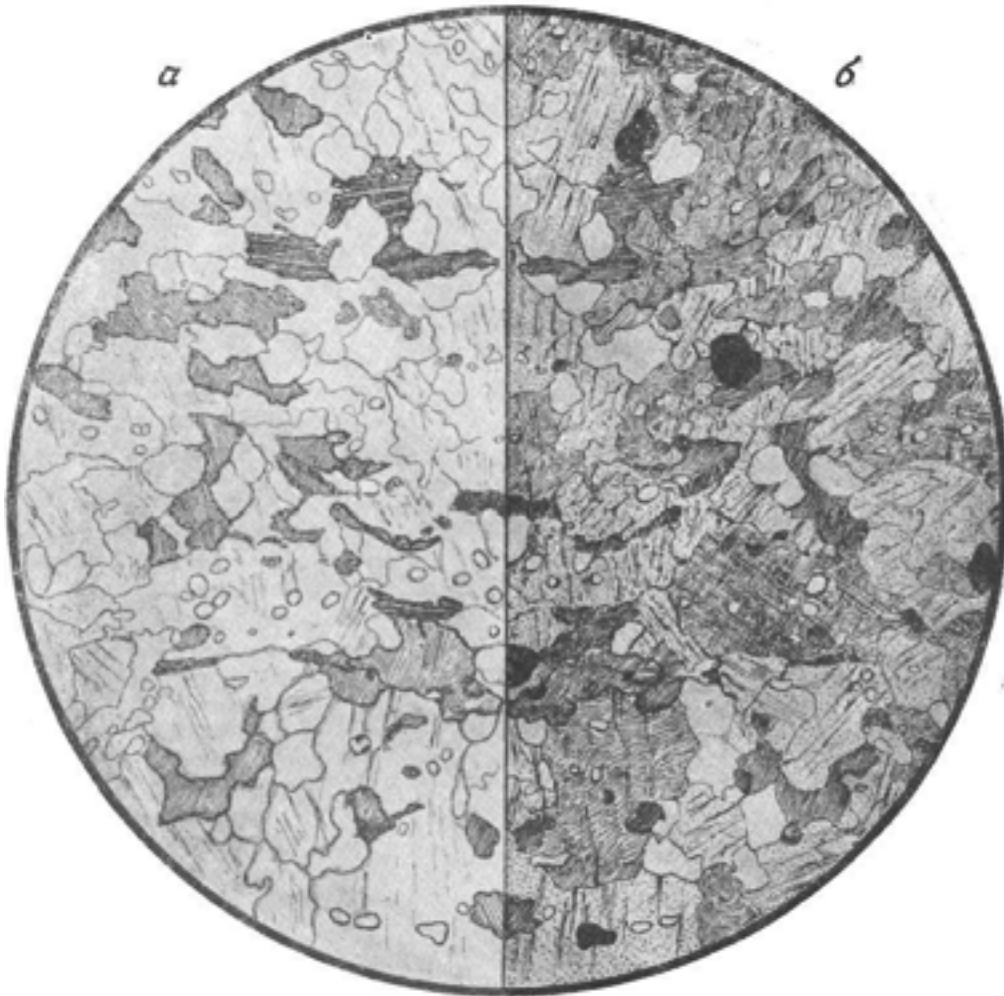
Рис. И. Маликовой

Порода состоит из скоплений чешуй биотита, с которым тесно связаны пластинки графита с неровными краями, продолговатых вытянутых по сланцеватости зерен кислого плагиоклаза и кварца. Все минералы вытянуты в одном направлении и создают параллельную сланцеватую текстуру породы.

Местами видны зерна, замещенные скоплением беспорядочно расположенных мелких чешуй мусковита. Возможно, что они принадлежали кордиериту.

Биотит в породе магнезиальный, плеохроирующий от светло-коричневого до бесцветного. Структура *лепидогранобластовая*. Текстура *сланцеватая*.

МИКРОКЛИНИЗИРОВАННЫЙ БИОТИТ- ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 453.

Украина, бассейн р. Ингульца. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. а – без анализ.; б – зеркальное отражение того же участка, николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Для структуры породы характерно наличие в ней крупных пойкилобластов микроклина, т. е. крупных индивидов с обильными, в большинстве случаев округлыми, незакономерными вростками преимущественно кварца и слюды. Между пойкилобластиами заключены беспорядочно расположенные чешуи биотита, зерна кварца, редкие зерна кислого плагиоклаза и акцессорный рудный минерал.

Пойкилобласти микроклина являются результатом метасоматической гранитизации породы.

Структура *пойкилобластовая, лепидогранобластовая*. Текстура почти *массивная, слабополосчатая*.

БИОТИТ-СИЛЛИМАНИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 454.

Украина, с. Хоцевата на Южном Буге. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.;
 $d = 4,3$ мм.

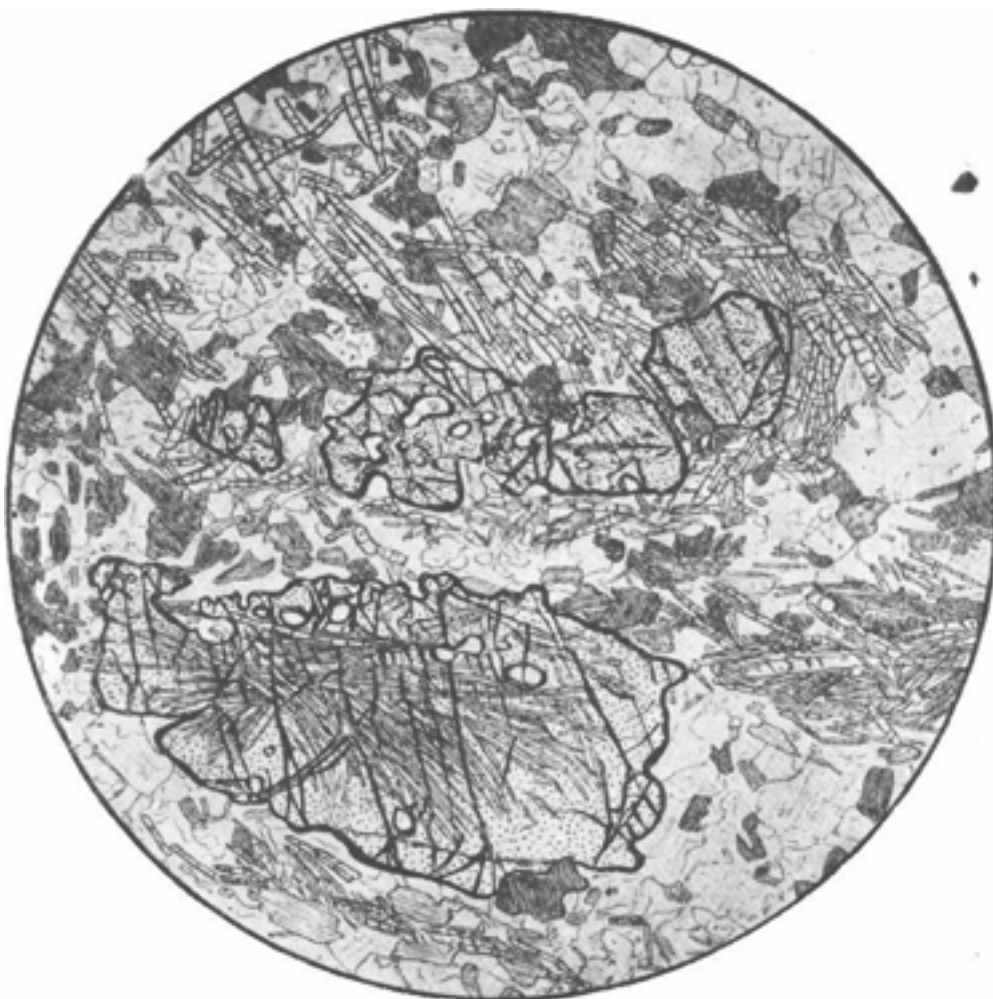
Рис. И. Маликовой

Порода состоит из биотита, силлиманита, кварца и небольших количеств плагиоклаза; акцессорные – циркон и рудный минерал. Кварц и плагиоклаз образуют участки гранобластовой структуры. Слюда и силлиманит присутствуют и в крупных, и в более мелких индивидах; слева виден крупный фенобласт силлиманита (высокий рельеф) поперечная трещиноватость); около него, а также справа внизу располагаются крупные ксеноморфные пластинки биотита.

Силлиманит и слюда показывают взаимно параллельное расположение.

Структура *лепидонематогранобластовая, кумулобластовая, порфиробластовая*. Текстура *параллельная, массивная*.

ПОРФИРОБЛАСТОВЫЙ ГРАНАТ-СИЛЛИМАНИТ-БИОТИТ- ПЛАГИОКЛАЗ-МИКРОКЛИНОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 455.

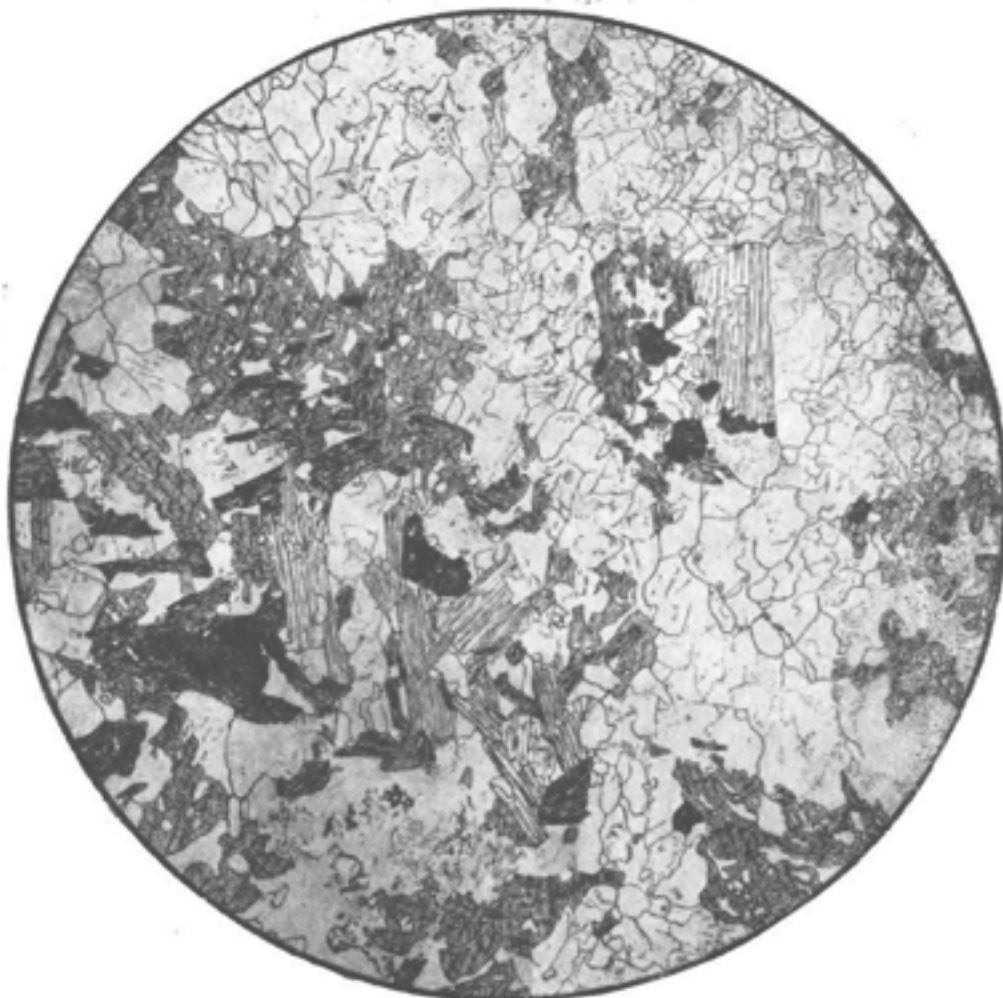
Украина, Приазовье, Могила Куксунгур. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.;
d = 3,6 мм.

Рис. С. Сергеевой

Порфиробластами являются удлиненные зерна граната, достигающие в длину 2–3 мм. Снопы и неправильные пучки тонких бесцветных иголок силлиманита с характерной поперечной трещиноватостью располагаются как между ними, так и внутри них, создавая гелицитовую структуру. Бiotит плеохроирует от красновато-коричневого до почти бесцветного; он распределен в породе более или менее равномерно. Среди бесцветных минералов преобладает решетчатый микроклин с розовым дисперсионным эффектом, плагиоклаза мало; кварц распределен в породе неравномерно.

Структура *порфиробластовая, гелицитовая*; структура основной ткани *нематолепидогранобластовая, кумулобластовая*.

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКО-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 456.

Забайкалье, Витимское плато. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из биотита, роговой обманки, плагиоклаза, кварца и рудного минерала. Заметна некоторая тенденция к кучному расположению цветных минералов. Большая часть индивидов роговой обманки и биотита обладает пойкилобластовой структурой, т. е. содержит обильные неупорядоченные включения бесцветных минералов, преимущественно кварца.

Структура *лепидогранобластовая, кумулобластовая*; структура цветных минералов *пойкилобластовая*. Текстура *массивная*.

ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 457.

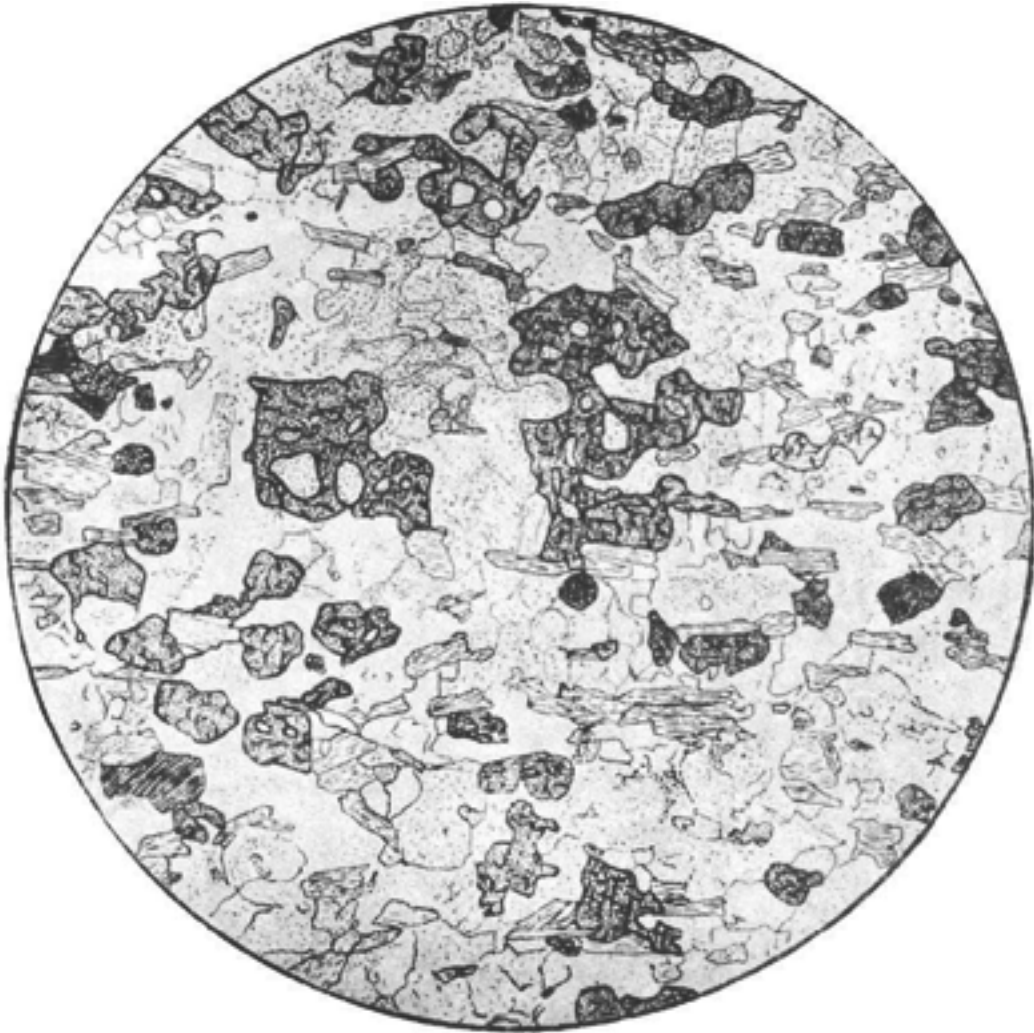
Украина, бассейн р. Ингула. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Лабутина

Порода состоит из изометричных и частью несколько удлиненных индивидов моноклинного пироксена, основного плагиоклаза – битовнита, кварца и примеси сфена и рудного минерала. Все минералы распределены в породе равномерно, обладают более или менее изометричной формой и лишены какой-либо ориентировки.

Структура *гранобластовая*. Текстура *массивная*.

БИОТИТ-ГИПЕРСТЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 458.

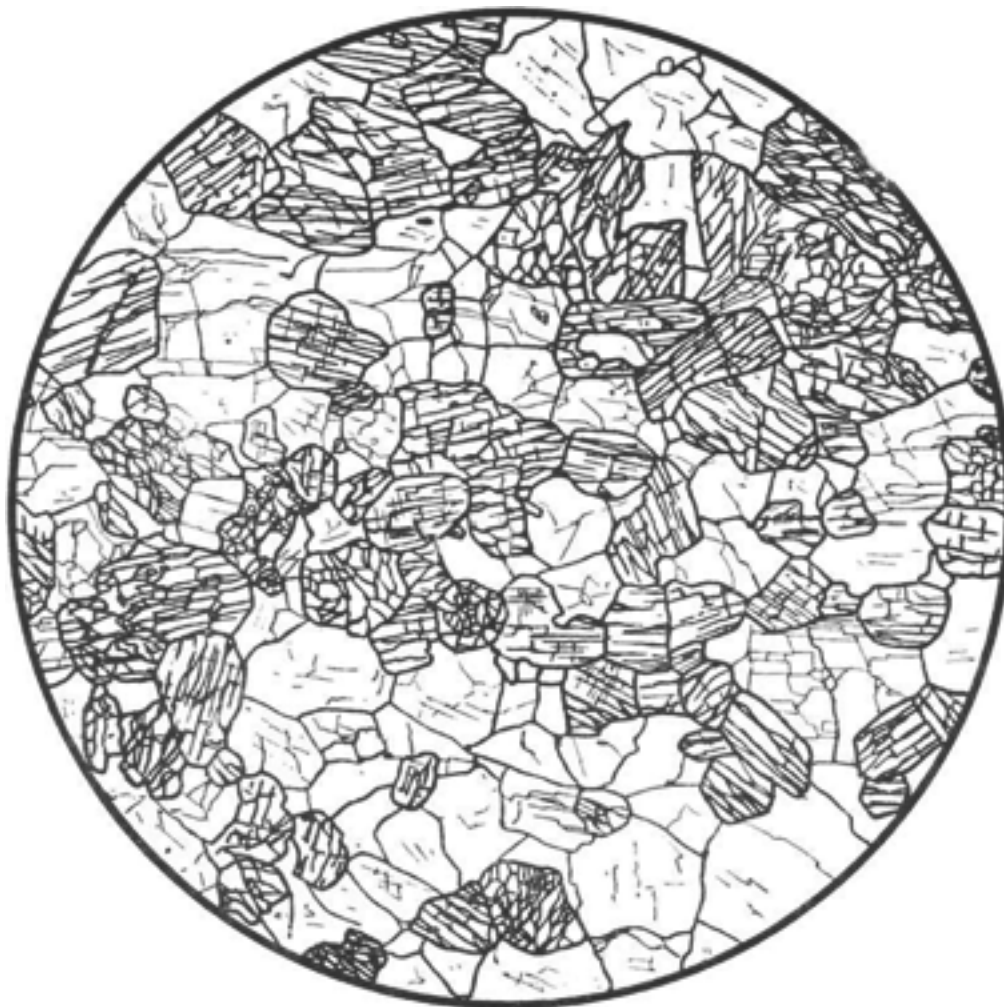
Украина, Криворожье, р. Верблюжка. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Лабутина

Главным цветным минералом породы является гиперстен, зерна которого содержат довольно крупные, неправильные и незакономерные включения различных минералов, чаще всего полевого шпата и кварца, т. е. имеют *пойкилобластовую* структуру. Кроме гиперстена, присутствует биотит, чешуи которого показывают субпараллельную ориентировку. Бесцветные минералы андезин и кварц. Все минералы более или менее равномерно распределены в породе.

Структура породы *гранобластовая*. Текстура *массивная* с еле заметной параллельной ориентировкой некоторых минералов.

ПИРОКСЕН-СКАПОЛИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 459.

Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из пироксена (высокий рельеф, спайность) и скаполита (низкий рельеф, тонкие трещинки). Они образуют кристаллобластовые изометричные зерна, имеющие простые полигональные ограничения, и в совокупности напоминают мозаику.

Структура *гранобластовая, мозаичная*. Текстура *массивная*.

ПИРОКСЕН-СКАПОЛИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 460.

Район южной оконечности оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из скаполита и пироксена. Структура диаблостовая, характеризующаяся тем, что индивиды скаполита и пироксена находятся во взаимном закономерном срастании друг с другом.

В нижней левой части рисунка – участок породы, состоящий из широких призм пироксена, непроросших (или почти непроросших) скаполитом.

Структура *диаблостовая*, местами *гранблостовая*. Текстура *массивная*.

ПИРОКСЕН-СКАПОЛИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 461.

Район южной оконечности оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из довольно крупных (0,5–0,8 мм) индивидов пироксена и скаполита, находящихся во взаимном прорастании друг с другом. На рисунке видно, что один минерал образует в другом удлиненные, слегка изогнутые в разрезе шлифа вроски, располагающиеся на небольших протяжениях более или менее параллельно друг другу, погасающие одновременно и разделенные также узкими длинными участками другого минерала.

В средней части рисунка наблюдаются несколько индивидов пироксена, не проросших скаполитом.

Структура *диабластовая*, местами *гранобластовая*. Текстура *массивная*.

ПИРОКСЕН-СКАПОЛИТОВАЯ ПОРОДА



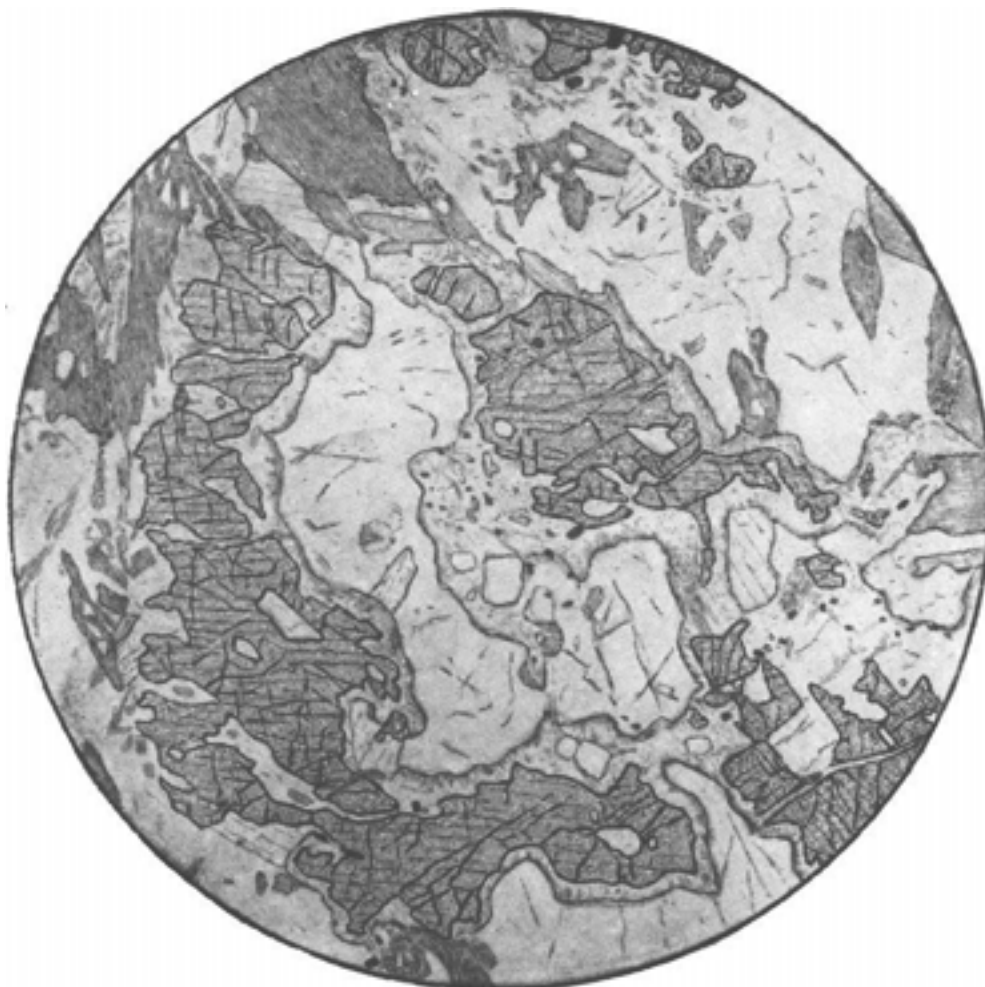
Фиг. 462.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи ; $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В скрещенных николях хорошо выступает структура породы из отдельных крупных зерен пироксена и скаполита, закономерно прорастающих друг друга.

ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ-СТАВРОЛИТ-БИОТИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 463.

Казахстан, Иртышская зона смятия, правый берег р. Иртыша. Колл. Б. Я. Хоревой.

Без анализ.; $d = 5,8$ мм.

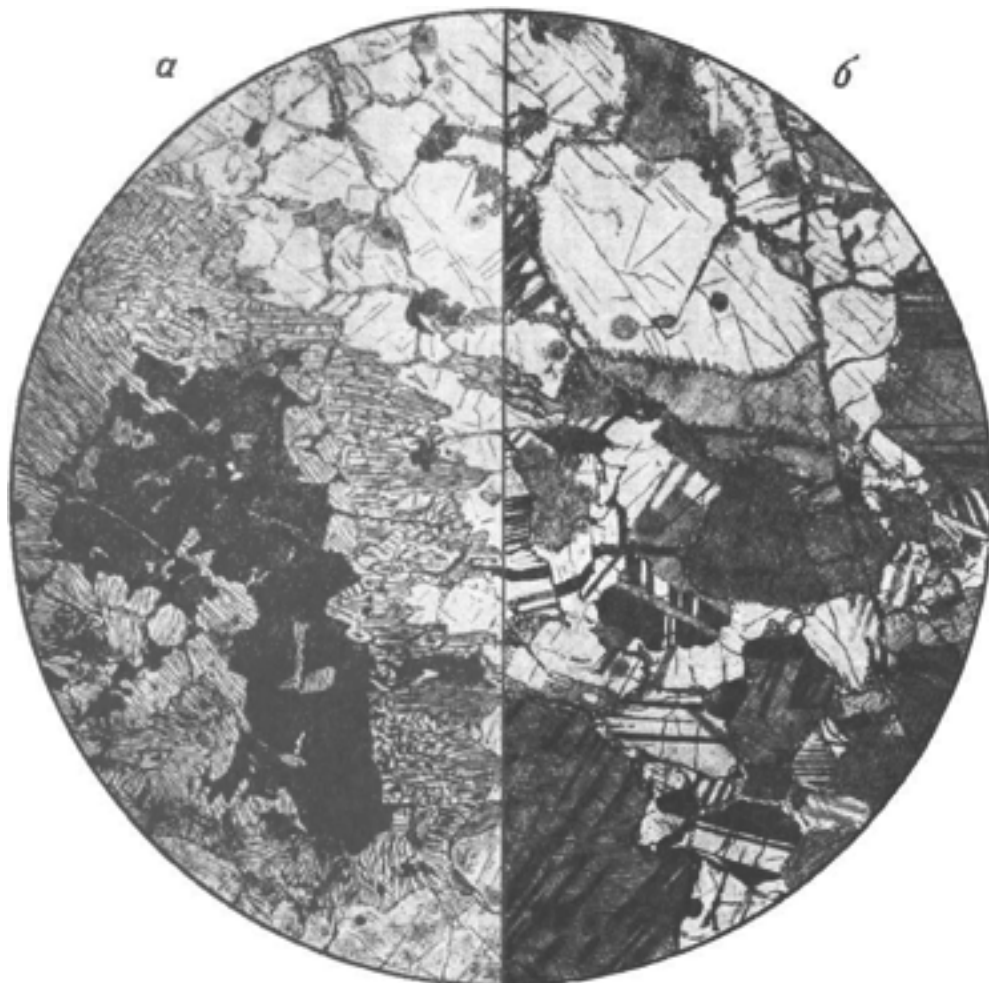
Рис. Н. Леонтьевой

Кристаллический сланец состоит из биотита (тонкая частая штриховка), крупных вытянутых по сланцеватости трещиноватых зерен ставролита (высокий рельеф, грубые трещины и контуры зерен), небольшого количества граната (вверху у края рисунка), кварца (бесцветные участки с легкими неправильными трещинками) и кордиерита.

Кордиерит образует реакционные каемки на ставролите в местах его соприкосновения с кварцем. Б. Я. Хорева трактует эти каемки как результат наложенного, повторного метаморфизма и рассматривает породу как полиметаморфическую.

Структура лепидогранобластовая реакционная.

БИОТИТ-СИЛЛИМАНИТ-КОРДИЕРИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 464.

Ангаро-Канская часть Енисейского кряжа, водораздел рек Немкиной и Порожной.

Колл. Э. Б. Наливкиной. а – без анализ.; б – николи + ; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

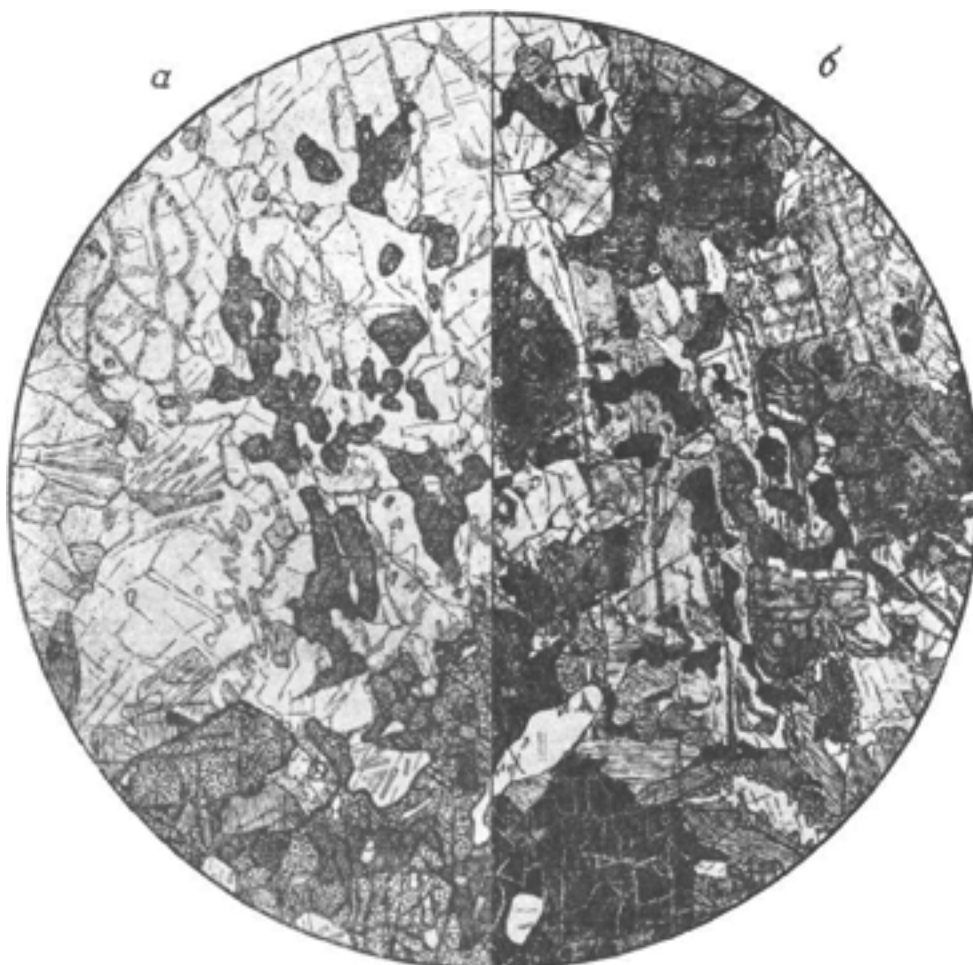
Порода состоит из кордиерита, силлиманита, магнетита и меньших количеств биотита.

Кордиерит образует гранобластовые массы полисинтетически сдвойникованных индивидов (правая часть рисунка). Мельчайшие радиоактивные включения вызывают в нем плеохроичные ореолы, что является хорошим диагностическим признаком кордиерита.

На стыке зерен кордиерита и по трещинкам в породе развиваются цепочки очень тонких и коротких иголочек силлиманита. При интенсивном развитии силлиманита возникают кокардовые образования (левая часть рисунка). В центре кокарды находится скопление зерен магнетита (черное), вокруг которых и между которыми расположены пластинки биотита (тонкая штриховка). Наружная часть кокарды образована зоной тонких призм (длиной 0,3–0,5 мм) силлиманита, расположенных более или менее радиально. Призмочки вырастают в кордиерит, образуя с ним симплектит.

Структура породы *гетерогранобластовая*, участками *кокардовая* и *нематобластовая*.

ШПИНЕЛЬ-БИОТИТ-ГРАНАТ-КОРДИЕРИТ- МИКРОКЛИНОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 465.

Ангаро-Канская часть Енисейского кряжа, водораздел рек Немкиной и Порожной.

Колл. Э. Б. Наливкиной. а – без анализ.; б – николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

В состав породы входят ярко-рыжий биотит, кордиерит, частью разложенный и пинитизированный, редкие крупные зерна граната (редкие грубые точки) с включениями биотита, кордиерита и зеленой шпинели (густые грубые точки), много микроклина и тонкие коротенькие иголки силлиманита внутри его зерен. Немного рудного минерала и циркона.

Кордиерит и зеленая шпинель часто образуют симплектиты. Микроклин – наиболее молодой минерал.

Для структуры характерно то, что один и тот же минерал дает то более крупные, то более мелкие индивиды, а также замещение одних минералов другими и наличие симплектитов. Состав породы и наличие указанных структурных особенностей позволяют относить породу к полиметаморфическим.

Структура *гетерогранобластовая* с участками *симплектитов*. Текстура *массивная*.

АМФИБОЛИТЫ И ЭКЛОГИТЫ

Некоторые структуры амфиболитов, образовавшиеся из основных изверженных горных пород, уже иллюстрированы ранее вместе со структурами последних (фиг. 62–65). Здесь приводятся в качестве реликтовых бластогаббровая (фиг. 466) и бластофитовая (фиг. 467) структуры. В породе первой из этих структур роговая обманка уралитовая с характерной ситовидной структурой в средней части зерен; во второй – актинолит.

Для амфиболитов, не сохранивших признаков реликтовых структур, и амфиболитов, образовавшихся из мергелей, характерны гранобластовая и гранонематобластовая структура и преимущественно массивная текстура (фиг. 468–470). Размер зерна обоих породообразующих минералов может значительно колебаться, и в связи с этим структура может быть гетерогранобластовой (фиг. 470).

Когда призмы амфибола приобретают удлиненную форму и направленное расположение в породе, текстура становится линейно- (фиг. 471) или плоскопараллельной (фиг. 473). Обычно это связано с возрастанием в породах количества амфибола, т. е. с их меланократовым характером.

Для аподиабазовых амфиболитов установлено, что роговая обманка в них может замещать не только пироксен, но частично также и плагиоклаз, и возникающий при этом амфиболит является более меланократовым, чем исходный диабаз. Поэтому при отсутствии реликтовых структур преобладание в составе амфиболита роговой обманки над плагиоклазом не является еще доказательством происхождения его за счет осадочной породы. Это относится к таким породам, структуры которых показаны на фиг. 471 и 472.

Нередко среди амфиболитов встречаются прослойки мономинеральных амфиболовых пород, состоящих из одной зеленой роговой обманки. Хотя такая порода не может называться амфиболитом – это роговообманковый сланец – родство ее с амфиболитами несомненно, и показать структуру ее – порфиробластовую с нематобластовой основной тканью (фиг. 473) – здесь вполне уместно.

Иногда в амфиболитах эффузивного происхождения роговая обманка замещается актинолитом, дающим длинные лучистые кристаллы различных размеров, в том числе и длиной до 5–7 мм.

Крупные кристаллы играют роль порфиробластов, что особенно подчеркивается одновременной грануляцией плагиоклаза. Такую структуру имеет актинолитизированный амфиболит района Чертомлыкской магнитной аномалии на Украине (фиг. 474).

Пироксеновый амфиболит Северного Урала имеет равномерногранобластовую структуру и слабо намечающуюся слоистость (фиг. 475).

Интересные структурные особенности наблюдаются в гранат-пироксеновых амфиболитах разных регионов. В них может проявляться гломерогранобластовая структура, при которой каждый цветной минерал образует самостоятельные скопления (фиг. 476), или кумулогранобластовая центрическая структура, при которой цветные минералы – пироксен, роговая обманка, гранат – дают концентрически построенные скопления (фиг. 477). Встречаются порфиробластовые структуры с крупными порфиробластами граната, обросшими широкой диабластовой каймой из плагиоклаза, гиперстена и амфибола (фиг. 478).

В районе Слюдянки на Байкале наблюдаются амфиболиты с малым содержанием граната; они интересны тем, что диабластовая структура в них развита сплошь по всей породе и независимо от места в ней граната (фиг. 479).

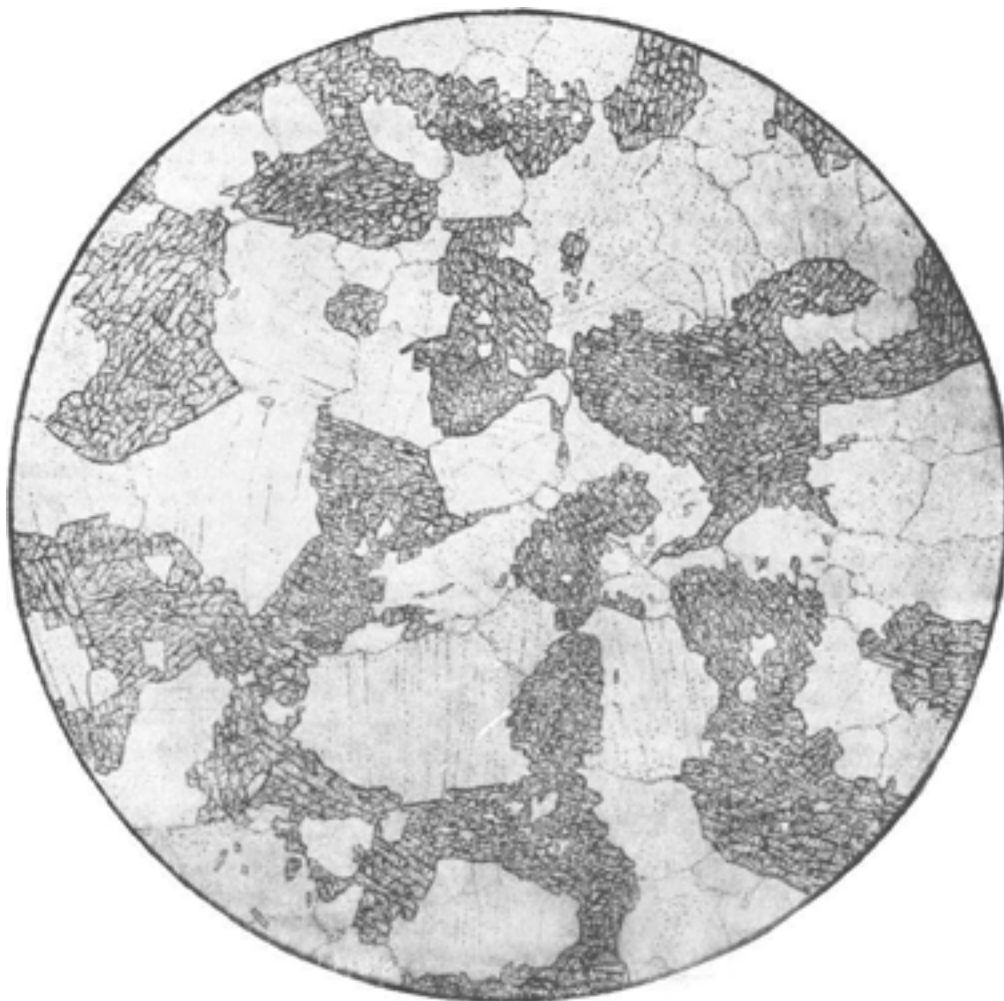
Гранат-пироксеновые амфиболиты принадлежат более высокотемпературной субфации, чем обычные амфиболиты. Вероятно, они испытали дополнительное прогрессивное метаморфическое воздействие и являются породами полиметаморфическими.

Полиметаморфическими являются и альбитовые амфиболиты Казахстана, но наложенный метаморфизм в них является регрессивным, минеральная ассоциация амфиболитовой фации заменяется минеральной ассоциацией эпидот-альбит-амфиболовой фации. Возникающие при этом породы имеют пойкилопорфиробластовую структуру с нематобластовой основной тканью и очковую текстуру (фиг. 480, 481).

Неизменные эклогиты обладают порфиробластовой структурой с нематобластовой структурой основной ткани, сложенной плотно друг к другу расположенными призмами омфацита. Порфиробласты граната иногда располагаются кучно, создавая гломеропорфиробластовую структуру (фиг. 482).

Эклогиты, в которых омфацит замещается глаукофаном и развиваются дополнительно эпидот или цоизит, а также флогопит, приобретают сложный минеральный состав, соответствующий более низкотемпературной минеральной фации, т. е. являются примером регрессивного метаморфизма. Структура таких пород порфиробластовая с панидиобластовой или гипидиобластовой основной тканью (фиг. 483), или порфиробластовая гелицитовая с двориками растяжения (с отложением в них хлорита и альбита) и с параллельно фибробластовой основной тканью (фиг. 484).

АМФИБОЛИТ АПОГАББРОВЫЙ



Фиг. 466.

Якутия. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1$ мм.

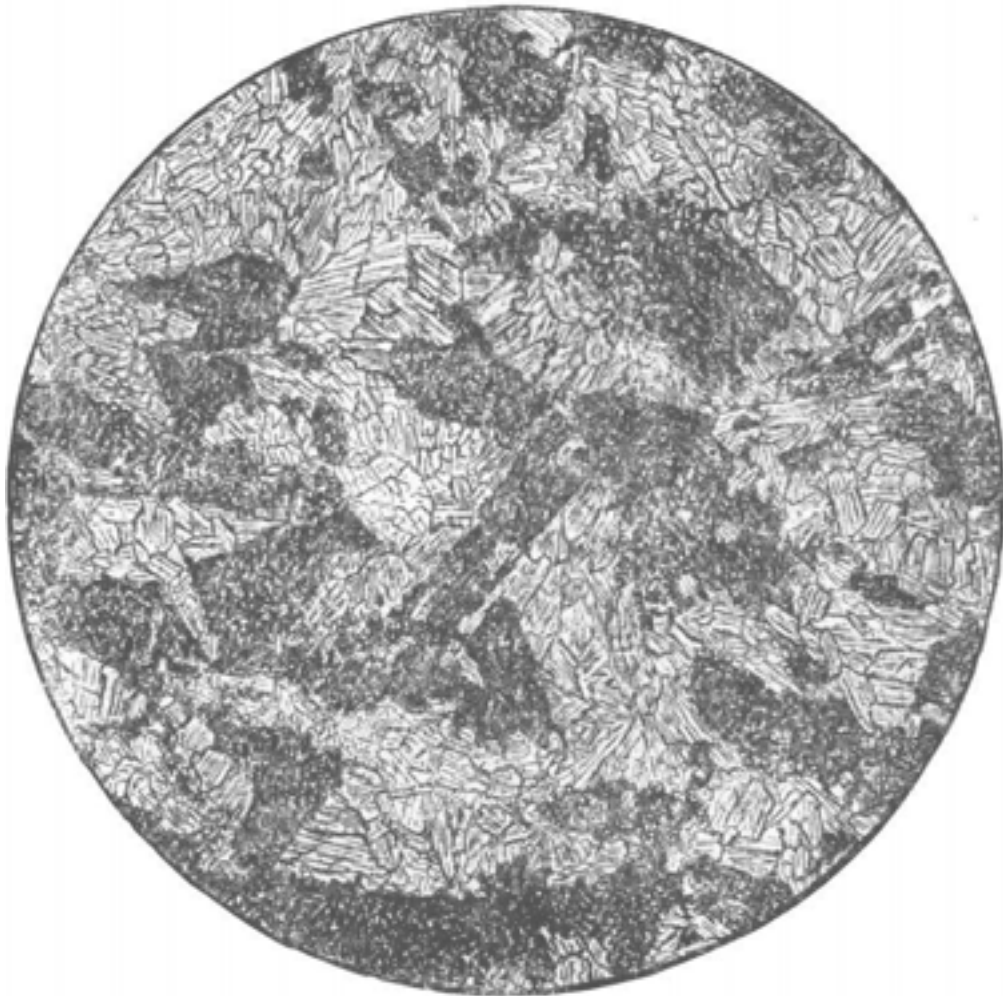
Рис. И. Егорова

Порода состоит из более или менее изометричных зерен плагиоклаза и роговой обманки. Размер зерна 0,5–0,8 мм. По взаимному расположению минералов заметен некоторый идиоморфизм плагиоклаза, что нередко наблюдается в габбро со структурой, переходной от аллотрио-морфнозернистой габбровой к габбро-диабазовой.

Роговая обманка местами обнаруживает в средней части зерен ситовидную структуру вследствие многочисленных мелких включений плагиоклаза. Это – черта структуры, очень характерная для амфиболитов» развивающихся по габбро и диабазам.

Структура породы *бластогаббровая*. Текстура *массивная*.

СОСЮРИТИЗИРОВАННЫЙ АМФИБОЛИТ (МЕТАДИАБАЗ)



Фиг. 467.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из вторичного бледно-зеленого амфибола, сосюрита и серицита. В ней сохранились реликты офитовой структуры, выражающиеся в том, что агрегаты сосюрита и серицита образуют псевдоморфозы по призматическим и таблитчатым, «диабазово» расположенным индивидам плагиоклаза; промежутки между последними часто имеют угловатые формы и выполнены агрегатами вторичного амфибола, заместившего пироксен. Размер сосюритовых псевдоморфоз по плагиоклазу 0,5–1,0 мм.

Структура *бластофитовая*. Текстура *массивная*.

АМФИБОЛИТ



Фиг. 468.

Западный склон Южного Урала, горы Назяменские. Колл. А. П. Казака. Без анализ.;
 $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из двух минералов – зеленой роговой обманки в призматических зернах длиной до 1 мм и зажатых между ними мелких изометричных зерен плагиоклаза средней основности, редко сдвойникового и с заметным облачным угасанием. Акцессорные – апатит и рутил.

Структура *гранонематобластовая*. Текстура *массивная*.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 469.

Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Николи + ; $d = 4,1$ мм.

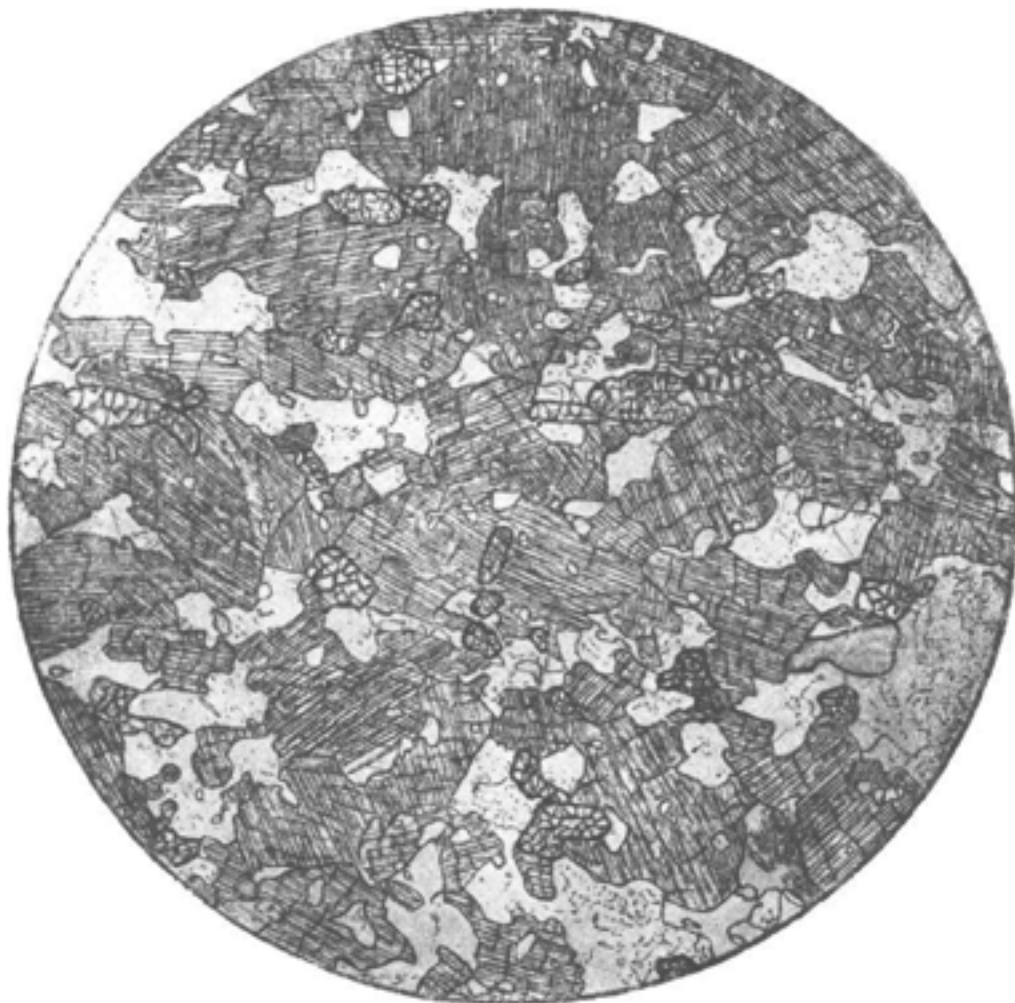
Рис. И. Егорова

Порода сложена преобладающим плагиоклазом и меньшим количеством роговой обманки. Характерны простые прямолинейные ограничения и более или менее изометричные формы индивидов минералов. Размер зерна породы 0,5–0,8 мм.

Неясно выраженный параллелизм ее текстуры обусловлен ориентировкой несколько удлиненных индивидов амфибола.

Структура *гранобластовая мозаичная*. Текстура *массивная*.

АМФИБОЛИТ



Фиг. 470

Район Белого моря. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 7,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из амфибола и подчиненного количества плагиоклаза и кварца; в качестве примеси присутствует сфен. Структура характеризуется более или менее изометричными формами зерен всех минералов, а размер их колеблется от 0,1 до 2 мм.

Структура *гетеробластовая* *гранобластовая*, или *гетерогранобластовая*.

АМФИБОЛИТ



Фиг. 471.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл.

Н. Ф. Анисимовой. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из роговой обманки и меньшего количества плагиоклаза; в качестве примеси присутствует рудный минерал.

Структура и текстура ее характеризуются преобладанием призм роговой обманки над подчиненным количеством более или менее изометричных зерен плагиоклаза, и ориентировкой призм роговой обманки в одном направлении (не плоскости). Длина призм роговой обманки 0,3–0,4 мм.

Структура *гранонематобластовая*. Текстура *линейно-параллельная*.

ОКВАРЦОВАННЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 472.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 7,1$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из призматических индивидов роговой обманки, достигающих в длину 2 мм, и подчиненного количества плагиоклаза и кварца, образующих более или менее изометричные зерна. В качестве примеси встречаются зерна рудного минерала.

В роговой обманке наблюдаются многочисленные неупорядоченные вроски кварца, т. е. структура ее пойкилобластовая.

Структура породы *гранонематобластовая*, местами *пойкилобластовая*.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 473.

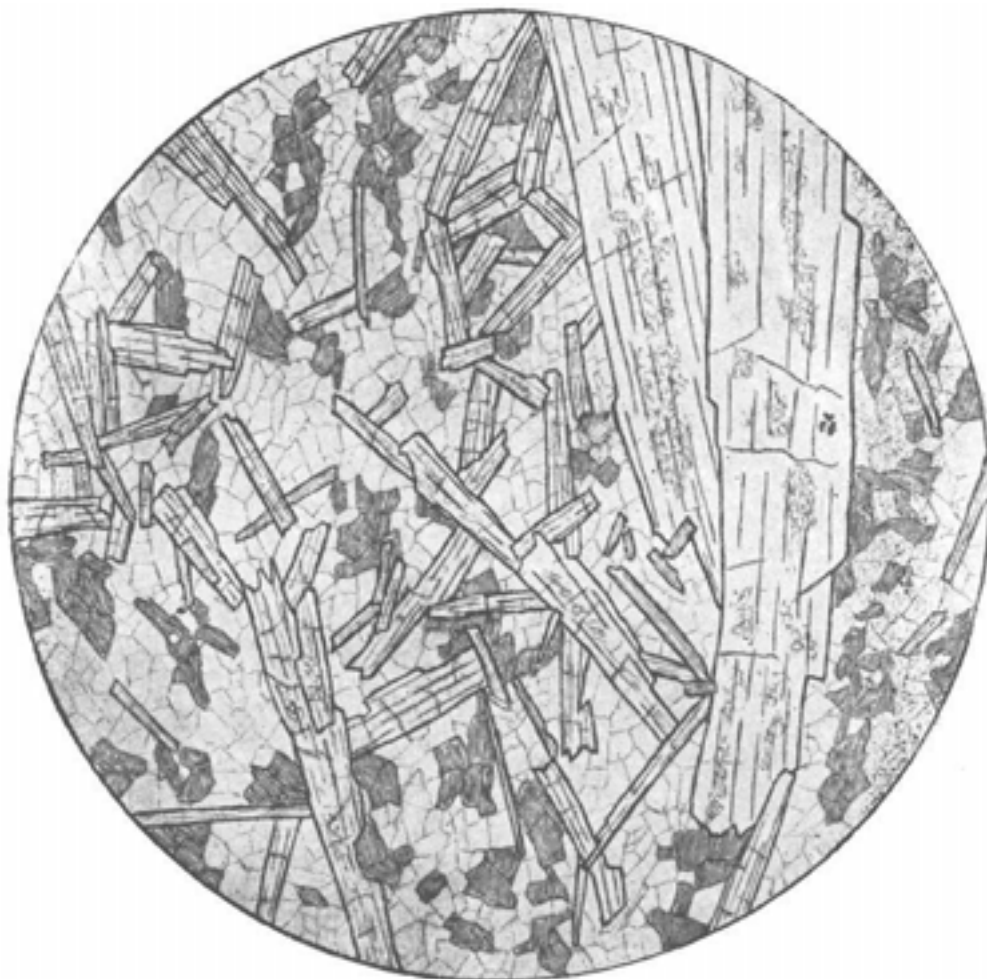
Западный склон Южного Урала, горы Назяменские. Колл. А. П. Казака. Без анализ.
 $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Мономинеральная роговообманковая порода. В основной ткани из тонких длинных взаимно параллельно и плотно друг к другу расположенных призм зеленой роговой обманки заключены крупные (до 1,5 мм в поперечнике и до 2 мм в длину) идиобластовые порфиробласты той же роговой обманки, изредка мелкие зернышки апатита, циркона (?), рутила.

Структура *порфиробластовая с нематобластовой* основной тканью
Текстура *параллельная*.

АКТИНОЛИТИЗИРОВАННЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 474.

Украина, р-н Чертомлыкской магнитной аномалии. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Без анализ.; $d = 5$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из крупных и мелких лучистых индивидов актинолита, заключенных в гранулированной массе плагиоклаза-андезина, содержащей небольшие скопления очень бледного зеленого хлорита – прохлорита.

Некоторые индивиды актинолита достигают 5–7 мм в длину и играют роль порфиробластов.

Структура *порфиробластовая*; основная ткань *лепидогранобластовая*.

ПИРОКСЕНОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 475.

Северный Урал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1$ мм.

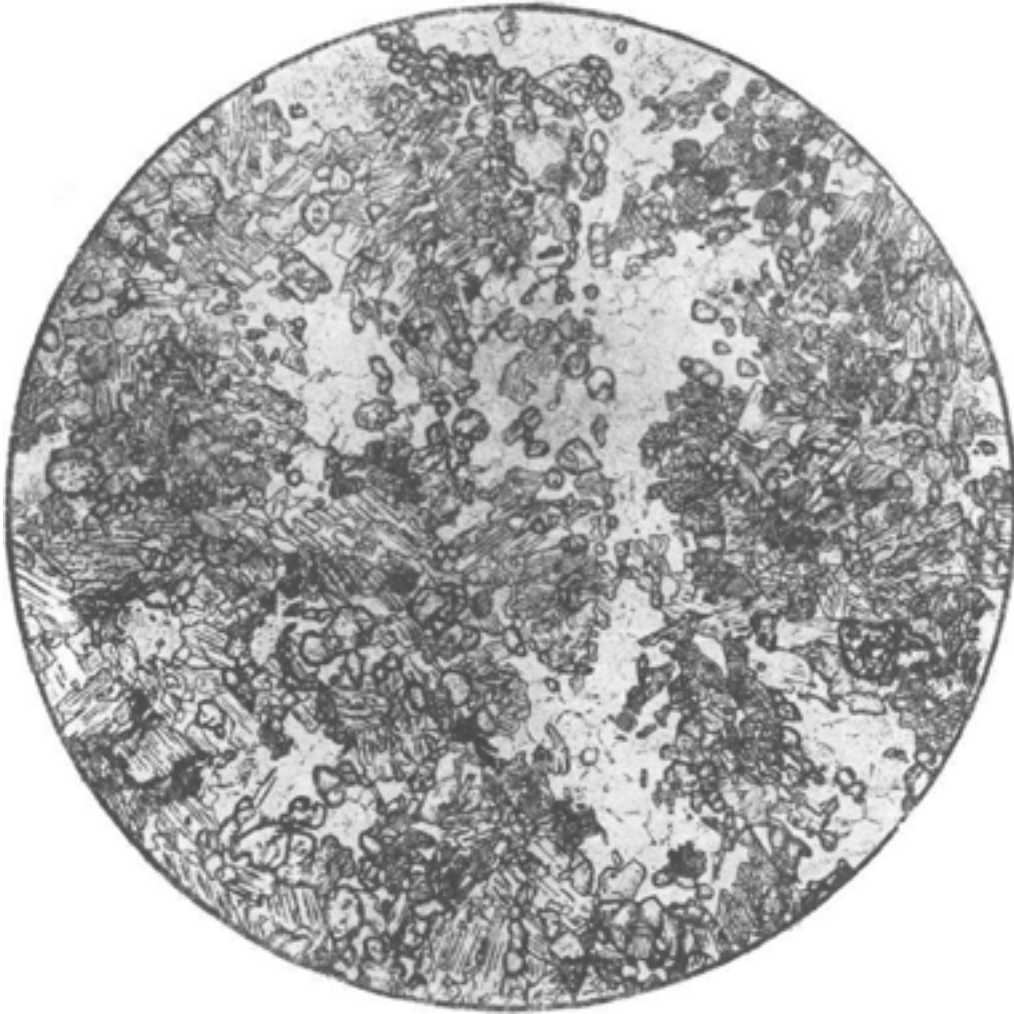
Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из более или менее изометричных и отчасти удлиненных зерен плагиоклаза, темно-зеленой роговой обманки, светло-зеленого моноклинного пироксена и эпидота.

Заметны параллельная ориентировка индивидов минералов, а также нерезкое чередование прослоечков, в различной мере обогащенных цветными минералами.

Структура *гранобластовая*. Текстура *неяснослоистая, параллельная*.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 476.

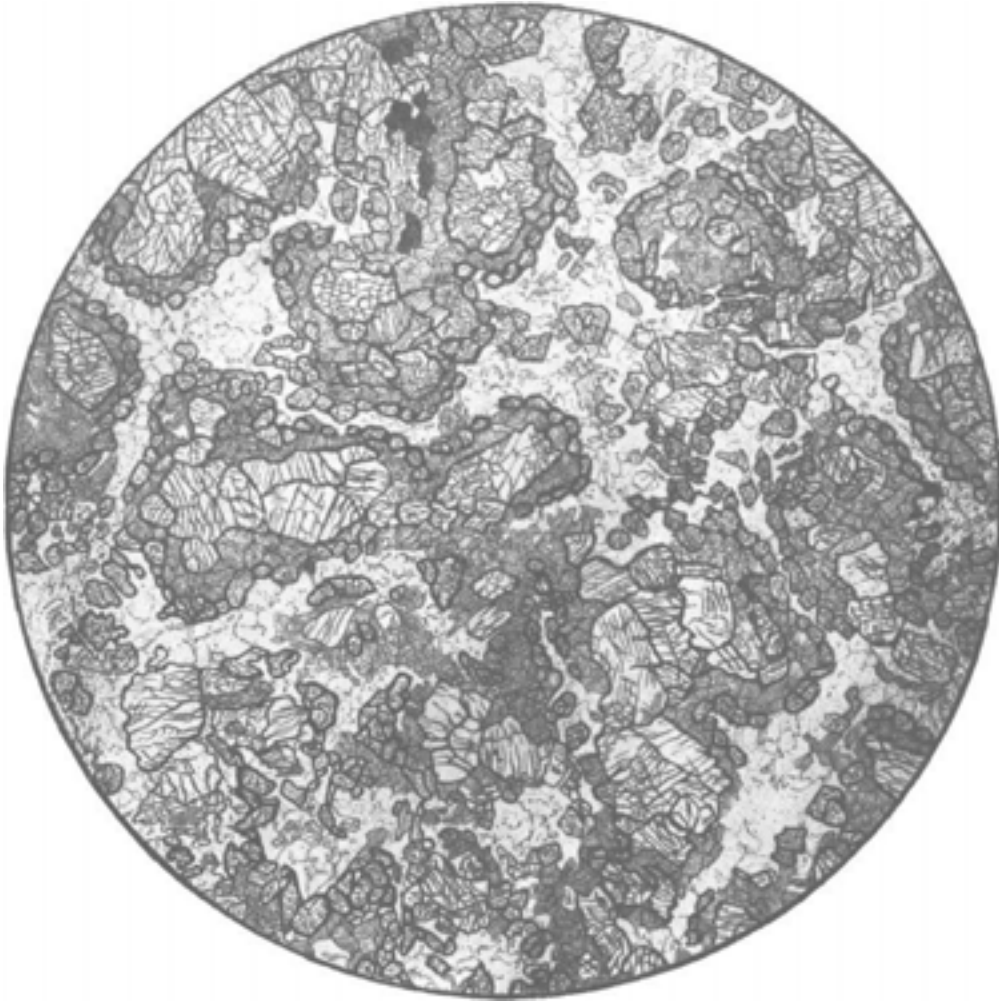
Район Белого моря. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 7,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из кристаллобластовых более или менее изометричных зерен плагиоклаза, амфибола, моноклинного пироксена и мелких зерен граната. Зерна каждого из этих минералов не чередуются друг с другом, а расположены кучно, образуя агрегаты мономинерального состава.

Такое расположение минеральных зерен относительно друг друга обуславливает *гломеробластовую гранобластовую*, или *гломерогранобластовую* структуру породы.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 477.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

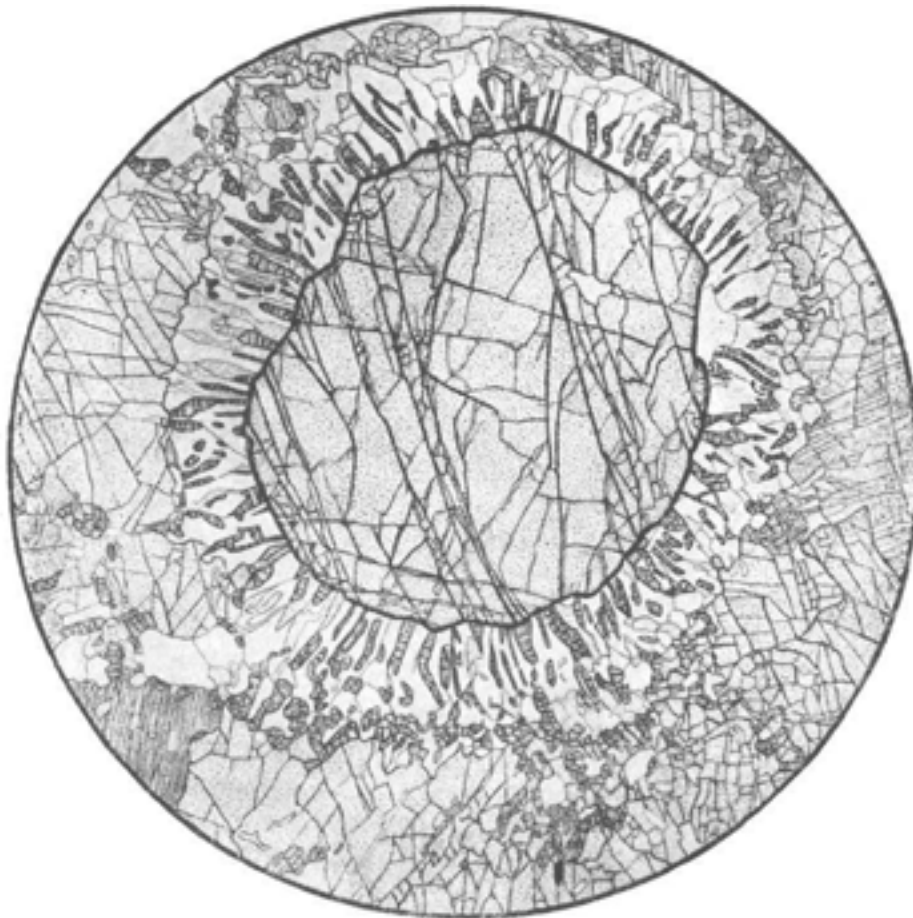
Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из плагиоклаза, амфибола, моноклинного пироксена, граната и рудного минерала.

Пироксен образует относительно крупные (0,5–0,7 мм) индивиды, вокруг которых развиты концентрические каемки, состоящие из мелких зерен амфибола. На границе амфибола с плагиоклазом наблюдаются мелкие зерна граната, группирующиеся в виде цепочек, часто концентрической формы. Плагиоклаз образует мелкозернистые скопления между агрегатами цветных минералов.

Структура гранобластовая, обусловленная изометричной формой индивидов минералов, и *центрическая* благодаря концентрическому расположению зерен амфибола и граната. Так как цветные минералы – пироксен, амфибол и гранат – образуют скопления, структура может быть также названа *кумулятобластовой*. Текстура *массивная*.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 478.

«Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 9,7$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода крупнозернистая, состоит из амфибола, плагиоклаза, гиперстена и граната.

Гранат образует крупные (до 5 мм) порфиробласты, окруженные келифитовой каймой из агрегата мелких плагиоклазовых зерен, проросших червеобразными вростками гиперстена и амфибола (диабластовая структура). Вростки расположены вытянутостью перпендикулярно к поверхности граната.

Основная ткань состоит из крупных зерен амфибола, более мелких зерен плагиоклаза и небольшого количества пироксена.

Структура породы *порфиробластовая с диаблостовой каймой* вокруг порфиробластов граната. Структура основной ткани *гранобластовая*, местами *диаблостовая*. Текстура *массивная*.

АМФИБОЛИТ



Фиг. 479.

Район оз. Байкал, р. Слюдянка. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

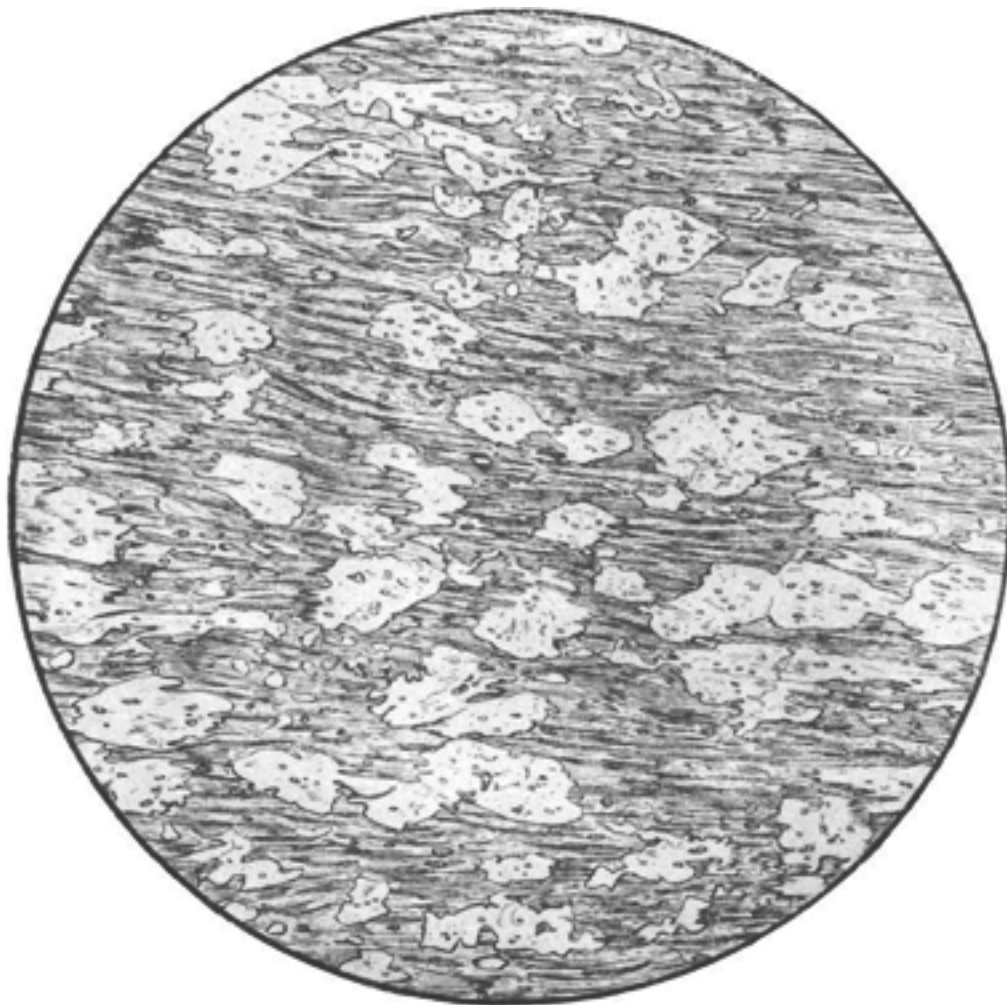
Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки и небольшого количества граната (зерна с высоким рельефом в нижней части рисунка).

Плагиоклаз образует агрегат ксенобластовых зерен, проросших роговой обманкой. Угловатые и вытянутые вроски роговой обманки напоминают древние письма. Группы вросток имеют одинаковую оптическую ориентировку, что можно установить по их разрезам в шлифе, одновременному погасанию при скрещенных николях и одновременному изменению цвета плеохроизма.

Структура внешне похожа на графическую. Она представляет собой такую разновидность диабластовой структуры, при которой вроски одного минерала заключены не в одном зерне, а в агрегате зерен другого минерала.

Структура диабластовая. Текстура массивная.

АЛЬБИТОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 480.

Казахстан. Карсакапский район. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 7,3$ м м.

Рис. И. Егорова

В породе наблюдаются порфиробласты альбита округлой формы, вытянутые по сланцеватости, т. е. «очки», и основная ткань, состоящая из тонких длиннопризматических индивидов амфибола. Порфиробласты альбита содержат микроскопические вростки эпидот-цоизитового минерала, индивиды которого встречаются также в основной ткани. Порфиробласты альбита считаются метабластами, т. е. метасоматически наложенными на регионально метаморфизованную породу. В данном случае повторный метаморфизм происходил с понижением фации от амфиболитовой к эпидот-альбит-амфиболитовой.

Структура породы *пойкилопорфиробластовая*; основная ткань *нематобластовая*, близкая к *фибробластовой*. Текстура *параллельная очковая*, обусловленная ориентировкой призм амфибола и «очков» альбита.

АЛЬБИТОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 481.

Казахстан, Карсакапский район. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

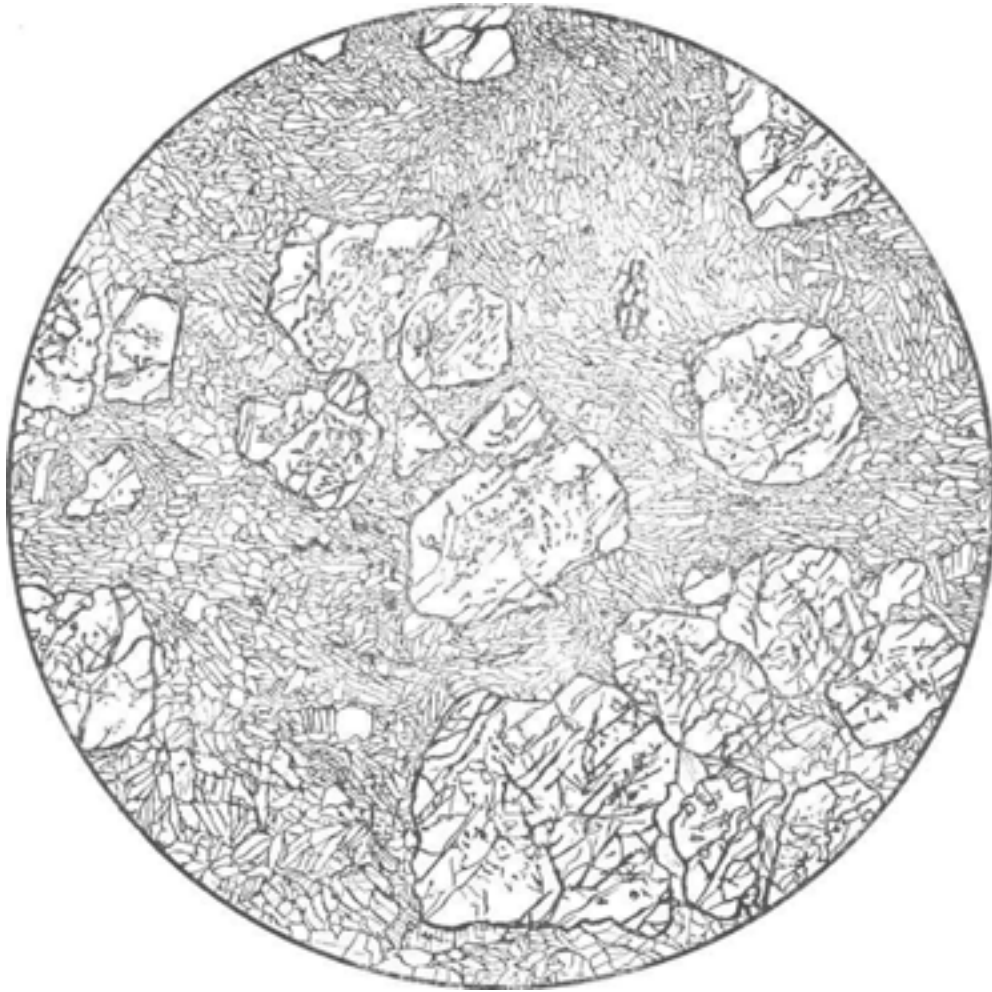
Порода состоит из крупных порфиробластов альбита и нематобластовой основной ткани, состоящей из призмочек амфибола и клиноцоизита.

Текстура породы *очковая* и *параллельная*, обусловленная тем, что призмы амфибола ориентированы более или менее параллельно. Также ориентированы округлые «очки» альбита (до 2,5 мм в длину), различимые макроскопически.

Альбит содержит многочисленные пойкилобластовые включения клиноцоизита и амфибола, ориентированные более или менее перпендикулярно к параллельной текстуре породы. Так же как в породе фиг. 479, он имеет метабластовый характер; обогащение им здесь более интенсивное и сопровождается увеличением размеров зерна основной ткани.

Структура *пойкилопорфиробластовая*; основная ткань *нематобластовой структуры*.

ЭКЛОГИТ



Фиг. 482.

Южный Урал. Колл. Н. Г. Удовкиной. Без анализ.; увел. 15.

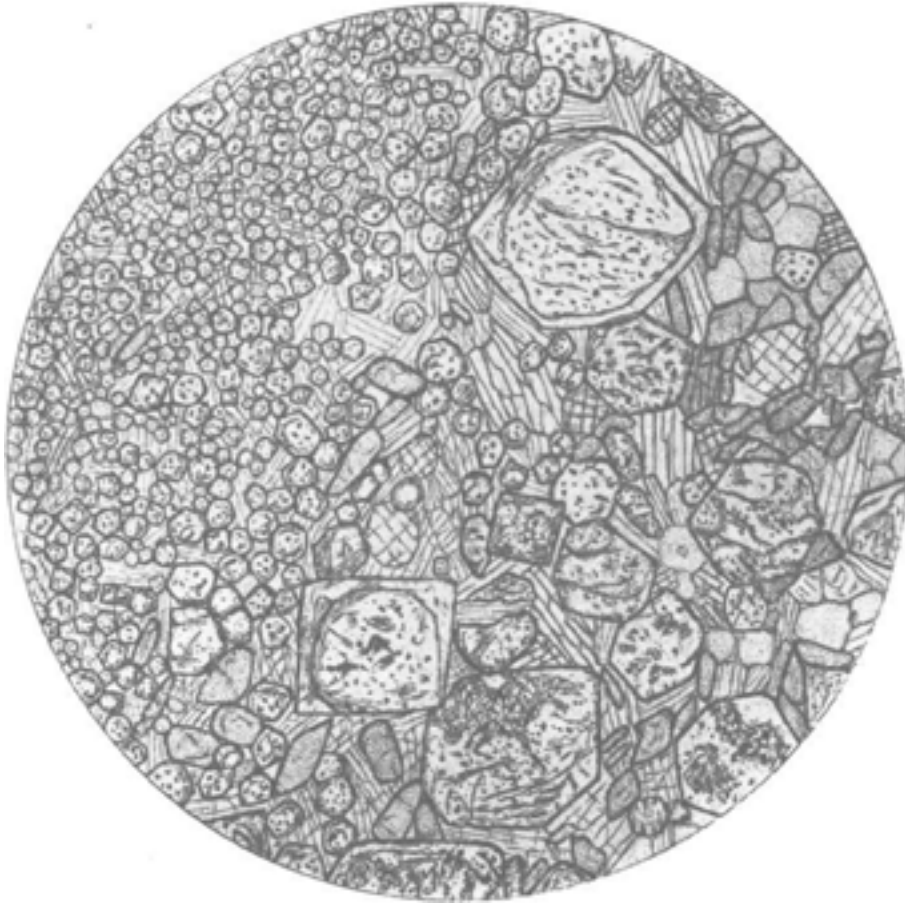
Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из основной ткани, сложенной плотно расположенными призмами омфациита, и крупных порфиробластов граната, нередко образующих скопления.

В гранате наблюдаются включения сфена, рутила и новообразования цоизита и кварца. В основной ткани также имеется примесь наложенных минералов – цоизита, кварца и флогопита.

Структура *порфиробластовая гломеробластовая*; структура основной ткани *нематобластовая*.

ГРАНАТ-ГЛАУКОФАНОВЫЙ ЭКЛОГИТ



Фиг. 483.

Южное окончание Урал-Тау. Правый берег р. Сакмары. Колл. А. П. Казака. Без анализ., $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Эклогит превращен в сфен-цоизит-флогопит-гlauchофан-омфацит-гранатовую породу с участками мелкозернистого гранатита, содержащего немного глаукофана, флогопита и изредка сфен.

Структура этих участков *панидиобластовая*; размер зерна 0,1 – 0,25 мм.

Порода правой части рисунка более крупнозерниста. Гранат достигает 1,5 мм. Форма его своеобразна: на идиобластовую большую часть порфиробласта розового цвета нарастает узенькая кайма бесцветного граната, создавая почти квадратное сечение порфиробласта.

Омфацит (более высокий рельеф, пересекающаяся спайность под прямым углом) сохранился небольшими реликтами среди глаукофана и флогопита. Много сфена в идиоморфных или субидиоморфных индивидах (резкий рельеф, густые мелкие точки), образующих скопления. Цоизит (более низкий рельеф, редкие мелкие точки) также образует скопления зерен неправильной формы. Немного кальцита.

Глаукофан и флогопит выполняют участки между другими минералами ксенобластовыми табличками.

Структура породы *порфиробластовая*; структура основной ткани *гипидиобластовая*. Текстура *массивная*.

ЭПИДОТ-ГРАНАТ-ГЛАУКОФАНОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 484.

Южный Урал, Халиловский р-н, дер. Новосимбирка. Колл. А. П. Казака. Без анализ.;
 $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Крупные (до 3 мм), порфиробласты розоватого граната заключены в тонкопараллельно-фибробластовой основной ткани, сложенной глаукофаном. Длинные (до 2 мм) тонкие порфиробласты эпидота ориентированы по сланцеватости. Призмы эпидота, а также мелкие скопления рутила проходят сквозь гранаты, не изменяя своего направления, т. е. создавая гелицитовую структуру. Около гранатов наблюдаются широкие дворики растяжения, в которых идет позднее минералообразование и отлагаются более крупнозернистые, чем вся основная ткань, минералы: флогопит, почти бесцветный прохлорит, альбит, карбонат. Гранат рассечен трещинами, в которых отлагаются хлорит-рипидолит и иногда альбит.

Черное – мелкие кристаллы и сростки кристаллов рутила.

Структура *порфиробластовая, гелицитовая* с двориками растяжения; структура основной ткани *тонкопараллельно-фибробластовая*.

МРАМОРЫ, СКАРНЫ

В этой небольшой группе объединены регионально метаморфизованные известняки, мраморы, контактовые карбонатные породы и скарны, преимущественно экзоскарны.

Для крупнозернистых (с размером зерна до 2–4 мм) карбонатных пород характерна гранобластовая структура – зубчатая (фиг. 485) или мозаичная, т. е. с прямолинейными контурами зерен (фиг. 486); равномернозернистая, т. е. гомеобластовая (фиг. 485), или гетеробластовая (фиг. 486).

Характер структуры изменяется в так называемых минерализованных известняках и мраморах, содержащих пироксен, оливин, в различной степени серпентинизированные, с образованием за счет этих минералов участков петельчатой (фиг. 487), решетчатой и волокнистой (фиг. 488) структуры.

Структура кальцифира (фиг. 489) характеризуется весьма извилистыми ограничениями зерен, гетерогранобластовой структурой и наличием реакционных каемок.

Контактовая пироксен-карбонатная порода (фиг. 490) показывает пойкилогломеробластовую структуру, а волластонитовая порода Рудного Алтая – сноповую (фиг. 491).

Очень сложны и разнообразны структурные взаимоотношения минералов в скарнах. На фиг. 492 показана структура крупнозернистого скарна месторождения Ири-су; в крупнозернистой кальцитовой массе его наблюдаются скопления идиобластов граната–гроссуляра, для которых в скрещенных николях обнаруживается сложное концентрически зональное и секториальное строение, что является весьма характерной чертой гранатов такого состава.

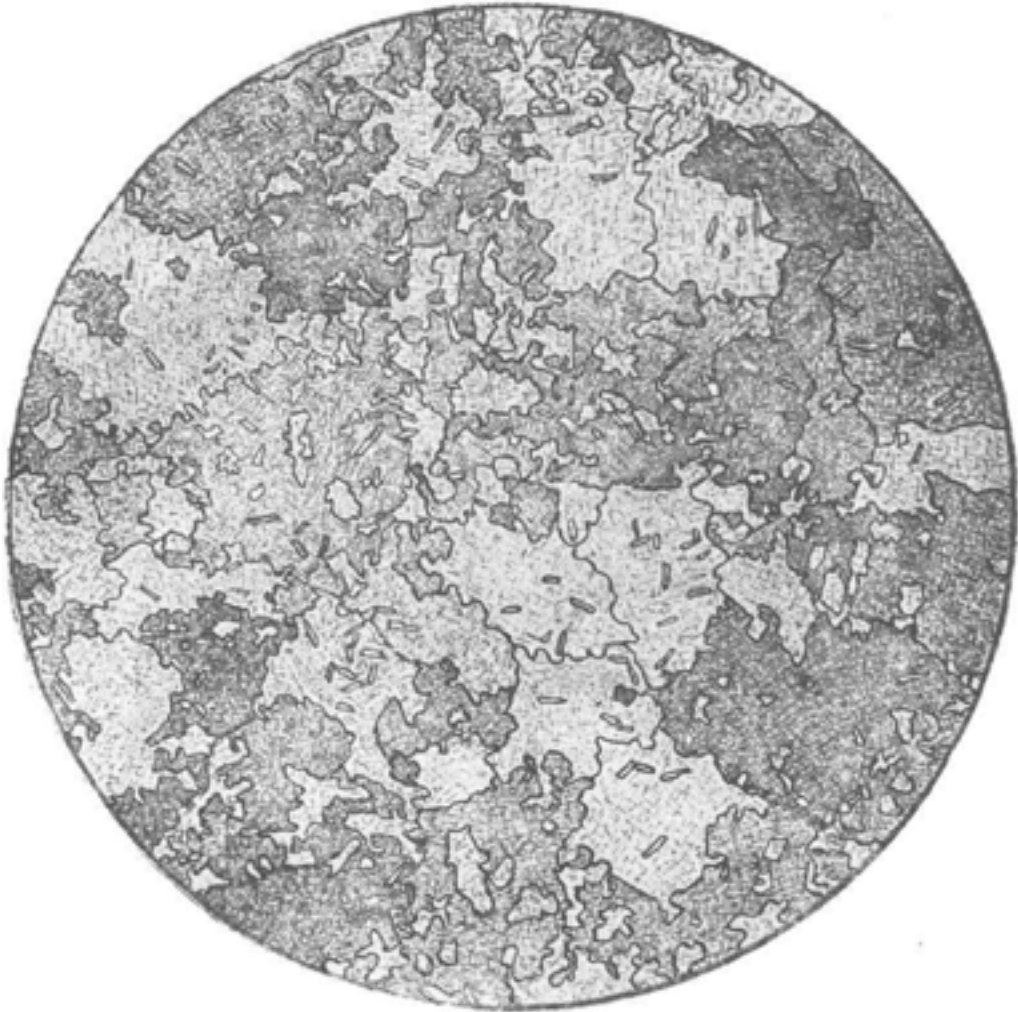
Такой же, но более мелкий гранат наблюдается в гранат-пироксеновом скарне (фиг. 493). Между гранатами в этой породе заключен ксеноморфный пироксен. Структура обеих пород может быть названа гипидиобластовой (фиг. 492, 493).

Резкое преобладание мелких идиобластов граната над скоплениями ксенобластов анортита позволяет называть структуру породы (фиг. 494) панидиобластовой.

Особенно сложны взаимоотношения минералов в тех случаях, когда идиобластез какого-нибудь минерала подчеркивается тем, что в шлифах видно замещение им более ранних минералов. Это наблюдается в пироксен-гранатовом скарне Большепеканьонского месторождения, где гранат замещает пироксен, оставляя от него совершенно неправильные как бы изъеденные массы, а сам стремится дать идиобласты (фиг. 495).

В скарнах Кедабека везувиан замещает волластонит и является идиобластовым по отношению к последнему (фиг. 496), а гранат замещает везувиан, образуя в нем идиобласты. При этих процессах получаются пойкилобластовые структуры замещения (фиг. 496, 497).

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ИЗВЕСТНЯК



Фиг. 485.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из ксенобластовых изометричных зерен карбоната, имеющих резко выраженные извилистые зубчатые ограничения. Зерна карбоната имеют размеры около 0,5–2 мм и содержат пойкилобластовые вроски микроскопических пластинок фуксита.

Структура *гранобластовая зубчатая, гомеобластовая*. Текстура *массивная*.

МРАМОР



Фиг. 486

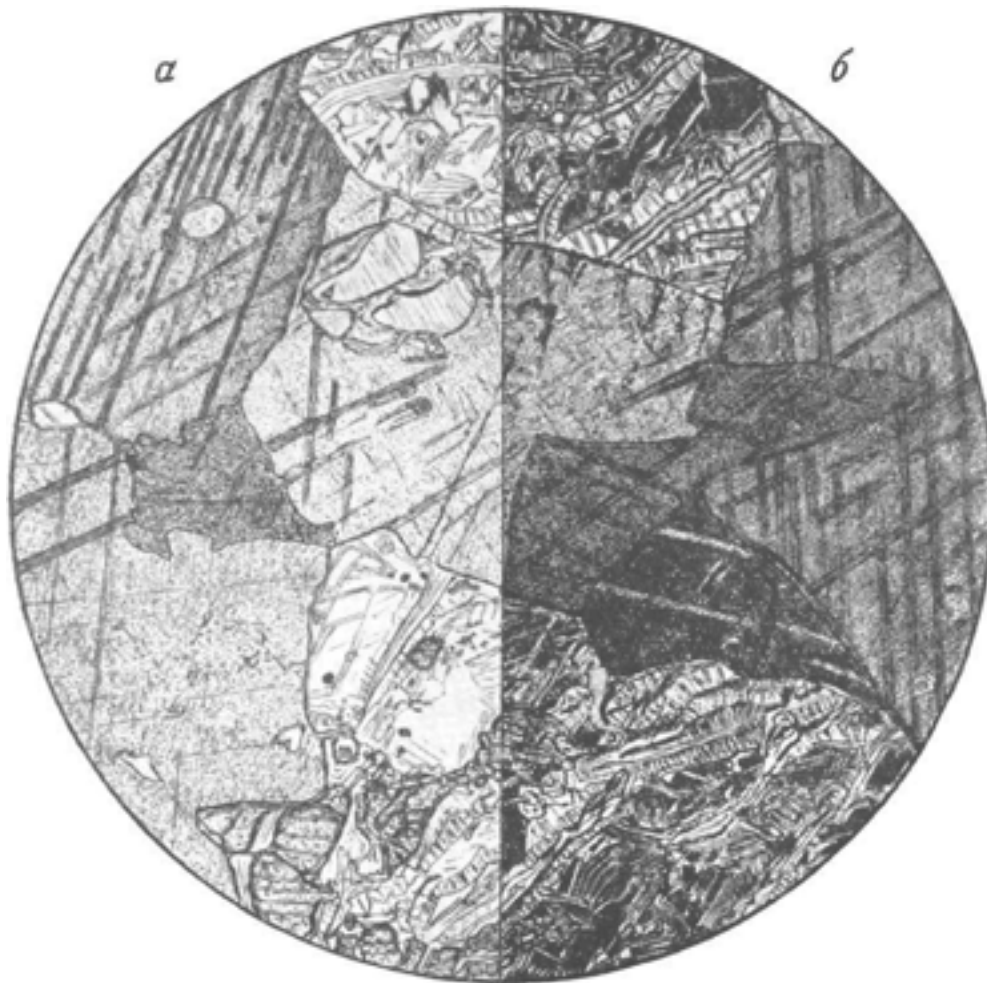
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. Н. Забалуевой

Порода состоит из ксенобластовых зерен карбоната, имеющих более или менее изометричные формы и различные размеры—от 0,1 до 4 мм. В виде незначительной примеси встречаются единичные очень мелкие зерне рудного минерала.

Структура *гетеробластовая гранобластовая*, или *гетерогранобластовая*.

МРАМОР С СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫМИ ДИОПСИДОМ И ОЛИВИНОМ



Фиг. 487.

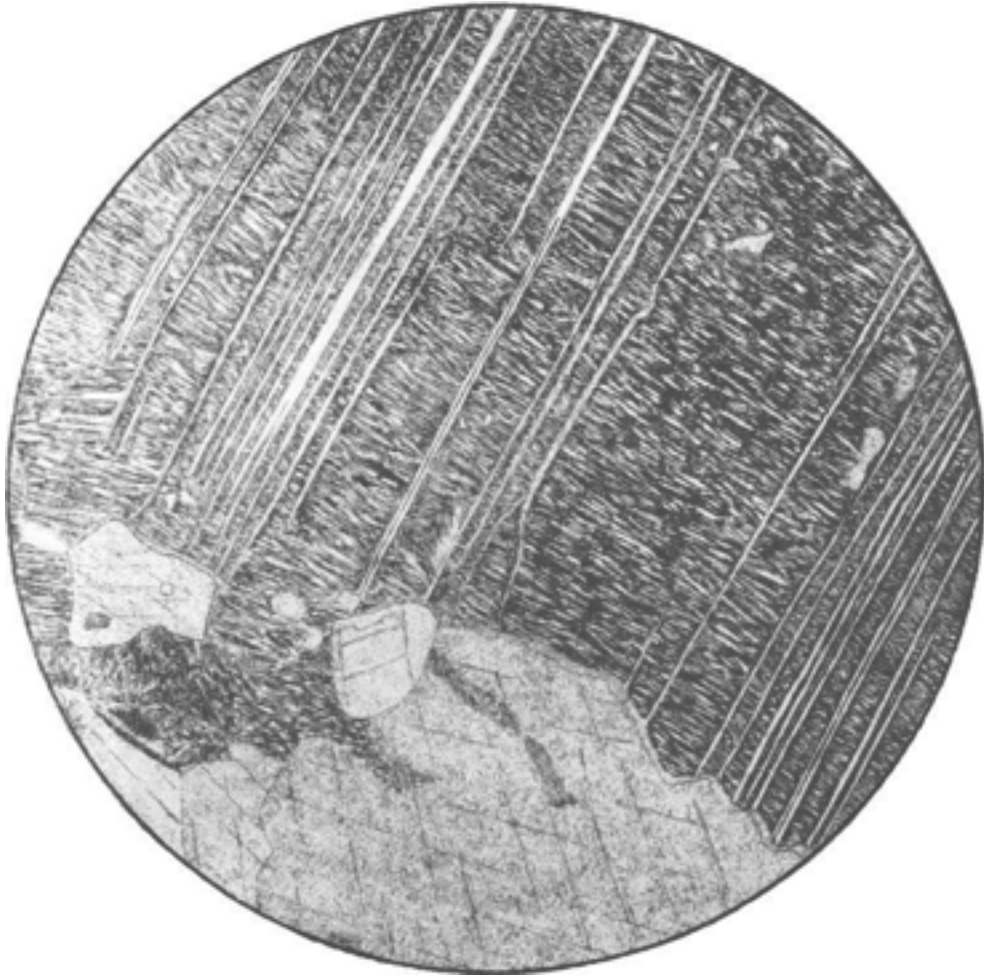
Украина, р-н с. Петрова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. а – без анализа; б – николи +;
 $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из сравнительно крупных (1–3 мм) зерен карбоната с простыми прямолинейными ограничениями зерен серпентинизированного диопсида (вверху и внизу), небольшой примеси флогопита (слева вверху, ниже серпентинизированного диопсида) и апатита. Изредка встречается бесцветный амфибол, не попавший в поле зрения.

Структура *гранобластовая, местами петельчатая*. Текстура *массивная*.

**КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ИЗВЕСТНЯК
С СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫМ ДИОПСИДОМ**



Фиг. 488.

Украина, Приднепровье, р-н с. Петрова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке изображен участок крупнозернистого известняка, в котором по трещинкам образовался диопсид крупными индивидами, позднее подвергшийся полной серпентинизации. Серпентин – волокнистый хризотил – образует агрегат параллельных волокон, вытянутых по длине зерен диопсида и пересеченных длинными очень тонкими волокнами, частью замещенными карбонатом. На крупных зернах карбоната местами видна каемочка серпентина.

Структура карбонатной породы *гранобластовая*; серпентинитовых участков – *волокнистая*.

КАЛЬЦИФИР



Фиг. 489.

Район оз. Байкал, р. Слюдянка. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

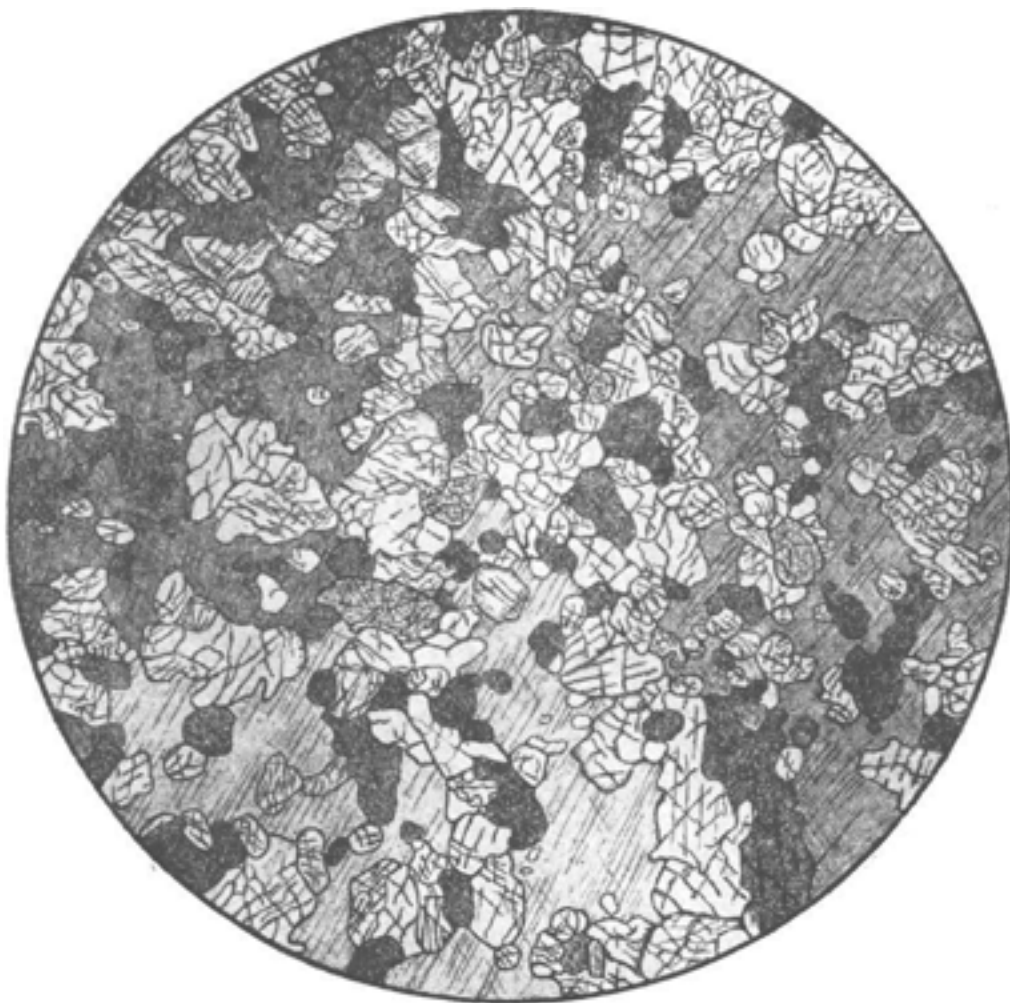
Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из карбоната (спайность по ромбоэдру), диоксида (резкий рельеф и спайность в верхней части рисунка), скаполита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, которые образуют более или менее изометричные ксенобластовые зерна различных размеров, от 0,1 до 1 мм.

В местах соприкосновения карбоната и плагиоклаза наблюдаются реакционные каемки скаполита (тонкие густые точки).

Структура *гетерогранобластовая* с реакционными каемками.

ПИРОКСЕН-КАРБОНАТОВАЯ КОНТАКТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 490.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из крупных ксенобластовых зерен карбоната (три зерна в поле зрения), содержащих многочисленные включения округлых зерен моноклинного пироксена, часто образующих гломеробластовые скопления.

Структура породы *пойкилогломеробластовая*.

ВОЛЛАСТОНИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 491.

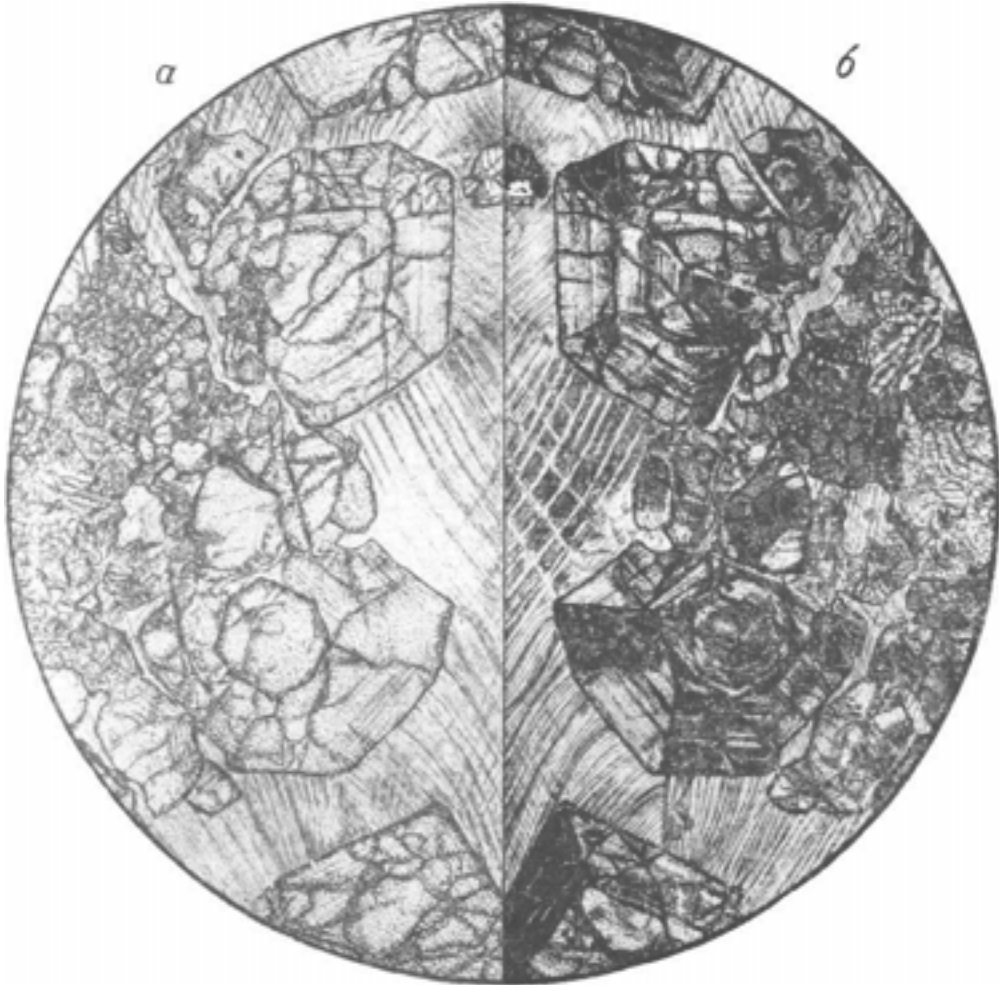
Рудный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +;
 $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из длинных (до 2,5–3 мм) табличчатых индивидов волластонита, которые группируются в агрегаты, имеющие в шлифе формы снопов. Присутствуют мелкие зерна моноклинного пироксена.

Структура *сноповая*. Текстура *массивная*.

СКАРН



Фиг. 492.

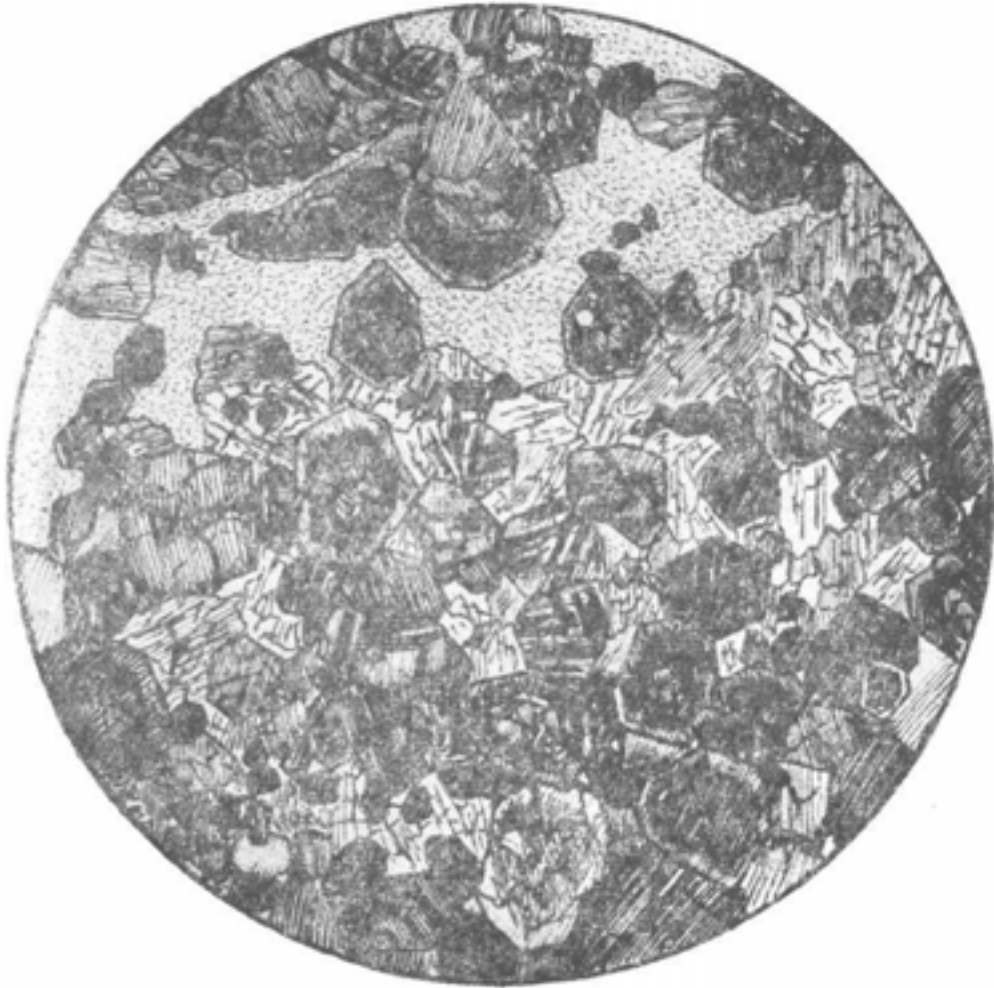
Таласский Алатау; м-ние Ири-су. Колл. В. А. Рудника, а – без анализ.; б – зеркальное отражение; николи +; $d - 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке изображен участок экзоскарна, сложенный крупными зернами карбоната, среди которых образовались скопления крупных и мелких индивидов граната. Гранаты, особенно крупные, достигающие размеров 0,5–1,0 мм, образуют идиобласты концентрически и секториально зонального строения, что весьма характерно для гранатов гроссулярового состава. Карбонат ксеноморфен.

Структура *гипидиогранобластовая*. Текстура *массивная*.

ПИРОКСЕН-ГРАНАТОВЫЙ СКАРН



Фиг. 493.

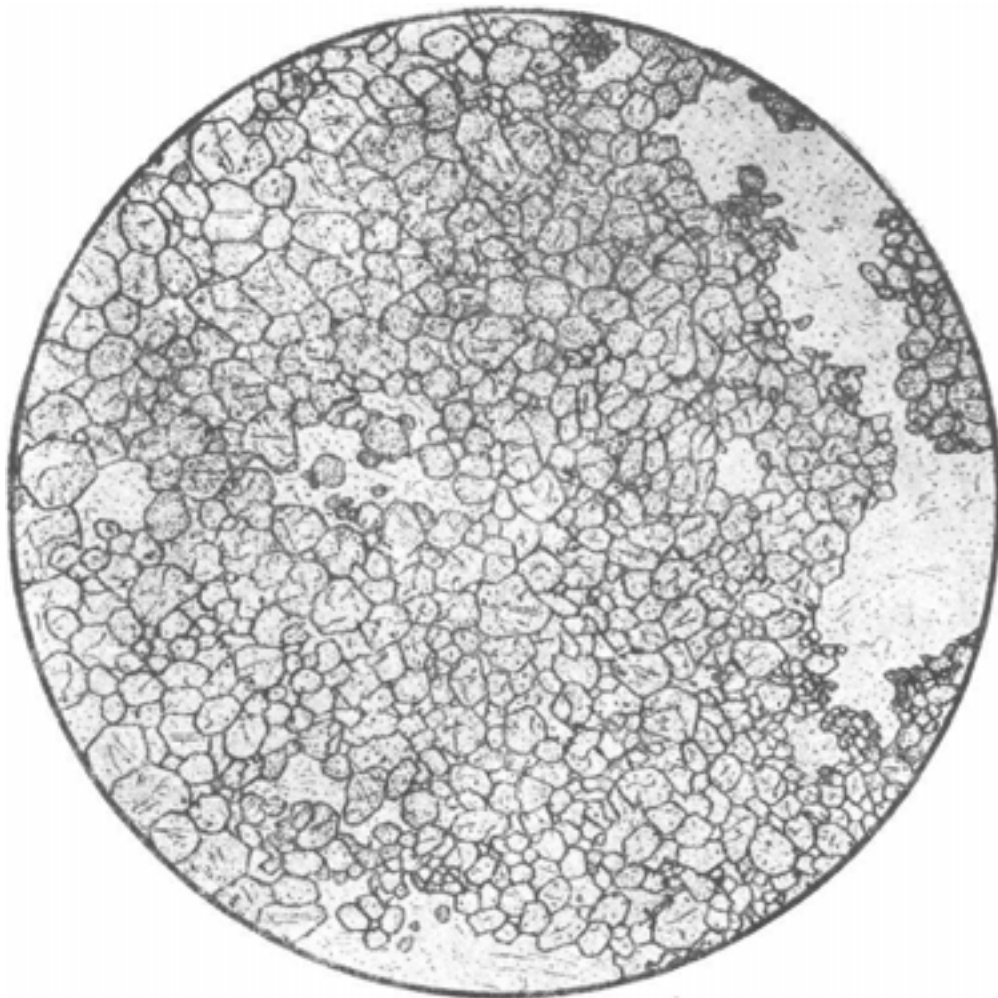
Средняя Азия. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +;
 $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из изометричных идиобластов граната, изометричных ксенобластовых зерен моноклинного пироксена и из карбоната (мелкие точки в верхней части рисунка). Гранат имеет аномальное двупреломление; при скрещенных николях в нем наблюдаются зональность и секториальное строение.

Структура породы *гранобластовая*; благодаря обилию идиобластов граната, она может быть названа *гипидиобластовой*.

ГРАНАТОВЫЙ СКАРН



Фиг. 494.

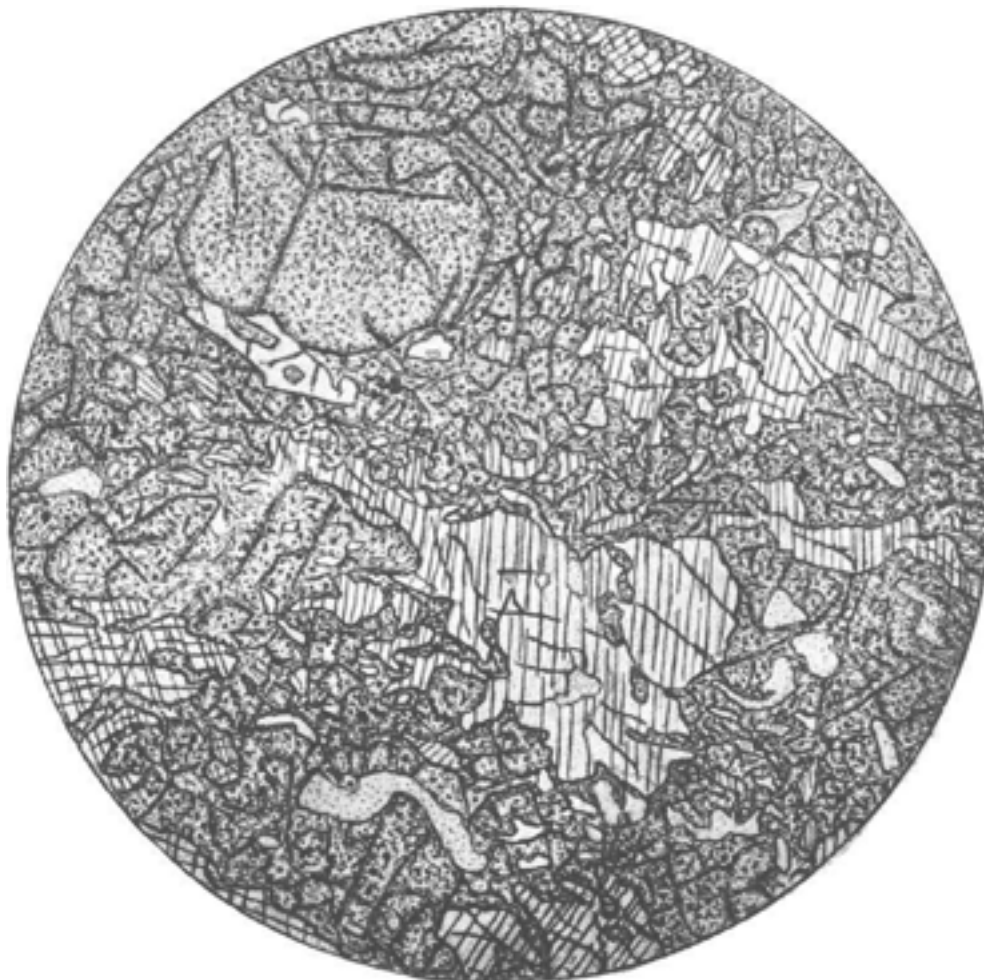
Средняя Азия. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из изометричных мелких индивидов граната и подчиненного количества анортита; гранат образует идиобластовые и субидиобластовые формы.

Для структуры породы характерно значительное преобладание идиобластовых индивидов, отчего она может быть названа *панидиогранобластовой*. Текстура *массивная*.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВЫЙ СКАРН



Фиг. 495.

Магаданская область, бассейн р. Сеймчан, Большеканьонское м-ние. Колл. О. С. Грачевой.

Без анализ.; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из тесно срастающихся двух минералов – бледно-зеленого моноклинного пироксена и бледно-розовато-желтоватого граната. Гранат замещает пироксен, проникая внутрь его по спайности и по трещиноватости, а сам стремится образовать крупные и идиобластовые индивиды. В небольших количествах в породе присутствует флюорит (редкие мелкие точки) в неправильных удлиненных массах, аксинит (высокий рельеф, без точек), кварц; изредка мелкие чешуйки биотита.

Структура *гипидиобластовая*. Текстура *массивная*.

КАЛЬЦИТ-ВЕЗУВИАН-ВОЛЛАСТОНИТОВЫЙ СКАРН



Фиг. 496.

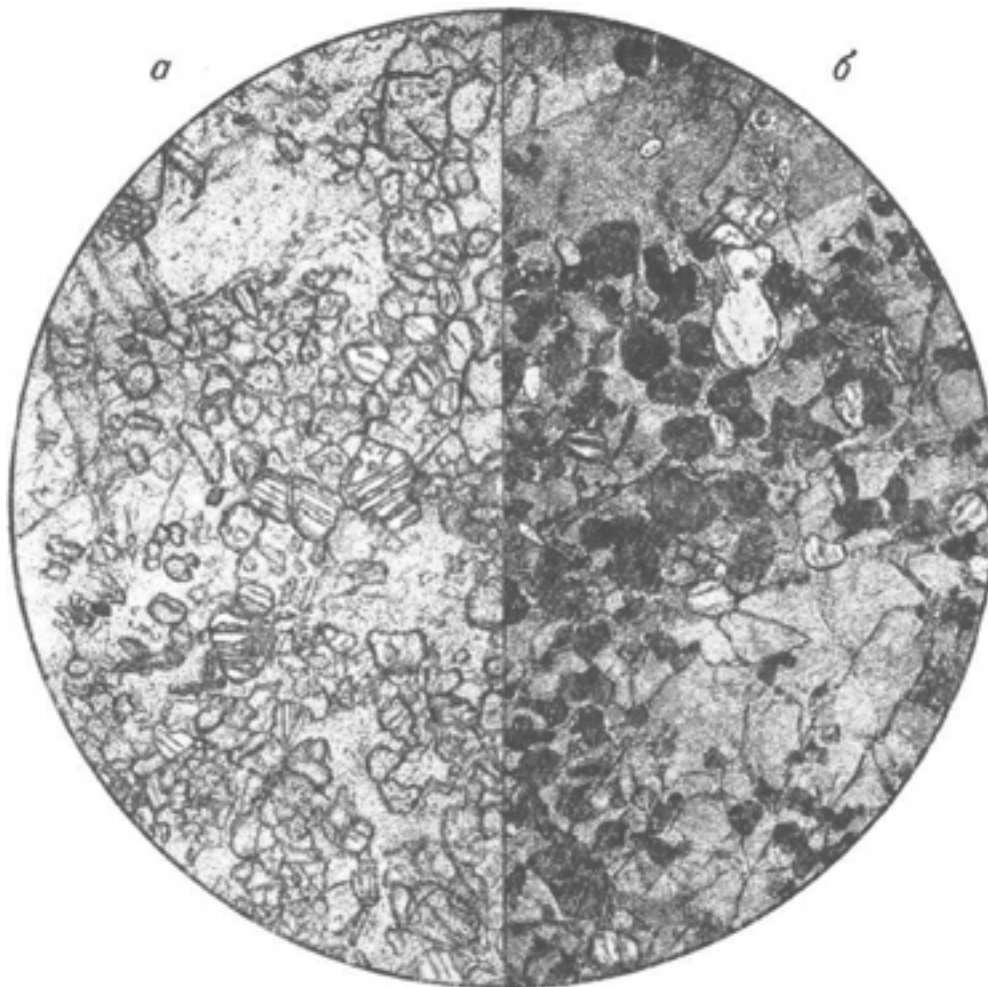
Азербайджан, Кедабек. Колл. Г. И. Керимова. Без анализ. $d = 7$ мм, малый круг – $d = 0,6$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из очень крупных кристаллов (до 9,5 мм в длину) волластонита, содержащих реликты кальцита (в средней части рисунка низкий рельеф, спайность по ромбоэдру), вытянутые вдоль спайности волластонита, и округлые, более или менее изометричные зерна везувиана, выделяющиеся своим более высоким рельефом. На границе кальцита и волластонита, а также кое-где на границе везувиана и волластонита видно образование каемок вторичного волокнистого буроватого карбоната. Строение этих каемок показано в малом круге при большом увеличении.

Структура *пойкилобластовая*, структура *замещения*, *реакционная*.

ВОЛЛАСТОНИТ-ГРАНАТ-ВЕЗУВИАНОВЫЙ СКАРН



Фиг. 497.

Азербайджан, Кедабек. Колл. Г. И. Керимова, а – без анализ.; б – николи + ;
 $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (до 6 мм) округлых индивидов везувиана, содержащих многочисленные включения мелких идиобластов граната и более редкие включения коротких призмочек волластонита. Встречаются единичные зерна моноклинного пироксена (слева наверху у края рисунка).

В скрещенных николях в везувиане видна неровная, пятнистая интерференционная окраска.

Структура – пойкилобластовая структура замещения. Текстура массивная.

ГРАНУЛИТЫ

Одно из последних описаний гранулитов принадлежит К. Шейманну (Scheumann, 1954) и относится к классической области развития их в Саксонии. Это – метаморфические, преимущественно очень тонкозернистые, ксенобластовые породы с ясно выраженным тонколистоватым или пластинчатым сложением. Наблюдаются мелкозернистые лейкократовые кварцсодержащие породы и более крупнозернистые пироксен-плаггиокла-зовые гранулиты. Характерно наличие и в тех и в других породах граната.

Генезис гранулитов связывается с интенсивным динамометаморфизмом гетерогенного комплекса пород в условиях высокого общего давления и высокой температуры и с сопровождающим его бластезом. Позднее накладывается незначительное «магматическое воздействие».

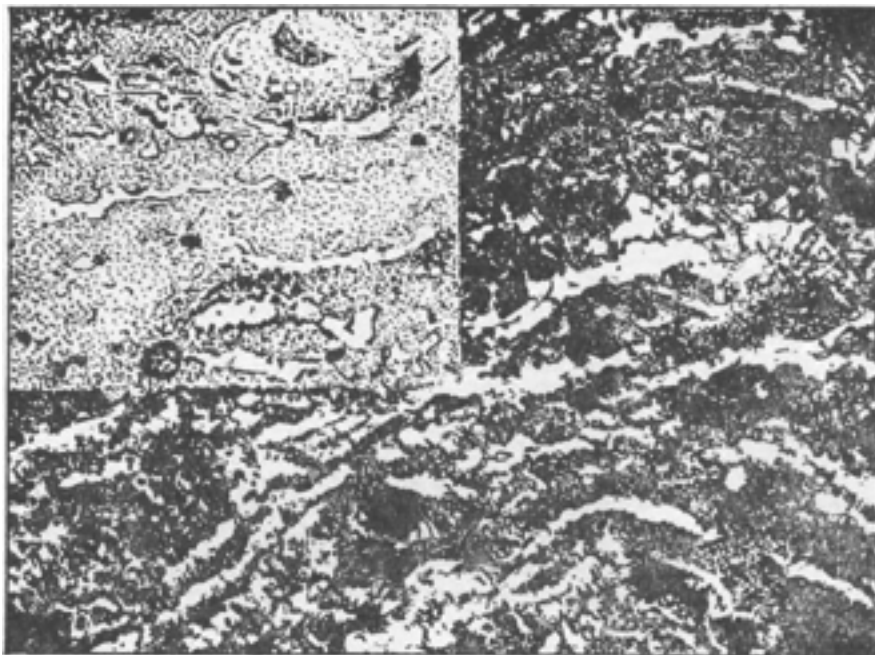
Ниже приводятся несколько иллюстраций структур и текстур гранулитов Саксонии. На фиг. 498 видна очковая текстура и бластомилонитовая структура гранат-биотит-полевошпатового гранулита. На фиг. 499 показано дальнейшее изменение породы того же состава в тонкозернистый гранулит.

Обе иллюстрированные породы принадлежат краевой зоне гранулитового тела в Саксонии. В центральной части его породы более крупнозернисты и более грубослоисты. Здесь интересны некоторые структуры гранат-пироксен-плаггиоклазовых гранулитов. Породы теряют свою нормальную ксенобластовую структуру, и в них появляются мелкие порфириобласты граната, окруженные двориками плаггиоклаза (фиг. 500). При этом часто вокруг граната развивается радиальнолучистая корона из пироксена и плаггиоклаза (фиг. 501). В дальнейшем идет интенсивное развитие плаггиоклаза, который замещает как пироксен, так и гранат, почти до полного его исчезновения. На месте порфириобластов граната образуются скопления неправильной формы и гранобластовой структуры, состоящие из мелких зерен плаггиоклаза. Между зернами плаггиоклаза сохраняются тонкие реликты пироксена, напоминающие как бы петли сетки, наброшенной на плаггиоклаз (фиг. 502). Шейманн говорит о структуре плаггиоклазовых пятен как о петельчатой структуре. Употреблять это название в данном случае не следует, так как термин петельчатая структура имеет в петрографии совершенно другое содержание.

Советские петрографы гранулитами называют только светлые лейкократовые породы, аналогичные тем, которые изображены на фиг. 498 и 499. Породы же более крупнозернистые, как гранат-пироксен-плаггиоклазовые гранулиты Саксонии, к гранулитам не относят.

На фиг. 503 показан типичный лейкократовый гранулит Кольского п-ова, с хорошо выраженной структурой и текстурой, обусловленной большой ролью пластинчатого кварца.

ОЧКОВЫЙ ГРАНУЛИТ



Фиг. 498.

Саксония, каменоломня Тиршгейм. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 1954).

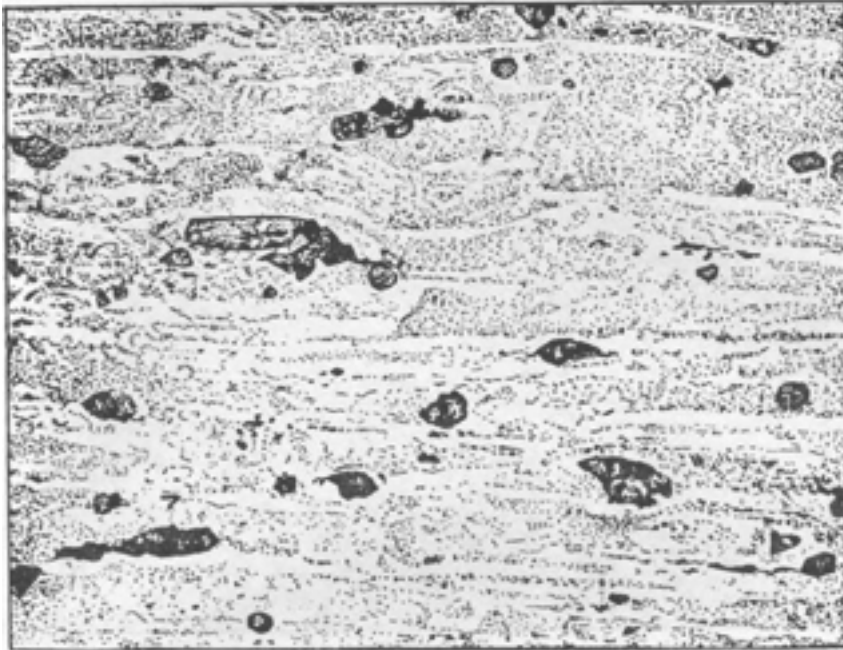
Николи + ; слева сверху без анализ.; увел. 20.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке видно начало развития пластинчатой текстуры (Lamellentextur) в виде прерывистых неровных кварцевых прослоечков. Без анализатора видны округлые «очки» полевого шпата, представляющие собой порфиробласты, т. е. реликты, уцелевшие при динамометаморфизме, и окруженные мелкозернистой гранулированной массой полевого шпата, граната и биотита.

Структура *бластомилонитовая, гранобластовая*. Текстура *очковая, пластинчатая*.

ТОНКОЗЕРНИСТЫЙ СВЕТЛЫЙ ГРАНУЛИТ



Фиг. 499.

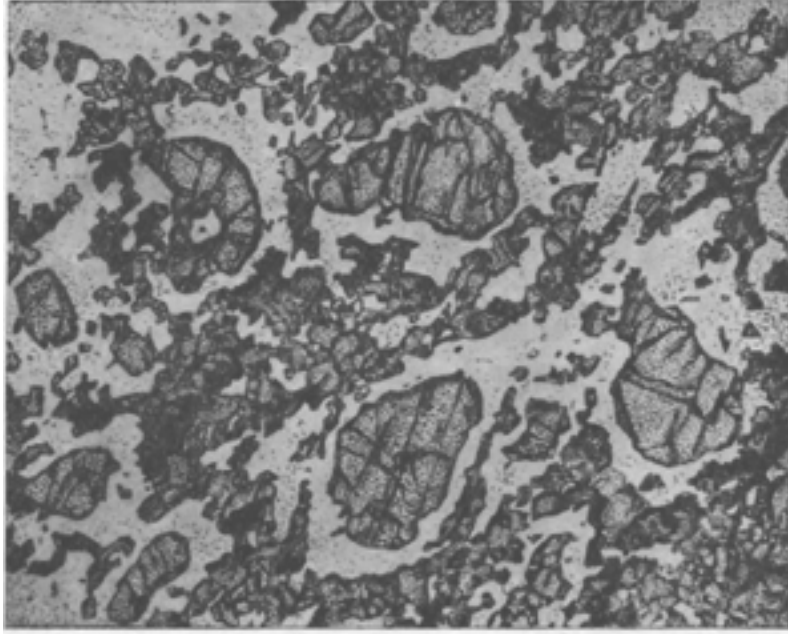
Саксония, р-н Россвейна. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 1954). Без анализ.;
увел. 25.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке видна тонкая полосчатая текстура, обусловленная расположением удлиненных, мелкозернистых масс кварца. Эта, как ее называет Шейманн, «кварцево-пластинчатая текстура (Quarzlamellentextur)» вызвана интенсивным механическим воздействием на породу и обусловлена тонким чередованием кварцевых и кварц-полевошпатовых прослоечков. Гранобластовая структура прослоечков очень тонкозерниста, и ее называют фельзобластовой (по аналогии с фельзитовой или микрофельзитовой основной массой эффузивов). В породе равномерно рассеяны мелкие округлые зерна граната – альмандина и удлиненные, ориентированные по слоистости индивидуумы дистена.

Структура *фельзобластовая*. Текстура *кварцево-пластинчатая*.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГРАНУЛИТ



Фиг. 500.

Саксония, Хартманнсдорф близ Хемница. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 1954).

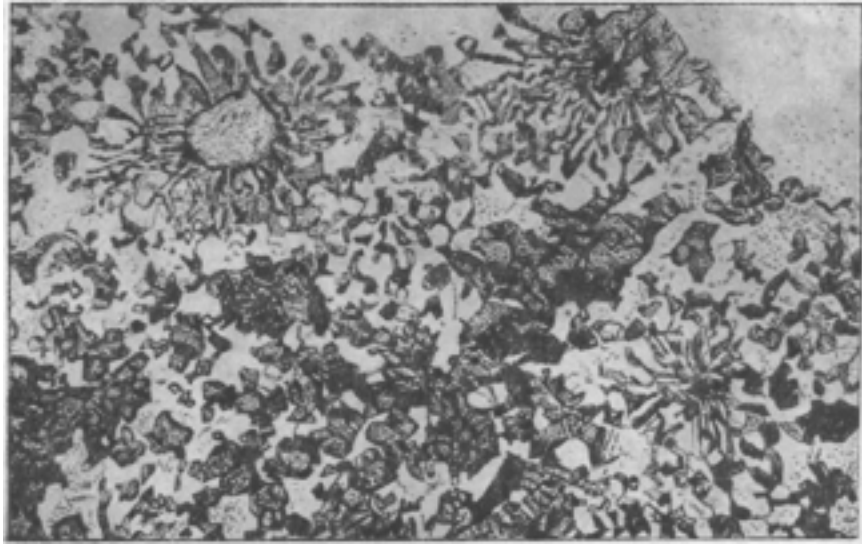
Без анализ.; увел. 25.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из мелких (до 1 мм) порфиробластов граната и основной ткани, сложенной пироксеном и плагиоклазом. Порфиробласты граната не имеют кристаллографической огранки и со всех сторон окружены светлым двориком зернистого плагиоклаза. Эти дворики не отграничены от основной ткани, имеющей гранобластовую структуру. Образование плагиоклазовых двориков вокруг граната, вероятно, связано с тем, что гранат при своем росте вобрал в себя на некотором протяжении все железо и магний, так что пироксен не мог образоваться, и создавались скопления плагиоклаза.

Структура *порфиробластовая*; структура основной ткани *гранобластовая* *гломеробластовая*.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГРАНУЛИТ



Фиг. 501.

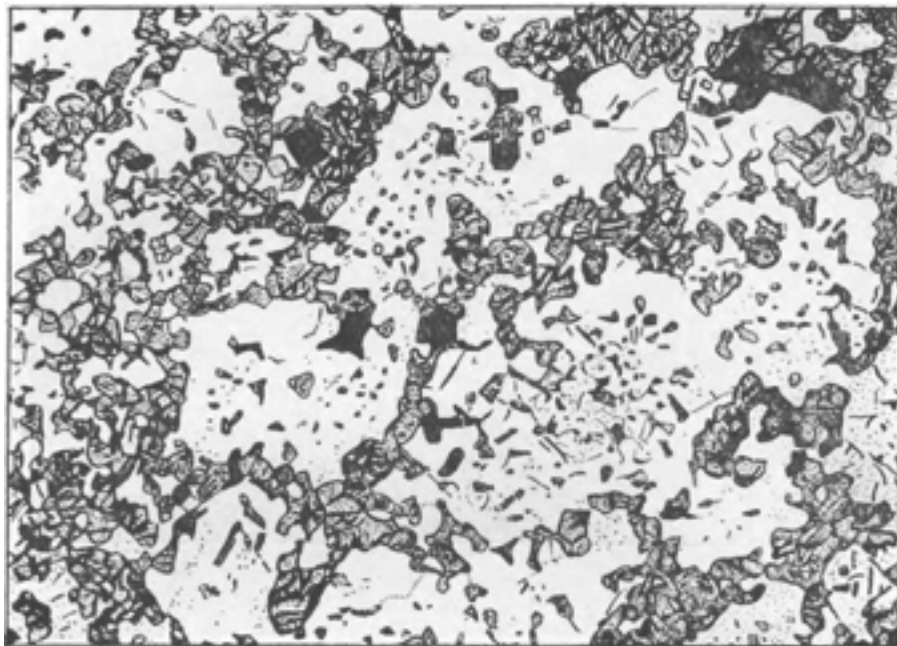
Саксония, Миттвейда. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 1954). Без анализ.; увел. 25.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из мелких порфиробластов граната и основной ткани из гиперстена, диопсида и плагиоклаза. Вокруг порфиробластов видны радиальнолучистые короны из гиперстена и плагиоклаза. Мощность короны нередко превосходит размер гранатового порфиробласта.

Структура породы *порфиробластовая, гранобластовая с диабластовыми* коронами на порфиробластах.

ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГРАНУЛИТ



Фиг. 502.

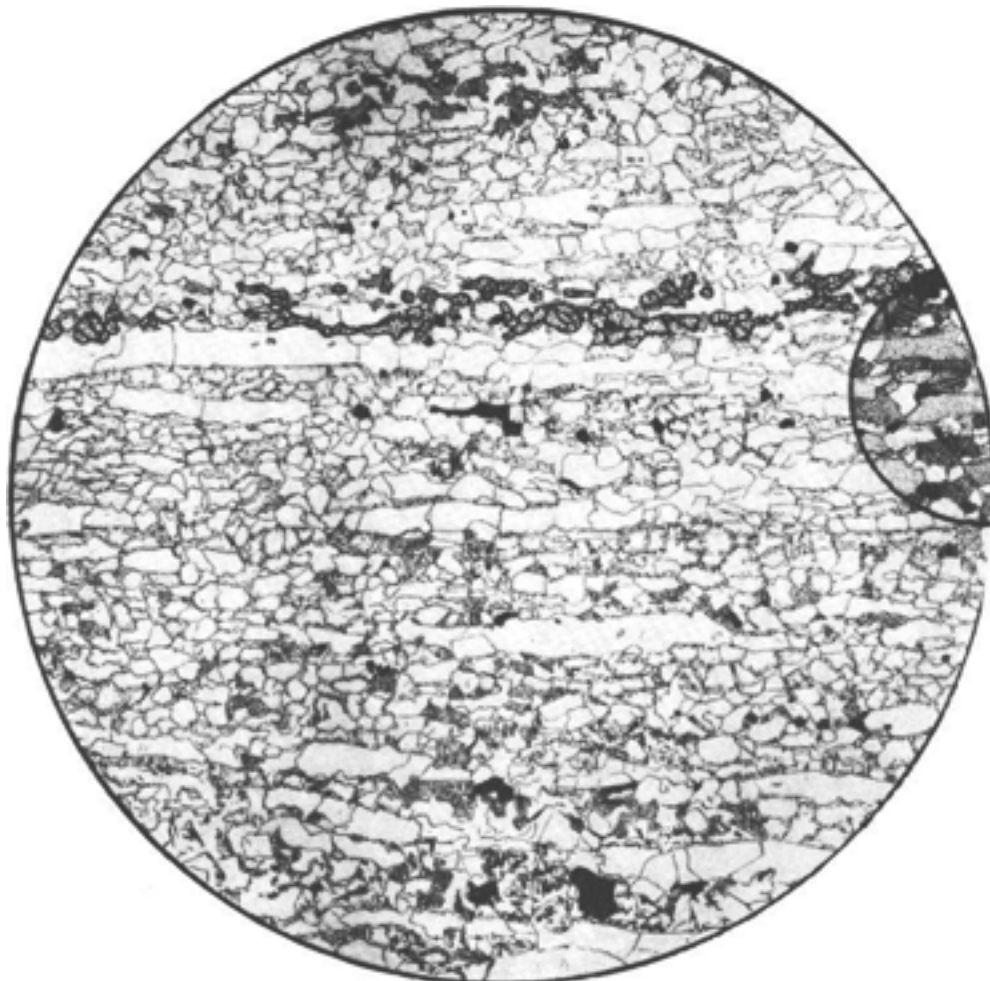
Саксония, туннель в Швейцертале, близ Хемница. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 1954). Без анализ.; увел. 25.

Рис. Н. Леонтьевой

Структура гранулиты, в котором плагиоклаз почти полностью заместил порфиробласты граната. На месте граната образовались неправильной формы скопления мелкозернистого плагиоклаза гранобластовой структуры. Между зернами плагиоклаза сохранились тонкие реликты пироксена, образующие как бы сетку. Шейманн называет структуру этих пятен петельчатой, что неудачно.

Структура *гломеробластовая гранобластовая*.

ГРАНУЛИТ



Фиг. 503.

Западная часть Кольского п-ова, правобережье р. Ноты у рч. Росс-йока. Колл.
В. В. Жданова. Без анализ.; малый круг николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из кварца (около 40%) и кислого плагиоклаза, примеси светло-зеленого биотита (не более 3–5%), граната (около 2%) и магнетита (до 3–4%). Характерна форма нахождения в породе кварца, который образует длинные пластинчатые зерна до 2–3 мм в длину при поперечных размерах не более 0,2–0,3 мм. Одинаковая ориентировка таких индивидов в породе создает пластинчатую или, как ее называют немецкие петрографы, кварцево-пластинчатую структуру и текстуру.

Мелкие (0,1–0,3 мм) изометричные зерна плагиоклаза и граната также образуют тонкие скопления, вытянутые в плоскости параллельной текстуры породы. В кварц-плагиоклазовых участках породы кварц часто более идиоморфен, чем плагиоклаз.

Структура *мелкозернистая гранобластовая* с пластинчатым кварцем. Текстура *пластинчатая* (кварцево-пластинчатая).

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ И СЛАНЦЫ

Железистые кварциты, как известно, представляют собой довольно редкие породы, свойственные преимущественно докембрийским участкам земной коры и в некоторой степени отвечающие яшмам более молодых образований.

Структуры железистых кварцитов обладают рядом характерных черт и заслуживают отдельной иллюстрации.

В большинстве случаев это – тонкозернистые и очень тонкослоистые породы, т. е. микрокварциты (фиг. 504, 505, 506). В пределах отдельных слоев иногда при заметном содержании слюды, хлорита или амфибола (фиг. 504, *в*) наблюдается сланцеватость, но обычно текстура их массивна, и параллельная текстура проявляется для породы в целом как слоистость.

Структура железистых микрокварцитов микрогранобластовая (фиг. 504, *а*, 504, *б*, 505), а также микролепидогранобластовая (фиг. 504, *в*) и микрогранофириобластовая (фиг. 505). Рудный минерал образует мелкие идиоморфные зернышки или сложные полиэдрические сростки, вытянутые по диагонали к слоистости (фиг. 504, *б*) или вдоль слоистости (фиг. 505, 506). Нередки также порфиробласты рудного минерала.

Частое чередование в породах прослоечков различного состава ведет к возникновению в них при складчатости очень сложной плейчатости, причем складчатые прослои могут чередоваться с прослоями более спокойного залегания. Более крупные складки видны в штуфах, более тонкая плейчатость высокого порядка обнаруживается под микроскопом (фиг. 505, 507, 508).

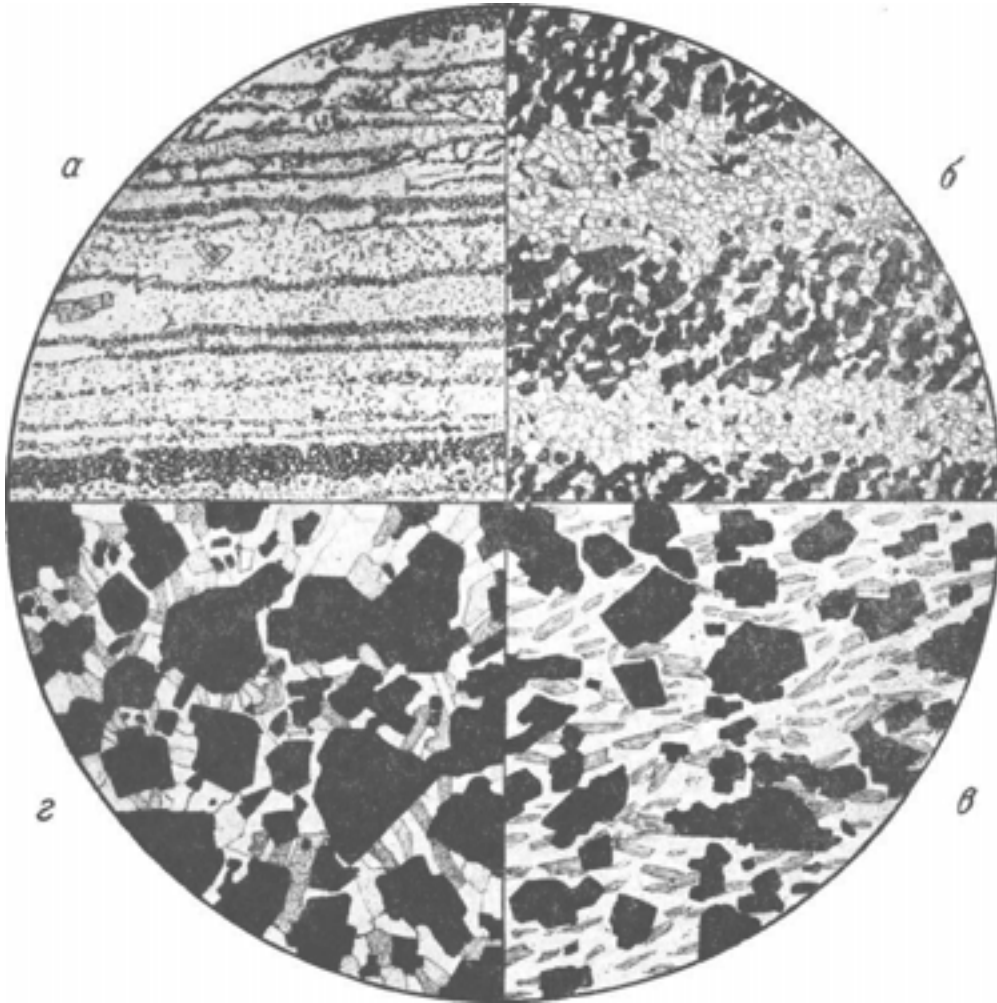
В железистых кварцитах даже при слабом метаморфизме обнаруживаются следы миграции и перераспределения вещества. Так, например, в магнетитовом микрокварците Карсакпая (фиг. 504, *г*) магнетит слился в довольно крупные (0,3–0,5 мм) порфиробласты, а кварц образовал на нем каемки радиальношестоватого строения.

Такие же радиально расположенные шестоватые индивиды кварца (фиг. 509) описывает Бротцен в яшмах месторождения Лонгбан в Швеции; они образуются вокруг гематитовых эллипсоидальных телец при гидротермально-метасоматическом изменении породы.

Амфибол в железистых кварцитах чаще всего представлен куммингтонитом. Количество его иногда возрастает настолько, что породу следует называть не железистым кварцитом, а сланцем. Очень характерным является замещение куммингтонита щелочным амфиболом – родузитом. Такое замещение происходит в зоне натрового метасоматоза, часто проявляющегося в толщах железистых кварцитов. Оно начинается с периферии и по трещинам зерен (фиг. 510) и понемногу захватывает все зерно целиком (фиг. 511), но так, что границы зерен всегда сохраняются. Одновременно с этим процессом возрастает содержание рудного минерала породы, который вытесняет кварц.

Другим очень характерным процессом изменения железистых кварцитов и сланцев при натровом метасоматозе является их эгиринизация. Такие породы и их структуры будут иллюстрированы в разделе, посвященном метасоматитам.

МАГНЕТИТОВЫЕ МИКРОКВАРЦИТЫ



Фиг. 504.

Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Рис. Н. П. Леонтьевой.

а – Украина, р-н Кон-кской магнитной аномалии, скв. 54. Без анализ.; увел. 20.

б – Украина, р-н Сурской магнитной аномалии, скв. 115. Без анализ.; увел. 40.

в – Казахстан, Карсапай, левый берег р. Кумолы. Без анализ.; увел. 95.

г – Казахстан, Карсапай, левый берег р. Кумолы. Николи +; увел. 95.

а – очень тонкозернистая и очень тонкослоистая порода. Содержание магнетита в ней 20–25%. Его идиоморфные кристаллики то равномерно рассеяны в породе, то скопляются в тонкие прерывистые прослоечки, то включены в кварц, то располагаются независимо от него. Зерна кварца изометричны, размером от 0,05 до 0,1 мм, местами до 0,2–0,3 мм. Изредка встречаются мелкие призмочки куммингтонита и рипидолит. Прослоечки различного состава и структуры имеют мощность 1–2 мм и меньше.

Структура *микрогранобластовая*. Текстура *тонкослоистая*.

б – тонкозернистая и тонкослоистая порода, в которой чередуются: прослоечки карбонато-сланцевые с малым количеством магнетита и хлорита, мощностью 0,5–1,0 мм; прослоечки магнетит-кварцевые с примесью хлорита, мощностью около 0,5 мм и более редкие хлорит-биотит-магнетитовые прослоечки мощностью 0,5–0,7 мм.

Очень характерны полиэдрические сростки магнетита, располагающиеся диагонально к слоистости.

Структура *микрогранобластовая* с полиэдрическими сростками магнетита. Текстура *тонкослоистая*.

в – порода состоит из очень мелких зерен кварца, чешуй биотита и серицита, вытянутых по сланцеватости и достигающих в длину 0,3–0,5 мм. Они играют роль порфиробластов.

Структура *микропорфиробластовая* с *микролепидогранобластовой* основной тканью.

г – на рисунке видны более крупные (до 0,3–0,5 мм) и более мелкие индивиды магнетита, связанные нарастающим на них удлиненно-шестоватым кварцем. Такая форма и расположение кварца свидетельствуют о его более позднем, чем магнетит образовании.

Структура *микропорфиробластовая*; структура кварца *шестоватая*.

МАГНЕТИТОВЫЙ МИКРОКВАРЦИТ



Фиг. 505.

Украина, р-н Конкской магнитной аномалии. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Без анализ.; $d = 3$ мм.

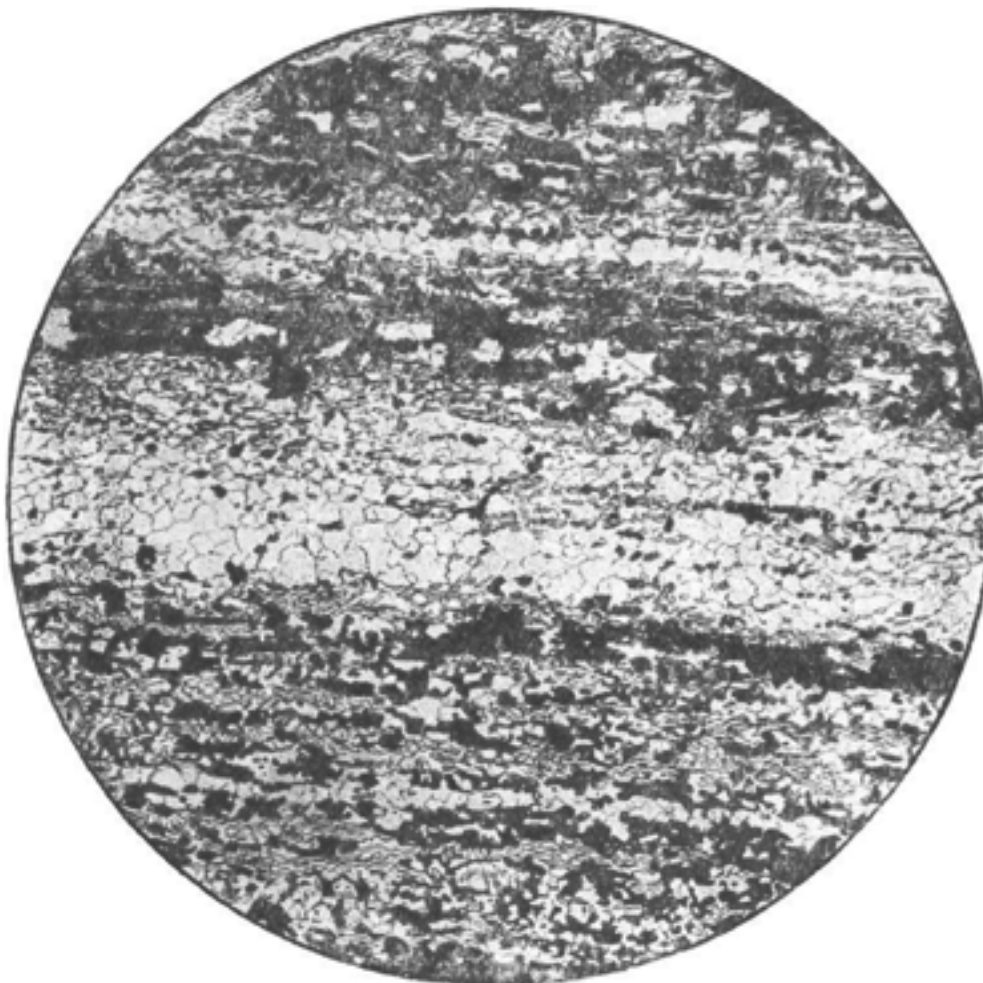
Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из очень мелких (около 0,07 мм) зерен кварца и магнетита. В распределении минералов наблюдается слоистость, проявляющаяся в большем или меньшем обогащении прослоев магнетитом. Мощность прослоечков мала: от долей миллиметра до 2–3 мм. Почти чисто кварцевые прослоечки более крупнозернисты; размер зерна в них достигает 0,2 мм.

Характерно наличие в некоторых прослоях мелких угловатых лежащих складочек – средняя часть рисунка.

Структура *микрoгранобластовая*. Текстура *слоистая*, в отдельных прослоях *микроскладчатая*.

КУММИНГТОНИТОВЫЙ ЖЕЛЕЗИСТЫЙ МИКРОКВАРЦИТ



Фиг. 506.

Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского.

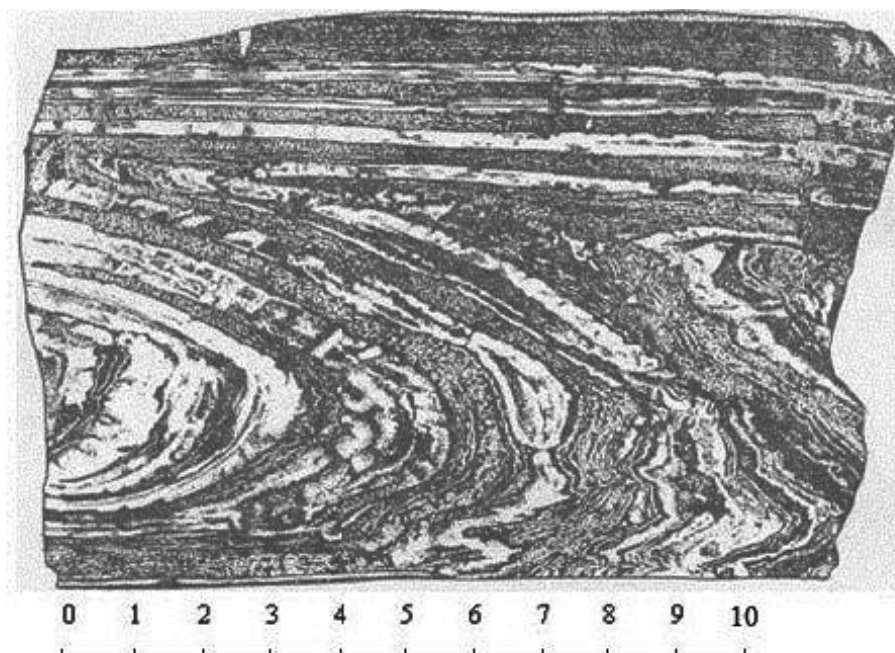
Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Чередование тонких прослоев различного минерального состава а структуры обуславливает ее тонкополосатую текстуру. Наблюдаются прослой: 1) существенно кварцевые с примесью куммингтонита и рудного минерала (в средней части рисунка); структура их микрогранобластовая с простыми полигональными ограничениями зерен, т. е. роговиковая; 2) преобладающие в породе прослоечки из зерен кварца, тонких волокон и иглоочек куммингтонита и вытянутых по слоистости полиэдрических образований рудного минерала; структура их микрогранофибробластовая; 3) им подчинены тончайшие прослоечки из зерен кварца и зерен и полиэдрических образований рудного минерала; структура их также роговиковая.

Таким образом, структура породы *микрогранобластовая* и *микрогранофибробластовая*. Текстура *тонкослоистая*.

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ КВАРЦИТ



Фиг. 507

Кривой Рог. Колл. Н. И. Свительского.

Рис. В. Колесниковой

Штуф краснополосчатого железистого кварцита. Красные прослой (на рисунке белое) существенно кварцевые; темные – богаты рудным минералом. Видны ровнослоистые прослой и прослой складчатые, в последних местах развивается плейчатость высокого порядка. Текстуры *тонкослоистая*, местами *плейчатая*.

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ КВАРЦИТ



Фиг. 508.

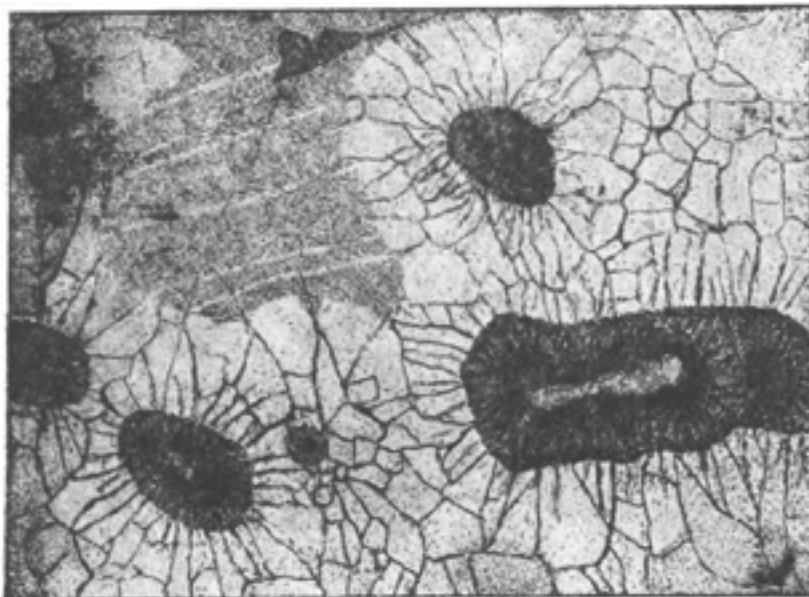
Тулумозерский р-н. Заимствовано из
кн. «Структуры горных пород», т. III.

Кусок керна, нат. величина.

Рис. Б. Толмачева

В породе чередуются светлые безрудные и темные оруденелые слои. Тонкое чередование прослоев различной прочности создает благоприятные условия для развития интенсивной плейчатости. В правой части рисунка поверхность керна сечет плейчатость по простиранию и поэтому она не проявляется так хорошо, как в левой части рисунка, где поверхность керна сечет ее вкрест простирания.

ЯШМА



Фиг. 509.

Швеция, м-ние Лонгбан. Заимствовано у Бротцена (Brotzen, 1955). Полированный образец, отраженный свет; увел. 12,5.

Рис. Н. Леонтьевой

В тонкослоистой и тонкозернистой красной яшме месторождения Лонгбан наблюдаются участки своеобразной структуры, изображенной на рисунке. В левой верхней части его видны ненарушенная структура и текстура яшмы. Остальная часть характеризуется наличием эллипсоидальных темных телец с радиальноволокнистой оболочкой, окруженных радиальными трещинками сжатия и светлыми зернами кварца.

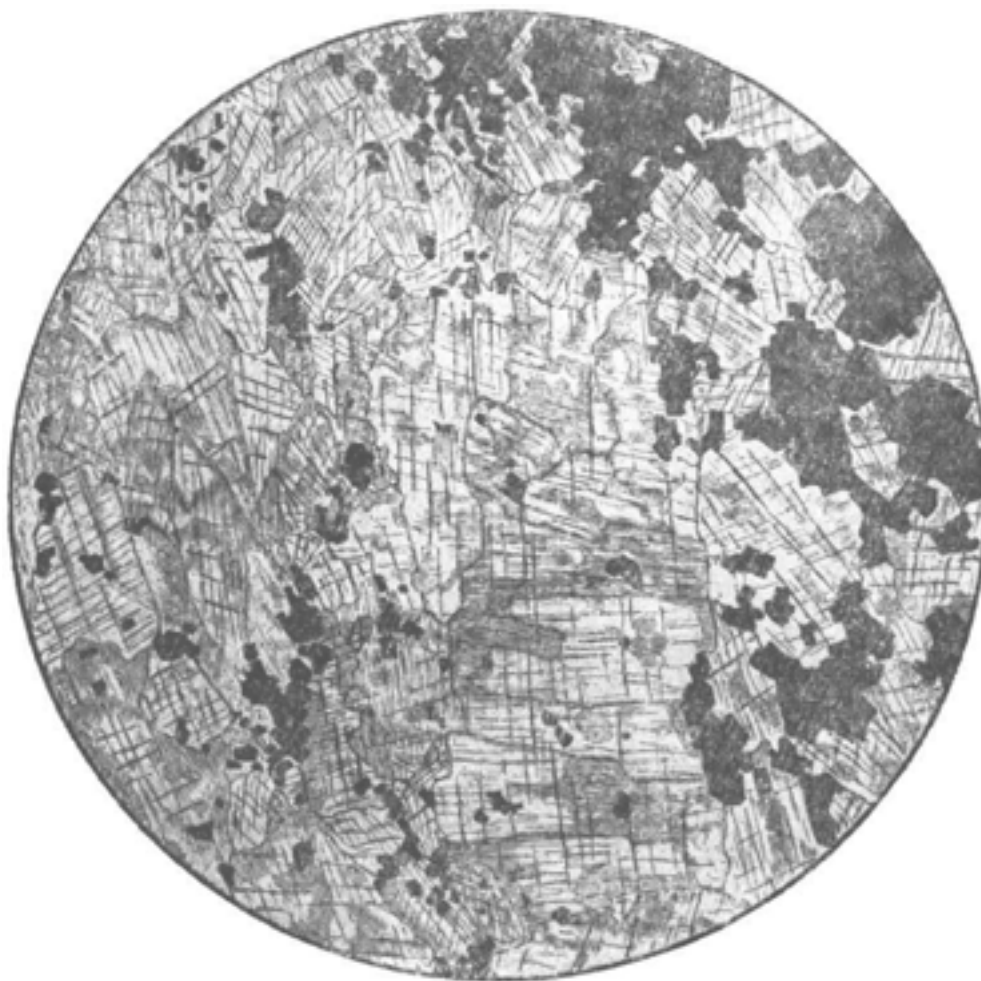
Внутри темного тельца видны одно или несколько слившихся ядер тонкозернистого гематита и прозрачной модификации кремнекислоты. Тельца состоят из большого числа мелких пучков яркоокрашенной яшмы, разделенных тончайшими прослоечками модификации кремнекислоты (темное на рисунке). Прослоечек прозрачной кремнекислоты слагает и наружный край тельца, отделяя его от вмещающей массы. Наличие прослоечков яшмы создает неясную концентрическую зональность эллипсоидальных телец.

Зерна прозрачного кварца, окружающие тельца, располагаются радиально; внутри сложенного ими ореола также видна нерезкая концентрическая зональность, подчеркиваемая отложением пигмента (правая часть рисунка). Такой же кварц нарастает на более широкие трещины усыхания, секущие породу (на рисунок не попало). В этих трещинах отлагается пластинчатый гематит.

Образование эллипсоидальных телец автор объясняет накоплением гелевых частиц вокруг центров, сложенных окислами железа. Когда окислов железа достаточно, осаждаются так много эллипсоидальных телец, что они образуют прослой. Такое объяснение находится в соответствии с теорией неорганического происхождения яшм и свидетельствует в пользу первоначально осадочного происхождения месторождения Лонгбан.

Иллюстрированная сложная структура яшмы вызвана гидротермально-метасоматическими процессами, связанными с образованием рудных тел.

РОДУЗИТИЗИРОВАННЫЙ МАГНЕТИТ-КУММИНГТОНИТОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 510.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из более или менее изометричных сложных полиэдрических сростков магнетита и разнообразно ориентированных коротких (длиной около 0,7–0,8 мм) призм бесцветного амфибола – куммингтонита, по которому развивается метасоматически замещающий его по периферии и неправильными пятнами внутри призм щелочной амфибол – родузит. Больше или меньшее обогащение породы магнетитом создает ее нерезкую, нечеткую и неправильную слоистость. В отдельных прослоечках (например, у самого левого края рисунка) наблюдаются зерна карбоната.

Структура породы *граноматобластовая, метасоматическая*. Текстура *неяснослоистая*.

КВАРЦ-МАГНЕТИТ-АМФИБОЛОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 511.

Дальний Восток, Кимкан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. Н. Ф. Гончарик. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. Е. Франк

Порода содержит крупные (0,7–0,9 мм в длину) тонкие призмы щелочного амфибола, расположенные беспорядочно и заключенные в основной ткани из изометричных мелких зерен рудного минерала и кварца. Зерна рудного минерала срастаются в причудливые полиэдрические образования, промежутки между которыми выполнены кварцем.

Структура *порфиробластовая*; структура основной ткани *грано-бластовая*. Текстура *массивная*.

МЕТАСОМАТИТЫ

Как уже отмечалось в кратком очерке истории развития учения о структурах горных пород, за последние десятилетия выяснилась очень большая роль различных проявлений метасоматоза в процессах образования и преобразования горных пород. Выяснилось также, что структуры, возникающие при метасоматозе, имеют свои особые черты, заслуживающие изучения и иллюстрации. Выше, при характеристике структур различных групп изверженных и метаморфических пород, мы везде старались подчеркивать в них все проявления наложенного метасоматического минералообразования. В настоящем разделе работы специально иллюстрируются структуры тех пород, которые по самой сути своей являются метасоматитами. Развитие новых минералов настолько изменяет их первоначальный состав и структуру, что судить об исходных породах можно только сопоставляя всю совокупность геологических данных.

Главными особенностями структур метасоматических пород являются следующие: 1) при метасоматозе наиболее идиоморфным является наиболее молодой, наиболее поздний минерал; 2) метасоматические минералы очень часто дают центрические структуры, радиальные сростки индивидов и шаровые образования; 3) наблюдаются два типа метасоматических замещений: а) замещение зерно за зерно, с сохранением структуры исходной породы; б) сплошное замещение любых минералов породы метасоматическим минералом с полным уничтожением структуры исходной породы.

Обычно проявления метасоматоза классифицируют по тому химическому элементу, который при этом привносится (например, калиевый метасоматоз, натровый метасоматоз и др.). Для рассмотрения структур метасоматитов удобнее классифицировать породы по тому новому минералу, который при этом получается, так как особенности структуры зависят именно от форм минералов. Кроме того, мы, естественно, пользуемся уже принятыми в науке названиями некоторых метасоматических пород, таких, как грейзены, вторичные кварциты, слюдиты.

ПИРОКСЕНОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

В качестве примера метасоматического развития пироксенов приводим иллюстрации структур эгиринитов Кривого Рога (фиг. 512–514). Эгирин в них криптокристаллический и тонковолокнистый; развивается он сплошными массами, а не индивид за индивид и полностью уничтожает структуру замещенных им участков породы. Волокнистый эгирин проявляет тенденцию к образованию пучков, снопов и радиальноволокнистых сростков. При дальнейшей раскристаллизации такой эгирин дает призмы, ориентированные перпендикулярно или параллельно слоистости породы или собранные в центрические сростки. Такая эгиринизация не имеет ничего общего с эгиринизацией пироксенов в щелочных сиенитах.

Эгиринит, изображенный на фиг. 514, содержит более поздний наложенный минерал апатит, характеризующийся ясно выраженным идиоморфизмом.

К пироксеновым метасоматитам относятся изученные В. Н. Москалевой жадеиты Северного Прибалхашья; это – мономинеральные породы, хорошо раскристаллизованные и характеризующиеся гетерогранобластовой и нематобластовой сноповой структурой (фиг. 515). В них также не сохраняется следов структуры исходных пород.

АМФИБОЛОВЫЕ, ЭПИДОТОВЫЕ, ТАЛЬКОВЫЕ, ХЛОРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

О структурах амфиболовых метасоматических пород говорилось выше, в разделе, посвященном амфиболитам, и еще ранее – при иллюстрации структур основных и ультраосновных изверженных пород. Нам остается привести здесь еще две имеющиеся в нашем распоряжении иллюстрации мономинеральных амфиболовых пород (фиг. 516, 517). Судя по структурам, это породы метасоматического генезиса, но за счет каких пород они возникли – не известно. В обеих породах амфибол – актинолит; в первой породе – в типичных фибробластовых сноповых агрегатах, в нефритите – в виде параллельно спутанно-волокнистой массы.

На фиг. 518 показана гранобластовая зубчатая структура почти мономинерального эпидозита, а на фиг. 519 – почти мономинерального талькита. Структуры некоторых тальковых пород, о происхождении которых за счет ультраосновных изверженных пород есть основания судить, нами иллюстрированы ранее (фиг. 129, 130). Здесь же мы приводим лепидобластовую центрическую структуру талькита, в котором никаких реликтов структуры исходной породы не сохранилось.

Иной характер имеет хлоритизация, т. е. замещение хлоритом или гидрослюдой таких минералов, как слюда, амфибол, гранат. Такое замещение обычно происходит зерно за зерно, так что структура исходной породы не нарушается. На фиг. 520 сопоставлены свежий, неизменный гранат-биотит-кварцевый сланец (слева) и тот же сланец в зоне гидротермально метасоматических изменений, где гранат замещен светло-зеленой гидрослюдой. Другой пример показан в правой части фиг. 521; порфиробласты граната здесь полностью замещены хлоритом и гематитом, но контуры их сохранились вполне четко. В левой части фиг. 521 показано довольно редкое явление – замещение граната-альмандина пластинчатым альбитом. Как увидим в дальнейшем, интенсивная альбитизация обычно совершенно стирает структуру исходной породы. Здесь же этого не произошло, контуры порфиробластов граната сохранились. Объясняется это тем, что в начальной стадии альбитизации именно альмандин обладал необходимым для образования альбита глиноземом; основная ткань породы сложена куммингтонитом и глинозема не содержит.

ДИСТЕН-МУСКОВИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И СЛЮДИТЫ

Глинозем как один из наименее подвижных компонентов при метасоматозе, накапливаясь, дает начало дистену. Таким путем возникают, например, дистен-мусковитовая и дистен-мусковит-кварцевая породы, порфириобластовые структуры которых показаны на фиг. 523 и 524.

Фиг. 525 и 526 иллюстрируют различные лепидобластовые структура березита, хлорит-мусковитовой породы и слюдита.

ГРЕЙЗЕНЫ

Мусковитовые грейзены обладают лепидогранобластовой структурой, иногда зубчатой (фиг. 527), иногда со следами замещения слюдой полевых шпатов (фиг. 528).

Топазовые грейзены содержат порфириобласты топаза и нередко идиоморфные крупные зерна кварца (фиг. 530).

На начальных стадиях грейзенизации пород, например кварцевого порфира, видно замещение топазом калиевого полевого шпата (фиг. 529). Для топазовых грейзенов, так же как и для турмалиновых, наблюдаются очень интересные центрические структуры, обусловленные образованием радиальнолучистых сростков призм топаза или турмалина (фиг. 531)

КАЛИШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Образование метабластов калишпата – широко распространенное и многократно описанное явление, связанное с процессами гранитизации, чарнокитизации и даже просто с последними стадиями формирования интрузивных гранитных тел. Формирующийся при этом калишпат – чаще всего микроклин, и само явление обычно называется микроклиниванием. На иллюстрации возникающих при этом структур и особенно текстур мы остановимся подробнее в разделах, посвященных чарнокитам и мигматитам. Здесь же мы приведем иллюстрации особых и мало распространенных случаев, в которых калиевый полевой шпат участвует в особых и редких минеральных ассоциациях.

На фиг. 532 показана структура очень редкой биотит-сапфирин-микроклиновой породы, образовавшейся в зоне метасоматического изменения ультраосновной породы. Микроклин здесь слагает гранобластовую основную ткань породы; особенностью структуры являются форма и расположение сапфирина, дающего сростки, напоминающие диабластовую структуру.

Необычны состав и структура магнетит-калишпатового метасоматита (фиг. 533), описанного Г. В. Ициксом из Малого Хингана. Магнетит в нем образует сложные полиэдрические сростки, а калишпат – скопления изометричных зерен, реже единичные зерна; внутри его индивидов видны округлые кольца пылевидных включений турмалина и сидерофиллита. В наличии этих колец проявляется тенденция метасоматических минералов давать округлые и шаровые формы.

Очень сложной гипидиобластовой структурой с участками пойкилобластовой, панидиобластовой и микролепидобластовой структур обладает егирин-адуляровый метасоматит Малого Хингана (фиг. 534).

Наклонность к образованию шаров наблюдается и у метасоматического плагиоклаза (фиг. 535), а также у альбита. При альбитизации пла-

стинчатый альбит дает радиальные сростки (фиг. 536, слева) или шестоватые агрегаты, нарастающие на прослойки других минералов породы (фиг. 536, справа). Структура исходных пород при этом совершенно уничтожается.

ОКВАРЦЕВАНИЕ, ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ

Проявления окварцевания очень разнообразны. Сюда относятся образование кварцевых глазков в гибридных породах (фиг. 537), округлых масс в основной ткани хлоритовых сланцев (фиг. 528, слева) и замещение других минералов зерно за зерно (фиг. 528, справа; фиг. 539). В последнем случае сохраняется структура исходных пород, и по расположению пылевидных включений можно до некоторой степени судить о минерале, замещенном кварцем. Наружная часть новообразованного кварца нередко совершенно прозрачна, свободна от включений и имеет зубчатые ограничения.

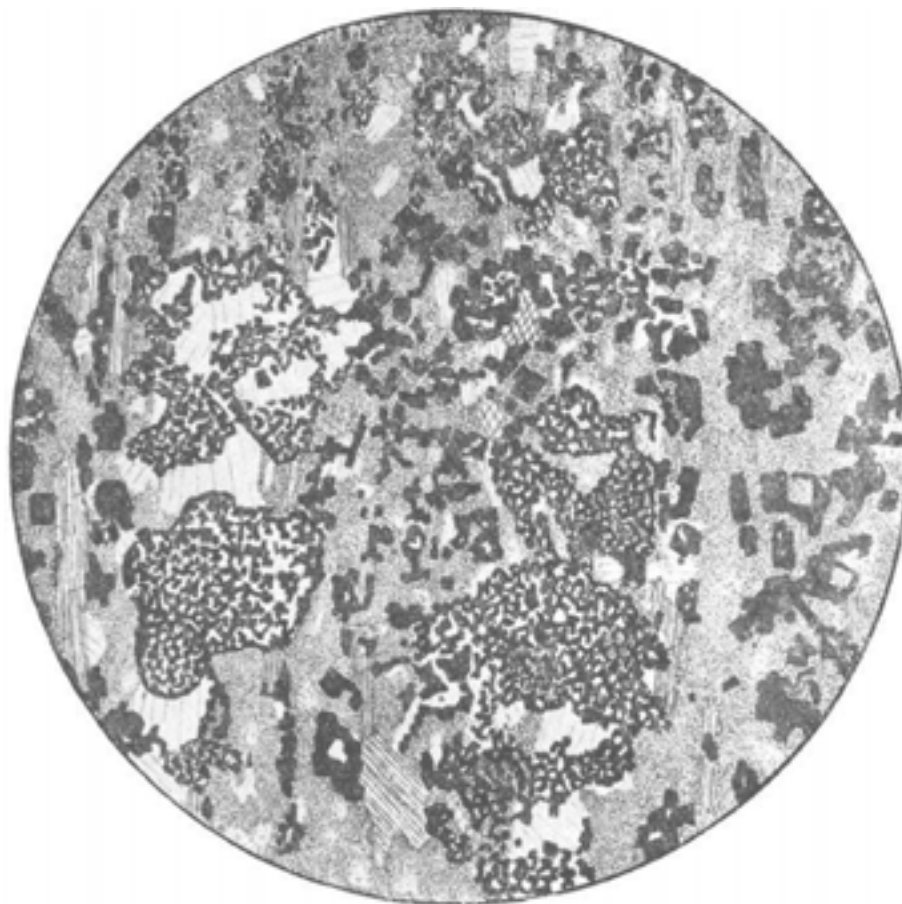
Интенсивное окварцевание кислых эффузивных пород часто ведет к образованию вторичных кварцитов, для которых характерны реликтовые порфиоровые структуры (фиг. 540–542) с сохранением фенокристаллов кварца (фиг. 541), с образованием псевдоморфоз мелкозернистого кварца (фиг. 540) или алуниита и цуниита (фиг. 542) по фенокристаллам полевого шпата.

Во вторичных кварцитах наблюдаются также центрические структуры, например с развитием турмалиновых микросолнц (фиг. 543).

В полностью окварцованных породах, содержащих радиоактивные минералы, вокруг последних развивается весьма характерная радиальная трещиноватость (фиг. 544, 545).

При гидротермальном окварцевании, например при образовании флюорит-кварцевых жил, развиваются кокардовые текстуры и структуры (фиг. 546, 548), а также полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос криптокристаллического и гребенчатого кварца (фиг. 547, 549).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ЭГИРИНИТ



Фиг. 512.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. А. П. Каршенбаума.

Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

В состав породы входят микрозернистый эгирин, гематит, немного карбоната и щелочной амфибол-родузит.

Заметна слоистость, проявляющаяся различной структурой и крупностью зерна. Мощность прослоечков 0,4–0,7 мм.

Главным минералом является микрозернистый эгирин, бурый вследствие чрезвычайной тонкозернистости. В скрещенных николях он дает высокую агрегатную интерференционную окраску.

К эгирину в прослоечках одного типа присоединяются ориентированные по слоистости гематит в толстых пластинках и редкие тонкие призмы родузита. В поле зрения попало три прослоечка такого состава: 1) крайний правый; 2) прослоечек немного левее середины рисунка; 3) крайний левый прослоек.

Для других прослоечков характерны крупные сложные скелетные полиэдрические сростки гематита, по формам напоминающие гранат. Участки между этими предположительно апогранатовыми образованиями выполнены очень тонкими и короткими иголочками эгирина, карбонатом (светлое на рисунке) и щелочным амфиболом.

Структура *микрогранобластовая*, местами *микроне матобластовая*; *«метасоматическая апопорфиробластовая»*. Текстура *тонкослоистая*.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ЭГИРИНИТ



Фиг. 513.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна; р-н с. Анновки.

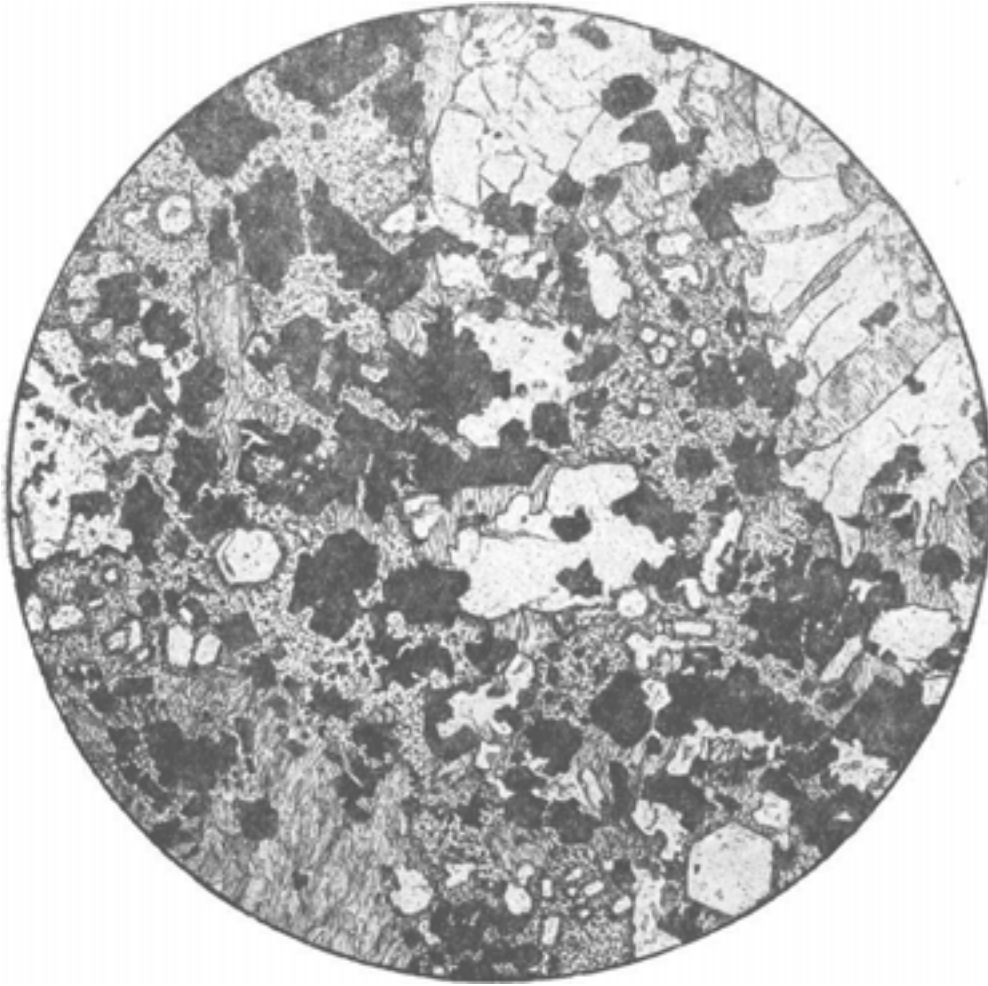
Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Почти мономинеральная очень тонковолокнистая эгириновая порода. Скопления одинаково ориентированных волокон эгирина являются псевдоморфозами по ранее существовавшим минералам. Более поздними, чем эгирин, являются тонкие иголки щелочного амфибола, иногда почти бесцветного, иногда с синими концами, а также скопления мелких пластинок альбита. Растворы, отлагавшие альбит, корродировали эгириновую ткань, и из нее в альбит вдаются очень тонкие иголки эгирина.

Структура *метасоматическая, псевдоморфная, тонкофибробластовая.*

АПАТИТ-МАГНЕТИТ-АМФИБОЛОВЫЙ ЭГИРИНИТ



Фиг. 514.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

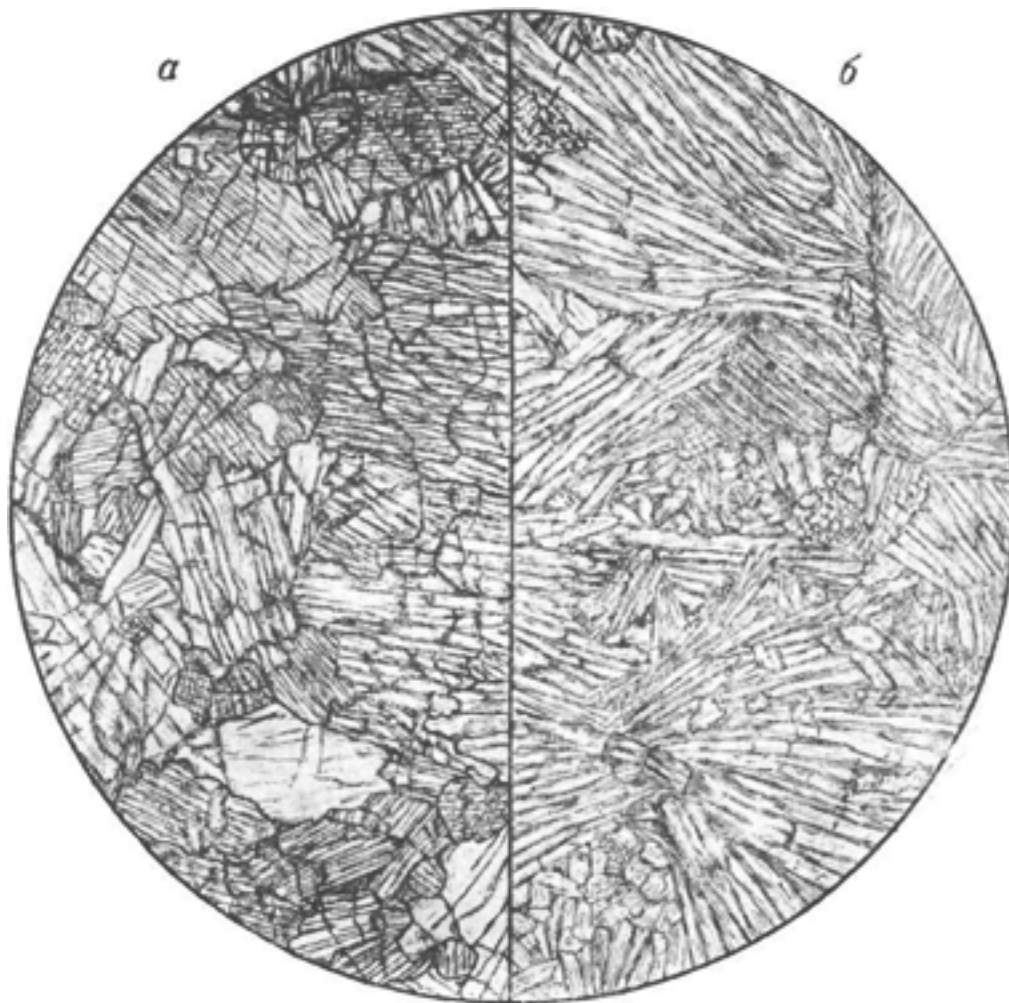
Метасоматический эгиринит, в микрозернистой массе которого видны отдельные индивиды и скопления индивидов апатита, принадлежащего более позднему, чем эгирин, этапу метасоматоза. Как самый поздний, апатит обладает наибольшим идиоморфизмом и дает широкие призмы и правильные шестигранные поперечные разрезы. Так как в этой породе апатит слегка радиоактивен, он вызывает вокруг себя в эгирине легкое побурение.

Рудный минерал представлен сплошными массами магнетита простых очертаний. Среди эгириновой массы, особенно вблизи скоплений апатита, видны участки тонковолокнистого щелочного амфибола.

Структура *порфиробластовая*, порфиробласты (или метабласты) образованы апатитом и магнетитом; структура основной ткани *микрогранобластовая*, местами *фибробластовая*.

Текстура *неяснопараллельная*; параллелизм создается ориентировкой «фибробластовых участков амфибола (правая часть рисунка).

ЖАДЕИТИТ



Фиг. 515.

Северное Прибалхашье, Кентерлауский массив ультраосновных пород. Колл. В. Н. Москалевой (1962). Без анализ.; $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Мономинеральная жадеитовая порода гидротермально-метасоматического генезиса, *гетеробластовой гранобластовой* (слева) или *нематобластовой сноповой* структуры (справа). В первом случае порода состоит из коротких призм жадеита различных размеров с характерными зубчатыми или извилистыми ограничениями, во втором — из длинных призм жадеита, собранных в пучки или снопы различной ориентировки. Характерно сравнительно низкое светопреломление жадеита.

АМФИБОЛОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 516.

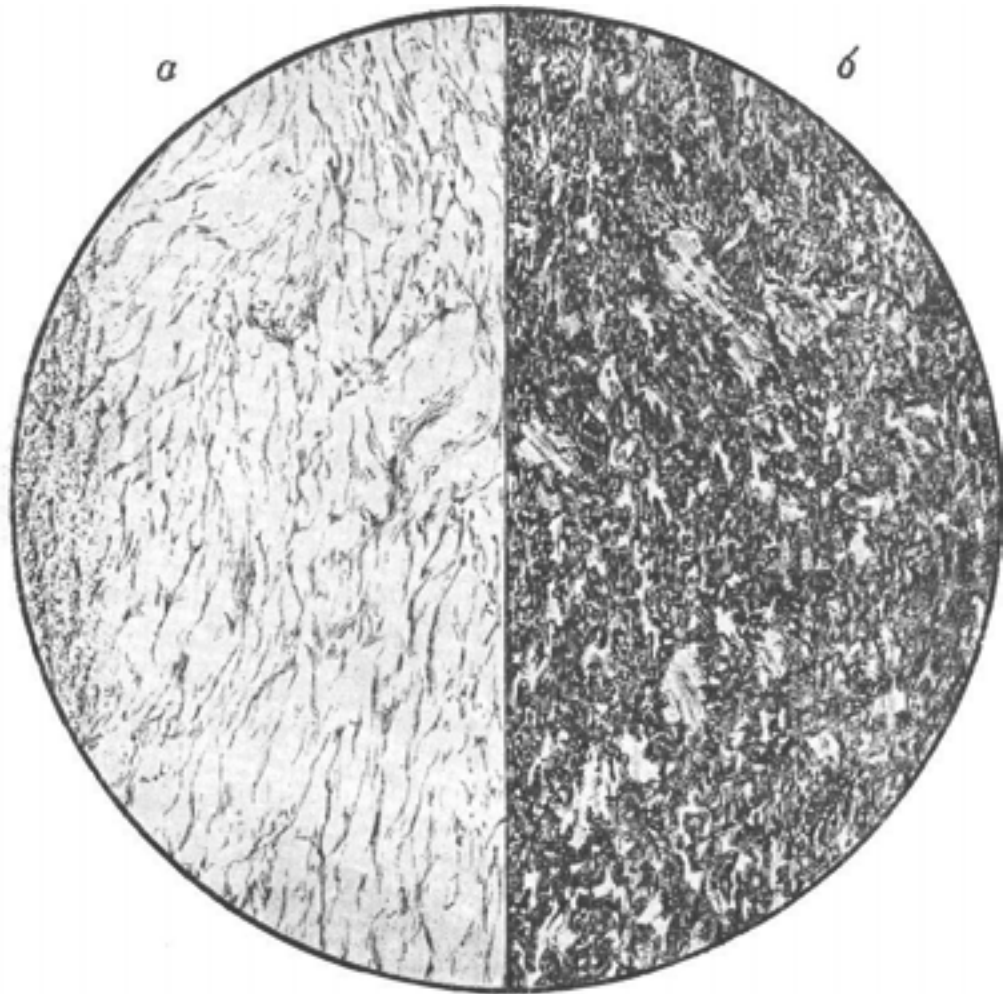
Западный Саян. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из волокнистых индивидов лучистого амфибола, группирующихся в агрегаты, имеющие форму снопов; в небольшом количестве присутствуют неправильные мелкие зерна рудного минерала.

Структура *фибробластовая сноповая*, характерная для метасоматических образований.

НЕФРИТ



Фиг. 517.

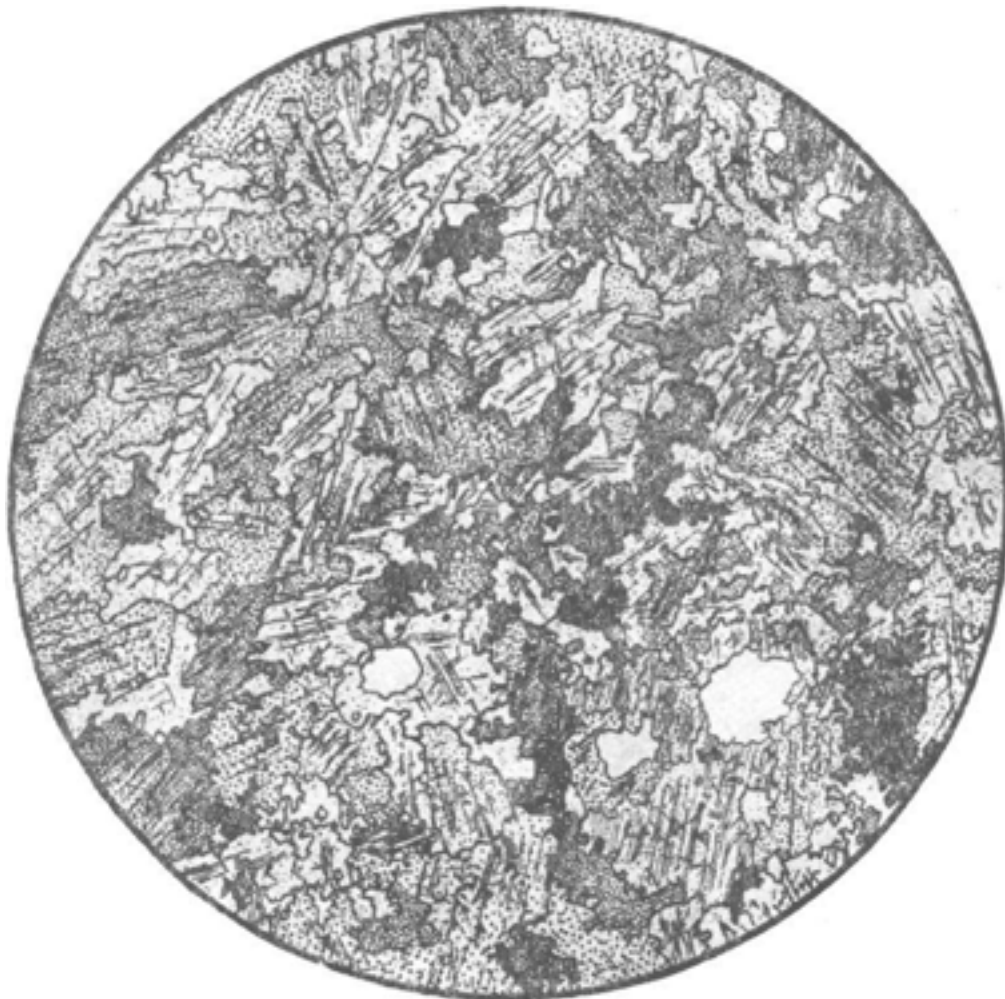
Западный Саян, р. Орот. а – без анализ.; б – николи + ; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из очень тонких и коротких параллельно-ориентированных и спутанных волокон лучистого амфибола – актинолита или тремолита.

Структура *фибробластовая*. Текстура *параллельная*.

ЭПИДОЗИТ



Фиг. 518.

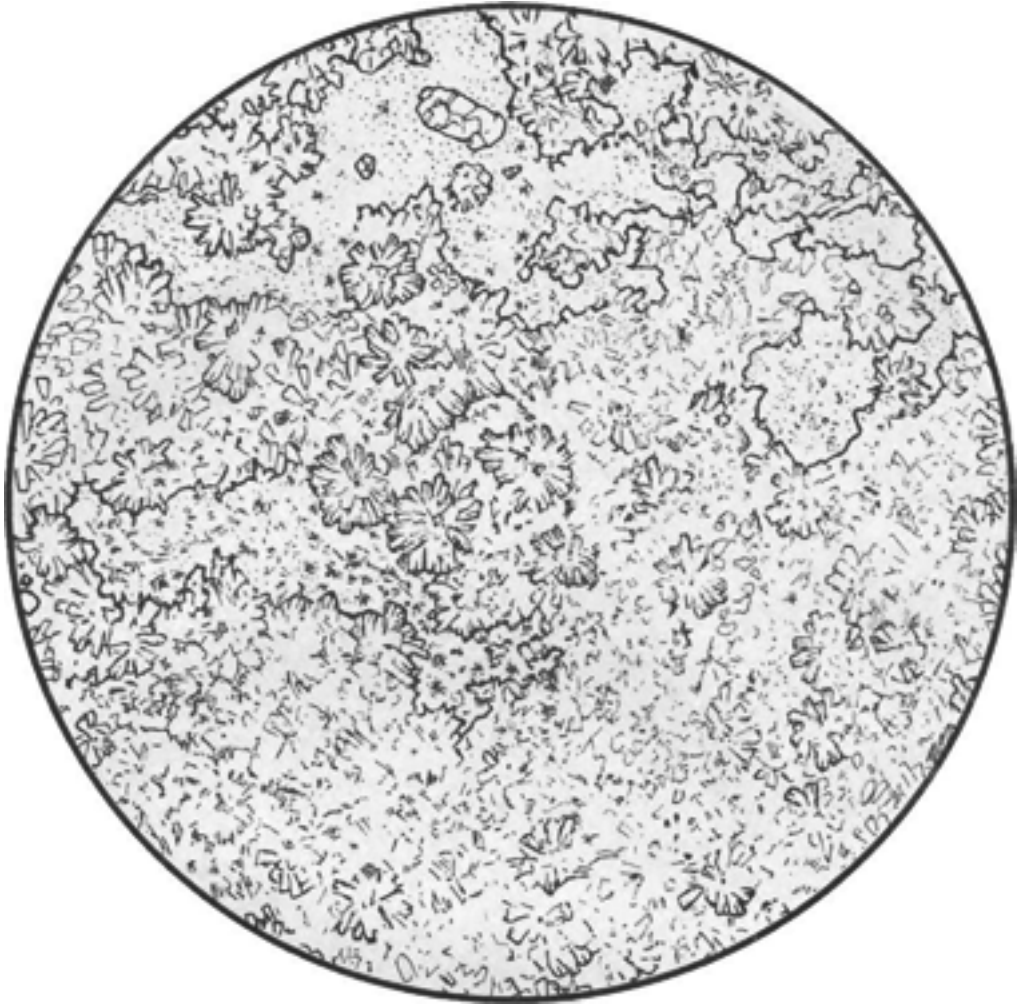
Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из кристаллобластовых зерен эпидота, имеющих резко выраженные извилистые и зубчатые ограничения. В качестве примеси присутствуют кварц, а также рутил, образующий коленчатые двойники (темное, очень высокий рельеф).

Структура *гранобластовая зубчатая*.

ТАЛЬКОВАЯ ПОРОДА (ТАЛЬКИТ)



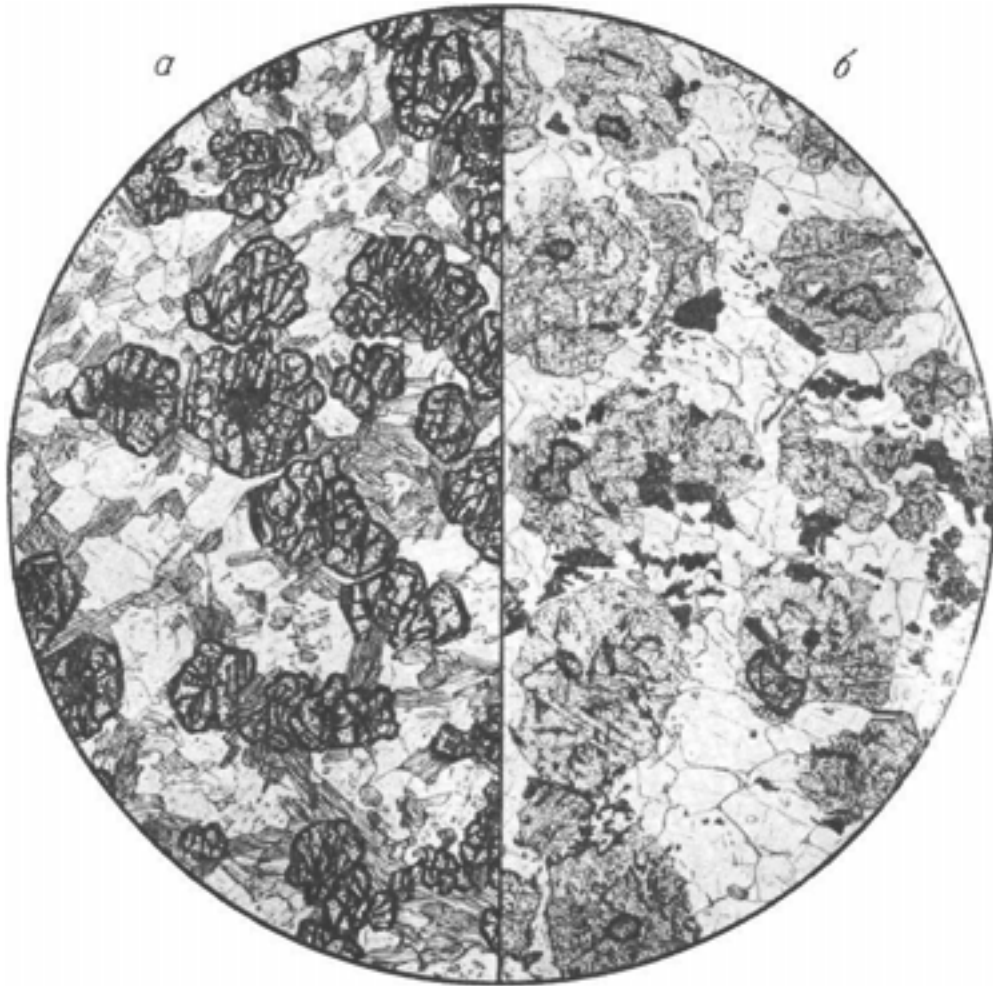
Фиг. 519.

Урал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из чешуй талька и небольшого количества зерен кварца и карбоната (карбонат не попал в поле зрения), причем индивиды талька группируются в центрические радиальночешуйчатые агрегаты. Структура *лепидобластовая центрическая*.

ГРАНАТ-БИОТИТ-КВАРЦЕВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 520.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. Ю. Ир. Половинкпной.
Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

a – порода состоит из мелких (в среднем $0,15$ мм) идиобластов граната, чешуй грязно-зеленовато-бурого биотита и кварца в зернах простых полигональных очертаний, изредка встречается кислый плагиоклаз.

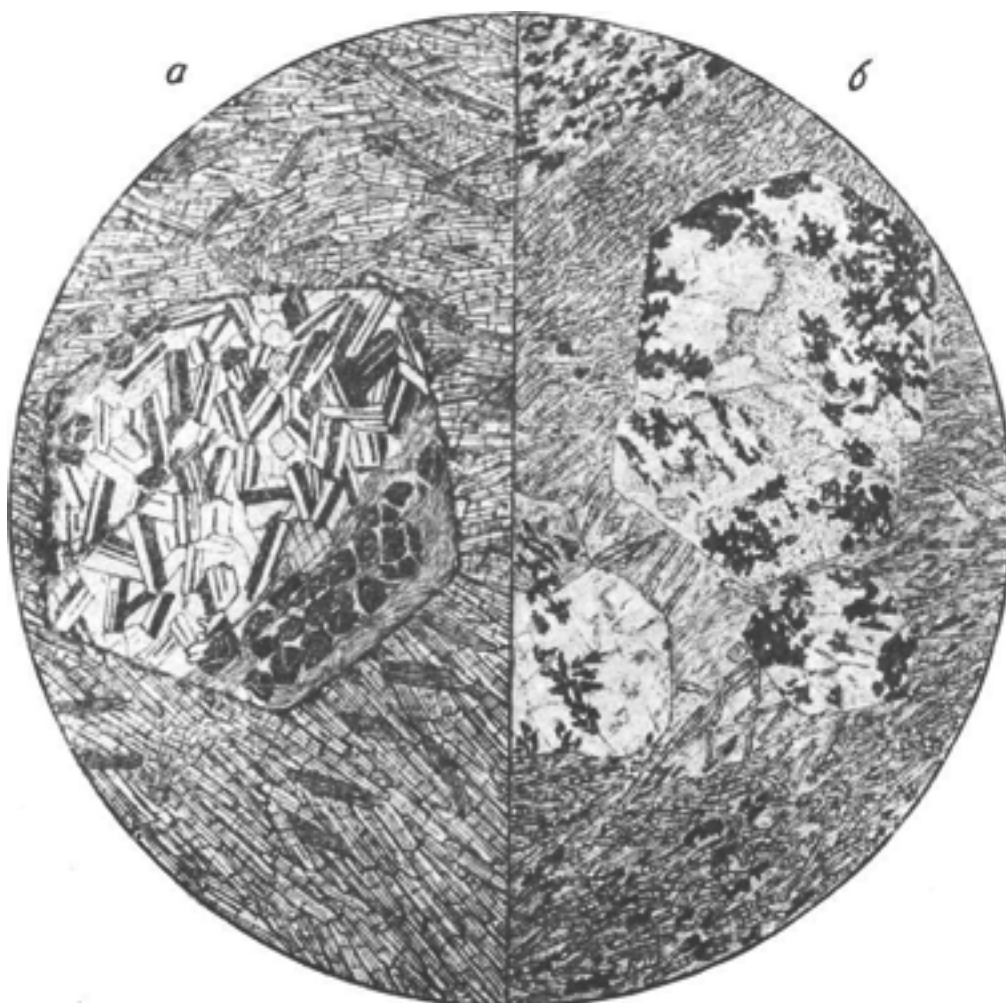
Структура *лепидогранобластовая*.

b – та же порода в зоне гидротермального метасоматического изменения. Гранат почти полностью замещен мелкочешуйчатым агрегатом светло-зеленой гидрослюда с примесью карбоната. В этих псевдоморфозах лишь кое-где сохранились небольшие реликты граната. Кварц в основной ткани стал более крупнозернистым; слюда исчезла, появился пластинчатый гематит.

Структура *псевдоморфная, гранобластовая; микролепидобластовая* в псевдоморфозах гидрослюда по гранату.

ПОРФИРОБЛАСТОВЫЙ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫЙ ГРАНАТ-КУММИНГТОНИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (а).

ПОРФИРОБЛАСТОВЫЙ ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЙ ГРАНАТ-БИОТИТ-КУММИНГТОНИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (б).



Фиг. 521.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. Ю. Ир. Половинкиной
а – николи + ; $d = 6,2$ мм; б – без анализ.; $d = 6,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из альмандина в крупных (2 – 2,5 мм) порфиробластах и основной ткани из призм куммингтонита. Альбит сдвойникованными пластинчатыми индивидами вместе с примесью карбоната заместил большую часть порфиробласта граната, образуя псевдоморфозу. В правой нижней части порфиробласта сохранился незамещенный гранат (черное), разбитый волокнистым хлоритом на округлые участки. Структура *метасоматическая, псевдоморфная; порфиробластовая с нематобластовой* основной тканью. Текстура *параллельная*. Крупные (до 2 мм) порфиробласты граната замещены хлоритом и сростками пластинчатого гематита. Основная ткань состоит из биотита частью хлоритизированного, тонких призм куммингтонита и рудного минерала.

Структура *порфиробластовая, метасоматическая*; структура основной ткани *нематолепидобластовая*. Текстура *параллельная, сланцеватая*.

ДИСТЕН-МУСКОВИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 522.

Займствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. О. Васнецовой

В породе наблюдаются порфиробласты, представленные длиннопризматическими индивидами дистена. Основная ткань состоит из микроскопических чешуек и пластинок мусковита.

Структура породы *порфир областовая*; структура основной ткани *микрелепидобластовая*.

МУСКОВИТ-ДИСТЕНОВЫЙ КВАРЦИТ



Фиг. 523.

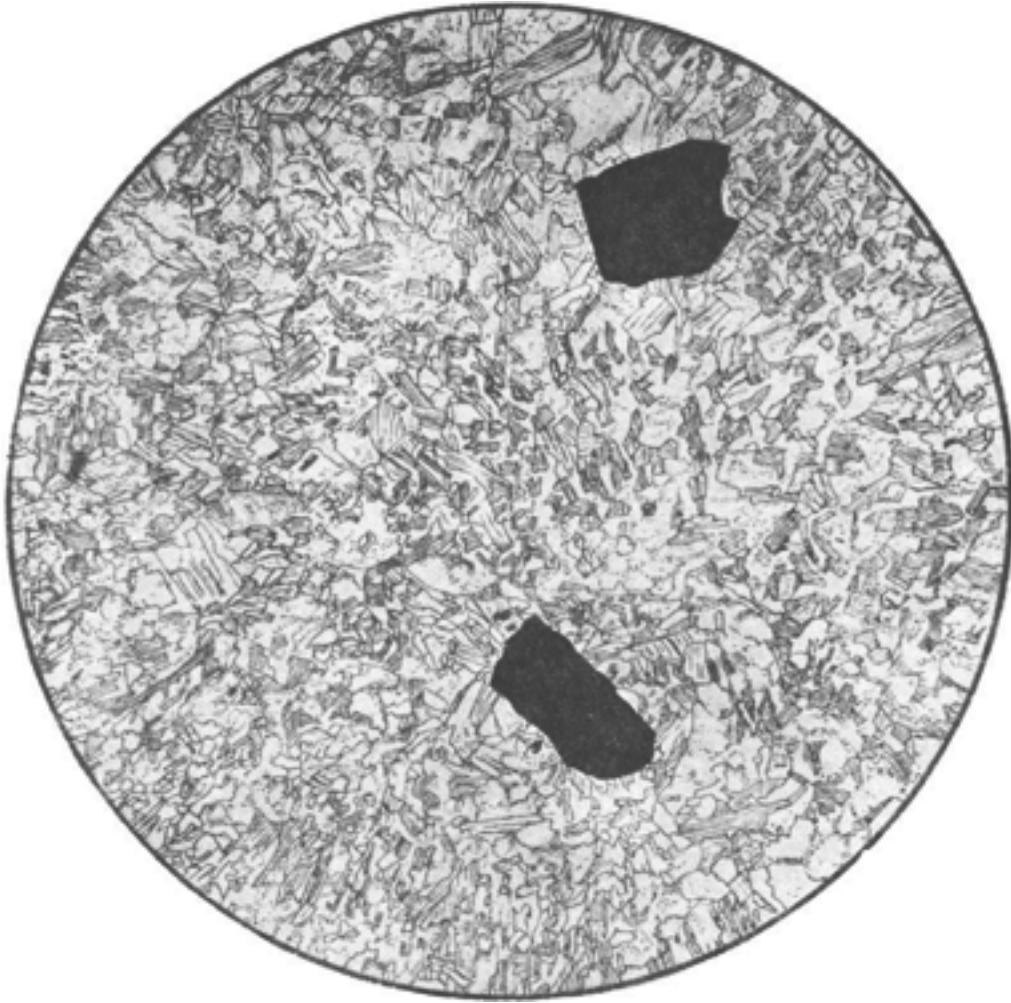
Украина, р-н с. Перги. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из лепидогранобластовой основной ткани, сложенной скоплениями мелких чешуй мусковита и кварцем в изометричных и удлиненных зернах с простыми полигональными ограничениями. В основной ткани заключены многочисленные разных размеров (до 0,7–0,8 мм в длину) удлиненные ксенобластовые порфиробласты дистена, нередко (нижняя часть рисунка) сильно скрученные. Это указывает на вращательные деформации в породе во время кристаллизации дистена. Немного рудного минерала, расположенного в плоскости параллельной текстуры породы и испытавшего вместе с дистеном вращательные движения.

Структура *порфиробластовая*; структура основной ткани *лепидогранобластовая*. Текстура *параллельная* с явлениями скручивания.

БЕРЕЗИТ



Фиг. 524.

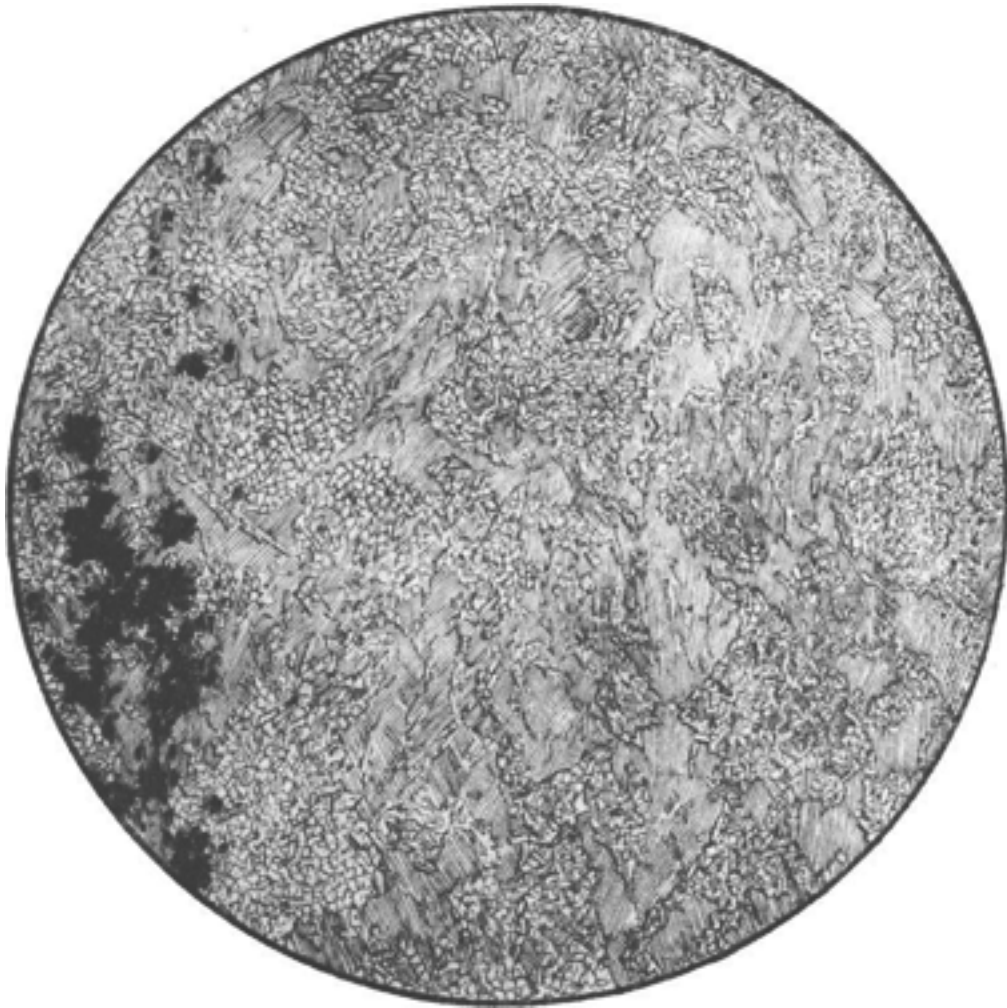
Урал, Березовское м-ние. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из беспорядочно расположенных мельчайших пластинок мусковита размером $0,05-0,1$ мм и мельче. В небольшом количестве присутствуют очень мелкие зерна кварца, скопляющиеся в агрегаты, и гидроокислы железа, образующие псевдоморфозы по пириту.

Структура *микроленидблостовая*. Текстура *массивная*.

ХЛОРИТ-МУСКОВИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 525.

Якутия. Чайных. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В состав породы входят два минерала: хлорит, образующий скопления крупных зеленоватых чешуй, и бесцветный мусковит, образующий скопления беспорядочно ориентированных мельчайших чешуек. Состав породы из одних чешуйчатых минералов определяет структуру ее как лепидобластовую, а образование скоплений чешуй определенного характера позволяет называть ее гломеробластовой. Наличие чешуй различного размера – очень мелких и более крупных – делает структуру гетеробластовой.

Полное название структуры – *гломеробластовая гетеролепидобластовая*.

СЛЮДИТ – МУСКОВИТ-БИОТИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 526.

Южный Алтай. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. А. Разумова

Порода состоит из биотита и мусковита. Мусковит образует относительно крупные пластинчатые индивиды с изрезанными краями, в промежутках между которыми располагаются агрегаты более мелких пластинок биотита. В биотите присутствуют мельчайшие включения радиоактивных минералов, вокруг которых возникают плеохроичные ореолы. Состав породы из одних пластин или чешуй минералов определяет ее структуру как *лепидобластовую*, а резко различные размеры индивидов придают ей *гетеробластовый* характер.

МУСКОВИТОВЫЙ ГРЕЙЗЕН



Фиг. 527.

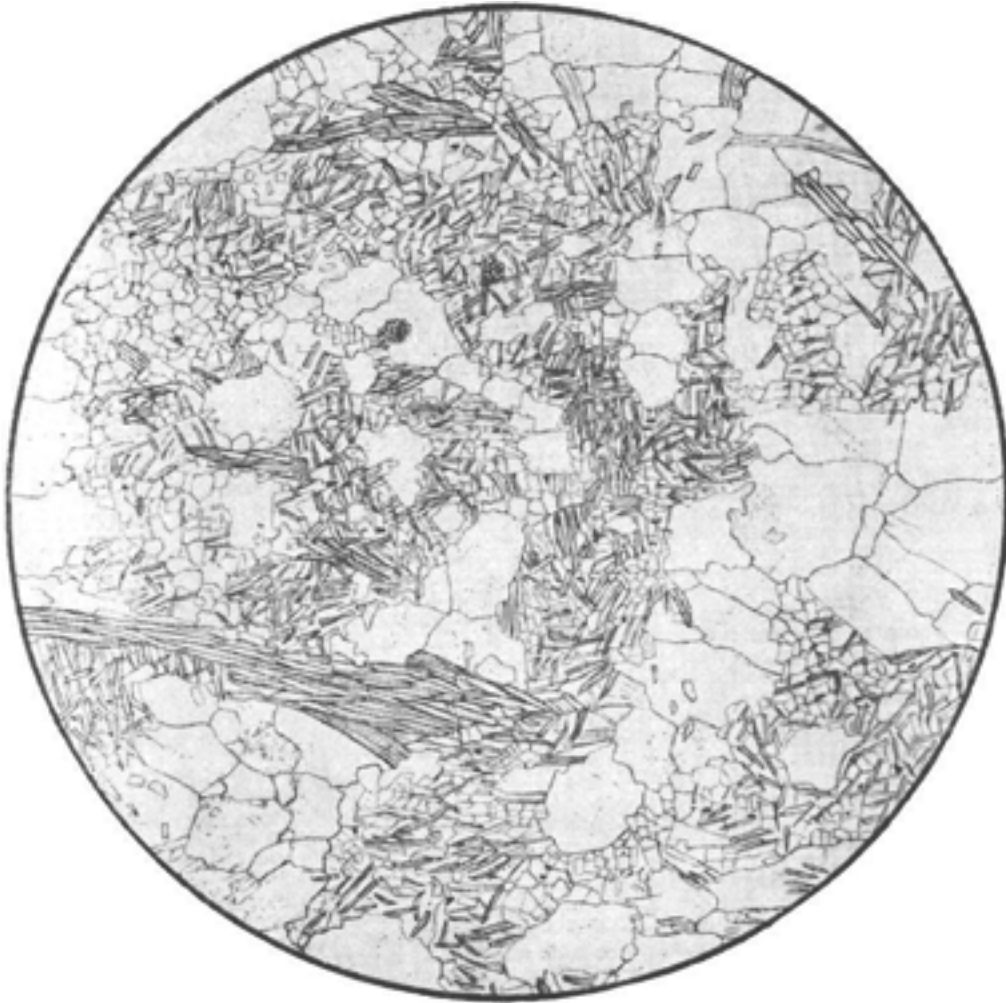
Займствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из приблизительно равных количеств бесцветной слюды и кварца. Для обоих минералов характерны неправильные зубчатые ограничения индивидов и равномерное неориентированное расположение их в породе.

Структура *лепидогранобластовая зубчатая*.

ГРЕЙЗЕН



Фиг. 528.

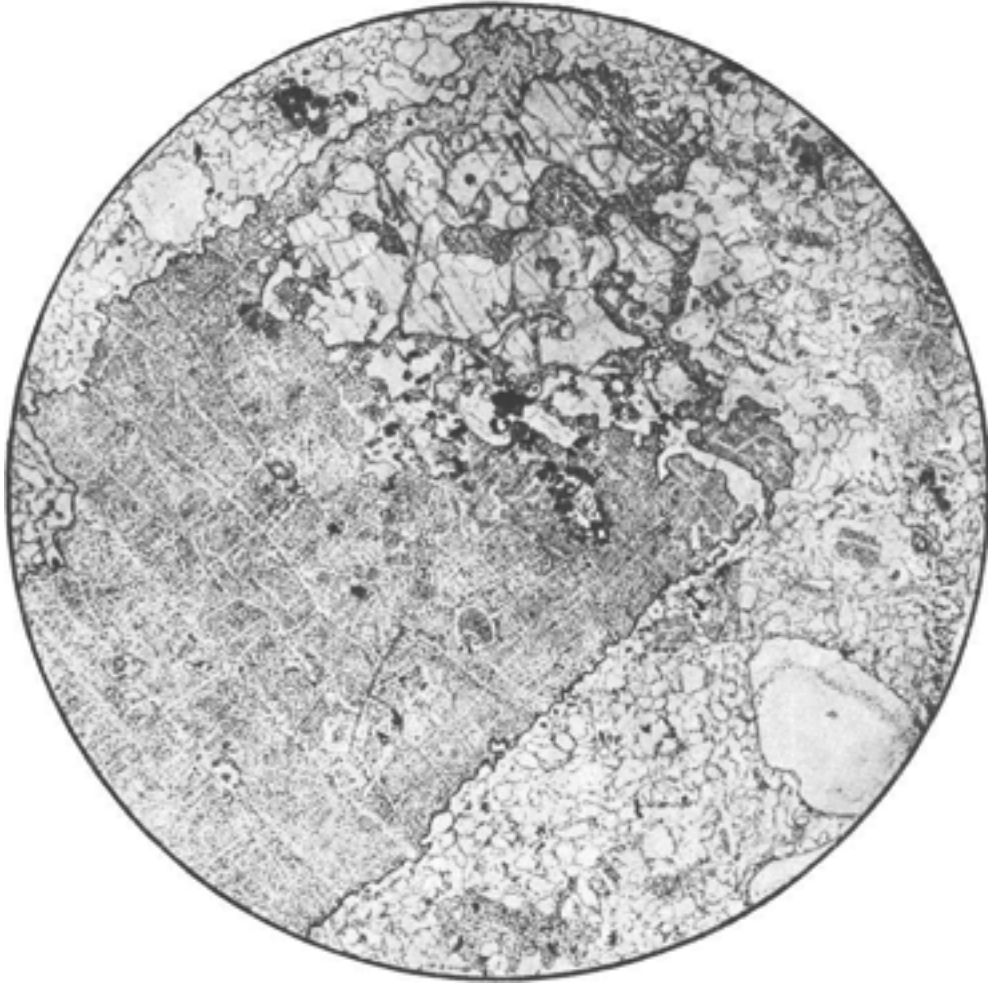
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; d 4,1 мм.

Рис. В. Сидоренко

Порода состоит из более или менее изометричных зерен кварца, пластинчатых индивидов бесцветной слюды и очень мелких зерен рудного минерала. Кроме более или менее крупных индивидов, кварц, а также слюда образуют в породе скопления мелких зерен, часто мономинеральные, гломеробластовые; эти агрегаты замещают зерна полевых шпатов первоначальной породы, подвергшейся грейзенизации.

Наличие мономинеральных мелкозернистых скоплений слюды и кварца, а также группировка крупных зерен кварца определяют структуру как *гломеролепидогранобластовую*. Текстура *массивная*.

ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ КВАРЦЕВОГО ПОРФИРА



Фиг. 529.

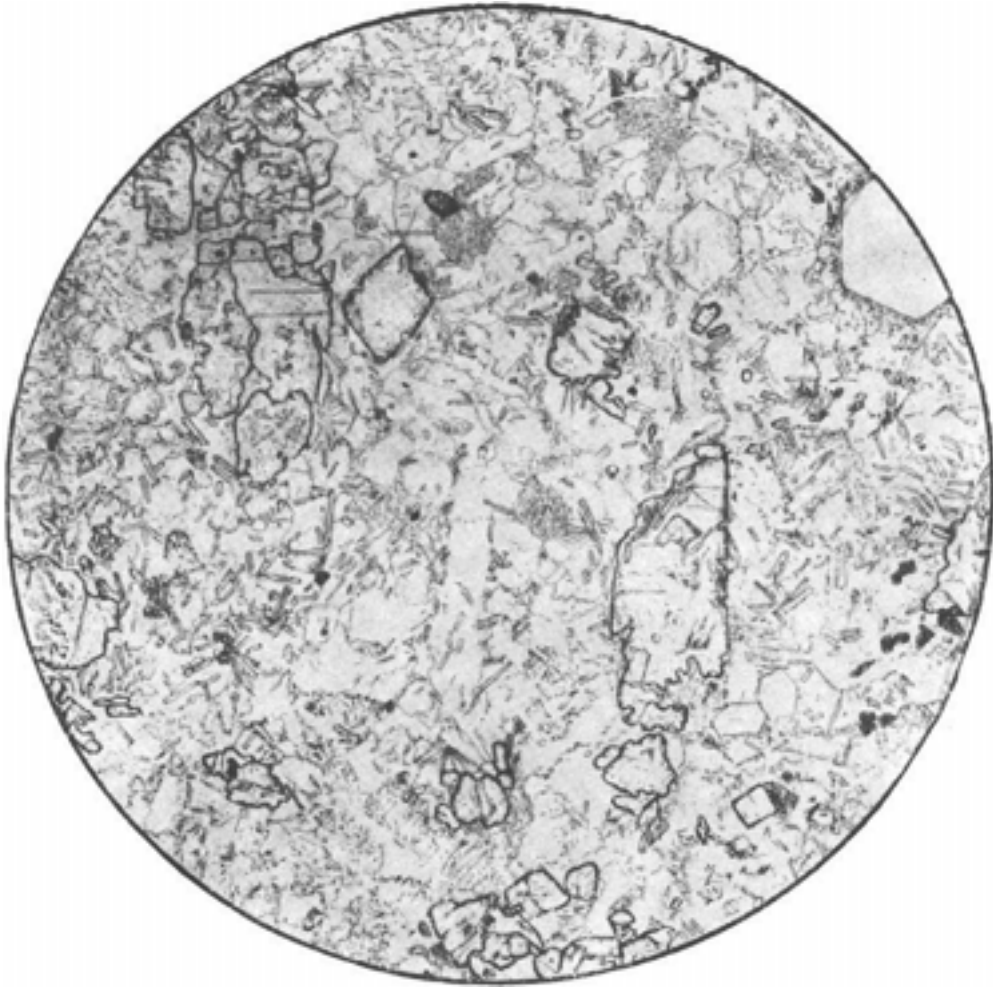
Малый Хинган. Колл. Г. В. Ициксон. Без анализ.; $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке показано метасоматическое изменение кварцевого порфира в топазовый грейзен. Основная масса породы в значительной степени замещена кварцем. Большой фенокристалл калиевого полевого шпата, занимающий большую часть поля зрения, с одного конца подвергается замещению топазом (светлое, более высокий рельеф).

Структура *реликтовая порфириовидная, псевдоморфная*; основная масса превращена в *гранобластовую* основную ткань.

ТОПАЗ-КВАРЦЕВЫЙ ГРЕЙЗЕН



Фиг. 530.

Малый Хинган. Колл. Г. В. Ициксон (1956). Без анализ.; $d = 3,6$ мм.

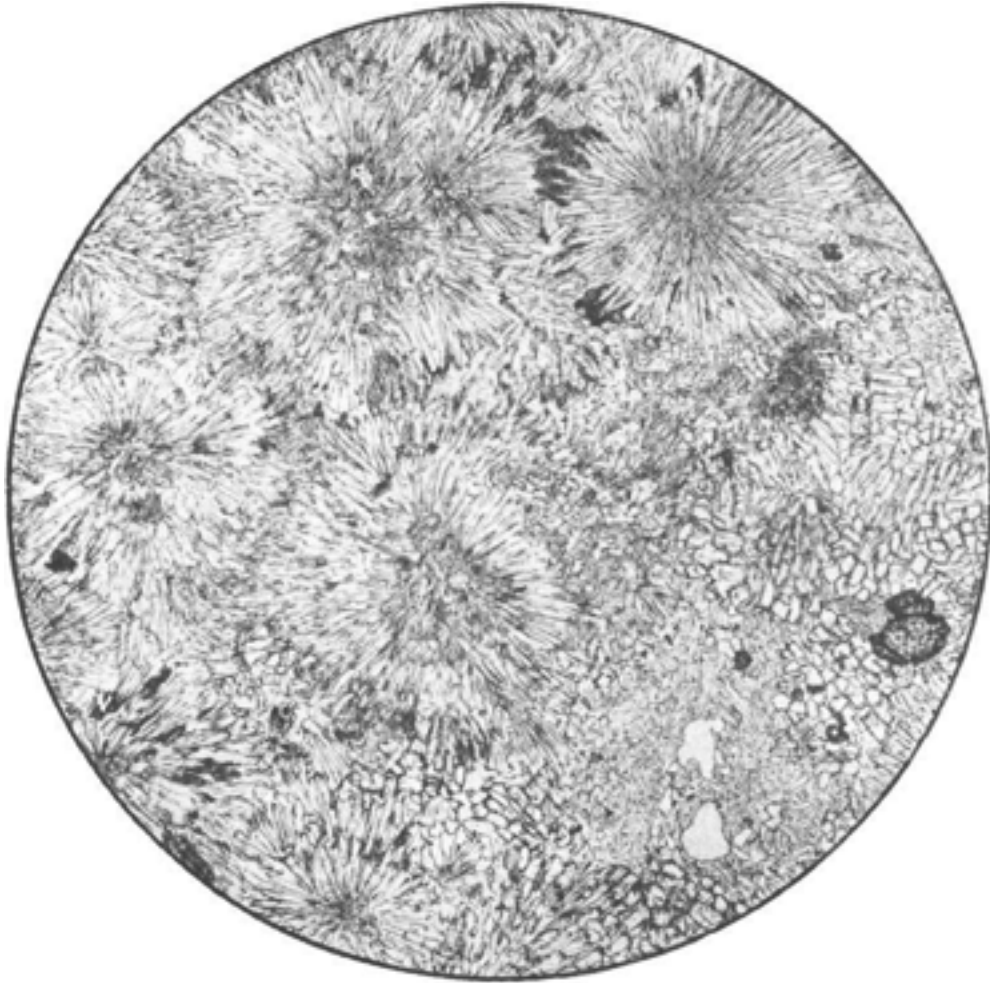
Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из кварца, серицита, мусковита, топаза, редких, мелких индивидов турмалина (в поле зрения не попал), касситерита, рутила и рудного минерала.

Топаз образует крупные (около 1 мм в длину) призмы без конечных граней, часто корродированные и замещенные серицитом. Серицит и мусковит то распределены скоплениями, являясь результатом замещения полевого шпата, то равномерно рассеяны в массе, сложенной кварцем, располагаясь как внутри его зерен, так и между ними. Кварц образует неправильно- и неравномернозернистый агрегат, замещая минералы исходной породы, нарастая на них удлиненными зернами (средняя часть поля зрения), или образует идиоморфные кристаллы до 1 мм в поперечнике.

Структура *метасоматическая, лепидонематогранобластовая, частью псевдоморфная.*

СЕРИЦИТ-КВАРЦ-ТОПАЗОВЫЙ ГРЕЙЗЕН



Фиг. 531.

Малый Хинган. Колл. Г. В. Ициксон (1956). Без анализ.; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

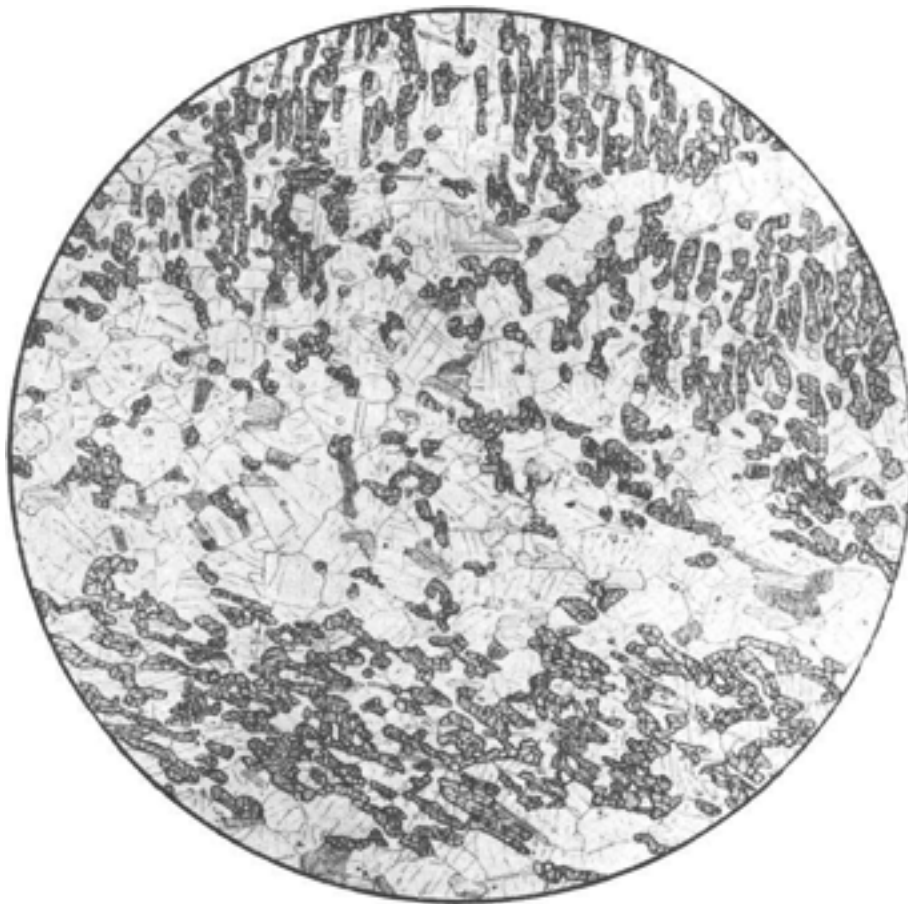
Минералы распределены в породе неравномерно. На рисунке изображен участок, бедный кварцем и богатый топазом. Кварцу принадлежат два небольших зерна в левой нижней четверти рисунка. Здесь концентрируется серицит, переходящий в мусковит, и редкие зерна касситерита (темное зерно с высоким рельефом).

Большая часть поля зрения занята крупными (около 2–2,5 мм в диаметре) радиально лучистыми сростками топаза. Они нередко заметно зональны, что связано со степенью раскristаллизации топаза. Иногда он в центре сростка очень тонковолокнист и вследствие этого в шлифе буроват, а к периферии становится более крупноволокнистым и светлым и даже переходит в крупные призмы. Встречаются и обратные соотношения; более крупные в центре сростки индивиды к периферии сменяются тонковолокнистыми.

Центрические и радиальнолучистые сростки очень типичны для метасоматических пород.

Структура метасоматическая, центрическая, радиальнолучистая.

БИОТИТ-САПФИРИН-МИКРОКЛИНОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 532.

Украина, Побужье. Колл. Н. А. Курылевой. Без анализ.; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

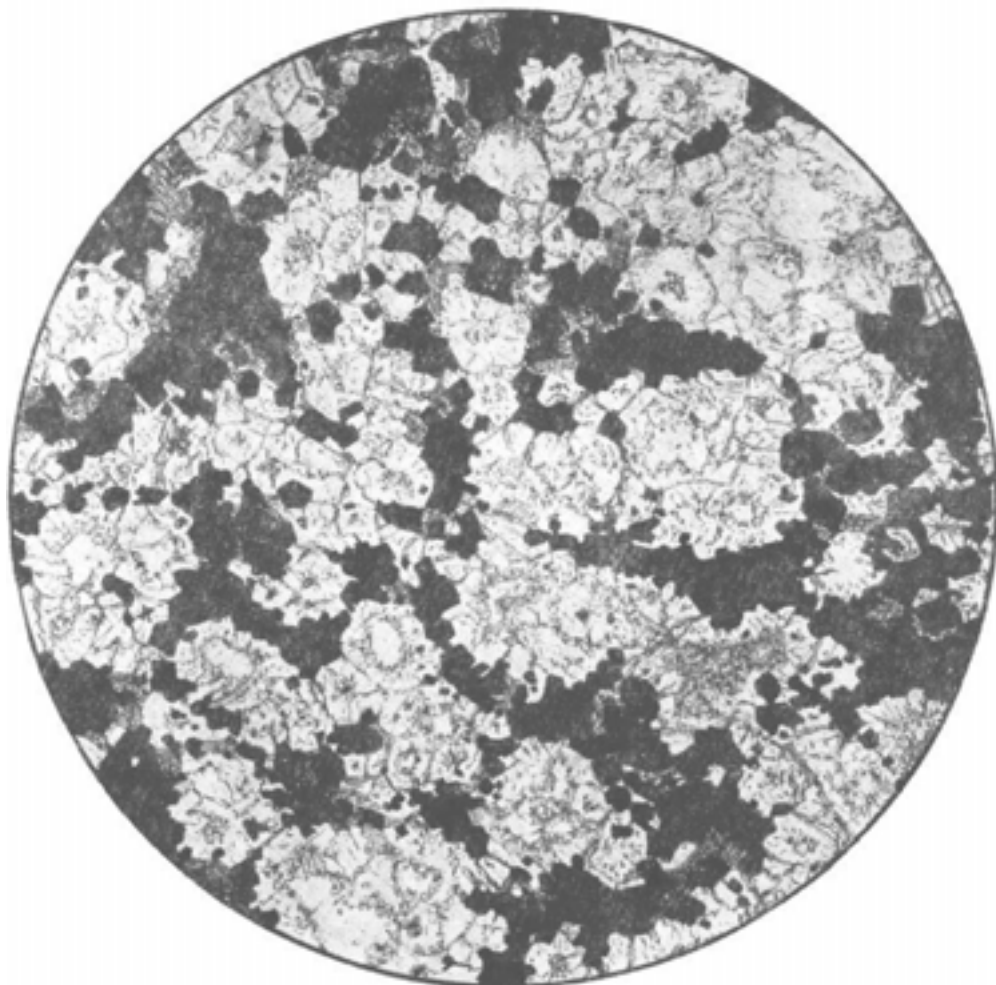
Порода неправильно-полосчатого сложения, с чередованием линзовидных участков из микроклина, магнезиального биотита и сапфирина (таблички с высоким рельефом) и участков существенно микроклин-сапфириновых.

Сапфирин дает таблички по пинакоиду (010). По удлинению (положительному) он обладает зеленовато-голубым цветом, и так как в разных участках его таблички имеют разную ориентировку, то одновременно в шлифе пластинки сапфирина одного участка оказываются голубыми, а другого – бесцветными. Соседние пластинки нередко соединены друг с другом перемычками и угасают одновременно, показывая как бы скелетные формы. Такие участки сходны с диаблостовой структурой; однако участки микроклина, заключенные между сапфирином, одновременным угасанием не обладают, т. е. не принадлежат одному зерну.

Микроклин характеризуется неоднородностью, неясной решеткой и светопреломлением ниже канадского бальзама. Размер зерна его 0,5–0,7 мм и меньше.

Структура породы *кумуляблостовая, нематогранблостовая*. Текстура *атакситовая*.

КАЛИШПАТОВЫЙ МЕТАСОМАТИТ



Фиг. 533.

Малый Хинган. Колл. Г. В. Ицксон (1956). Без анализ.; $d= 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке черное – полиэдрические сростки магнетита. Они отделяют друг от друга светлые участки породы, сложенные калиевым полевым шпатом. Зерна калишпата то сидят по-одному, то образуют скопления нескольких, более или менее изометричных зерен. Размер их около 0,2– 0,4 мм. Внутри большинства зерен калишпата видны пылевидные стяжения в виде колец или скоплений неправильной формы. При очень большом увеличении (320) устанавливается, что они состоят из мельчайших кристалликов турмалина и пластиночек сидерофиллита.

Такая же сидерофиллит-турмалиновая пыль приурочена к трещинам, секущим полевошпатовую часть породы.

Структура *метасоматическая, гломеробластовая.*

ЭГИРИН-АДУЛЯРОВЫЙ МЕТАСОМАТИТ



Фиг. 534.

Малый Хинган. Колл. Г. В. Ициксон (1956). Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке изображена структура метасоматической породы, возникшей за счет гранит-порфира. От первоначальной структуры не сохранилось никаких следов. Самой характерной чертой породы является идиоморфизм адуляра, который дает ромбовидные сечения; местами он образует панидиобластовые скопления (нижняя правая часть рисунка), местами включен в крупные ксенобластовые зерна карбоната, обладающие пойкилобластовой структурой, а также включен или частично вдаётся в ксеноморфные короткие призмы эгирина. Наблюдаются мелкочешуйчатые скопления сидерофиллита.

Структура *гипидиобластовая*, участками *панидиобластовая*, *пойкилобластовая* и *микрелепидобластовая*.

ФЕЛЬДШПАТИЗИРОВАННЫЙ БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 535.

Район гранодиоритового батолита Айдахо. Заимствовано у Гудспиды (Goodspeed, 1942).

Рис. Н. Леонтьевой

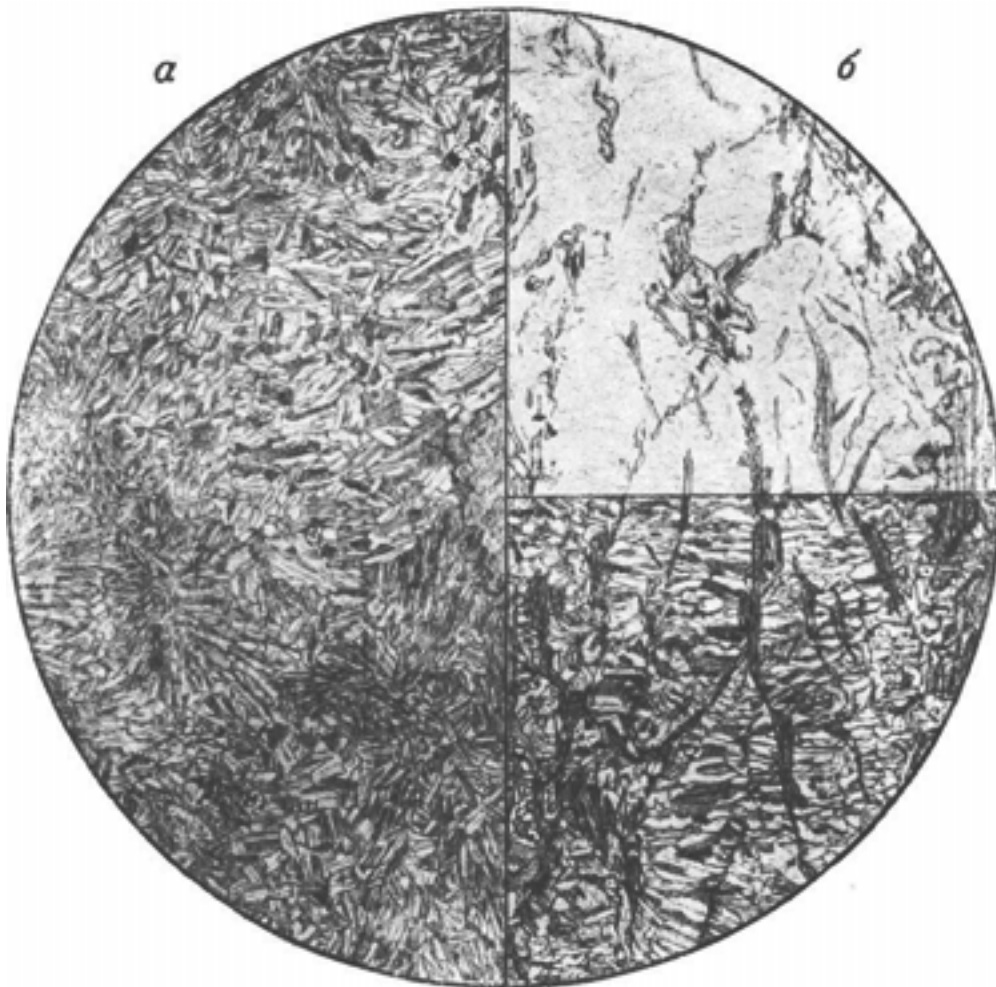
На рисунке изображен штучный шарового (орбикулярного) биотит-плагиоклазового сланца.

В породе густо сидят белые шары (или орбикулы) размером «от долей дюйма до нескольких дюймов». Они образованы радиально расположенными, нередко сдвойникованными индивидами плагиоклаза – андезина или олигоклаз-андезина, нарастающими на зернистое ядро, обогащенное цветными минералами – биотитом и роговой обманкой. Такой же состав имеет основная ткань породы, связывающая шары.

Возникновение орбикулярной текстуры Гудспид связывает с метасоматическим воздействием кварц-полевошпатовых растворов.

В строении шаров нередко заметна концентрическая зональность.

**АЛЬБИТИТ (а)
ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЙ И АЛЬБИТИЗИРОВАННЫЙ
СЛАНЕЦ (б)**



Фиг. 536.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
а – николи + ; $d = 1,8$ мм; б – вверху без анализ.; внизу николи + ; $d = 3,6$ мм.

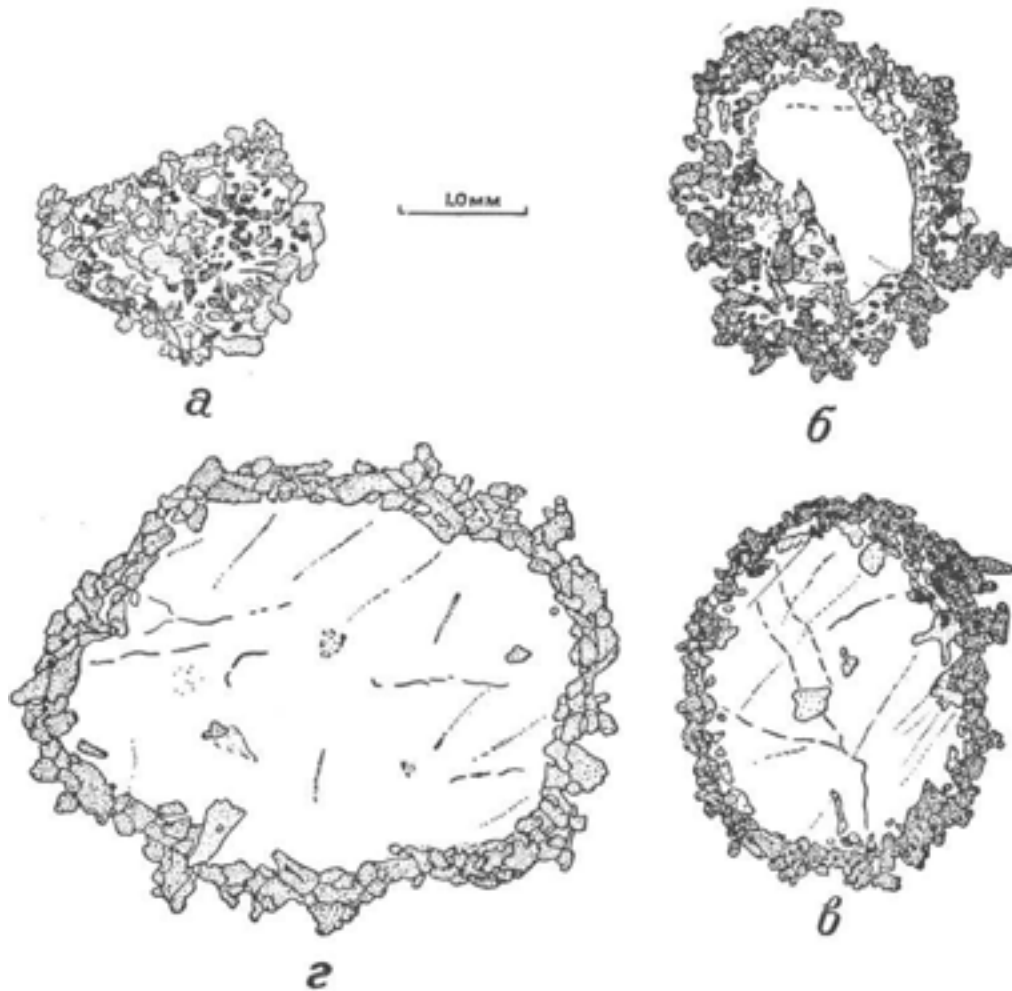
Рис. С. Сергеевой

а – мономинеральная альбитовая порода, состоящая из беспорядочно или параллельно расположенных пластинчатых индивидов. В нижней части рисунка заметно радиальное расположение индивидов альбита. Примесь – рудный минерал. Альбитизация полностью уничтожает первоначальную структуру.

б – на этом рисунке хорошо видно различие в характере метасоматического замещения. Хлоритизация происходит зерно за зерно, зерно хлорита замещает зерно биотита, и структура породы при этом не нарушается. Альбитизация и здесь полностью уничтожает структуру замещаемых участков; альбит как бы нарастает пластинчатыми индивидами на тонкие прерывистые прослойки хлорита.

12*

**РАЗВИТИЕ КВАРЦЕВЫХ ГЛАЗКОВ В ГИБРИДНОЙ
ПОРОДЕ,
ПРЕДСТАВЛЯЮЩЕЙ СОБОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ
ИЗМЕНЕННЫЕ КСЕНОЛИТЫ БАЗАЛЬТА В
ГРАНОДИОРИТЕ**



Фиг. 537.

Северная Ирландия. Заимствовано у Энгюса (Angus, 1962).

Рис. С. Сергеевой

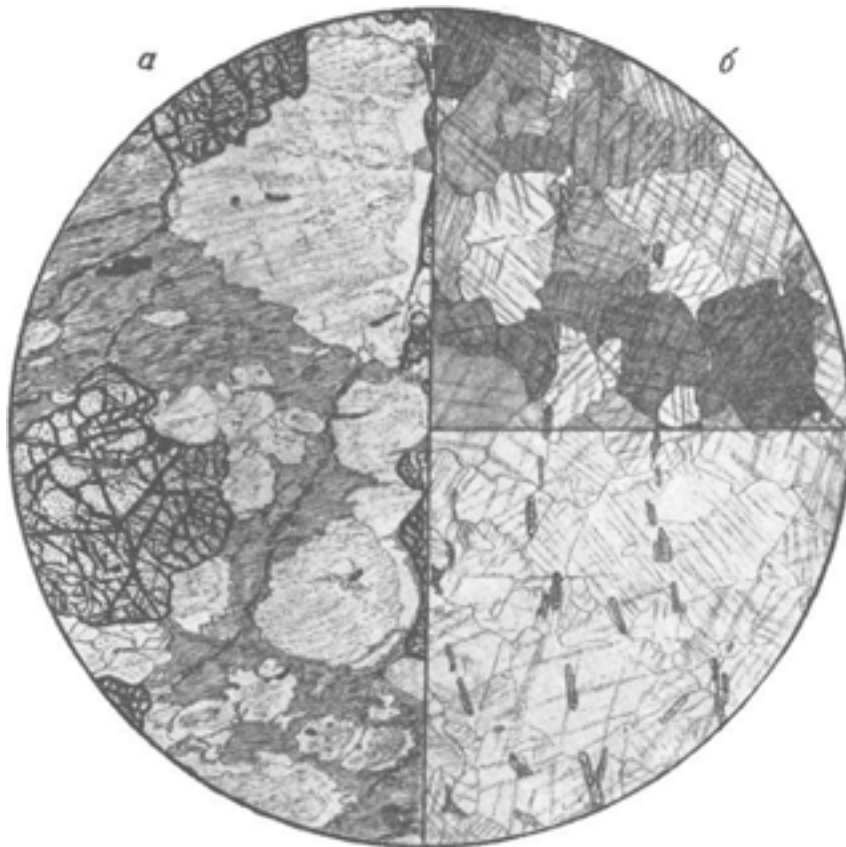
На рисунке показаны четыре стадии процесса: *а* – зарождение оцеллярной структуры в виде пойкилобласта кварца (белое), содержащего неправильные корродированные реликты плагиоклаза (редкие точки) и в меньшем количестве роговой обманки (частые точки);

б – оцеллярная структура с четко выраженным порфиробластовым ядром кварца, отделенным от роговообманковой оболочки зоной прорастания кварца полевым шпатом;

в – оцеллярная структура с редкими участками плагиоклаза по периферии кварцевого зерна; роговообманковая оболочка становится сплошной;

г – типичная оцеллярная структура: крупное зерно кварца около 3–4 мм в поперечнике окружено тонкой оболочкой мелких зерен роговой обманки.

**ОКВАРЦОВАННЫЙ ГРАНАТ-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (а).
ОКВАРЦОВАННАЯ АМФИБОЛСОДЕРЖАЩАЯ ПОРОДА (б)**



Фиг. 538.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
а – без анализ.; $d = 3,6$ мм; б – вверху николи +; внизу без анализ.; $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

а – метасоматически обогащенный кварцем порфиробластовый гранат-хлоритовый сланец. Порфиробласты образованы гранатом. Основная ткань – тонкопараллельная фибробластовая масса хлорита.

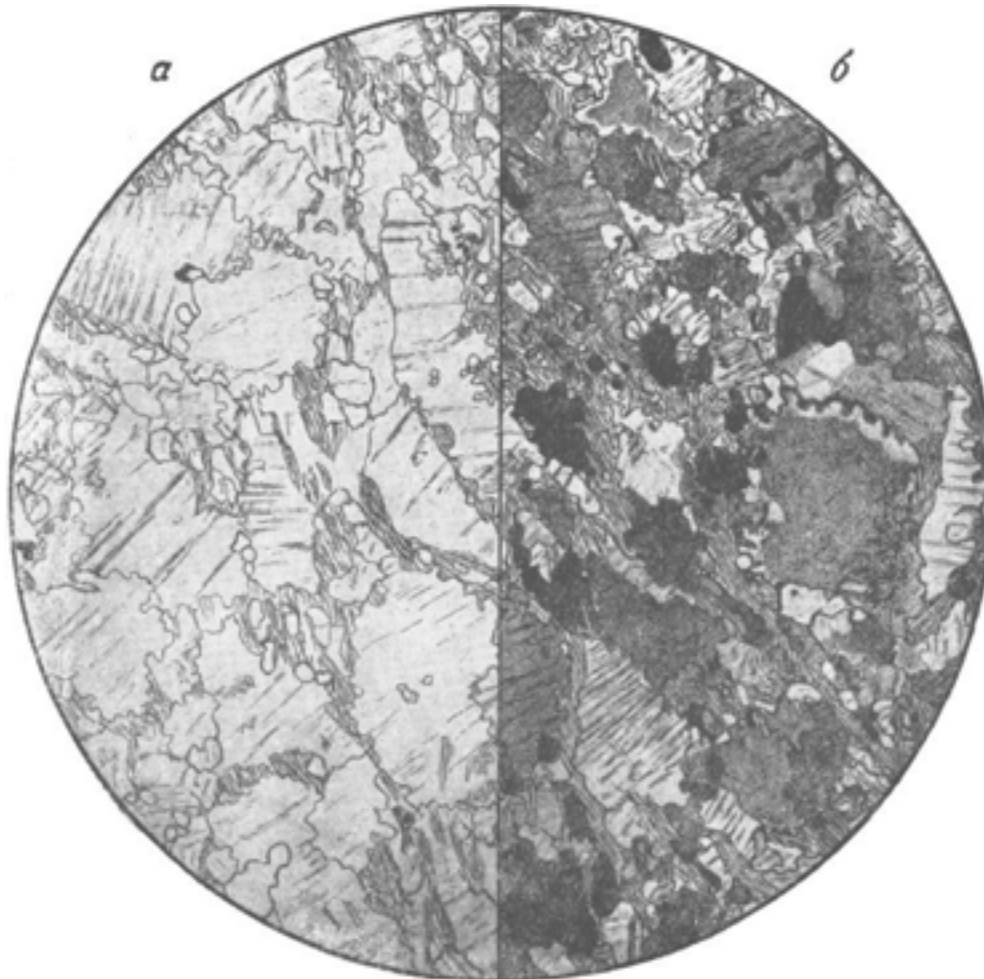
Окварцевание происходит как за счет порфиробластов граната, так и за счет хлоритовой основной ткани. Кварц образует крупные и более мелкие округлые индивиды, как бы вгрызающиеся в породу; параллельная текстура основной ткани прослеживается в нем по наличию пылевидных включений. На многих индивидах кварца видно нарастание в той же оптической ориентировке прозрачной каемки, лишенной пылевидных включений.

Структура *метасоматическая порфиробластовая*. Порфиробласты граната принадлежат этапу общего метаморфизма породы; порфиробласты кварца являются метаблоками, для них характерны округлые формы. Структура основной ткани – *параллельно-тонкофибробластовая*.

б – почти мономинеральная кварцевая порода с незначительной примесью мелких иголок амфибола. В зернах кварца размером 0,3–0,5 мм и в скрещенных николях, и без анализатора наблюдаются полосы пылевидных включений, подтверждающих метасоматическое образование кварца, заместившего, вероятно, карбонат зерно за зерно.

Структура *гранобластовая метасоматическая*.

ОКВАРЦОВАИНЫЙ БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 539.

Северная часть Криворожского железорудного бассейна, Колл. Ю. Ир. Половинкиной;
а – без анализ.; б – николи + ; $d = 1,8$ мм.

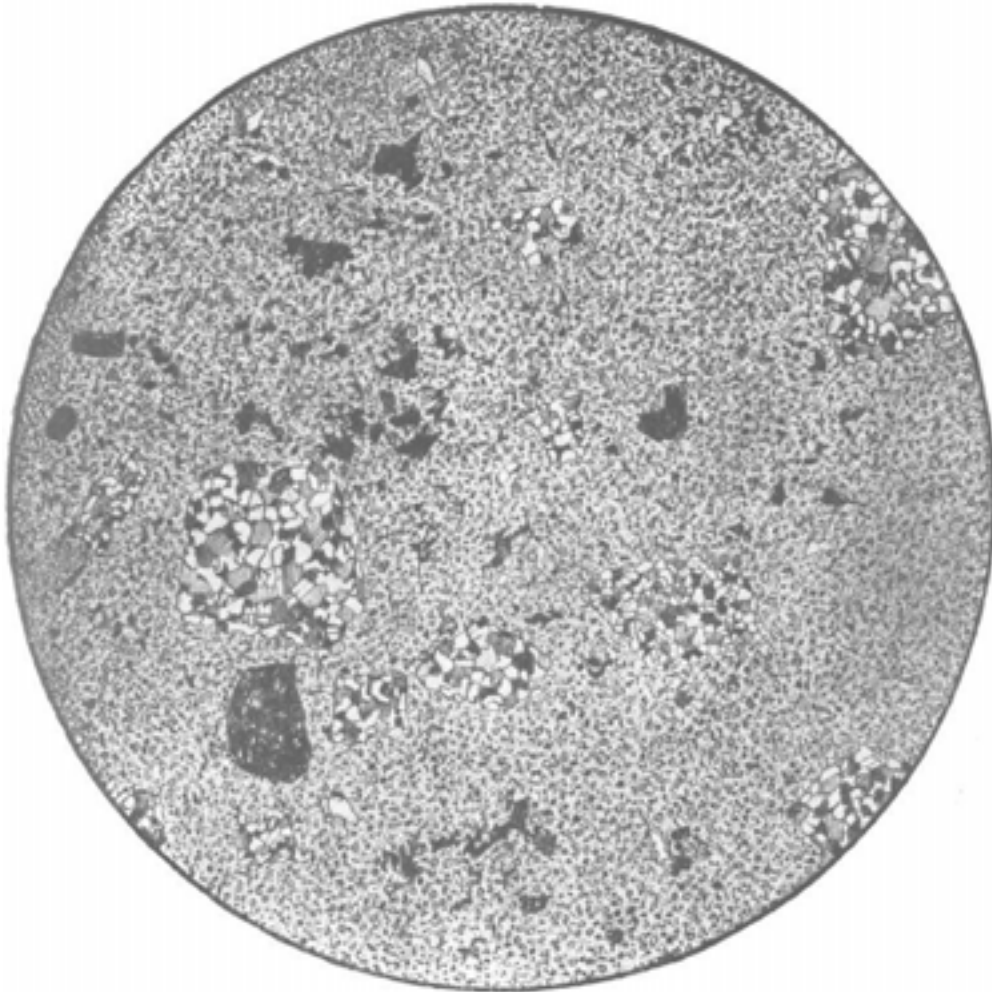
Рис. С. Сергеевой

Почти мономинеральная кварцевая порода с небольшой примесью бесцветной слюды в тонких скоплениях мелких чешуек, играющих роль цемента. Во многих кварцевых зернах расположением пылевидных частичек намечается спайность или двойниковое строение минерала (плагинклаза?), замещенного кварцем. Каждое зерно кварца замещает зерно исходной породы, т. е. образует псевдоморфозу.

Зерна кварца вдаются друг в друга сосцевидными выростами, имеющими или одинаковую с самим зерном оптическую ориентировку (как в цементе разрастания песчанико-кварцитов), или ориентировка их иная и в скрещенных николях они выделяются как фестончатая кайма на зернах. Такая структура кварцевых пород называется французскими петрографами *сосочковой*, или *бугристой* (*mamelonnée*).

Структура *метасоматическая, псевдоморфная, лепидогранобластовая, зубчатая*.

ВТОРИЧНЫЙ КВАРЦИТ (ОКВАРЦОВАИИНЫЙ ПОРФИР)



Фиг. 540.

Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Наковника.

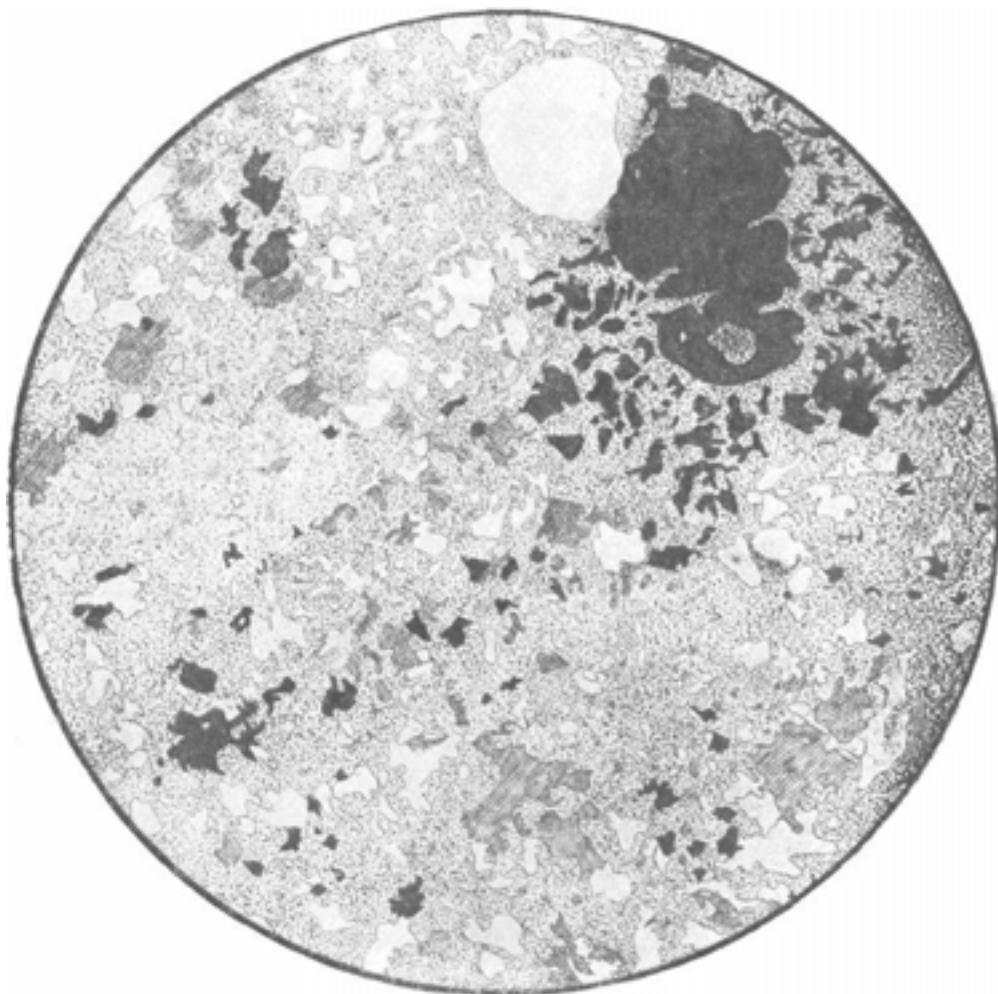
Николи + ; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В породе наблюдаются реликты фенокристаллов, выполненных агрегатами мелкозернистого кварца и скоплениями рудных зерен. Эти псевдоморфозы по фенокристаллам выделяются на фоне основной ткани, имеющей криптокристаллическую структуру и состоящей из весьма тонких зерен кварца и рудной пыли.

Структура *бластопорфировая*, или *палимпсесровая порфировая*.

ВТОРИЧНЫЙ КВАРЦИТ – ОКВАРЦОВАИНЫЙ ЛИПАРИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 541.

Казахстан, Джаксы-Карт. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из серицита и кварца. Крупные зерна кварца в правой верхней части рисунка (одно на полном просветлении, другое на погасании) представляют собой фенокристаллы, сохранившиеся от первоначальной породы, отчего и структура ее является реликтовой порфировой. Зерна кварца, образующиеся в основной ткани, получают вблизи кварцевых фенокристаллов одинаковую с ними оптическую ориентировку, аналогично каемкам разрастания кварца в кварцевых песчаниках – кварцитах.

Структура основной ткани, образовавшейся за счет основной массы липаритового порфира, является *микрелепидогранобластовой*.

ВТОРИЧНЫЙ КВАРЦИТ – ОКВАРЦОВАИНЫЙ ДАЦИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 542.

Казахстан, Северное Прибалхашье. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Наковника. Без анализ.; $d = 3,0$ мм.

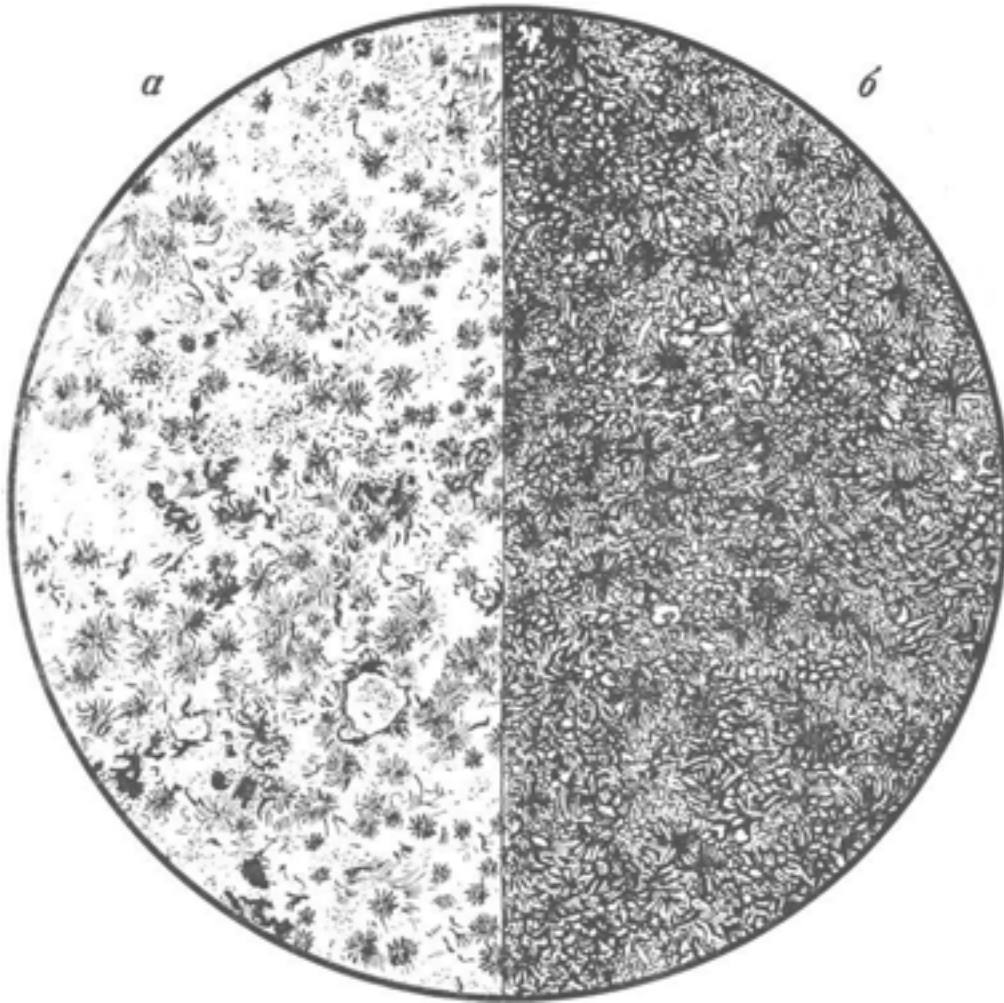
Рис. И. Егорова

В породе видны агрегаты алунита и цуниита, образующие псевдоморфозы по фенокристаллам полевого шпата первоначальной дацитової породы.

Основная ткань состоит из очень мелких зерен кварца, подчиненного количества алунита и единичных индивидов цуниита.

Структура *реликтовая порфировая*.

ВТОРИЧНЫЙ КВАРЦИТ С ТУРМАЛИНОМ



Фиг. 543.

Казахстан, Учкагил. Колл. Н. К. Озерова, а – без анализ.; б – николи+; $d = 2,3$ мм

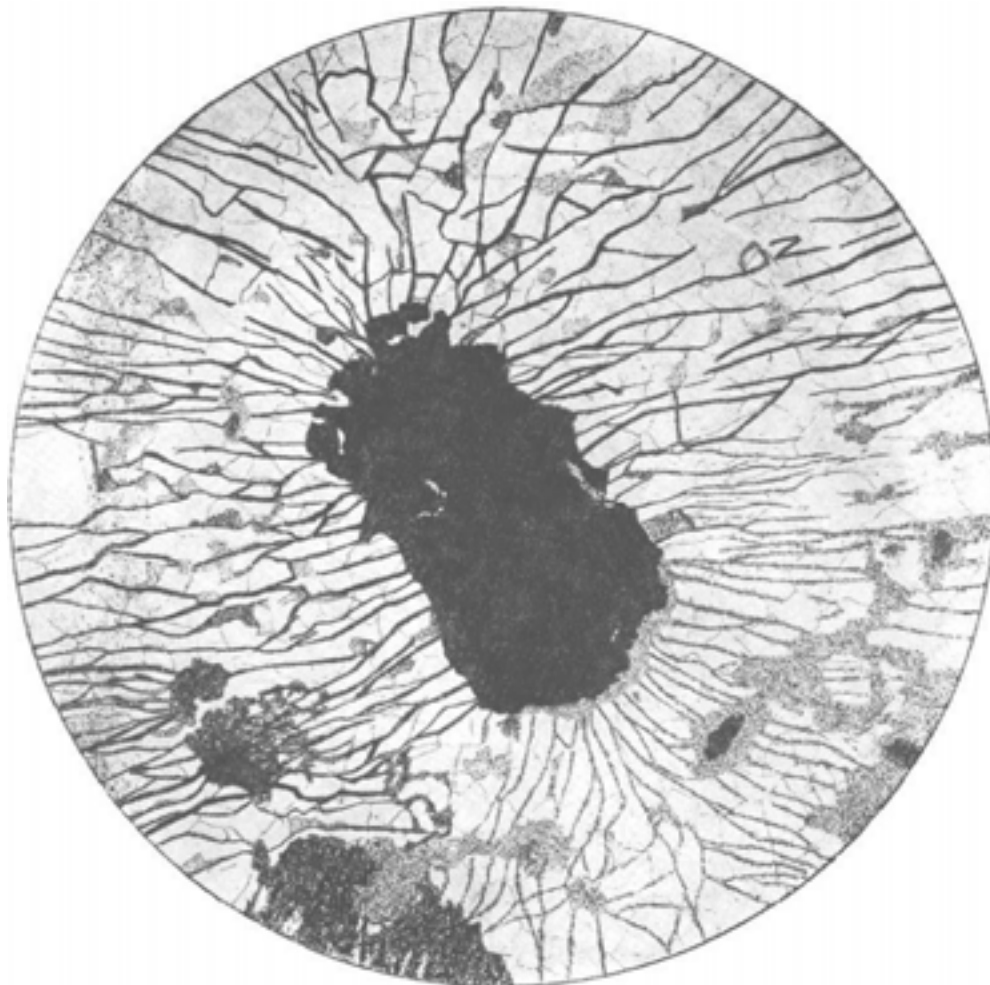
Рис. И. Егорова

В тонкозернистой массе кварца видны радиальнолучистые образования турмалина, состоящие из тончайших иголочек, расположенных вокруг центра, и напоминающие в миниатюре известные турмалиновые «солнца». В скрещенных николях эти образования дают черный крест, чем они напоминают сферолитовые образования.

Черное в шлифе – окислы железа.

Структура *радиальнолучистых* агрегатов, или «*микросолнц*».

РАДИОАКТИВНЫЙ РУДНЫЙ КВАРЦИТ



Фиг. 544.

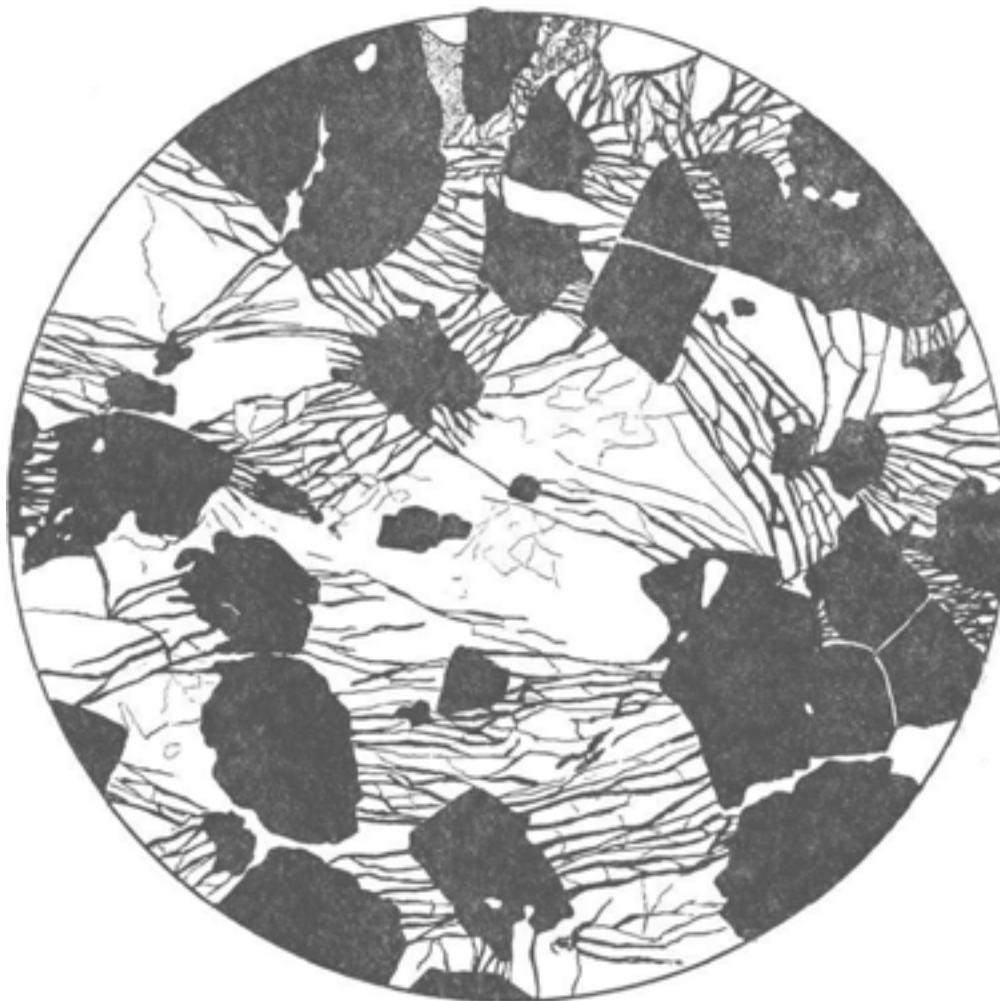
Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 3$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода представляет собой метасоматический кварцит, т. е. в ней все минералы исходной породы замещены гранобластовой массой кварца с простыми полигональными ограничениями зерен и с размером последних около 0,2–0,25 мм. Черное в центре поле зрения – субидiomорфное зерно радиоактивного минерала, присутствие которого вызывает в породе радиальную трещиноватость. Такая трещиноватость весьма характерна для всех радиоактивных минералов и проявляется в любых вмещающих минералах породы. Трещины заполнены рудным веществом и проходят независимо от границ зерен породы. Серые скопления, преимущественно в нижней части рисунка, – водные окислы железа.

Структура *метасоматическая гранобластовая* с радиальной трещиноватостью.

РАДИОАКТИВНЫЙ РУДНЫЙ КВАРЦИТ



Фиг. 545.

Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 3,7$ мм.

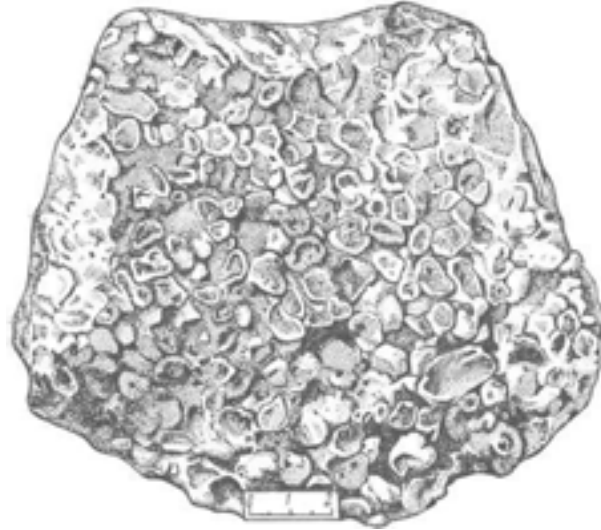
Рис. Н. Леонтьевой

Такой же метасоматический кварцит гранобластовой структуры, как и на фиг. 544, но более мелкозернистый.

В поле зрения попало много зерен радиоактивного черного минерала и видно расположение трещин вокруг них, связывающих эти минералы друг с другом. Трещины и здесь выполнены черным рудным веществом. Серое вверху рисунка – водные окислы железа.

Структура *метасоматическая гранобластовая* с радиальной трещиноватостью.

КВАРЦ-ФЛЮОРИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 546.

Западное Забайкалье. Колл. А. Д. Щеглова (1961).

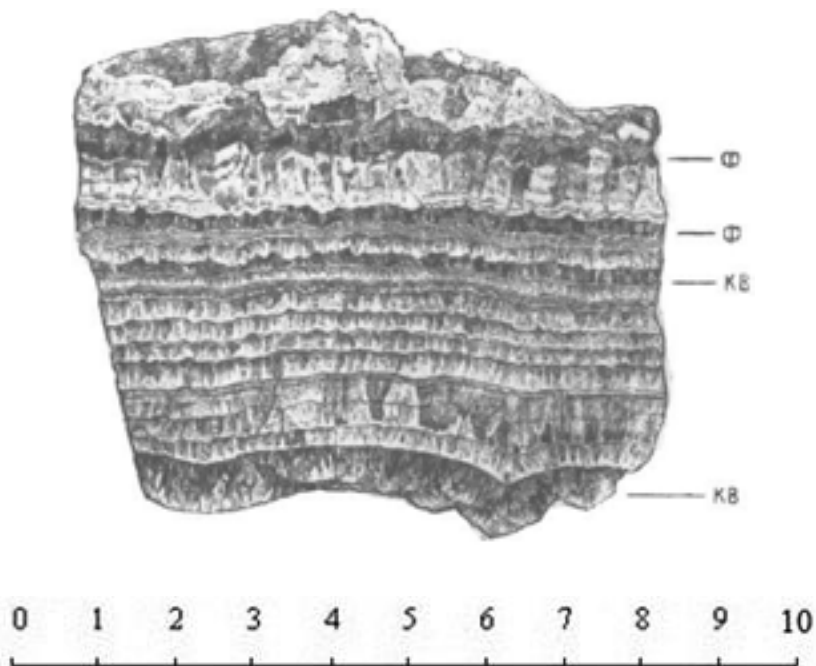
Рис. Б. Толмачева

На рисунке изображена выветрелая поверхность *штуфа* кварц-флюоритовой породы, на которой отчетливо выступает ее своеобразная текстура. На мелкие обломки сиенита нарастают кокарды гребчатого кварца.

Кварц-флюоритовая порода образуется в результате гидротермальной переработки сиенита, брекчированного в зоне разлома. Мелкие обломки породы при этом обрастают кокардами гребчатого кварца, которые заключены в мелкозернистой массе халцедоновидного кварца, содержащей флюорит. Строение кокард показано на фиг. 548.

Текстура породы *кокардовая*.

ФЛЮОРИТ-КВАРЦЕВАЯ ПОРОДА



Фиг. 547.

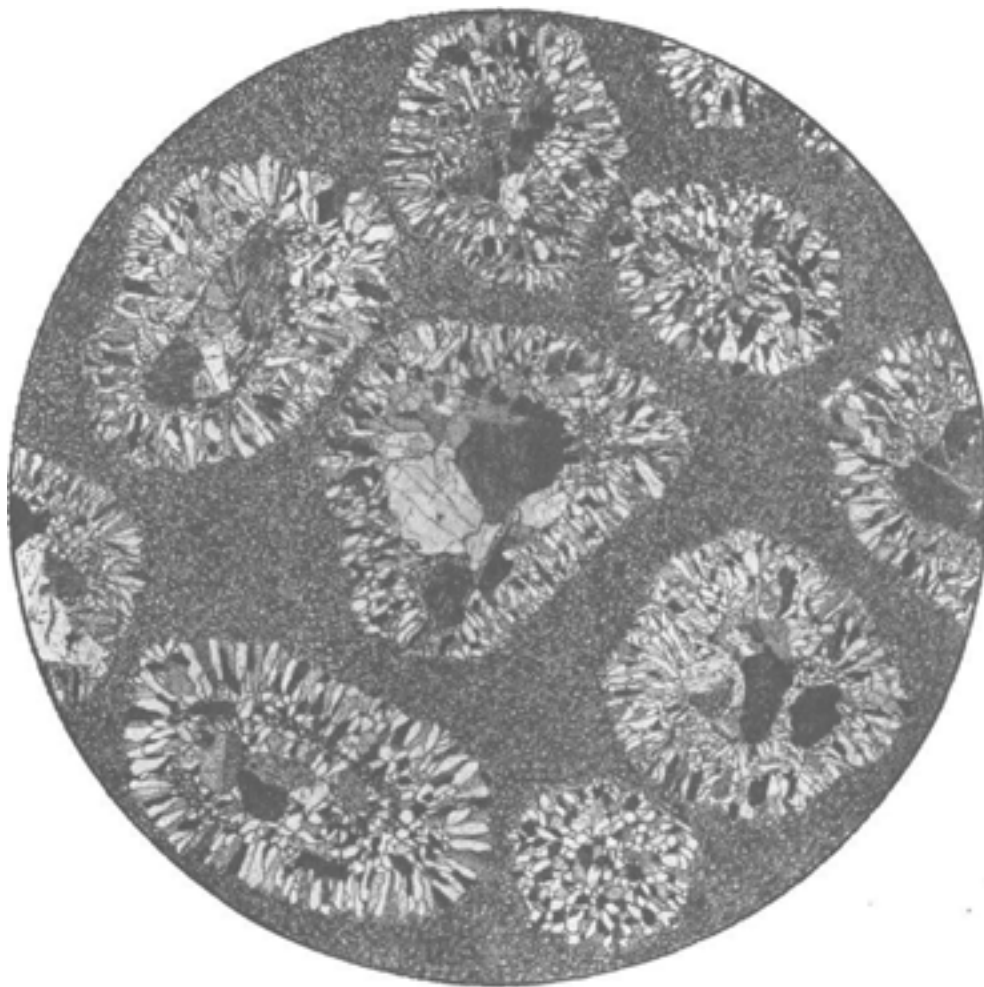
Западное Забайкалье, м-ние Иволга. Колл. А. Д. Щеглова (1961). Полированный образец.

Рис. В. Колесниковой

На рисунке изображен полированный образец полосчатой флюорит-кварцевой породы из симметрично-полосчатого прожилка. В породе чередуются полосы флюорита (Ф) различной окраски с полосками кварца (КВ); и те, и другие имеют *шестоватую*, или *гребенчатую*, структуру. Мощность полос различна, от нескольких миллиметров до 1–1,5 см.

Текстура *полосчатая*.

ФЛЮОРИТ-КВАРЦЕВАЯ ПОРОДА



Фиг. 548.

Западное Забайкалье. Ново-Никольское м-ние. Колл. А. Д. Щеглова (1961). Николи +; увел. 6.
Рис. В. Колесниковой

На рисунке изображена структура флюорит-кварцевой породы с кокардовой текстурой, показанной на фиг. 546. В поле зрения видны кокарды размером 0,5–1 см; они представляют собой нарастание гребенчатого кварца на мелкие обломки сиенита. Нарастание нередко происходит зонально, и гребенчатый кварц может чередоваться с тонкими зонами халцедоновидного кварца.

Кокарды заключены в очень тонкозернистой массе халцедоновидного кварца с примесью флюорита.

Структура *кокардовая*.

ФЛЮОРИТ-КВАРЦЕВАЯ ПОРОДА



Фиг. 549.

Западное Забайкалье. Материалы А. Д. Щеглова (1961). Николи +.
Рис В. Колесниковой

На рисунке изображен прозрачный шлиф полосчатой (около 2 см р вкrest полосчатости) флюорит-кварцевой породы, в которой чередуются полосы более крупнозернистого гребенчатого кварца (светлое) и криптокристаллического кварца (темное).

В нижней части в крупнозернистом гребенчатом кварце видны зерна и угловатые обломки зерен флюорита (черное); иногда гребенчатый кварц нарастает на них в виде венчика.

Текстура *полосчатая*; структура – сочетание *гребенчатой* и *криптокристаллической*.

арнокиты являются сравнительно редкой группой пород. Несмотря на то что им посвящена большая литература и они детально изучены и описаны во многих районах развития докембрия, вопрос о происхождении их до сих пор остается спорным. Для решения этого вопроса очень большое значение имеет изучение их текстур и структур. Ниже приводятся несколько иллюстраций чарнокитов Украины, позволяющих считать их метасоматическими породами.

ЧАРНОКИТЫ

Чарнокиты являются сравнительно редкой группой пород. Несмотря на то что им посвящена большая литература и они детально изучены и описаны во многих районах развития докембрия, вопрос о происхождении их до сих пор остается спорным. Для решения этого вопроса очень большое значение имеет изучение их текстур и структур. Ниже приводятся несколько иллюстраций чарнокитов Украины, позволяющих считать их метасоматическими породами.

На фиг. 550 и 551 показано образование чарнокита – более светлых и более крупнозернистых масс – за счет темного мелкозернистого пироксен-плагиоклазового кристаллического сланца, а также за счет мелкозернистого плотного габбро-норита, залегающего небольшими согласными телами среди пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. И в обнажениях, и в отдельных больших образцах, показанных на зарисовках, хорошо видно, что переход к чарнокиту, хотя и везде вполне отчетливый, не является резким.

Еще более показательным это прослеживается в шлифах. На фиг. 552 изображен шлиф, сделанный как раз на границе обеих пород. Мелкозернистая гранобластовая масса гиперстен-биотит-плагиоклазового гнейса левой части рисунка быстро, но без резкой границы сменяется крупнозернистым чарнокитом в правой части рисунка. Чарнокит характеризуется таким же минеральным составом, как и гнейс, но плагиоклаз становится более кислым и в нем появляются обильные антипертитовые вроски калишпата, хорошо выделяющиеся по розовому дисперсионному эффекту.

Для чарнокитов, как и для большинства пород метасоматического генезиса, очень характерно неравномерное распределение минералов, т. е. кумулобластовый или гломеробластовый характер структуры. В участках, богатых цветными минералами, обычно скопляются одновременно и пироксены, и роговая обманка, и биотит, и эти участки имеют кумулобластовую структуру (фиг. 553). Роговая обманка и биотит, видимо, замещают пироксены, так как чарнокитизация есть переход от гранулитовой фации метаморфизма к амфиболитовой.

На фиг. 554 изображен лейкократовый участок чарнокита, сложенный почти одним антипертитовым плагиоклазом.

ЧАРНОКИТИЗИРОВАННЫЙ ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ СЛАНЕЦ



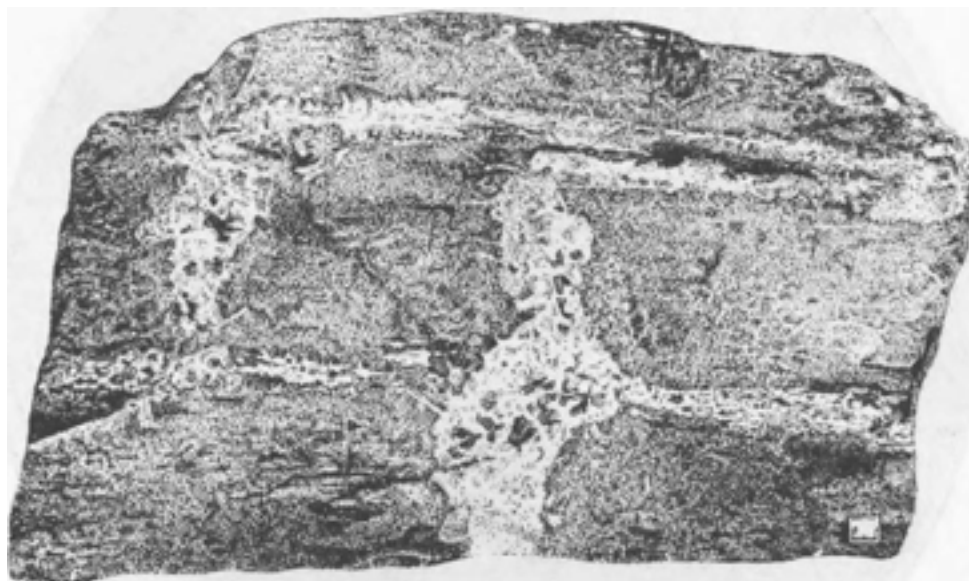
Фиг. 550.

Украина, р. Южный Буг у с. Тыврова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. Р. Полякова

На полированной поверхности большого образца пироксен-плагиоклазового кристаллического сланца (темно-серый плотный) видны проявления чарнокитизации. Процесс идет метасоматически, и граница между кристаллическим сланцем и чарнокитом (более светлый крупнозернистый) не резкая, хотя и вполне отчетливая; на коротком расстоянии одна порода замещается другой.

ЧАРНОКИТИЗИРОВАННЫЙ ГАББРО-НОРИТ



Фиг. 551.

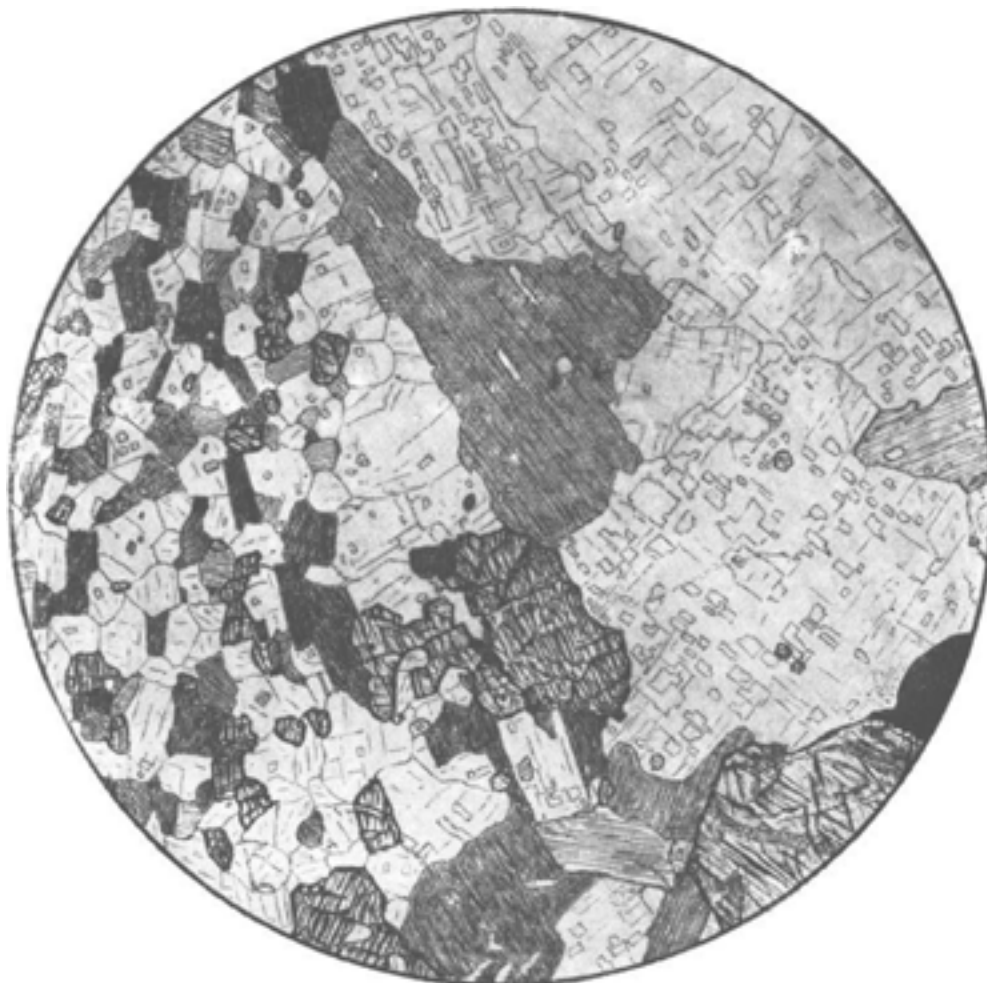
Украина, р. Южный Буг в р-не с. Шелудков. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. Р. Полякова

Глыба габбро-норита в начальной стадии замещения его чарнокитом. Габбро-норит образует небольшие согласные интрузивные массы в толще гнейсов и кристаллических сланцев Побужья и обладает одинаковой с последними параллельной текстурой и трещинами отдельности.

Чарнокитизация начинается по этим трещинам, являющимся путями движения чарнокитизирующих растворов. Процесс идет метасоматически, и резких границ между габбро-норитом (темное мелкозернистое) и возникающим чарнокитом (более крупнозернистые светлые массы) не создается.

ПЕРЕХОД ГИПЕРСТЕН-БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВОГО ГНЕЙСА В ЧАРНОКИТ



Фиг. 552.

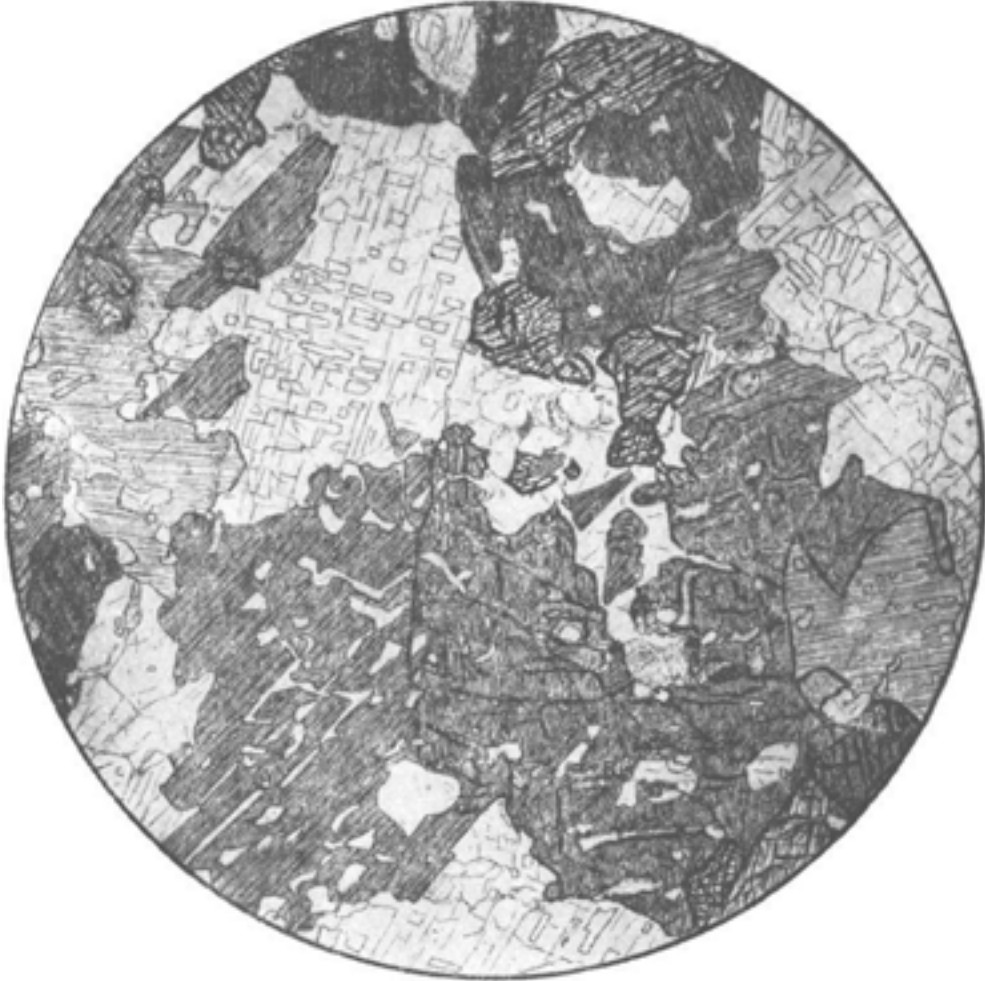
Украина, бассейн р. Ингульца, с. Спасово на р. Верблюжке. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

В левой части поля зрения порода представляет собой гиперстен-биотит-плагиоклазовый гнейс мелкозернистой (размер зерна 0,2–0,3 мм) гранобластовой структуры. В правой большей части видно резкое увеличение размера зерна породы при том же минеральном составе и переход ее в чарнокит. Единственное изменение минерального состава состоит в появлении антипертитовых вростков калиевого полевого шпата в плагиоклазе, в чем выражается калиевый метасоматоз процесса чарнокитизации. Разница между обеими породами совершенно очевидная и граница отчетливая, но не резкая.

Структура чарнокита *метасоматическая*.

ЧАРНОКИТ



Фиг. 553.

Украина, бассейн р. Ингульца, с. Спасово на р. Верблюжке. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Без анализ.; $d = 3,6 \text{ мм}$.

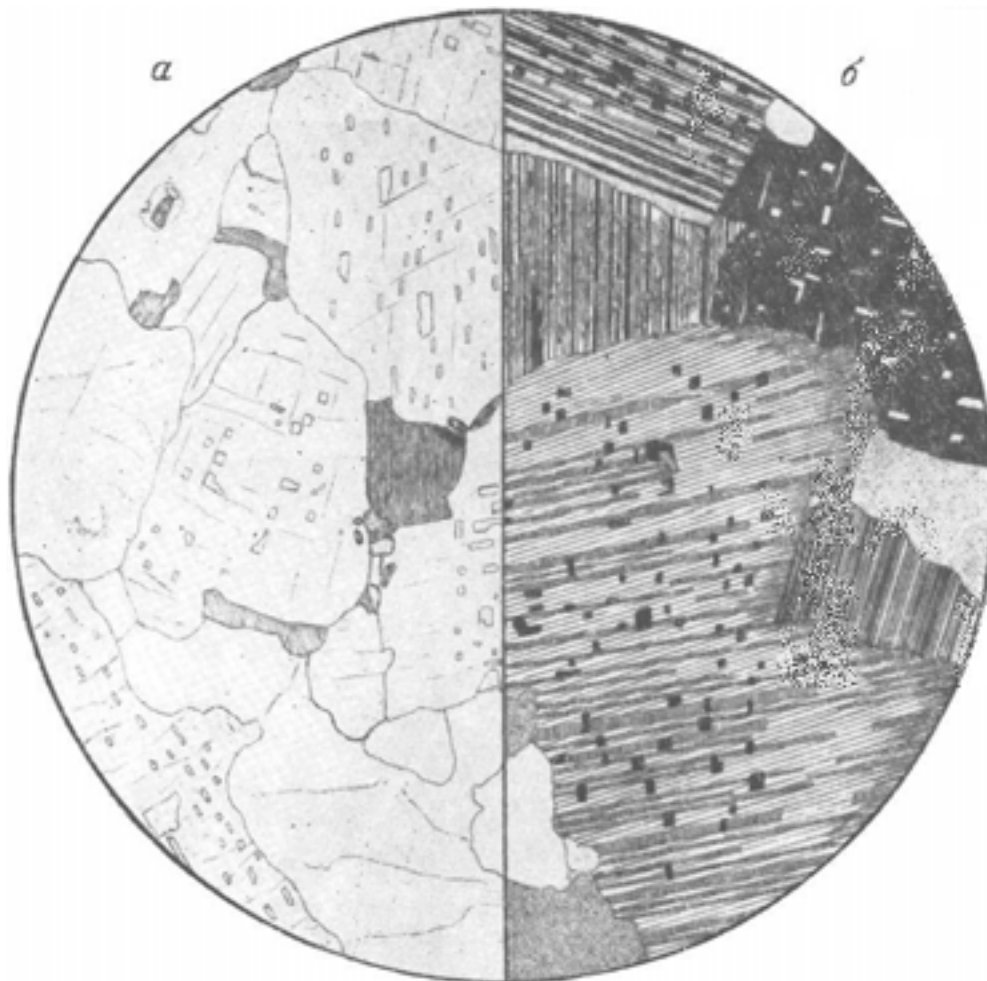
Рис. С Сергеевой

Порода богата цветными минералами – гиперстеном (высокий рельеф и пироксеновая спайность), роговой обманкой густого буровато-зеленого цвета (рельеф высокий, но ниже, чем у гиперстена, густая штриховка) биотитом (более светлый, чем роговая обманка) часто в симплектитовом срастании с кварцем (левая нижняя часть рисунка). Бесцветные минералы – антипертитовый плагиоклаз и кварц. Акцессорные – апатит и магнетит.

Структура близка к диоритовой. Особыми чертами ее являются скопления цветных минералов, т. е. структура кумулобластовая. Наличие антипертита и кварц-биотитовых симплектитов указывает на метасоматический характер породы.

Структура ее может быть названа *метасоматической кумулобластовой*.
Текстура *массивная*.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЙ УЧАСТОК ЧАРНОКИТА (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 554.

Украина, бассейн р. Ингульца, верховья р. Боковеньки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
а – без анализ.; б – николи +; $d - 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из крупных (1,5–2 мм) зерен плагиоклаза-андезина, более мелких зерен кварца и биотита (слева частая тонкая штриховка).

Наиболее характерной чертой структуры породы является обилие антипертитовых вростков калишпата в плагиоклазе. Вростки имеют различные размеры, более или менее правильные прямоугольные очертания и в пределах одного зерна плагиоклаза угасают одновременно, что хорошо видно в правой части рисунка.

Структура *антипертита*.

МИГМАТИТЫ

Основоположник учения о мигматитах – Я. И. Седергольм указывал, что для исследования этих пород главное значение имеют наблюдения в поле, тогда как изучение под микроскопом мало дает для характеристики их разновидностей. Способы сочетания и размещения в пространстве обоих материалов мигматита – материала исходных пород, обычно более основного, и мигматизирующего более кислого, гранитоидного компонента, – т. е. текстуры пород весьма разнообразны. В разных странах разработана сложная номенклатура текстурных разновидностей мигматитов, в которой авторы отражают свое представление о генезисе этих пород или, наоборот, стремятся уйти от решения последнего вопроса. Термины для обозначения текстур мигматитов производятся от греческих корней и вследствие этого без изменения (кроме транскрипции) могут употребляться во всех современных языках. Большинство терминов включено в «Словарь», где дается не только содержание понятий и происхождение наименований, но по возможности также сопоставление аналогичных терминов у разных авторов.

Для иллюстрации текстур мигматитов использован преимущественно материал наших отечественных пород разных регионов, но для полноты и точности характеристики некоторых терминов приводятся также зарисовки, заимствованные у зарубежных ученых.

Главные текстурные разновидности мигматитов, выделенные Седергольмом в самом начале текущего столетия, следующие: агматит, адергнейс, или полосчатый гнейс, артерит, диктионит, небулит, небулитовый артерит, стиктолит. Как особая характерная черта этих пород указана птигматитовая плейчатость гранитоидных прожилков мигматитов и даны термины птигматитовый артерит и птигматитовый мигматит.

Необходимо отметить, что вначале термин артерит означал у Седергольма мигматит с жилками гранитового материала, идущими в любых направлениях, а не только послойно. Продукт послойной мигматизации называется полосчатым гнейсом (Sederholm, 1913, фиг. 1 и 2). Позднее термин артерит стал применяться и к послойным мигматитам (Седергольм, 1926, фиг. 8).

Те же разновидности с наименованиями на современном (немецком) языке для мигматитов района Хохальм-Анкогель (Высокий Тауэрн) в Австрии описали

Ф. Ангер и Р. Штабер (Anger und Staber, 1937). В переводе на русский язык – это глыбовый, полосчатый, сетчатый, диффузивный и складчатый мигматиты.

Авторы не различают собственно складчатые (или пloidчатые) мигматиты и мигматиты с пloidчатыми жилками, т. е. птигматитовые мигматиты.

Среди глыбовых мигматитов они выделяют форелевые мигматиты с обильными мелкими, взаимно параллельно ориентированными лепешками кристаллического сланца или амфиболита. Название дано по внешнему сходству породы с кожей форели.

В Германии Шейманн (Scheumann, 1936, 1937) разработал представление о двух главных процессах образования мигматитов – метатексисе и метабластезе, которые приводят соответственно к образованию метатексических (метатектических) и метабластических мигматитов (гнейсов). Принимая для отдельных текстурных разновидностей терминологию, предложенную Седергольмом, Шейманн вводит новый термин «флебит» (1936) для обозначения всех жилковатых гнейсов или адергнейсов независимо от происхождения их жильного материала, т. е. независимо от того, является ли он привнесенным или выплавленным из самой породы. Таким образом, термин флебит охватывает как артериты Седергольма, так и вениты П. Хольмквиста (Holmquist, 1921).

Идей Шейманна придерживаются В. Кох (Koch, 1939), К. Менерт (Mehnert, 1940, 1951) и др.

В Швейцарии Г. Губер (Huber, 1943) под руководством П. Ниггли также разработал классификацию мигматитов. Им выделены две большие группы пород: 1) мерисмиты и 2) хоризмиты. Мерисмиты представляют собой мигматиты, состоящие из крупных частей различного происхождения и различной формы, таковы, например, агматиты Седергольма, полосчатые мигматиты с полосами значительной мощности и др. Хоризмиты характеризуются более тонким и более тесным смешением составных частей. Среди них выделяются флебиты в понимании Шейманна, т. е. жилковатые мигматиты, офтальмиты, или очковые мигматиты, и строматиты – послойные мигматиты.

Д. де Ваард (de Waard) при описании очковых гнейсов и мигматитов Сиерры-Гвадаррамы (Испания) пользуется номенклатурой пород, предложенной Седергольмом, и, кроме того, выделяет еще одну текстурную разновидность, названную им крокидитом. Порода близка по характеру к диктиониту, но отличается от него развитием многочисленных коротких и мелких «хлопьев», прожилков и пятен гранитового материала, не имеющих резких границ. Это как бы не закончивший своего формирования диктионит.

Во Франции Ж. Жюнг и М. Рок (Jung et Roques, 1952) во «Введении к зонеографическому изучению формаций кристаллических сланцев» также дали классификацию мигматитов, основанную на текстурных признаках. Первое разделение на две большие группы сделано так же, как и у Губера, на основании масштаба мигматизации.

Породы, не достигшие однородности и воспринимаемые как единое петрографическое образование только при наблюдении на значительной площади, относятся к гетерогенным мигматитам; таковы агматиты, диади-зиты с крупными, неправильными и ветвящимися, секущими жилами гранитового, пегматитового или аплитового материала, и эпидолиты с согласными жилами такого же материала. Однородные или гомогенные мигматиты разделяются на мигматиты пропитывания, или эмбрезиты, с ненарушенной сланцеватостью исходных пород, и анатекситы, образование которых связано с частичным плавлением; сланцеватость исходных пород в них неясная, завалулированная и нарушенная. Среди эмбрезитов наиболее распространены очковые и порфиробластовые разновидности, но встречаются также слоистые и полосчатые мигматиты. Для анатекситов

характерны артериты и небулиты с неясными и нерезкими текстурными проявлениями, а также плейчатые мигматиты.

Советские петрографы обычно пользуются номенклатурой мигматитов, созданной Седергольмом, или же переводят его термины на русский язык. Так, у Н. Г. Судовикова (1954, 1955, 1959) в описаниях мигматитов Карелии и Алданского щита встречаем такие термины, как агматит, диктионит, послонные, порфиробластовые, складчатые и теневые мигматиты, а также неудачные термины ветвистые мигматиты и птигматиты (см. «Словарь»).

Весьма подробную морфологическую классификацию мигматитов дал на основании своих исследований в Западном Беломорье К. А. Шуркин (1957). Он почти полностью освободился от применения иностранных терминов, переведя их на русские; подметил ряд второстепенных признаков, позволивших ему сделать дальнейшее расчленение выделенных текстурных разновидностей, и хорошо иллюстрировал свою классификацию.

Автор предлагает различать следующие одиннадцать типов мигматитов:

1. Линзовидно-жилковатые (у Шуркина линзовидно-жилковые, что неправильно по словообразованию); 2) полосчатые, разделяющиеся на а) равномернополосчатые, б) неравномернополосчатые (у автора неудачно – гетерополосчатые; см. «Словарь») и в) слоистополосчатые; 3) тонкопослойные с разновидностью плейчатых мигматитов; 4) птигматитовые; 5) ветвисто-жилковатые (у Шуркина так же, как у Судовикова, неудачно – ветвистые; см. «Словарь»); 6) сетчатые; 7) брекчиевидные и псевдобрекчиевидные мигматиты (вместо принятых Судовиковым агматитов Седергольма); 8) флюидальные мигматиты; 9) очковые; 10) порфиробластовые, включающие пятнисто-порфиробластовые и жильнопорфиробластовые (у автора – порфиробластические) и 11) теневые мигматиты, разделяющиеся на а) гнейсовидно-теневые, б) пятнисто-теневые и в) порфиробластовотеневые (у автора неудачно – порфиroidно-теневые).

Классификация Шуркина является наиболее детальной; предложенные им названия понятны и с небольшими поправками (главным образом по словообразованию) могут быть рекомендованы к употреблению. Необходимо, однако, отметить, что термины Седергольма уже давно (более столетия) вошли в геологическую литературу и являются общепринятыми не только вследствие приоритета, но также и вследствие того, что взятые с мертвого греческого языка, они без изменения могут употребляться на любом современном языке. Поэтому в подписях к иллюстрациям текстур мигматитов нами приводятся и те, и другие названия, причем предпочтение отдается названиям, данным авторами. Не переведенным на русский язык остается у Шуркина термин птигматитовые мигматиты. Как известно, Седергольм предложил термин птигматическая (или птигматитовая) складчатость или плейчатость инъекционных жил и жилков; в дальнейшем сами плейчатые жилки стали называться птигматитовыми жилками и появился термин птигматитовый мигматит (Sederholm, 1913). Термин произведен от греческого птигма – складка и означает плейчатая жилка или порода. Птигматитовый мигматит в точном переводе должен означать плейчатый мигматит. Однако Шуркин особо подчеркивает, что последний является совсем другим типом мигматита, в котором слои исходной породы деформированы также сложно и притом согласно с деформацией послонных инъекционных прожилков. Другие авторы, по-видимому, не проводят резкого различия между плейчатыми и птигматитовыми мигматитами. Например, у Судовикова (1955) среди многочисленных иллюстраций птигматитовых жил на рис. 28 показаны аплитовые жилы, идущие по слоям гранатового амфиболита и повторяющие изгибы складок последнего.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТАБЛИЦА ТЕКСТУРНЫХРАЗНОВИДНОСТЕЙ МИГМАТИТОВ

Седергольм, 1913–1923	Ангель и Штабер, 1937	Шейманн, 1936	Губер, 1943	Де Ваард, 1950	Шюнг и Рок, 1952	Судовиков, 1954	Шуркин, 1957
Агматит	Глыбовый мигматит Форелевый мигматит	Агматит	Мерисмиты: Агматит и др.	–	Гетерогенные: Агматит Диадизит Эпиболит	Агматит	Брекчиевидный и псевдобрекчиевый мигматиты
Адергнейс, полосчатый мигматит Артерит и небуллитовый артерит	Полосчатый мигматит	Метатекситы: Флебит	Хоризмиты: Флебит Строматит	–	Гомогенные ана- текситы: артеритовые плойчатые небуллитовые	Послойные мигматиты	Полосчатые, слоистополосчатые, тонкопослойные и плойчатые
Диктионит	Сетчатый мигматит	Диктионит	Офтальмит	Крокидит Диктионит		Ветвисто-жилковатые мигматиты Сетчатые мигматиты	
	Очковый мигматит	Метабласты: Очковые		–		Эмбрехиты: очковый, полосчатый и эпиболический	Фельдшпатизированные породы
Небулит Стиктолит	Диффузный мигматит	Небулит	–	Небулит Стиктолит	–	Теневые мигматиты Пятнистые мигматиты	Теневые мигматиты
Птигматитовый мигматит	Складчатый мигматит		–	–		Птигматиты	Птигматитовые мигматиты
Полимигматиты							

Судовиков (1955, стр. 125) употребляет термин птигматит, понимая под ним то плейчатую жилу (стр. 124), то в целом всю породу, содержащую такие жилки (стр. 125). Такое расширенное и к тому же не точное употребление термина надо считать неудачным.

В помощь изучающим мигматиты приведена таблица сопоставления названий текстурных разновидностей этих пород, данных разными авторами.

Текстуры мигматитов приведены на фиг. 555–588. На фиг. 589–591 показаны различные проявления частого в мигматитах явления будинажа.

Структуры мигматитов при изучении их под микроскопом оказываются весьма однообразными. Участки пород, принадлежащие более древнему, чаще всего гнейсовому или амфиболитовому материалу, характеризуются различными сочетаниями grano-, лепидо- и нематобластовых структур. Светлые участки артеритов, а также небулиты имеют структуры, близкие к гранитовой или аплитовой.

Легче всего распознаются под микроскопом артеритовые мигматиты, в которых чередуются полосы светлого и темного компонентов. Иногда преобладают полосы темного компонента (фиг. 592), а светлые кварц-полевошпатовые имеют незначительную мощность; в других случаях от полос темного компонента остается только небольшое количество биотита, пластинки которого располагаются по полосчатости (фиг. 593). В более грубополосчатых артеритовых мигматитах светлые полосы крупнозернисты и по структуре резче отличаются от полос, богатых биотитом (фиг. 594).

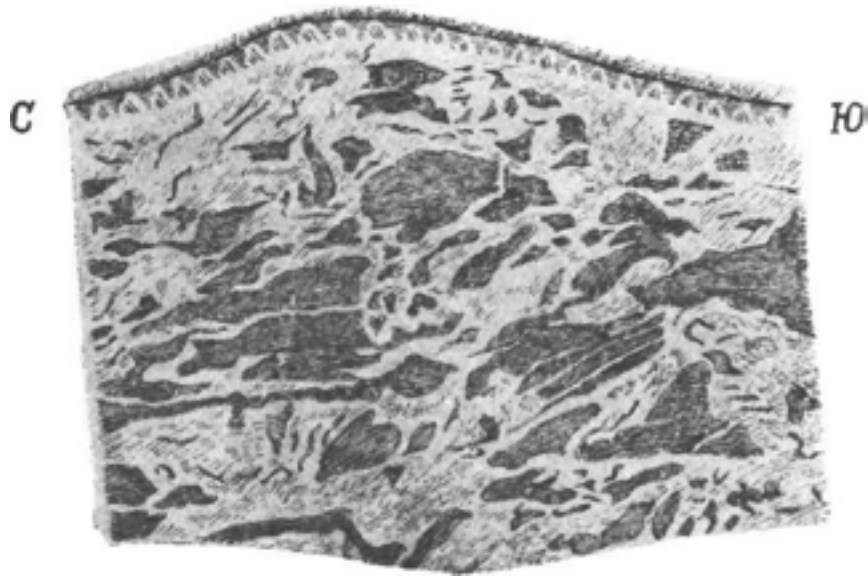
На фиг. 595 показан явственный и четкий, хотя и нерезкий переход от биотит-плаггиоклазового гнейса к более крупнозернистому лейкократовому гранитовому компоненту мигматита. Взаимоотношения пород в шлифе таковы, что переход этот необходимо признать метасоматическим.

Фиг. 596 изображает структуру мигматита, образовавшегося путем метабластической фельдшпатизации. Округлые метабласты плаггиоклаза густо сидят в породе, отделенные друг от друга узкими «перегородками» материала гнейса («перегородчатая» структура).

На фиг. 597 и 598 показаны такие детали структур мигматитов, как наполненные полевые шпаты, а также повторные взаимные замещения плаггиоклаза микроклином и микроклина альбитом.

Очень интересно прослеживается под микроскопом история образования кварц-микрпертитовой породы района с. Перги на Украине, которая представляет собой метасоматически гранитизированный биотит-плаггиоклазовый сланец (фиг. 599).

АГМАТИТ



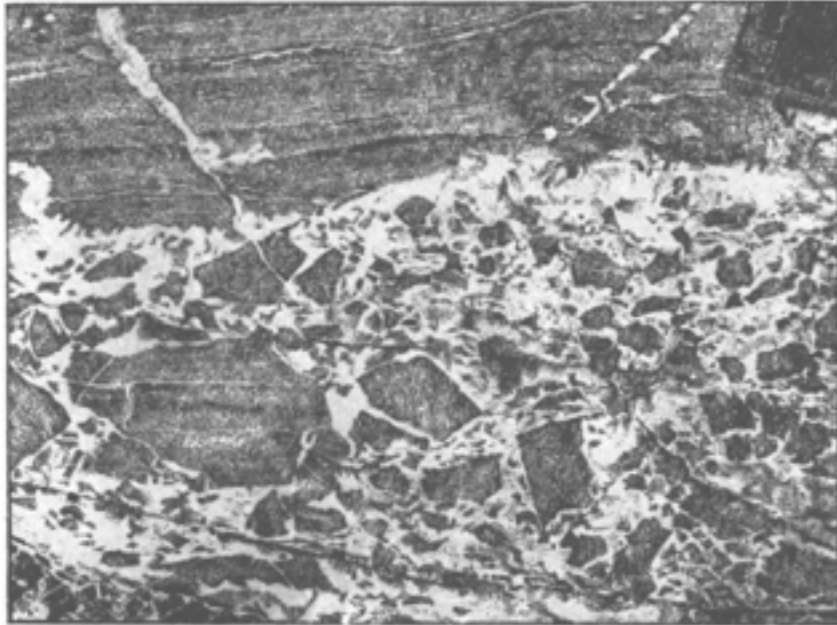
Фиг. 555.

Украина, левый берег р. Ингульца, в р-не с. Карачунова. Вертикальная стенка обнажения.

Из материалов Ю. Ир. Половинкиной

Темные глыбы биотит-плаггиоклазового гнейса, сохранившие свою первоначальную ориентировку и местами разлитованные, т. е. послойно разделенные на ряд параллельных обломков, связаны розовым гранитовым или аплитовым материалом, вблизи мелких обломков переходящим в небулит. Размер крупной глыбы вверху средней части обнажения равен 70×42 см.

БРЕКЧИЕВИДНЫЙ МИГМАТИТ



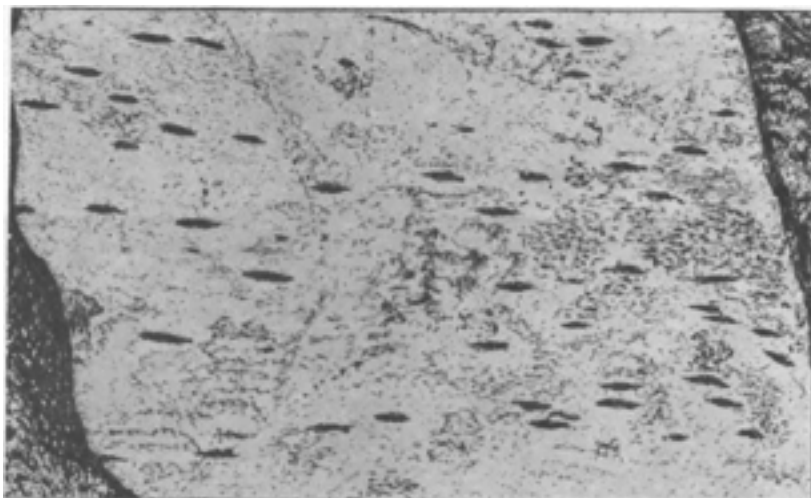
Фиг. 556.

Западное Беломорье. Заимствовано у К. А. Шуркина (1957).

Рис. В Колесниковой

Темные, несколько перемещенные глыбы более раннего и более основного компонента мигматита связаны сравнительно небольшим количеством гранитового материала.

ГЛЫБОВЫЙ МИГМАТИТ (FORELLENMIGMATIT)



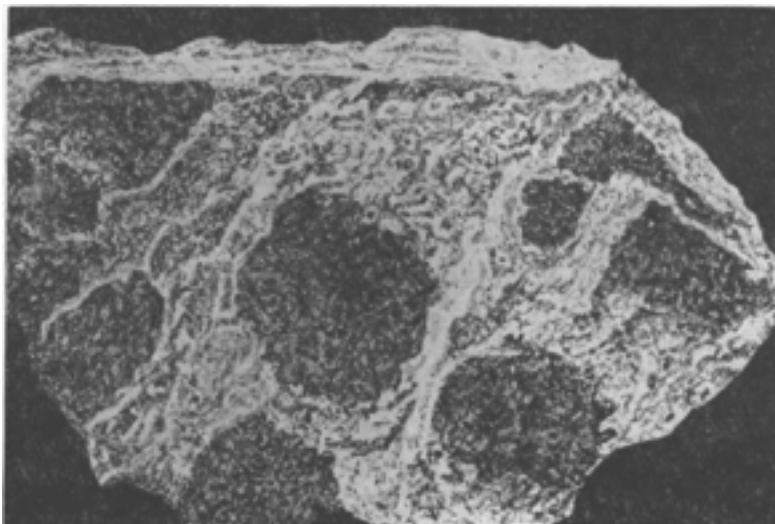
Фиг. 557.

Высокий Тауэрн, оз. Пальфиер. 1/7 нат. величины. Заимствовано у Ангеля и Штабера (Angel und Staber, 1937).

Рис. В. Колесниковой

В мигматитовом аплитовом граните видны мелкие плоские дискообразные глыбы («форельки») сланцев, ориентированные в плоскости сланцеватости породы. Размер глыб до 4–5 см в длину; количество их около 3 на 1 дм².

ФОРЕЛЕВЫЙ МИГМАТИТ (FORELLENMIGMATIT)



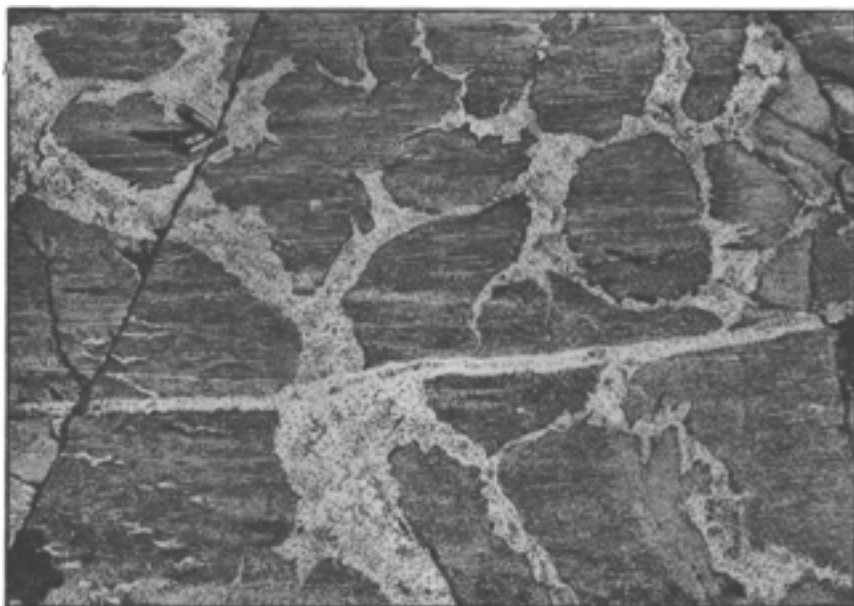
Фиг. 558.

Высокий Тауэрн, Бекштейн. 1/3 нат. величины. Заимствовано у Ангеля и Штабера (Angel und Staber, 1937).

Рис. В. Колесниковой

В аплитовом граните на плоскостях сланцеватости видны округлые мелкие диски гранатового слюдяного сланца около 8 см в поперечнике.

ПСЕВДОБРЕКЧИЕВИДНЫЙ МИГМАТИТ



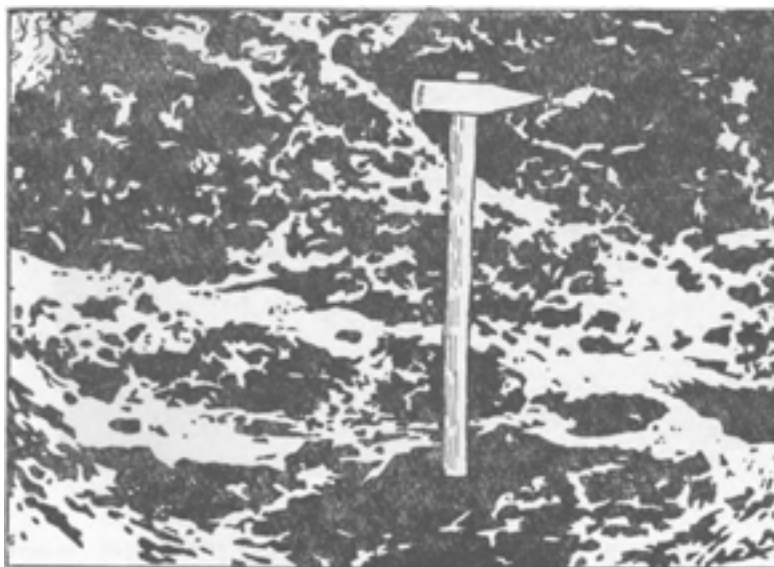
Фиг. 559.

Западное Беломорье. Заимствовано у К. А. Шуркина (1957).

Рис. В. Колесниковой

Жилы порфиробластового гранита расчленяют темный амфиболит на глыбы, метасоматически замещаая его вдоль трещин. Характерны изрезанно-округлые очертания глыб и сохранившаяся в них первоначальная ориентировка сланцеватости.

ДИАДИЗИТ (DIADYSITE)



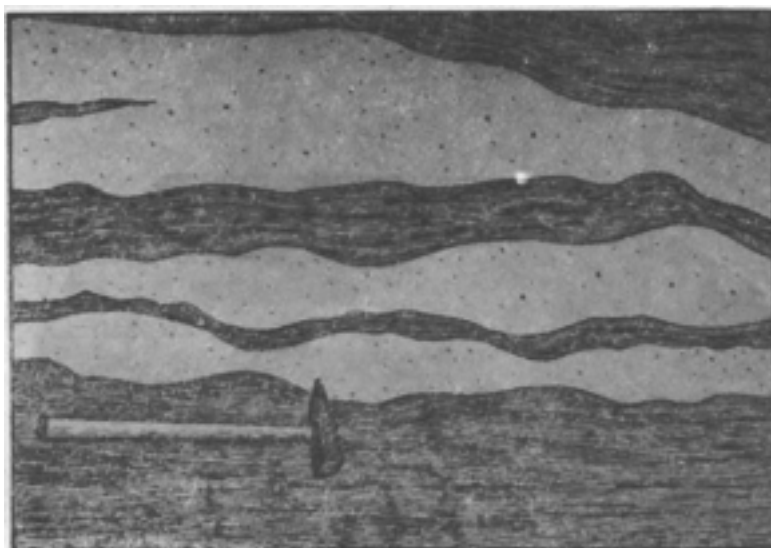
Фиг. 560.

Мадагаскар, Ивококи. Заимствовано у Жюнга и Рока (Jung et Roques, 1952).

Рис. Р. Полякова

Видны крупные и мелкие секущие массы гранитового состава в пироксените.

ЭПИБОЛИТ (EPIBOLITE)



Фиг. 561.

Мадагаскар, Манараволо. Заимствовано у Жюнга и Рока (Jung et Roques, 1952).

Рис. Р. Полякова

Видны крупные послойные массы гранитового материала в кристаллическом сланце.

ТОНКОПОСЛОЙНЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 562.

Украина, бассейн р. Ингула. Ю. Ир. Половинкина (1936). Нат. величина.

Рис. Б. Толмачева

Образец мигматизированного биотит-плагиоклазового гнейса. Тонкие (2–3 мм) светлые прожилки аплитового материала распределены в породе послойно и очень густо, превращая ее в тонкопослойный мигматит.

АРТЕРИТ – ПОЛОСЧАТЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 563.

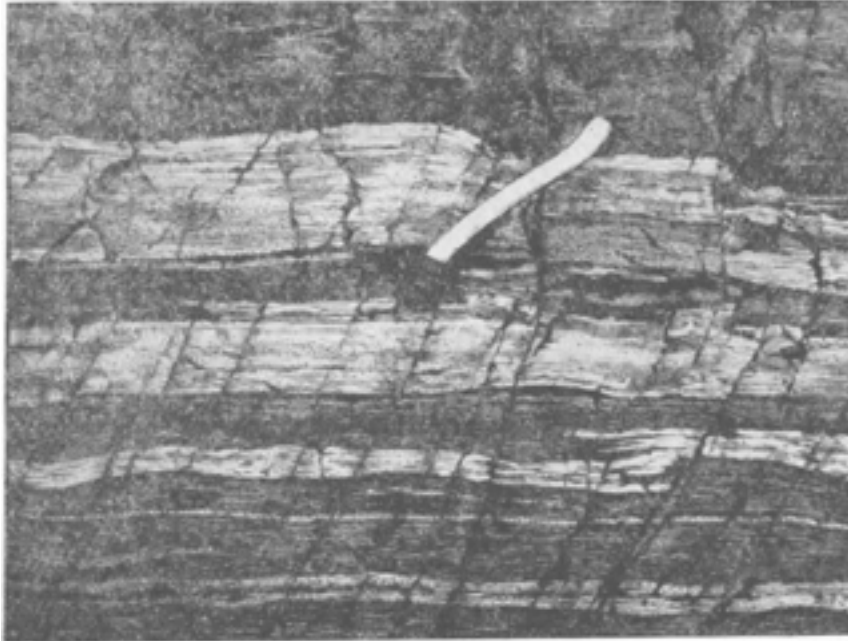
Украина, р. Ингулец к северу от Кривого Рога. Из материалов Ю. Ир. Половинкиной.

1/2 nat. величины.

Рис. Б. Толмачева

Образец артерита более грубополосчатого, чем предыдущий (фиг. 562), мигматита. Белое – участки гранитового компонента, местами переходящего в пегматит; темное – участки исходного биотит-плагиоклазового гнейса. Полосы различного состава не везде параллельны, не всегда хорошо выдерживаются и часто изогнуты или даже извилисты. Мощность их также непостоянна: отдельные полосы расщепляются на две или наоборот, сливаются друг с другом, т. е. это неравномернополосчатый мигматит.

СЛОИСТО-ПОЛОСЧАТЫЙ МИГМАТИТ



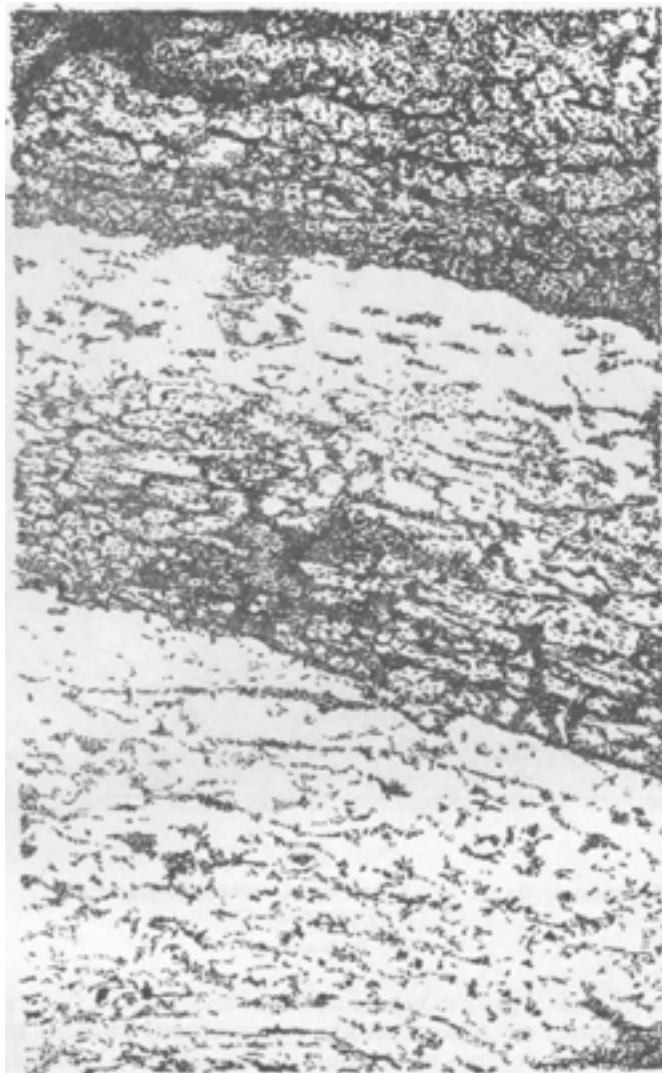
Фиг. 564.

Западное Беломорье. Заимствовано у К. А. Шуркина (1957).

Рис. В. Колесниковой

Гранитовый материал приурочен к некоторым полосам или слоям породы, в которых он распределен межгранулярно; эти полосы не имеют резких контактов и являются результатом гранитизации.

ГРАНИТИЗИРОВАННЫЙ ГНЕЙС СЛОИСТО-ПОЛОСЧАТОЙ ТЕКСТУРЫ

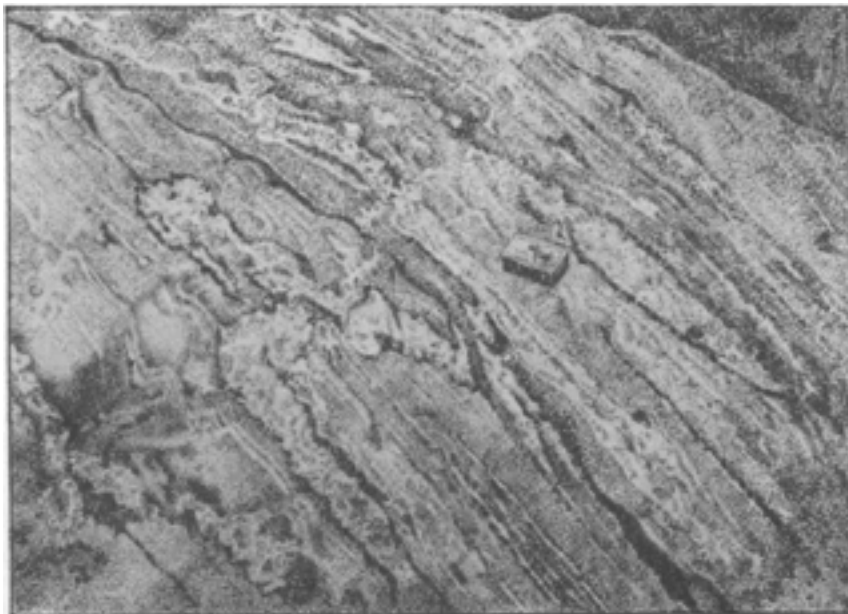


Фиг. 565.

Украина, р. Боковая в бассейне р. Ингульца. Из материалов Ю. Ир. Половинкиной.
Нат. Величина

Образец послойного гранитизированного биотит-плагиоклазового гнейса. Лейкократовые прослойки сложены розовым аплитовидным гранитом, образовавшимся метасоматически, путем переработки материала гнейса, вследствие чего один край светлого прослоя нерезкий. Другой, более резкий, край указывает место проникновения гранитизирующих агентов.

ПОСЛОЙНЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 566.

Алдан, правый берег р. Чуги, в 2,5 км ниже устья кл. Баласаннах. Заимствовано у Н. Г. Судовикова (1959).

Рис. Р. Полякова

В толще сильно гранитизированных гнейсов наряду с тонкими хорошо выдержанными по простиранию гранитными жилами наблюдаются неравной мощности секущие и линзообразные жилы. Преобладают жилы, строго параллельные кристаллизационной сланцеватости.

ПЛОЙЧАТЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 567.

Западное Беломорье. Заимствовано у К. А. Шуркина (1957).

Рис. В. Колесниковой

Сложно дислоцированная разновидность тонкопослойных мигматитов.

ПЛОЙЧАТЫЙ АНАТЕКСИТ (ANATEXITE PLISSOTEE)



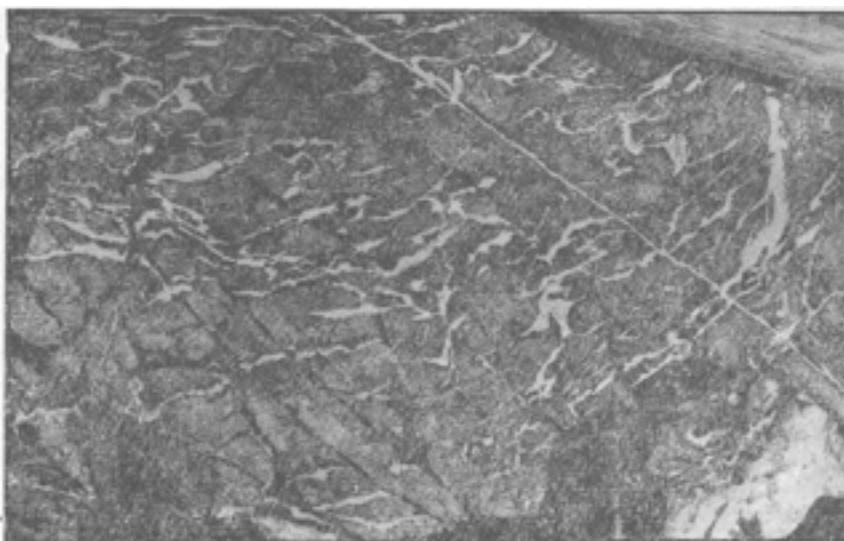
Фиг. 568.

Восточные Пиренеи, Верне-ле-Бэн. Из Жюнга и Рока (Jung et Roques, 1952).

Рис. Р. Полякова

Сложные складочки в породе вырисовываются благодаря расположению чешуек слюды.

ВЕТВИСТО-ЖИЛКОВАТЫЙ МИГМАТИТ



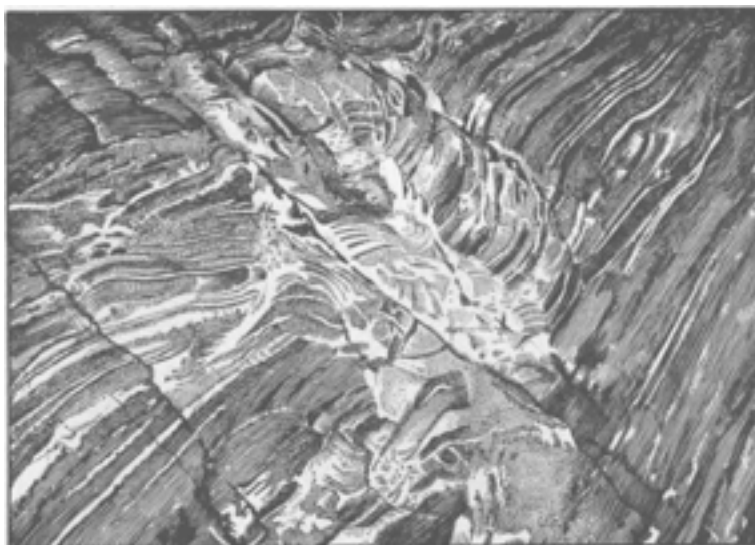
Фиг. 569.

Западное Беломорье. Заимствовано у К. А. Шуркина (1957).

Рис. В. Колесниковой

Жильный аплитовый материал образует ветвящиеся жилки, не разделяющие породу на изолированные участки или блоки.

ПОСЛОЙНЫЙ И ДИКТИОНИТОВЫЙ МИГМАТИТ



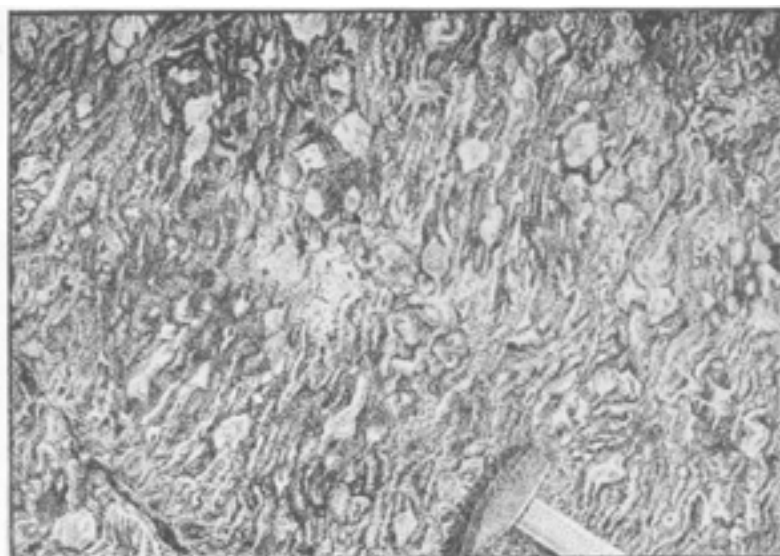
Фиг. 570.

Ладожская формация Балтийского щита. Заимствовано у Н. Г. Судовикова (1954).

Рис. Б. Толмачева

Послойный мигматит пересечен жилой гранит-пегматитового материала, которая изгибается, ветвится, местами сливается с послойными жилками и создает участок диктионитового мигматита.

КРОКИДИТ



Фиг. 571.

Испания, Сиерра-Гвадаррама. Заимствовано у де Ваарда (De Waard, 1950).

Рис. Р. Полякова

Хлопьевидные массы метатекта (светлое) в виде мелкозернистого гранита заключены без резких границ в палесоме (гнейсе); местами они переходят в короткие и тонкие прерывистые жилки.

ДИКТИОНИТ



Фиг. 572.

Испания, Сиерра-Гвадаррама. Заимствовано у де Ваарда (De Waard, 1950).

Ряс. Р. Полякова

Обильные тонкие, ветвящиеся и переплетающиеся жилки и частью более мощные массы метатекта (светлое) образуют густую неправильную сеть. Темное – палесома.

По мнению де Ваарда, диктионит развивается из крокидита, а сам в дальнейшем переходит в небулит.

МЕТАТЕКТИТОВЫЙ ГНЕЙС (ВЕТВИСТЫЙ МЕТАТЕКТ В ГНЕЙСЕ)



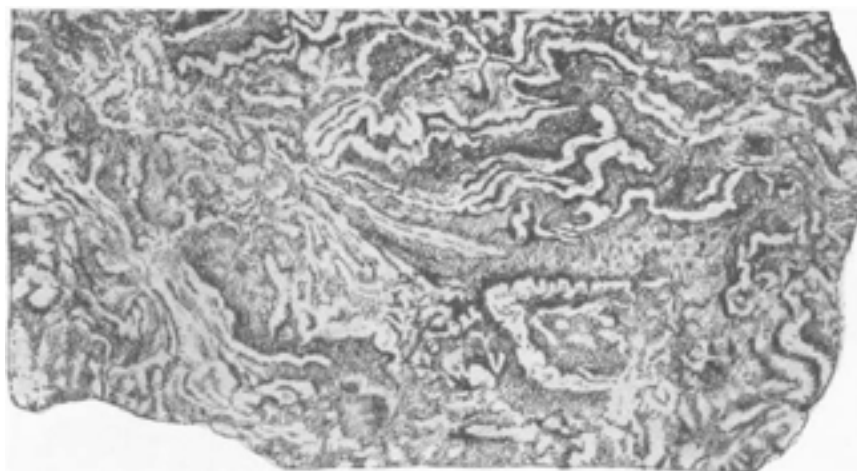
Фиг. 573.

Силезия. Эйленгебирге. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 19362).

Рис. Р. Полякова

Поверхность обнажения гнейса, на которой хорошо видно развитие ветвистого метатекта, имеющего состав кордиеритового пегматита.

МЕТАТЕКТИТОВЫЙ ГНЕЙС (METATEKTISCHER GNEIS)



Фиг. 574.

Силезия, Лангенбилау. Приблизительно 1/4 нат. величины. Заимствовано у Шейманна (Scheumann, 19362).

Рис. Р. Полякова

Метатект образует в генезисе прослой, секущие жилки и пятна. Около них наблюдается обогащение породы биотитом. Заметны следы метабластеза.

ОЧКОВЫЙ МИГМАТИТ



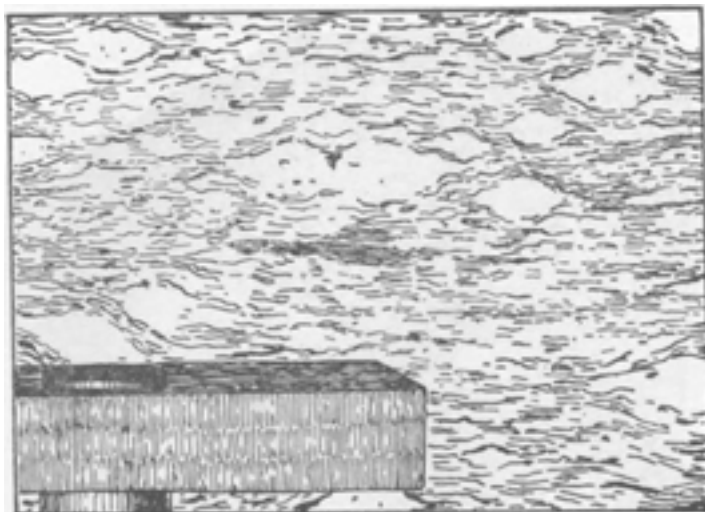
Фиг. 575.

Западное Беломорье. Заимствовано у К. А. Шуркина (1957).

Рис. В. Колесниковой

Характерно наличие крупных метабластов полевых шпатов или чечевицеобразных скоплений кварц-полевошпатового состава, расположенных в плоскостях слоистости, так же как и тонкие прожилки аплитового состава.

ОЧКОВЫЙ ЭМБРЕХИТ (EMBRESCHITE OEILLEE)



Фиг. 576.

Баньяк, Лотарингия. Заимствовано у Жюнга и Рока (Jung et Roques, 1952).

Рис. Р. Полякова

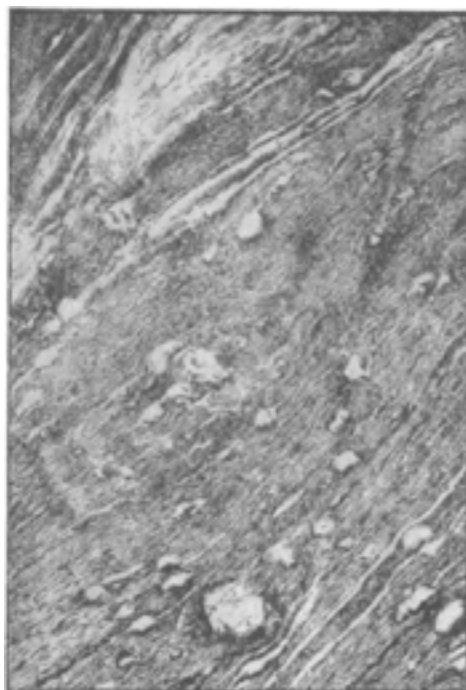
Порода по классификации Жюнга и Рока относится к эмбрехитам, т. е. мигматитам пропитывания. Порфиробласты-глазки образованы калиевым полевым шпатом. Основная ткань – *гранобластовой* структуры с большим развитием мирмекита.

ОФТАЛЬМИТ (OPHTALMITE)

Фиг. 577.

Массив Сен-Готард, Валь Кадлимо.
Заимствовано у Губера (Huber, 1943).

Рис. В. Колесниковой



Глазки (желваки) кварц-полевошпатового состава в тонкопослойном мигматите.

МИГМАТОБЛАСТЫ МИКРОКЛИНА В ГНЕЙСЕ



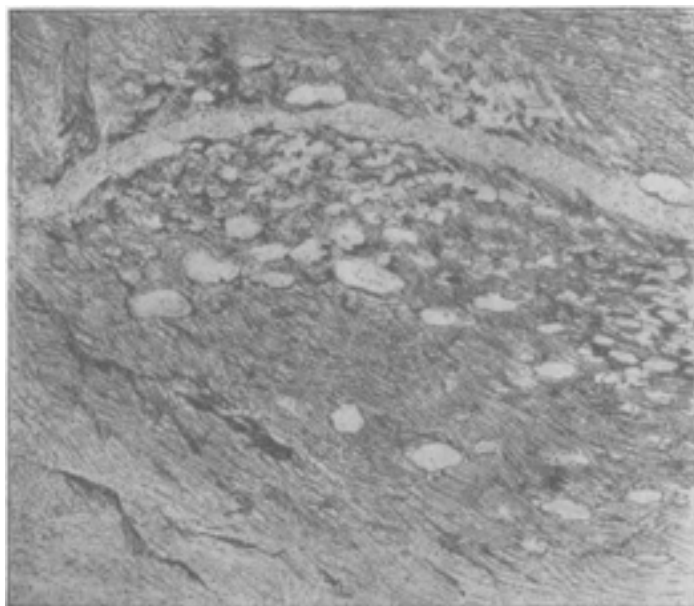
Фиг. 578.

Украина, Новоданиловка на р. Висуни. Из материалов Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. Б. Толмачева

На рисунке изображен в $3/4$ натуральной величины образец гнейса из ксенолита, захваченного порфировидным гранитом. Внутри ксенолита развиваются мигматобласты (Grabert, 1933) микроклина по цвету, формам и размерам совершенно идентичные фенокристаллам калиевого полевого шпата во вмещающем ксенолит граните.

МЕТАБЛАСТИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ АМФИБОЛИТА В КОНТАКТЕ С ГРАНИТОМ



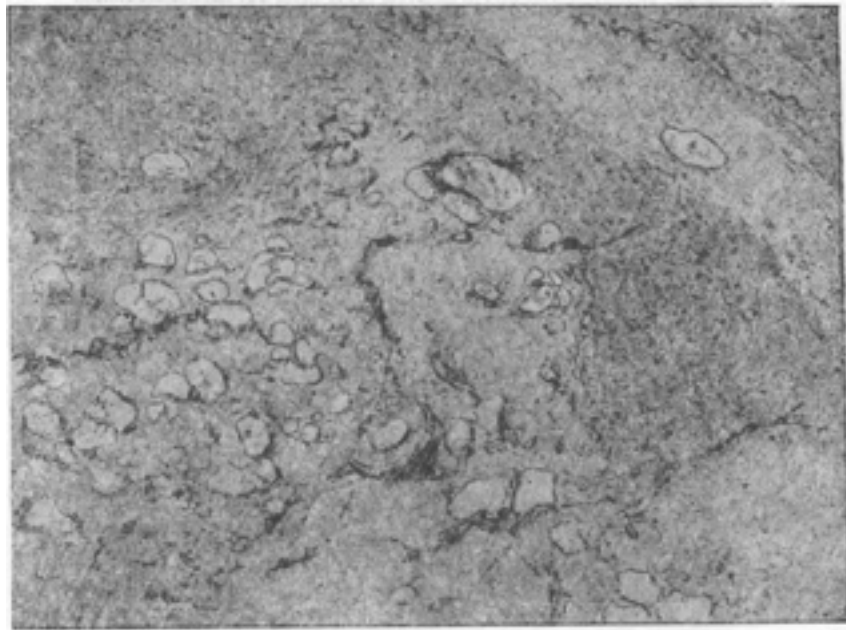
Фиг. 579.

Украина, р-н с. Спасова на р. Верблюжке. Горизонтальная поверхность обнажения.
Из материалов Ю. Ир. Половинкиной.

Участок ксенолита амфиболита, захваченного порфировидным гранитом. В верхней части рисунка видна метасоматическая жилка аплитовидного гранита, изогнутая, с неправильными и нерезкими краями. Вблизи нее в амфиболите развиваются обильные, кучно расположенные metablastы калиевого полевого шпата овоидной формы, в отдельных случаях достигающие в длину 8–10 см.

К. А. Шуркин (1957) такие породы называют *пятнисто-порфировыми мигматитами*.

МЕТАБЛАСТИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ АМФИБОЛИТА В КОНТАКТЕ С ГРАНИТОМ



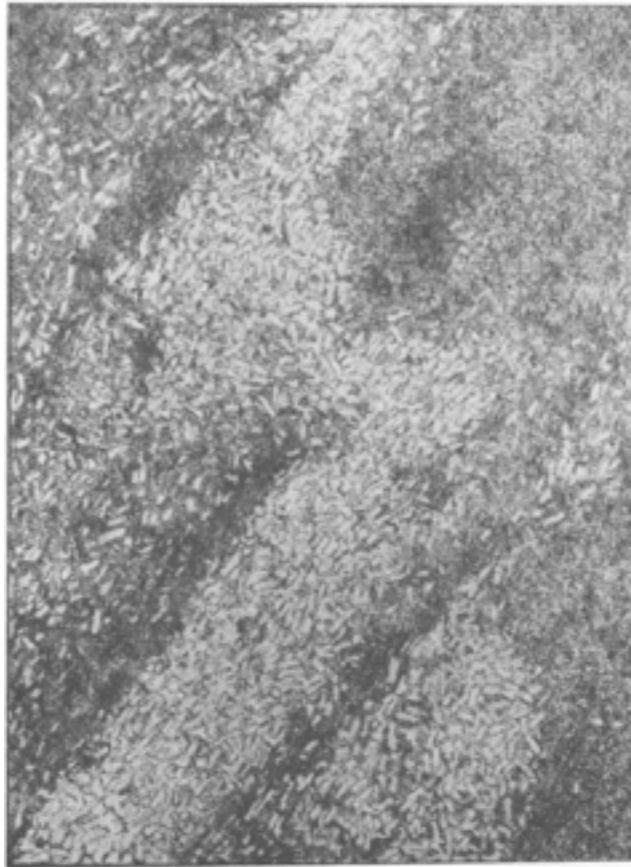
Фиг. 580.

Украина, р-н с. Спасова на р. Верблюжке. Горизонтальная поверхность обнажения.
Из материалов 10. Ир. Половинкиной.

Видны темные участки почти не измененного амфиболита, участки (в правой верхней части рисунка), сплошь обогащенные мелкими метабластами калиевого полевого шпата, и участки, в которых метабластез проявился более интенсивно и привел к образованию крупных мигматобластов калиевого полевого шпата.

По К. А. Шуркину (1957), это *порфиробластово-тневый мигматит*.

**МЕТАБЛАСТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЙ
ГРАНУЛИТОВЫЙ ГНЕЙС С ТЕМНЫМИ
ПРОСЛОЯМИ**



Фиг. 581.

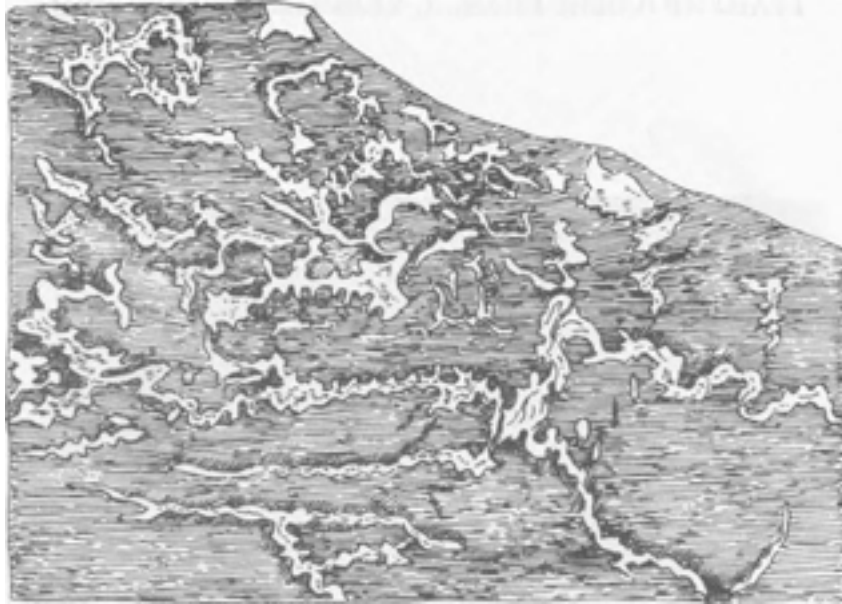
Тюрингия, Либенштейн, Байродер Ау. Приблизительно 1/4 нат. величины.

Заимствовано
у Шейманна (19362).

Рис. Р. Полякова

Метабластически развивающийся полевой шпат образует нерезко ограниченные скопления и пятна мелких индивидов.

ПТИГМАТИТОВЫЙ АРТЕРИТ



Фиг. 582.

Украина, р. Ингул. Из материалов Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. Р. Полякова

Горизонтальная поверхность обнажения, срезающая толщу биотит-плагиоклазового гнейса по головам пластов. На фоне темного гнейса резко выступают тонкие (3–4 см), причудливо сплюснутые жилки белого аплитового материала. Заметно ориентирующее влияние на направление жилок плоскостей напластования гнейса, хотя жилки вместе с тем оказываются и секущими. Около зальбандов жилок видно обогащение биотитом.

ПТИГМАТИТОВЫЕ ЖИЛКИ В ГНЕЙСЕ



Фиг. 583.

Украина, бассейн р. Ингула. 1/2 нат. величины. Заимствовано у Ю. Ир. Половинкиной. (1936)

Рис. Б. Толмачева

Образец биотит-плагиоклазового гнейса, инъецированного плейчатными белыми аплитовыми жилками. В нижней части рисунка видно метабластическое разрастание жилки, в результате чего контуры ее становятся расплывчатыми. В верхней части рисунка заметно слияние 2–3 параллельно идущих жилок.

НЕБУЛИТОВЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 584.

Финляндия; небольшой остров к югу от Поршер, в восточной части Ханге. 1/8 нат. величины. Заимствовано у Седергольма (Sederholm, 1913).

Рис В. Колесниковой

В «граните» типа Хангё видны реликты гнейсов (более темные участки), в различной степени переработанные в процессе образования гранита и сохраняющие как бы туманные очертания. Отсюда название – небулитовый. Местами видны скопления крупных метабластов калиевого полевого шпата (белое).

15 Половинкина Ю. И.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ГРАНИТИЗИРОВАННЫЙ ГНЕЙС



Фиг. 585.

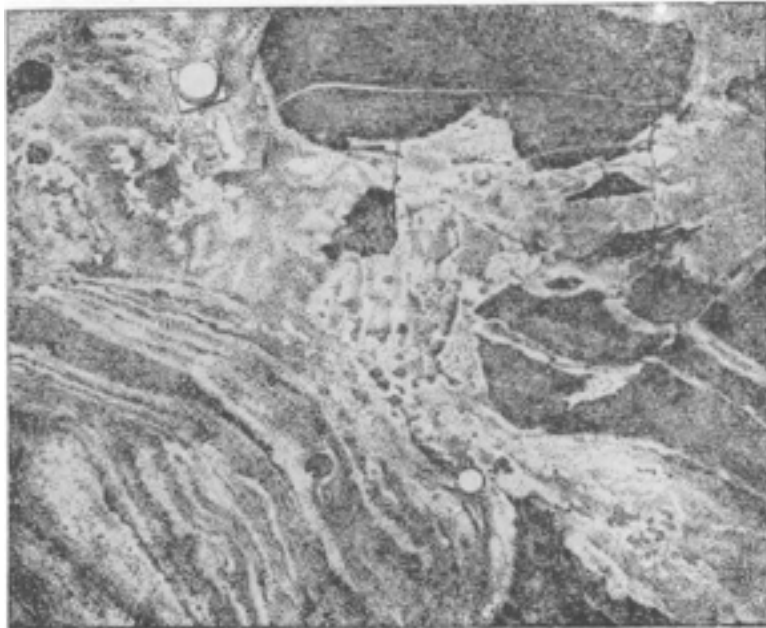
Алданский р-н; правый берег р. Унгры, в 1,5 км ниже устья кл. Амнуахты. 1/3 нат. величины. Заимствовано у Н. Г. Судовикова (1959).

Рис. Р. Полякова

Участок обнажения тонко послойно мигматизированного гнейса, который пересекается несколькими жилами гранита, взаимно параллельно ориентированными и проходящими вкрест слоистости гнейса. Жилы четко выделяются на фоне более темного гнейса и в то же время не имеют резких границ. Внутри них расположение цветных минералов намечает продолжение слоистости и параллельной текстуры вмещающих гнейсов.

Как внешний вид, так и структура гранитных жил показывают их метасоматическое происхождение.

ПОЛИМИГМАТИТ



Фиг. 586.

Юго-западная Финляндия, к западу от Хельсинки. Приблизительно 1/7 нат. величины.
Заимствовано у Седергольма (Sederholm, 1926).

Рис. В. Колесниковой

Большая глыба мигматита. В правой и верхней части глыбы – это типичный агматит с угловатыми обломками массивной метабазитовой породы, связанными однородным не гнейсовидным гранитом. В левой части глыбы виден обломок «гнейсовидного гранита», т. е. небулитового артерита, полосчатость которого сечется менее отчетливой полосчатостью гранита, связующего обломки. Это указывает на то, что полосчатые участки мигматита принадлежат двум разным этапам образования породы. Такие породы Я. И. Седергольм называет полимигматитами.

ПОЛИМИГМАТИТ



Фиг. 587.

Карелия. Приладожье. Заимствовано у Н. Г. Судовикова (1954).

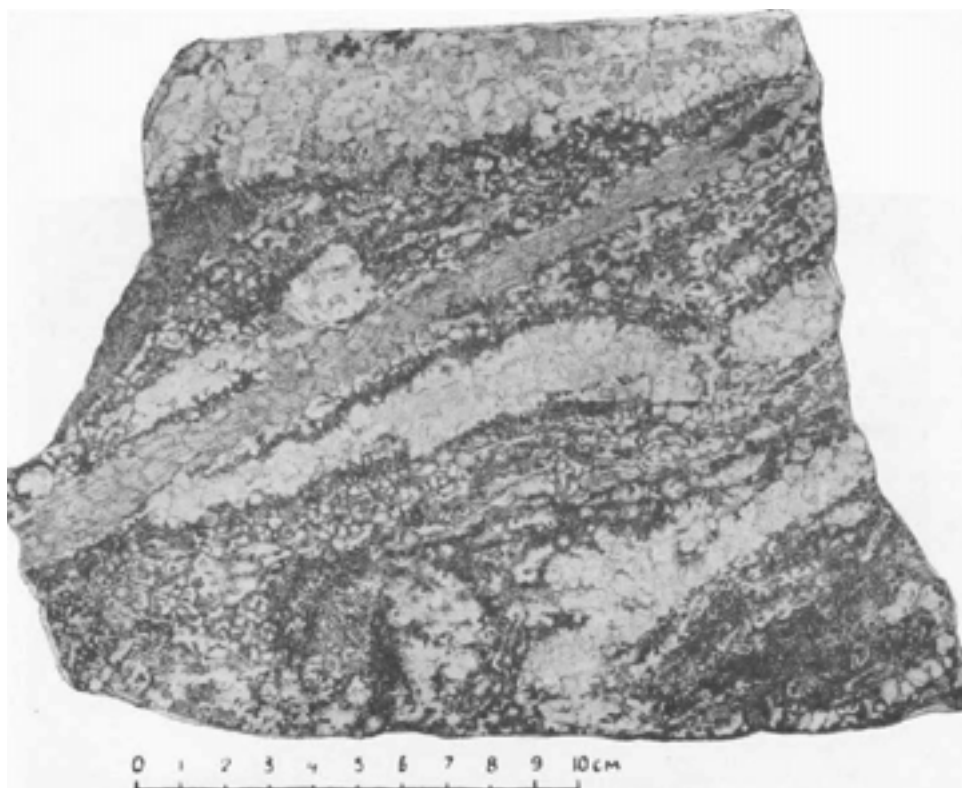
Рис Б. Толмачева

Поверхность обнажения иорфирибластового гранита, содержащего глыбы послонно мигматизированного гнейса.

В граните видны метабласты калиевого полевого шпата.

Таким образом порода, представляющая собой агматит, содержит глыбы уже мигматизированного гнейса и сама повторно подвергается мигматизации путем метабластического развития порфирибластов калиевого полевого шпата. Повторное наложение процессов мигматизации позволяет называть породу полимигматитом. Н. Г. Судовиков этого термина не употребляет.

ПОЛИМИГМАТИТ



Фиг. 588.

Украина, р. Ингулец к северу от Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1939).

Рис. В. Колесниковой

Полированная поверхность большого штуфа полимигматитовой породы, развитой по берегам р. Ингульца от Кривого Рога на юге до устья балки Стеречи на севере.

В составе этой породы можно различить следующие участки, создающие сложную такситовую текстуру породы:

- 1) темные участки, в которых преобладает материал исходных пород – биотитовых гнейсов; 2) такие же участки густо пронизанные метабластически развивающимся в породе полевым шпатом; они имеют параллельную текстуру; 3) субпараллельно ориентированные кварц-полевошпатовые участки или жилы, нерезко отграниченные от других участков; это светлые белорозовые участки, содержащие много микроклина (белое на рисунке); 4) отдельно сидящие крупные метабласты микроклина (левая верхняя четверть рисунка); 5) самые молодые тонкие и тонкозернистые секущие жилки плотного темно-розового аплита или аплитовидного гранита.

Многokратная сложная смена таких участков повторяется на площади многих квадратных километров.

БУДИНАЖ

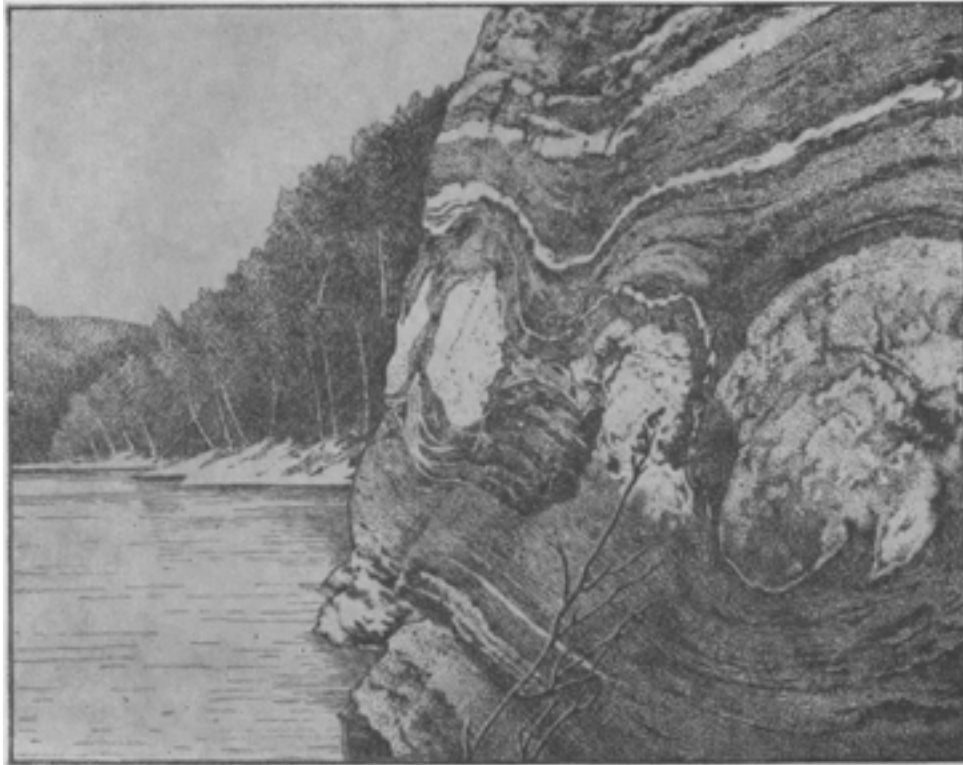


Фиг. 589.

Южная Финляндия, Порте. Заимствовано у Вегмана (1932)

Слоистая пачка кристаллических пород различной прочности на изгибание. Жесткий прослой в этой пачке испытал будинаж; он разорван на ряд линзовидных масс, т. е. разлинзован. Пространства между линзами заполнены кварц-полевошпатовым материалом. Прослой более пластичных пород изгибаются вокруг линз. Эти линзы иногда называют будинами, что является варваризмом.

БУДИНИРОВАННЫЕ ПЕГМАТИТОВЫЕ ТЕЛА



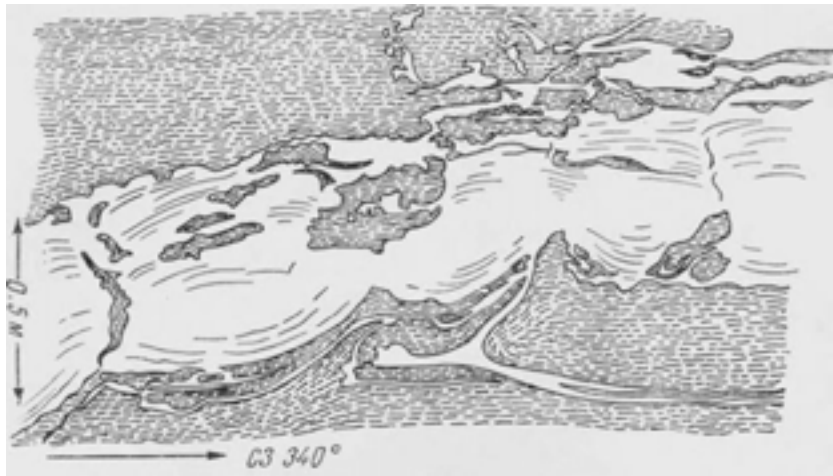
Фиг. 590.

Бирюса. Заимствовано у Г. Д. Ажгиря (1956).

Рис В. Колесниковой

Будинирована не только мощная жила пегматита (белое на рисунке), но и огибающая ее тонкая жилка. В левой части рисунка эта жилка огибает мощную жилу сверху, в правой она уходит вниз и при этом становится четкообразной.

СЛОЖНОБУДИНИРОВАННАЯ ГРАНИТНАЯ ЖИЛА



Фиг. 591.

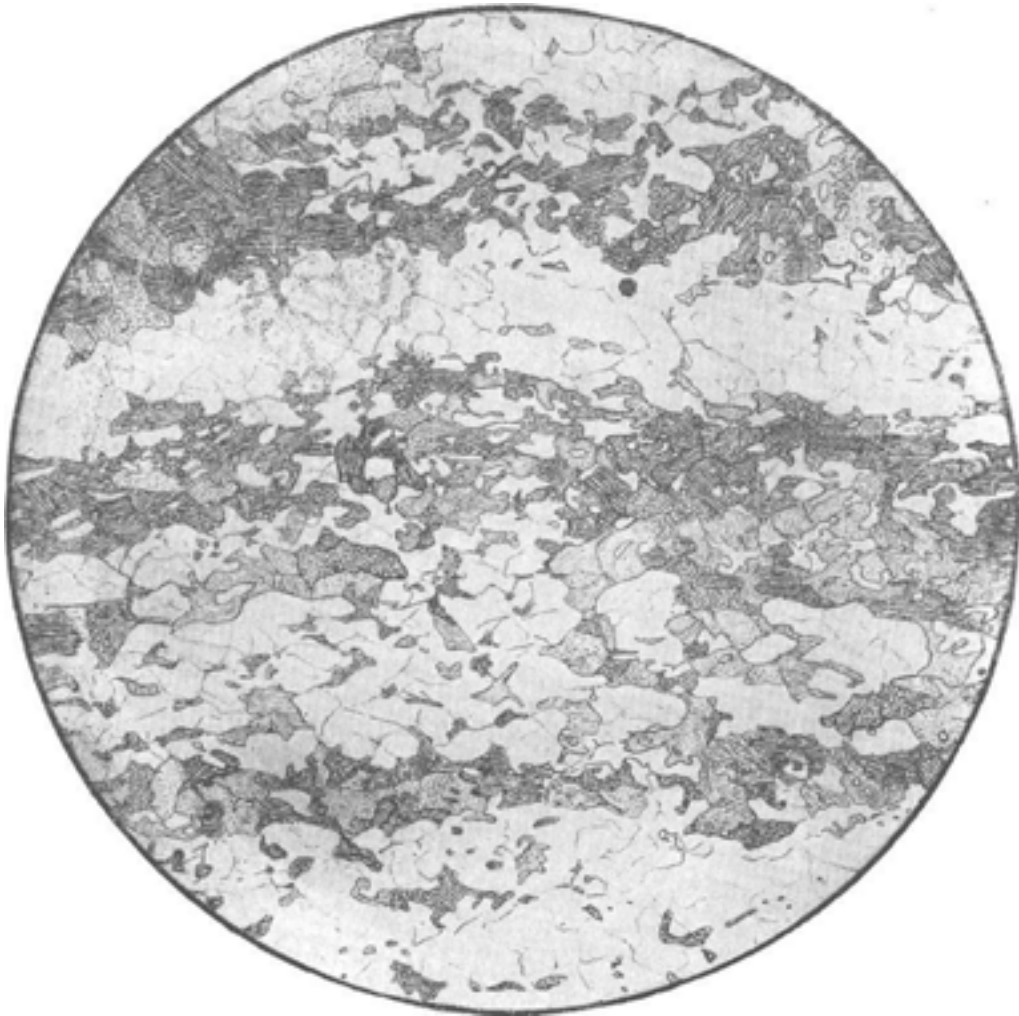
Карелия, Приладожье. Заимствовано у Н. Г. Судовикова (1954).

Рис. Б. Толмачева

Поверхность обнажения слюдяных сланцев, в которых проходит сложнобудинированная жила гранита (белое). Строение жилы очень сложно и обусловлено главным образом вторичной деформацией и отчасти характером первичной инъекции. Хорошо видно не всегда законченное расчленение жилы на отдельные линзы. Внутри линз, преимущественно в их периферической части, развивается сланцеватость в направлении ламинарного скольжения.

В промежутке между частями жилы наблюдаются «втёки» материала сланца, находившегося во время деформации в состоянии пластичности.

АРТЕРИТОВЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 592.

Южный Алтай. Колл. Н. Ф. Анисеевой. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. В. Лабутииа

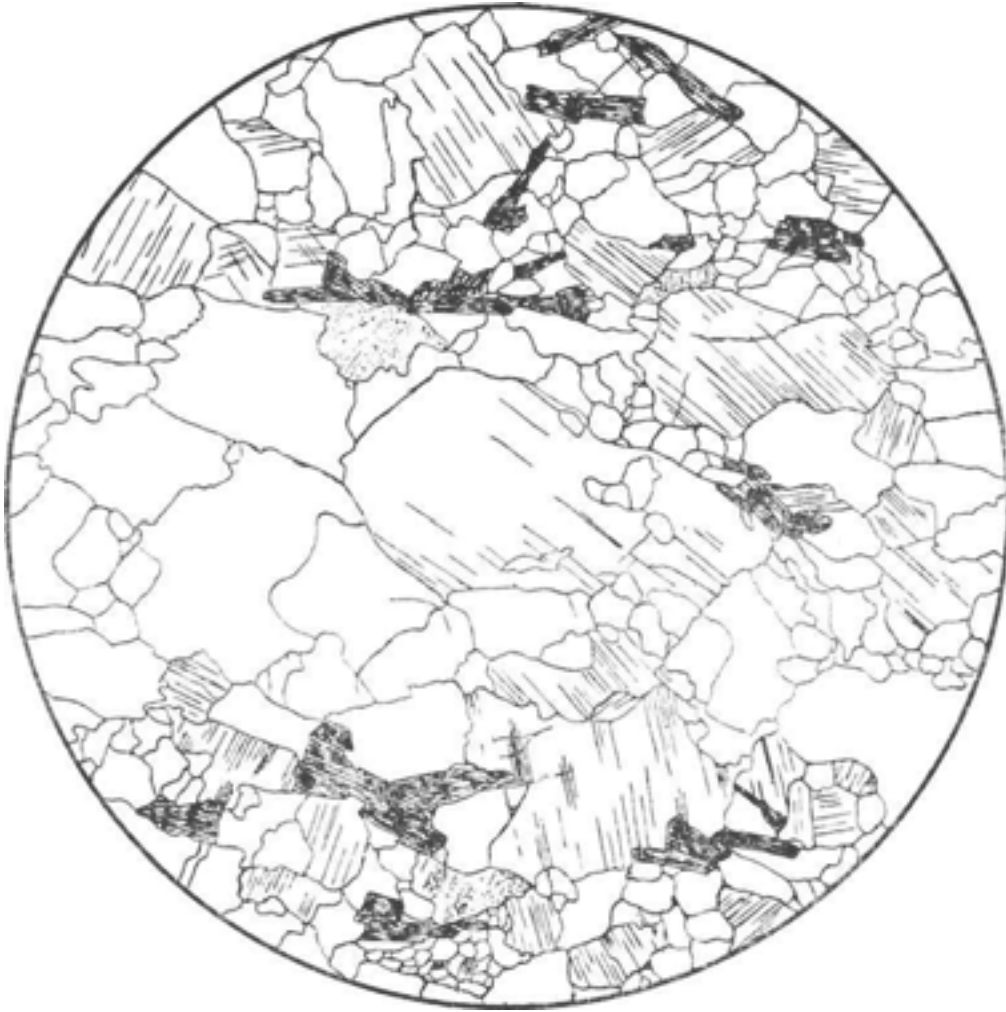
Порода состоит из чередующихся полос, отличающихся друг от друга структурой и минеральным составом.

Светлые полосы имеют гранобластовую структуру и состоят главным образом из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Темные полосы, кроме перечисленных минералов, содержат большое количество биотита и псевдоморфоз серицита и буроватого серпентиноподобного вещества по кордиериту.

Структура темных полос гранолепидобластовая, обусловленная преобладанием пластинчатых индивидов слюды и подчиненным количеством изометричных зерен других минералов.

Структура *гранобластовая* и *гранолепидобластовая*. Текстура *тонкополосчатая*.

АРТЕРИТОВЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 593.

Район Белого моря. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Без анализ.; $d = 7,8$ мм.

Рис. В. Сидоренко

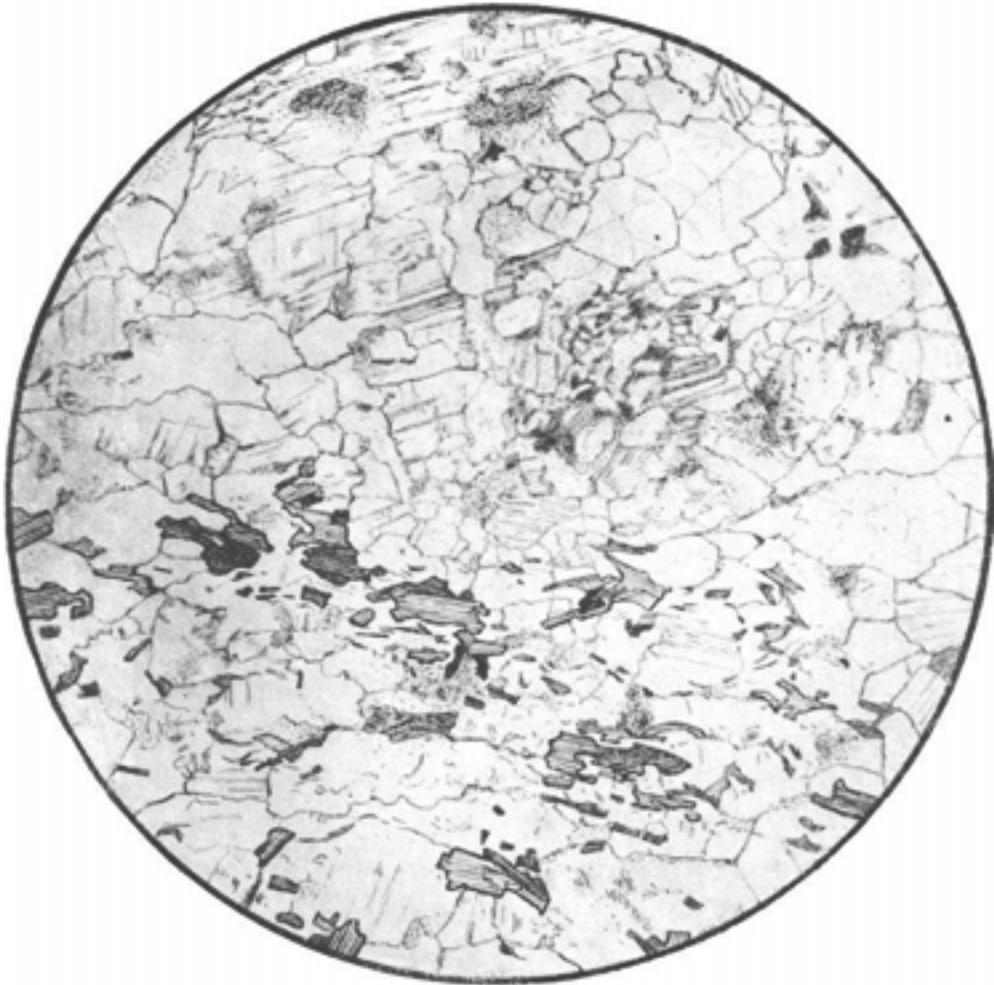
Лейкократовый участок артеритового мигматита, состоящий из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Биотита мало; его пластинчатые индивиды приурочены к более мелкозернистым прослоям и ориентированы по полосчатости породы.

В более широких светлых прослоях преобладают кварц и полевые шпаты, образующие или изометричные, или несколько вытянутые по полосчатости зерна различных размеров, от 0,05 до 3 мм.

Структура породы *гетеробластовая гранобластовая*.

Текстура *полосчатая*.

АРТЕРИТОВЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 594.

Украина, р. Ингулец. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

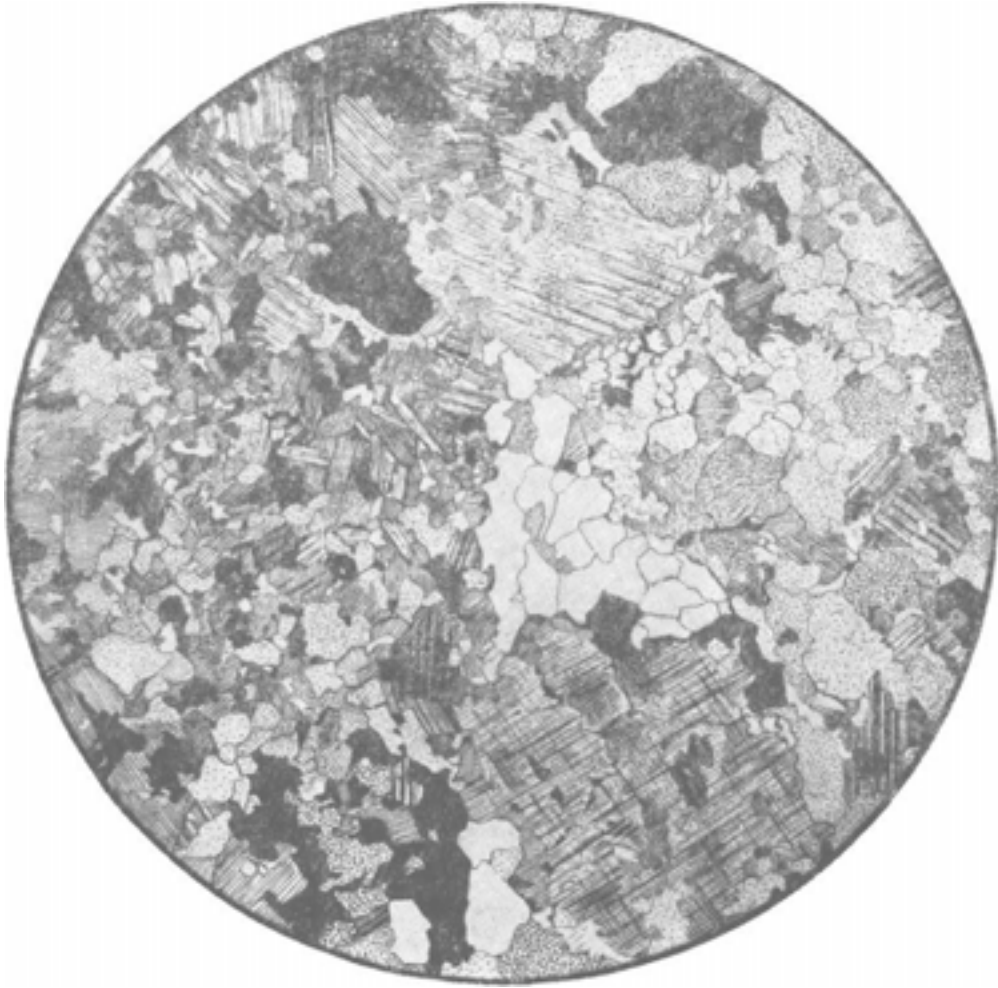
Рис. И. Егорова

Структура грубополосчатого артеритового мигматита. Нижняя часть рисунка отвечает темному, богатому параматери лом прослою артерита, который состоит из несколько удлиненных индивидов кварца, полевого шпата и слюды; структура его гранобластовая. Ориентировка минералов в одной плоскости создает плоскопараллельную текстуру породы.

Верхняя часть рисунка относится к гранитовому прослою мигматита, более крупнозернистому и более лейкократовому. В составе его участвуют полевой шпат, мозаичные участки кварца и меньше слюды. Полевой шпат образует более крупные метабласты (левая верхняя часть), чем остальные минералы породы.

Структура этих участков *гетеробластовая*. *Параллельная* текстура выражена слабо.

МИГМАТИТ



Фиг. 595.

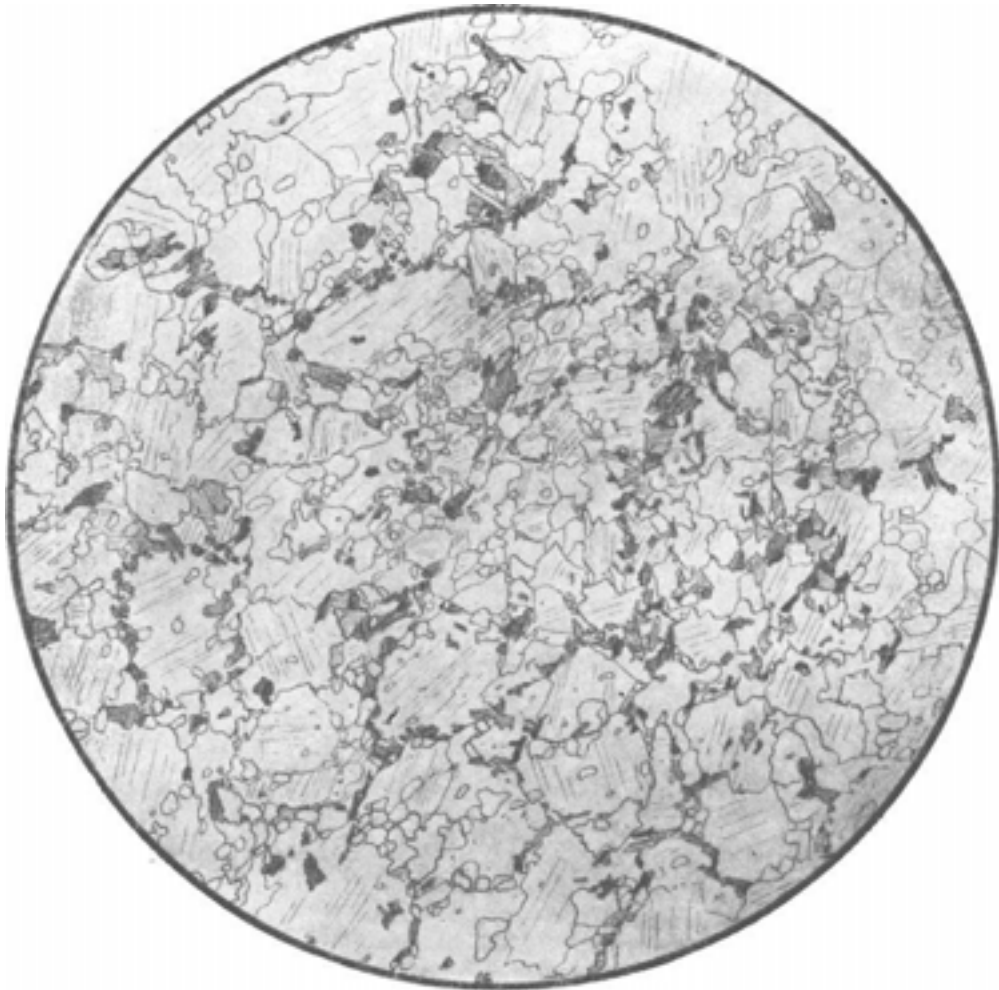
Украина, р. Ингулец выше Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Взаимоотношения темного мелкозернистого компонента мигматита (слева) с его более крупнозернистыми и более лейкократовыми гранитовыми участками (справа). Граница между обоими участками вполне четкая, но не резкая, без следов контактового воздействия или закалки. Это – граница двух пород, связанных метасоматическим образованием более крупнозернистой породы за счет более мелкозернистой.

Структура мелкозернистых участков *гранобластовая*. Структура крупнозернистых участков приближается к *гранитовой* и характеризуется наличием метабластов микроклина и гранобластовых участков кварца. Такое сочетание структур типично для мигматитов.

МИГМАТИТ



Фиг. 596.

Украина, р. Ингулец, выше Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

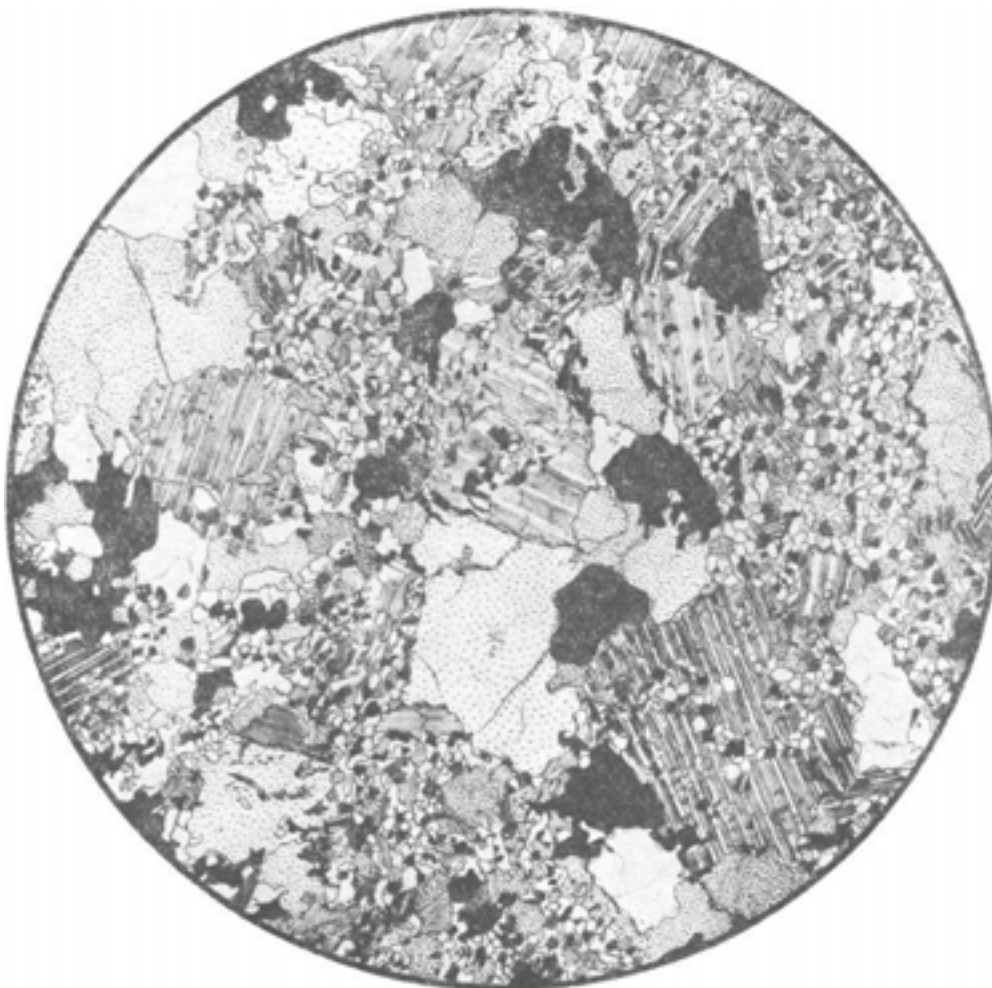
Рис. Б. Толмачева

Участок мигматита, представляющий собой мелкозернистый биотит-плагиоклазовый гнейс, претерпевший интенсивное метабластическое изменение. В результате метабластеза порода обогащена округлыми индивидами плагиоклаза, расположенными беспорядочно и отделенными друг от друга как бы перегородками мелкозернистого гнейсового материала. «Перегородки» отчетливо видны в шлифе благодаря наличию в них биотита.

Местами, например в средней правой части рисунка, сохраняются небольшие участки мелкозернистого гнейса без метабластов плагиоклаза.

Такую структуру мигматита французские петрографы, например П. Виалон (Vialon, 1959), называют *cloisonnée*, что значит *перегородчатая*, – очень меткий термин, не привившийся за пределами Франции.

НАПОЛНЕННЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ В МИГМАТИТЕ



Фиг. 597.

Украина, р. Ингулец к северу от Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В полевых шпатах породы гранитового состава наблюдаются обильные включения преимущественно биотита, кварца и плагиоклаза. Часто они настолько обильны, что наполняют все зерно полевого шпата, от которого остаются только наружные очертания.

Такие полевые шпаты получили у немецких петрографов название наполненных полевых шпатов.

АРТЕРИТОВЫЙ МИГМАТИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 598.

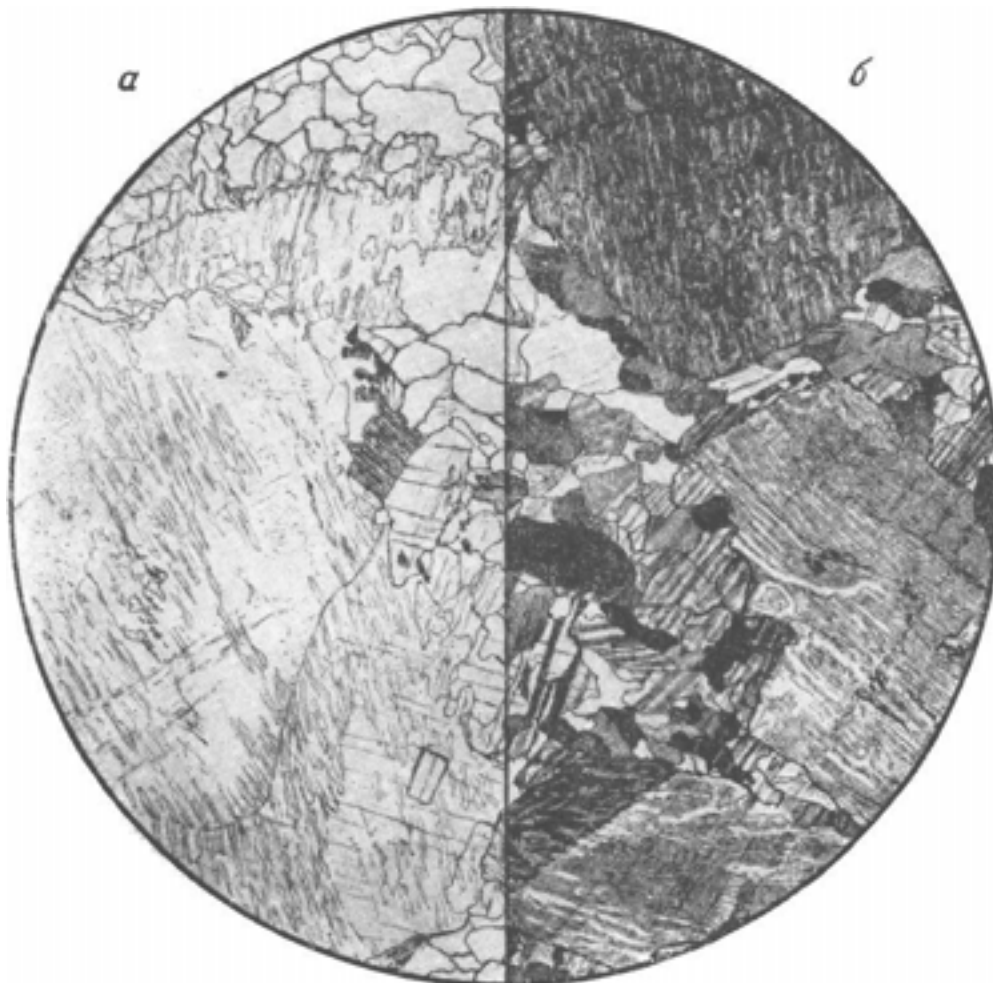
Украина, р. Ингулец, балка Стереча. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Взаимоотношения полевых шпатов в крупнозернистом гранитового состава участке полосчатого мигматита. Средняя часть поля зрения занята двумя крупными зернами кислого плагиоклаза – олигоклаза. На стыке их произошло замещение решетчатым микроклином, причем микроклин далеко вдается в тело обоих индивидов плагиоклаза неправильными и нерезко ограниченными угловатыми выступами. Затем в этом же месте началось замещение микроклина альбитом мелкими, частью мирмекитизированными зернышками.

Верхняя и нижняя часть поля зрения заняты крупными трещиноватыми зернами кварца.

ГРАНИТИЗИРОВАННАЯ ПОРОДА



Фиг. 599.

Украина, р-н с. Перги. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. а – без анализ.; б – николи +;
 $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (2–5 мм), удлиненных и субпараллельно ориентированных индивидов микроклин-микрпертита и небольшого количества более мелкозернистой массы. В этой массе есть участки биотит-плагиоклаз-кварцевого сланца (средняя часть поля зрения), подвергшегося гранитизации. Сначала в нем образовались крупные метабласты микроклина; вероятно, это сопровождалось окварцеванием. Позднее началась альбитизация; по микроклину образовались волокнистые и пятнистые пертиты замещения, а вокруг них – кайма из беспорядочно расположенных sdвойникованных индивидов альбита. Это хорошо видно в скрещенных николях в нижней части рисунка. Местами альбит замещает периферическую часть индивидов микроклина, выделяясь на нем благодаря своему более высокому светопреломлению.

Порода имеет *порфиробластовую* структуру с малым количеством гранобластовой основной ткани. Текстура *трахитоидная*.

НЕКОТОРЫЕ ПОРОДЫ С РЕЛИКТОВЫМИ СТРУКТУРАМИ

В этой небольшой группе нашли себе место некоторые породы, обладающие реликтовыми структурами и по своему характеру не подошедшие ни к одной из ранее описанных групп.

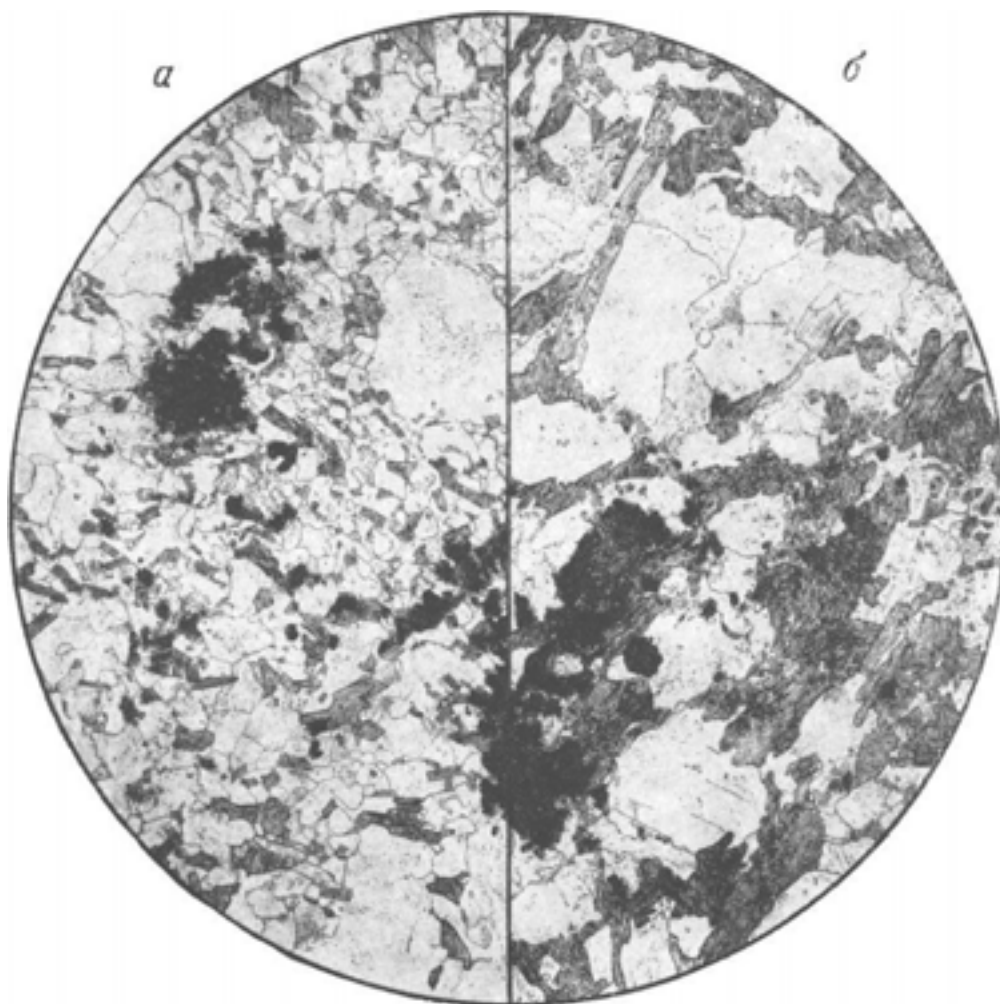
Сюда отнесены мелко- и среднезернистые биотит-плагиоклазовые бластосаммитовые сланцы (фиг. 600), два измененных вулканических туфа, один – с бластокристалл-витрокластической структурой (фиг. 601), другой – с бластовитрокластической (фиг. 602).

Актинолитовая порода (фиг. 603) обладает псевдоморфной фибробластовой структурой, являющейся реликтовой бластоаллотриоморфнозернистой, так как порода, вероятно, образовалась при амфиболизации пироксенита.

Структура плейрогнейса (фиг. 604) возникла вследствие замещения плагиоклаза средней основности, бывшего ранее в породе, агрегатом цоизита, альбита и слюды. Развитие этой реликтовой структуры связано с ретроградным метаморфизмом, испытанным породой.

Две последние в этой группе иллюстрации (фиг. 605, 606) показывают текстуру и структуру кытлымитов Урала, которые А. А. Ефимов описал как диафториты, а Н. М. Успенский считает основными мигматитами.

БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ СЛАНЦЫ



Фиг. 600.

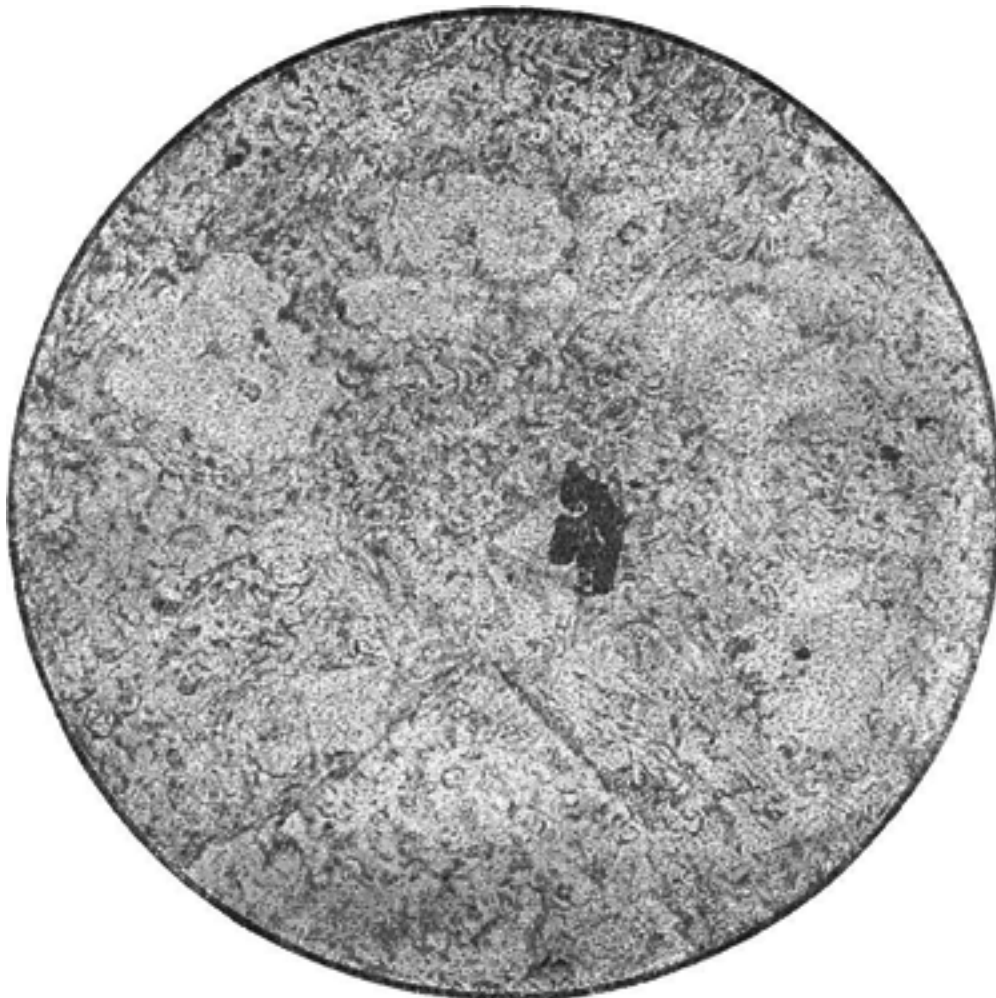
а – Украина, р. Боковенька, с. Христофоровка; б – Украина, система р. Ингула, р. Каменка выше дер. Ново-Николаевки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

а – в мелкозернистой гранобластовой основной ткани породы видны более крупные, слегка округлые зерна кварца и реже плагиоклаза, уцелевшие от исходной осадочной песчанистой породы и обуславливающие *реликтовую бластосаммитовую* структуру.

б – более крупнозернистая порода, чем в левой части рисунка. Она богата биотитом, окружающим со всех сторон зерна и скопления зерен плагиоклаза и кварца. Такой биотит носит характер образования из цемента, что придает структуре породы *бластосаммитовый* характер.

ИЗМЕНЕННЫЙ КРИСТАЛЛ-ВИТРОКЛАСТИЧЕСКИЙ ТУФ



Фиг. 601.

Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 2,3$ мм.

Рис. И. Егорова

В породе наблюдаются реликты обломков фенокристаллов, выполненные агрегатом серицита и погруженные в связующую массу с реликтовой пепловой или бластовитрокластической структурой. В состав связующей массы входят серицит, образующий псевдоморфозы по пепловым частицам вулканического стекла, кремнистое вещество и рудная пыль. Изредка встречаются более крупные зерна рудного минерала.

Структура реликтовая бластокристалл-витрокластическая.

ИЗМЕНЕННЫЙ ПЕПЛОВЫЙ ТУФ



Фиг. 602.

Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +;
 $d = 2,3 \text{ мм}$.

Рис. И. Егорова

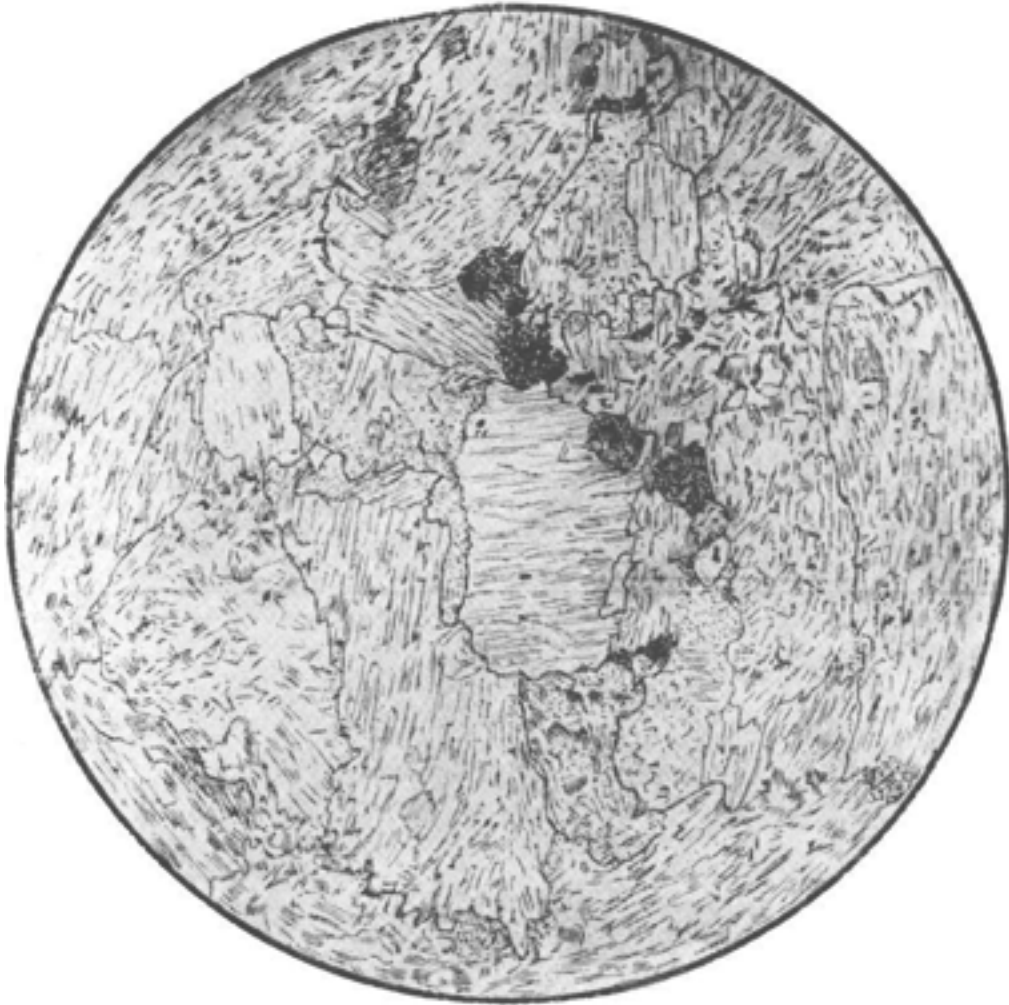
Порода состоит из чешуек серицита, кремнистого вещества и небольшого количества очень мелких зерен рудного минерала.

В ней наблюдаются реликты витрокластической (пепловой) структуры в виде агрегатов чешуек серицита, образующих псевдоморфозы по обломочным пепловым частицам вулканического стекла, имеющим серповидные, рогульчатые и другие формы.

Присутствуют зерна кварца, часто образующие скопления, а также скопления мелких пластиночек мусковита. Скопления зерен кварца (правая часть рисунка), по-видимому, являются реликтами миндалин.

Структура *реликтовая, бластовитрокластическая*. Текстура *бласто-амигдалоидная*.

АКТИНОЛИТОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 603.

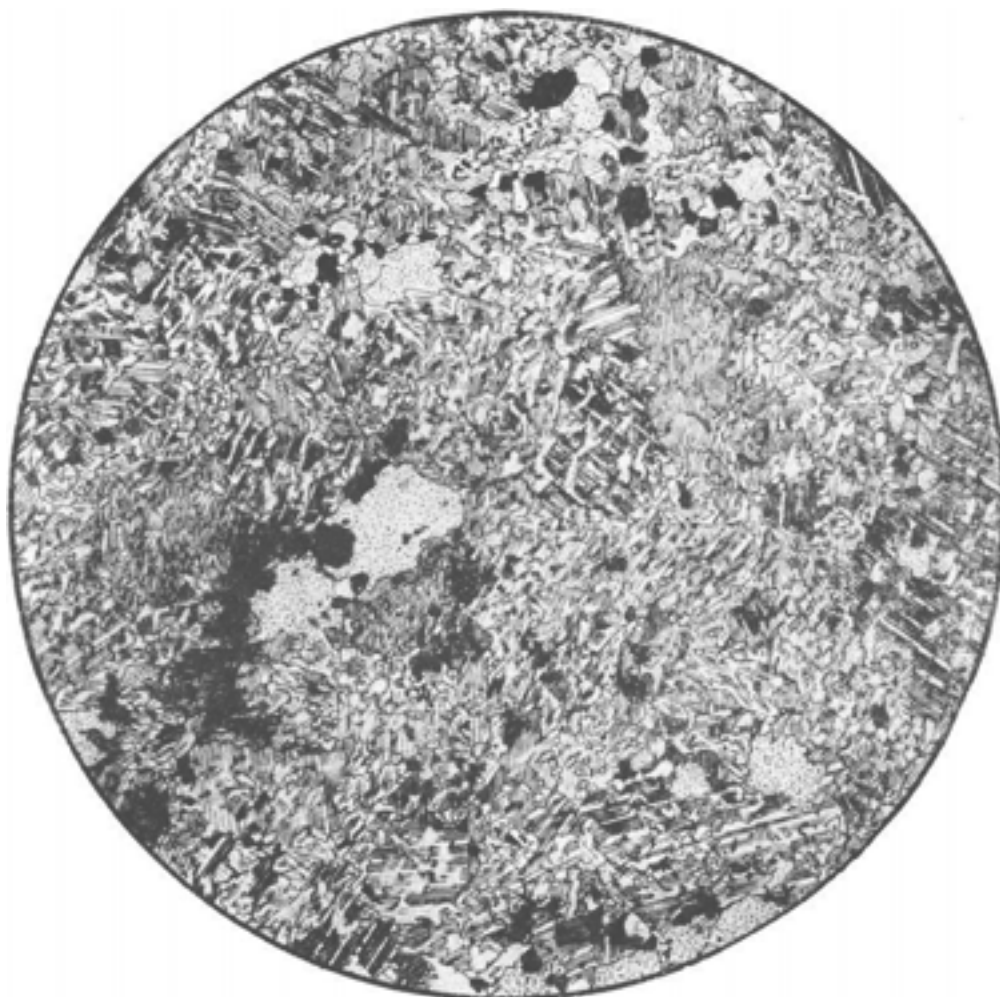
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из актинолита, параллельноволокнистые агрегаты которого образуют псевдоморфозы (псевдоморфная структура) по индивидам первоначальной породы с зернистой структурой. Вероятно, эта порода была пироксенитом. Кроме актинолита, в породе присутствуют скопления бурых окислов железа.

Структура *реликтовая, бластоаллотриоморфнозернистая; фибробластовая; псевдоморфная.*

ПЛЕЙРОГНЕЙС



Фиг. 604.

Якутия, Чайныт. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Николи +;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Крупнозернистая гранобластовая структура породы изменена обильным развитием в индивидах полевого шпата новообразований – преимущественно мелких пластинок мусковита и зерен цоизита. Реже наблюдаются включения кварца, мелких двойников плагиоклаза с показателем преломления ниже, чем у вмещающего зерна плагиоклаза. Ориентировка пластинок слюды местами зависит от кристаллографических элементов вмещающего плагиоклаза, т. е. она располагается то по плоскостям двойникования последнего, то под прямым углом к ним. Благодаря обилию слюды создается своеобразная *лепидогранобластовая* структура.

Появление такой структуры связано с ретроградным метаморфизмом пород, при котором плагиоклаз средней основности замещается цоизитом, альбитом и слюдой.

Такие гнейсы названы Лодочниковым (1941) плейрогнейсами, откуда и структура их может быть названа *структурой плейрогнейсов*.

КЫТЛЫМИТ



Фиг. 605.

Урал. Кытлымский массив, экзоконтактовая зона, Поповский лог. Заимствовано у А. А. Ефимова (1963).

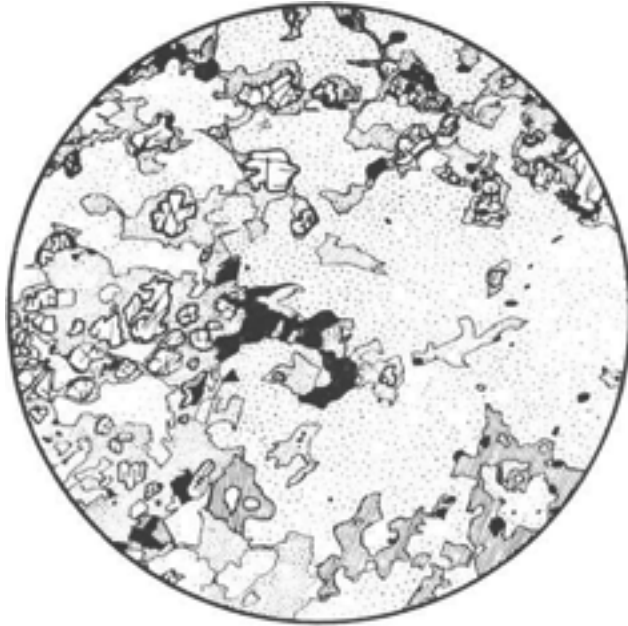
Рис. В. Колесниковой

Полированный штуф узловатого кытлымита, имеющего струйчато-полосчатый вид. В породе видны более светлый и крупнозернистый габброподобный материал и реликты более темного и более мелкозернистого материала субстрата. В правой части штуфа выделяются крупные линзообразные включения тонкозернистого роговика.

Автор считает эту породу диафторитом, а Н. М. Успенский видит в ней мигматит основной породы.

Текстура *параллельная, неправильно-полосчатая, узловатая.*

КЫТЛЫМИТ



Фиг. 606.

Урал. Кытлымский массив, экзоконтактовая зона. Заимствовано у А. А. Ефимова (1963). Без анализ.; $d = 4,5$ мм.

Рис. В. Колесниковой

Порода состоит из гиперстена (резкий рельеф), роговой обманки (параллельная штриховка), розовой слюды (частые точки) и сплошной сосюритовой массы, заместившей плагиоклаз (редкие точки). Как показано на рисунке, гиперстен и роговая обманка замещаются и обрастают слюдой. Черное – рудный минерал.

Структура *реликтовая аллотриоморфнозернистая (габбровая), или гранобластовая метасоматическая.*

ПРОДУКТЫ КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА

В этой группе объединены брекчированные, катаклазированные и милонитизированные породы, а также псевдотахилиты.

Брекчированные породы и брекчии, состоящие из остроугольных неокатанных обломков пород, связанных перетертым материалом той же породы или инфильтрационным цементом, иллюстрированы фиг. 607–611. Из них очень интересна фиг. 608, на которой изображено часто наблюдающееся в катаклазированных породах раскалывание и растяжение фенобластов полевого шпата, при чем ориентировка растянутых частей сохраняется и пространство между ними заполняется кварцем.

Катаклиз лучше всего проявляется в гранитах или других гранитоидных породах, богатых кварцем. Кварц, ранее других минералов реагирующий на давление, дробится в мелкозернистую массу, которая легко перекристаллизовывается в гранобластовый агрегат. Полевые шпаты раскалываются и отдельные части их могут несколько смещаться или, наоборот, сохранять свою ориентировку и как бы цементироваться гранобластовой массой породы. Такая структура называется бластокатакластической (фиг. 612).

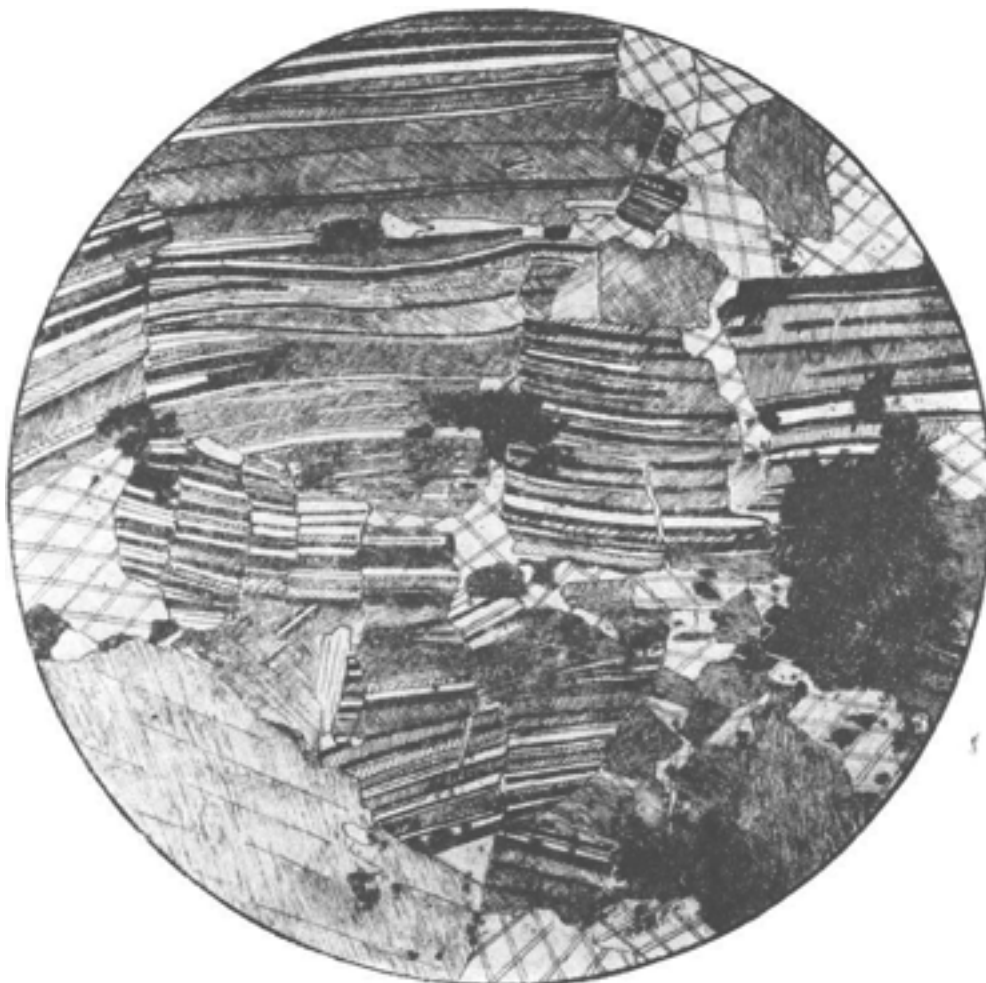
Структуры гранитов, претерпевших катаклиз и милонитизацию, частично показаны выше, вместе со структурами гранитов (см. фиг. 177–184). Здесь мы добавим несколько иллюстраций более интенсивно милонитизированных гранитов из разных регионов СССР с типичной милонитовой, тонкомилонитовой и бластомилонитовой структурами (фиг. 613–616). На фиг. 614 показана сланцеватая очковая текстура милонитизированного гранита Украины, структура которого изображена на фиг. 613.

Также интенсивно проявляется милонитизация (фиг. 617) в мигматитах, нередко сопровождаясь бластезом с образованием бластомилонитовой структуры (фиг. 618).

На фиг. 619 и 620 показаны бластопорфировая бластокатакластическая структура кварцевого порфироида и порфироида, в которых развиваются тонкосланцеватая и линзовая (лентикулярная) структуры, а на фиг. 621 – тонкомилонитовая структура и очковая сланцеватая текстура гранат-амфибол-плагноклазового гнейса.

Последние три иллюстрации изображают псевдотахилиты – внешний вид их (фиг. 622), структуру под микроскопом (фиг. 623) и детали структуры в виде различных продуктов девитрификации (фиг. 624).

БРЕКЧИРОВАННЫЙ КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 607.

Северо-Восточный Казахстан, гора Альджан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Колл. Н. Ф. Анисеевой. Николи +; $d = 8 \text{ мм}$.

Рис О. Васнецовой

Деталь структуры крупнозернистого брекчированного гранита, состоящего из альбита, кварца, меньших количеств калишпата и биотита.

В поле зрения – участок породы, сложенный почти исключительно альбитом. Видно раздробление его зерен, изогнутость и смещение двойниковых пластинок. Возникшие между частями раздробленных зерен пространства заполнены крупными индивидами кальцита (двойная перекрещенная штриховка на рисунке). Структура *катакластическая*.

РАСТЯНУТЫЙ ПОРФИРОБЛАСТ ПОЛЕВОГО ШПАТА



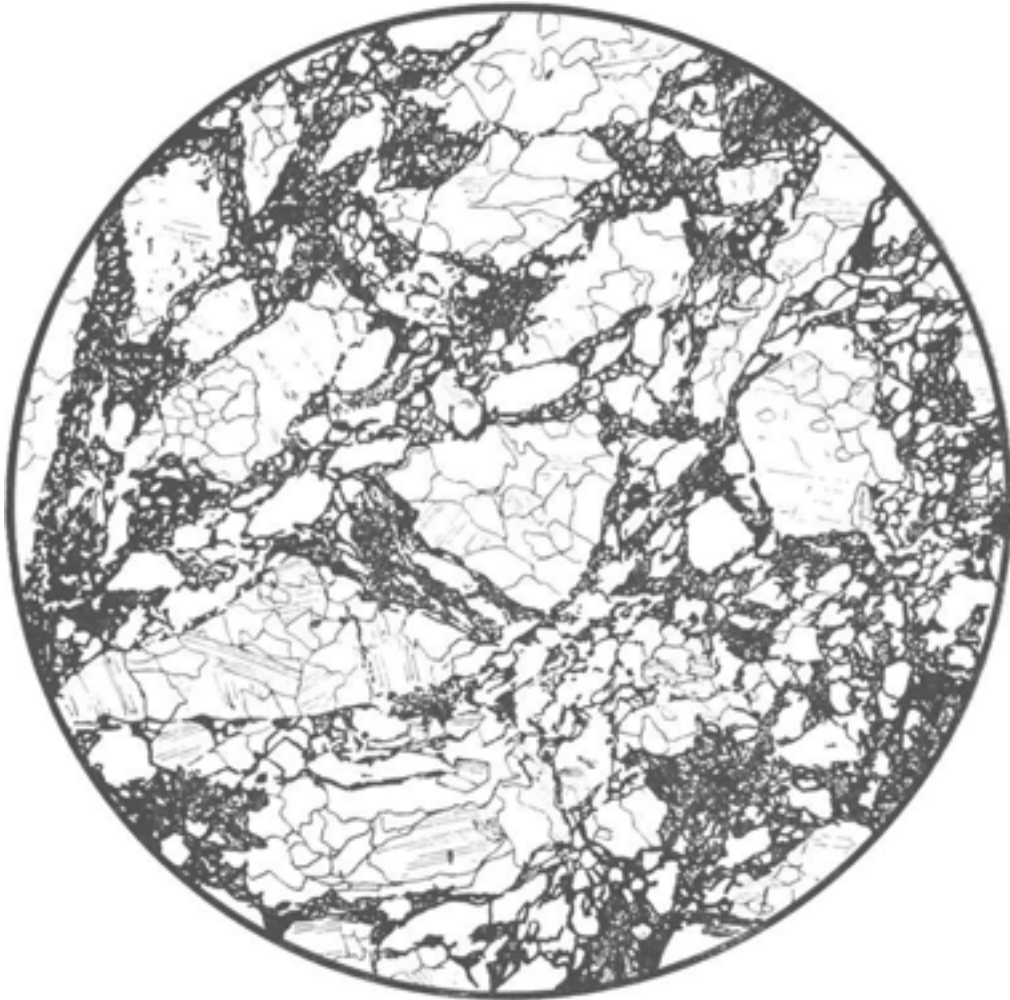
Фиг. 608.

Горы Фихтель. Заимствовано у Шюллера (Schüller, 1934). Николи +;
Рис. Н. Леонтьевой

Деталь структуры рассланцованного и катаклазированного мигматита. Крупный порфиробласт полевого шпата расколот по спайности па ряд одновременно угасающих долей (черное на рисунке); доли отодвинуты друг от друга, и пространство между ними выполнено кварцем (белое).

Вмещающая порфиробласт масса тонко раздроблена.

ГРАНИТОВАЯ БРЕКЧИЯ



Фиг. 609.

Забайкалье, р-н р. Витима. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 7,8$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В процессе катаклаза гранит оказался разбитым на угловатые осколки, связанные тонкоперетертым материалом того же гранита; в этом материале развивается серицит. Структура *брекчиевая*.

БРЕКЧИЯ ЖЕЛЕЗИСТОГО КВАРЦИТА



Фиг. 610.

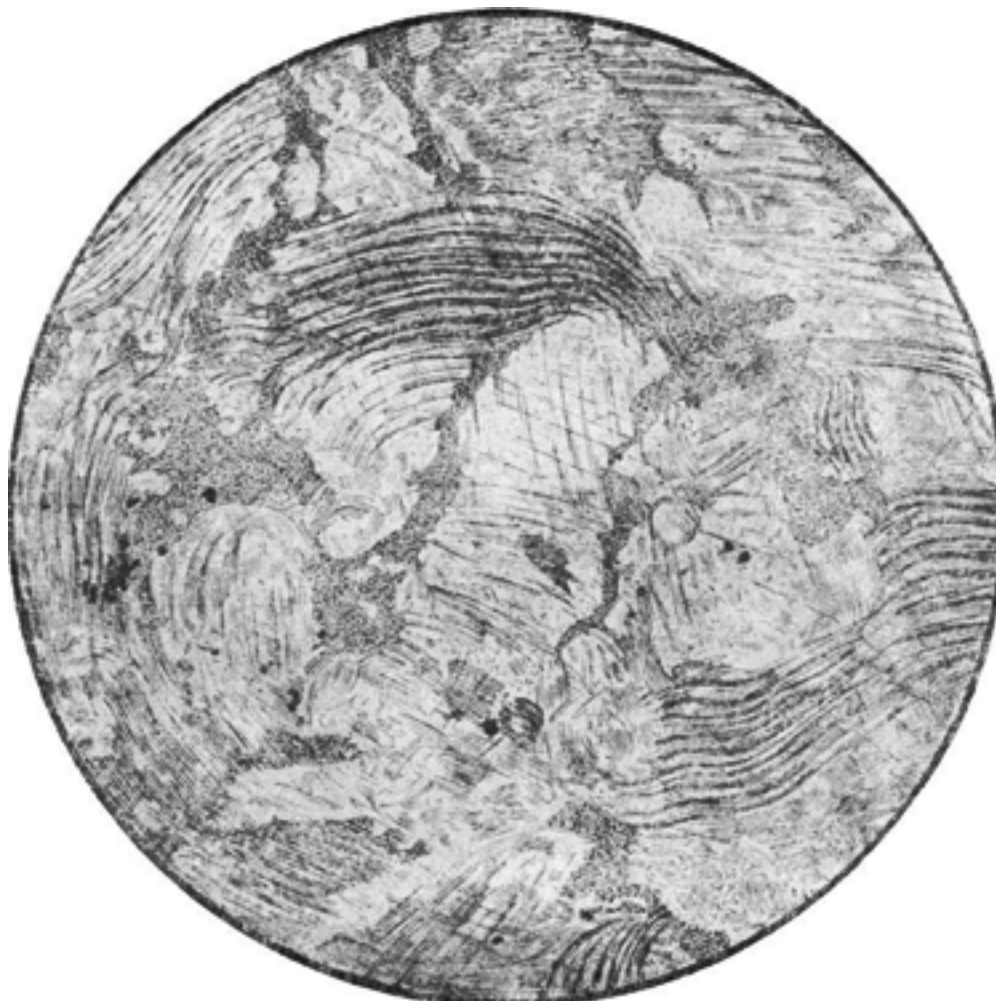
Кривой Рог. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

Колл. Н. И. Свительского. Нат. величина.

Рис. И. Егорова

Штуф брекчии железистого кварцита, состоящей из неокатанных угловатых обломков полосатой или сливной разновидностей породы. Обломки связаны железистым цементом.

КАТАКЛАЗИРОВАННЫЙ МРАМОР



Фиг. 611.

Забайкалье, Витимское плато. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.
Колл. А. К. Мейстера. Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

В гранобластовой массе крупнозернистого кальцита в результате механического воздействия развивается катакластическая структура, проявляющаяся в образовании на стыке зерен тонкозернистого агрегата истирания, в неправильных, как бы изломанных контурах тех частей зерен, которые сохранились от раздробления, и в ясно заметной изогнутости двойниковых пластинок кальцита.

Структура *катакластическая*.

КАТАКЛАЗИРОВАННЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 612.

Украина, р. Ингулец, выше Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 4,1$ мм.

Рис. В. Сидоренко

Крупный метабласт микроклина в мигматите порфиробластовой структуры разбит трещинами, по которым в процессе катаклаза происходили перемещения его частей и шло образование тонкозернистого агрегата дробления. Этот агрегат подвергся бластической перекристаллизации и превратился в совокупность мелких зерен кварца, полевого шпата и слюды.

Такую бластически измененную катакластическую структуру называют *бластокатакластической*.

МИЛОНИТ ПОРФИРОВИДНОГО ГРАНИТА



Фиг. 613.

Украина, р. Ингул. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

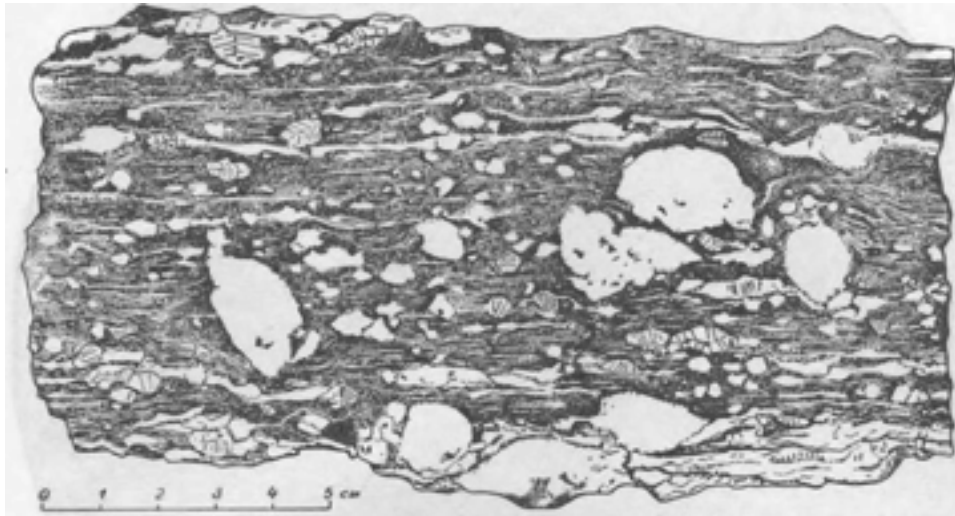
Рис. Б. Толмачева

В формировании структуры этой породы надо отметить две стадии: 1) образование порфировидной гранитовой структуры; 2) образование милонитовой структуры с характерными порфирокластами полевого шпата и прерывистыми прослойками слюды и кварца, огибающими порфирокласты. Одновременно происходит и развитие сланцеватой текстуры, а также преобразование структуры путем бластеза.

Вместо давленого агрегата зазубренных зерен кварца развивается мозаика хорошо ограниченных и уже несколько более крупных зерен без волнистого угасания. Слюда обычно подвергается бластезу позднее, чем кварц и в изображаемой здесь породе рост ее чешуек еще совершенно незначителен.

Структура *бластомилонитовая*. Текстура *сланцеватая*.

МИЛОНИТ ПОРФИРОВИДНОГО ГРАНИТА



Фиг. 614.

Украина, р. Ингул. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. Г. Поздеевой

Поверхность штуфа сильно милонитизированного порфировидного гранита в разрезе, перпендикулярном плоскости милонитизации. Порода тонко истерта и сильно расландована. От фенокристаллов микроклина в ней сохранились сильно обдавленные и обломанные реликты, повернутые более или менее параллельно сланцеватости и имеющие вид очков. Текстура породы *параллельная, сланцеватая и очковая*.

МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ ГРАНИТ



Рис. 615.

Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Без анализ.;
 $d = 4,1 \text{ мм}$.

Рис. Б. Голмачева

Порода состоит из полевого шпата, кварца, биотита, серицита и цоизита. Структура ее характеризуется тем, что в микрозернистой основной ткани, возникшей в результате милонитизации, т. е. истирания крупных минеральных индивидов, наблюдаются реликты полевого шпата, уцелевшие от раздробления и называемые порфирокластами. Они сильно трещиноваты, обломаны по краям и при скрещенных николях имеют волнистое погасание. В состав основной ткани входят очень мелкие листочки биотита и зерна кварца, в подчиненном количестве полевого шпата, новообразования серицита и цоизита.

Структура породы *тонкомилонитовая*.

Элементы основной ткани собраны в прерывистые волнистые прослойки, огибающие *порфирокласты*, чем создается *волнисто-сланцеватая* текстура породы.

МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 616.

Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III. Колл. Н. И. Свительского. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода представляет собой гранит, сильно измененный милонитизацией и интенсивным бластезом, создавшим лепидогранобластовую структуру. Для текстуры характерно наличие мелких очков полевого шпата, уцелевших от раздробления индивидов этого минерала в исходной породе. Местами вокруг них в основной ткани развиваются тонкие оболочки из чешуй слюды или индивидов эпидота, вследствие чего текстура приобретает характер, переходный к свилеватой.

Структура *лепидогранобластовая* *бластомилонитовая*; текстура *мелкоочковая*, переходная к *свилеватой*.

МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 617.

Украина, р. Ингулец к северу от Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 4,1$ мм.

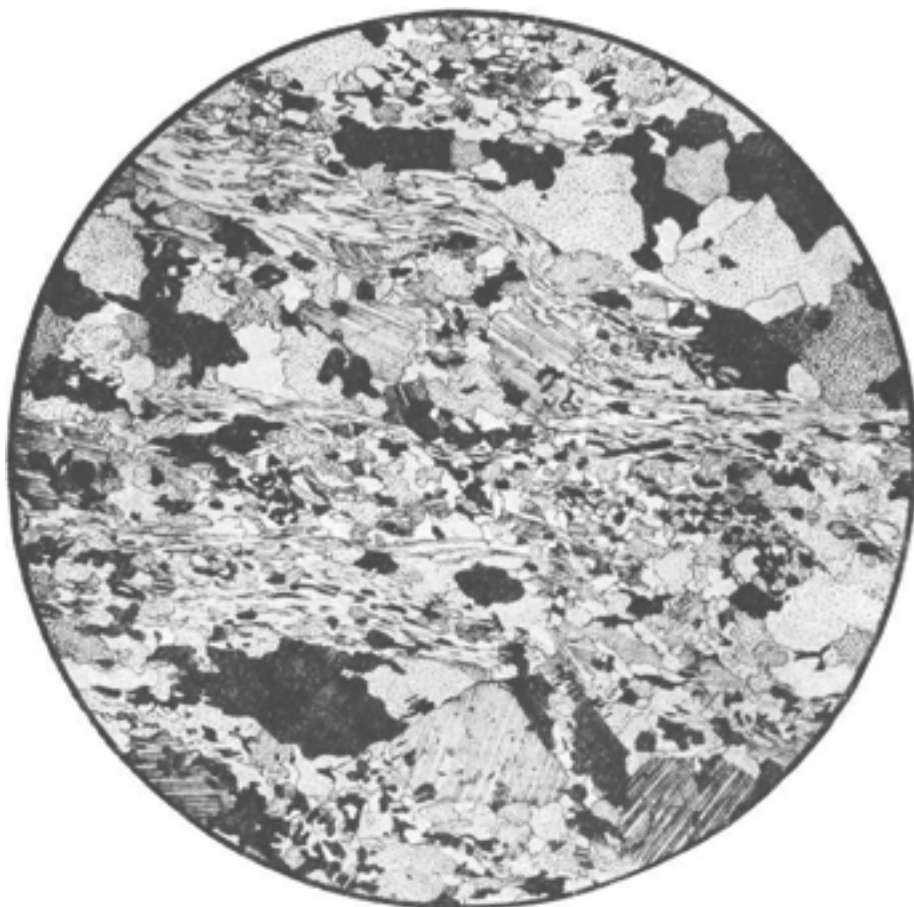
Рис. Б. Толмачева

Для структуры характерно большое количество тонкоперетертого под влиянием давления материала, преимущественно слюды, собранной в прослоечки тонких параллельно-ориентированных чешуй, а также кварца в виде участков мельчайших зазубренных, нерезко ограниченных и волнистоугасающих зерен.

Другой характерной чертой породы является наличие реликтов полевошпатовых индивидов, уцелевших от раздробления. Структура *милонитовая*.

Параллельная ориентировка раздробленного материала создает *сланцеватую* текстуру породы.

МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ МИГМАТИТ



Фиг. 618.

Украина, р. Ингулец к северу от Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Николи + ; $d - 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Образование структуры этой породы происходило в две стадии, как и структуры фиг. 613. Но здесь надо отметить менее интенсивную милонитизацию, в результате чего сохранились довольно крупные индивиды полевого шпата, а также более интенсивный бластез, в результате которого неизмененного бластически, перетертого материала в породе не сохранилось. Слюда образует довольно крупные чешуи, собранные в прерывистые прослойки, кварц – частью крупнозернистые мономинеральные линзы, частью вместе с полевым шпатом и слюдой дает более мелкозернистые лепидогранобластовые участки. Различие в размерах индивидов минералов обуславливает *гетеробластовую* структуру.

Текстура породы определяется наличием слюдистых прослоек, а также ориентировкой линз кварца и самих бластических новообразований.

Структура *бластомилонитовая гетеролепидогранобластовая*. Текстура *сланцеватая*.

КВАРЦЕВЫЙ ПОРФИРОИД



Фиг. 619.

Северо-Восточный Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

Колл. Н. Ф. Аникеевой.

Без анализ.; $d - 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В породе наблюдаются реликты порфировой структуры в виде частично уцелевших от катаклаза фенокристаллов кварца и полевого шпата. Часть фенокристаллов раздроблена и превращена в мелкозернисты линзовидные агрегаты, расположенные вытянутостью по сланцеватости породы.

Кроме катаклаза, порода претерпела бластез, вследствие которого основная ткань ее приобрела микролепидогранобластовую структуру; она состоит из весьма мелких зерен кварца, полевого шпата, серицита и рудного минерала.

Структура *бластопорфировая (реликтовая порфировая), бластокатапластическая*. Текстура *сланцеватая*.

ПОРФИРОИД



Фиг. 620.

Северо-Восточный Казахстан. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

Колл. Н. Ф. Анисеевой.

Без анализ.; $d - 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Относительно крупные зерна полевого шпата являются реликтами фенокристаллов; они имеют волнистое погасание, трещиноваты и обломаны по краям. Наличие их определяет структуру породы как *бласто-порфировую*.

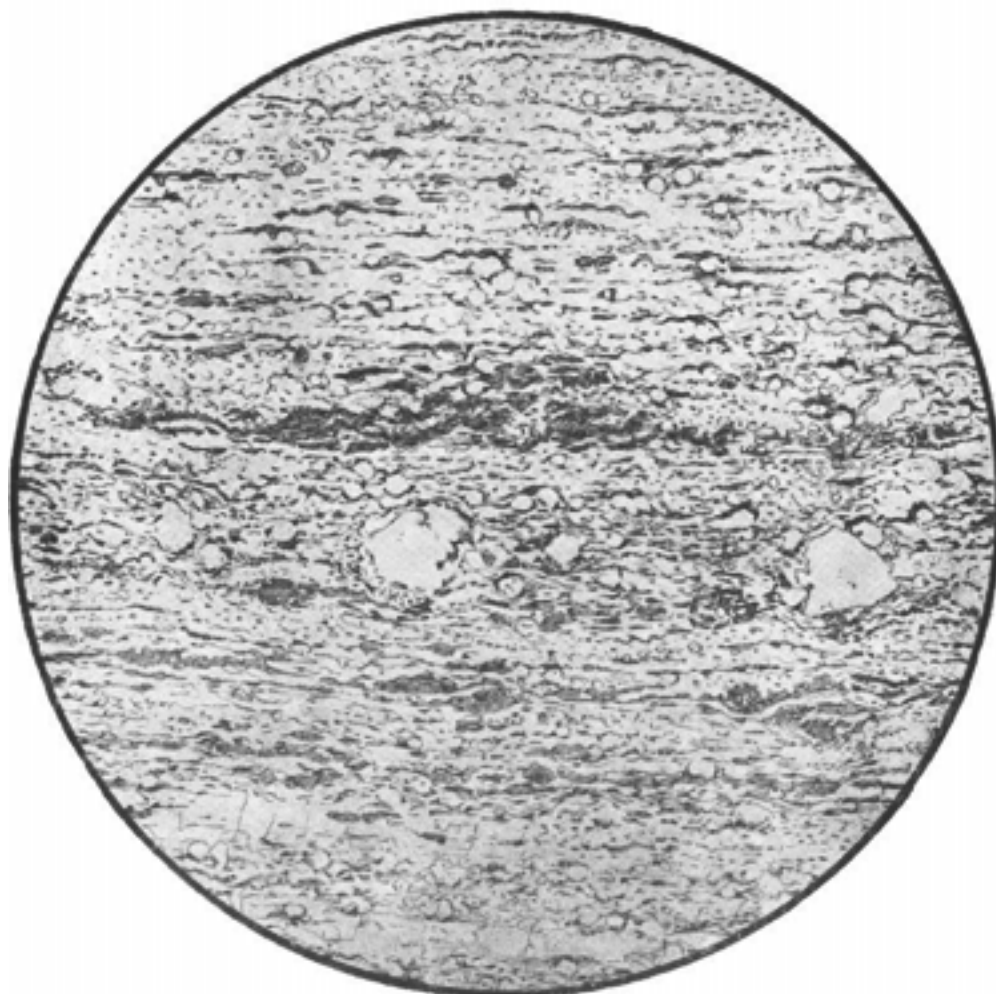
Основная ткань состоит из мельчайших чешуек серицита, зернышек кварца, полевого шпата, эпидота и рудного минерала.

Текстура обусловлена наличием в основной ткани линзовидных агрегатов кварца и полевого шпата, имеющих микрогранобластовую структуру, и окруженных массой микролепидобластовой структуры, характеризующейся обилием серицита.

Структура породы *бластопорфировая* (реликтовая порфировая) и *бластокатакластическая*.

Текстура *сланцеватая* и *линзовая* (лентиколярная).

**МИЛОНИТ (МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ
ГРАНАТ-АМФИБОЛ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЙ ГНЕЙС)**



Фиг. 621.

Район оз. Байкал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. III.

Без анализ.; $d - 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

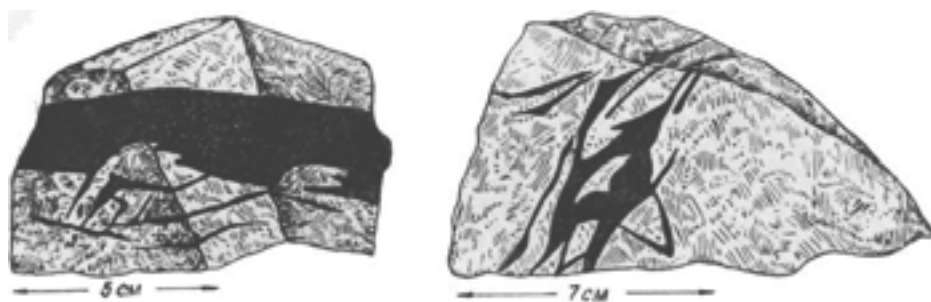
Порода состоит из плагиоклаза, кварца и амфибола; изредка – гранат. Структура ее тонкомилонитовая, т. е. составные части ее являются результатом раздробления и милонитизации более крупных индивидов, слагавших первоначальную породу.

Текстура очковая, сланцеватая; в микрозернистой и отчасти криптозернистой тонкомилонитизированной основной ткани наблюдаются мелкие округлые зерна плагиоклаза и кварца, а также линзовидные зерна амфибола, имеющие вид очков. Это – реликты кристаллов, подвергающихся раздроблению и округлению в результате давления.

Существенной перекристаллизации в породе не наблюдается.

Структура *тонкомилонитовая*. Текстура *очковая сланцеватая*.

ПСЕВДОТАХИЛИТ



Фиг. 622.

Украина, правый берег Южного Буга, у с. Красенького. Колл. Э. Б. Наливкиной
Рис. С. Сергеевой

Два небольших штуфа чарнокита, в которых по трещинкам, идущим в направлении сжатия и истирания породы, развивается псевдотахилит. Местами трещины пересекаются так густо, что образуют небольшие участки брекчии.

ПСЕВДОТАХИЛИТ



Фиг. 623.

Украина, правый берег Южного Буга, с. Красенькое. Колл. Э. Б. Наливкиной.
Без анализ.; $d = 1,2$ мм.

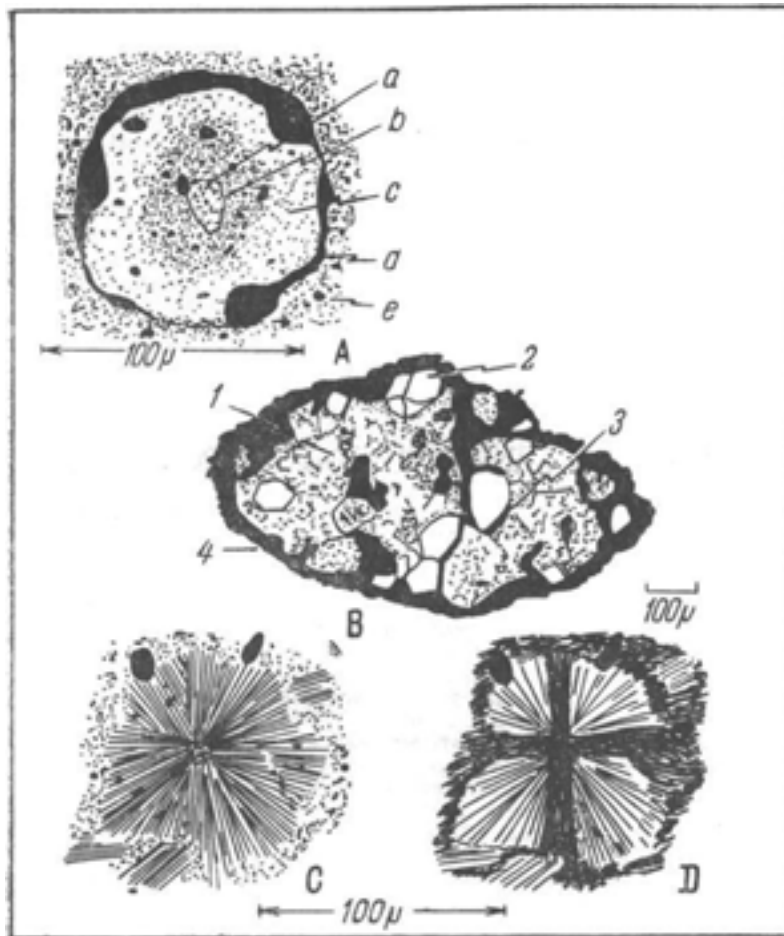
Рис Н. Леонтьевой

Под микроскопом в псевдотахилите, образовавшемся по чаржокиту, видны угловато-округлые, оплавленные обломки плагиоклаза (олигоклаз-андезина) и темно-бурое основное стекло со светопреломлением 1,564. На более крупных обломках видна как бы изъеденная оплавленная периферическая часть, постепенно переходящая в стекло.

В стекле образуются многочисленные микролиты плагиоклаза, большей частью собранные в радиальнолучистые сростки и реже нарастающие на обломки полевого шпата.

Структура *порфирокластовая*, с *гипогиалиновой микролитовой центральной* структурой связующей массы.

ПСЕВДОТАХИЛИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 624.

Шотландия. Заимствовано у Парка (Park, 1961).

Рис. Н. Леонтьевой

Детали структуры псевдотахилита в виде различных продуктов девитрификации (масштаб дается в микронах).

- А – зональный сферолит; в центре видно включение кварца или полевого шпата (*a*); зона (*b*) – запыленное вещество, сходное со стеклом, вмещающим сферолит; (*c*) – зона перекристаллизованного кварца, полевого шпата или биотита; (*d*) – зона рудного минерала; (*e*) – вмещающее сферолит запыленное стекло. Размер сферолита около 100 μ.
- В – частично перекристаллизованные включения, состоящие из зерен кварца (2) и микрозернистой массы кварца (1), трещиноватой, пересеченной тонкими прожилочками стекла (4).
- С – радиальное расположение микролитов биотита, без анализатора;
- Д – то же, при скрещенных николях; виден черный крест. Размер этих образований также около 100 μ.

СПИСОК ИЛЛЮСТРИРОВАННЫХ ПОРОД

Фиг. 379. Схема основных текстур кристаллических сланцев
Фиг. 380. Схема гранобластовых структур
Фиг. 381. Пятнистый глинистый сланец
Фиг. 382. Пятнистый кордиеритовый углисто-глинистый сланец
Фиг. 383. Андалузитовый углестый сланец
Фиг. 384. Пятнистый ставролитовый углисто-глинистый сланец
Фиг. 385. Узловатый кордиеритовый углисто-глинистый сланец
Фиг. 386. Хиастолитовый углисто-глинистый сланец
Фиг. 387. Хиастолитовый углестый сланец
Фиг. 388. Биотит-плагиоклазовый контактовый роговик
Фиг. 389. Пироксен-плагиоклазовый контактовый роговик
Фиг. 390. Андрадит-салит-битовнитовый роговик
Фиг. 391. Биотит-кордиеритовый контактовый роговик
Фиг. 392. Кордиерит-антофиллитовая порода
Фиг. 393. Кордиерит-хлорит-антофиллитовая порода
Фиг. 394. Кордиерит-антофиллит-хлоритовая порода
Фиг. 395. Кордиерит-антофиллитовая порода
Фиг. 396. Амфибол-цоизит-альбитовая порода
Фиг. 397. Остеклованный аркозовый песчаник-бухит
Фиг. 398. Бухит
Фиг. 399. Оплавленный гранит
Фиг. 400. Оплавленный гранит
Фиг. 401. Тонкозернистый серицитовый песчаник (филлит)
Фиг. 402. Серицит-кварцевый микросланец (филлит)
Фиг. 403. Кварц-серицитовый микросланец (филлит)
Фиг. 404. Гранат-биотитовый глинистый микросланец
Фиг. 405. Биотитовый филлит
Фиг. 406. Хлорит-кварцевый микросланец (филлит)
Фиг. 407. Микрокварцит
Фиг. 408. Слюдяной микрокварцит
Фиг. 409. Микрокварцит (а). Железистый микрокварцит (б).
Фиг. 410. Кварц-серицитовый микросланец
Фиг. 411. Биотитовый микросланец (филлит)
Фиг. 412. Флогопит-графит-кварц-альбитовый микросланец
Фиг. 413. Гранат-биотит-кварцевый микросланец
Фиг. 414. Слюдяной сланец
Фиг. 415. Силлиманит-кварц-мусковит-альбитовый микросланец
Фиг. 416. Биотит-кварц-карбонатный сланец
Фиг. 417. Актинолитовый сланец
Фиг. 418. Магнетит-куммингтонит-хлоритовый сланец
Фиг. 419. Зеленый сланец
Фиг. 420. Зеленый сланец
Фиг. 421. Кварц-биотитовый сланец
Фиг. 422. Двуслюдяной сланец
Фиг. 423. Двуслюдяной сланец
Фиг. 424. Двуслюдяной сланец
Фиг. 425. Слоистый оттрелит-мусковит-кварцевый сланец
Фиг. 426. Биотит-эпидот-альбитовый сланец
Фиг. 427. Слюдяно-альбит-кварцевый сланец
Фиг. 428. Андалузитовый сланец
Фиг. 429. Биотит-силлиманит-плагиоклазовый сланец
Фиг. 430. Силлиманит-кордиеритовый сланец
Фиг. 431. Серицит-турмалиновый сланец
Фиг. 432. Кварц-ставролит-плагиоклаз-турмалиновый сланец
Фиг. 433. Турмалин-магнетит-хлоритовый сланец
Фиг. 434. Тремолит-талк-хлоритовый сланец
Фиг. 435. Тремолитизированный карбонат-хлоритовый сланец
Фиг. 436. Актинолитовый сланец
Фиг. 437. Кордиерит-антофиллитовый кристаллический сланец
Фиг. 438. Эпидот-альбит-амфиболовый сланец
Фиг. 439. Роговообманковый сланец
Фиг. 440. Гранат-куммингтонитовый сланец
Фиг. 441. Гранат-куммингтонитовый сланец
Фиг. 442. Куммингтонитовый сланец
Фиг. 443. Плосчатый ставролитовый двуслюдяной сланец
Фиг. 444. Ставролит-биотитовый сланец

Фиг. 445. Ставролитовый слюдяной сланец
Фиг. 446. Ставролитовый слюдяной сланец
Фиг. 447. Порфиробластовый сидеритовый слюдяной сланец
Фиг. 448. Гранат-биотитовый сланец
Фиг. 449. Биотит-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 450. Биотит-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 451. Двуслюдяно-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 452. Мусковитизированный и графитизированный биотит-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 453. Микроклинизированный биотит-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 454. Биотит-силлиманит-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 455. Порфиробластовый гранат-силлиманит-биотит-плагиоклаз-микроклиновый гнейс
Фиг. 456. Биотит-роговообманко-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 457. Пироксен-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 458. Биотит-гиперстен-плагиоклазовый гнейс
Фиг. 459. Пироксен-скаполитовая порода
Фиг. 460. Пироксен-скаполитовая порода
Фиг. 461. Пироксен-скаполитовая порода
Фиг. 462. Пироксен-скаполитовая порода
Фиг. 463. Гранат-кордиерит-ставролит-биотитовый сланец
Фиг. 464. Биотит-силлиманит-кордиеритовая порода
Фиг. 465. Шпинель-биотит-гранат-кордиерит-микроклиновая порода
Фиг. 466. Амфиболит апогабровый
Фиг. 467. Соссюритизированный амфиболит (метадиабаз)
Фиг. 468. Амфиболит
Фиг. 469. Лейкократовый амфиболит
Фиг. 470. Амфиболит
Фиг. 471. Амфиболит
Фиг. 472. Окварцованный амфиболит
Фиг. 473. Роговообманковый сланец
Фиг. 474. Актинолитизированный амфиболит
Фиг. 475. Пироксеновый амфиболит
Фиг. 476. Гранат-пироксеновый амфиболит
Фиг. 477. Гранат-пироксеновый амфиболит
Фиг. 478. Гранат-пироксеновый амфиболит
Фиг. 479. Амфиболит
Фиг. 480. Альбитовый амфиболит
Фиг. 481. Альбитовый амфиболит
Фиг. 482. Эклогит
Фиг. 483. Гранат-глаукофановый эклогит
Фиг. 484. Эпидот-гранат-глаукофановая порода
Фиг. 485. Кристаллический известняк
Фиг. 486. Мрамор
Фиг. 487. Мрамор с серпентинизированными диопсидом и оливином
Фиг. 488. Кристаллический известняк с серпентинизированным диопсидом
Фиг. 489. Кальцифир
Фиг. 490. Пироксен-карбонатная контактовая порода
Фиг. 491. Волластонитовая порода
Фиг. 492. Скарн
Фиг. 493. Пироксен-гранатовый скарн
Фиг. 494. Гранатовый скарн
Фиг. 495. Гранат-пироксеновый скарн
Фиг. 496. Кальцит-везувиан-волластонитовый скарн
Фиг. 497. Волластонит-гранат-везувиановый скарн
Фиг. 498. Очковый гранулит
Фиг. 499. Тонкозернистый светлый гранулит
Фиг. 500. Гранат-пироксен-плагиоклазовый гранулит
Фиг. 501. Гранат-пироксен-плагиоклазовый гранулит
Фиг. 502. Пироксен-плагиоклазовый гранулит
Фиг. 503. Гранулит
Фиг. 504. Магнетитовые микрокварциты
Фиг. 505. Магнетитовый микрокварцит

Фиг. 506. Куммингтонитовый железистый микрокварцит
Фиг. 507. Железистый кварцит
Фиг. 508. Железистый кварцит
Фиг. 509. Яшма
Фиг. 510. Родузитизированный магнетит-куммингтонитовый сланец
Фиг. 511. Кварц-магнетит-амфиболовая порода
Фиг. 512. Метасоматический эгиринит
Фиг. 513. Метасоматический эгиринит
Фиг. 514. Апатит-магнетит-амфиболовый эгиринит
Фиг. 515. Жадеитит
Фиг. 516. Амфиболовая порода
Фиг. 517. Нефрит
Фиг. 518. Эпидозит
Фиг. 519. Тальковая порода (талькит)
Фиг. 520. Гранат-биотит-кварцевый сланец
Фиг. 521. Порфириобластовый альбитизированный гранат-куммингтонитовый сланец (а) Порфириобластовый хлоритизированный гранат-биотит-куммингтонитовый сланец (б)
Фиг. 522. Дистен-мусковитовая порода
Фиг. 523. Мусковит-дистеновый кварцит
Фиг. 524. Березит
Фиг. 525. Хлорит-мусковитовая порода
Фиг. 526. Слюдит-мусковит-биотитовая порода
Фиг. 527. Мусковитовый грейзен
Фиг. 528. Грейзен
Фиг. 529. Грейзенизация кварцевого порфира
Фиг. 530. Топаз-кварцевый грейзен
Фиг. 531. Серидит-кварц-топазовый грейзен
Фиг. 532. Биотит-сапфирин-микроклиновая порода
Фиг. 533. Калишпатовый метасоматит
Фиг. 534. Эгирин-адуляровый метасоматит
Фиг. 535. Фельдшпатизированный биотит-плагиоклазовый сланец
Фиг. 536. Альбитит (а). Хлоритизированный и альбитизированный сланец (б)
Фиг. 537. Развитие кварцевых глазков в гибридной породе
Фиг. 538. Окварцованный гранат-хлоритовый сланец (а). Окварцованная амфибол-содержащая порода (б)
Фиг. 539. Окварцованный биотит-плагиоклазовый сланец
Фиг. 540. Вторичный кварцит (окварцованный порфир)
Фиг. 541. Вторичный кварцит–окварцованный липаритовый порфир
Фиг. 542. Вторичный кварцит–окварцованный дацитовый порфир
Фиг. 543. Вторичный кварцит с турмалином
Фиг. 544. Радиоактивный рудный кварцит
Фиг. 545. Радиоактивный рудный кварцит
Фиг. 546. Кварц-флюоритовая порода
Фиг. 547. Флюорит-кварцевая порода
Фиг. 548. Флюорит-кварцевая порода
Фиг. 549. Флюорит-кварцевая порода
Фиг. 550. Чарнокитизированный пироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец
Фиг. 551. Чарнокитизированный габбро-норит
Фиг. 552. Переход гиперстен-биотит-плагиоклазового гнейса в чарнокит
Фиг. 553. Чарнокит
Фиг. 554. Лейкократовый участок чарнокита
Фиг. 555. Агматит
Фиг. 556. Брекчиевидный мигматит
Фиг. 557. Глыбовый мигматит
Фиг. 558. Форелевый мигматит
Фиг. 559. Псевдобрекчиевидный мигматит
Фиг. 560. Днадизит
Фиг. 561. Эпидозит
Фиг. 562. Тонкопослойный мигматит
Фиг. 563. Артерит–полосчатый мигматит
Фиг. 564. Слоисто-полосчатый мигматит

Фиг. 565. Гранитизированный гнейс слоисто-полосчатой текстуры
Фиг. 566. Послойный мигматит
Фиг. 567. Плойчатый мигматит
Фиг. 568. Плойчатый анатексит
Фиг. 569. Ветвисто-жилковатый мигматит
Фиг. 570. Послойный и диктионитовый мигматит
Фиг. 571. Крокидит
Фиг. 572. Диктионит
Фиг. 573. Метатектитовый гнейс (ветвистый метатект в гнейсе)
Фиг. 574. Метатектитовый гнейс
Фиг. 575. Очковый мигматит
Фиг. 576. Очковый эмбехит
Фиг. 577. Офтальмит
Фиг. 578. Мигматобласты микроклина в гнейсе
Фиг. 579. Метабластическое изменение амфиболита в контакте с гранитом
Фиг. 580. Метабластическое изменение амфиболита в контакте с гранитом
Фиг. 581. Метабластически измененный гранулитовый гнейс с темными прослоями
Фиг. 582. Птигматитовый артерит
Фиг. 583. Птигматитовые жилки в гнейсе
Фиг. 584. Небулитовый мигматит
Фиг. 585. Метасоматически гранитизированный гнейс
Фиг. 586. Полимигматит
Фиг. 587. Полимигматит
Фиг. 588. Полимигматит
Фиг. 589. Будинаж
Фиг. 590. Буднированные пегматитовые тела
Фиг. 591. Сложнобудинированная гранитная жила
Фиг. 592. Артеритовый мигматит
Фиг. 593. Артеритовый мигматит
Фиг. 594. Артеритовый мигматит
Фиг. 595. Мигматит
Фиг. 596. Мигматит
Фиг. 597. Наполненные полевые шпаты в мигматите
Фиг. 598. Артеритовый мигматит (деталь структуры)
Фиг. 599. Гранитизированная порода
Фиг. 600. Биотит-плагиоклазовый сланец
Фиг. 601. Измененный кристалл-витрокластический туф
Фиг. 602. Измененный лепловый туф
Фиг. 603. Актинолитовая порода
Фиг. 604. Плейрогнейс
Фиг. 605. Кытлымит
Фиг. 606. Кытлымит
Фиг. 607. Брекчированный крупнозернистый гранит
Фиг. 608. Растянутый порфириобласт полевого шпата
Фиг. 609. Гранитовая брекчия
Фиг. 610. Брекчия железистого кварцита
Фиг. 611. Катаклазированный мрамор
Фиг. 612. Катаклазированный мигматит
Фиг. 613. Милонит порфириовидного гранита
Фиг. 614. Милонит порфириовидного гранита
Фиг. 615. Милонитизированный гранит
Фиг. 616. Милонитизированный гранит
Фиг. 617. Милонитизированный мигматит
Фиг. 618. Милонитизированный мигматит
Фиг. 619. Кварцевый порфириод
Фиг. 620. Порфириод
Фиг. 621. Милонит (милонитизированный гранат-амфибол-плагиоклазовый гнейс)
Фиг. 622. Пседотахилит
Фиг. 623. Псевдотахилит
Фиг. 624. Псевдотахилит (деталь структуры)

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Структуры и текстуры метаморфических пород	3
Контактово-метаморфические сланцы и роговики	6
Пирометаморфические породы	24
Продукты прогрессивного регионального метаморфизма Амфиболиты и экглогиты	29
Мраморы и скарны	98
Гранулиты	119
Железистые кварциты и сланцы	133
Метасоматиты	140
Чарнокиты	151
Мигматиты	193
Некоторые породы с реликтовыми структурами	199
Продукты катакластического метаморфизма	241
Список иллюстрированных пород	249
	268

Половинкина Юлия Иринарховна

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРО

ЧАСТЬ ВТОРАЯ Том II.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Редактор издательства Л. В. Власова

Технический редактор В. В. Быкова

Внешнее оформление художника Г. И. Юдицкого

Корректор В. П. Крымова

Подписано к набору 6/VIII 1966 г. Подписано к печати 25/X 1966 г. Формат 70 x 108 ¹/₁₆

Бумага № 1. Печ. л. 17. Уел. л. 23,8. Уч.-изд. л. 19,73. Т-14338.

Тираж 16 800 экз. Зак. № 890/2431-1. Цена 1 р. 81 к. Индекс 1-4-1.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1 / 19. Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., д. 91.