

Структуры
и текстуры
изверженных
и метаморфических
горных пород

ЧАСТЬ ВТОРАЯ
ТОМ

I

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

Ю. Ир. ПОЛОВИНКИНА

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

15799

Часть вторая

Том I

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» • МОСКВА, 1966



А Н Н О Т А Ц И Я

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 сгруппированы 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 курсовых геологических факультетов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вторая часть предлагаемой монографии содержит иллюстрации структур и текстур горных пород и описания пород, в которых они наблюдаются.

Для каждой породы приводится ее минеральный состав, описывается и называется ее структура и текстура.

Структуры и текстуры изверженных горных пород иллюстрированы в I томе второй части работы (фиг. 1-378). Иллюстрации структур и текстур метаморфических горных пород (фиг. 379—624) составляют II том. Породы разбиты на группы, указанные во введении к каждому тому. Для каждой группы дается краткая общая характеристика структур, свойственных породам этой группы.

При каждом рисунке сообщаются следующие данные: 1) название породы; 2) место взятия образца; 3) принадлежность коллекции; если описание породы опубликовано — рядом с фамилией автора в скобках указывается год публикации, а полная ссылка на работу дается в списке использованной литературы в конце первой части монографии; 4) условия зарисовки, где d означает диаметр поля зрения микроскопа, при котором производилась зарисовка, или же дается увеличение, и 5) фамилия исполнителя рисунка.

При подборе интересных для иллюстрации структур горных пород принимало участие очень большое количество геологов-петрографов не только ВСЕГЕИ, но и других учреждений многих городов. Одни из них с готовностью откликнулись на нашу просьбу о высылке шлифов, штуков или фотографий, другие присыпали материал по собственной инициативе. В течение всего времени подготовки настоящей работы автор не чувствовал себя одиничкой и непрерывно ощущал товарищескую помощь и поддержку петрографов всей страны. В этом смысле предлагаемая работа является коллективной.

Всем товарищам, предоставившим тот или иной необходимый материал, проявившим интерес к этой работе и оказавшим товарищескую помощь, автор выражает свою искреннюю признательность и благодарность. Вот список этих геологов (в алфавитном порядке): Абоян С. Б., Алексеева Л. Э., Афоничев Н. А., Бернадская Л. Г., Богданова К. Г., Брунс Е. П., Бутакова Е. Л., Бутурлинов Н. В., Быковская Е. В.,

Варданянц Л. А., Василевский М. М., Великая Н. Н., Виноградская Г. М.,
Гаврилова С. П., Гапеева Г. М., Гилярова М. А., Голубятников Д. В.,
Грачева О. С., Дворцова К. И., Егоров Л. С., Елисеев Н. А., Жданов В. В.,
Жидков А. Я., Заварицкий В. А., Зубцов Е. И., Зубцова Е. И., Иванова А. А.,
Изох Э. П., Ициксон Г. В., Казак А. П., Калайтан М. Г.,
Кашкай М. А., Керимов Г. Н., Конев А. А., Кормилицын В. С., Крюков В. Б.,
Курылева Н. А., Кухаренко А. А., Лурье М. Л., Мазина Е. А.,
Масайтис В. Л., Милашев В. А., Миронюк Е. П., Михайлов Н. П.,
Москалева В. Н., Москаleva C. B., Моцкин В. Н., Наливкина Э. Б.,
Нефедов Е. И., Орлов Д. М., Орлова М. П., Остроумова А. С., Разумовский С. Н.,
Розинов М. И., Рудник В. А., Румянцева Н. А., Семеннова-Тянь-Шанская Е. Р.,
Сироштан Р. И., Станкевич Е. К., Старков Н. П., Струве Н. В.,
Тащинина М. В., Тихомиров Н. И., Удовкина Н. Г.,
Усенко И. С., Ушакова З. Г., Харкевич Д. С., Хорева Б. Я., Чибухчян З. О.,
Шилин Д. М., Щеглов А. Д.

К сожалению, не весь материал, с такой дружеской готовностью предоставленный в наше распоряжение, мог быть использован. Не только сроки и объем запланированной работы лимитировали наши возможности, регулирующим фактором являлась также необходимость уделять каждой группе внимание и место, соответствующие роли ее пород в природе.

Многие из приведенных рисунков заимствованы из опубликованной в 1948 г. работы «Структуры горных пород» (тома I, II, III) и около 400 иллюстраций выполнены заново. Почти все новые зарисовки пород под микроскопом сделаны сотрудниками ВСЕГЕИ Н. П. Леонтьевой и С. Г. Сергеевой. Несколько рисунков выполнено И. Г. Маликовой. Очень много рисунков штуков с натуры и с фотографий выполнено художниками-графиками И. Е. Егоровым, В. П. Колесниковой, Р. И. Поляковым и Б. Н. Толмачевым. Перед концом работы в ней приняли участие Г. Е. Поздеева и И. Н. Хитарова. Всем указанным товарищам, обеспечившим широкий показ структур и текстур горных пород в настоящей работе, автор выражает свою искреннюю благодарность.

Для многих иллюстраций, заимствованных из работы «Структуры горных пород» (Половинкина и др., 1948), для которых в свое время по независящим от авторов условиям нельзя было указать фамилии исследователя или район, этот пробел не удалось заполнить. Нередко приходится отметить только, из какого тома книги «Структуры горных пород» заимствован рисунок.

ВВЕДЕНИЕ

При изучении структур горных пород характеристика и сопоставление их могут производиться тремя способами: иллюстрацией, описанием и применением специальных терминов. Терминология структур в настоящее время значительно разработана и детализирована, и все же она не может отразить все особенности структур, требующие более подробного описания. Создание же новых терминов не желательно; оно еще больше усложнит терминологию, затруднит пользование ею и не сможет охватить всего разнообразия природных объектов. Известно, что А. Н. Заварицкий (1955) при описании изверженных горных пород пользовался ограниченным количеством терминов; С. Шэнд решительно возражал против создания новых терминов, особенно взятых с мертвых языков. Необходимо также учесть, что в настоящее время в нашей стране отсутствует так называемое «классическое» образование; древние языки, от которых обычно производили новые термины, большинству исследователей горных пород недоступны, вследствие этого создаваемые новые термины нередко оказываются неудачными и неправильными по словообразованию. Все сказанное делает совершенно очевидным, что для характеристики структур горных пород умелое употребление уже существующих терминов следует сочетать с кратким и точным дополнительным описанием особенностей каждой структуры.

Наиболее наглядным, а потому и наиболее доходчивым способом характеристики пород является иллюстрация — микрофотография или зарисовка шлифа породы под микроскопом; однако опыт показывает, что одна иллюстрация, не сопровождаемая описанием, не всегда достигает цели. Поэтому в нашей работе все иллюстрации сопровождаются не только структурными терминами, но и дополнительными описаниями.

Необходимо помнить, что изучение и описание структур не является самоцелью, оно проводится дополнительно к установлению геологической позиции и необходимо для выяснения первоначального генезиса породы и ее последующих изменений. Генетический принцип с самого начала был ведущим в петрографии и приобрел особенно большое значение в последнее время, когда удалось установить, что сходные породы могут возникать различным путем, что многие из них, ранее считавшиеся бесспорно изверженными (многие граниты, чарнокиты, аортозиты), представляют собой

метасоматические образования, что метасоматоз играет огромную роль в преобразовании пород и что нередко магматические и метаморфические черты горных пород конвергируют. Такая конвергенция признаков приводит к необходимости придавать большое значение геологическим данным для выяснения генезиса породы.

Очень важно также учитывать, что одни и те же признаки и формы проявления минералов могут иметь совершенно иное, иногда даже прямо противоположное значение в породах различного генезиса; например, идиоморфизм минерала в изверженной породе указывает на его раннюю кристаллизацию из расплава; идиоморфизм в бластовых структурах объясняется по-другому, а в метасоматических породах наиболее поздний минерал является обычно наименее идиоморфным.

Очень важно научиться отличать первоначальные высокотемпературные минеральный состав и структуру горной породы от наложенных на них более поздних изменений, отвечающих более низкотемпературным условиям, т. е. уметь различать то, что предлагается называть телескопированием минерального состава и структуры. Без этого внимание исследователя нередко останавливается именно только на поздних низкотемпературных чертах породы и приводит его к неправильному выводу о ее генезисе.

Не менее важно уметь различать реликтовые структуры метаморфических пород, особенно происшедших из пород изверженных, в частности эфузивных и пирокластических. Наличие реликтовых диабазовых, пойкилоофитовых, миндалекаменных и других подобных структур и текстур, например, в толщах амфиболитов позволяет установить тип исходных пород, судить об условиях их метаморфизма (минеральной фации метаморфизма) и, что особенно важно, дает возможность делать обоснованные петрогенетические выводы и выводы о формационной принадлежности исходных пород, давших изучаемые метаморфические толщи. Необходимо помнить, что главной задачей изучения метаморфических толщ, кроме анализа процессов и причин метаморфизма, является так называемая «реконструкция» или «реконституция», т. е. восстановление типа и условий накопления исходных толщ, позволяющее делать заключения о геологии, структуре и истории развития района их накопления. Для правильного решения этой задачи очень большое значение имеет изучение реликтовых структур.

При иллюстрации и описании структур нами принят следующий порядок: в томе I показаны структуры различных групп изверженных пород, во II — структуры метаморфических пород. Метаморфические породы, для которых очевидно или можно доказать их происхождение за счет изверженных пород, т. е. метаморфические породы с реликтовыми структурами изверженных, частично иллюстрированы вместе с соответствующими группами изверженных пород. По возможности показаны различные стадии и различные проявления метаморфического изменения, соответствующие различным типам и различным фациям метаморфизма. Метаморфические породы неустановленного происхождения, а также возникшие за счет осадочных пород, отнесены во второй раздел. Глубокометаморфизованные породы, не сохранившие реликтовых структур, но для которых по геологическим данным весьма вероятно происхождение за счет изверженных (эфузивных и интрузивных) пород, также помещены во втором разделе. Таковы, например, гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы докембрия, которые обладают гранобластовыми структурами без следов реликтовых, но для которых происхождение за счет эфузивов так называемой спилито-кератофировой формации является весьма вероятным.

При таком расположении материала неизбежно некоторое нарушение стройности изложения и классификационного принципа; например, амфиболиты различного генезиса (образовавшиеся за счет основных извержен-

ных пород и за счет мергелей) окажутся в разных разделах. Мы не считаем такое положение неудачным или нецелесообразным, так как именно оно и отражает двойственный характер этой группы пород, т. е. их действительное соотношение в природе. Для удобства читателя соответствующие ссылки даются в тексте описания.

Мы не ставили себе задачей иллюстрировать структуры всех известных пород, — это невыполнимо. Наибольшее внимание нами уделено редким породам и породам с более редкими, особыми структурами, так как обычные, широко распространенные структуры (такие тоже иллюстрированы нами) можно найти в любом руководстве по петрографии. В частности, обычные структуры изверженных пород приведены в монографии А. Н. Заварицкого и в ряде случаев заимствованы нами оттуда, на что при описании иллюстрации дается ссылка.

В книге показаны преимущественно горные породы СССР и лишь в единичных случаях иллюстрированы заграничные объекты. Последние иногда приведены, как впервые соответственно названные или лучше описанные для сравнения с нашими; например, шрисгеймит (фиг. 88 и 89), шальштейны (фиг. 78—81) и др.

Преобладающее большинство структур зарисовано непосредственно под микроскопом и лишь частью заимствовано из литературы; заимствованы также, естественно, структуры зарубежных пород.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

При иллюстрации структур изверженных горных пород приняты разбивка пород на группы и последовательность их расположения, проведенные А. Н. Заварыцким в его монографии «Изверженные горные породы» (1955). В каждой группе сначала иллюстрируются структуры глубинных интрузивных пород, затем гипабиссальных и жильных и, наконец, эфузивных и связанных с ними пирокластических пород. Автор вполне отдает себе отчет в том, что более прогрессивным было бы расположить породы по их формационной принадлежности, т. е. разбить на группы по их природным ассоциациям, а не в чисто классификационном порядке. Потребность в этом уже назрела, но возможности осуществить это еще нет. Все богатое разнообразие изверженных горных пород не расчленено еще на формации, не оконтурены границы формаций и их петрографический состав, не выяснена повторяемость различных пород в разных формациях и наличие (или, наоборот, отсутствие) особых признаков таких повторяющихся в разных формациях пород. И пожалуй, самой главной причиной является недостаточная петрографическая изученность территории СССР, при которой часто даже для хорошо известных и описанных пород остается не вполне освещенной или даже невыясненной их геологическая позиция.

Такой материал накапляется, его становится все больше и больше, и, весьма вероятно, в недалеком будущем появится возможность перейти к разрешению петрологических проблем, в том числе и проблемы структур горных пород на более высоком «формационном» уровне. Пока же этого нет, и в настоящей монографии нам приходится придерживаться классификационного порядка. Мы остановились при этом на порядке, предложенном А. Н. Заварыцким, так как его монография является не только самой новой, но и самой распространенной сводкой по петрографии изверженных пород; это буквально настольная книга каждого советского петрографа. Однако мы позволили себе внести некоторые изменения, учитывая движение нашей науки вперед. В частности, везде, где имеется возможность, отмечается формационная принадлежность пород; например принадлежность основных пород к траптовой формации Русской и Сибирской платформ, аподиабазовый и «апоспилитовый» характер многих амфиболитов, выделены как особая группа породы щелочных — ультраосновных интрузий и т. п. Сознательно увеличены некоторые разделы, которые

в труде А. Н. Заварицкого еще отражены слабо, например, мы старались подробно показать разные структуры игнимбритов, туфолов и пород пепловых потоков, о которых у Заварицкого сказано очень мало. Новые исследования в этой области, проведенные за последнее десятилетие, т. е. после выхода монографии А. Н. Заварицкого в свет, значительно расширили наши знания в этой области. Кстати сказать, в монографии Заварицкого широкластические породы вообще не отражены.

В нашей работе изверженные породы разбиты на следующие группы:

- 1) группа габбро — базальта (фиг. 1—81);
- 2) группа ультраосновных пород (фиг. 82—133);
- 3) группа диорита — андезита (фиг. 134—152);
- 4) группа пересыщенных кремнекислотой пород (фиг. 153—282);
- 5) группа сиенита — трахита (фиг. 283—303);
- 6) группа нефелинового сиенита — фонолита (фиг. 304—332);
- 7) породы сложных щелочных — ультраосновных интрузий (фиг. 333—343);
- 8) группа щелочных меланократовых пород (фиг. 344—378).

В каждой группе иллюстрированы не только обычные структуры, но и редкие, особые, и нередко упор делается именно на последние.

ГРУППА ГАББРО — БАЗАЛЬТА

Обширная габбро-базальтовая группа горных пород характеризуется весьма разнообразными структурами, зависящими как от химизма пород и условий их образования — формы залегания, скорости остывания, контаминации, — так и от последующих изменений — метаморфизма, метасоматического минералообразования и прочих процессов. Всю совокупность этих структур В. Н. Лодочников (1946) назвал базитовыми структурами.

Структуры собственно габбровых пород, как пород анхидротектических, в которых плагиоклаз и цветные минералы кристаллизуются более или менее одновременно и вследствие этого обладают одинаковой степенью идиоморфизма или точнее аллотриоморфизма, являются структурами аллотриоморфнозернистыми или габбровыми (фиг. 1—4). Когда цветных минералов в породе два или больше (например, оливин и пироксен), то при том же общем характере структуры заметна последовательность образования этих минералов, особенно, если она проявляется в виде каемок нарастания, т. е. в виде первичной венцовой структуры (фиг. 2).

Текстура габбровых пород чаще всего массивная, но нередко встречается пятнистая (фиг. 5), а также полосчатая, или полосатая, текстура (фиг. 6); возникновение последней связывают с движениями в магме при ее кристаллизации. Реже встречаются шаровые текстуры; на фиг. 7 изображен штуф описанного Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1929) шарового норита. Причиной образования шаровой текстуры автор считает наличие в породе обломков, принадлежащих в данном случае той же породе; этим объясняется одинаковый состав и одинаковая структура ядра шара и массы породы, связующей шары.

Если в породах габбрового состава плагиоклаз вместо изометричных индивидов дает крупные лейсты, различно («диабазово») ориентированные и образующие при соприкосновении друг с другом замкнутые угловатые промежутки, занятые цветными минералами, то такую структуру называют офитовой. Возникновение лейстовидной формы плагиоклазов связывают с быстрой кристаллизацией породы. В соответствии с этим офитовые структуры возникают в периферических частях габбровых массивов, в дайках и других малых телах, в силлах и гипабиссальных интрузиях, во внутренних частях мощных эфузивных потоков. Наблюдаются также структуры габбро-диабазовые (фиг. 8), переходные между габбровой и диабазовой (офитовой).

Установлено много разновидностей офитовых структур на основании различных соотношений лейст плагиоклаза и цветных минералов. Наиболее простая разновидность характеризуется тем, что каждый промежуток между листами плагиоклаза выполнен одним зерном пироксена или оливина, т. е. размеры индивидов плагиоклаза и цветного минерала более или менее одинаковы; такая структура носит название диабазовой или диабазово-офитовой (фиг. 9), а при очень мелком зерне — микродиабазовой (фиг. 10). В конга-диабазах часть промежутков между листами плагиоклаза выполнена кварцем или микропегматитом (фиг. 11). Породы диабазовой структуры обычно массивны, но нередко для них наблюдаются и трахитоидные текстуры (фиг. 12, 13).

Соотношения минералов в породах с габбровой и диабазовой структурами часто, особенно в древних породах, нарушаются вследствие метаморфического минералообразования. Такие измененные структуры носят названия реликтовых габбровых, реликтовых габбро-диабазовых или бластоофитовых (фиг. 14, 15).

Для габбро и габбро-диабазов очень характерно развитие келифитовых или вторичных венцовых структур, суть которых состоит в появлении на первичных минералах породы реакционных каемок амфибола, граната, биотита. Иногда эти каемки просты и состоят из более низкотемпературных минералов (фиг. 16, 17, 18); часто в них участвует гранат (фиг. 19).

Интенсивное развитие таких каемок, или корон, как их называют зарубежные ученые, имеющих зональное или многоярусное строение, ведет к образованию коронитовых структур (фиг. 20, 21). Е. С. Федоровым такая структура была описана впервые под названием друзитовой, а обладающая ею порода названа друзитом (фиг. 22). В настоящее время установлено, что друзит представляет собой глубокометаморфизованную габбровую породу. Для друзитов, так же как и для многих коронитов, описанных зарубежными учеными, характерно интенсивное побурение или «запыление» плагиоклаза, сквозь которое поступает двойниковое строение и зональность. Нередко «запылению» подвергается и пироксен (фиг. 22).

Изменения в структуре габбро часто связаны с их гранитизацией, сопровождающейся метасоматическим окварцеванием, развитием микропегматитовых участков и крупных пойкилобластов микроклина. Таким путем возникают реликтовые габбровые структуры с проявлениями метасоматоза, которые можно называть гипидиобластовыми и пойкилобластовыми (фиг. 23, 24).

Контаминация габбровой магмы в отдельных случаях приводит к образованию своеобразных минеральных ассоциаций, нехарактерных для изверженных пород. Таков, например, кордиеритовый норит, описанный Д. М. Шилиным (1947); структура его является промежуточной между гипидиоморфнозернистой и гипидиобластовой, так как идиоморфизм его минералов связан частью с их более ранним выделением, частью с их более поздним метасоматическим образованием (фиг. 25).

Кыштымит обладает структурой, отличающейся от габбровой наличием идиоморфных, часто очень крупных призм корунда с правильными гексагональными поперечными разрезами. Такая структура условно может быть названа гипидиоморфнозернистой (фиг. 26). Условность вызвана тем, что генезис этой породы еще не ясен, и, возможно, в образовании ее принимали участие процессы метаморфизма и метасоматоза.

Также не всегда выясненным остается вопрос о происхождении аортозитов и лабрадоритов; часть их, несомненно, образовалась метасоматическим путем, другие же, возможно, являются изверженными. Структура мономинеральных аортозитов и габбро-аортозитов определяется как аллотриоморфнозернистая; обычно она более или менее крупнозерниста (фиг. 27, 28, 29).

Интересную разновидность структуры описал Уэллс (Wells, 1952) в участке пятнистого пироксенового аортозита среди норитов Бушвельда.

Зерна бронзита в этой породе находятся в офитовых соотношениях с плагиоклазом — битовником; на границе обоих минералов и за счет обоих образуется сплошная реакционная кайма (корона) моноклинного пироксена, угасающего одновременно на значительном участке породы. Уэллс назвал такую структуру коронофитовой. Учитывая различное понимание термина «офитовая» у нас и у авторов, пишущих по-английски, нам следует такую структуру называть коронопойкилоофитовой, так как она совмещает в себе признаки структур коронитовой, или венцовой, и пойкилоофитовой (фиг. 30).

Метасоматическое образование анортозитов нередко удается проследить в поле и в шлифах пород. В пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах хр. Джугджур (Мошкин и Дагелайская, 1946) сначала происходит собирательная кристаллизация и увеличивается крупность зерна, затем порода обогащается все более и более крупными зернами плагиоклаза, причем это обогащение идет послойно и создаются породы полосчатой текстуры. Так же возникают полосчатые габбро-лабрадориты (фиг. 31).

Еще более интересные выводы по генезису лабрадоритов позволяет сделать изучение структур и текстур этих пород на Украине. Крупнозернистые лабрадориты Корсунь-Новомиргородского массива при средней величине более или менее изометричных индивидов лабрадора 4—6 см содержат отдельные неравномерно распределенные очень крупные, удлиненные (до 25—30 см в длину и 4—5 см в поперечнике) его кристаллы (фиг. 32). Участки породы, заключенные между индивидами лабрадора, представляют собой диабазовую породу, обогащенную калиевым полевым шпатом, биотитом и кварцем (фиг. 33). На некотором удалении от участка развития лабрадора, т. е. от участка метасоматической лабрадоритизации, порода представляет собой среднезернистый габбро-диабаз.

В Коростеньском plutоне габбро-лабрадоритов так называемое «габбро» Стремигородского участка, непосредственно переходящее в лабрадорит, представляет собой анортозитизированный лерцолит (фиг. 34). Такой вывод основан на тщательном изучении «шаг за шагом» породы в керне скважины и прослеживании изменения ее структуры.

Как уже сказано выше, известно много разновидностей офитовых структур. Советские ученые кроме диабазово-офиотовой или диабазовой различают пойкилоофитовую, долеритовую и толеитовую; термины «субофиитовая» (в понимании английских авторов), «пезофиитовая», спорофиитовая» (см. Словарь терминов) не привились и в отечественных работах не встречаются.

Очень разнообразны офитовые структуры в гипабиссальных интрузиях долеритов траптовой формации Сибирской платформы, причем характерной чертой является частая смена структур, нередко даже в пределах одного шлифа горной породы, т. е. в пределах 1—1,5 см². Ниже приводятся иллюстрации пойкилоофитовой крупно- и более мелкозернистой структуры (фиг. 35, 36), структуры гломеропорфировой оффитовой с участками пойкилоофиитовой (фиг. 37), гиалопойкилоофиитовой (фиг. 38), толеитовой (фиг. 39), а также крупнозернистой пегматитовой (фиг. 40).

Текстура этих пород массивная или яспополосчатая (фиг. 41), причем полосчатость связывается с первичным расслоением в процессе кристаллизации магмы.

Далее приведены иллюстрации некоторых структур порфировидных и микрозернистых габбровых пород, по-видимому залегающих дайками (фиг. 42, 43), и лампрофировой структуры одинита (фиг. 44).

Очень разнообразны структуры эфузивных базальтов, изменяющиеся от полнокристаллических — порфировых и афировых — до пород, содержащих то или иное количество стекла в основной массе, пород с совершенно нераскристаллизованной основной массой и до полностью гиалиновых пород.

Из полнокристаллических и бедных стеклом разновидностей приведены иллюстрации гломеропорфировой и микропорфировой структур с микродолеритовой основной массой (фиг. 45, 46), интерсертальной структуры (фиг. 47) и сочетания в одной породе микропойкилофитовой и интерсертальной структур (фиг. 48), и даны три примера толеитовой структуры в долерито-базальтах и базальтах древней трапповой формации Русской платформы (фиг. 49, 50, 51). Последние примеры интересны по наличию в породах кроме стекловатых участков палагонитового (фиг. 49) или анальцимового (фиг. 50) базиса. Породы трапповой формации Русской платформы, как принадлежащие самому раннему палеозою или, может быть, частично даже позднему протерозою, вероятно, следовало бы называть базальтовыми порфиритами (а не базальтами), но мы сохраняем для них название, данное им автором (Ушакова, 1962), тем более, что вопрос о применении к эфузивным породам двойкой номенклатуры не получил еще своего разрешения. Все же мы считаем необходимым оговорить здесь это обстоятельство, так как породы Олонецкой диабазовой формации, вероятно очень близкие по возрасту «траппам» Русской платформы, были описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и с тех пор известны в литературе как «порфириты». Пользуясь предложенной А. Н. Заварицким (1955) номенклатурой, к этому наименованию следует добавлять прилагательное «базальтовый» (или в других случаях «диабазовый»).

Текстуры полнокристаллических или почти полнокристаллических базальтов — массивные, реже трахитоидные. Встречаются также такситовые текстуры. На фиг. 52 воспроизведена заимствованная у Левинсон-Лессинга (1888) иллюстрация атакситовой текстуры авгитового порфириита (по современной номенклатуре «базальтового порфирита») Олонецкой диабазовой формации.

Особую группу среди палеотипных базальтов составляют спилиты — обычно афировые породы микролитовой, чаще всего интерсертальной или пилотакситовой структуры и миндалекаменной текстуры. На фиг. 53 и 54 показан характер их структуры при различных увеличениях (диаметр поля зрения 1,8 и 8 мм) и различном выполнении миндалин.

Вторичные изменения, характерные для спилитов, — альбитизация плагиоклаза и особенно девитрификация стекловатого базиса с развитием хлорита и эпидота — придают их структуре особый облик, почему она часто называется просто спилитовой. Однако в большинстве случаев удается установить ее образование из интерсертальной структуры, что дает основание называть ее апоинтерсертальной. Обеим структурам — интерсертальной и спилитовой — свойственны несколько более крупные, более длинные микролиты полевого шпата.

Для сравнения на фиг. 55 дана иллюстрация структуры сильно измененной миндалекаменной эфузивной породы, вероятно принадлежащей спилитам и в результате метаморфизма превращенной в амфибол-эпидот-хлоритовый сланец (зеленый сланец). На рисунке четко выступают реликтовые черты его структуры — бластоамигдалоидной, бластопорфировой и трахитоидной.

Спилиты очень часто являются шаровыми или подушечными (подушковыми) лавами, пильлоу-лавами, образование которых связывают с условиями подводного излияния (фиг. 55). Размеры подушек различны — от десятков сантиметров до 2—3 м. Они часто имеют концентрическое зональное строение и состав их изменяется от зоны к зоне. Между подушками (обычно они сплюснуты и удлинены и понятию шара не отвечают) видно накопление осадочного, преимущественно кремнистого материала, за счет которого образуется яшма. Зональное строение подушек, накопление между ними материала другого генезиса и до некоторой степени также их форма являются критериями отличия подушечных лав от шаровой или концентрически-скорлуповатой отдельности диабазов.

Другой особой группой палеотипных базальтов являются варио-

литы — афанитовые основные породы, характеризующиеся наличием неясных неокристаллизованных скоплений вещества или чаще тонких радиальноволокнистых или радиальнолучистых сростков плагиоклаза, заключенных в стекловатом или девитрифицированном базисе. Различные характер и размер вариолей и их соотношения с базисом показаны на фиг. 57, 58, 59; на последней изображен вариолит Дюранса (Франция) — один из первых вариолитов, описанный еще в 1879 г. Фуке и Мишель-Леви. В стекловатом базисе этой породы видна перлитовая отдельность.

На фиг. 60 показан внешний вид вариолита Ялгубы (Карелия) в натуральную величину с вариолями размером 2—3 мм; в том же районе известны разновидности и с более крупными вариолями — до 5—7 мм и даже до 1 см в диаметре.

Вариолиты геологически очень часто связаны со спилитовыми толщами и, в частности, с подушечными лавами. Известны случаи, когда вариолит слагает подушки или хотя бы наружные зоны подушек. Такой случай описывает Карстенс (Carstens, 1955) в зеленом сланце каледонид Южной Норвегии, представляющем собой метаморфизованную подушечную лаву. Сфериоиды ее имеют ультраосновное ядро и две зоны, сложенные вариолитом, с плагиоклазом различной основности. Наружная зона образована более кислым вариолитом, с густо сидящими плагиоклазовыми вариолями, сохранившими, несмотря на метаморфизм, концентрическое строение, и заключенными в основной ткани из актинолита, хлорита и рудного вещества, образовавшейся в процессе метаморфизма за счет стекла. Такая структура может быть названа аповариолитовой (фиг. 61).

Прежде чем перейти к показу структур стекловатых базальтов, кратко остановимся на иллюстрации реликтовых структур амфиболитов, образовавшихся при метаморфизме диабазов, базальтов и базальтовых порфириотов, т. е. ортоамфиболитов. Такие породы имеют иногда пойкилоофитовую структуру (фиг. 62), отличающуюся от пойкилоофитовой структуры диабазов лишь тем, что ойлокристаллами здесь являются монокристальные псевдоморфозы роговой обманки или актинолита по широким призмам пироксена. Если роговая обманка образует параллельно-волокнистые псевдоморфозы по изометричным зернам пироксена или полосы расходящихся лучистых индивидов, а плагиоклазовые лейсты одновременно подвергаются грануляции и частично также замещаются роговой обманкой, то создается своеобразная структура, изображенная на фиг. 64. Геологические соотношения показывают, что такой амфиболит также образовался за счет пород диабазовой толщи (Половинкина и Наливкина, 1959); структура его хотя и не носит следов офитовых соотношений минералов, все же резко отлична от гранобластовых или гранонематобластовых структур параамфиболитов.

Если в процессе метаморфизма диабаза его плагиоклаз не гранулируется, а сохраняет свою лейстовидную форму и «диабазовое» расположение (фиг. 63), а изменяется только цветной минерал, то возникает бласто-оффитовая структура. В породе, изображенной на фиг. 63, псевдоморфозы роговой обманки по пироксену очень характерны для таких амфиболитов; это не монокристальные псевдоморфозы, не агрегат параллельных волокон, а такое замещение, при котором сплошной является только наружная зона псевдоморфозы, а внутренняя часть ее состоит из скопления мелких различно ориентированных зерен. Приведенные иллюстрации показывают, что при региональном метаморфизме диабазовых толщ (спилитовых формаций) изменения могут захватить или оба главных минеральных компонента пород (амфиболизация пироксенов и грануляция плагиоклаза), или происходит только амфиболизация пироксена с образованием трех главных типов псевдоморфоз.

Аналогичные наблюдения имеются и для контактово-метаморфизованных диабазовых пород. Для примера показаны структуры ороговикованного диабазового порфириита в контакте с прорывающим его гранодиоритом

(фиг. 65), а также структура гранат-эпидот-пироксен-битовнитовой породы, описанной в свое время Е. С. Федоровым (фиг. 66) под названием кедабекита и представляющей собой ороговикованную основную диабазовую породу.

Структуры стекловатых базальтов, или гиалобазальтов, изображены на фиг. 67—71: афировые (фиг. 67 и 69) и витропорфировые, т. е. с фенокристаллами в гиалиновой (стекловатой) основной массе (фиг. 68, 71). Для них характерна миндалекаменная (фиг. 67, 68, 71) и пузыристая (фиг. 69) текстуры, а также перлитовая отдельность или текстура (фиг. 71). На фиг. 70 показаны типичные формы базальтовых пузырьков (Walker, 1962), а на фиг. 72—74 — внешний вид пузыристых базальтов по Е. К. Устиеву (1961). На фиг. 73 видно, что размеры пузырьков,ственные отдельным горизонтам базальтовых потоков, создают в них не резкую, не четкую слоистость.

Базальтовые туфы имеют витро- или литовитрокластическую структуру, т. е. обломки в них преимущественно стекловатые. Такие породы А. Ритман предложил называть гиалокластическими. На фиг. 75, 76, 77 изображены три разновидности базальтовых туфов из трапповой формации Русской платформы. На фиг. 75 это обычный туф, состоящий из обломков основной массы базальтов, стекла и шлаковых образований, связанных карбонатной или анальцимовой массой, местами дающей участки пойкилокластической структуры. В других туфах стекловатые обломки плотно расположены друг к другу и, по-видимому, спеклись; связующей массы между ними нет (фиг. 76, 77) или очень мало. На месте ее иногда развиваются миндалины неправильной формы. Такая литовитрокластическая структура с миндалекаменной текстурой изображена на фиг. 76.

Особым типом базальтовых туфов являются так называемые шальштейны в понимании Х. Хентшеля (Hentschel, 1961). Это — рассланцованые всегда подводные основные тонкообломочные туфы, состоящие из пемзовидно-пузыристых обломков стекла (пыли, пепла, лапилли). Обломки не содержат доэруптивных кристаллов — пироксена, оливина, плагиоклаза — или содержат их в очень малых количествах. В лапилли местами в средней их части начинается расстеклование; стекло переходит в палагонит, а затем в хлоритовое вещество. Характерной чертой структуры и текстуры шальштейнов является наличие плоских линз стекловатых обломков, ориентированных в параллельных плоскостях и сильно растянутых и сплющенных до мощности листочек. На разрезах, перпендикулярных наслоению, породы показывают параллельно-линзовую текстуру (фиг. 78), а на плоскостях наслоения — беспорядочную обломочную структуру. Чем богаче пузырьками стекло обломков, тем легче оно расплощивается под давлением вышенакопляющихся масс, и обломки легко вытягиваются в тонкие «пленки», огибающие лучше сопротивляющиеся раздавливанию кристаллы и скопления кристаллов кальцита, образующиеся в связующей массе. Так создается особая свилеватая (флазерная) или очковая текстура (фиг. 79), при которой «очками» являются не более древние зерна породы, а новообразования в ней кальцита.

Если шальштейн содержит кристаллы полевого шпата, который хорошо выдерживает раздавливание и лишь частично подвергается катаклизму, то создается кристаллокластическая структура, изображенная на фиг. 80. Пористый туфовый материал — хлоритизированное стекло — в таких породах растягивается и огибает уцелевшие от раздавливания зерна полевого шпата, создавая подобие флюидальной текстуры. Хотя к описанным Х. Хентшелем структурам шальштейнов могут быть применены обычные названия туфовых структур — либо-, витро- и кристаллокластическая, — они все же обладают особыми чертами, связанными с особым генезисом пород, и их следует называть шальштейновыми.

Такой же характер структуры и такая же параллельно-линзовая текстура наблюдаются в шальштейнах отложений среднего девона Русской платформы (фиг. 81).

ГАББРО



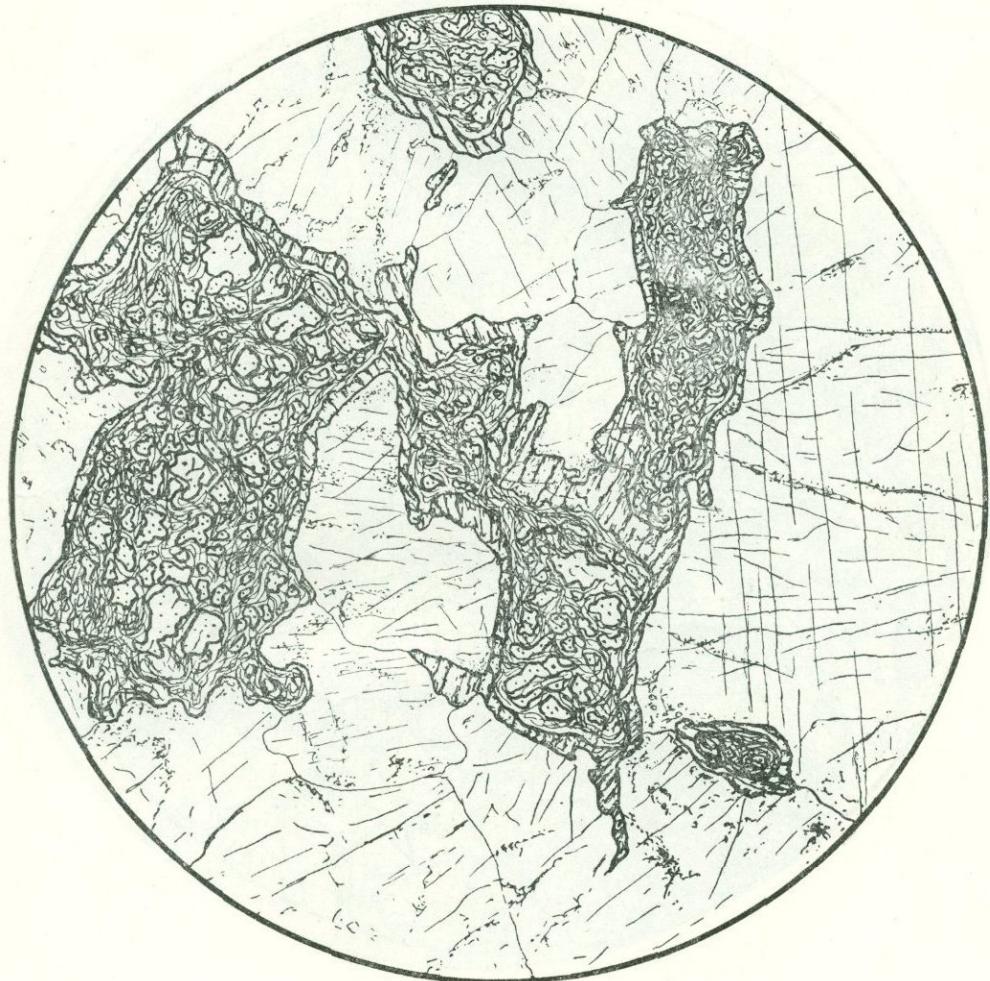
Фиг. 1.

Юго-Западное Прибайкалье, р-н Слюдянки. Тела, подчиненные толще слюдянской свиты гнейсов. Без анализ.; $d = 4,1$ м.м.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из неправильных, аллотриоморфных зерен моно-клинного пироксена и сильно трещиноватого плагиоклаза средней основности (андезина), небольших количеств амфибола, эпидота, рудного минерала и кварца.

Амфибол и эпидот — вторичные минералы — развиваются в виде двойных реакционных келифитовых каемок в местах соприкосновения пироксена и плагиоклаза. Амфибол замещает пироксен и нарастает на его зерна в виде волокон, расположенных перпендикулярно их поверхности. Эпидот замещает плагиоклаз, вдаваясь в него мелкими призмочками и зернистыми массами. Структура аллотриоморфозернистая, или габбровая, осложненная келифитовыми каемками. Каемок в породе немного и общего характера габбровой структуры они не нарушают.



Фиг. 2.

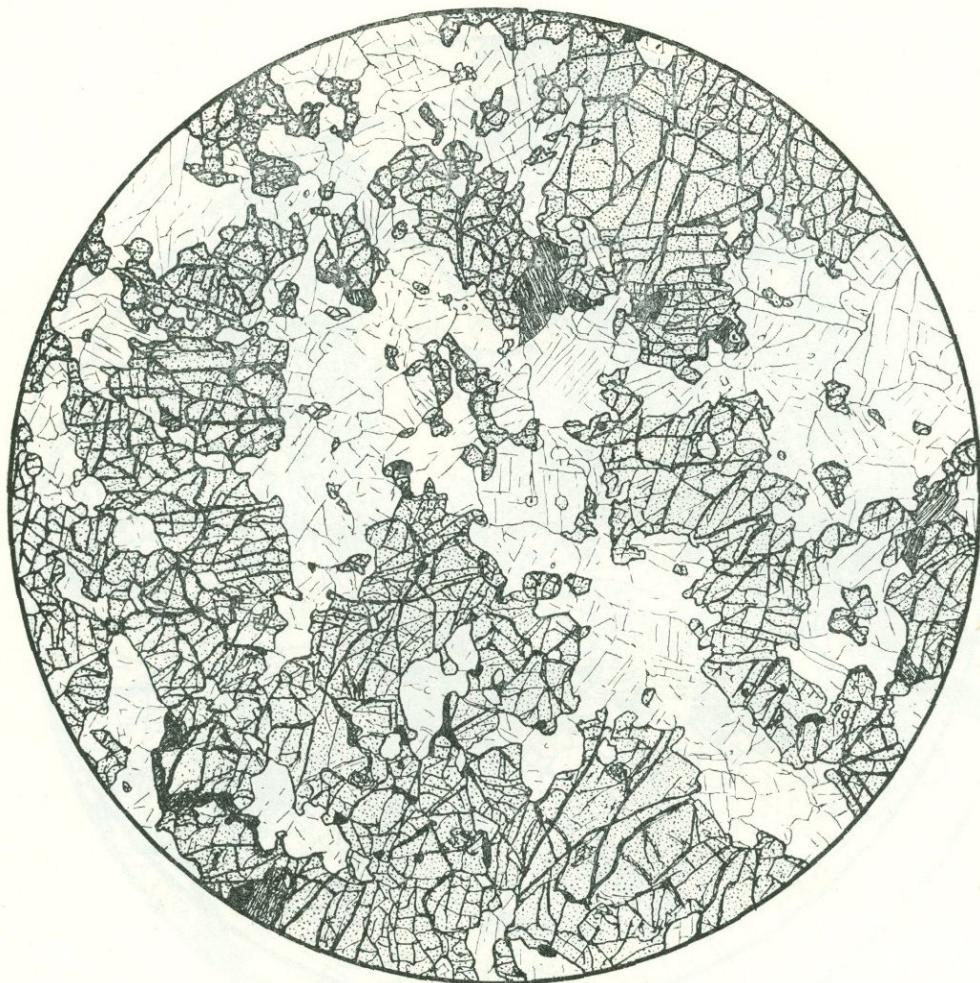
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. В. Заварыцкого

Крупнозернистое оливиновое габбро, состоящее из серпентинизированного оливина, небольшого количества нарастающего на него в виде каймы моноклинного пироксена и основного плагиоклаза, слагающего более половины породы и образующего зерна размером до 2,5—3 мм.

Цветные минералы и плагиоклаз в равной степени лишены идиоморфизма, т. е. аллотриоморфны, и структура породы — аллотриоморфно-зернистая, или габбровая. Нарастание пироксена в виде каймы на ранее выделившийся оливин приближает структуру к первичным венцовым структурам.

МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ТРОКТОЛИТ



Фиг. 3.

Западный Саян, бассейн р. Амыла, верхняя часть Булкинской стратифицированной габбро-апортозитовой интрузии условно девонского возраста. Колл. Д. М. Орлова.
Без анализ.; $d = 6,3$ м.м.

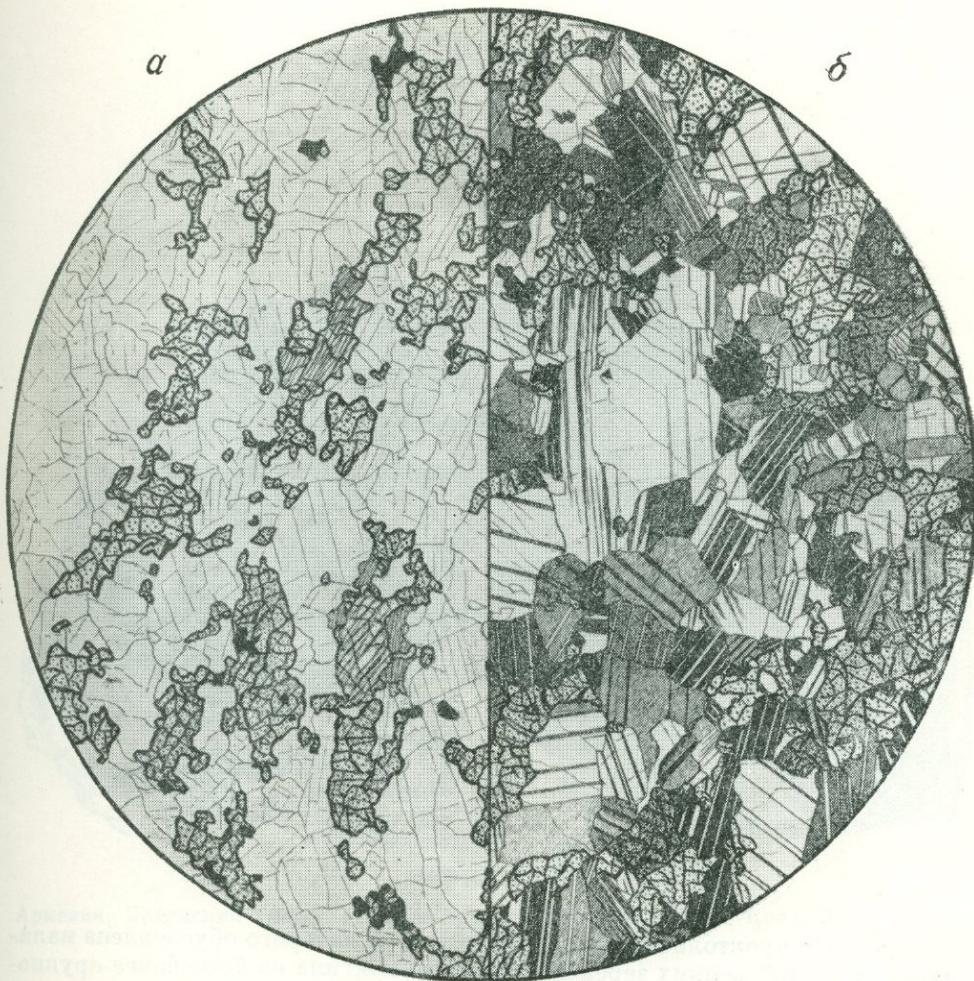
Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из оливина (43%) и плагиоклаза — лабрадор-битовнита (51%); небольшая примесь бесцветного моноклинного пироксена (3%) и коричневой роговой обманки (3%), изредка встречается титаномагнетит.

Плагиоклаз бесцветный, сильно трещиноват, что характерно для основного плагиоклаза. Оливин изображен точками (шагреневая поверхность) и грубыми линиями трещин, что выражает его высокое светопреломление. Вертикальной тонкой штриховкой показана роговая обманка. Структура породы аллотриоморфнозернистая, т. е. ее минералы не обладают идиоморфными ограничениями, и неравномернозернистая — размер зерен ее колеблется от 0,3 до 1,0 м.м., причем оливин более крупнозернист, чем плагиоклаз.

Текстура породы массивная.

ТРОКТОЛИТ



Фиг. 4.

Западный Саян, бассейн р. Амыла, верхняя часть стратифицированной интрузии горы Булка условно девонского возраста. Колл. Д. М. Орлова. *a* — без анализ., *б* — николи +; $d = 6,3$ мм.

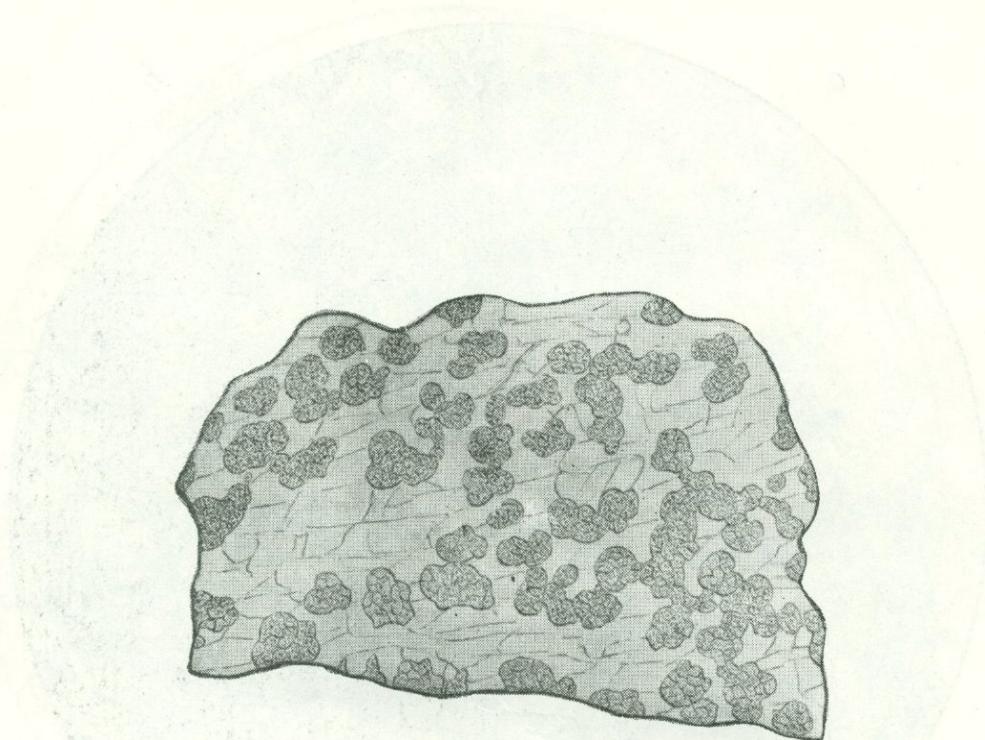
Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из плагиоклаза — битовнита (77%) и меньших количеств оливина (21%), примеси моноклинного пироксена, титанистой роговой обманки и титаномагнетита.

Структура породы *аллотриоморфнозернистая*, т. е. все минералы лишены идиоморфных ограничений, и *неравномернозернистая*.

Текстура породы *параллельная*, что хорошо видно по вытянутости оливина в левой части рисунка без анализатора и по вытянутости и субпараллельной ориентировке двойников плагиоклаза в правой части рисунка.

ПЯТНИСТЫЙ ТРОКТОЛИТ (ФОРЕЛЛЕНШТЕЙН)



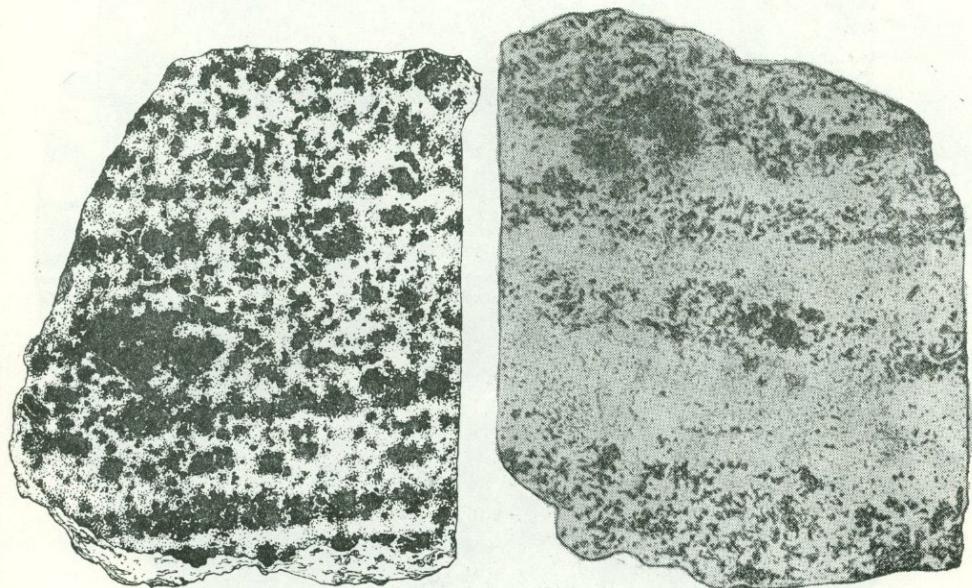
Фиг. 5.

Малый Кавказ, Шоржинский массив. Нат. величина.
Колл. В. Н. Москалевой.

Рис. Р. Полякова

Образец троктолита, *пятнистая* текстура которого обусловлена наличием скоплений мелких зерен зеленоватого оливина на фоне более крупнозернистой массы белого плагиоклаза.

ПОЛОСАТОЕ ГАББРО

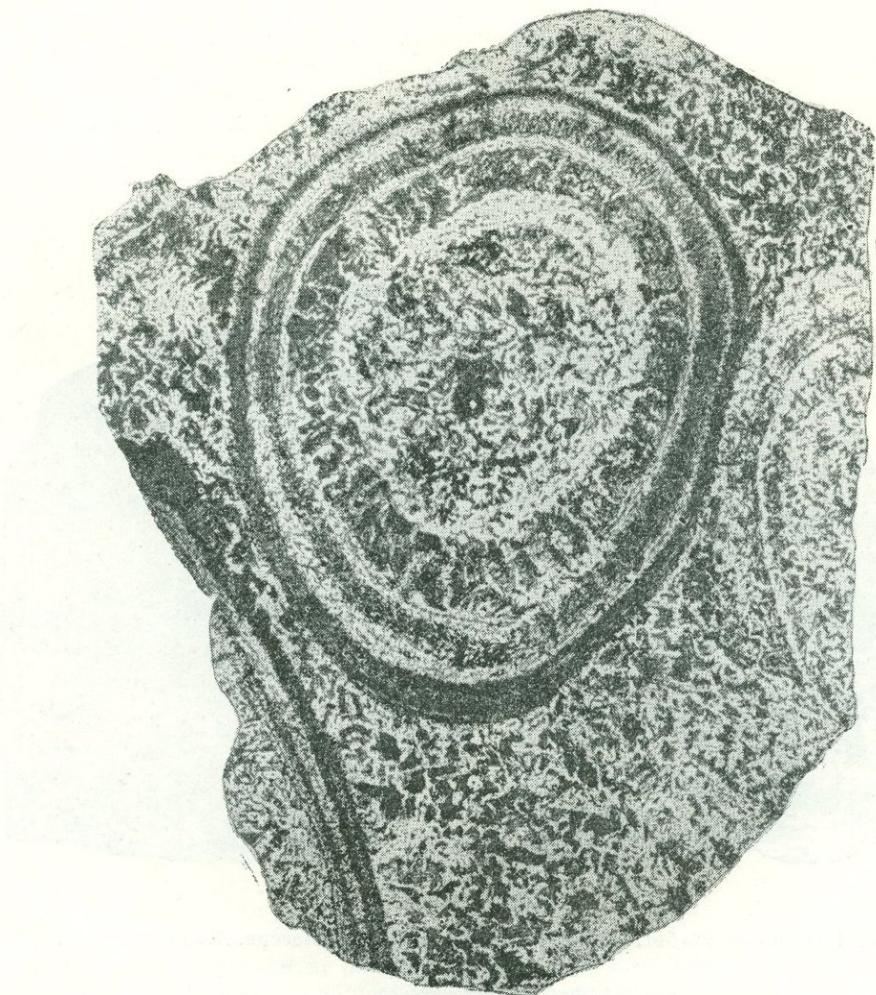


Фиг. 6.

Армения, Базумский хребет, Лермонтовский габбровый массив. Колл. З. О. Чибухчяна.

Рис. В. Колесниковой

ШАРОВОЙ НОРИТ



Фиг. 7.

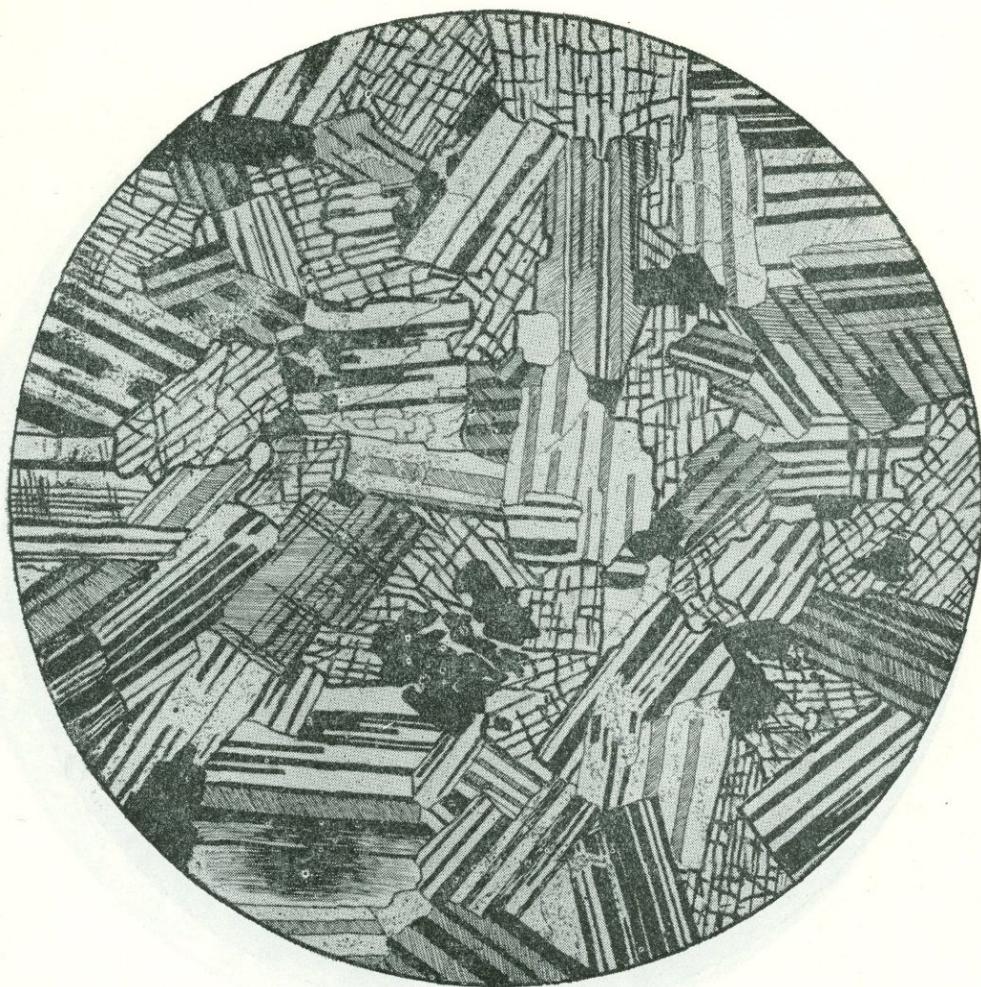
Колл. К. Д. Хрущова, Геологический музей АН СССР. Заимствовано у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1929).

Рис. С. Сергеевой

Образец шарового норита, включающий целый сфероид и части двух соседних. Ядро сфероида и участки породы, связывающие сфероиды, имеют одинаковый минеральный состав и одинаковую зернистую структуру норита. Ядро сфероида в периферической части становится лейкократовым, а затем обрастает тремя узкими меланократовыми зонами, разделенными узкими лейкократовыми зонами.

Все пять концентрических зон тонкозернистые, особенно наружные меланократовые. Во внутренней широкой меланократовой зоне видно радиальное расположение роговой обманки в виде черных полос и линий. Левинсон-Лессинг полагает, что роговая обманка образовалась после кристаллизации зоны и последующего ее растрескивания из новой порции жидкой магмы, более богатой летучими компонентами. Образование *шаровой* текстуры автор объясняет наличием в породе обломков, принадлежащих самой же породе; этим объясняется тождественность составов и структуры ядра шара и связующей шары массы породы.

КВАРЦЕВЫЙ ГАББРО-ДИАБАЗ



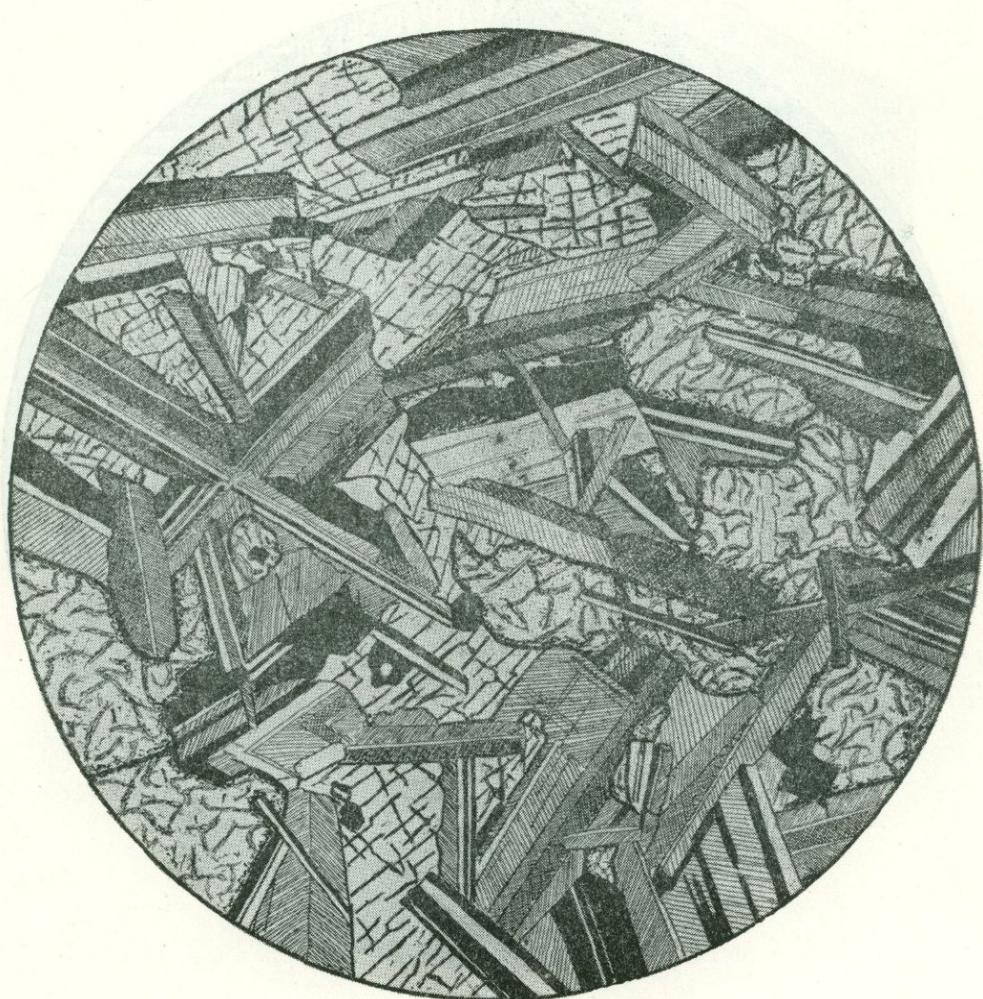
Фиг. 8.

Карелия, зап. берег Онежского озера. Николи +; $d = 4$ мм.

Рис. Т. Марениной

Порода состоит из моноклинного пироксена в изометричных зернах и основного плагиоклаза в несколько удлиненных и идиоморфных по отношению к пироксену зернах, неправильных зерен рудного минерала и небольших зерен и скоплений кварца, занимающих угловатые промежутки между индивидами плагиоклаза. Структура породы *габбродиабазовая*, т. е. переходная между диабазовой и габбровой; от первой она отличается тем, что плагиоклаз образует не длиннопризматические, а таблитчатые индивиды, и обладает меньшим идиоморфизмом по отношению к пироксену. От габбровой структура отличается большим идиоморфизмом плагиоклаза. Последним выделением в породе является кварц (редкие белые зернышки в средней части рисунка).

ОЛИВИНОВЫЙ ДИАБАЗ

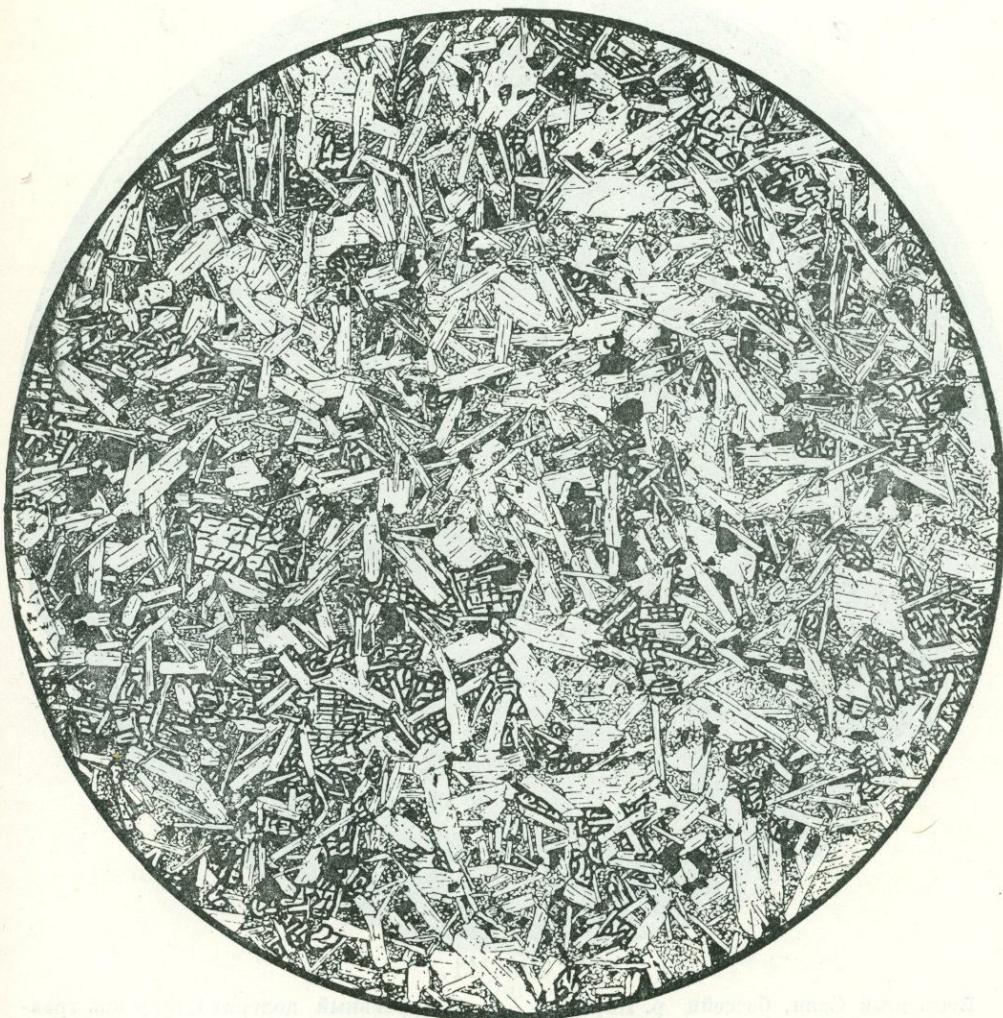


Фиг. 9.

Остров Рюген. Николи +; $d = 8$ м.м.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из основного плагиоклаза в виде длинных сдвоинкованных идиоморфных лейст, беспорядочно, «диабазово» расположенных, и ксеноморфных индивидов оливина и ромбического пироксена, выполняющих промежутки между плагиоклазами одним-двумя крупными зернами. Немного рудного минерала. Местами, например в средней части рисунка, заметен идиоморфизм оливина по отношению к пироксену. Структура диабазовая, или офитовая. Там, где два-три соседних промежутка выполнены пироксеном или оливином одинаковой оптической ориентировки, т. е. одним зерном (в нижней части рисунка), структура переходит в *пойкилоофитовую*.



Фиг. 10.

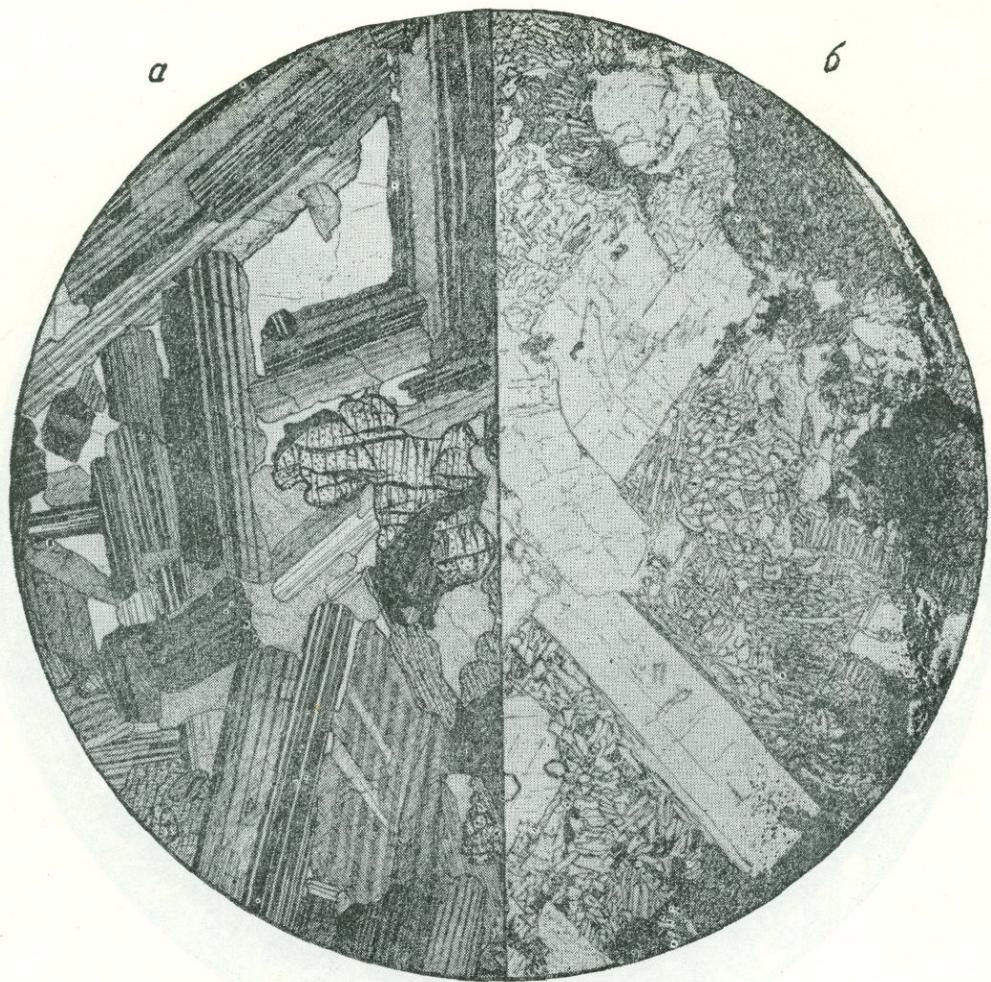
Без анализ.; $d = 4$ м.м.

Рис. О. Глазовой

Порода состоит из сетки беспорядочно расположенных мелких (длиной около 0,25 м.м) лист основного плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми заполнены преимущественно авгитом и реже зеленым хлоритом. Довольно много мелких зернышек рудного минерала. Местами авгит дает более крупные выделения, содержащие пойкилитовые включения плагиоклаза.

Структура микродиабазовая, местами микропойкилоофитовая.

КОНГА-ДИАБАЗ (а), УЧАСТОК КОНГА-ДИАБАЗА (б)



Фиг. 11.

Восточный Саян, бассейн р. Кара-Буруна, р-н с. Алыгджер. Колл. В. В. Жданова. Николи +; $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

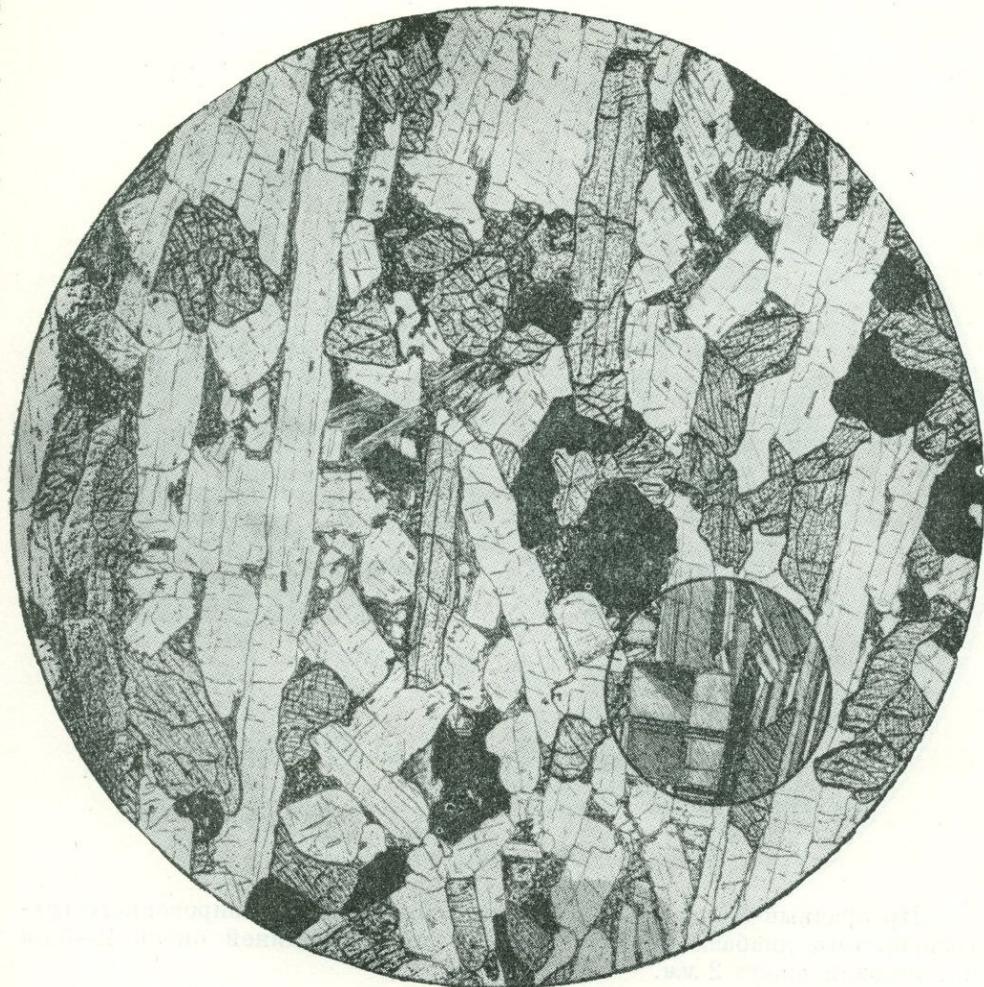
Инtrузивный долерит Сибирской трапповой формации. Колл. М. Л. Лурье. Без анализ.; $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

а — структура диабазовая с резким идиоморфизмом разнообразно расположенных крупных (до 2 мм) лейст плагиоклаза состава андезин — лабрадор. Цветной минерал — моноклинный пироксен, обрастающий зеленовато-бурый роговой обманкой и реже коричневым биотитом (тонкая параллельная штриховка внизу рисунка, у средней линии). Последним выделением является кварц, неправильными угловатыми массами с одинаковой оптической ориентировкой выполняющий несколько соседних промежутков (белое в верхней и правой частях рисунка; светло-серое, тонкие точки — в нижней и правой частях). Немного рудного минерала.

б — участки между крупными лейстами основного плагиоклаза выполнены микропегматитовой массой закономерных прорастаний калиевого полевого шпата и кварца. Калишпат пелитизирован и вследствие этого хорошо отличается от кварца даже без анализатора. Цветной минерал замещен мелкочешуйчатым агрегатом биотита, хлорита и рудным минералом. Структура породы диабазовая с микрографической основной массой.

ТРАХИТОИДНОЕ ГАББРО



Фиг. 12.

Сибирская трапповая формация, бассейн р. Вилюя, Аламджахская интрузия. Колл. В. Л. Масайтиса. Без. анализ., малый круг — николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Текстура породы — четко выраженная *трахитоидная*, обусловленная ориентированным расположением длинных индивидов плагиоклаза и широксена. Структура — *офитовая*, местами, например в нижней средней части рисунка, переходная к габбровой. Длина индивидов плагиоклаза достигает 4 мм; в малом круге при скрещенных николях показан характер его двойникования. Промежутки между призматическими индивидами плагиоклаза выполнены зернами моноклинного пироксена (почти всегда одним зерном), крупными зернами рудного минерала, совершенно разложенным оливином, замещенным красноватым иддингситом (?), а также небольшим количеством бурого разложенного стекла в виде мелких треугольничков, зажатых между плагиоклазами.

Исследователи Сибирской трапповой формации называют такие породы феррогаббро не только вследствие повышенного содержания в них рудного минерала, но и по высокой железистости цветных минералов — оливина и пироксенов.

ТРАХИТОИДНЫЙ ГРУБОЗЕРНИСТЫЙ ДИАБАЗ



Фиг. 13.

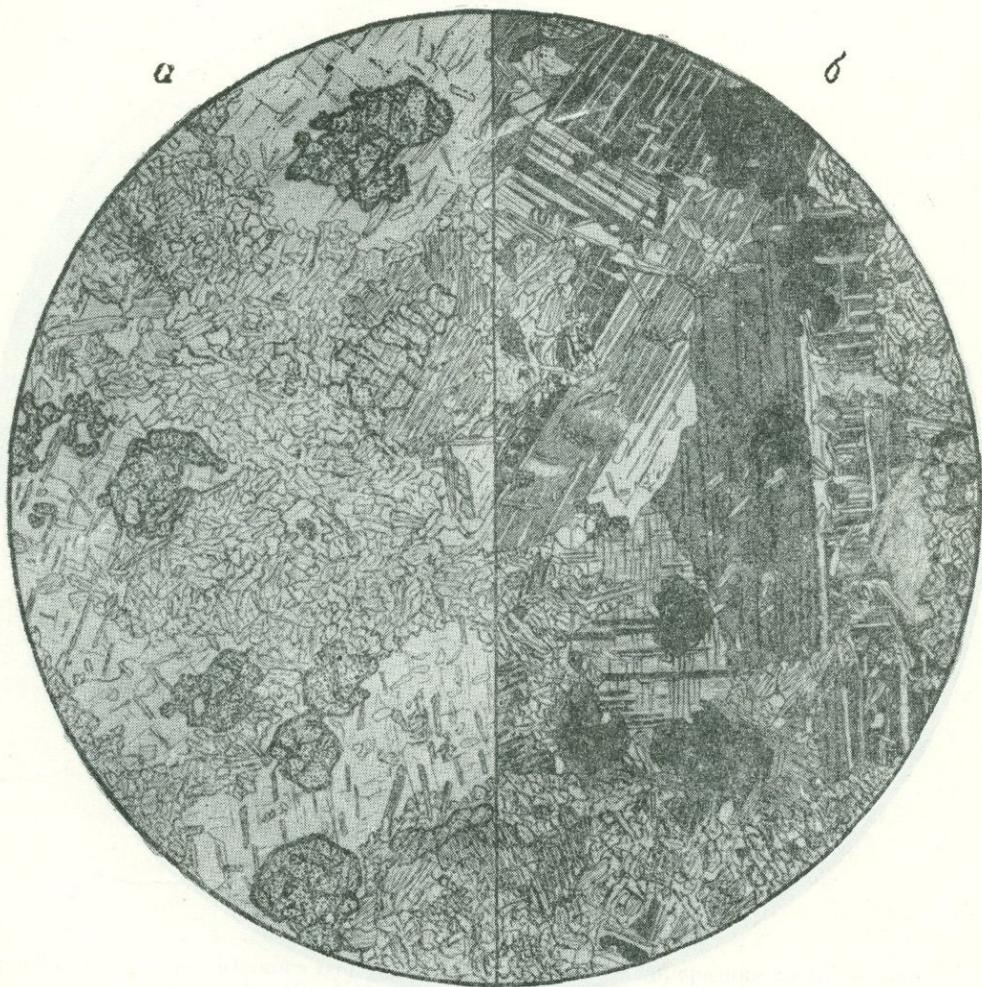
Урал, Бердяушский plutон, рч. Пятая.
Нат. величина. Заимствовано у А. Н. Заварицкого
(1937).

Рис. С. Сергеевой

Прозрачный шлиф соссюритизированного и уралитизированного грубозернистого диабаза с таблицами плагиоклаза длиной около 2—3 см и толщиной около 2 м.м.

Субпараллельное расположение их в породе создает ее *трапхиトイдиную* текстуру.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЙ ГАББРО-ДИАБАЗ



Фиг. 14.

Карелия, Нотозеро — Рябовара. Колл. А. С. Амеландова.
a — без анализ., *b* — николи +; $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке видна *реликтовая габбро-диабазовая структура* с несколько удлиненной формой полисинтетически сдвойникованного основного плагиоклаза, заметно идиоморфного по отношению к моноклинному пироксену. Пироксен сохранился сравнительно небольшими участками в средней, верхней и нижней частях рисунка (более высокий рельеф). Большая же часть пироксена замещена светлой роговой обманкой сначала в виде псевдоморфоз (средняя часть рисунка), а затем в виде агрегата тонких призм, расположенных то беспорядочно, то с заметной радиальной ориентировкой. По всему шлифу видно, что роговая обманка частично замещает и плагиоклаз, чем искажаются первоначальные контуры его зерен (это хорошо заметно в левой части рисунка). Еще дальше кнаружи и преимущественно за счет плагиоклаза идет образование тонких пластинок биотита, хорошо заметных на фоне плагиоклаза в обеих частях рисунка. Зернами с резким рельефом в левой части рисунка и черными непросветляющимися зернами в правой части показан гранат, новообразования которого приурочены к плагиоклазу.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЙ ДИАБАЗ



Фиг. 15.

Район Белого моря. Без анализ.; $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из лейст зонального основного плагиоклаза, крупных широких призм моноклинного пироксена, местами несколько разложеных и гранулированных, цепочек и скоплений мелкозернистого граната (высокий рельеф), рудного минерала и редких мелких неправильных зернышек кварца. Цепочки и скопления граната приурочены к местам соприкосновения пироксена и плагиоклаза; гранат является здесь реакционным минералом, возникшим в результате метаморфизма.

Структура — *реликтовая офитовая*, измененная бластезом, т. е. *бластофитовая*; для нее характерно наличие беспорядочно и разнообразно ориентированных лейст плагиоклаза, идиоморфных по отношению к пироксену и выполняющих вместе с гранатом промежутки между плагиоклазами.



Фиг. 16.

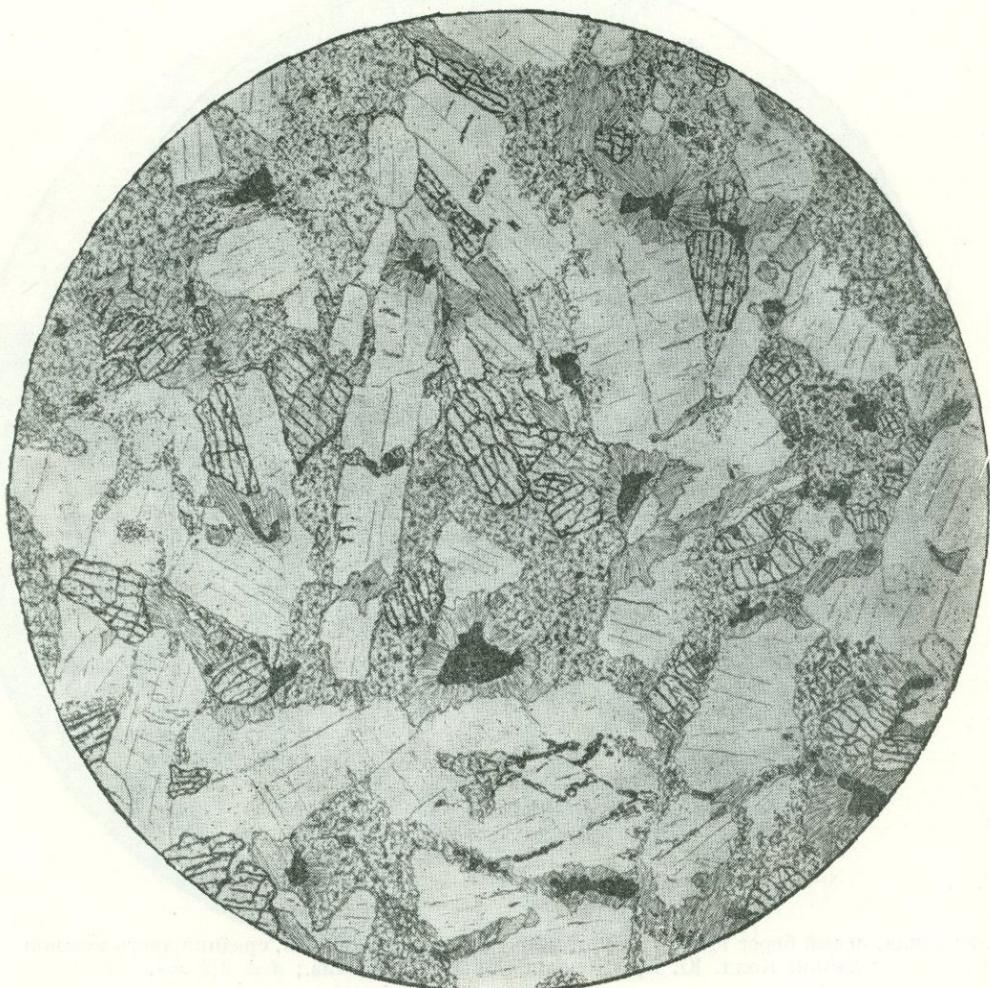
Украина, левый берег Южного Буга, выше с. Широкой Гребли, средняя часть мощной дайки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 3,2$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из широких удлиненных таблиц плагиоклаза и крупных зерен пироксена, обрастающего и замещающегося каймой из тонких шестоватых индивидов почти бесцветного амфибола. Кнаружи от него, а также вокруг рудного минерала развиваются прерывистая кайма коричневого биотита и скопления тонкозернистых масс цоизита, серицита и других вторичных продуктов. В нижней части рисунка, в кайме вторичных продуктов видны тонкие бесцветные иголочки с высоким светопреломлением, приналежащие апатиту.

Структура породы габбро-диабазовая или габбро-оффитовая, промежуточная между габбровой с изометричными зернами плагиоклаза и диабазовой с удлиненными лейстовидными плагиоклазами. Второй характерной чертой структуры является наличие реакционных каемок амфибола на пироксене и биотите на амфиболе и рудном минерале. Эти каемки, образованные более низкотемпературными минералами, являются результатом приспособления породы к изменившимся условиям. Концентрация апатита у биотитовых и цоизитовых каемок позволяет связывать развитие этих каемок с воздействием растворов, несущих летучие.

ДИАБАЗ



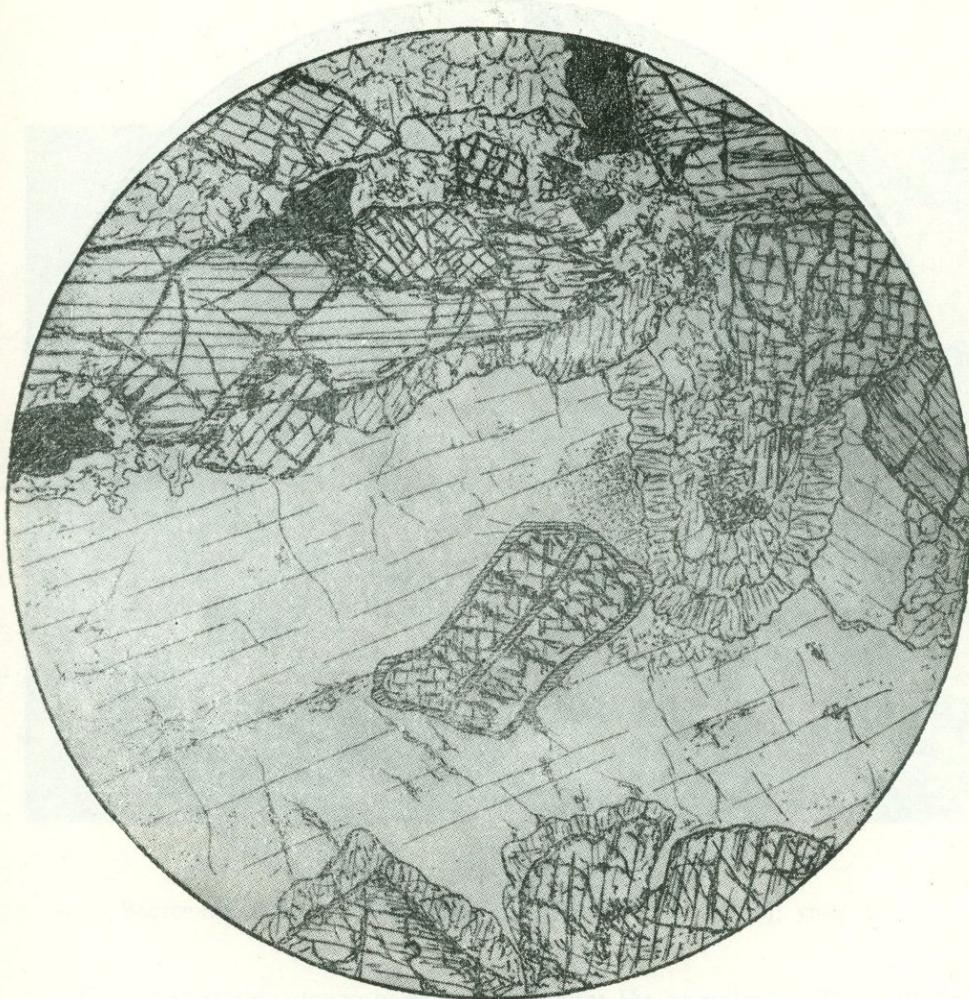
Фиг. 17.

Украина, левый берег Южного Буга, выше с. Широкой Гребли, периферическая часть мощной дайки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без. анализ.; $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из листов основного плагиоклаза, реликтовых зерен пироксена и неправильных зерен рудного минерала. В ней много вторичных продуктов — мелкочешуйчатого биотита и тонкоагрегатного эпидот-цизитового минерала, который замещает и плагиоклаз и пироксен. Биотит дает лучистые венчики на рудном минерале. Значительное развитие вторичных минералов маскирует первоначальную диабазовую структуру, искажает формы ее первичных минералов и их соотношения, вследствие чего структура может быть названа *реликтовой диабазовой* и частично *венцовой* (венцы биотита на рудном минерале).

ГАББРО



Фиг. 18.

Карелия, Шуерецко-Кемский берег. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. В. Заварицкого

Крупнозернистая порода, в состав которой входят первичные минералы: основной плагиоклаз, моноклинный пироксен и крупные неправильные зерна рудного минерала. Первоначальная габбровая структура изменина развитием вторичных реакционных каемок, состоящих из волокон бесцветного амфиболя, нарастающих на зерна пироксена перпендикулярно к их поверхности. Они называются келифитовыми; структура породы является габбровой келифитовой.

Возникновение келифитовых каемок рассматривается как результат метаморфизма; с ним же связывается и начинающееся побурение, запыление плагиоклаза, заметное в средней части рисунка. Около рудного минерала в небольшом количестве развивается биотит.

ГАББРО

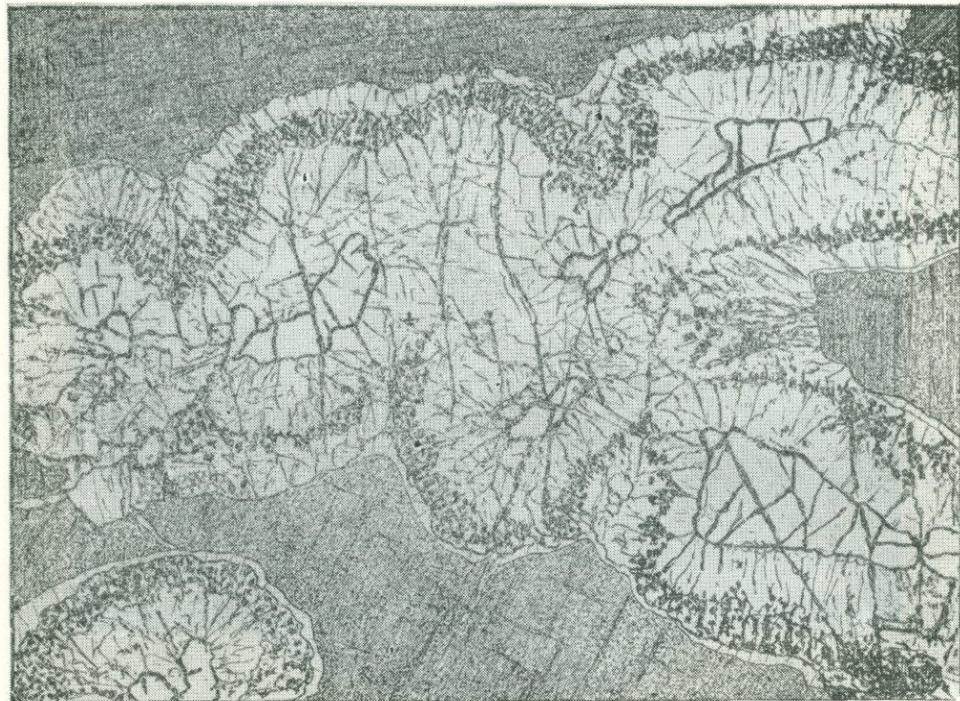


Фиг. 19.

Карелия, Шуерецко-Кемский берег. Без анализа; $d = 4$ мм.

Рис. О. Глазовой

Такое же крупнозернистое габбро, как и на фиг. 18, но сильнее метаморфизованное. В верхней части — цветные минералы; в нижней преобладает основной плагиоклаз. В правой части видно большое сильно трещиноватое зерно пироксена, вокруг которого радиально-лучисто развивается прерывистая кайма бесцветного амфибола (слева от пироксена), а затем кайма граната с мелкими включениями амфибола. В средней части скопления цветных минералов видны зерна рудного минерала неправильной формы, по-видимому, корродированные, и вокруг них также нарастает двойная келифитовая кайма: внутренняя часть — из радиально расположенного волокнистого амфибола, наружная — из граната с небольшими включениями амфибола. Наружный край гранатовой оболочки вдается в плагиоклаз и явно замещает его. Местами, например в правой и левой верхних частях рисунка, гранат нарастает прямо на пироксен. В породе наблюдаются редкие крупные зерна биотита (показаны густой вертикальной штриховкой в верхней и в правой части рисунка). Структура *келифитовая*, характеризующаяся большим развитием реакционных кайм, вследствие чего она является переходной к *друзитовой* структуре.



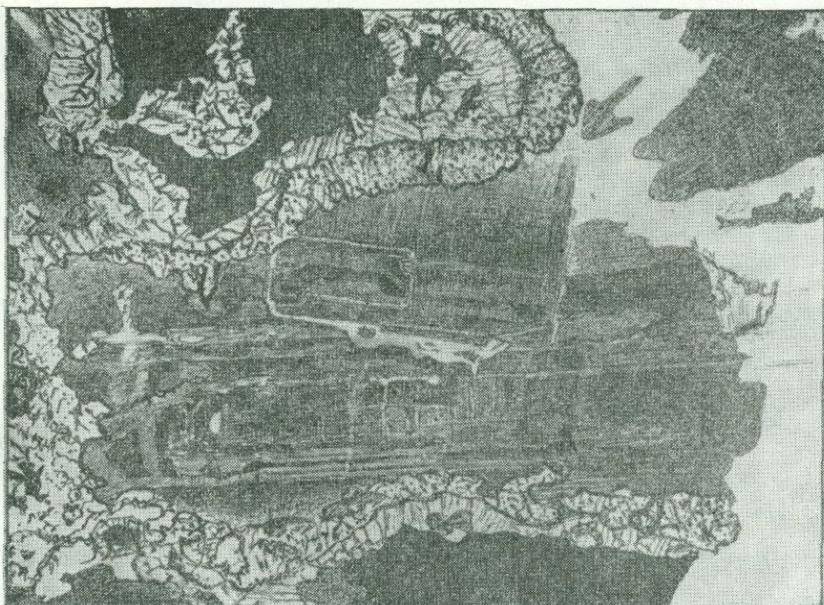
Фиг. 20.

Восточный Квебек. Заимствовано у Шэнда (Shand, 1945); увел. 20.

Рис. С. Сергеевой

Сложная слившаяся корона в троктолите. На реликтах зерен оливина (высокий рельеф), являющихся каждое ядром короны, радиально нарастают мелкие призмы гиперстена. Далее идет зона гиперстена и шпинели (темные изометричные зернышки), общая для ряда слившихся корон, и, наконец, на границе с запыленным мало прозрачным плагиоклазом (серое) — узенькая зона радиально нарастающего куммингтонита. Структура коронитовая.

ОЛИВИНОВЫЙ ГИПЕРИТ — КОРОНИТ



Фиг. 21.

Эдегорден, Южная Норвегия. Заимствовано у Карстенса (Carstens, 1955).
Без анализ.; увел. 56.

Рис. С. Сергеевой

На первичном рудном минерале видна двойная корона; внутренняя зона ее образована радиально нарастающими листочками биотита, а наружная — гранатом. Корона выпуклостью обращена в сторону сильно запыленного сдвойникованного и зонального основного плагиоклаза — лабрадора.

«Пыль» в плагиоклазе распределена так, что подчеркивает его сдвойниковое строение и зональность. «Пыль» — очень тонкие бурые (или черные, когда несколько более крупные) частички магнетита — является результатом распада твердого раствора с выделением железа, захваченного решеткой полевого шпата в процессе его кристаллизации. Появление ее связано с метаморфической стадией преобразования породы. Структура *коронитовая*.



Фиг. 22.

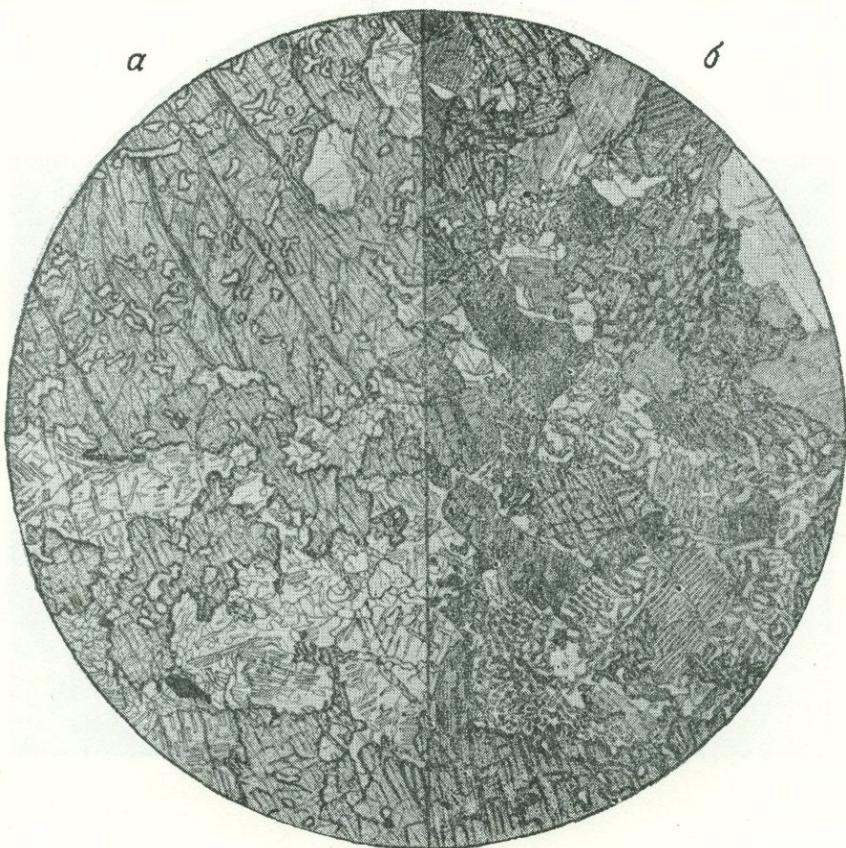
Кольский полуостров. Колл. А. С. Амелацова. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.
Рис. С. Сергеевой

Интенсивно метаморфизованная порода состава оливинового габбронорита. От первоначального ее состава сохранились крупные зерна оливина, почти не разложенные, с очень высоким рельефом и неправильной трещиноватостью (вверху рисунка), зерна побуревшего пятнами ромбического пироксена с хорошо выраженной спайностью по призме и низким двупреломлением, т. е. энстатита (в правой части рисунка и вверху его левее крупного оливина), более редкие зерна моноклинного пироксена (слева от центра рисунка, светопреломление ниже, чем у ромбического) и плагиоклаз, побуревший настолько, что ни двойниковое строение, ни спайность почти не просвечиваются. На рисунке плагиоклазу принадлежат наиболее темные участки.

Структура породы *друзитовая*; самой характерной чертой ее является наличие радиальноволокнистых каемок бесцветного амфибола, нарастающих на оливин и на ромбический пироксен. Каемки часто зональны, т. е. состоят из двух или даже трех ярусов волокон. Местами, преимущественно на границе с плагиоклазом, наружная зона каемки образована зернистыми массами граната, индивиды которого вдаются в плагиоклаз и замещают его.

Последним образованием в породе является светлый красноватый биотит, отдельные неправильные индивиды которого располагаются между каемками (налево наверху и направо внизу тонкая штриховка).

ОКВАРЦОВАННОЕ И ОБОГАЩЕННОЕ МИКРОПЕГМАТИТОМ ГАББРО



Фиг. 23.

Енисейский кряж, Канская глыба, р. Богунай, краевая часть небольшой интрузии. Колл. Э. Б. Наливкиной.

a — без анализ., *b* — николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (до 2 мм) зерен моноклинного пироксена, плагиоклаза средней основности, частью с антипертитовыми вrostками, зерен кварца с волнистым угасанием, участков пегматитовых прорастаний калиевого полевого шпата кварцем и мелкочешуйчатых масс биотита, серицита и хлорита. Немного рудного минерала. Пироксен содержит включения мелких индивидов плагиоклаза. По периферии крупные зерна пироксена гранулированы и, так же как и плагиоклаз, замещаются вторичными образованиями — кварцем, микропегматитом, скоплениями вторичных слюдистых минералов.

Микропегматитовые участки имеют метасоматическое происхождение и являются результатом процесса гранитизации.

Структура породы сложная; местами это *реликтовая габбровая структура*, местами — *метасоматическая микрографическая*. В правой части рисунка хорошо видны длинные шнуровидные вростки калиевого полевого шпата в кварце, расположенные параллельно друг другу, а в верхней части — в зерне кварца, стоящем на погасании, они дают светлые треугольнички, напоминающие древние письмена, откуда и пошло название «микрографическая структура».



Фиг. 24.

Украина, р. Убортъ, район с. Сущаны. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Николи +; $d = 3,6$ мм.

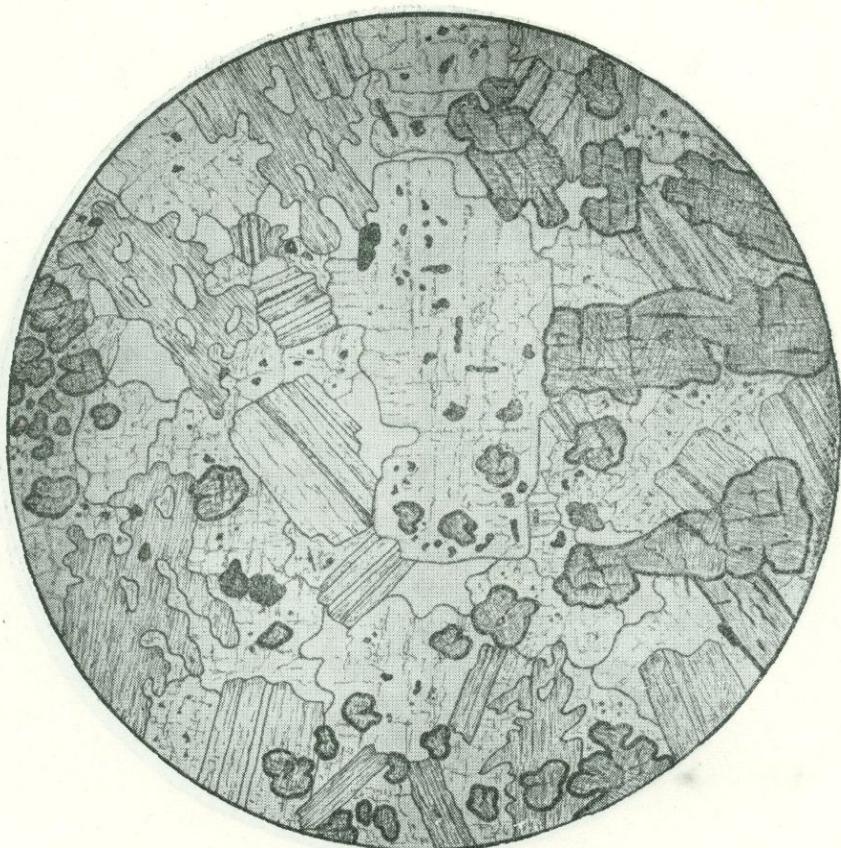
Рис. С. Сергеевой

Крупнозернистое габбро, сильно измененное метасоматическими процессами. Моноклинный пироксен сохранился в виде реликтов внутри зеленой роговой обманки (в средней и верхней частях); он выделяется более высоким рельефом и большим, чем у роговой обманки, углом погасания. Большой индивид роговой обманки в левой части рисунка содержит включение титанита и более мелкие неправильные включения полевого шпата и хлорита. Справа от роговой обманки, в нижней части, врастая в нее, расположена крупная короткая призма апатита.

На поперечных разрезах роговой обманки (правая верхняя часть рисунка) видно, что в огранке ее индивидов принимают участие грани призмы и второй пинакоид, т. е. она обладает известной степенью идиоморфизма.

Плагиоклаз породы сохранился небольшими участками (нижняя часть рисунка), где видно его полисинтетическое двойниковое строение. В правой верхней части рисунка видно, что плагиоклаз замещен большим зерном решетчатого микроклина; это создает *пойкилобластовую* структуру. Структура породы является по генезису метасоматической, а по формам проявления минералов — *гипидиобластовой*; она сохраняет некоторые черты исходной структуры габбро, т. е. является *реликтовой габбровой*.

КОРДИЕРИТОВЫЙ НОРИТ



Фиг. 25.

Южный Алтай, горы Кок-Арче. Заимствовано у Д. М. Шилина (1947).
Без анализ.; d около 6 м.м.

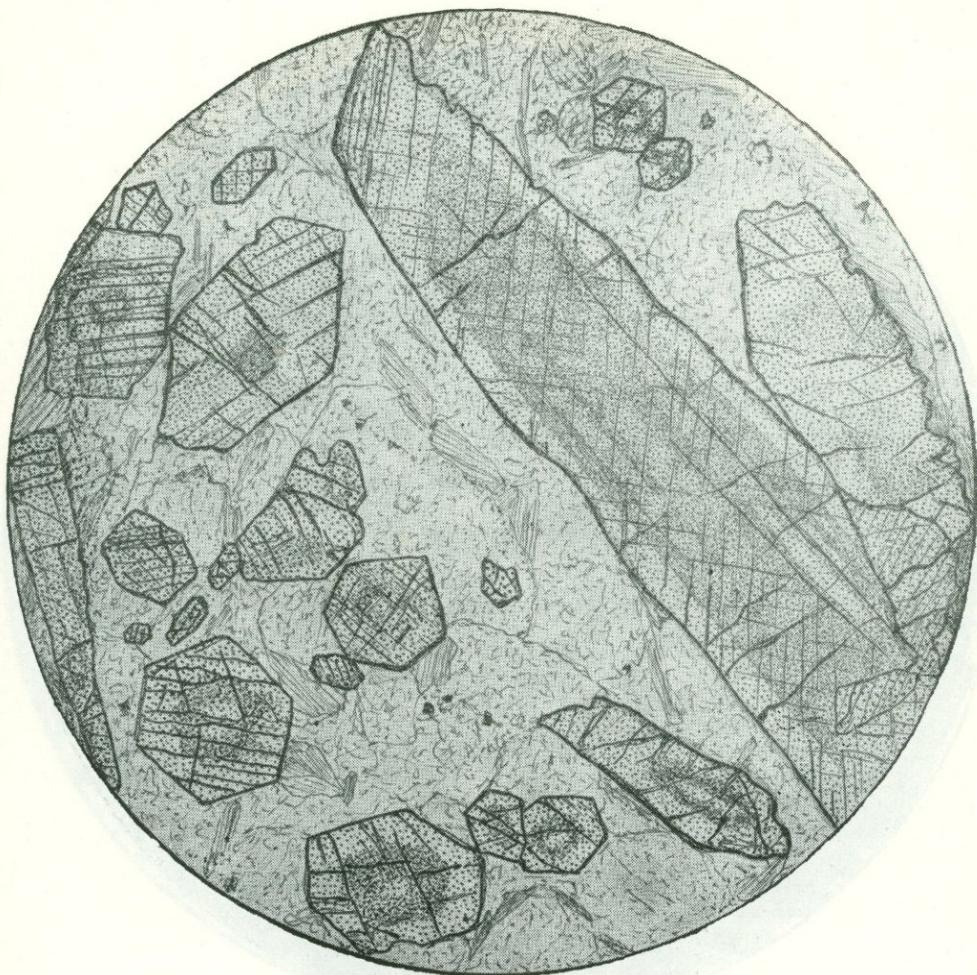
Рис. В. Колесниковой

Порода состоит из гиперстена в неправильных призматических зернах с резким рельефом и размерами до 2–3 мм в длину, таблитчатых зерен сдвойникованного андезина (тонкая неравномерная штриховка по длине зерен), крупных неправильных зерен кордиерита с включениями гиперстена и рудного минерала (большое зерно в центре), крупных пластинок магнезиального биотита (густая тонкая штриховка по длине пластинок) с обильными включениями кварца, а также ксеноморфных зерен кварца (белое), образующихся между зернами других минералов. Д. М. Шилин (1947) трактует породу как гибридную, образовавшуюся при контаминации габбро-диорита материалом кварц-биотитовых сланцев.

Структуру трудно охарактеризовать определенным термином; различный идиоморфизм минералов является не только результатом последовательности выделения их из магмы (это имеет место в отношении идиоморфизма гиперстена к плагиоклазу), но также результатом процессов замещения (заметный идиоморфизм крупного индивида кордиерита по отношению к плагиоклазу является результатом замещения последнего кордиеритом). Избыток кремнекислоты, освобождающейся при этом замещении, кристаллизуется в виде кварца около кордиерита и биотита.

По совокупности этих признаков структуру можно назвать промежуточной между гипидиоморфнозернистой и гипидиобластовой.

КЫШТЫМИТ



Фиг. 26.

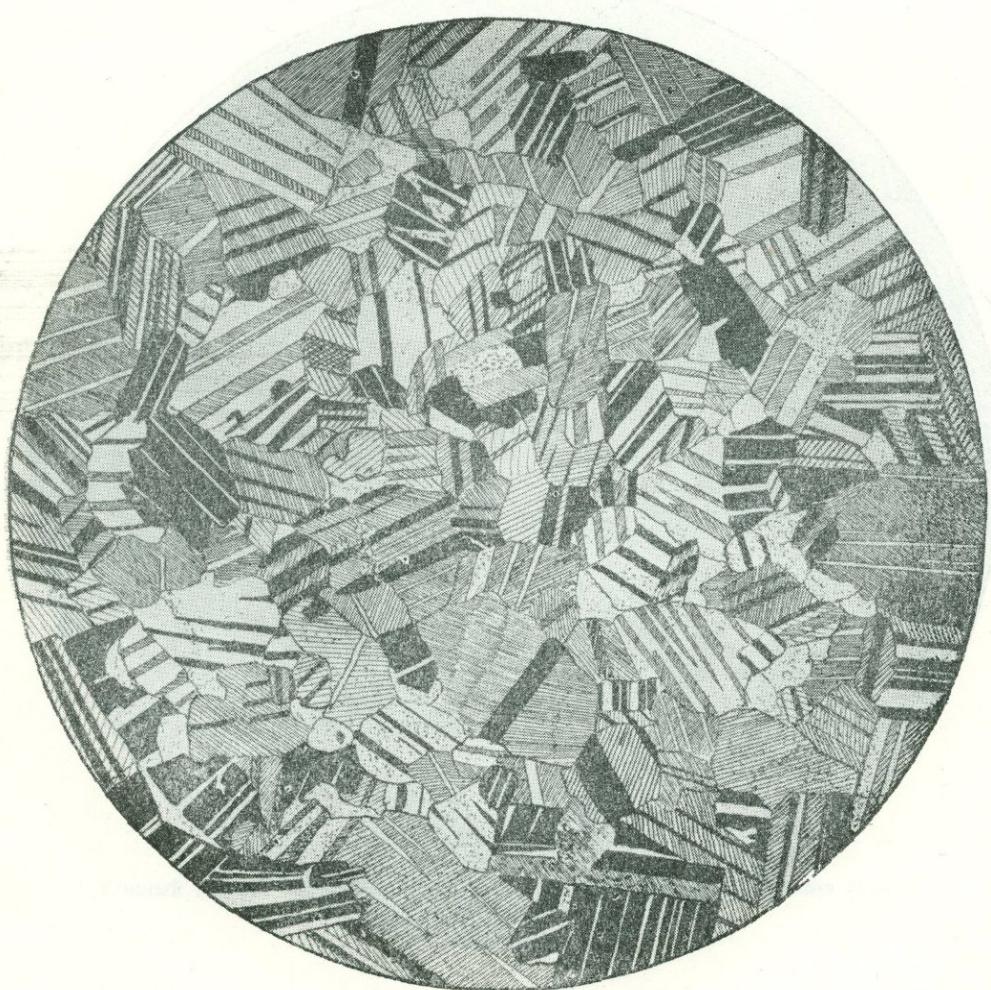
Урал, Кыштымский район. Колл. Всесоюзн. геологического музея. Без анализ.;
 $d = 6,3 \text{ мм.}$

Рис. С. Сергеевой

Крупнозернистая порода, состоящая из крупных (до 8—10 мм) идиоморфных и зональных гексагональных призм синего корунда, более мелких изометричных зерен основного плагиоклаза и примеси биотита. Средняя часть индивидов корунда более густо синяя (на рисунке показано скучением точек); иногда зональность неравномерно пятнистая.

Структура породы *порфировидная* благодаря наличию крупных призм корунда и *гипидиоморфнозернистая*, или *гипидиобластовая*, благодаря его идиоморфизму по отношению к плагиоклазу и слюде.

ЛАБРАДОРИТ



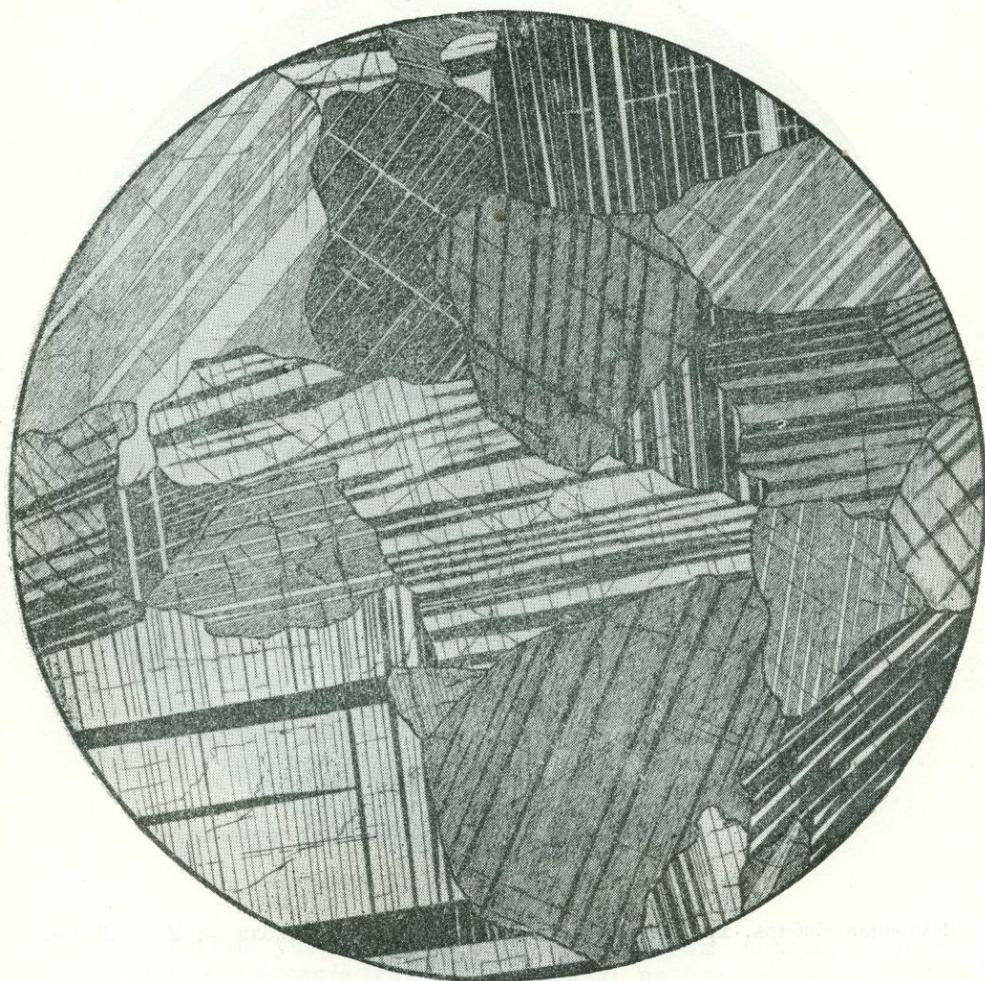
Фиг. 27.

Канада, Нью-Глазго. Николи +; $d = 8$ м.м.

Рис. Т. Марениной

Мономинеральная порода, состоящая из плагиоклаза — лабрадора в более или менее изометричных зернах с аллотриоморфными ограничениями.

Структура аллотриоморфнозернистая, сравнительно мелкозернистая; размер зерна около 1 мм и меньше.



Фиг. 28.

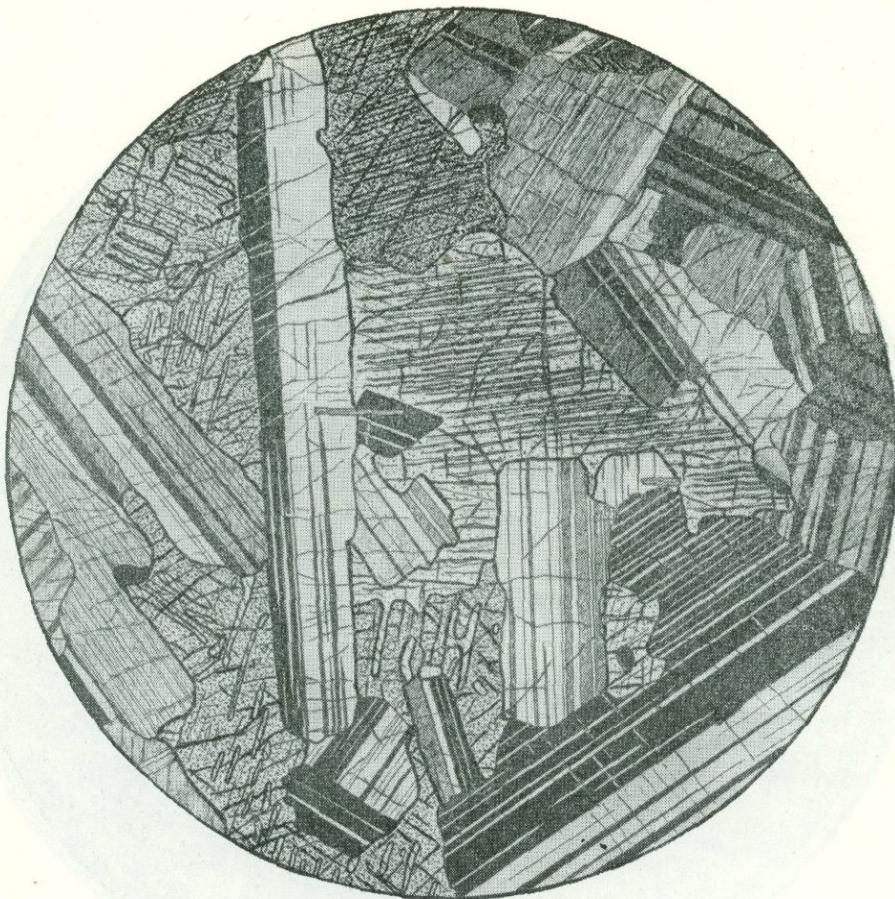
Восточная Сибирь, хр. Геран. Колл. В. Н. Мошкина. Николи +; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (2—3 мм) более или менее изометричных зерен плагиоклаза — лабрадора, полисинтетически сдвойникованного, нередко по периклиновому закону. Характерны так называемые «висячие» двойники.

Структура аллотриоморфнозернистая.

ПИРОКСЕНОВЫЙ АНТОЗИТ



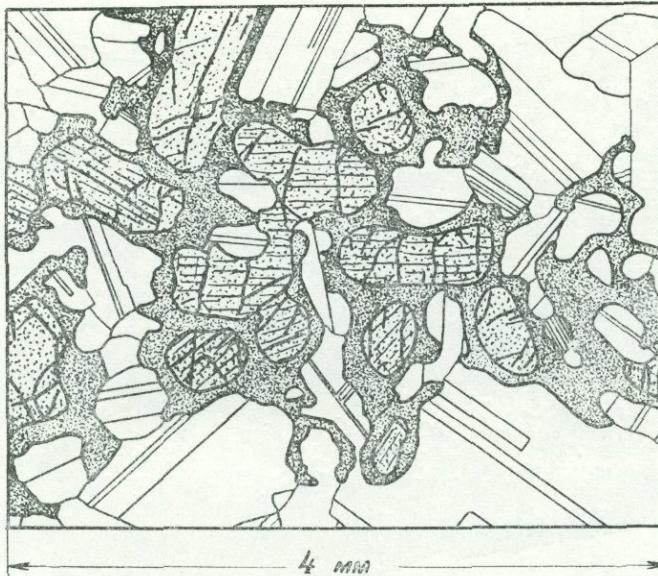
Фиг. 29.

Восточная Сибирь, хр. Геран. Колл. В. Н. Мошкина. Николи +; $d = 6,3$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (4—5 мм) индивидов полисинтетически сдвойникованного основного плагиоклаза в широких таблицах или удлиненных листах и меньшего количества пироксена. На рисунке показан участок, обогащенный пироксеном; заметен идиоморфизм плагиоклаза по отношению к нему. Так как, по мнению В. Н. Мошкина (1963), такая порода возникает путем аортозитизации более древних богатых пироксеном пород, то структуру ее не следует называть гипидиоморфозернистой. Идиоморфизм плагиоклаза вызывается здесь его более поздним метасоматическим образованием. Такую структуру можно называть гипидиобластовой, или метасоматической.

Пироксен первоначальной породы (гиперстен и диопсид) при метасоматозе сначала подвергается собирательной перекристаллизации, а затем начинается замещение гиперстена диопсидом с образованием в первом удлиненных палочковидных вростков, отличающихся более низким светоизлучением и обычно угасающих одновременно. Редкие мелкие зернышки рудного минерала.

ПЯТНИСТЫЙ ПИРОКСЕНОВЫЙ АНОРТОЗИТ



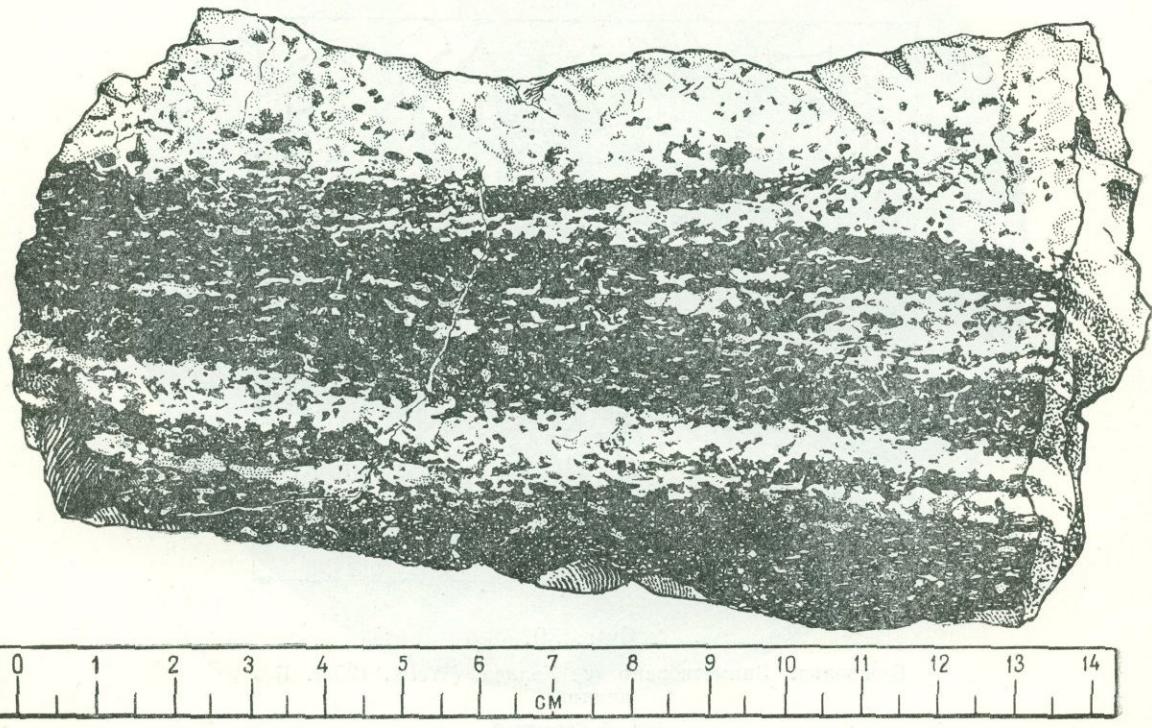
Фиг. 30.

Бушвельд. Заимствовано у Уэллса (Wells, 1952). Без анализа.

Рис. С. Сергеевой

Неправильные участки в аортозите обогащены короткопризматическими зернами бронзита (грубая штриховка), находящегося в офитовых соотношениях с плагиоклазом — битовитом. На границе зерен бронзита и плагиоклаза сплошной реакционной каймой (короной) образуется моноклинный пироксен (мелкие точки), замещающий и бронзит, и плагиоклаз. Уэллс назвал эту структуру *кореноофитовой*. Учитывая различное понимание термина «офиотовая» у нас и у авторов, пишущих по-английски (см. словарь), такую структуру следует называть *коронопойкилоофитовой*, так как она совмещает в себе признаки коронитовой, или венцовой, структуры и структуры пойкилоофитовой.

ПОЛОСЧАТЫЙ ГАББРО-ЛАБРАДОРИТ



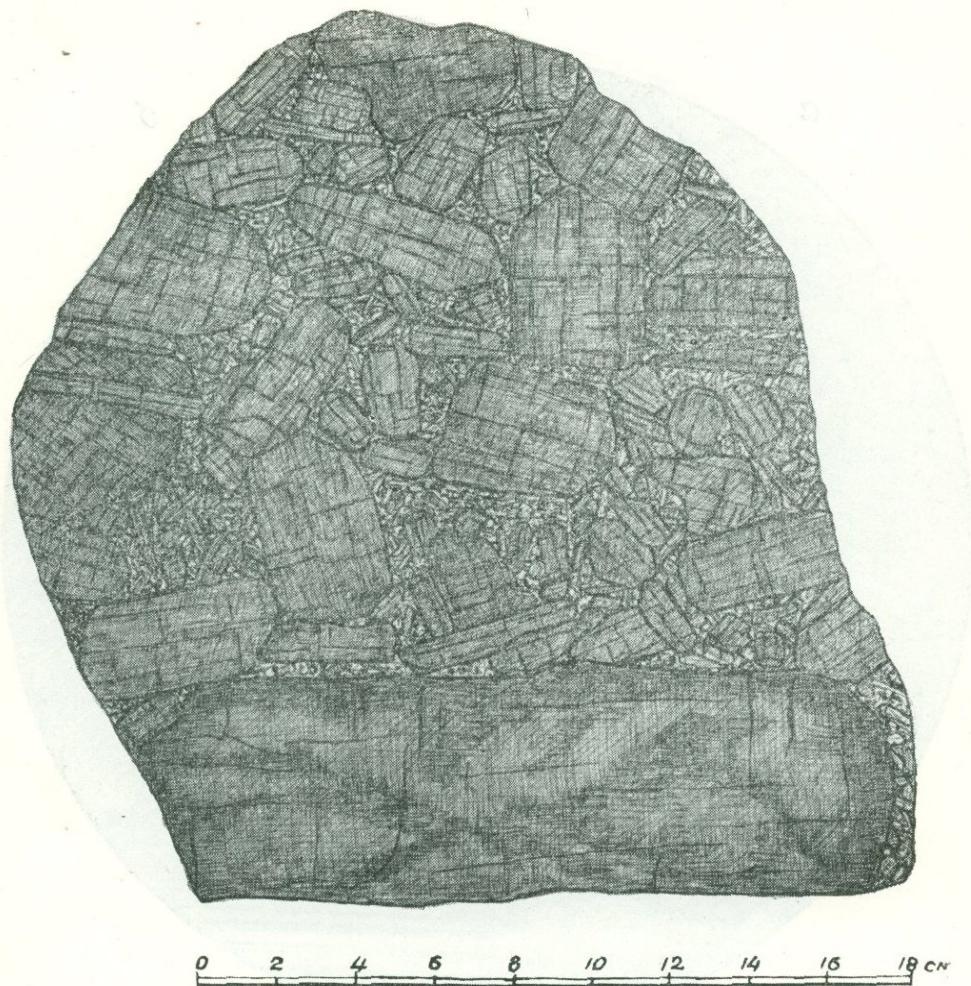
Фиг. 31.

Восточная Сибирь, хр. Джугджур. Колл. В. Н. Мошкина.

Рис. Б. Толмачева

Полосчатая текстура породы обусловлена послойным метасоматическим развитием лабрадора, образующего то ничтожные по мощности прерывистые прослоечки, то более мощные (до 3—4 см) белые полосы. Такая текстура отвечает неполной аортозитизации габбро.

КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ ЛАБРАДОРИТ



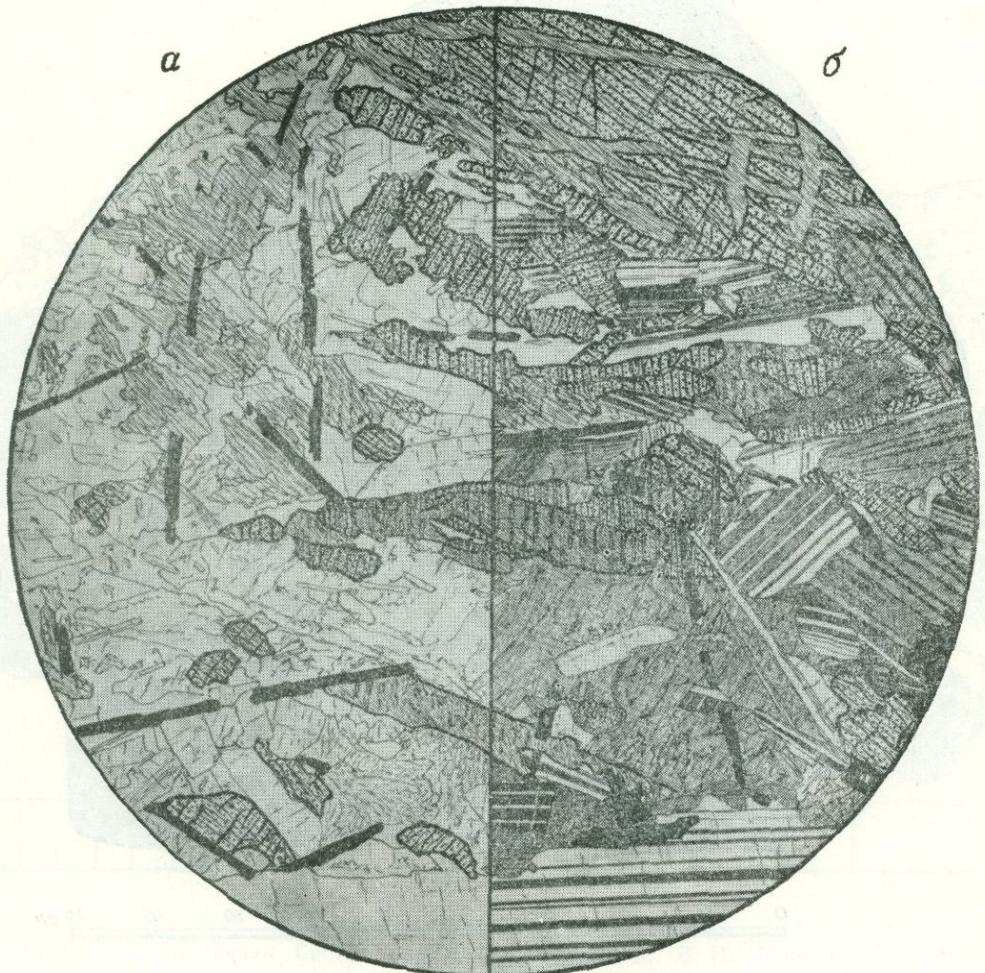
Фиг. 32.

Украина, Корсунь-Новомиргородский массив, с. Вороновка на р. Ольшанке. Колл.
Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. С. Сергеевой

Штуф лабрадорита, состоящего из крупных (4—6 см) более или менее изометричных индивидов темного иризирующего лабрадора. Наблюдаются отдельные неравномерно распределенные очень крупные вытянутые кристаллы зонального лабрадора, достигающие в длину 25—30 см при ширине около 4—5 см. Мелковзернистые участки породы, заключенные между индивидами лабрадора, представлены диабазовым порфиритом (фиг. 33). Изучение породы в поле и в шлифе показывает, что это метасоматический лабрадорит, т. е. порода, образовавшаяся путем развития метабластов лабрадора в толще более ранней основной породы.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ЛАБРАДОРИТ



Фиг. 33.

Украина, Корсунь-Новомиргородский массив, с. Вороцковка на р. Ольшанке. Колл.
Ю. Ир. Половинкиной.

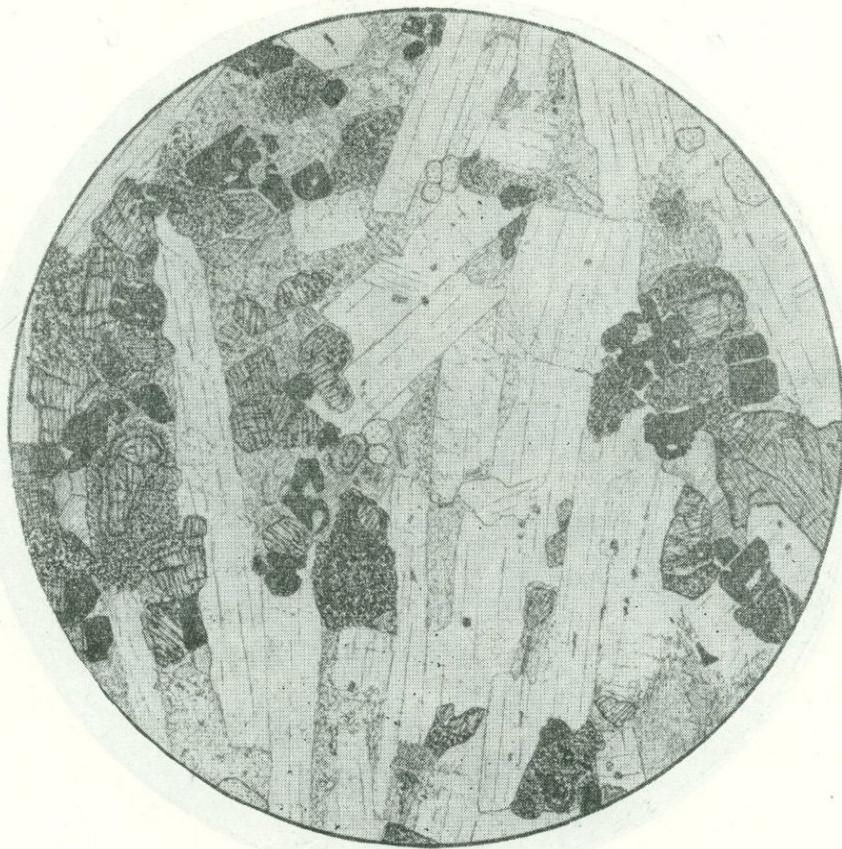
a — без анализ., *b* — николи +; *d* = 6,3 мм.

Рис. С. Сергеевой

Мелкозернистый участок метасоматического лабрадорита фиг. 32. В нижней части его виден край большого зерна полисинтетически сдвойникованного лабрадора; он развивается метасоматически по сильно измененной диабазовой породе и извилистыми выступами вдается (правая часть рисунка внизу) в тело последнего. Диабазовая порода состоит из пироксена, замещающегося буртоватой роговой обманкой, плагиоклаза, длинных пластинок гематита, иголок апатита и новообразований калиевого полевого шпата, биотита и кварца.

Структура изображенного участка *метасоматическая, реликтовая диабазовая*.

АНОРТОЗИТИЗИРОВАННЫЙ ЛЕРЦОЛИТ



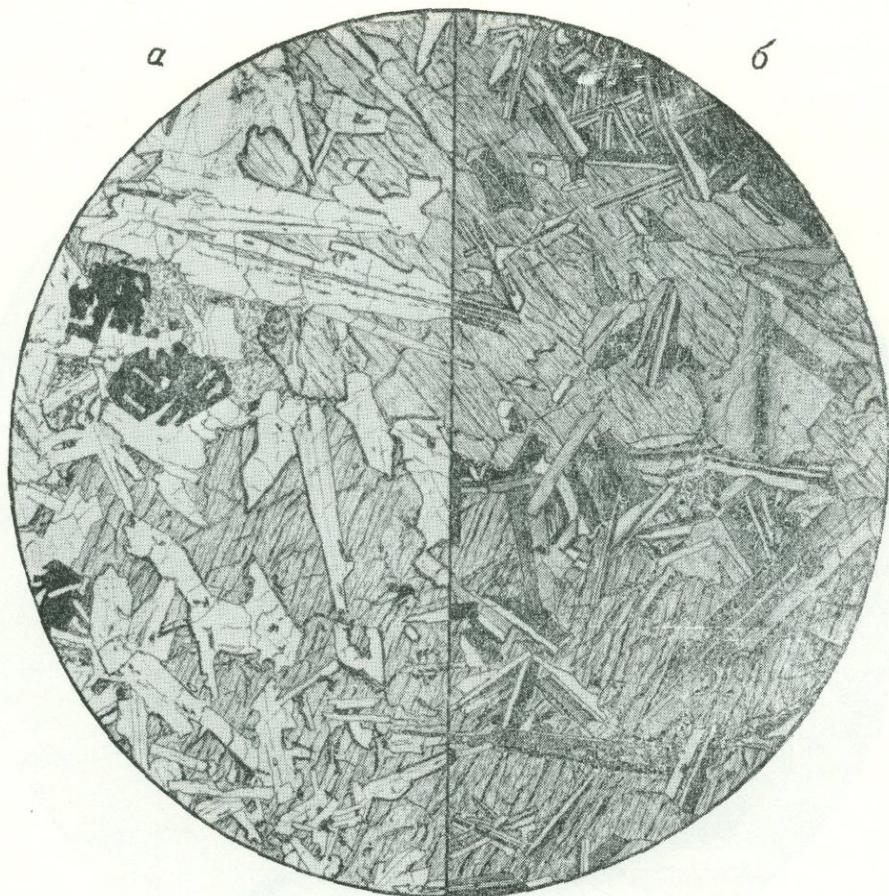
Фиг. 34.

Украина, Коростенский plutон габбро-лабрадоритов, Стремигородский участок. Без анализ.; увел. 6,3.

Рис. Н. Леонтьевой

Крупные лейсты (до 1,5—2 см в длину) лабрадора развиваются субпараллельной, трахитоидной ориентировкой в лерцолите, состоящем из железистого оливина, гиперстена, титанистого авгита, титаномагнетита и крупных призм апатита. Лабрадор образуется только в виде крупных индивидов и на границе с участками лерцолита вдается между его минералами, как бы огибая их (левая часть). Это показывает, что, несмотря на его идиоморфизм, плагиоклаз образовался позже минералов лерцолита, т. е. его идиоморфизм объясняется метасоматическим происхождением. Участки лерцолита лишены полевого шпата. Размеры и формы их зависят от расположения лейст плагиоклаза, которые нигде не показывают типичного диабазового расположения. На границе с лейстами лабрадора в лерцолите видно обильное развитие тонкочешуйчатого слюдисто-хлоритового вещества. Оливин и гиперстен замещаются рудным минералом с образованием сложных как бы кружевных каемок. Структура показывает, что, несмотря на минеральный состав, отвечающий оливиновому габбро, порода не является таковой, а возникла при метасоматической анортозитизации лерцолита. Ошибочно, без анализа генезиса ее структуры, эта порода описывается как габбро.

ДОЛЕРИТ



Фиг. 35.

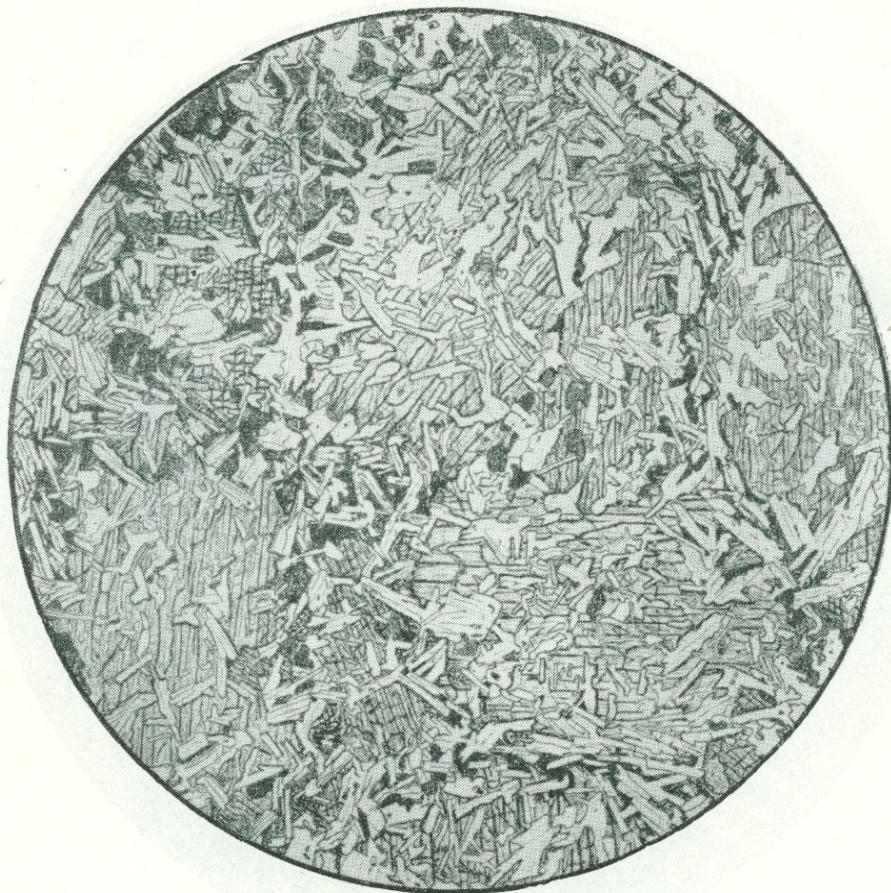
Гипабиссальная интрузия трапповой формации Сибирской платформы, бассейн Нижней Тунгуски. Колл. М. Л. Лурье.
 а — без анализ., б — николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (6—8 мм) широких призм моноклинного пироксена и сдвойниковых длинных лейст основного, слабо зонального плагиоклаза. В поле зрения попали, и то не полностью, только два зерна пироксена, граница которых проходит слева направо по середине рисунка; вдоль этой границы видно скопление лейст плагиоклаза. В правой верхней части виден край третьего зерна пироксена, стоящего на погасании. Пироксен заключает в себе разнообразно ориентированные лейсты плагиоклаза, что составляет характерную черту *пойкилоофитовой* структуры. Лейсты плагиоклаза, особенно те, которые одним концом вырастают за пределы включающего их зерна пироксена, имеют разные концы: суживающиеся, выклинивающиеся (обращенные внутрь зерна пироксена) и расширенные тупые свободные концы. В левой части видны крупные зерна титаномагнетита.

Местами видны буроватые участки, в которых развит иддингсит (по оливину?), а также мельчайшие бесцветные иголочки — плагиоклаза, апатита — зеленоватое хлоритовое вещество, и другие образования, по-видимому развившиеся за счет остатков стекла.

ДОЛЕРИТ



Фиг. 36.

Гипабиссальная интрузия Сибирской трапповой формации, бассейн Нижней Тунгуски.
Колл. М. Л. Лурье. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Все поле зрения занято широкими, различно ориентированными призмами моноклинного пироксена размером 1,5—2 мм. Различная ориентировка их выступает на рисунке по направлению спайности. Внутри призм пироксена и между ними развиты тонкие мелкие лейсты плахиоклаза, идиоморфные по отношению к пироксену и расположенные в породе «диабазово». Выклинивание концов их, обращенных внутрь зерна пироксена, здесь выражено менее отчетливо, чем на фиг. 35, вследствие их более мелких размеров.

Междуд призмами пироксена, в интерстициях между лейстами плахиоклаза, наблюдаются темное слабо двупреломляющее хлоритовое вещество и буровато-зеленый мелкочешуйчатый, похожий на биотит минерал, а также рудный минерал.

Структура *пойкилоофитовая*, более мелкозернистая, чем на фиг. 35; для удобства сравнения оба рисунка сделаны при одинаковом увеличении.

ДОЛЕРИТ



Фиг. 37.

Сибирская трапповая формация, гипабиссальная интрузия, бассейн Нижней Тунгуски. Колл. М. Л. Лурье. Николи +; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из двух генераций основного плагиоклаза и из индивидов моноклинного пироксена разных размеров. Немного оливина в мелких частично серпентинизированных зернах; акцессорные — рудный — неправильными крупными зернами и апатит — короткими призмами.

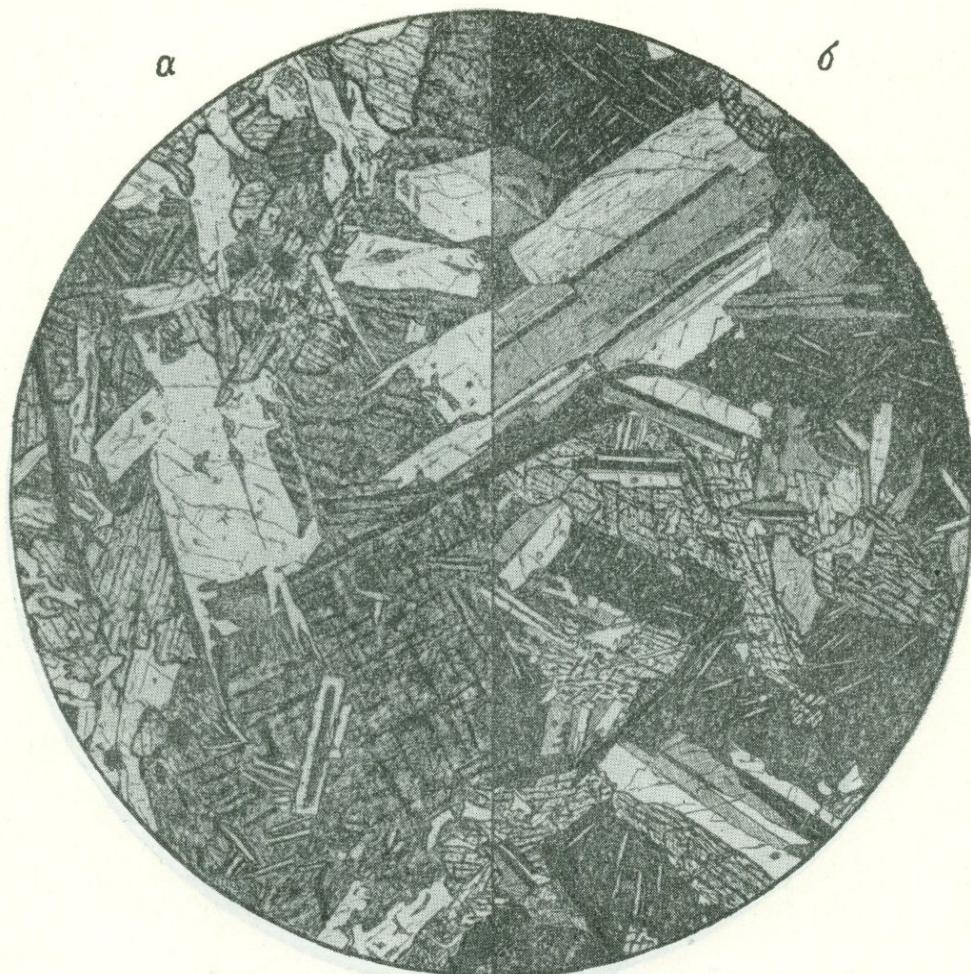
Первая генерация плагиоклаза — битовнит — образует скопления широких таблиц; вторая — лабрадор — дает длинные и короткие тонкие листы, расположенные беспорядочно («диабазово»).

Моноклинный пироксен частью образует широкие неправильные призмы, содержащие пойкилитово включенные в них листы плагиоклаза (правая нижняя часть рисунка).

В угловатых интерстициях между плагиоклазами второй генерации и пироксенами наблюдается немного грязно-зеленого хлорита, развившегося по стеклу.

Для структуры характерен идиоморфизм плагиоклаза к цветному минералу, т. е. офитовые соотношения их, наличие фенокристаллов плагиоклаза, образующих скопления, и участков пойкилоофитовой структуры. Такая структура определяется как гломеропорфировая, офитовая и участками пойкилоофитовая.

ДОЛЕРИТ – ИНТРУЗИВНЫЙ ТРАПП



Фиг. 38.

Сибирская трапповая формация, бассейн Нижней Тунгуски. Колл. М. Л. Лурье.
a — без анализ., *b* — николи +; *d* = 3,6 мм.

Рис. С. Сергеевой

Фенокристаллы основного плагиоклаза и моноклинного пироксена и длинные тонкие пластинки рудного минерала заключены в слабо раскристаллизованном буром стекле, содержащем тонкие микролиты плагиоклаза, обильные иногда перекрещивающихся направлений маргариты рудного минерала и мельчайшие призмочки пироксена.

В правой части рисунка основная масса породы при скрещенных николях почти не просветляется. В фенокристалле пироксена видны пойкилитовые включения плагиоклаза, т. е. наблюдаются участки *пойкилоофитовой* структуры.

На фенокристаллах плагиоклаза наблюдаются длинные неправильные выросты в направлении главных ребер.

Структура породы может быть названа *гигантской пойкилоофитовой*. Исследователи сибирских траппов (М. Л. Лурье и др.) называют ее также *толеитовой*, хотя в ней слабо девитрифицированный базис составляет около 50% породы, и применение к такой структуре термина «толеитовая» является значительным расширением его.

ДОЛЕРИТ

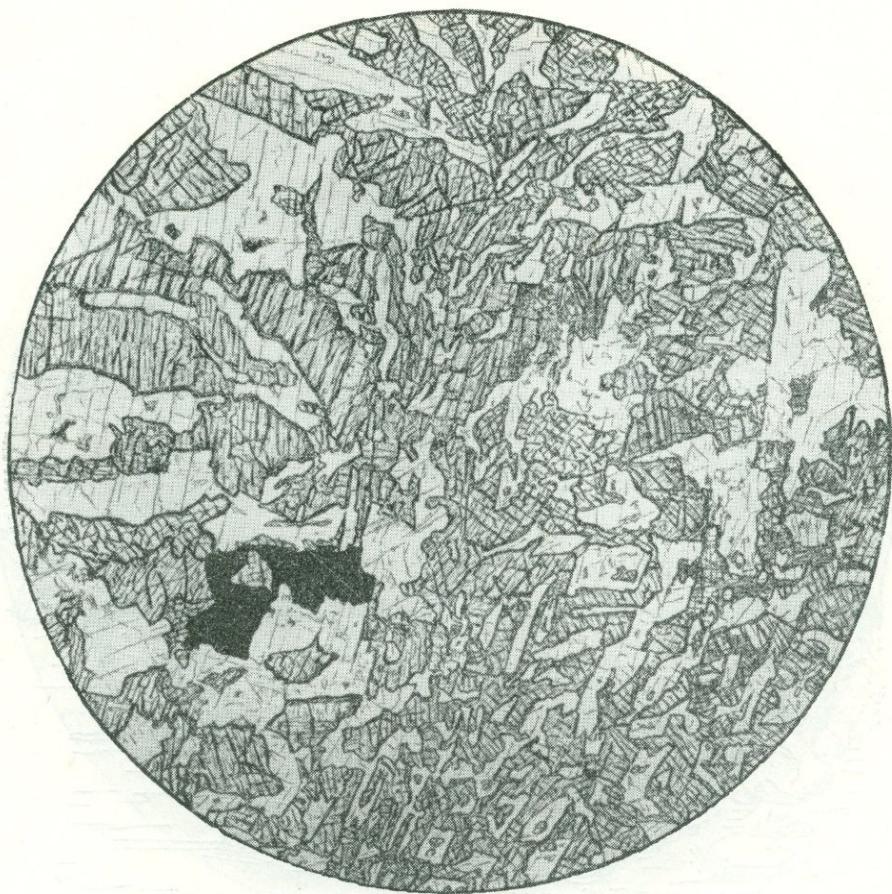


Фиг. 39.

Сибирская трапповая формация, гипабиссальная интрузия, бассейн Нижней Тунгуски. Колл. М. Л. Лурье. Без анализ.; $d = 1,8$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из лейст слабо зонального основного плагиоклаза, длиной до 0,8 мм, широких призм моноклинного пироксена, проросших пойкилофитово листами плагиоклаза, идиоморфных зерен оливина, замещающихся зеленовато-желтым иддингситом, рудного минерала и угловатых изолированных участков стекла, или полустекловатой основной массы с тончайшими микролитами тех же минералов. Наличие таких изолированных участков стекла составляет характерную особенность толеитовой структуры, отличающей ее от других офитовых структур.



Фиг. 40.

Сибирская трапповая формация, бассейн Нижней Тунгуски. Колл. М. Л. Лурье. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

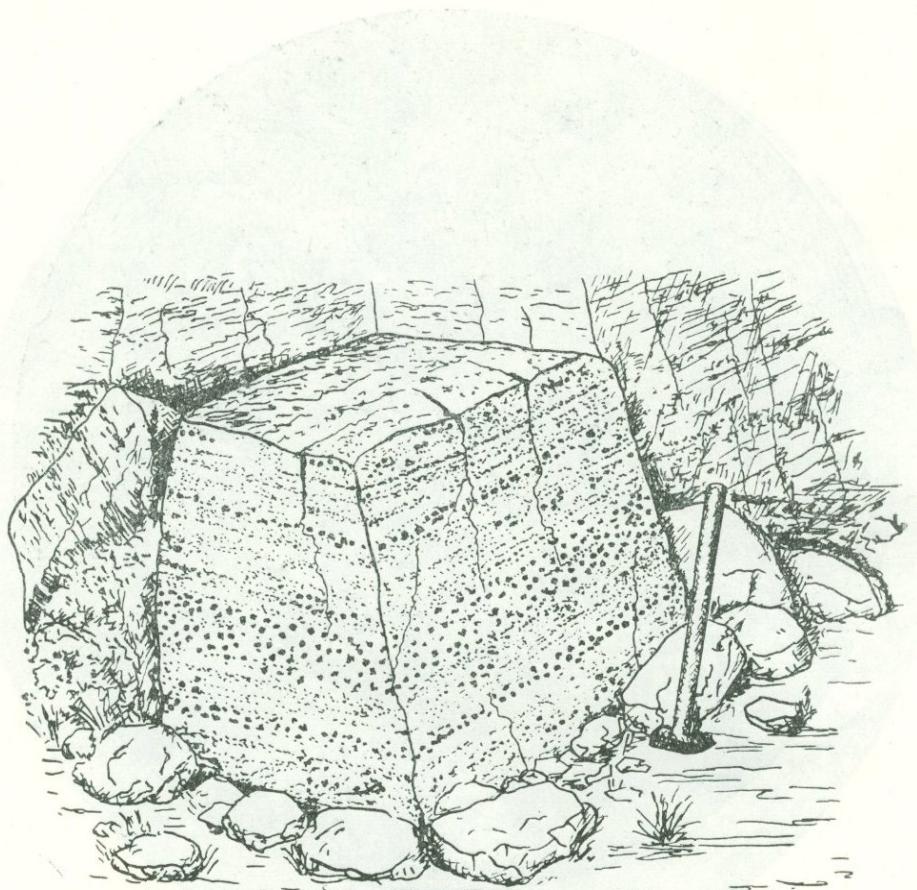
Рис. С. Сергеевой

Крупнозернистая порода состава габбро: моноклинный пироксен, основной плагиоклаз и рудный минерал. На границе с плагиоклазом пироксен замещается узкой каемкой бурой роговой обманки (левая часть рисунка).

Структура своеобразная, редкая для пород этой группы и может быть названа *пегматитовой*. Пироксен и плагиоклаз прорастают друг друга и на некотором расстоянии их индивиды погасают одновременно, т. е. принадлежат одному зерну пироксена или плагиоклаза. Это передано на рисунке ориентировкой их спайностей.

Вростки пироксена, особенно там, где они более крупные, часто изогнуты, напоминая ветки или расходящиеся лепестки цветка. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован; части его сростков имеют более простые и прямолинейные ограничения. Крупность прорастаний, как видно на рисунке, изменяется на коротких расстояниях, даже в пределах одного шлифа. По-видимому, такую структуру для траппов Братского района Ф. Ю. Левинсон-Лессинг назвал *пегматофитовой*; в настоящее время этот термин не употребляется.

ПЕРВИЧНАЯ ПОЛОСЧАТОСТЬ В ТРОКТОЛИТОВЫХ ДОЛЕРИТАХ

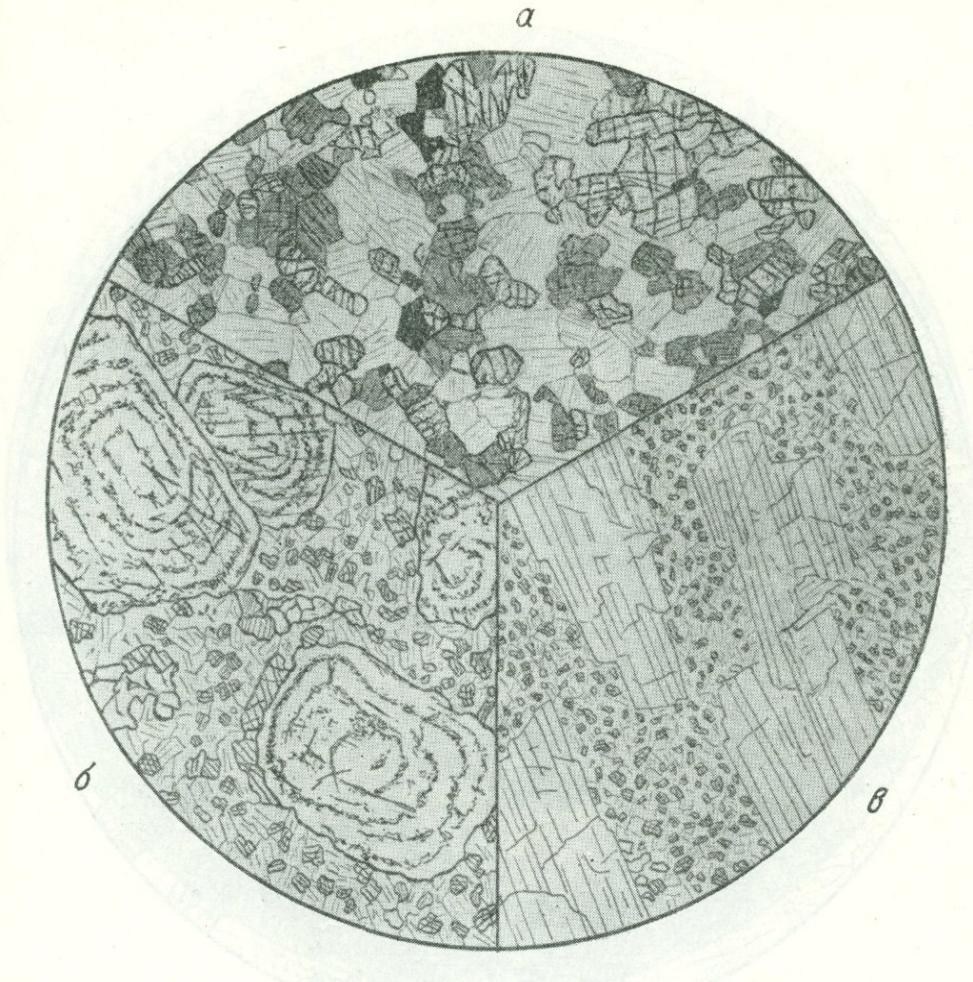


Фиг. 41.

Сибирская трапповая формация, Аламджахская интрузия, р. Бирелях-Сиенэ.
Заимствовано у В. Л. Масайтиса (1958).

периодической полосчатости, в то время как в других местах она выражена в виде ярко-красных, коричневых и зеленоватых полос. Встречаются также горизонтальные полосы и линии, параллельные границам зон, а в ряде случаев эти зональные зоны дают ощущение симметрического строения, напоминающего об обширных зонах симметрической полосчатости в габбро-диабазах, известных в Сибири под названием «трапп». Видимо, эти зоны являются результатом перекрестного воздействия на магматическую массу различных факторов, в том числе температурного и химического характера, а также давления и т. п. Важно отметить, что в зонах симметрической полосчатости в долеритах, как правило, отсутствуют зоны с ярко-красной полосчатостью и зоны, характеризующиеся изоморфной минерализацией, либо зоны симметрической полосчатости и зоны с ярко-красной полосчатостью совпадают или, по крайней мере, имеют одинаковую ориентацию. Абсолютно идентичные зоны симметрической полосчатости в долеритах не имеют

МИКРОГАББРО-НОРИТ (*а*). ГАББРО-ПОРФИРИТ (*б, в*)



Фиг. 42.

а — Северный Казахстан, Златогорский массив, II фаза интрузии. Колл. Н. П. Михайлова. Без анализ.; увел. 100.

Рис. Н. Леонтьевой

б — Урал, Павдинский район. Заимствовано у Г. Л. Падалки (1937). Без анализ.; $d = 5$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

в — Урал, Павдинский район. Заимствовано у Г. Л. Падалки (1937). Без анализ.; $d = 3,2$ м.м.

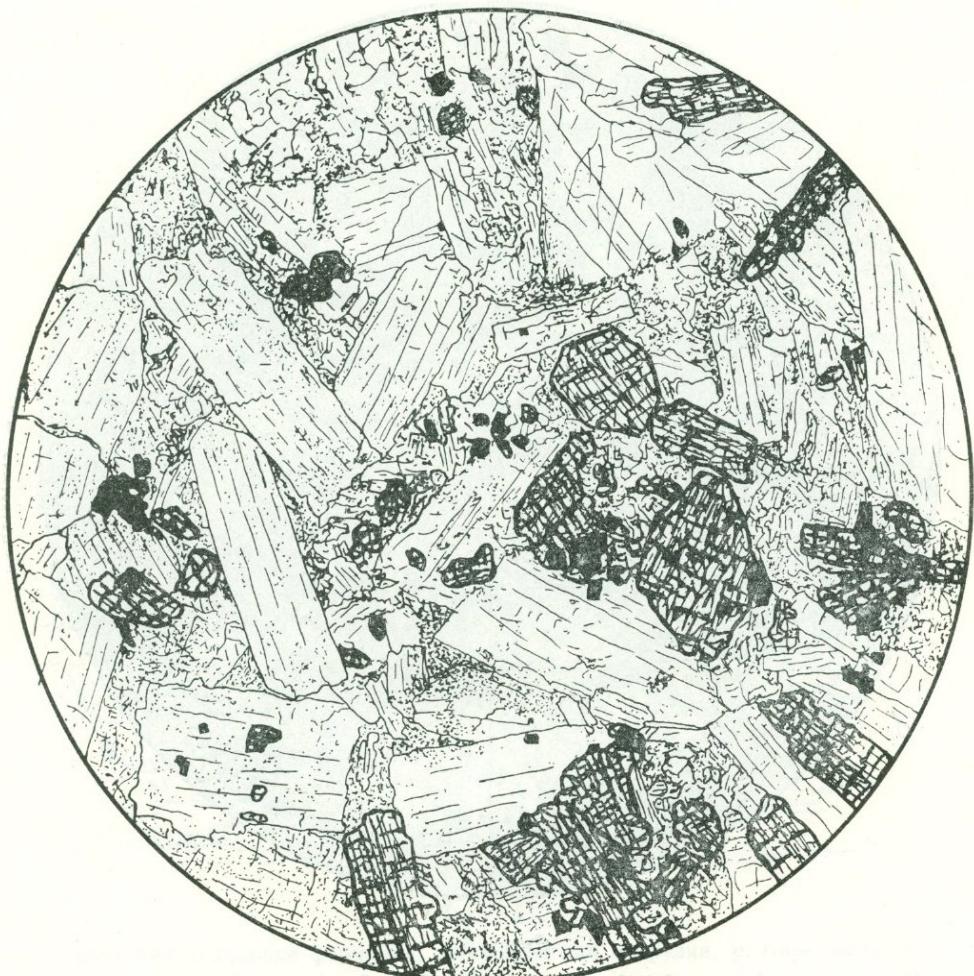
Рис. Н. Леонтьевой

а — порода состоит из мелких более или менее изометричных зерен гиперстена, буроватого до непрозрачности моноклинного пироксена, основного плагиоклаза и магнетита. Размер зерен 0,1—0,15 м.м. Структура *микрогаббровая*.

б — крупные фенокристаллы моноклинного пироксена с зонально-расположенными включениями рудного минерала находятся в полнокристаллической основной массе, состоящей из такого же пироксена и основного плагиоклаза. Структура *порфировая*; основная масса *микрогаббровая*.

в — фенокристаллы основного плагиоклаза размером до 2 м.м. заключены в *микрогаббровой* (*микроаллотриоморфнозернистой*) основной массе.

ПОРФИРОВИДНОЕ ЛЕЙКОКРАТОВОЕ ГАББРО



Фиг. 43.

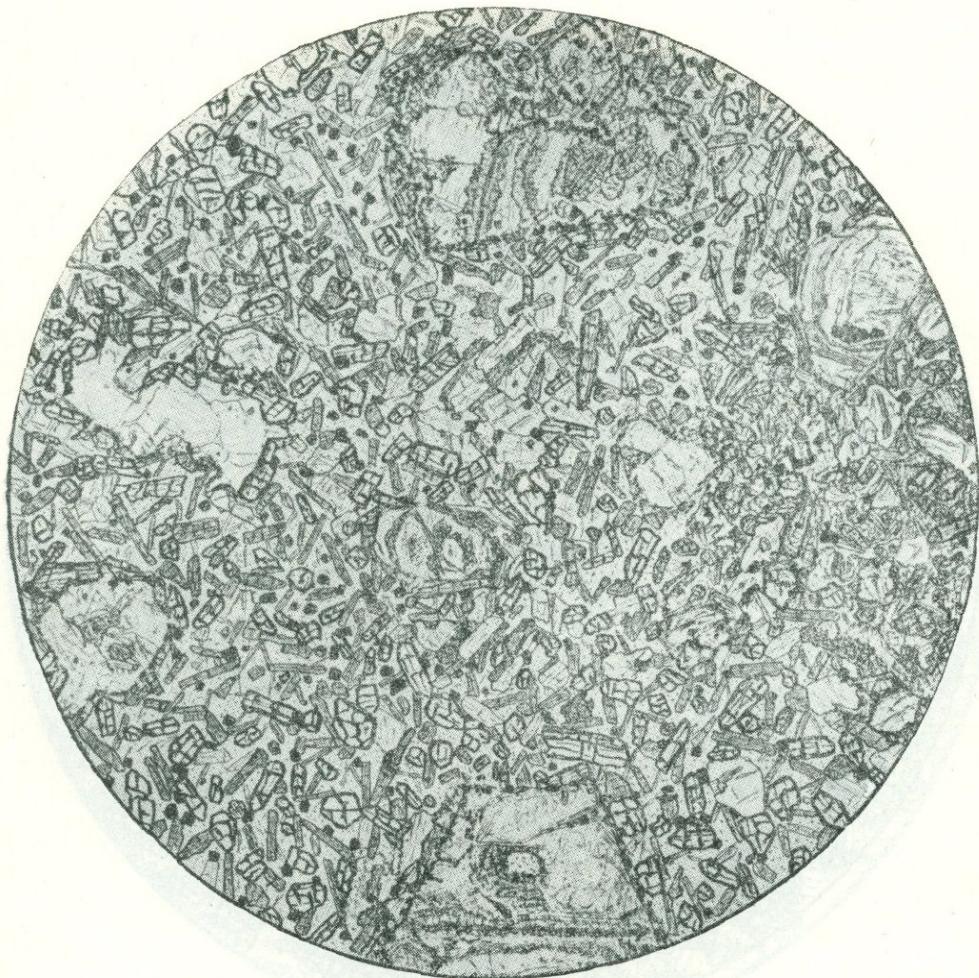
Дальний Восток, Синанчинский район. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Плагиоклаз и пироксен образуют большое количество сравнительно крупных (около 1 мм) индивидов, которые часто касаются друг друга концами. Между ними наблюдаются более или менее замкнутые неправильные промежутки, называемые криптами. Они заполнены мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, пироксена и в меньшей мере рудного минерала и кварца.

Структура *порфировидная, криптовая*.

ОДИННИТ



Фиг. 44.

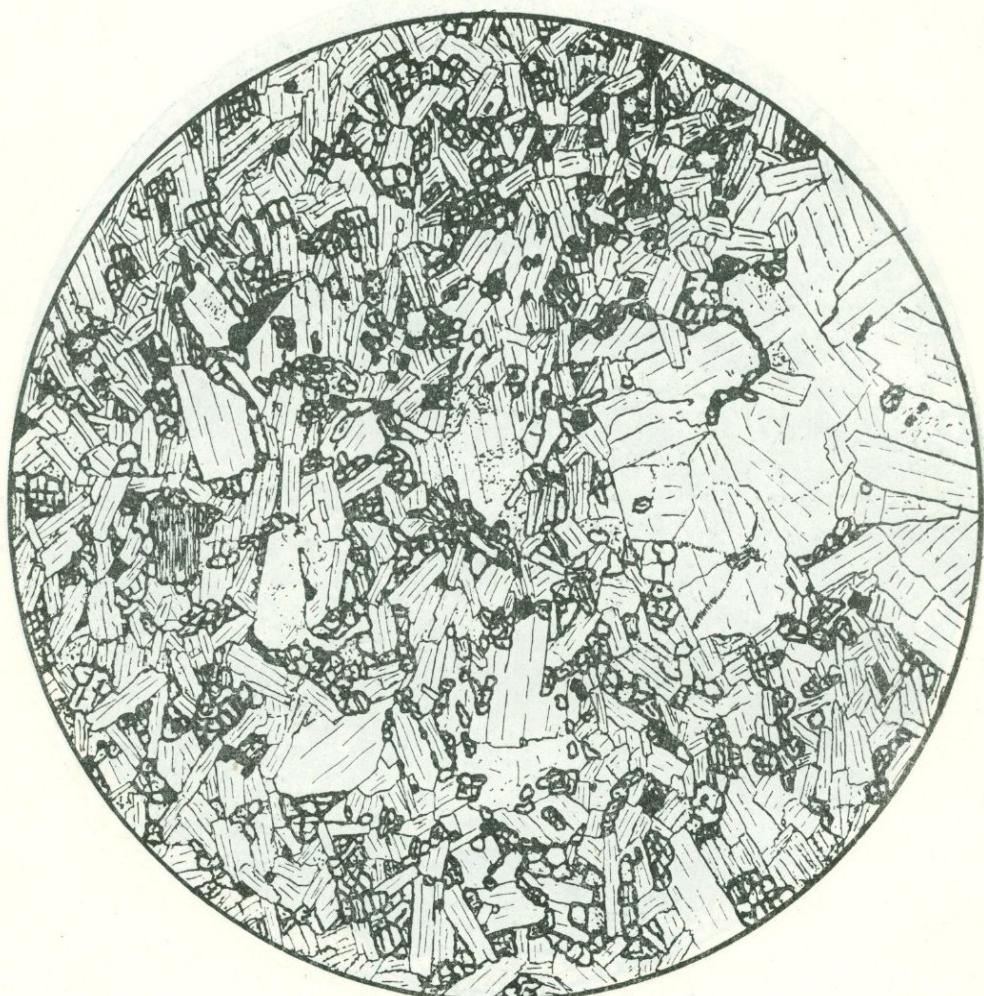
Восточное Забайкалье, Газимуро-Заводский район, Ново-Широкинское месторождение. Колл. А. А. Ивановой. Без анализ.; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Порода относится к лампрофирам группы габбро. Характерным признаком ее является наличие в качестве фенокристаллов только цветных минералов — оливина и моноклинного пироксена, разложенных и замещенных слюдоподобным боулингитом, карбонатом, серпентином и окислами железа.

Основная масса полнокристаллическая, состоит из призмочек моноклинного пироксена и бурой роговой обманки, обильных мелких зерен рудного минерала и мелкозернистого плагиоклавового базиса.

Структура породы *лампрофировая, панидиоморфнозернистая*.



Фиг. 45.

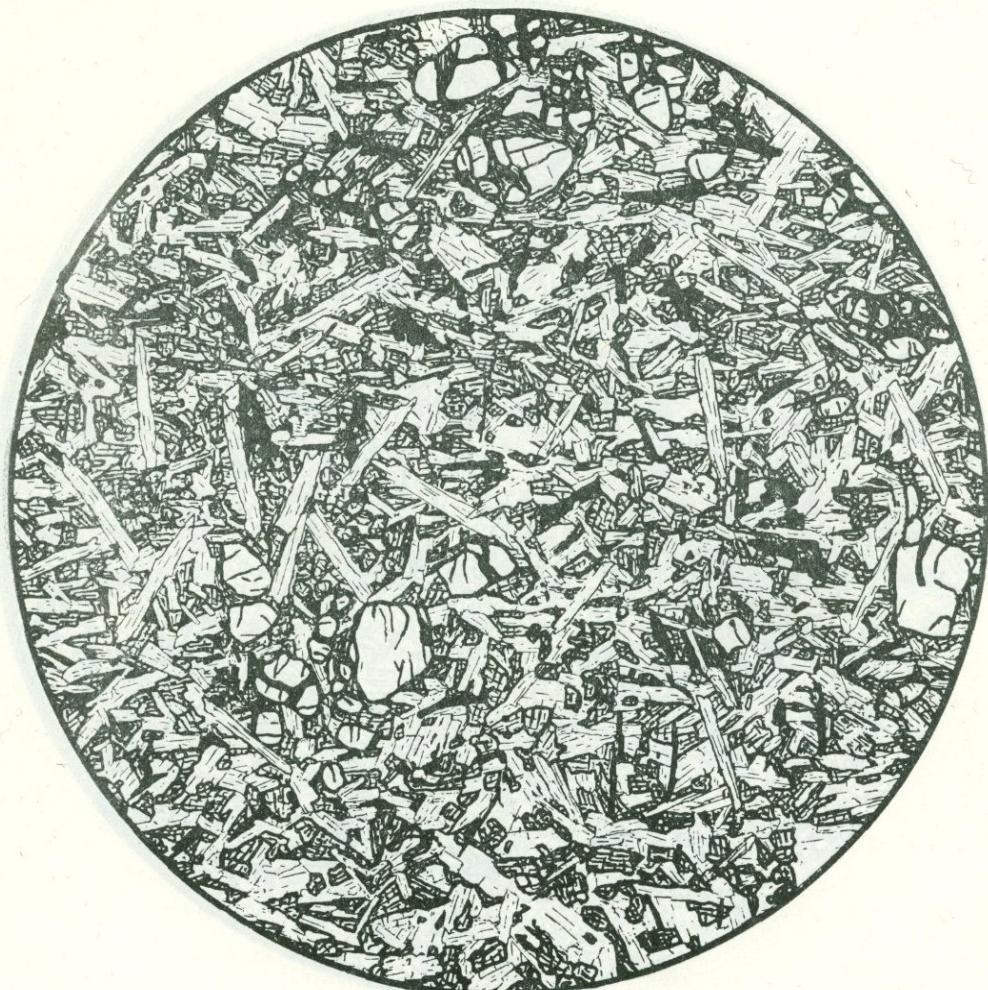
Задимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Полнокристаллическая порода *порфировой* структуры, состоящая из плагиоклаза, пироксена, мелких зерен рудного минерала и единичных пластинок биотита (тонкая густая штриховка в левой части рисунка).

Фенокристаллы принадлежат плагиоклазу, причем они частью расположены изолированно, частью образуют скопления, обусловливая *гломеропорфировую* структуру породы. Основная масса состоит из мелких листов плагиоклаза, расположенных «диабазово»; промежутки между ними заняты агрегатом мелких округлых зерен пироксена. Такая структура основной массы может быть названа *микродолеритовой*.

АНАМЕЗИТ



Фиг. 46.

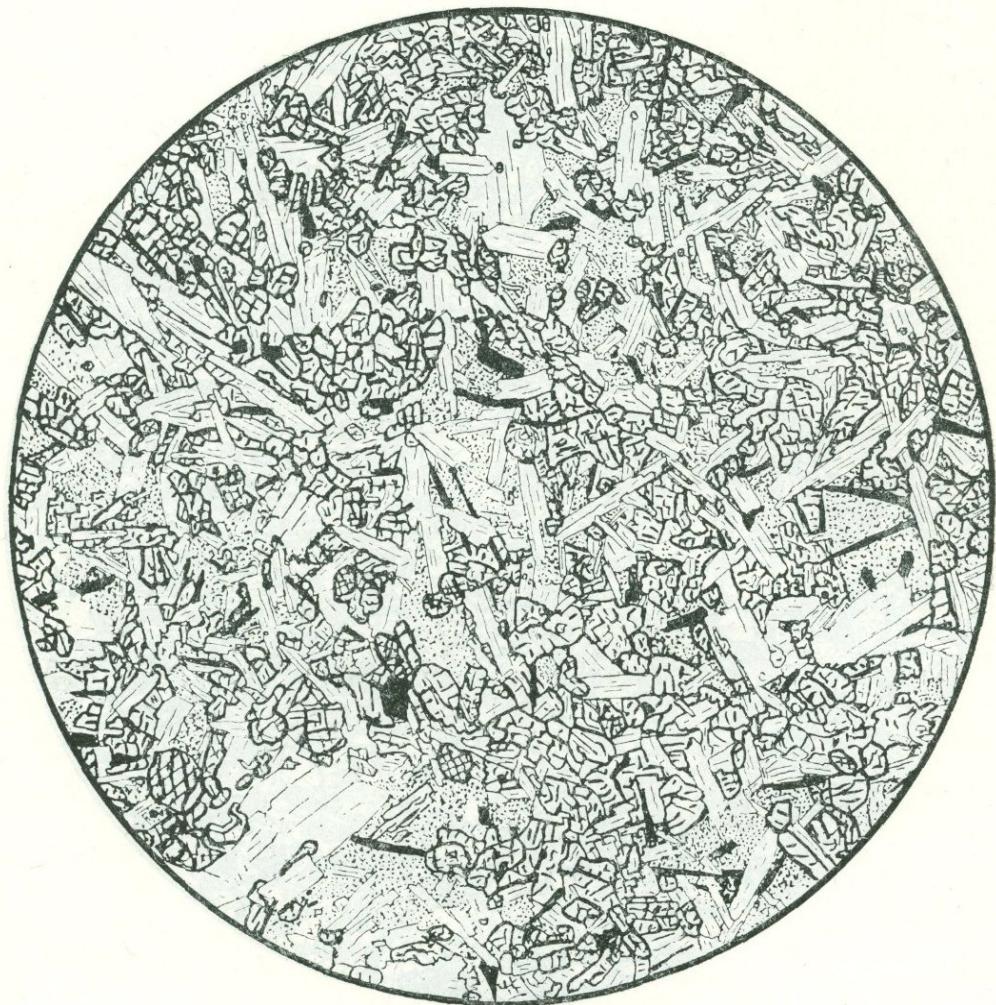
Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 2 \text{ м.м.}$

Рис. О. Глазовой

Мелкие, видные только под микроскопом ($0,2$ — $0,3 \text{ м.м.}$), фенокристаллы принадлежат оливину. Основная масса — полнокристаллическая, тонкозернистая, состоит из мелких листов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены каждый несколькими изометричными зернами пироксена, а также оливином и рудным минералом.

Структура породы *микропорфировая*; структура основной массы — *микродолеритовая*.

БАЗАЛЬТ



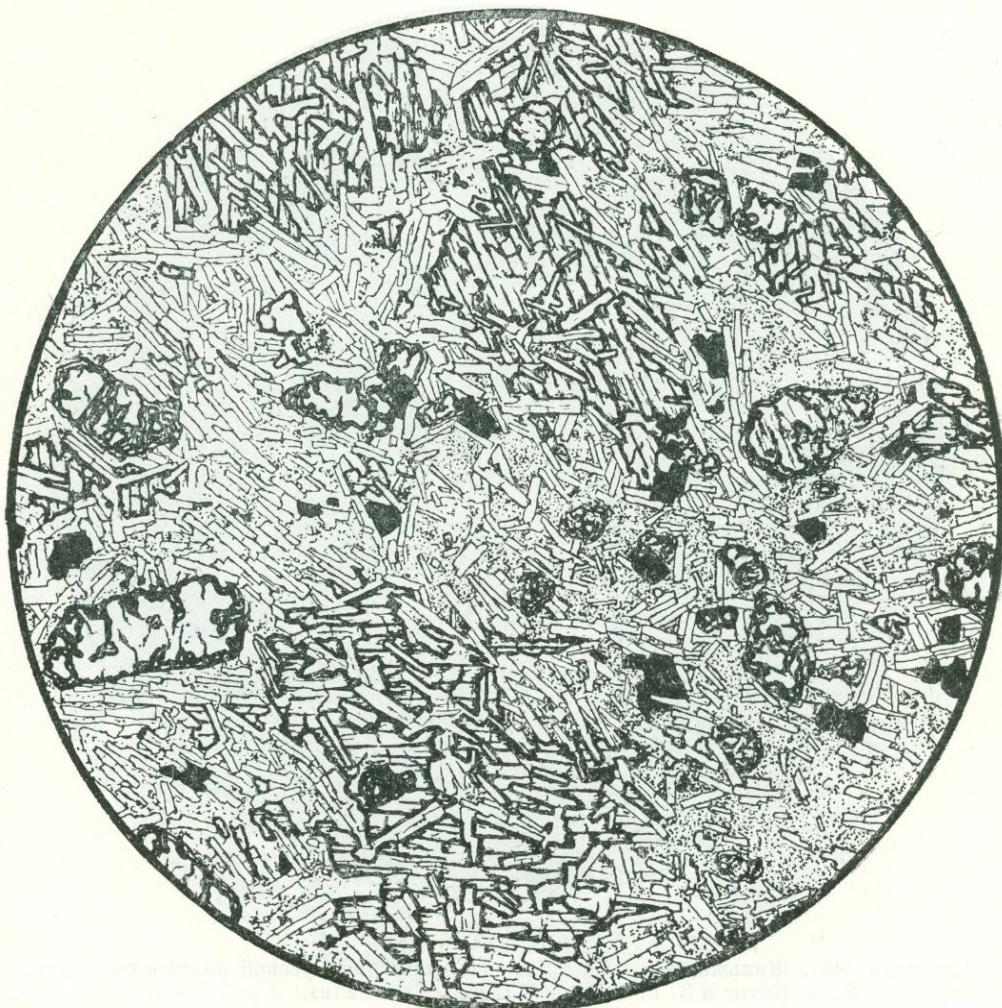
Фиг. 47.

Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 4$ м.м.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и неправильно угловатых участков бурого стекла.

Лейсты и тонкие таблички плагиоклаза расположены беспорядочно; более крупные из них (0,5—0,9 м.м.) играют роль микрофенокристаллов; более мелкие — микролиты — здесь крупнее, чем в других микролитовых структурах (например, в гиалопилитовой). В интерстициях между плагиоклазами кроме скоплений зерен пироксена есть стекло; этим структура отличается от микродолеритовой. Такая структура называется *интерсертальной*; она настолько типична для базальтов, что ее нередко называют *базальтовой*.



Фиг. 48.

Якутия, Вилюйский район. Без анализ.; $d = 4$ м.м.

Рис. В. Заварицкого

Порода состоит из моноклинного пироксена, плагиоклаза, оливина, рудного минерала и основного вулканического стекла.

Структура *порфировая*. Фенокристаллы принадлежат несколько разложенному оливину, а также крупным индивидам пироксена, проросшим тонкими листами плагиоклаза, «диабазово» расположеными внутри пироксена. Такие участки пироксена имеют *микропойкилоофитовую* (размер зерна пироксена около 1 мм, включенных листов плагиоклаза — 0,1—0,3 мм) структуру и выделяются как бы пятнами на фоне гипокристаллической основной массы, состоящей из тонких листов плагиоклаза и стекла и имеющей *интерсергальную* структуру.

ПАЛАГОНИТОВЫЙ ДОЛЕРИТО-БАЗАЛЬТ



Фиг. 49.

Ровенская обл., Жильжа, скв. 142, трапповая формация Русской платформы. Колл. Е. П. Брунс и З. Г. Ушаковой (1962). Без анализ.; $d = 2,4$ мм.

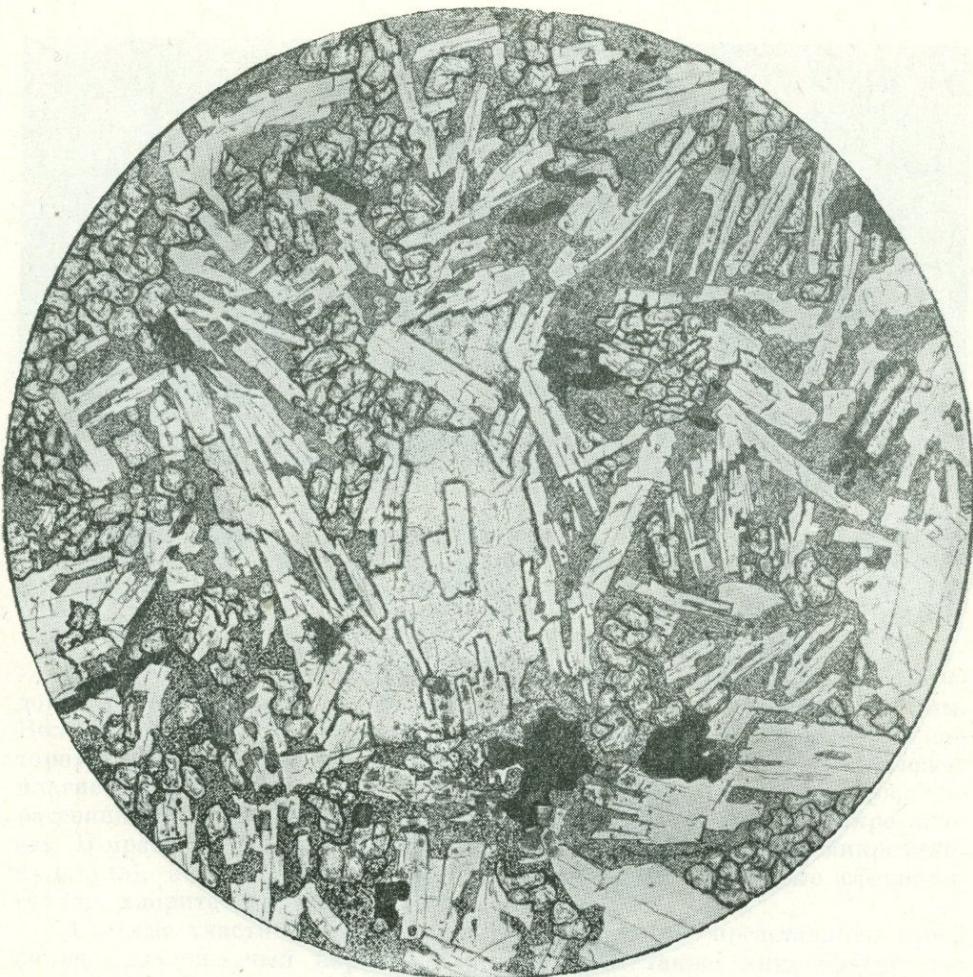
Рис. И. Маликовой

Порода состоит из тонких листов сдвойникованного плагиоклаза, скоплений округлых зерен пироксена — пижонита, палагонита, стекловатого мезостазиса и рудного минерала. Часть листов плагиоклаза выделяется своими большими размерами ($1-1,5$ мм) и придает структуре породы порфировый характер.

Палагонит имеет резкие ограничения и желтовато- или зеленоватобурый цвет различных оттенков в зависимости от степени раскристаллизации, причем светлые тона характерны для более раскристаллизованных участков.

Темные участки между листами плагиоклаза, не занятые скоплениями зерен пижонита или палагонитом, выполнены бурым несколько разложившимся стеклом, проросшим тонкими иголочками апатита и местами дендритами рудного минерала. Наличие изолированных участков стекловатого базиса определяет собой толеитовую структуру породы.

ДОЛЕРИТО-БАЗАЛЬТ



Фиг. 50.

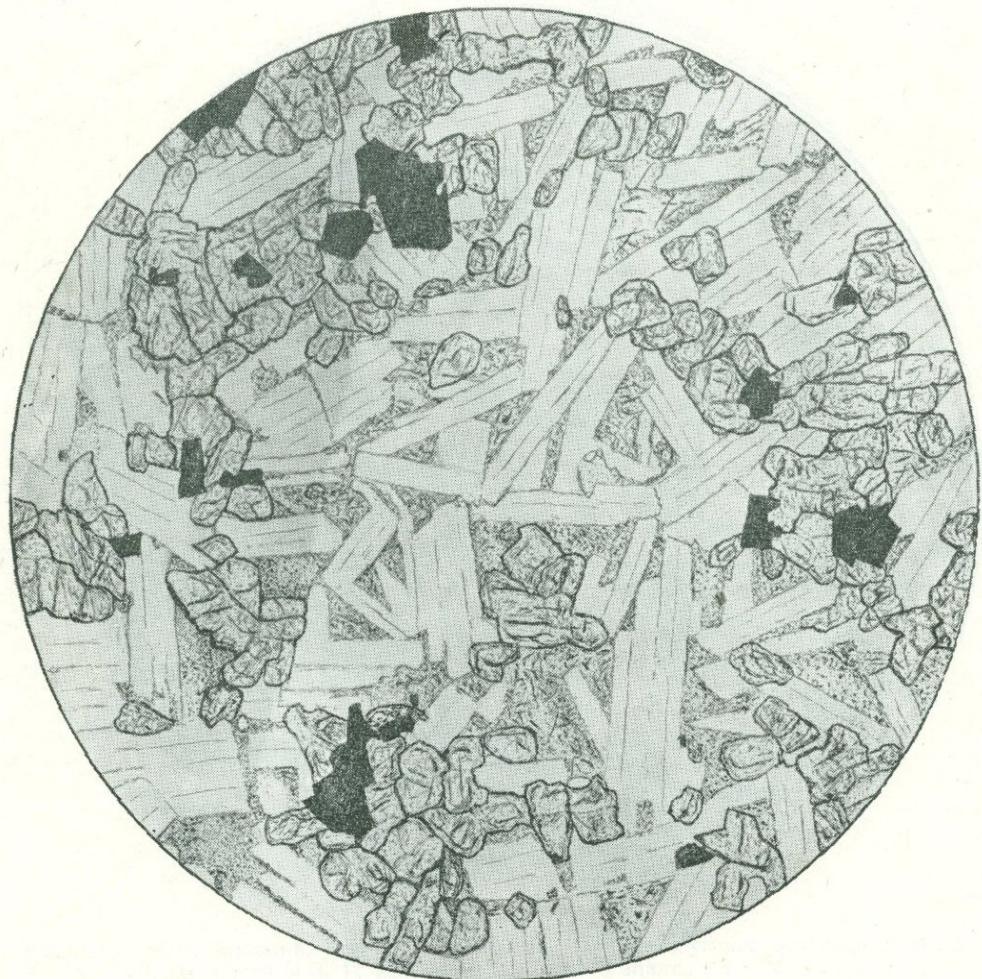
Ровенская область, Жильжа, скв. 142, трапповая формация Русской платформы.
Колл. Е. П. Брунс и З. Г. Ушаковой (1962). Без анализ.; $d = 2,4$ м.м.

Рис. И. Маликовой

Порода состоит из тонких лейст и частично более широких таблиц плагиоклаза, скоплений мелких изометрических зерен моноклинного пироксена, неправильных зерен рудного минерала, анальцима и хлоритизированного стекловатого базиса. Анальцим образует базис в средней части рисунка; он характеризуется очень низким светопреломлением (отрицательный рельеф), благодаря чему включенный в него плагиоклаз резко выделяется. Анальцим окружен узкой зеленой реакционной каемкой.

Наличие между лейстами плагиоклаза замкнутых промежутков, выполненных стеклом, позволяет называть структуру этой породы *толеитовой*.

БАЗАЛЬТ



Фиг. 51.

Юго-Западная Белоруссия, р-н Кобрина, скв. 87, трапцовая формация Русской платформы. Колл. Е. П. Брунс и З. Г. Ушаковой (1962). Без анализа.; $d = 0,7 \text{ м.м.}$

Рис. Н. Леонтьевой

Очень тонкозернистая порода из тонких листов плагиоклаза, скоплений округлых изометричных зерен моноклинного пироксена, рудного минерала и угловатых участков стекла, выполняющего промежутки между минералами и содержащего дендриты рудного минерала. Наличие замкнутых участков стекла определяет структуру как *толеитовую*.

АТАКСИТОВЫЙ АВГИТОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 52.

Карелия, Олонецкая диабазовая формация, гора Соколуха.

Задимствовано у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888).

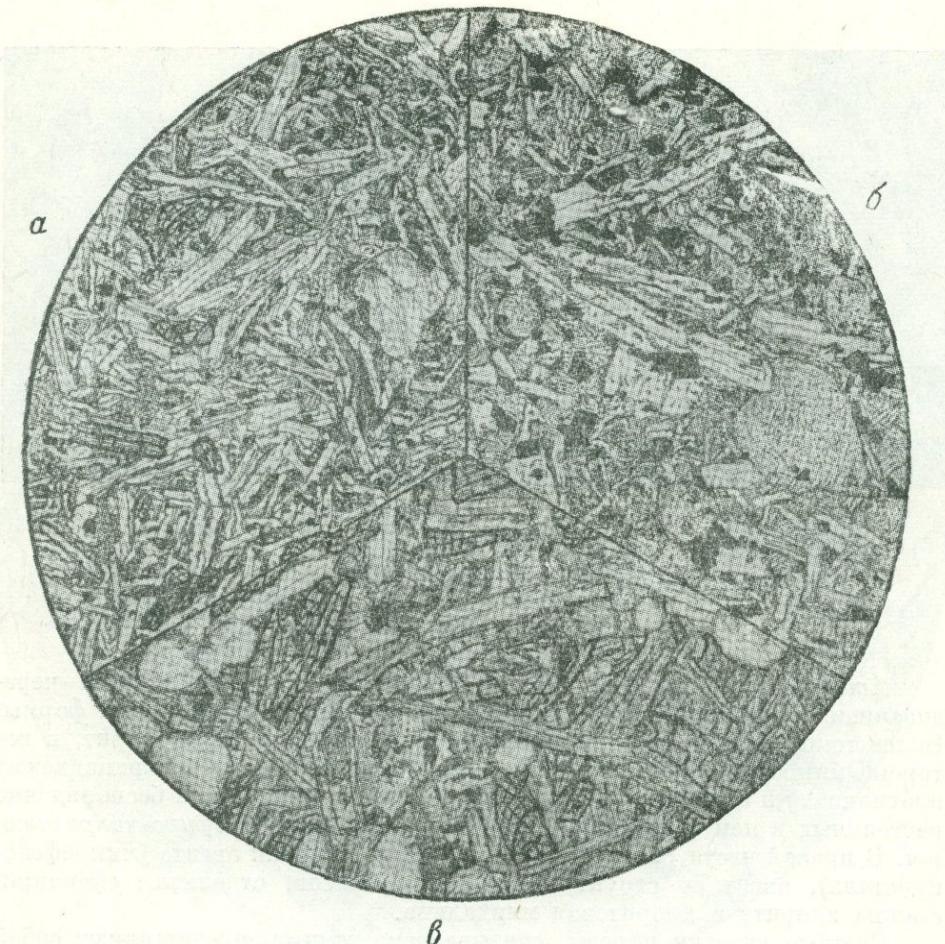
Рис. Р. Полякова

Атакситовая текстура породы обусловлена беспорядочным чередованием более светлых и более темных участков неправильной формы. Более темные участки представляют собой базальтовый порфирит, в котором микрофенокристаллы (размером около 0,15 м.м.) принадлежат плагиоклазу и авгиту, а основная масса состоит из стекла и беспорядочно рассеянных в нем микролитов, т. е. структура ее *витрофирио-микролитовая*. В правой части рисунка в породе видны двойник авгита (микрофенокристаллы), авгит со структурой песочных часов, отдельные сферокристаллы хлорита и хлоритовая миндалина.

Светлые участки породы, связывающие темные, представляют собой сильно разложенный порфирит, обладающий также микробрекчиевым сложением. Фенокристаллы в нем образованы крупными свежими индивидами плагиоклаза и авгита, а основная масса сильно каолинизирована и хлоритизирована и полностью утратила первоначальную структуру.

Переход между светлыми и темными участками породы постепенный и только местами резкий. Возникновение атакситовой текстуры Левинсон-Лессинг связывает с разламыванием начавшей затвердевать лавы и цементацией ее новой порцией изверженной массы.

СПИЛИТ



Фиг. 53.

Оренбургская обл. *a* — поток силурийского возраста в составе сакмарской свиты.
б — поток верхнесилурийского—девонского возраста. Колл. М. Г. Калайтан.

Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

а — порода состоит из тонких и расщепленных лейст альбитизированного плагиоклаза [длиной около 0,3—0,5 мм] и призмочек пироксена, связанных хлоритизированным стеклом. Мелкие неправильной формы миндалины сложены карбонатом (в правой части, близко к центру фигуры). Структура *апоинтерсеральная*.

б — лейсты альбитизированного плагиоклаза в этом спилите крупнее (до 0,5—0,6 мм в длину). Они также расщеплены. В девитрифицированном базисе много рудного минерала и мелких миндалин зеленого хлорита. Структура *миндалекаменная, апоинтерсеральная*.

в — в разложенном буроватом стекле этого спилита видны тонкие расщепленные лейсты альбитизированного плагиоклаза до 0,8—0,9 мм в длину и тонкие призмы моноклинного пироксена, частью собранные в пучки. Изредка (справа внизу) встречаются более широкие призмы пироксена. Структура *миндалекаменная*. Мелкие миндалины образованы карбонатом.

МИНДАЛЕКАМЕННЫЙ СПИЛИТ



Фиг. 54.

Без анализа; $d = 8 \text{ м.м.}$.

Рис. Т. Марениной

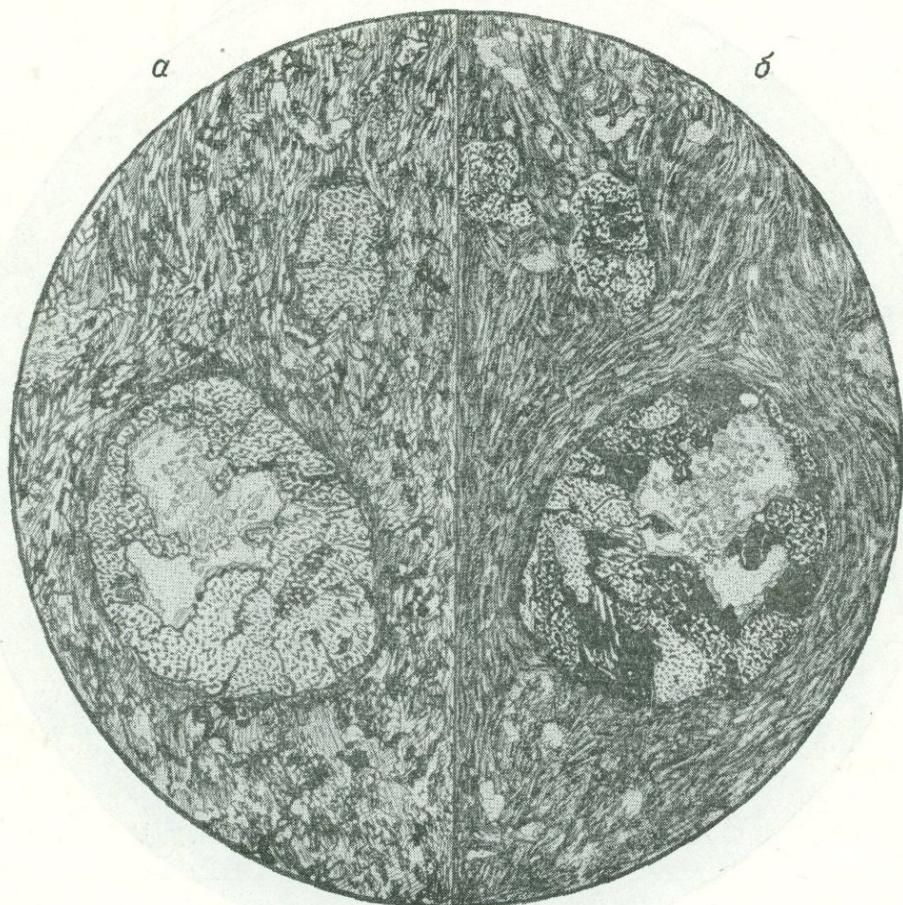
Характерными чертами породы являются: 1) полное отсутствие фенокристаллов, т. е. афировая структура, и 2) обилие миндалин, т. е. миндалекаменная текстура.

Миндалины имеют округлую или неправильную форму и размеры от 1 до 2,5 мм. Они сложены постмагматическими минералами — актинолитом, пренитом, кальцитом, хлоритом. Первым кристаллизуется актинолит, нарастающий щетками тонких призм на стенки пустот; частью он появляется и в середине миндалина, очевидно, образуя выступы на противоположной стенке миндалины. Внутренняя часть миндалина сложена кальцитом и пренитом и реже хлоритом.

Некоторые мелкие миндалины (верхняя часть рисунка) сложены только кальцитом.

Гипокристаллическая основная масса породы состоит из тонких лейст альбитизированного плагиоклаза и девитрифицированного базиса, сложенного хлоритом, тонким агрегатом рудного минерала и лейкококсена. Наблюдаются сегрегации рудного минерала, часто приуроченные к границам миндалинов. Структура спилитовая.

АМФИБОЛ-ЭПИДОТ-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (ЗЕЛЕНЫЙ СЛАНЕЦ)



Фиг. 55.

Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Колл. Н. И. Свитальского.

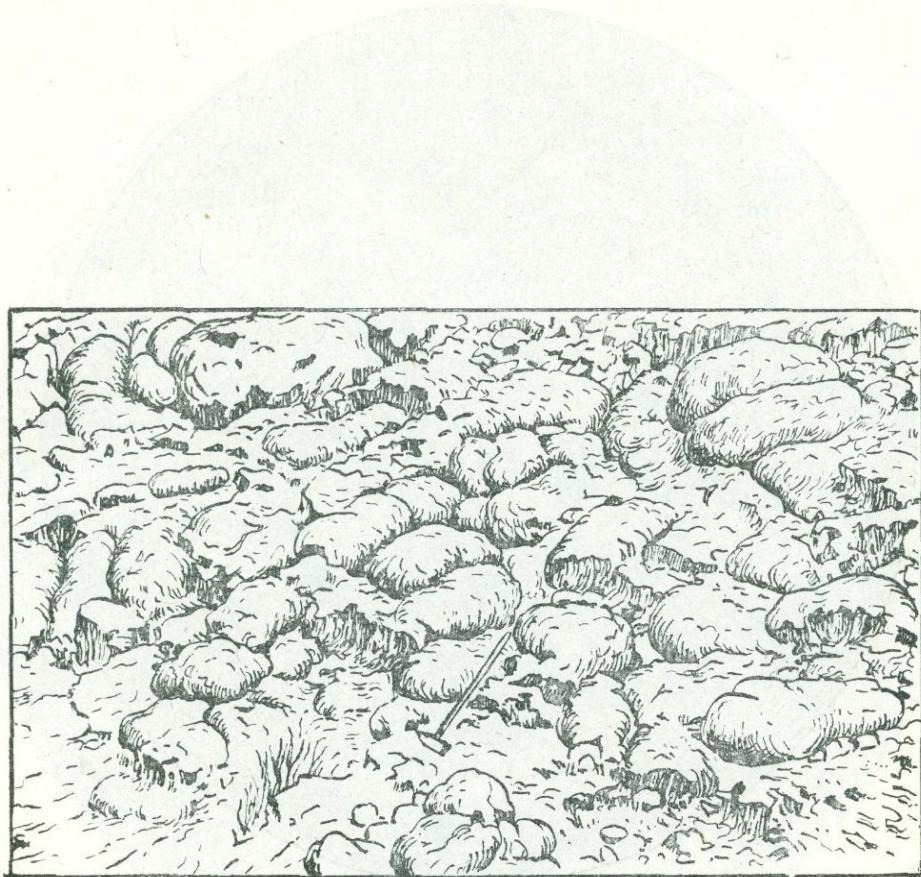
а — без анализ., б — зеркальное отражение левой части в скрещенных николях;
 $d = 2,3$ м.м.

Рис. Б. Толмачева

Порода представляет собой сильно метаморфизованный тонкозернистый амигдалоидный эфузив, вероятно принадлежавший спилитам. От его первоначальной структуры сохранились миндалины размером 0,5—0,8 мм, псевдоморфозы эпидота по фенокристаллам (в верхней части рисунка) и трахитоидное расположение минералов основной ткани. Миндалины сложены крупными зернами эпидота, а также хлоритом и кварцем. Основная ткань унаследовала трахитоидную структуру основной массы исходной породы; минералы ее обтекают миндалины и фенокристаллы. В состав основной ткани входят хлорит, по-видимому замещающий стекло, и в меньшем количестве тонкие призмочки амфибола, зерна эпидота и рудный минерал.

Структура породы типичная *реликтовая бластоамигдалоидная, бластопорфированная и трахитоидная*.

ШАРОВАЯ, ИЛИ ПОДУЩЕЧНАЯ, ЛАВА В СПИЛITAХ

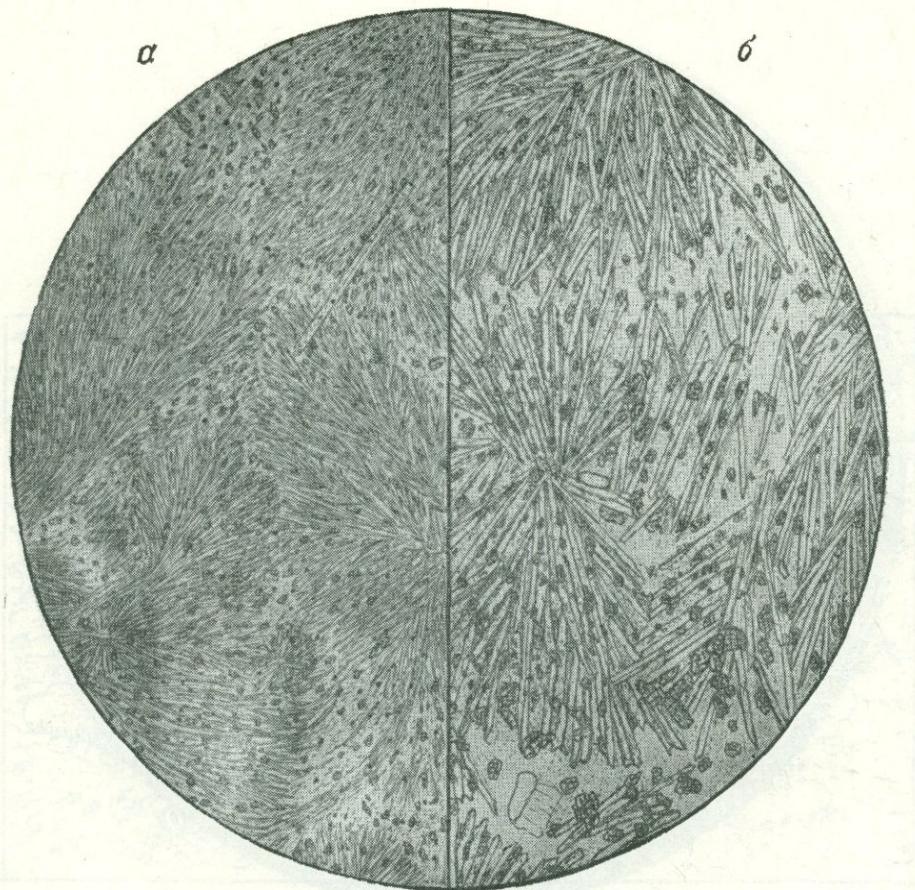


Фиг. 56.

Южный Урал, Блява. Заимствовано у В. А. Заварицкого (1946).

Рис. Р. Полякова

ВАРИОЛИТ



Фиг. 57.

Южный Урал, р-н р. Блявы, дер. Херсонка. Колл. В. А. Заварицкого (1947).

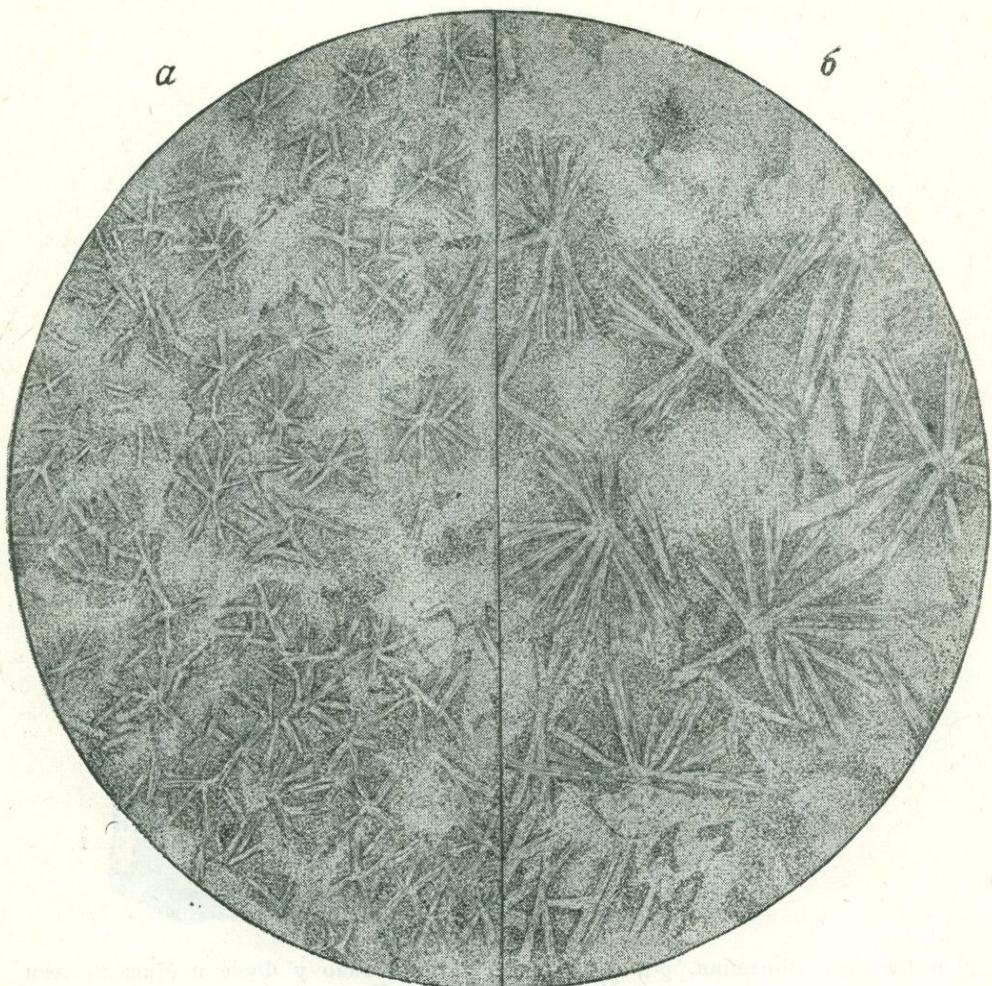
Без анализ.; $a - d = 3,7$ мм, $b - d = 1,3$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке изображен при разных увеличениях почти полностью раскристаллизованный вариолит, состоящий из радиальноволокнистых масс метельчатых пучков тонких игольчатых индивидов альбита. Между его иголочками внутри таких сростков — вариолей — и между вариолиями (т. е. независимо от них) рассеяны отдельные округлые зернышки или скопления зернышек (направо внизу рисунка) широксена, содержащих небольшие включения разложенного стекла. Все кристаллические образования погружены в междувариолиевую стекловатую массу из субмикроскопических продуктов разложения стекла. Фенокристаллов в породе нет.

Изредка встречаются длинные тонкие призмы апатита (в левой части рисунка наверху) и зернышки карбоната (в правой части внизу).

Структура *вариолитовая*. В этой породе вариоли не имеют четких границ, и макроскопически текстура породы *афанитовая*.



Фиг. 58.

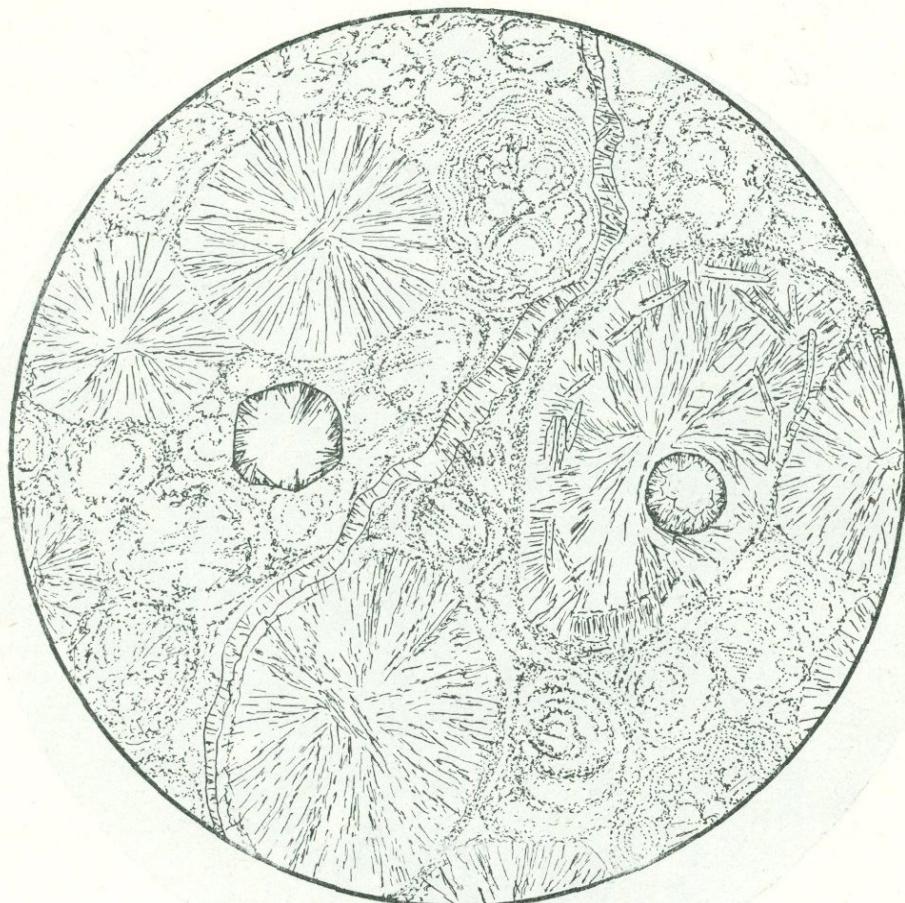
Кавказ, ледник Майли, левая морена, около ледника в 1 км к югу от источника. Казбекский диабазовый пояс. Колл. Л. А. Варданянца (1959). Без анализ.; $a - d = 1,3$ мм, $b - d = 3$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Две разновидности вариолита; одна (слева) с размером вариолей около 0,1 мм, другая (справа) — с размером вариолей около 0,5 мм. Вариоли представляют собой радиальнолучистые сростки индивидов плагиоклаза, растущих в разные стороны и более или менее из одного центра; они не имеют конечных граней и на свободных концах расщеплены вдоль на несколько лучей. Вариоли сидят в аморфном стекловатом базисе более или менее густо и не всегда равномерно. Около вариолей стекло становится более темным, обогащенным не выкристаллизовавшимся цветным материалом, что является следствием выделения из него плагиоклаза вариолей.

Структура породы *вариолито-стекловатая*.

ВАРИОЛИТ



Фиг. 59.

Юго-Восточная Франция, р-н р. Дюранса. Заимствовано у Фуке и Мишель-Леви (Fouquet et Michel-Levy, 1879). Без анализ.

Рис. С. Сергеевой

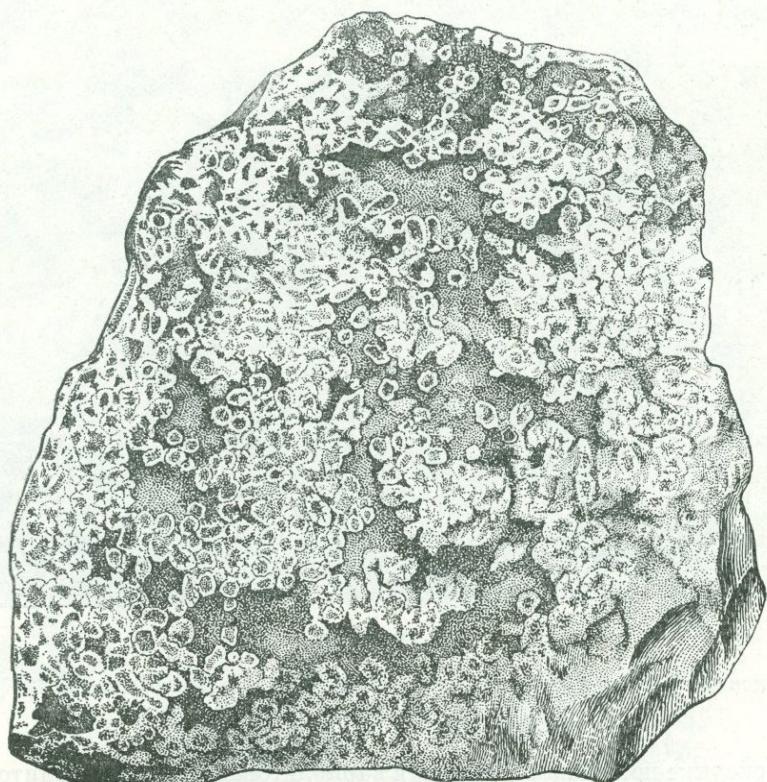
Порода состоит из густо расположенных вариолей радиальноволокнистого строения, связанных основной массой из разложенного стекла, местами с перлитовой отдельностью, местами флюктуационного сложения, подчеркнутым соответствующим расположением мельчайших зернышек пироксена.

Вариоли состоят из волокон и микролитов плагиоклаза, расположенных радиально вокруг некоторого центра, и зажатых между ними мельчайших зернышек пироксена и пластинок актинолита. У края вариолей наблюдаются псевдокристаллы, пересекающие волокна плагиоклаза и представляющие собой полости сжатия, выполненные в процессе кристаллизации. Вокруг вариолей часто видна зеленая хлоритовая оболочка.

В породе наблюдаются пустотки и трещинки, выполненные эпидотом и актинолитом. В большой вариоле (правая часть рисунка) видна небольшая миндалинка.

Структура *вариолитовая*, характеризующаяся четкими границами вариолей.

ВАРИОЛИТ



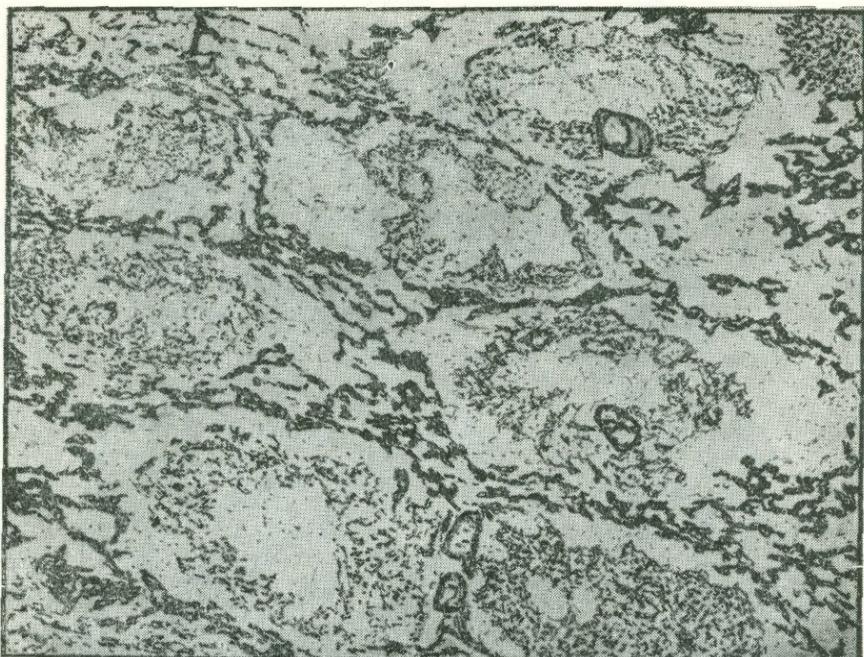
Фиг. 60.

Карельская АССР, Ялгуба. Заимствовано у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга
(1933).

Рис. Б. Толмачева

Внешний вид вариолита из Олонецкой диабазовой формации. В темной основной массе густо и местами неравномерно сидят более светлые вариоли размером 2—3 мм. На рисунке заметно их зональное и в большинстве случаев радиальнолучистое строение. Вариоли сложены перистыми пучками каолинизированного полевого шпата. Основная масса представляет собой девитрифицированное, преимущественно хлоритизированное стекло.

АПОВАРИОЛИТОВЫЙ ЗЕЛЕНЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 61.

Каледониды Южной Норвегии. Заимствовано у Карстенса (Carstens, 1955).

Рис. Н. Леонтьевой

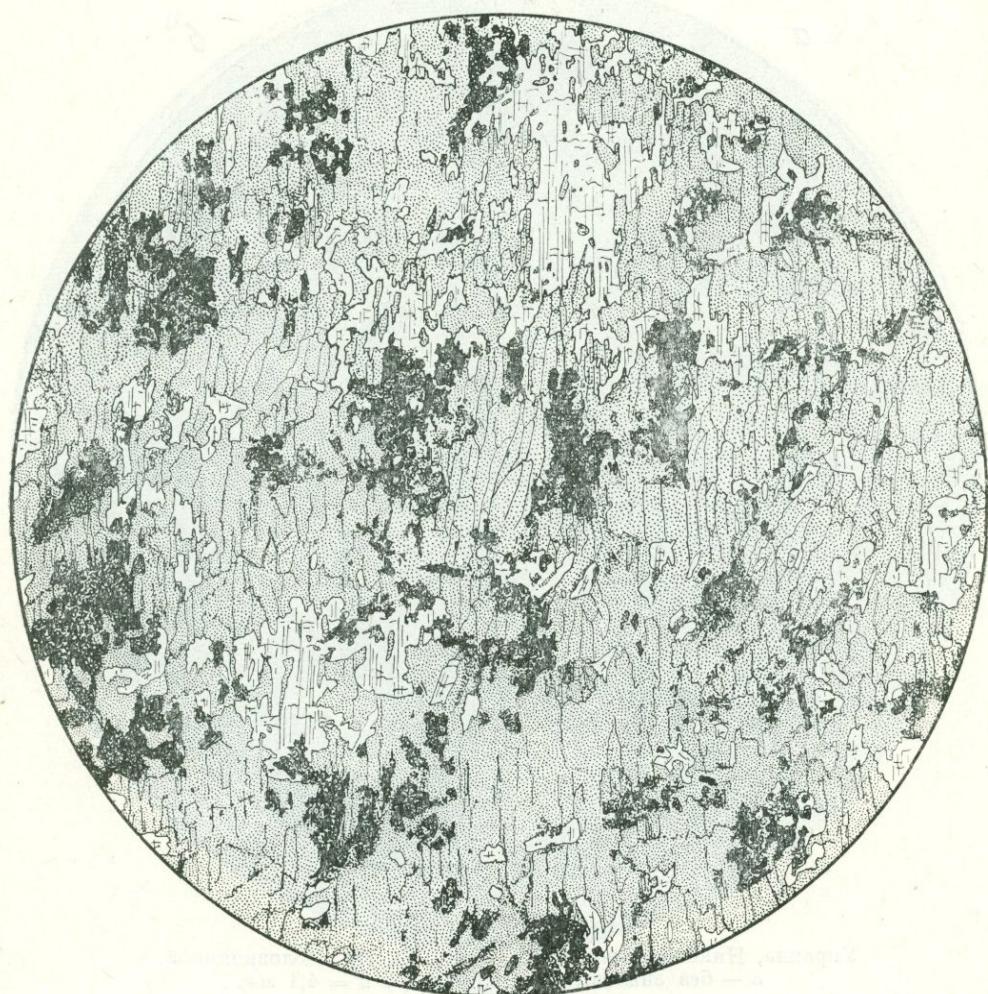
На рисунке показана измененная вариолитовая — аповариолитовая — наружная зона подушки шаровой лавы, представляющая собой в настоящее время зеленый сланец. Вариоли плотно сидят в породе, имеют удлиненную сплющенную форму и размеры 0,3—0,4 мм по длиной оси. Они имеют заметное концентрическое строение и сложены плагиоклазом, частью серицитизированным, и небольшой примесью эпидота.

Промежуточная между вариолями масса состоит из актинолита, хлорита и опаковых рудных частичек.

Структура породы *аповариолитовая*.

Следующая зона подушки имеет такую же структуру, но в вариолях больше эпидота, так как плагиоклаз в них был более основным. Ядро подушки имеет ультраосновной состав и лишено вариолитовой структуры.

АПОДИАБАЗОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 62.

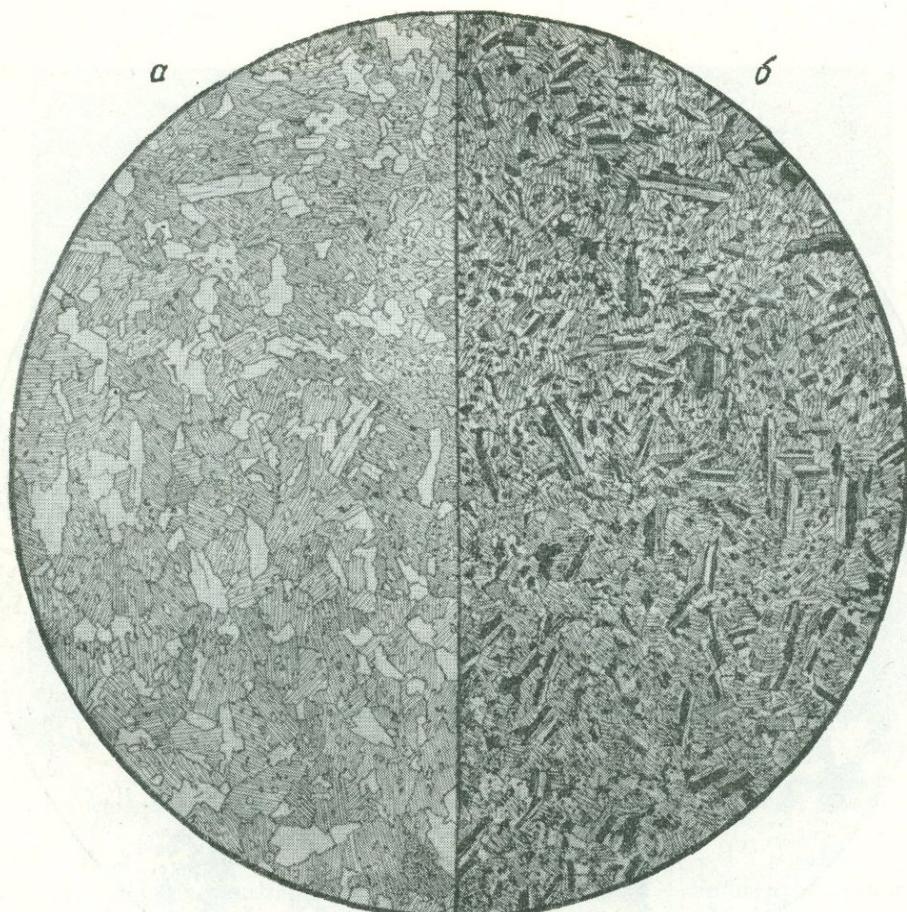
Украина, Среднее Приднепровье, р. Сура, нижнепротерозойская спилитовая формация. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; увел. 100.

Рис. Б. Толмачева

Очень крупнозернистый амфиболит сложен гомоосевыми псевдоморфами роговой обманки по моноклинному пироксену. На фиг.— часть такой псевдоморфозы. Она содержит включения разнообразно ориентированных длинных листов плагиоклаза — андезина, частично замещенного цоизитом.

Структура *пойкилоофитовая*.

АПОДИАБАЗОВЫЙ АМФИБОЛИТ



Фиг. 63.

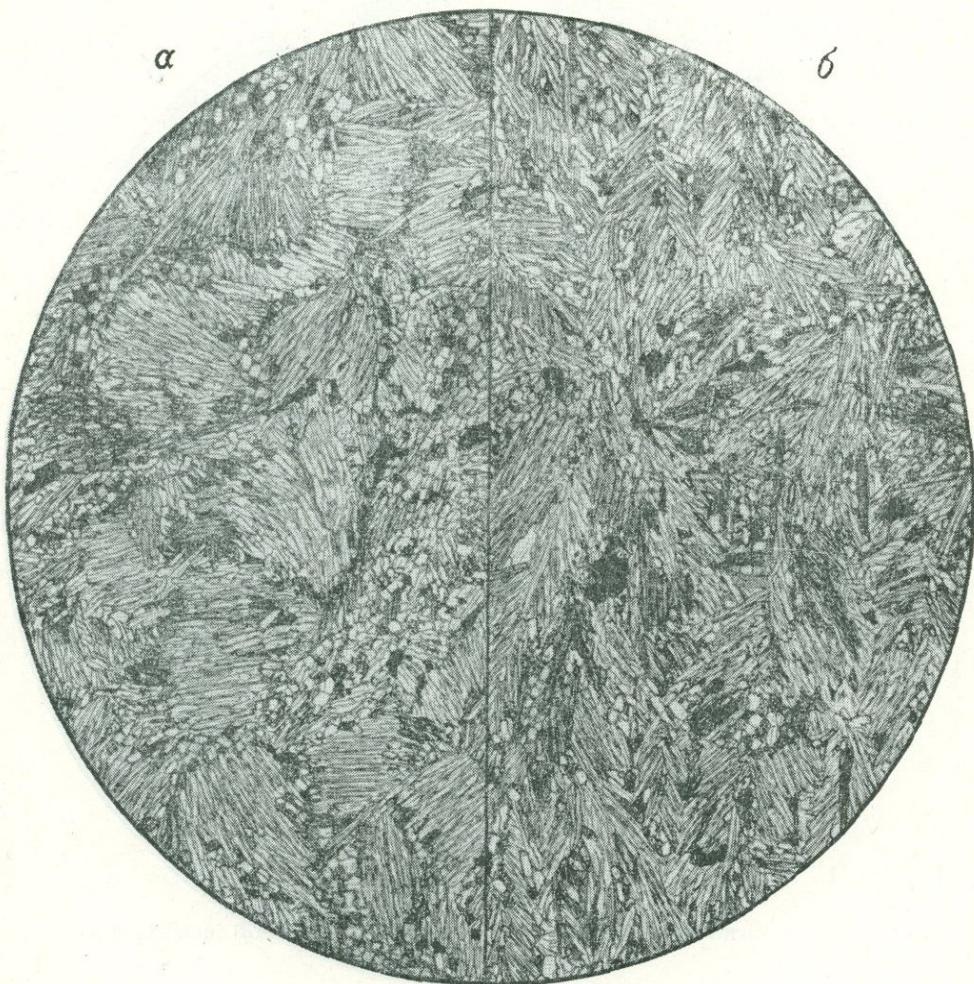
Украина, Никопольский район. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
а — без анализ., б — николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода представляет собой мелкозернистый метаморфизованный диабаз. Метаморфизм ее выражается в том, что первоначальный цветной минерал ее — пироксен — полностью замещен зеленой роговой обманкой. Зерна ее мелкие, ксеноморфные и изометричные, густо сидят в породе, так как они замещают, как известно, не только пироксен, но и плагиоклаз. Внутренняя часть зерен роговой обманки содержит мелкие включения, делающие ее неоднородной; наружная часть — сплошная и включений не содержит; такой характер зерен роговой обманки виден без анализатора, в левой половине рисунка.

При скрещенных николях хорошо выступает лейстовидная форма и характерное для офитовой структуры расположение индивидов плагиоклаза; это определяет структуру породы как *реликтовую офитовую, или бластоффитовую*.

ОРТОАМФИБОЛИТ



Фиг. 64.

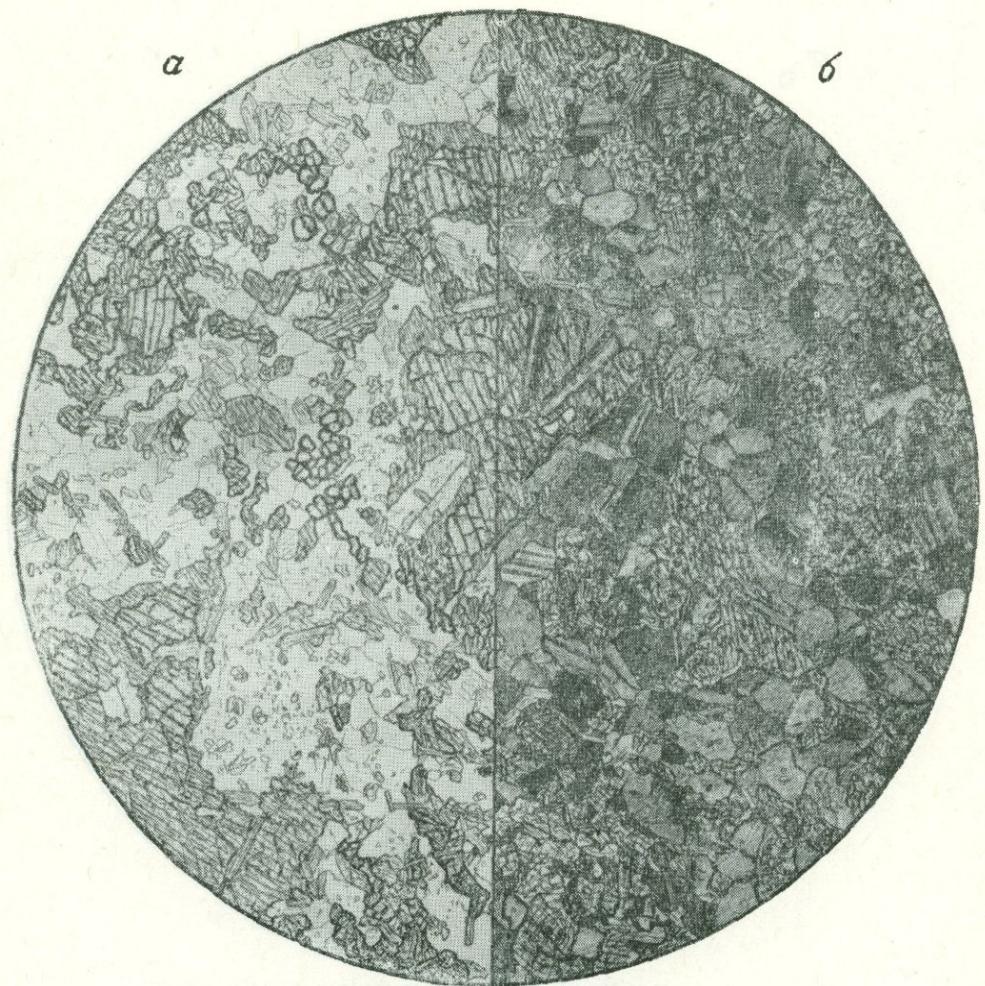
Украина, Среднее Приднепровье, нижнепротерозойская спилитовая формация. Колл.
Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; увел. 40.

Рис. В. Колесниковой

а — ортоамфиболит, в котором роговая обманка образует волокнистые псевдоморфозы по коротким призмам пироксена; плагиоклаз — андезин гранулирован. Роговая обманка частично замещает и плагиоклаз. Структура гранофибробластовая.

б — ортоамфиболит, в котором волокнистые новообразования роговой обманки, заместившей пироксен и частично плагиоклаз, собраны в ветвистые прослоечки. Между ними располагаются прослоечки, богатые гранулированным плагиоклазом. Структура гранонематобластовая.

ОРОГОВИКОВАННЫЙ ДИАБАЗОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 65.

Западный Саян, бассейн р. Амыла. Колл. Д. М. Орлова.

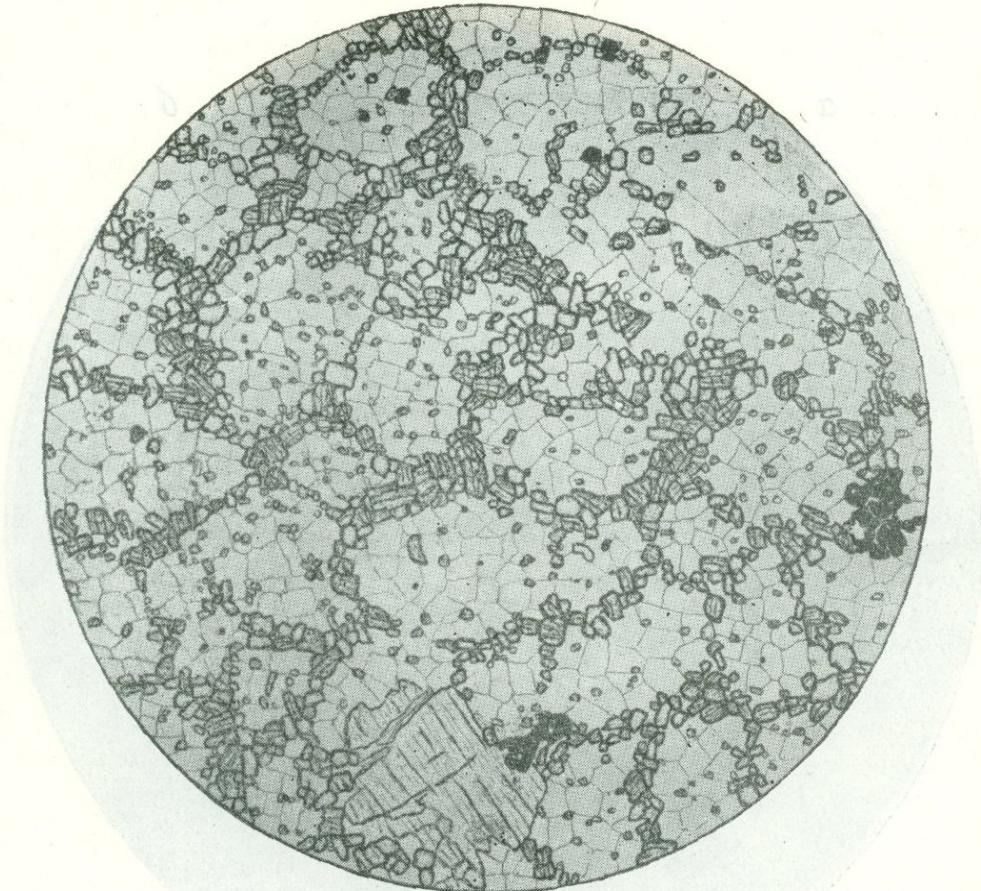
a — без анализ., *b* — николи +; $d = 1,8 \text{ мм}$.

Рис. С. Сергеевой

Порода залегает в контакте с гранодиоритом. Она состоит из моноклинного пироксена, обрастающего и замещающего зеленовато-бурой роговой обманкой, плагиоклаза средней основности, скоплений чешуек биотита, скоплений светлых мелкозернистых масс эпидота (прозрачные зернышки с высоким рельефом) и рудного минерала.

Сохранились реликты *пойкилоофитовой* структуры; крупное зерно пироксена в средней части рисунка включает негранулированные листы основного плагиоклаза (битовнита). Весь остальной плагиоклаз гранулирован и имеет более кислый состав — андезин-лабрадора. Среди участков его наблюдаются скопления мелкозернистых масс эпидота за счет известия, освобождающейся при раскислении плагиоклаза. Появление агрегатов мелкочешуйчатого биотита надо связывать с привносом калия из контактирующего гранодиорита.

Структура породы мелкозернистая *роговиковая* с реликтами *пойкилоофитовой*.



Фиг. 66.

Азербайджан, Кедабек. Колл. Г. И. Керимова. Без ацализ.; $d = 2,1$ мм.

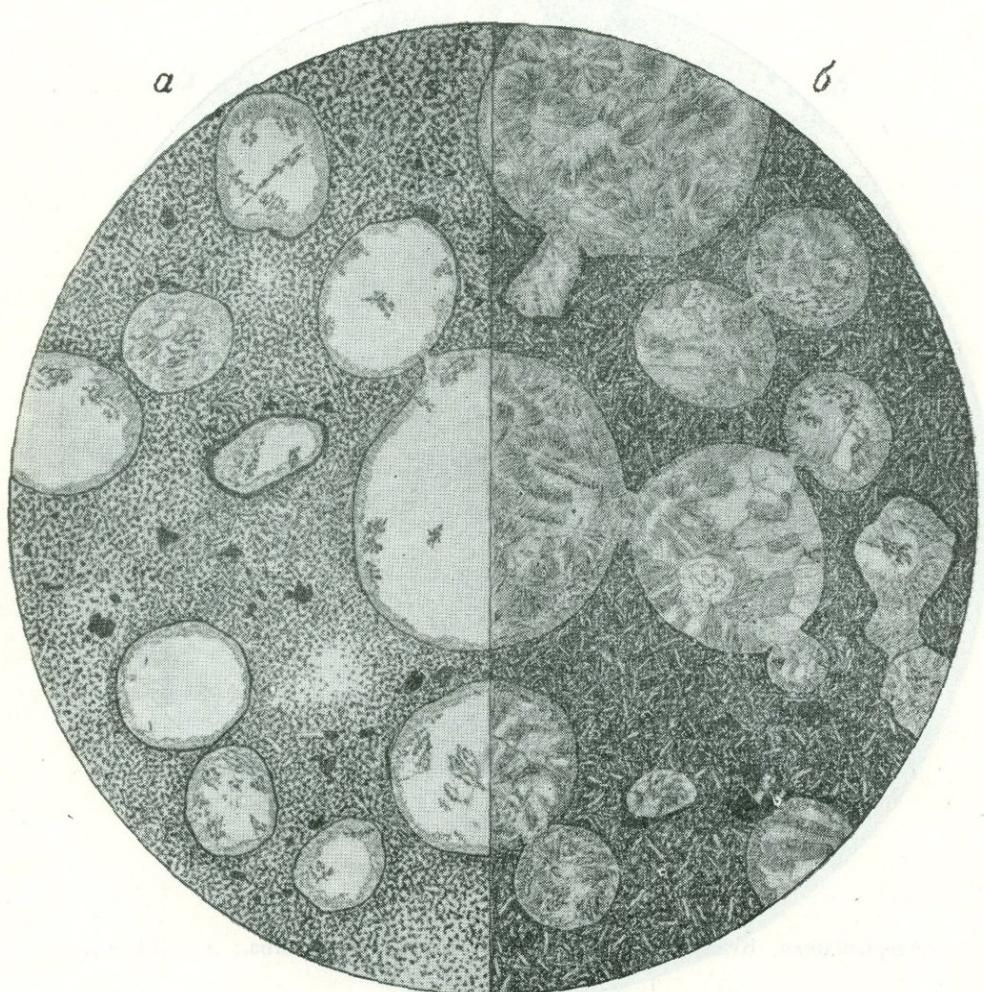
Рис Н. Леонтьевой

Метаморфизованная основная порода, залегающая дайкой и состоящая из основного плагиоклаза — битовнита, зеленого моноклинного пироксена, граната, эпидота и рудного минерала. Видны реликты крупных зерен пироксена (внизу рисунка) и плагиоклаза (справа вверху). Плагиоклаз сильно гранулирован и образует скопления округлой, несколько удлиненной формы, по-видимому, на месте бывших лейст диабазовой структуры. Пироксен также гранулирован и выполняет промежутки между скоплениями плагиоклаза мелкозернистым агрегатом вместе с гранатом или эпидотом. На зарисованном участке шлифа гранат не сохранился, он весь замещен эпидотом (мелкие зерна более прозрачные среди пироксена). Немного рудного минерала.

Особый состав и особая структура этой, несомненно, изверженной породы побудили Е. С. Федорова (1903) дать ей особое название кедабекита, ныне не употребляемое.

Структура породы *гранобластовая, реликтовая диабазовая*.

МИНДАЛЕКАМЕННЫЙ БАЗАЛЬТ



Фиг. 67.

Юго-Западная Белоруссия, р-н с. Медно, скв. 76, траповая формация Русской платформы. Колл. З. Г. Ушаковой (1962).

a — без анализ., *b* — николи +; $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Афировый, т. е. лишенный фенокристаллов, базальт представляет собой стекловатую, гиалопилитовую структуры основную массу, в которой различимы мельчайшие ($0,02$ — $0,01$ мм) иголочки (микролиты) альбитизированного плагиоклаза ($n < 1,54$), расположенные беспорядочно, мелкие и тончайшие пылевидные зернышки рудного минерала и хлорит.

Обильные миндалины являются характерной чертой породы и создают ее миндалекаменную текстуру. Миндалины сложены натролитом и томсонитом, которые в левой части рисунка без анализатора почти незаметны. В скрещенных николях хорошо видно, что они выполняют пустотки, нарастают на их стенки. Снаружи на некоторые миндалины нарастает тонкая железистая пленка. Миндалины передко соединены по 2—3 тонкими проводничками, также выполненнымными цеолитами.

ГИАЛОБАЗАЛЬТ



Фиг. 68.

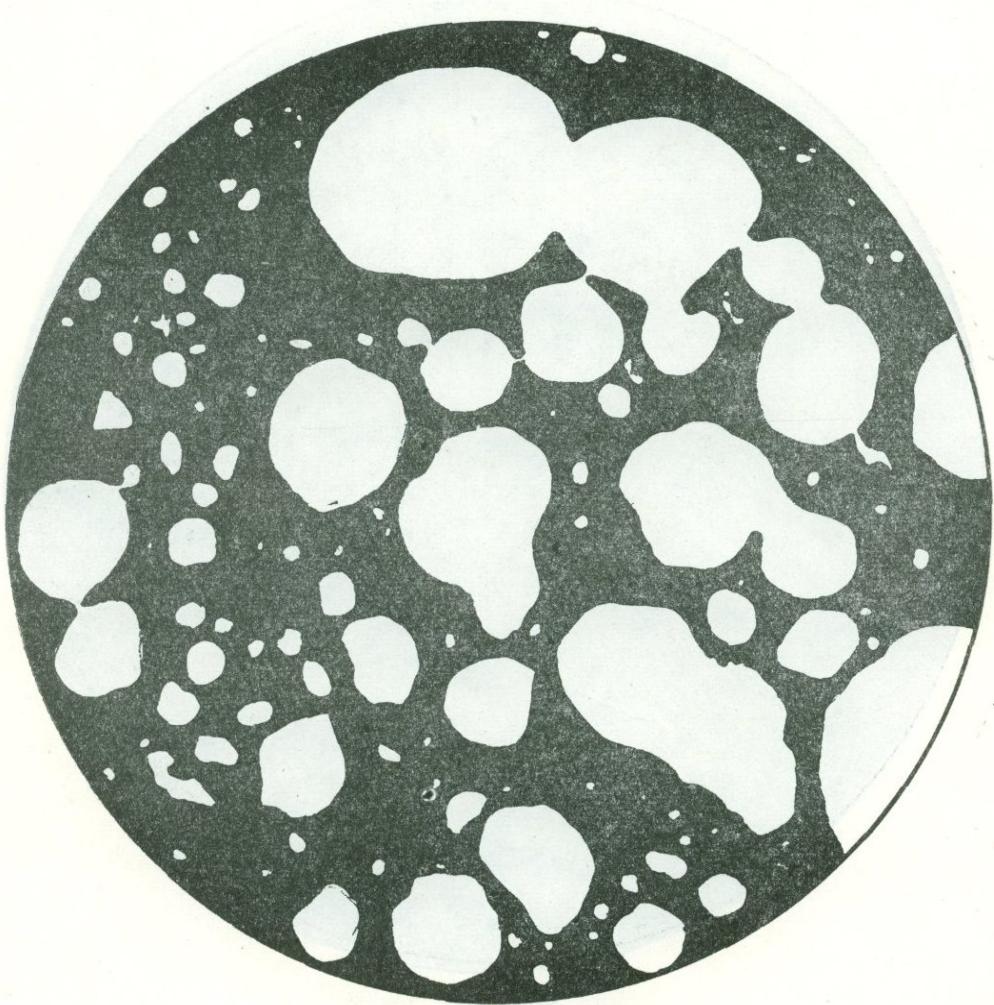
Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из тонких лейстовидных фенокристаллов плагиоклаза и основной массы, представленной аморфным, не действующим на поляризованный свет темно-бурым основным вулканическим стеклом.

Структура породы *витропорфировая* с гиалиновой или стекловатой основной массой. Мелкие пустотки неправильной формы, заполненные чешуйками хлорита, выделяются на фоне темного стекла основной массы, как более светлые пятна.

ГИАЛОБАЗАЛЬТ



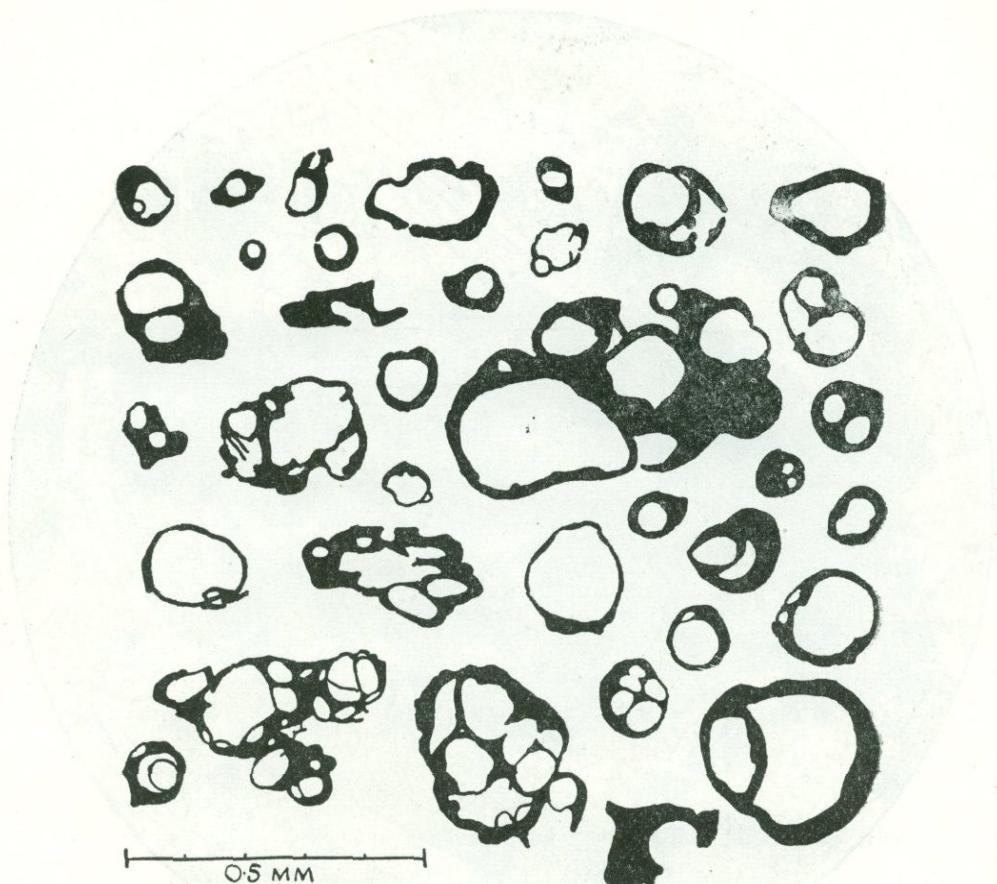
Фиг. 69.

Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 2 \text{ м.м.}$
Рис. Л. Сидоренко

Порода лишена фенокристаллов и состоит только из темно-бурого основного стекла, не действующего на поляризованный свет, т. е. структура ее гиалиновая.

Многочисленные окружные пустотки, различных размеров и частью соединенные друг с другом проводничками или даже сливающиеся, создают пузыристую текстуру породы.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ПУЗЫРЬКИ



Фиг. 70.

Исландия, р-н Скесса, пемзовый базальный слой спекшихся туфов.
Задимствовано у Уокера (Walker, 1962).

Рис. Н. Леонтьевой

Типичные формы базальтовых пузырьков и мелкие обломки базальтовой пемзы из различных частей пемзового базального слоя спекшихся туфов.

БАЗАЛЬТОВАЯ ЛАВА



Фиг. 71.

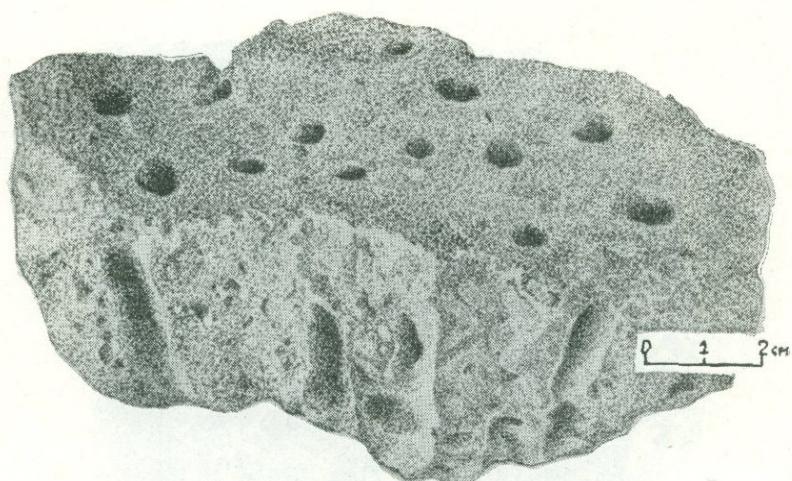
Тургай, Кушмурунский район, Эгинсайский участок, эфузивная толща пермо-триасового возраста. Колл. Е. А. Мазиной. Без анализ.; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

В светло-буром свежем стекле породы заключены длинные тонкие фенокристаллы основного плагиоклаза и более редкие мелкие призмы пироксена. В стекле видны редкие микролиты плагиоклаза и рудного минерала. Наблюдаются крупные и мелкие миндалины аморфные, зональные, сложенные, по-видимому, палагонитом различных оттенков бурого цвета, более темного, чем стекло основной массы; некоторые зоны очень слабо двупреломляют и имеют радиальноволокнистое строение. Из основной массы на миндалины нарастает также палагонит в виде бурых аморфных масс как бы кружевного строения.

Очень интересной особенностью породы является мелкая перлитовая отдельность в стекле, что редко наблюдается в основных породах. Структура породы порфировая с гиалиновой основной массой; текстура миндалекаменная, перлитовая.

ТРУБЧАТЫЕ ПУСТОТЫ В БАЗАЛЬТЕ СО ДНА ЛАВОВОГО ОЗЕРА

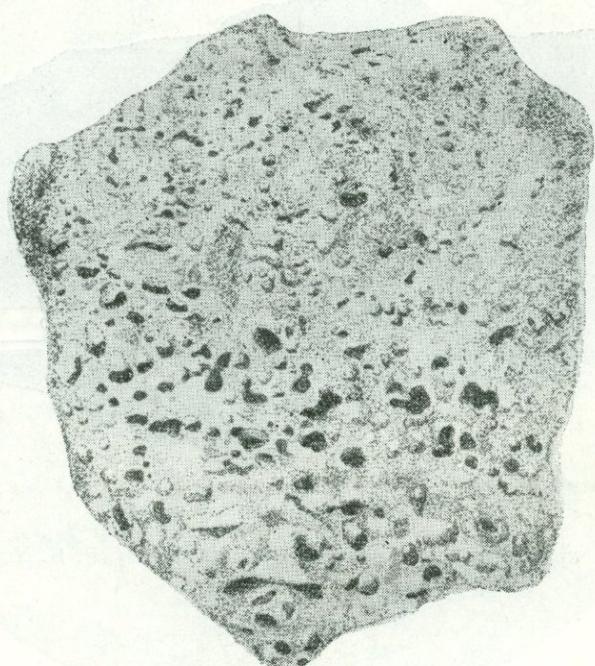


Фиг. 72.

Колымский край, Анюйский вулкан. Занимствовано у Е. К. Устинова (1961).

Рис. Р. Полякова

ПУЗЫРИСТАЯ ТЕКСТУРА БАЗАЛЬТА



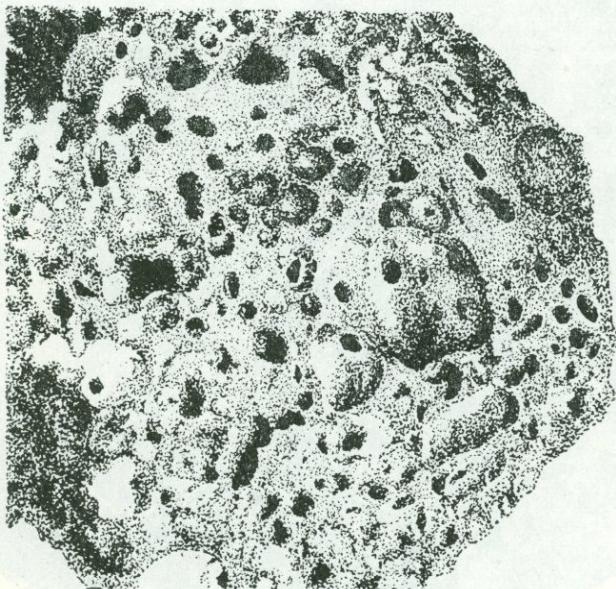
Фиг. 73.

Колымский край, Аниойский вулкан. Заимствовано у Е. К. Устинева (1961), умен. в два раза

Рис. Р. Полякова

На рисунке видна граница между тонко- и грубозернистым базальтом трещинного потока.

ГРУБОПУЗЫРИСТЫЙ БАЗАЛЬТ



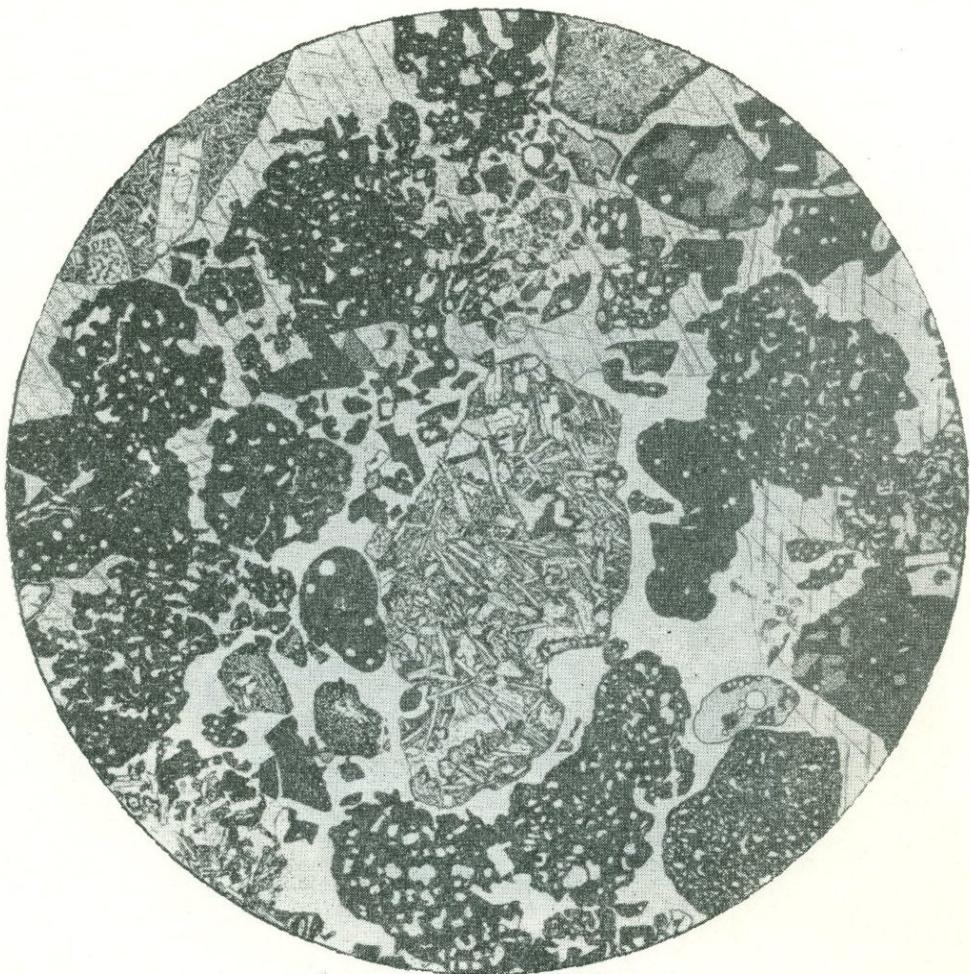
Фиг. 74.

Колымский край, Анюйский вулкан. Заимствовано
у Е. К. Устиева (1961).

Рис. Р. Полякова

На рисунке видны отверстия на стенках крупных пузырьков и остеклованная блестящая поверхность пузырьков. На внутренней поверхности пузырьков имеется тончайшая (сотые доли миллиметра) стекловатая корочка, свидетельствующая об охлаждающем влиянии газа на стенки пузырьков.

БАЗАЛЬТОВЫЙ ТУФ



Фиг. 75.

Волынская область, Бережцы, скв. 2944, трапповая формация Русской платформы.
Колл. З. Г. Ушаковой (1962). Без анализ.; увел. 20.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из округлых обломков размером до 3—3,5 мм и более мелких неправильных осколков пузыристых витрофировых базальтов, лимонитизированных шлаковых образований, свежих базальтов различной степени раскристаллизации. Мелкие осколки представлены стеклом, лимонитизированным или замещенным минералом сапонитовой группы. Связующая масса — анальцим или карбонат в крупных зернах.

Структура породы *литовитрокластическая*; структура участков крупных зерен карбоната с включением многочисленных обломков может быть, кроме того, названа *пойкилокластической*.

БАЗАЛЬТОВЫЙ ТУФ



Фиг. 76.

Юго-Западная Белоруссия, р-н с. Медно, скв. 76, трапповая формация Русской платформы. Колл. З. Г. Ушаковой (1962). Без анализ.; $d = 3,7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из обломков вулканического стекла размером (в среднем) около 1 мм, округлой, угловатой или неправильной формы, соприкасающихся друг с другом и, по-видимому, спекшихся.

Границы обломков не везде ясны; нередко они выявляются лишь по отличию их внутренней структуры от структуры соседних обломков. На границе обломков местами развиваются миндалины извилистой неправильной формы, обусловленной границами соприкасающихся обломков; миндалины сложены мелкочешуйчатым зеленым хлоритом, а по периферии — иголочками рудного минерала.

Стекловатые обломки состоят из неправильных изогнутых и остроугольных мелких осколков прозрачного сапонитизированного стекла, рудных частичек и буроватых разложенных частичек, погруженных в буроватое стекло. Таким образом, в породе отмечается две генерации вулканического стекла.

Изредка встречаются угловатые обломки пелитизированной микропойкилитовой основной массы. Структура *литовитрокластическая*; текстура *миндалекаменная*; структура обломков *витрокластическая* и реже *микропойкилитовая*.

БАЗАЛЬТОВЫЙ ВИТРОКЛАСТИЧЕСКИЙ ТУФ (ГИАЛОКЛАСТИТ)



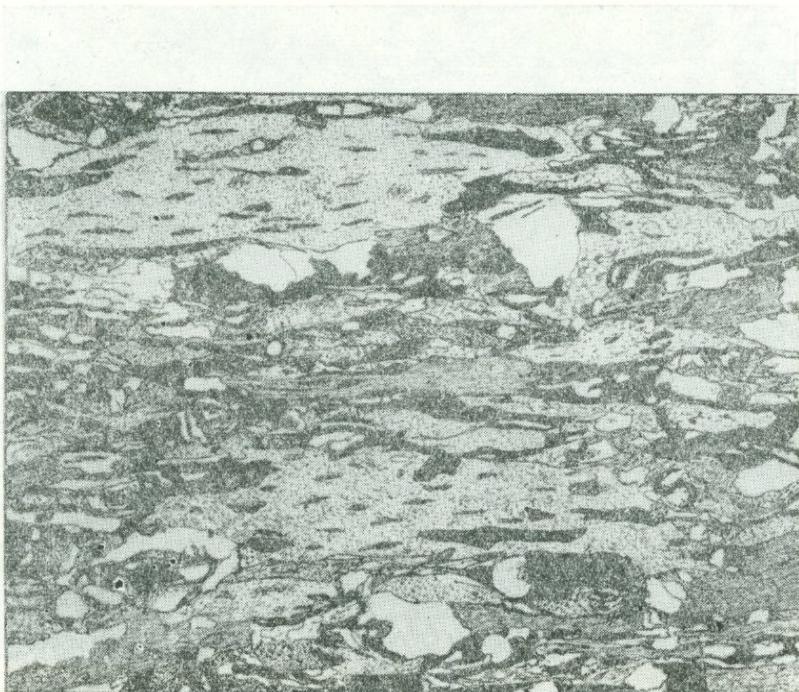
Фиг. 77.

Юго-Западная Белоруссия, р-н с. Медно, скв. 76, трапповая формация Русской платформы. Колл. З. Г. Ушаковой (1962). Без анализ.; $d = 5,8$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из плотно сидящих и, по-видимому, спекшихся обломков и неправильных осколков и черепков стекла, в большинстве случаев замещенного светло-зеленым сапонитом и частично лимонитизированного. Все стекловатые частицы имеют как бы кант — оболочку из более высокодвупреломляющего (белые и светло-желтые цвета) радиально-волокнистого минерала тоже с отрицательным удлинением (хлорит?).

В более крупных обломках видны многочисленные округлые или овальные включения, представляющие собой сферолиты светло-зеленого низкодвупреломляющего (серые цвета интерференции) вещества с отрицательным удлинением; по периферии сферолит также имеет кайму бесцветную и более высокодвупреломляющую, радиального строения и частично замещается бурыми или черными окислами железа. Структура породы *витрокластическая*.

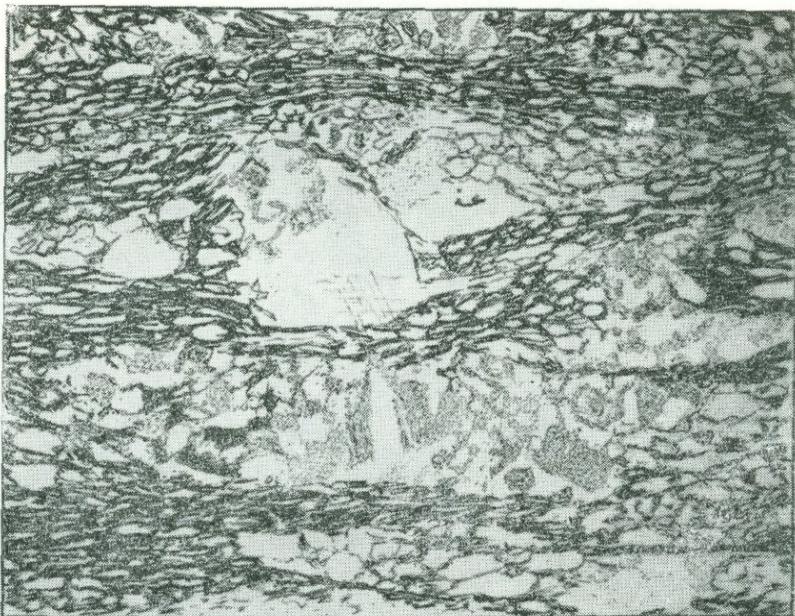


Фиг. 78.
Германия (ФРГ), округ Верхний Лан, с. Вирбелгау, верхи среднего девона. Задимствовано у Х. Хентшеля (Hentschel, 1961). Анишлиф; увел. 5.

Рис. Н. Леонтьевой

На поверхности породы, перпендикулярной ее сланцеватости, видны плоские линзовидные лапиллы стекла (светло-серое на рисунке), в которых цветные минералы образуют черные прерывистые полоски по длине линз. Известково-глинистая связующая масса (темно-серое и черное) огибает лапиллы. Светлые более или менее изометричные зерна — крупные кристаллические зерна кальцита, не затронутые деформациями. Структура породы *шальштейновая* — *литокластическая*; текстура *параллельно-линзовая*.

ШАЛЬШТЕЙН



Фиг. 79.

Германия (ФРГ), округ Верхний Лан, с. Лангхекке, верхи среднего девона. Задимствовано у Х. Хентшеля (Hentschel, 1961). Без анализ.; увел. 7.

Рис. Н. Леонтьевой

В шлифе, перпендикулярном сланцеватости породы, видно, что пузыристые обломки стекла вытянутые в длинные тонкие линзы (темные полосы на рисунке). О степени растяжения можно судить по форме пузырьков в них, то совершенно круглых, то сильно растянутых. Крупные пузыри выполнены кальцитом и избежали сплющивания.

Зерна и агрегаты зерен кальцита в связующей массе выделяются в виде «очков». В них видны двойники и залеченные кальцитом же трещинки катаклаза. Так создается свилеватая текстура особого генезиса, в которой пленки—свили образованы наиболее древним материалом породы, т. е. пирокластами стекла, растянутыми в пленки.

Структура породы *шальштейновая*.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ШАЛЬШТЕЙН

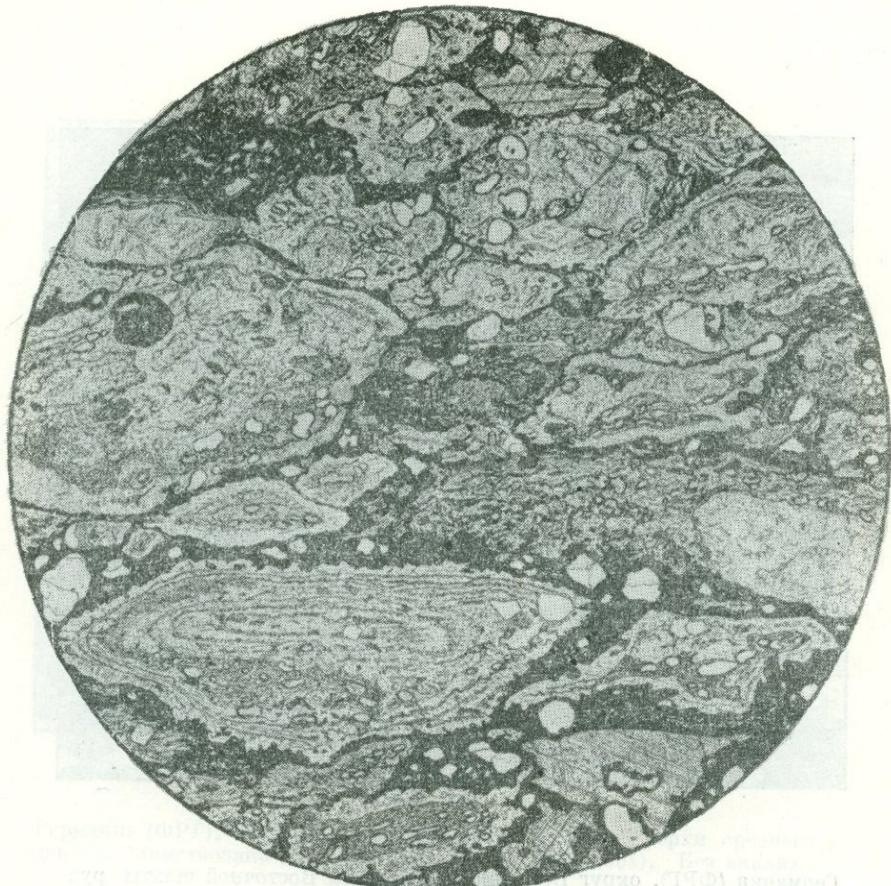


Фиг. 80.

Германия (ФРГ), округ Верхний Лан, отвалы Восточной шахты рудника Кенигсцуг. Заимствовано у Х. Хентшеля (Hentschel, 1961). Без анализ.; увелич. 80.

Рис. Н. Леонтьевой

Вверху и внизу рисунка видны большие пятнистые зерна полевого шпата. Между ними находится сплющенная обтекающая их пузыристая хлоритовая масса, темная вследствие большой примеси лейкоксеновой пыли. Пузырьки в ней (белое среди черного) деформированы в различной степени; частью они почти круглые и выполнены кальцитом, частью сильно вытянуты. В левой средней части рисунка виден участок связующей массы из мелкочешуйчатого хлорита без лейкоксеновой пыли. Структура породы *кристаллокластическая, шальштейновая*.



Фиг. 81.

Кировская область, Белохолуницкий район, Сырянинская площадь, скв. 8, отложения среднего девона Русской платформы. Колл. З. Г. Ушаковой. Без анализа; $d = 4,3 \text{ мм.}$

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из субпараллельно ориентированных вытянутых и расплющенных обломков основного стекла и основной массы пород с псевдоморфозами тонкочешуйчатого талька по удлиненно-округлым фенокристаллам (оливина или циркония?). В обломках стекла хорошо заметна (нижняя часть рисунка) концентрическая зональность с уплотненной внешней зоной и пузыристой средней частью. Пузырьки частично сохраняют свою круглую форму, частично же вытянуты в узкие полости.

Изредка наблюдаются обломки непрозрачного пузыристого шлако-подобного материала, в котором пустотки выполнены зеленым крипточешуйчатым хлоритом (?).

Связующая масса темная, бурая и преимущественно бесструктурная. Местами (вверху и внизу рисунка) в ней растут крупные неправильные зерна буроватого карбоната. Многочисленные кластические зерна кварца имеют, вероятно, терригенное происхождение. Структура породы *литовитрокластическая*; текстура — *параллельно-линзовая*. Сочетание такой структуры придает породе типичный характер шальштейна.

ГРУППА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Структуры ультраосновных изверженных пород, не измененных последующими процессами, очень просты и однообразны, тем более, что жильные и эфузивные разновидности этих пород встречаются редко.

Для интрузивных перкнитов (под таким названием А. Н. Заварецкий вслед за Тернером объединяет пироксениты и горнблендиты), а также перidotитов наиболее характерной является панидиоморфнозернистая структура (фиг. 82, 85, в), иногда переходная к гипидиоморфнозернистой (фиг. 85, а), или даже гипидиоморфнозернистой (фиг. 87). Очень часто наблюдается пойкилитовая структура, свойственная преимущественно крупнозернистым породам и преимущественно перidotитам (фиг. 84, а, 85, б, 86, 88, 89). На фиг. 86 изображен штуф очень крупнозернистого гарцбургита комплекса Стиллуотер в Монтане, пойкилитовая структура которого хорошо видна невооруженным глазом, так как ойлокристаллы бронзита в нем достигают 3—5 см. Роговообманковые перidotиты (шрисгеймиты) также обладают пойкилитовой структурой (фиг. 88, 89). Хадакристаллами во всех этих породах являются идиоморфные индивиды оливина, и генезис таких структур связывается с выделением его, более ранним, чем выделение вмещающих крупных призм пироксена или роговой обманки.

Породам, богатым рудным минералом — магнетитом, титаномагнетитом, — свойственна сидеронитовая структура (фиг. 83), которая может быть развита по всему шлифу (т. е. на незначительном протяжении породы) или только в отдельных участках породы, среди панидиоморфнозернистой структуры (фиг. 84, справа).

Неизмененным оливинитам и дунитам свойственны также панидиоморфнозернистая (фиг. 90) и сидеронитовая структуры. Однако эти породы очень легко поддаются серпентинизации, причем их первоначальная структура изменяется в петельчатую, нередко с участками тонковолокnistой (фиг. 91).

Очень интересные структурные и текстурные черты наблюдаются в расслоенных ультраосновных — основных интрузиях, детально изученных рядом авторов (Wager, Brown and Wadsworth, 1960; Wadsworth, 1961; Upton, 1961; Jackson, 1961; Орлов, 1963), которые трактуют их как результат гравитационной дифференциации, т. е. оседания выделившихся кристаллов и дальнейшего роста их на дне магматической камеры, при

взаимодействии с остаточным расплавом или без такового. Частая смена слоев с различными количественными и структурными соотношениями минералов в этих породах побудила авторов (Wager, Brown and Wadsworth, 1960), кроме общепринятых названий пород по их минеральному составу и структуре, разработать для них особую терминологию, отражающую зависимость структуры и ее деталей от способов и стадий накопления кристаллов, т. е. образования различных кумулатов. Вводятся новые термины: «кумулат, ортокумулат, мезокумулат, адкумулат, гетеродакумулат». Объяснение содержания этих терминов изложено нами в «Кратком очерке истории развития учения о структурах» (ч. I.). На фиг. 92 и 93 приведены схемы соотношения главных минералов в различных кумулатах, заимствованные из работы Л. Р. Уэджера, Г. М. Брауна и У. Д. Уодсворта (Wager, Brown and Wadsworth, 1960).

На фиг. 94, заимствованной у Э. Д. Джексона (Jackson, 1961), показаны текстура и структура тонкослоистой породы — оливинового хромитита и дунита из ультраосновной зоны комплекса Стиллуотера в Монтане. В породе видна частая и четкая, хотя и не всегда резкая, смена ультраосновных слоев различного минерального состава. Смена слоев нередко обусловлена только размерами зерен одного из минералов, например оливина в оливиновом хромитите Стиллуотера, изображенном на фиг. 95.

Формы минералов раннего выделения позднее могут нарушаться вследствие реакционных соотношений их с интерпреципитантной магмой с образованием новых минералов в виде ойлокристаллов; так создаются участки пойкилитовой структуры (фиг. 96).

Некоторые особые черты показывают породы слоистого ультраосновного комплекса юго-западной части о. Рум (Внутренние Гебридские острова). В составе ритмично слоистой толщи здесь участвуют очень крупнозернистые, существенно оливиновые прослои, получившие название гарризитовых. Мощность их от 5—10 см до 1—3 м; такова же мощность и разделяющих их прослоев нормального кумулата. На фиг. 97 и 98 изображено соотношение двух крупнозернистых гарризитовых прослоев и разделяющего их прослоя нормального кумулата. На фиг. 99 и 100 приведены продольный и поперечный разрезы части крупного гарризитового зерна оливина.

На фиг. 101 показана структура серпентинизированного гарризита из Златогорского массива Северного Казахстана. Порода эта богаче плагиоклазом, чем гарризиты о. Рум, описанные Уодсвортом (фиг. 97, 98, 99, 100), и является переходной к троктолитам (фиг. 3, 4), однако гарризитовая структура ее проявлено достаточно отчетливо.

На фиг. 102 и 103 иллюстрированы полосчатые текстуры уральских ультраосновных пород — перидотита Рай-Иза, в котором такситовое сложение, по А. Н. Заварицкому, является результатом условий его кристаллизации, и дунита Войкар-Сынгинского массива, в котором, по наблюдениям Г. М. Виноградской, полосчатость вызвана перераспределением серпента в процессе рассланцевания.

Наложенные процессы весьма значительно изменяют структуры ультраосновных пород, причем изменения эти различны в разных условиях. Высокотемпературные изменения, которые испытывают перидотиты (лерцолиты, вебстериты), включенные в кимберлите трубки «Обнаженной» (бассейн р. Оленека), проявляются в развитии в них граната — пиропа. Гранат замещает пироксен, вдаваясь в него по трещинам отдельности и спайности, обрастаю зерна его наподобие венца и даже образуя целые гранатовые скопления и жилки. Структура таких пород (фиг. 104, 105, 106) аллотриоморфнозернистая с чертами реакционной и венцовой.

В зоне гранитизации пироксениты также изменяют свою панцидиоморфнозернистую структуру благодаря развитию в них несколько более низкотемпературных минералов, содержащих гидроксильную группу. Например, крупнозернистые гиперстениты районов магнитных аномалий

Корсак Могилы и Каменной Могилы в Приазовье показывают замещение гиперстена куммингтонитом и зеленым биотитом (фиг. 107).

При отсутствии щелочей проявляется только куммингтонитизация и окварцевание, и породы по своему минеральному составу и структуре приближаются к куммингтонитовым железистым кварцитам. На фиг. 108 показана начальная стадия этого процесса, на которой крупные зерна гиперстена подвергаются коррозии и замещаются округлыми мелкими зернами кварца; так создается особая пойкилобластовая структура замещения, при которой ойлокристалл является более ранним минералом, а включения — хадакристаллы — оказываются не более ранними, а, наоборот, более поздними. Их округлые субдиоморфные формы характерны для метасоматических новообразований. Эта структура по своему генезису отлична от пойкилитовых структур, образующихся при кристаллизации пород из магмы и относится к группе бластических, или бластовых, структур. При окварцевании железо не выносится из породы, а отлагается здесь же в виде магнетита. Развитие кварца и магнетита делает породу более мелкозернистой.

На фиг. 109 показано более далеко запущенное преобразование гиперстенита в куммингтонитовый железистый кварцит с развитием минералов новообразований и уменьшением крупности зерна.

Для иллюстрации наложенных преобразований пироксенитов Урала приведены зарисовки двух полированных штуков доизитизированного пироксенита (фиг. 110) и оливинизированного пироксенита (фиг. 111) Баранчинского массива на Среднем Урале.

Обе породы имеют вид брекчий, т. е. характеризуются брекчиевидной текстурой и являются настоящими брекчиями замещения. Процессы образования их дискуссионны. С. В. Москаleva (устное сообщение) возникновение текстуры, показанной на фиг. 111, объясняет оливинизацией пироксенита, а В. Ф. Морковкина (1962) аналогичные породы Полярного Урала трактует как результат развития клинопироксена по серпентинизированному оливину и в серпентинитах. Вероятно, что это не только различие во взглядах, не только различие в восприятиях одних и тех же соотношений минералов обеими исследовательницами, а действительно различие в проявлении процесса, и замещение оливина пироксеном при определенных условиях возможно, так же как и замещение пироксена оливином при других условиях. Процесс доизитизации оба автора рассматривают как метасоматическое замещение минералов гипербазитов зернистыми массами цоизита. Однако в то время как по С. В. Москалевой пироксен при этом уралитизируется, т. е. оказывается не стойким, В. Ф. Морковкина полагает, что «коизитизация... сопровождается новообразованием пироксенов». Точка зрения С. В. Москалевой нам кажется более правильной.

Очень большое разнообразие структур дает серпентинизация, причем в некоторых из них (фиг. 112, 113, 114, 115, 116) заметны следы структуры исходной породы (апо-породы), в других же такие следы полностью отсутствуют (фиг. 117—123) и для суждения об исходной породе нет никаких данных. Морфологически все разнообразие структур серпентинитов сводится к развитию, сочетанию или преобладанию одной из двух форм серпентина — волокнистого хризотила и пластинчатого антигорита. Реже наблюдаются бастит, серпофит и другие разновидности (фиг. 112, 113).

Текстуры серпентинитов массивные, иногда полосчатые и даже тонкополосчатые (фиг. 123). Наложенные гидротермальные процессы — выщелачивание, лимонитизация, магнезитизация, а также отложение керолита в трещинах — создают ячеистую (фиг. 124) и брекчиевидную (фиг. 125) текстуры.

Очень сложный, неоднородный, неправильно пятнистый и жилковатый характер имеют текстуры лиственитов (фиг. 126). Структуры их

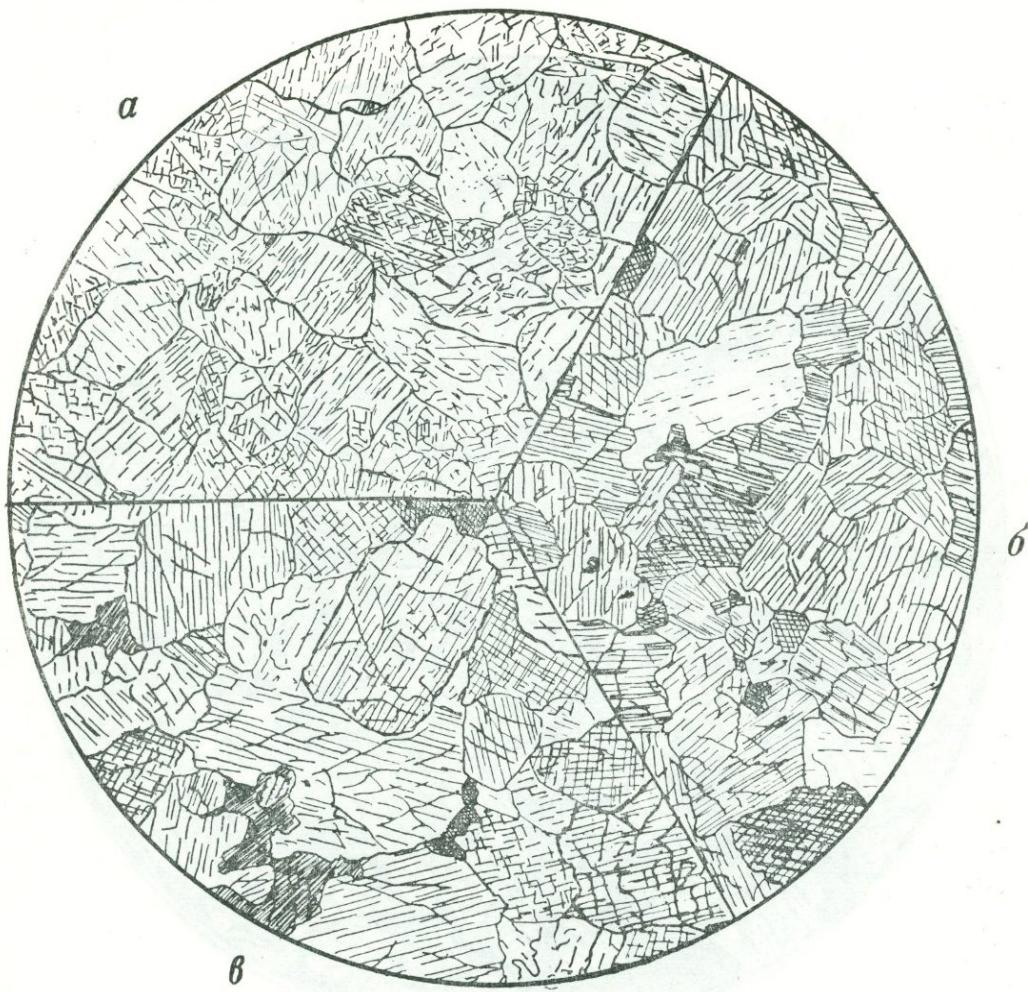
также очень сложны и не поддаются определению одним термином. В них есть участки гранобластовой, микрозернистой, решетчатой (в серпентинитовых участках), волокнистой, попереочношестоватой или гребенчатой (в жилках) структур (фиг. 127, 128).

Очень интересные структуры создаются при отальковании ультраосновных пород. На фиг. 129 показана реликтовая микропанициоморфно-зернистая структура мелкозернистого, по-видимому, жильного пироксена (слева), а также структура тальково-хлоритового сланца Криворожья. В последней четко выделяются микрочешуйчатые псевдоморфозы талька по фенокристаллам оливина (?) и хлоритизированная стекловатая основная масса (теперь — основная ткань). Структура, несомненно, бластопорфированная.

Изучение тальковых сланцев и других пород так называемого талькового горизонта (Половинкина, 1955) Кривого Рога показало, что большая часть их носит следы образования за счет эффузивных ультраосновных пород типа пикритовых порфиритов и пикритов. Одни из них содержат в тонкочешуйчатой хлорито-тальковой массе крупные сложные зерна карбоната, ориентированные по сланцеватости и состоящие из трех зерен различных карбонатов, образовавшихся последовательно, и как бы вложенные друг в друга. Эти образования являются несомненными миндалинами, т. е. выполнением пустоток в исходной породе (фиг. 130). Реликтовыми порфировыми (blastoporfировыми) являются структуры (фиг. 131, 132, 133) и других апопикритовых сланцев Кривого Рога и районов магнитных аномалий Приднепровья. Характерно, что реликтовыми фенокристаллами в них является серпентинизированный оливин (фиг. 131) и реже плагиоклаз (фиг. 132) или диопсид (фиг. 133). Наблюдающиеся в них длинные призмы tremolita являются фенобластами, т. е. возникли в процессе метаморфизма пород и обусловливают порфиробластовый характер структуры. Основная ткань этих сланцев возникла за счет основной массы исходных пород, которая нередко была стекловатой; за счет девитрификации и раскристаллизации ее возникали весьма характерные сплошные массы одновременно угасающего хлорита, который в метаморфических породах иного генезиса никогда не наблюдается.

Структуры ультраосновных пород щелочного характера, в том числе и кимберлитов, будут описаны и иллюстрированы отдельно, в особом разделе работы, так же как и структуры тех ультраосновных пород, которые входят в состав сложных малых гипабиссальных интрузий, содержащих нефелиновые породы и карбонатиты.

ДИАЛЛАГИТ (а). ВЕБСТЕРИТ (б). ГОРНБЛЕНДИТ (в)



Фиг. 82.

а — Урал, Рай-Из. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1932). Без анализ; $d = 4,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

б — Кольский п-ов, Сальные тундры. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 4,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

в — Урал, Павдинский район. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

а — порода состоит из одного моноклинного пироксена — диаллита и обладает *панидиоморфнозернистой* структурой.

б — порода состоит из моноклинного и ромбического пироксена и небольшого количества бурой роговой обманки (тонкая штриховка в правой части рисунка). Единичные мелкие и резко ксеноморфные зерна плагиоклаза. Наличие ксеноморфных зерен роговой обманки и плагиоклаза несколько нарушает *панидиоморфнозернистую* структуру.

в — порода состоит из роговой обманки и единичных зерен плагиоклаза (в левой части). Структура *панидиоморфнозернистая*.



Фиг. 83.

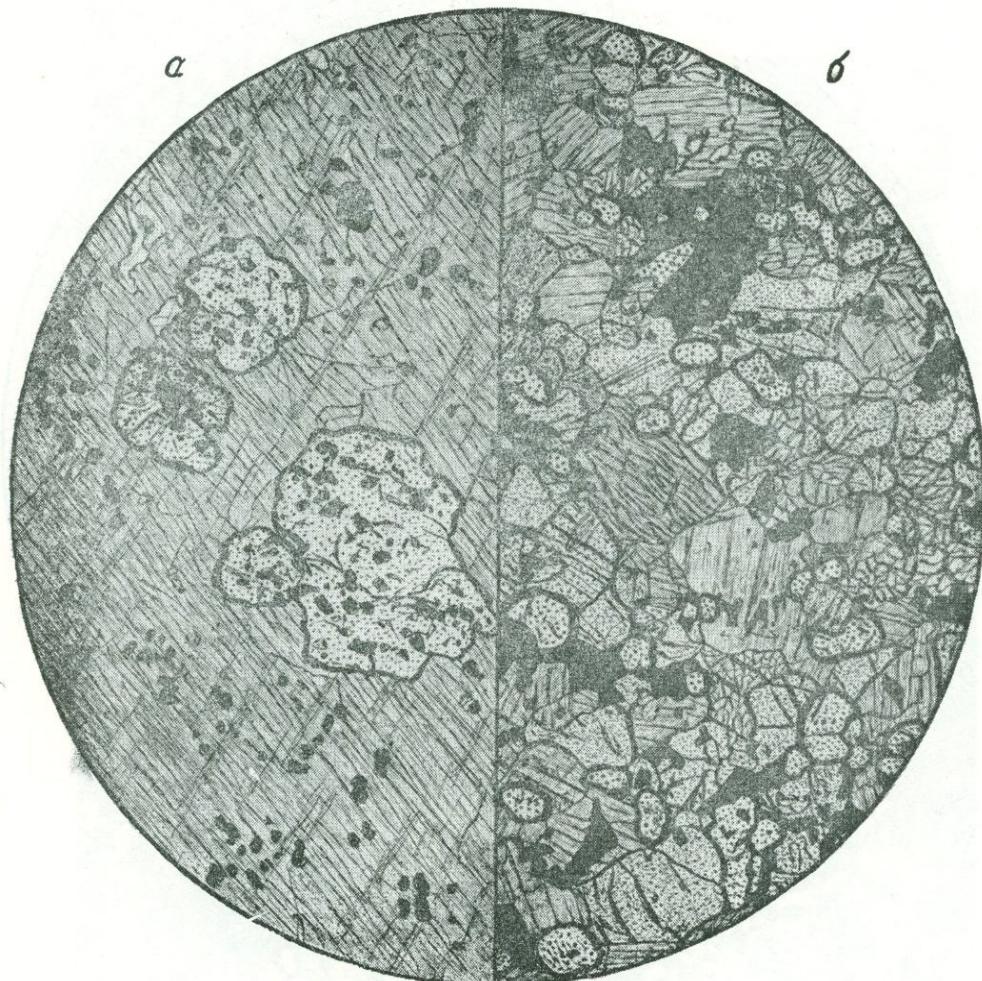
Северный Урал, Косьвинский Камень. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из моноклинного пироксена и большого количества рудного минерала. Рудный минерал резко ксеноморфен, является последним в порядке выделения и выполняет неправильные промежутки между идиоморфными зернами пироксена.

Структура типичная сидеронитовая.

**КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ ГИПЕРСТЕНИТ С ГРАНАТОМ (а).
МЕЛКОЗЕРНИСТЫЙ ГАРЦБУРГИТ С ГРАНАТОМ (б)**



Фиг. 84.

Украина, Приазовье, магн. аномалия Каменной Могилы. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1962). Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Украина, Приазовье, Корсак-Могила. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1962). Без анализ.; $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

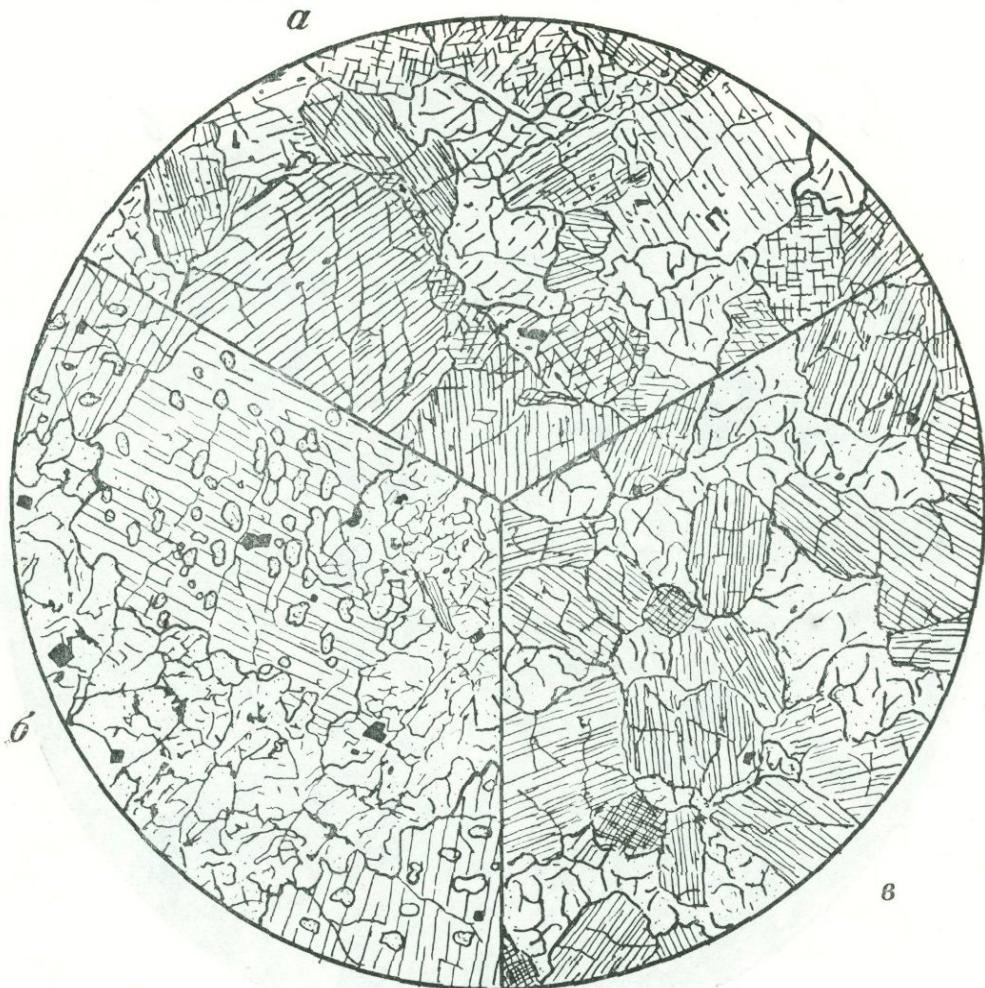
а — порода состоит из крупных зерен железистого гиперстена, содержащего включения зерен розоватого в шлифе граната и много мелких включений рудного минерала.

Структура *крупнозернистая пойкилитовая*.

б — порода состоит из субдиоморфных зерен гиперстена, оливина (на рисунке мелкие точки), граната (более крупные точки и более грубый контур зерен) и ксеноморфного рудного минерала.

Структура *панидиоморфнозернистая*; в участках, обогащенных рудным минералом, — *сидеронитовая*.

ВЕРЛИТ (а). САКСОННИТ (б). ГАРЦБУРГИТ (в)



Фиг. 85.

а — Урал, Рай-Из. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1932). Без анализ.; $d = 2,3$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

б — Урал, Рай-Из. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1932). Без анализ.; $d = 2,6$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

в — Мончегорск. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 5,0$ м.м.

а — порода состоит из крупных зерен диаллага, между которыми располагаются более мелкие зерна оливина. На границе обоих минералов развиваются в небольшом количестве каемки бесцветного амфибола. Структура *панидиоморфнозернистая*, переходная к *гипидиоморфнозернистой*.

б — порода состоит из крупных призм энстатита с пойкилитовыми вrostками оливина и скоплений зерен оливина. Немного хромита и отдельные чешуйки хлорита в левой части рисунка.

Структура *пойкилитовая*; в оливиновых участках *панидиоморфнозернистая*.

в — порода состоит из оливина и ромбического пироксена. Структура *панидиоморфнозернистая*.

ОЧЕНЬ КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ ПОЙКИЛИТОВЫЙ ГАРЦБУРГИТ



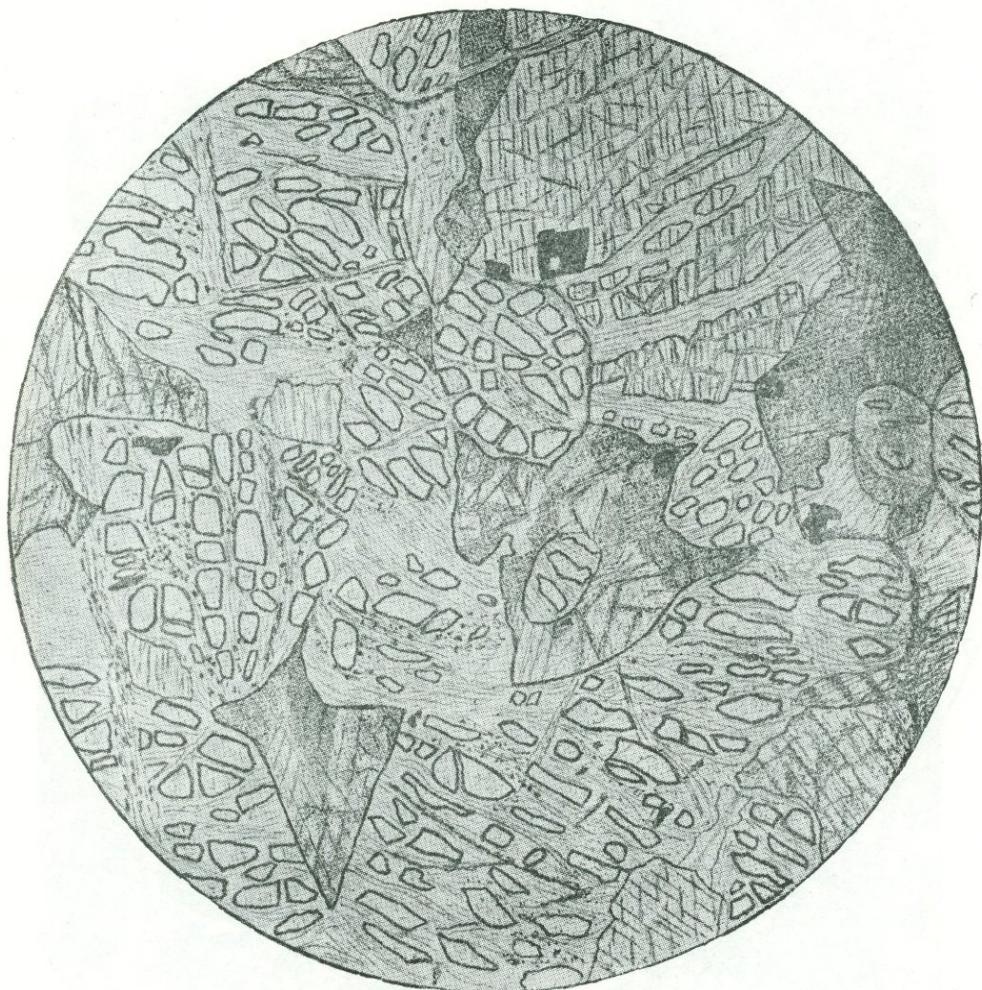
Фиг. 86.

США, Монтана, комплекс Стиллуотер. Заимствовано у Джексона (Jackson, 1961).

Рис. В. Леванта

Очень крупнозернистый гарцбургит, *пойкилитовая* структура которого видна в штуфе. Серые эвгедральные зерна, равномерно распределенные в породе, принадлежат оливину. Серые и черные овальные массы размером от 2,5 до 5 см представляют собой ойлокристаллы бронзита. Белое — плагиоклаз, выполняющий интерстиции между ойлокристаллами бронзита.

ЛЕРЦОЛИТ



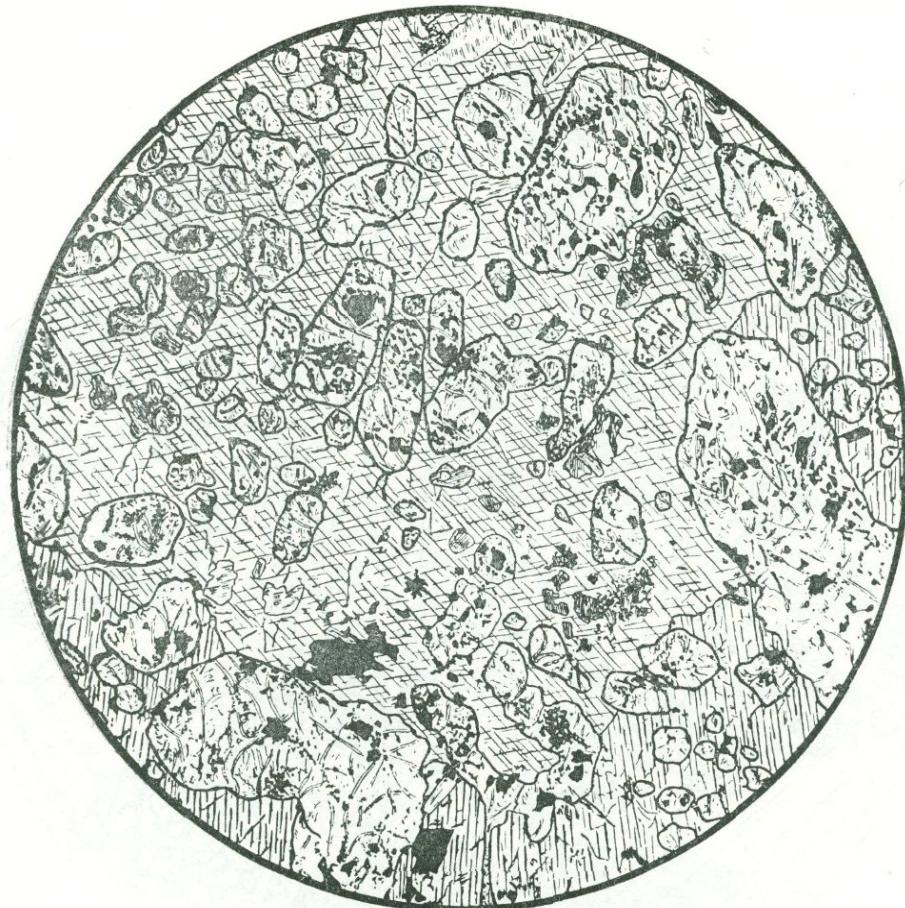
Фиг. 87.

Украина, Криворожский район, б. Девладова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.; $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из крупных (1,0—1,5 мм) значительно серпентинизированных идиоморфных зерен оливина, замутненного, несколько разложенного, плеохроичного и резко ксеноморфного гиперстена и более редких крупных широких призм диопсида (верхняя часть рисунка), частично также затронутого серпентинизацией.

Благодаря резкому ксеноморфизму гиперстена структура может быть названа гипидиоморфнозернистой.



Фиг. 88.

Шрисгейм, Оденвальд. Без анализ.; $d = 8$ мм.

Рис. О. Глазовой

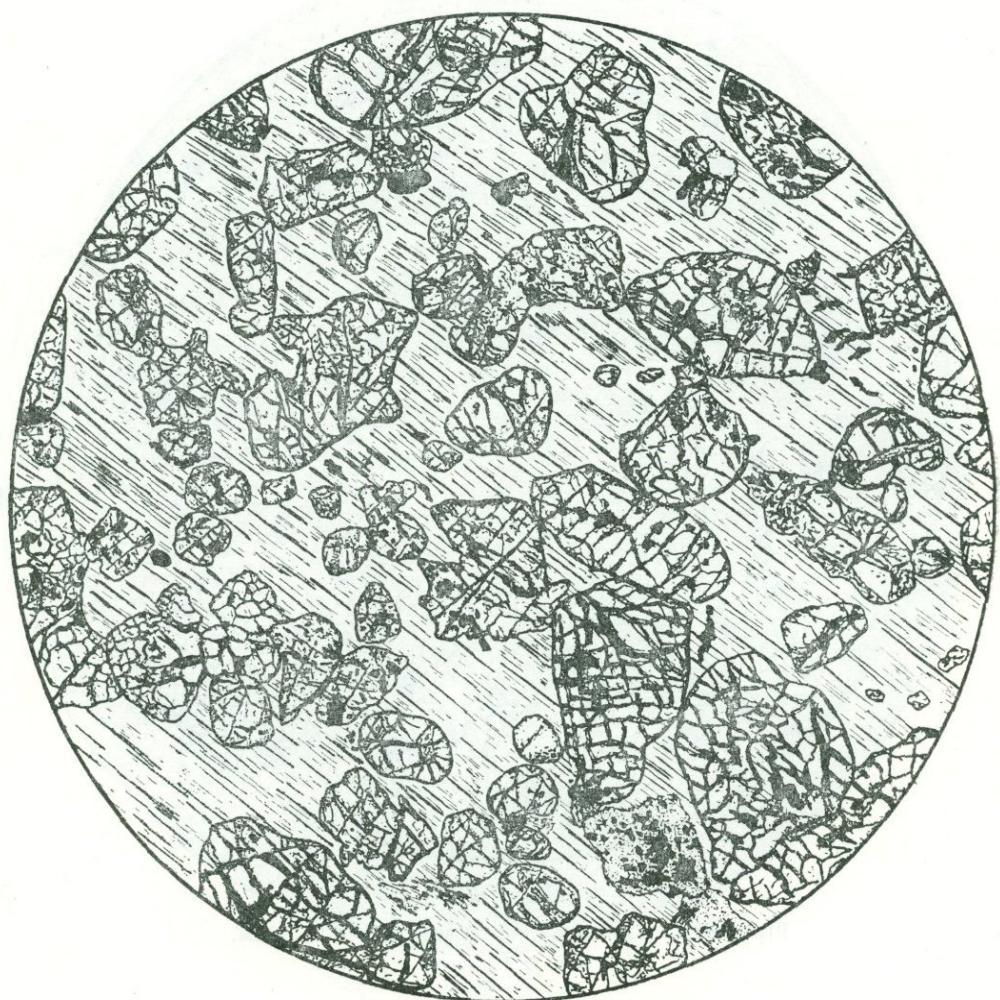
Порода представляет собой роговообманковый перидотит. Она состоит из крупных более или менее изометрических зерен буровато-зеленої роговой обманки, содержащих многочисленные крупные и мелкие пойкилитовые включения округлых зерен серпентинизированного оливина и немного рудного минерала.

Структура *пойкилитовая*. В поле зрения видна часть большого зерна роговой обманки с характерной спайностью, перекрещивающейся под углом 120° .

Внизу рисунка виден край другого индивида роговой обманки.

Некоторые зерна оливина располагаются так, что одна часть зерна оказывается включенной в один ойкоцристалл, а другая — в соседний. Такое расположение хадакристаллов показывает, что оливин является более ранним выделением, чем роговая обманка.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ ПЕРИДОТИТ (ШРИСГЕЙМИТ)



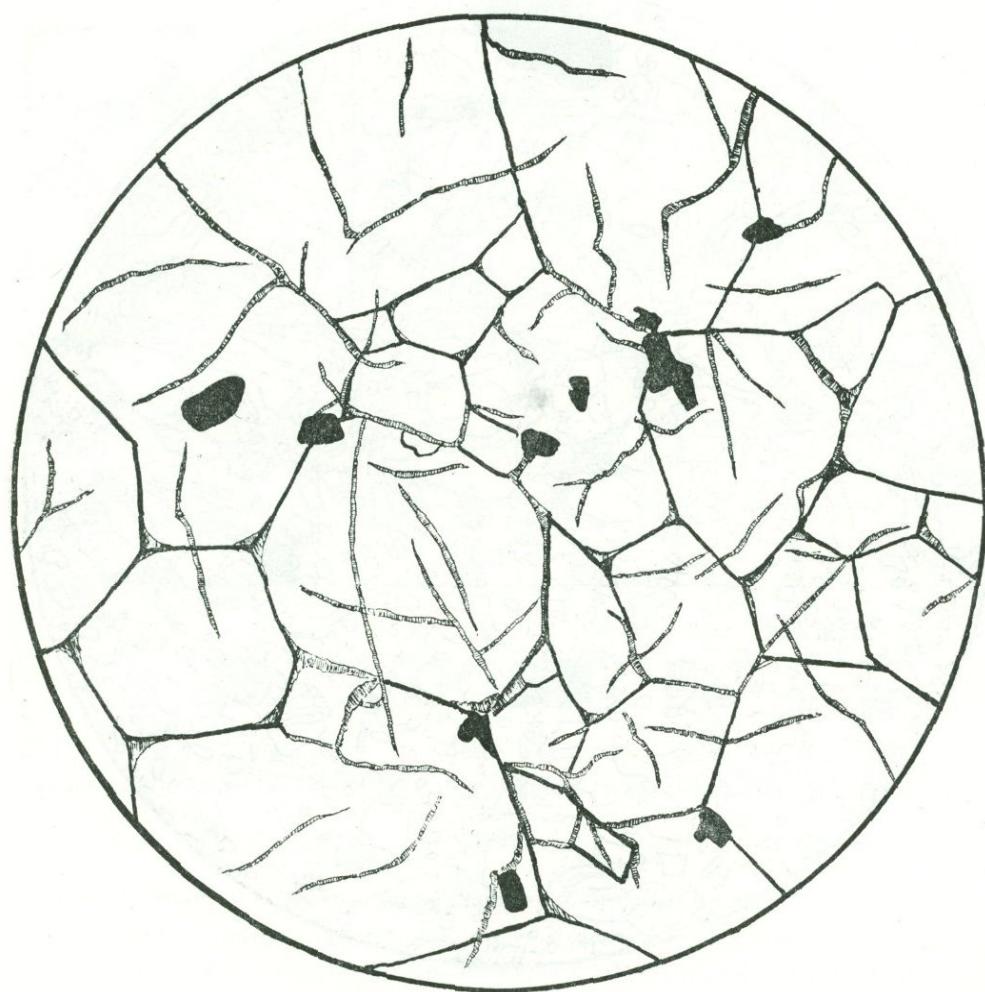
Фиг. 89.

Восточное Забайкалье, р. Калушага, с. Усть-Наринзор. Колл. Д. С. Харкевича.
Без анализ.; $d = 5,5$ мм.

Рис. В. Пожарского

Порода состоит из крупных (2—3 см) зерен роговой обманки, содержащих пойкилитовые включения свежего, почти несерпентинизированного оливина, содержащего небольшие включения рудного минерала. В поле зрения видна часть одного крупного зерна роговой обманки.

Структура пойкилитовая.



Фиг. 90.

Урал. Без анализ.; $d = 2$ м.м.

Рис. Л. Сидоренко

Порода состоит из свежих идиоморфных зерен оливина с редкими тонкими серпентиновыми жилками и небольшого количества магнетита.
Структура панидиоморфнозернистая.

СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЙ ДУНИТ



Фиг. 91.

Урал, Исовский район, Без анализ.; $d = 4$ мм.

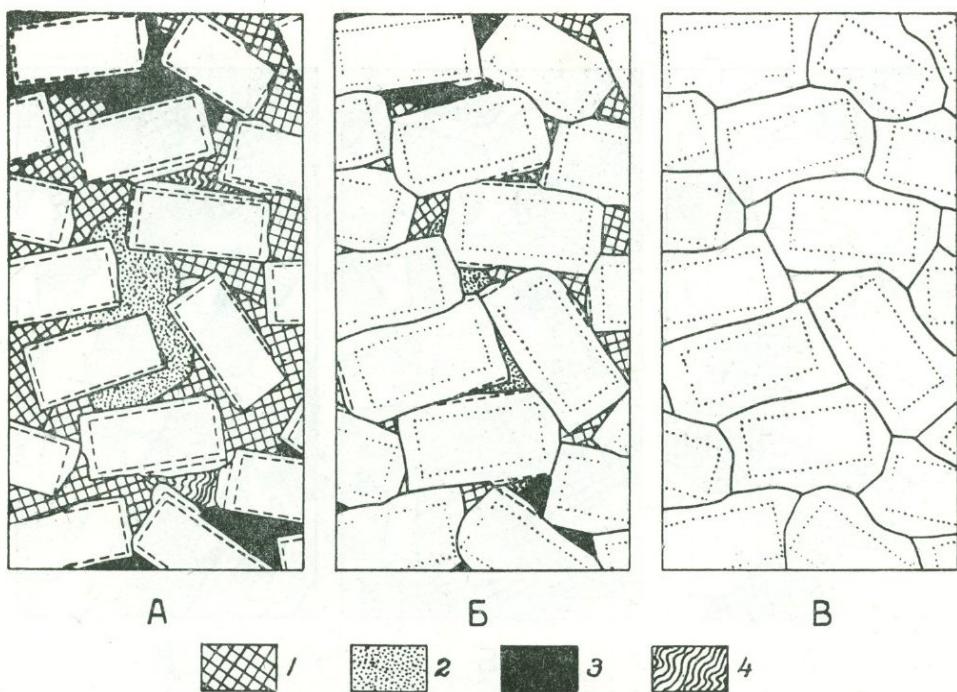
Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из оливина, волокнистого серпентина — хризотила и редких крупных зерен хромита (вверху).

Серпентин образует как бы сеть, в петлях которой заключены реликтовые зерна оливина, уцелевшие от серпентинизации. Местами серпентинизация более интенсивна, оливина почти не остается, и такие участки почти полностью сложены волокнистым серпентином.

Структура *петельчатая*, с участками *тонковолокнистой*.

СХЕМА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ КУМУЛАТОВ ИЗ ГАББРОИДНОЙ МАГМЫ



Фиг. 92.

Задокументовано из Уэджа, Брауна и Уодсворт (Wager, Brown and Wadsworth, 1960).

Рис. С. Сергеевой

A. Случай крайнего плагиоклазового ортокумулата

Границы плагиоклаза (лабрадора) кумулуса показаны внутренним пунктиром; следующие кнаружи контуры соответствуют средне- и низкотемпературным зонам разрастания плагиоклазов, которые наблюдаются не везде.

Б. Плагиоклазовый мезокумулат

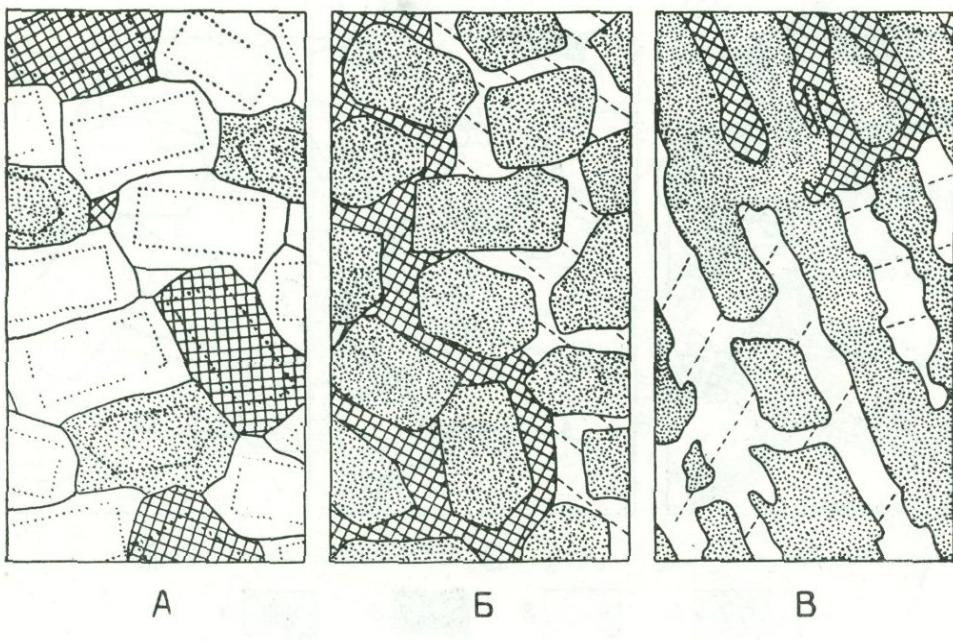
Границы плагиоклаза кумулуса показаны точечным пунктиром; часть кристалла вне этого контура соответствует адкумулатному росту плагиоклаза того же состава. Штриховым пунктиром отделены небольшие наружные участки низкотемпературных зон.

В. Случай крайнего плагиоклазового адкумулатата

Границы плагиоклаза кумулуса показаны точечным пунктиром; наружные неправильные контуры индивидов обусловлены разрастанием кристаллов того же состава и выполнением ими интерстийций.

1 — пироксен; 2 — оливин; 3 — рудный минерал; 4 — кварц и ортоклаз конечной кристаллизации.

СХЕМА СТРУКТУРЫ АДКУМУЛАТА,
ГЕТЕРАДКУМУЛАТА И ГАРРИЗИТОВОГО КУМУЛАТА,
ОБРАЗОВАННЫХ ИЗ ГАББРОИДНОЙ МАГМЫ



Фиг. 93.

Заимствовано у Уэджера, Брауна и Уодsworthа (Wager, Brown and Wadsworth, 1960).

Рис. С. Сергеевой

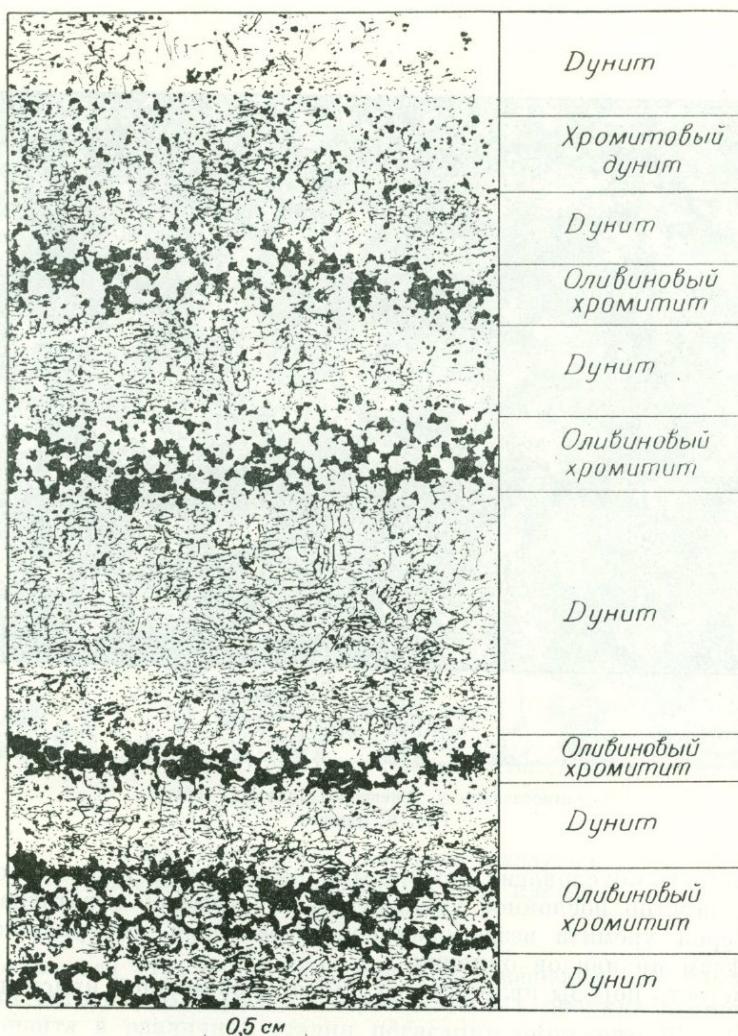
А. Плагиоклаз-оливин-авгитовый адкумулат, в котором все три типа кристаллов кумулуса разрослись в процессе адкумулатного роста вплоть до полного вытеснения интеркумулатной жидкости. Границы кристаллов кумулуса — плагиоклаза, оливина и пироксена — показаны точечным пунктиром; состав минерала внутри и вне точечного контура одинаков.

Б. Оливиновый гетерадкумулат. Крупные пойкилитовые кристаллы авгита и плагиоклаза, почти незональные, окружают оливины кумулуса. Адкумулатный рост оливина не показан. Предполагается, что поровой жидкости нет.

В. Оливиновый гарризитовый кумулат. Все оливины имеют одинаковую ориентировку и незональны. Окружающие их плагиоклазы и пироксены тоже незональны; они образовались как гетерадкумулат.

Условные обозначения: плагиоклаз — белый; оливин — точки; пироксен — сетка.

ТОНКОСЛОИСТАЯ ПОРОДА — ОЛИВИНОВЫЙ ХРОМИТИТ И ДУНИТ
(ПРОЗРАЧНЫЙ ШЛИФ)



Фиг. 94.

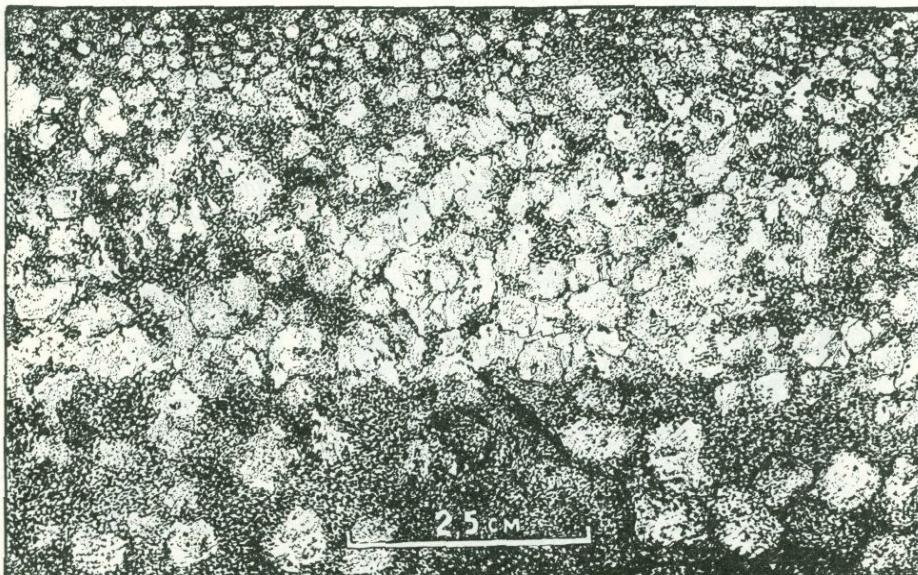
США, шт. Монтана, комплекс Стилпнотер.

Задимствовано у Джексона (Jackson, 1961). Без анализ.; увел. 5.
Рис. Г. Сергеевой

На рисунке показано чередование в породе тонких (от 0,25 до 1,0—1,5 см) прослоек различного состава, причем смена их происходит снизу вверх (по отношению к дну камеры кристаллизации). Границы слоев четкие, но не резкие. В слоях оливинового хромитита хорошо видно, что оливин идиоморфен по отношению к хромиту.

Текстура породы *тонкослоистая*, являющаяся результатом ритмической кристаллизации.

СЛОИСТЫЙ ОЛИВИНОВЫЙ ХРОМИТИТ



Фиг. 95.

США, шт. Монтана, комплекс Стиллуотер.

Задимствовано у Джексона (Jackson, 1961).

Рис. В. Леванта

Слоистость обусловлена различными размерами и количеством зерен оливина; заметно послойное уменьшение их размеров стратиграфически вверх. Зерна хромита везде одинаковых размеров. На рисунке виден идиоморфизм индивидов оливина.

Слоистость породы является результатом ритмичной кристаллизации расплава.

БРОНЗИТИТ



Фиг. 96.

США, шт. Монтана, комплекс Стиллуотер.
Заимствовано у Джексона (Jackson, 1961). Николи +.
Рис. В. Леванта

Пойкилитовая структура реакционного замещения плагиоклазового бронзитита авгитом. В верхней и правой частях рисунка изометричные зерна бронзита в различной стадии погасания окружены плагиоклазом (видно двойниковое строение) и сохраняют свои эвгедральные формы. В левой нижней части рисунка большой ойкоцристалл авгита (мелкие точки) включает изъеденные зерна бронзита, утратившие эвгедральные формы; особенно характерны формы зерен броизита, граничащие с одной стороны с авгитом и сильно корродированные, а с другой стороны — с плагиоклазом и сохранившие свои первоначальные очертания.

ГАРРИЗИТОВЫЙ ПРОСЛОЙ
В РИТМИЧНО-СЛОИСТОЙ СЕРИИ АРД МИЛЛ



Фиг. 97.

Гебридские острова, о. Рум.

Заимствовано у Уодсвортса (Wadsworth, 1961).

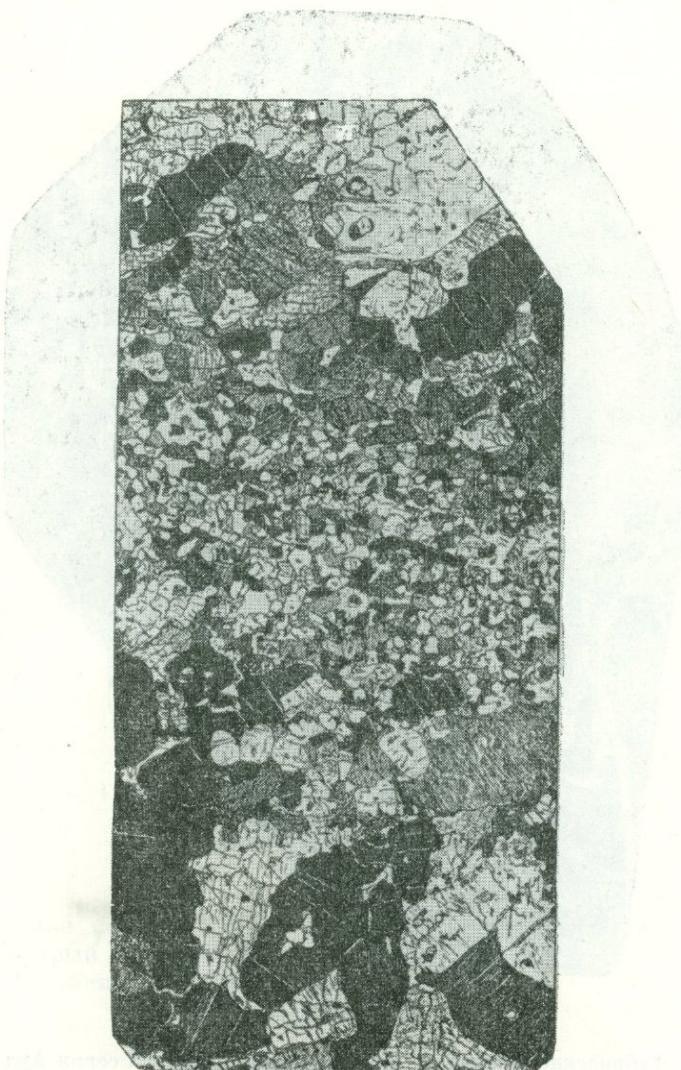
Рис. С. Сергеевой

Гарризитовый прослой выделяется на поверхности обнажения благодаря наличию в нем тонких длинных, более или менее перпендикулярных к слоистости масс белого плагиоклаза; на рисунке они утрированы. Гарризитовый прослой нередко очень крупнозернист, с индивидами оливина до 10 см по всем трем направлениям, а иногда в длину до 30 см.

Нижняя поверхность гарризитового слоя ровная и согласная со слоистостью; верхняя — неровная, волнистая, с выпуклыми участками вследствие несколько различной скорости роста отдельных крупных индивидов оливина.

Появление гарризитовых прослоев автор связывает с паузами кристаллизации, когда вследствие ослабления переохлаждения магмы образования новых центров (ядер) кристаллизации не происходит и идет только усиленный рост индивидов оливина вверх.

СООТНОШЕНИЕ ДВУХ ГАРРИЗИТОВЫХ ПРОСЛОЕВ
И РАЗДЕЛЯЮЩЕГО ИХ НОРМАЛЬНОГО КУМУЛАТА



Фиг. 98.

Гебридские острова, о. Рум, ритмично-слоистая серия Ард Милл.

Заимствовано у Уодсворта (Wadsworth, 1961). Николи +; увел. $1\frac{1}{2}$.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке показано сечение ритмично-слоистой серии, перпендикулярное к слоистости.

ЧАСТЬ КРУПНОГО КРИСТАЛЛА ОЛИВИНА
ИЗ ГАРРИЗИТОВОГО ПРОСЛОЯ



Фиг. 99.

Гебридские острова, о. Рум, ритмично-слоистая серия Ард
Милл.

Заимствовано у Уодсвортса (Wadsworth, 1961).

Разрез перпендикулярный к слоистости. Николи +; увел 1½.

Рис. С. Сергеевой

Хорошо видна структура параллельного роста кристалла оливинна. Его (010) расположен вертикально и перпендикулярно к плоскости рисунка. Между частями кристалла оливина (черное) видно немного плагиоклаза (белое).

ЧАСТЬ КРУПНОГО КРИСТАЛЛА ОЛИВИНА
ИЗ ГАРРИЗИТОВОГО ПРОСЛОЯ



Фиг. 100.

Гебридские острова, о. Рум, ритмично-слоистая серия Ард Милл.

Задимствовано у Уодсвортса (Wadsworth, 1960),
Рис. С. Сергеевой

На рисунке показан разрез параллельно (100) того же кристалла оливина, который изображен на фиг. 99.

Белое — оливин, черное — плагиоклаз.

СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЙ ГАРРИЗИТ



Фиг. 101.

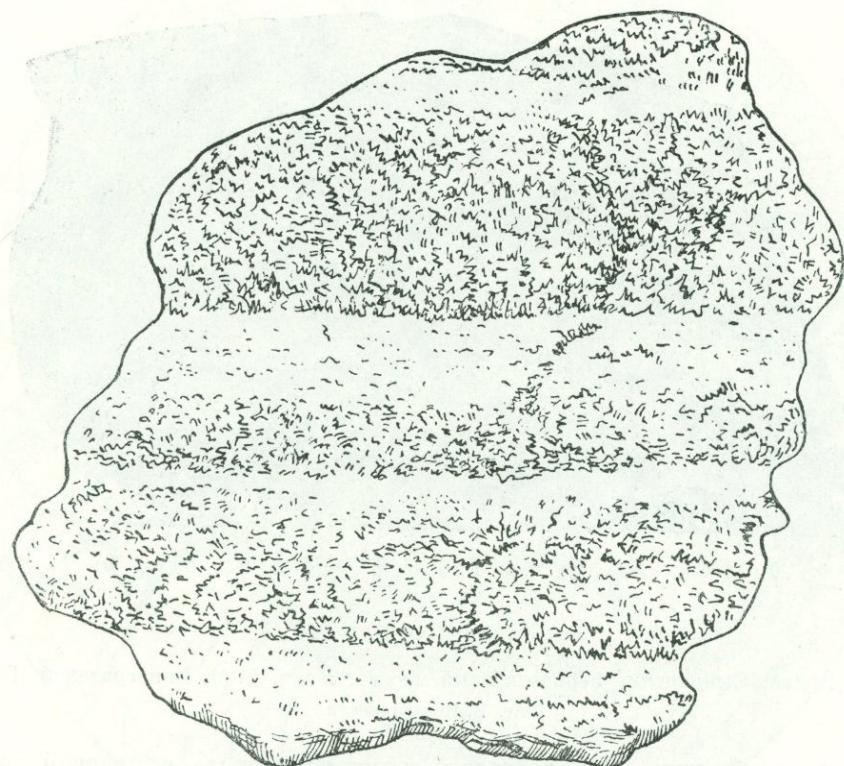
Северный Казахстан, Златогорский массив. Колл. Н. П. Михайлова. Без анализ.;
увел. 11.

Рис. Н. Леонтьевой

Между очень длинными (более 1 см) и разветвляющимися массами серпентина, почти целиком заместившего оливин с отложением рудного минерала вдоль его волокон, зажаты в виде островков довольно крупные (4—5 мм) окружные индивиды несколько разложенного плагиоклаза. Местами на нем видна узенькая реакционная каемочка из радиально расположенных мельчайших индивидов амфиболя (?).

Структура гарризитовая.

ПОЛОСАТЫЙ ТАКСИТОВЫЙ ПЕРИДОТИТ



Фиг. 102.

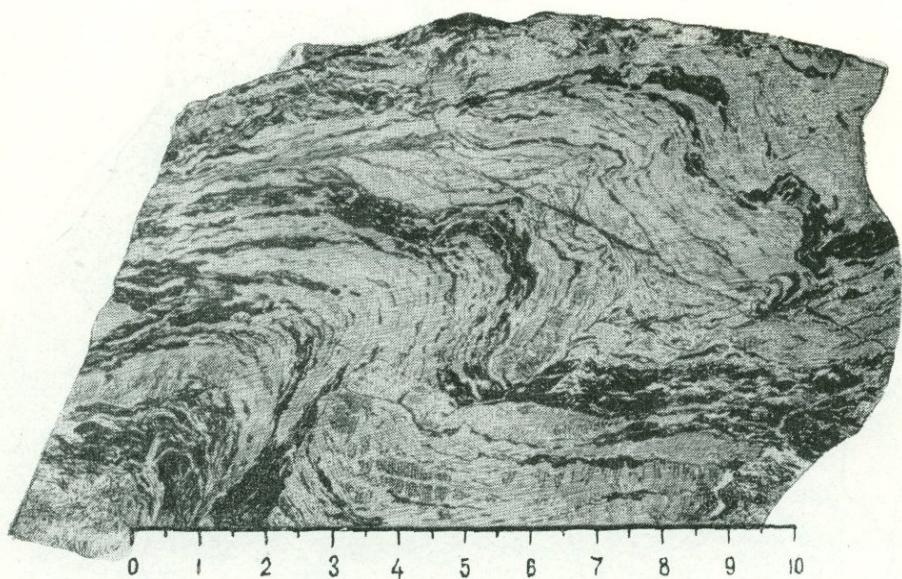
Полярный Урал, массив Рай-Из.

Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1932); $\frac{1}{2}$ нат. величины.

Рис. Р. Полякова

Полосатая такситовая текстура перидотита обусловлена чередованием полос более светлых, существенно оливиновых, и более темных, существенно пироксеновых. Полосчатость четкая, но не везде резкая, и мощность полос различна. А. Н. Заварицкий подчеркивает, что местами полосы переходят в обособленные участки и даже в настоящие жилки.

ПОЛОСЧАТЫЙ ДУНИТ



Фиг. 103.

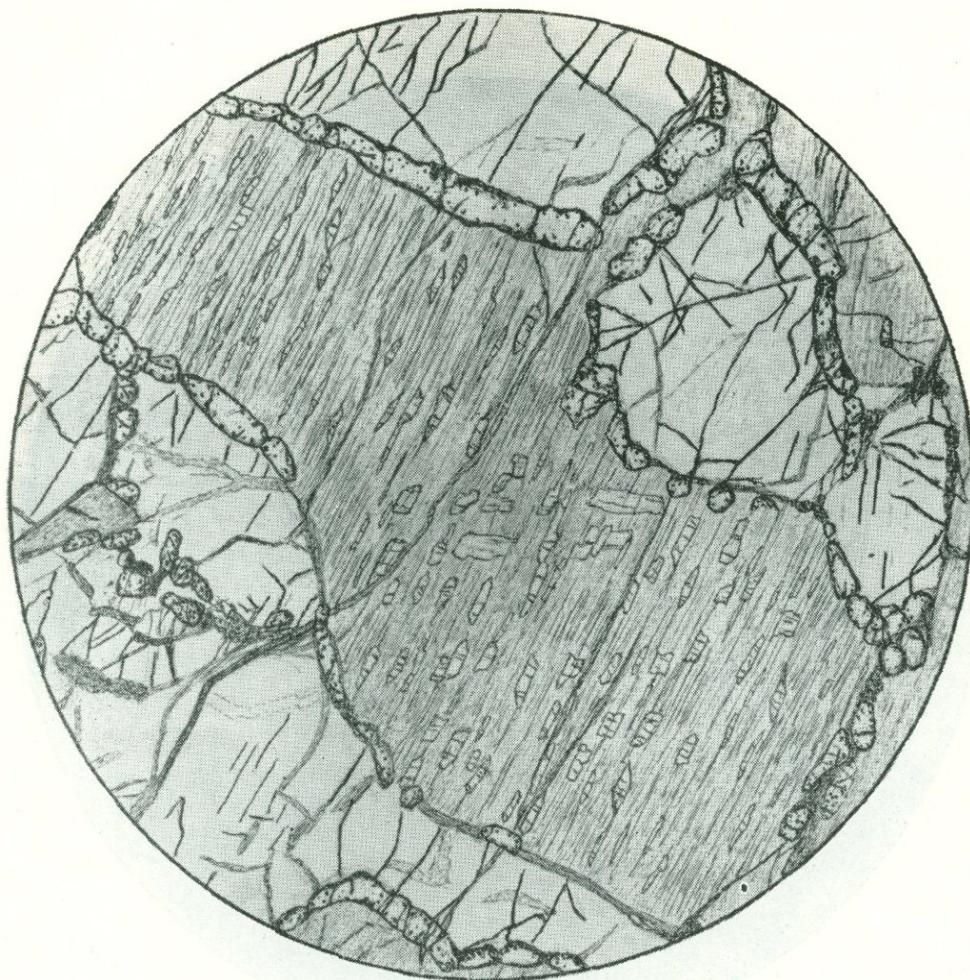
Урал, Войкар-Сынынинский перидотитовый массив. Колл. Г. М. Виноградской (1956).

Рис. В. Колесниковой

Участок дунита из полосчатого дунит-перидотита в краевой части перидотитового массива. Поверхность рисунка перпендикулярна полосчатости дунит-перидотита. Дунитовые участки (полосы) также имеют полосчатую текстуру, обусловленную слоистым распределением темно-зеленого серпентина среди более светлого мало серпентинизированного оливина. Видна также мелкая плойчатость, развитию (а также возникновению) которой способствует тонкая слоистость породы, ее состав из оливина или серпентина, т. е. из прослоек, неравноценных в механическом отношении.

Г. М. Виноградская связывает возникновение полосчатой текстуры дунита с ее рассланцеванием, вследствие чего происходит не только перераспределение оливина и серпентина, но и внутренняя перестройка серпентиновых прослоек с переориентировкой индивидов серпентина.

ГРАНАТОВЫЙ ЛЕРЦОЛИТ



Фиг. 404.

Бассейн р. Оленек, включение в кимберлитовой трубке Обнаженной. Колл. В. А. Милашева (1960). Без анализ.; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из очень крупных (6—7 мм) зерен моноклинного пироксена, более мелких (до 3 мм) зерен оливина и реже энстатита (на рисунок не попал). По границам пироксенов и оливина развиваются округлые зерна и цепочки зерен граната—пиропа, сливающиеся в прожилки и каемки.

Моноклинный пироксен содержит веретеновидные вростки энстатита. В оливине заметна незначительная серпентинизация (в нижней части рисунка).

Структура *аллотриоморфнозернистая*, местами *реакционная*.

ГРАНАТ-ПИКОТИТОВЫЙ ЛЕРЦОЛИТ



Фиг. 105.

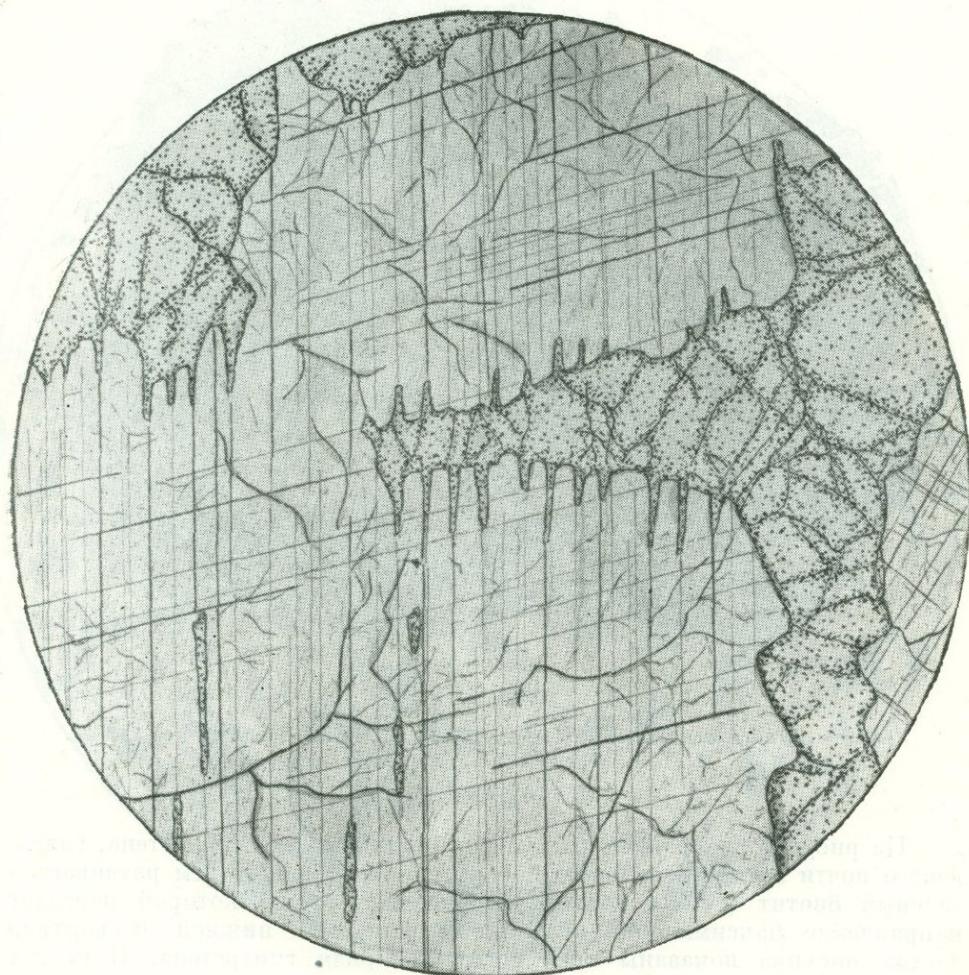
Бассейн р. Оленек, родственное включение в кимберлитовой трубке Обнаженной. Колл. В. А. Милашева (1960). Без анализа; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Такая же крупнозернистая порода того же минерального состава, как и на фиг. 104. В средней части скоплений и прожилков граната отлягается бурый хромшипелид — пикотит.

Структура аллотриоморфнозернистая, венцовая.

ГРАНАТОВЫЙ ВЕБСТЕРИТ



Фиг. 106.

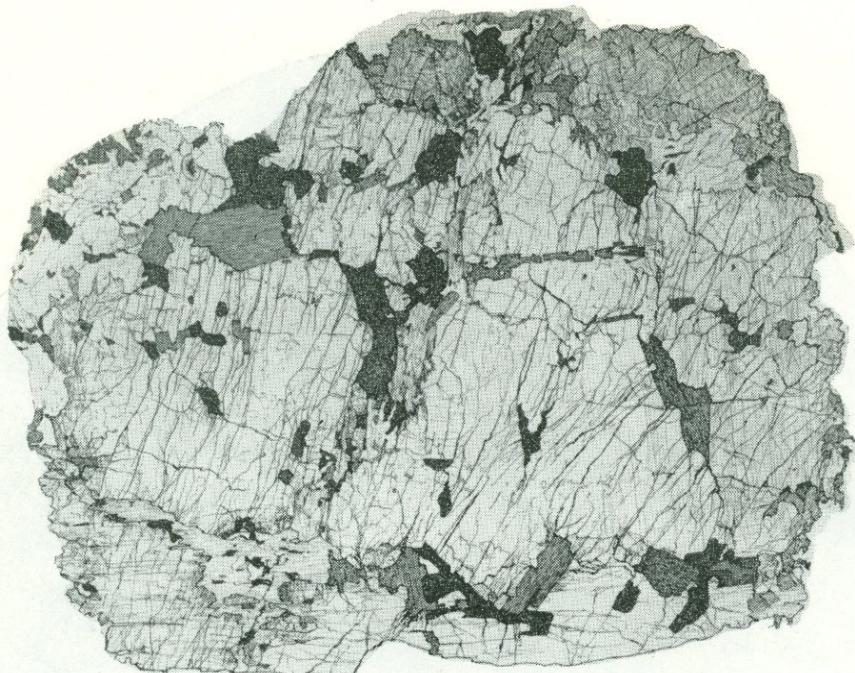
Бассейн р. Оленек, родственное включение в кимберлитовой трубке Обнаженной.
Колл. В. А. Милашева (1960). Без анализ.; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из очень крупных (1,5—2 см) широких призм моноклинного и ромбического пироксена. Между индивидами пироксенов, и вдаваясь в них по трещинам отдельности и по спайности, развивается гранат — пироп.

Структура аллотриоморфнозернистая, реакционная.

КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ ГИПЕРСТЕНИТ



Фиг. 107.

Украина, Приазовье, Корсак-Могила. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1962).
Без анализ.; увел. 3,8.

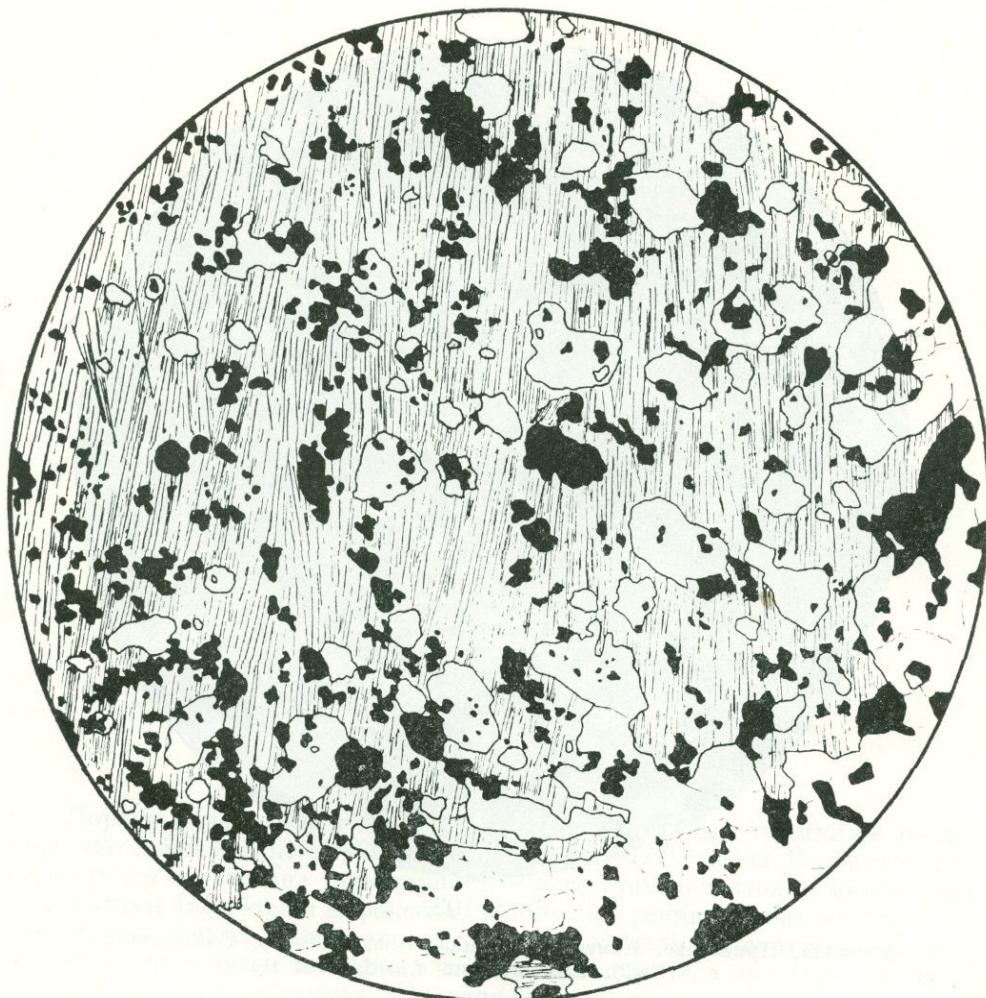
Рис. В. Колесниковой

На рисунке изображено одно очень крупное зерно гиперстена, слагающего почти мономинеральную породу. По трещинам в нем развивается зеленый биотит (густая тонкая штриховка, густота которой передает направление максимальной абсорбции света). В нижней и верхней частях рисунка показаны края соседних призм гиперстена. В местах их соприкосновения в гиперстене начинается замещение куммингтонитом (более низкий рельеф и более густая спайность, внизу одна, направленная на рисунке горизонтально, так же как спайность гиперстена, а наверху — две перекрещивающиеся системы трещин амфибола). Куммингтонит также замещается биотитом. Вместе с биотитом располагаются редкие мелкие ксеноморфные зернышки кварца.

Порода залегает в зоне, захваченной гранитизацией, и все изменения в ней вызваны воздействием калийсодержащих растворов.

Развитие вторичных минералов — куммингтонита и биотита — несколько маскирует и искажает первоначальную *панидиоморфнозернистую* структуру породы.

ОКВАРЦОВАННЫЙ ГИПЕРСТЕНИТ



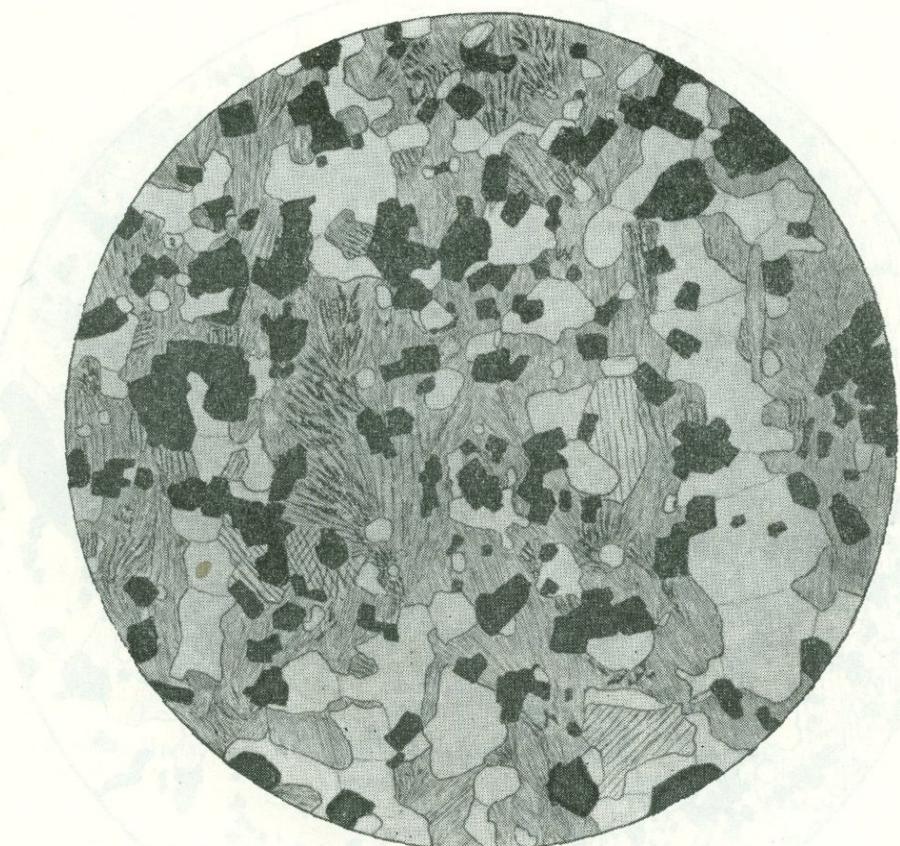
Фиг. 108.

Украина, Приазовье, Каменная Могила. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1962). Без анализ.; $d = 5$ мм.

Рис. В. Пожарского

На рисунке показана часть крупного зерна гиперстена, замещающегося мелкими округлыми зернами кварца и частью скоплениями зерен его (внизу и справа). Окварцевание сопровождается отложением рудного вещества в виде мелких зерен и неправильных масс магнетита. Развивающаяся при этом процессе структура является *пойкилобластовой* структурой замещения, при которой хадакристаллами являются минералы — новообразования. Изображенная на рисунке порода соответствует начальной стадии превращения ультрабазита в железистый кварцит.

КУММИНГТОНИЗИРОВАННЫЙ И ОКВАРЦОВАННЫЙ
ГИПЕРСТЕНИТ



Фиг. 109.

Украина, Приазовье, Каменная Могила, Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1962). Без анализ.; $d = 3,7$ мм.

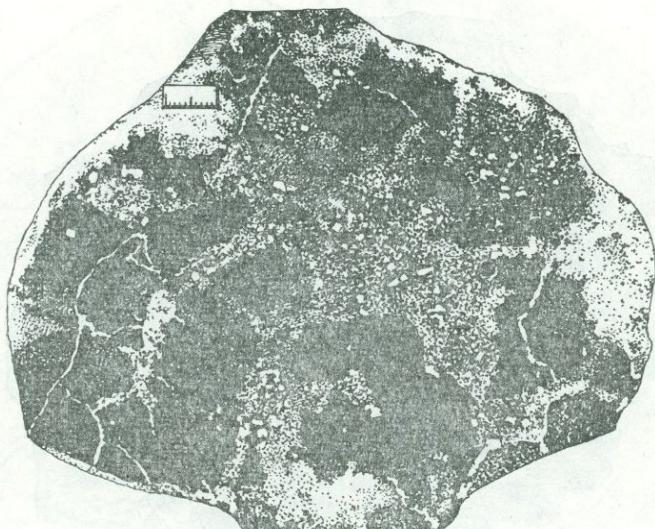
Рис. Н. Леонтьевой

Среднезернистый (размер зерна 0,5—1,0 мм) гиперстенит, в котором гиперстен почти полностью замещен куммингтонитом. Гиперстен сохраняется небольшими реликтами по краям или в ядре многих зерен (более грубые линии и между ними точечный пунктир). Куммингтонит (густая штриховка) образует волокнистые массы, ориентированные по удлинению гиперстена и часто (например, в левой части) косо к нему. Присутствует немного синевато-зеленоватой роговой обманки (редкая штриховка, частью перекрещенная, соответственно амфиболовой спайности по призме).

Новообразованиями, связанными с куммингтонитизацией, являются также магнетит и кварц; последний местами (справа) сливается в сплошные крупнозернистые массы.

Хотя происхождение породы за счет изверженного гиперстенита несомненно, структура ее сильно изменена, следов исходной панидиоморфнозернистой структуры почти не сохранилось, и образовавшаяся структура является фиброгранобластовой. Это одна из стадий превращения ультрабазитовой породы в железистый кварц, более поздняя, чем показанная на фиг. 108.

ЦОИЗИТИЗИРОВАННЫЙ И УРАЛИТИЗИРОВАННЫЙ ПИРОКСЕНИТ



Фиг. 110.

Средний Урал, Баранчинский массив, гора Демидова.
Колл. С. В. Москалевой.

Рис. В. Колесниковой

Порода имеет вид брекчии. Темные, почти черные участки ее представляют собой уралитизированный пироксенит—диаллагит. Более светлая серая масса образована тонкозернистым агрегатом цоизитовых минералов с реликтами амфиболя и широксена; чем меньше реликтов этих минералов, тем порода светлее. Называть эту массу цементом не следует, так как она образуется путем земещения части самой породы, а не путем цементации, связывания обломков. Брекчии такого генезиса носят название брекчий замещения.

Текстура породы брекчевидная.

Брекчии имеют различную степень раздробления, от мелких обломков до крупных блоков, в зависимости от величины зерен цемента и от количества реликтов.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

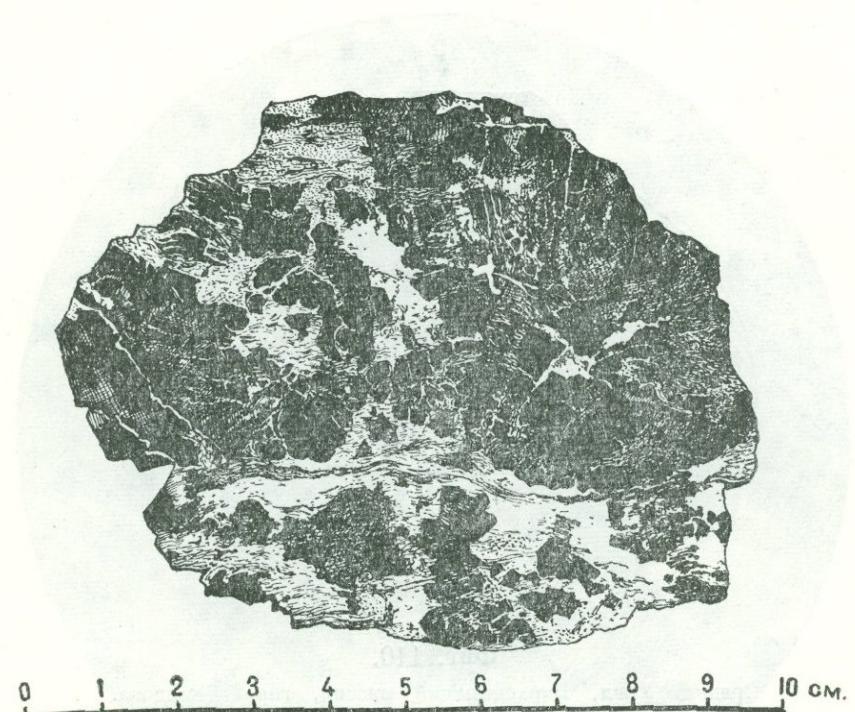
Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

Брекчии могут быть однотипными по зерну цемента и по величине обломков, или же иметь различные зерна цемента и различные размеры обломков.

ОЛИВИНИЗИРОВАННЫЙ ПИРОКСЕНИТ



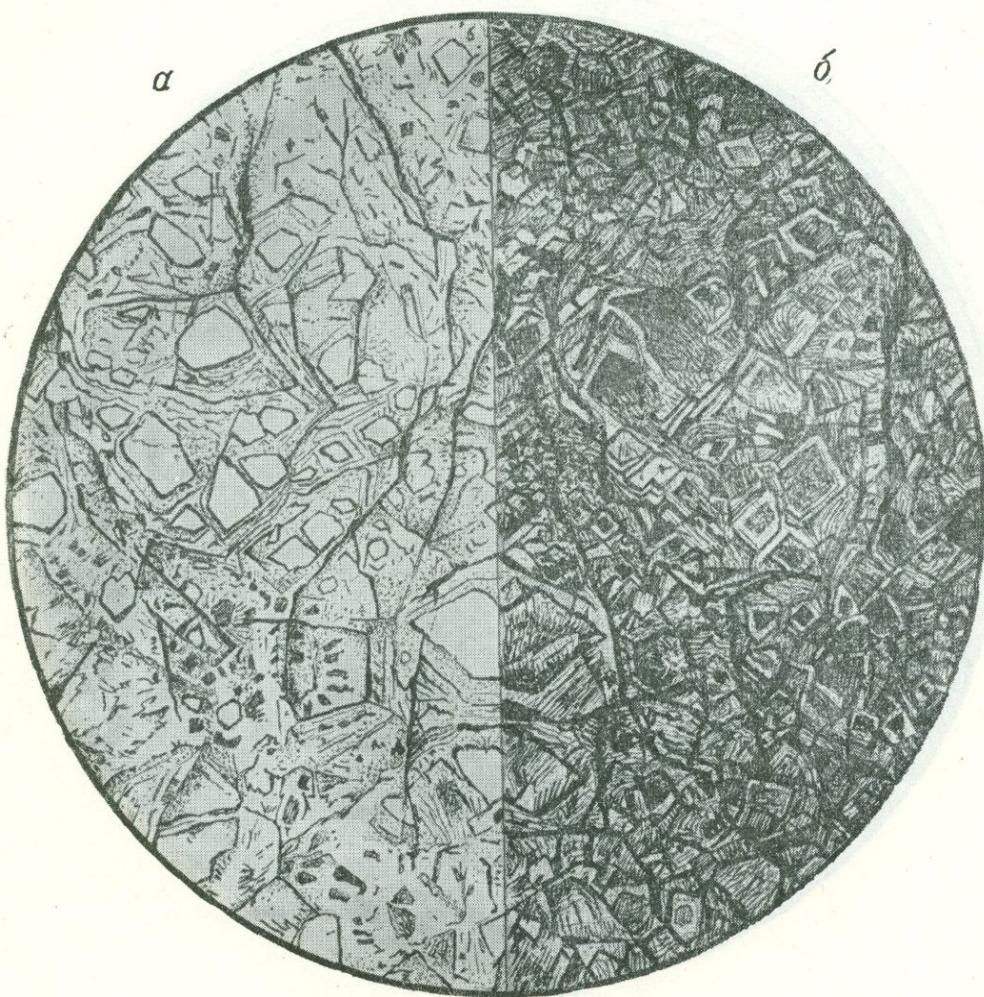
Фиг. 111.

Средний Урал, Баранчинский массив, гора Синяя. Колл. С. В. Москалевой.

Рис. В. Колесниковой

Порода представляет собой крупнозернистый (размер зерна до 0,5—1,0 см) пироксенит — диаллагит. В нем перезкими ветвящимися массами и тонкими жилками развивается оливин, имеющий в штуфе более светлый желтовато-серый цвет и резко выделяющийся на фоне очень темного, почти черного пироксена. И в штуфе и в шлифах породы видно, что оливин располагается не только по стыкам широких призм пироксена, но и проникает внутрь их в виде тонких прожилочек. Так создается брекчийевидная текстура породы, а сама порода приближается к типу брекчий замещения.

АПОПИРОКСЕНИТОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



Фиг. 112.

Западный Саян. а — без анализ., б — николи +; $d = 4,1$ м.м.

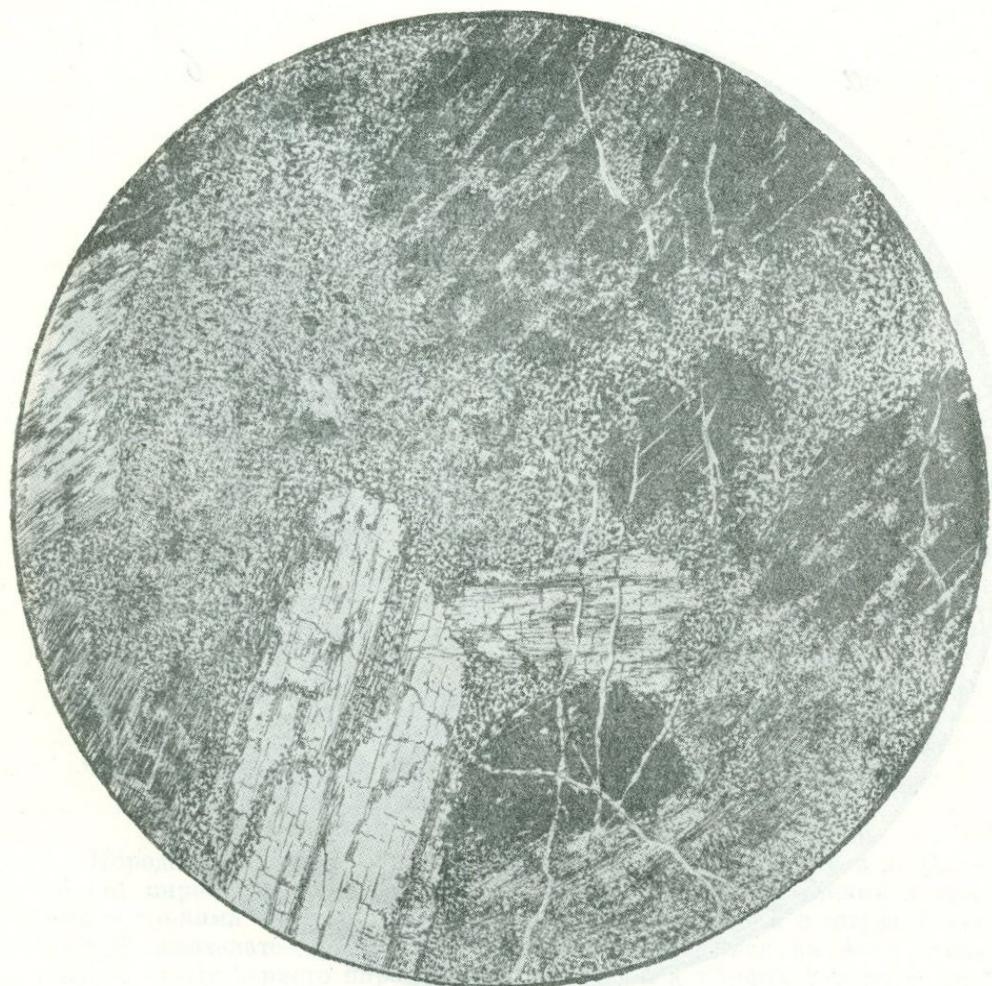
Рис. И. Егорова

В породе наблюдаются тонкие полоски, пересекающиеся друг с другом под различными (преимущественно прямым) углами и образующие как бы решетку с угловатыми отверстиями.

Полосы, слагающие решетку, состоят из хризотила, волокна которого располагаются перпендикулярно длине полос, и небольшой примеси рудного вещества. Отверстия решетки выполнены различными разновидностями серпентина — серпофитом, хризотилом, антигоритом — и карбонатом.

Структура решетчатая.

АПОГАРЦБУРГИТОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ

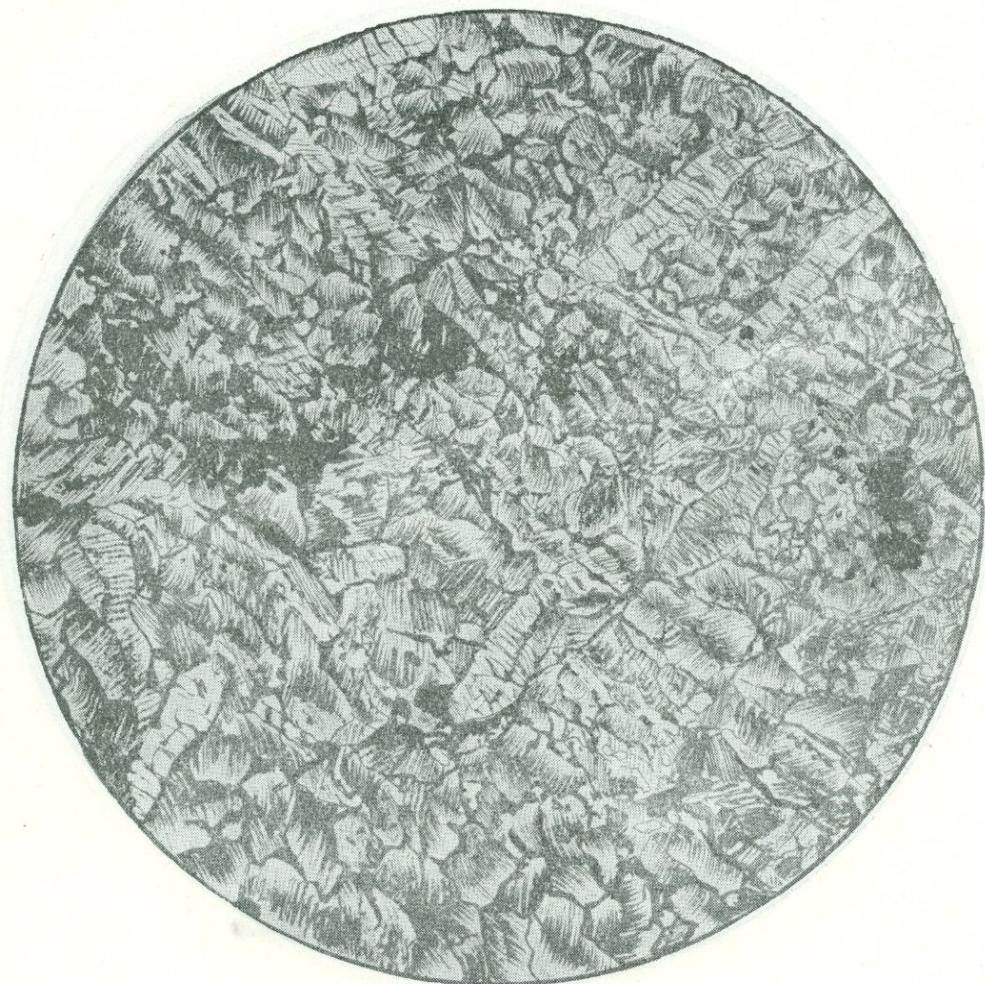


Фиг. 113.

Западный Саян, Ашпанско м-ние. Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

В породе видны крупные индивиды бастита (светлые и черные участки), частью стоящие на погасании, и тонкозернистая связующая их серпентиновая основная ткань. Бастит замещает порфировидные выделения исходной породы, принадлежавшие ромбическому пироксену; наличие этих псевдоморфоз делает структуру породы *blastoporfirovovidной*. Основная ткань из очень мелких листочеков серпентина (антигорита) имеет *микролепидобластовую* структуру. Она развилась по более мелким зернам оливина и пироксена.



Фиг. 114.

Урал, Каслинский р-н. Николи +; $d = 4,1$ мм.

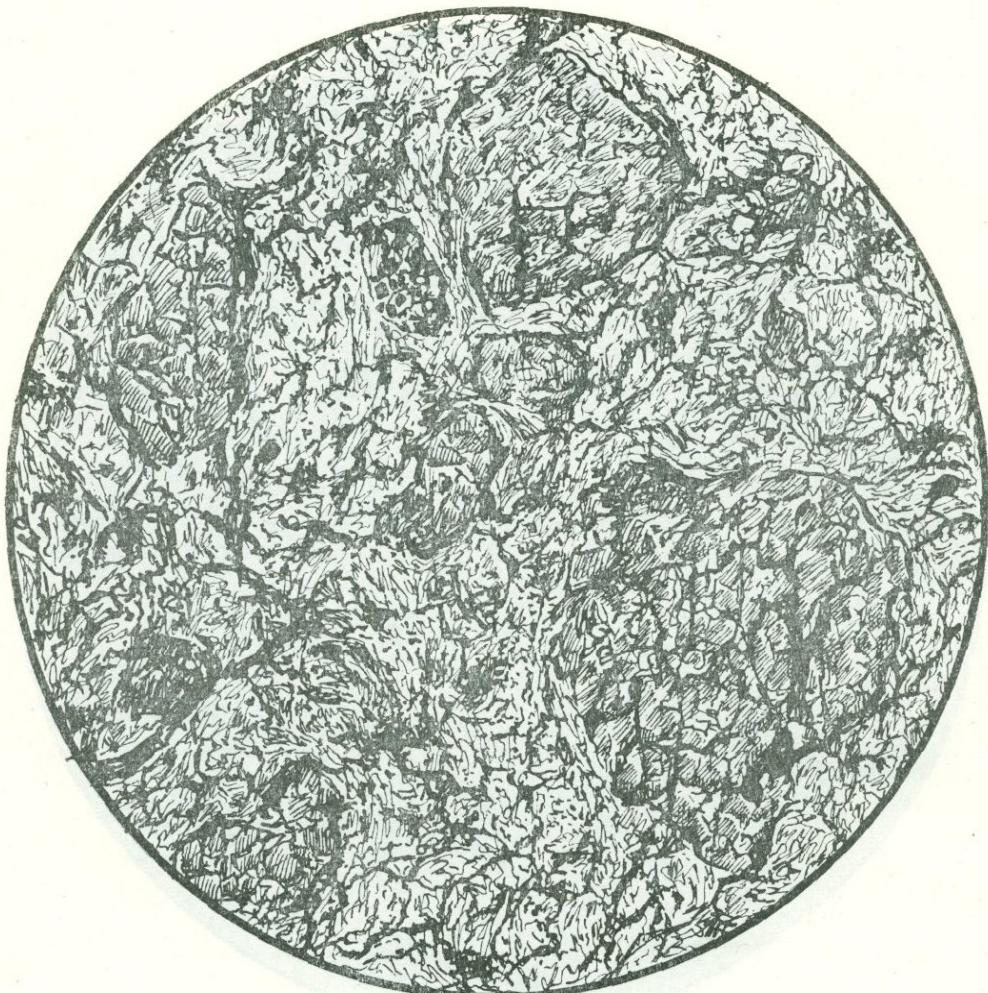
Рис. Б. Толмачева

Первоначальный состав породы — гарцбургит из ромбического пироксена и оливин — сначала был усложнен развитием длинных листистых индивидов актинолита. Позднее вся порода серпентинизировалась с развитием пластинчатой разности серпентина — антигорита, различно ориентированной в пределах каждого зерна исходной породы, так что границы этих зерен хорошо видны.

Особенно четко выделяются псевдоморфозы по длинным индивидам актинолита.

Для структуры характерны пластинчатая форма индивидов серпентина и образование им псевдоморфоз по минералам исходной породы, т. е. структура является *псевдоморфно-пластинчатой*.

СЕРПЕНТИНИТ



Фиг. 115.

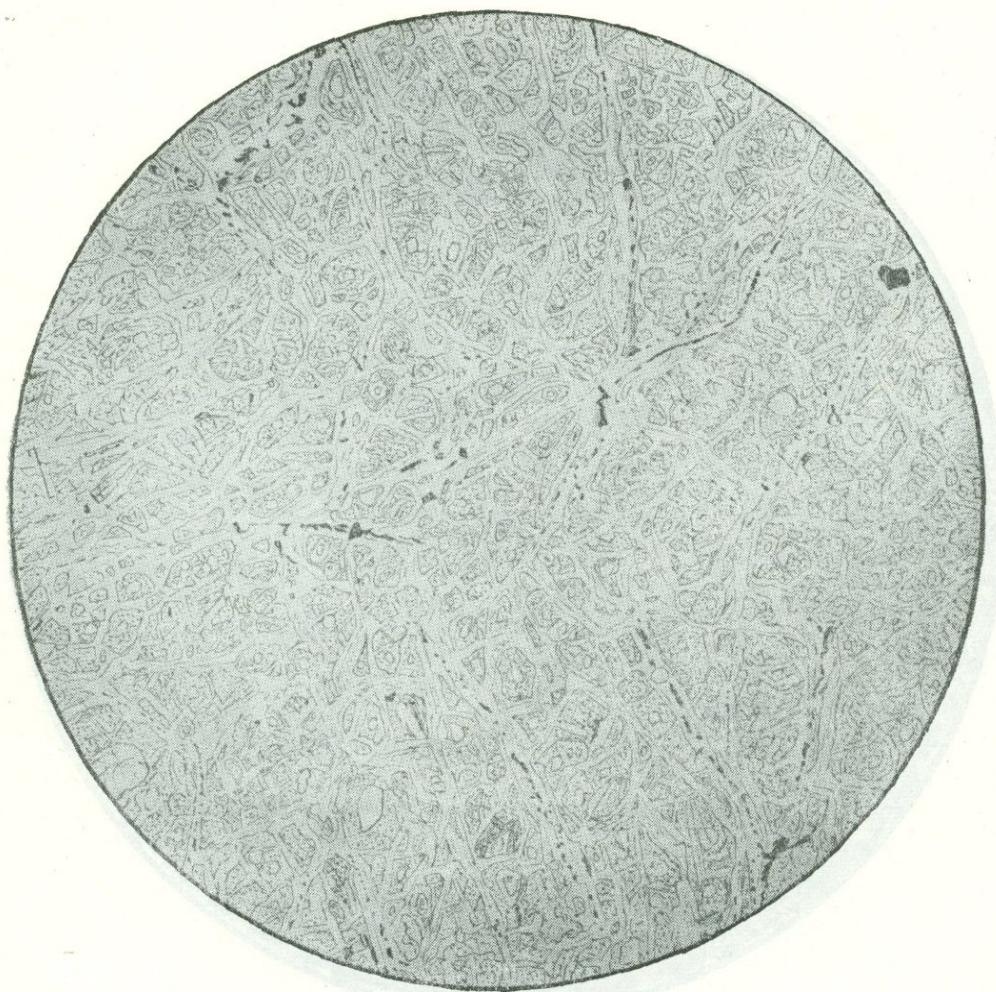
Западный Саян. Николи +; $d = 7,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из угловатых обломков серпентинита размером до 2—2,5 мм, связанных волокнистым или пластинчатым серпентином. В обломках заметна неясная решетчатая структура, что дает основание считать, что в исходной породе, подвергшейся серпентинизации, содержался пироксен.

Наличие в породе обломков и связующего их вещества создает брекчевидную структуру; согласно В. Н. Лодочникову, такая структура серпентинитов возникает в результате эндотектонического процесса в связи с увеличением объема породы при ее серпентинизации.

Лицою йолбэй маканомы ба зобномынай ма энэхүү нийтийн эндотектонический процессийн түүхийн дүрүүдийнээр



Фиг. 116.

Урал, Исовский район. Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

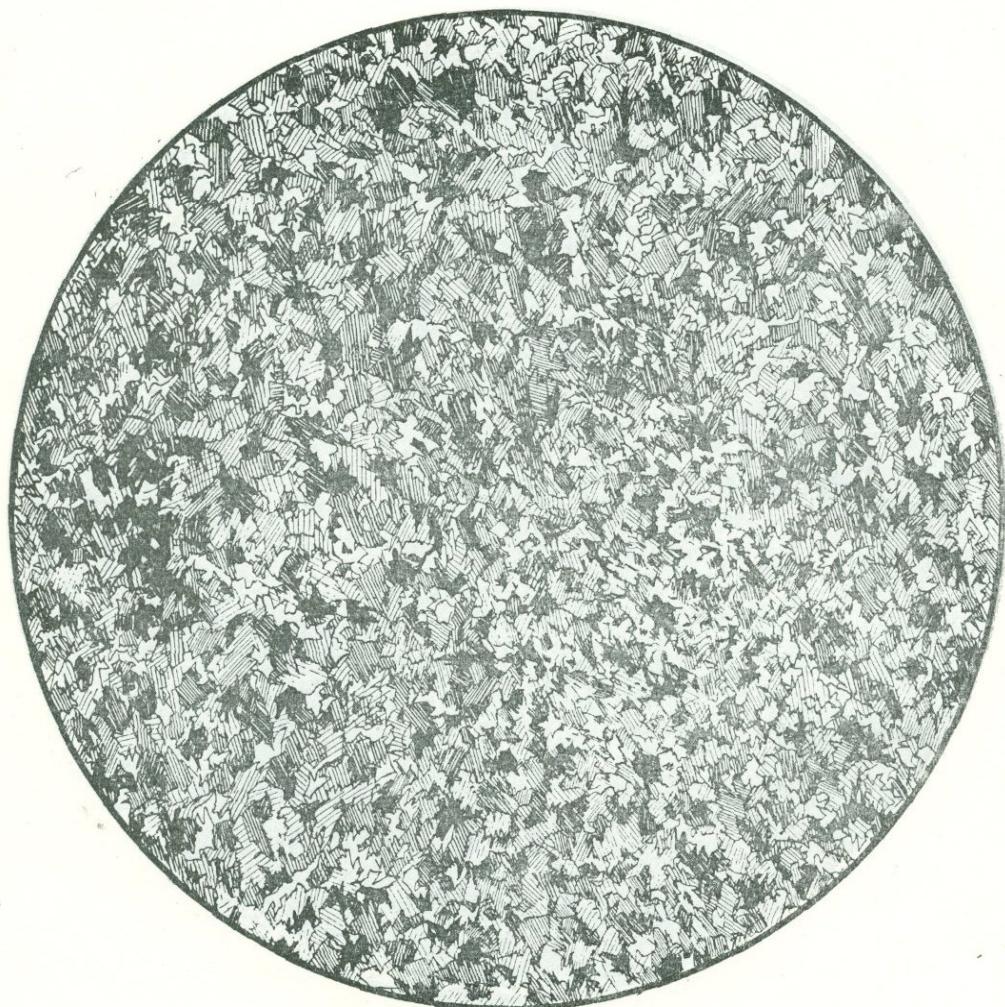
Рис. И. Егорова

Порода состоит из серпентина, небольшого количества оливина и рудного минерала.

Серпентин образует сложную сеть тонких переплетающихся жилок, с петлями неправильной формы. Это — волокнистый серпентин — хризотил; вдоль волокон его местами отлагаются очень тонкозернистые цепочки рудного минерала. Отверстия петель заполнены другим более плотным и буроватым серпентином и небольшими реликтами зерен оливина, уцелевшими от серпентинизации.

Структура петельчатая.

МЕЛКОЗЕРНИСТЫЙ АНТИГОРИТОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



Фиг. 117.

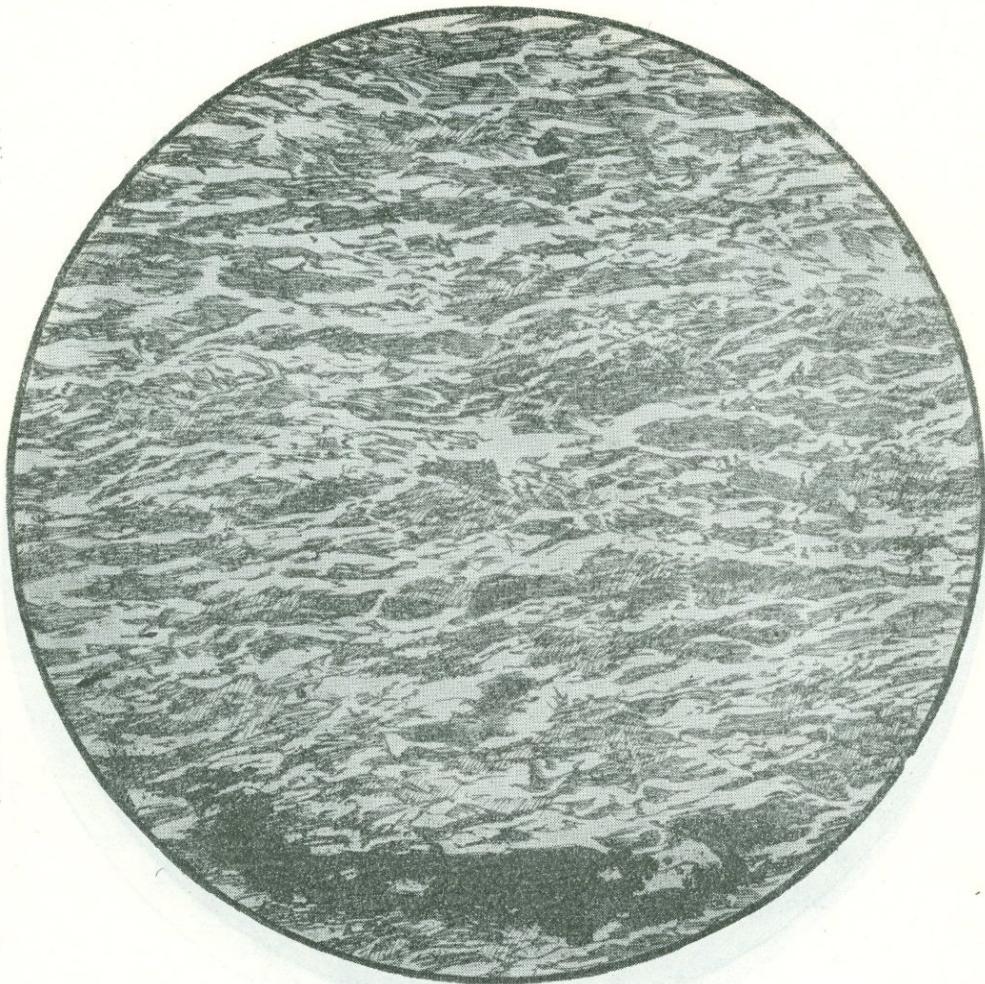
Северный Урал. Николи +; $d = 2,3$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из тонколистоватого антигорита. В скрещенных николях видно, что неправильные листочки его имеют зубчатые ограничения и распределены беспорядочно. Реликтов структуры исходной породы не наблюдается.

Структура листоватая.

ХРИЗОТИЛОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



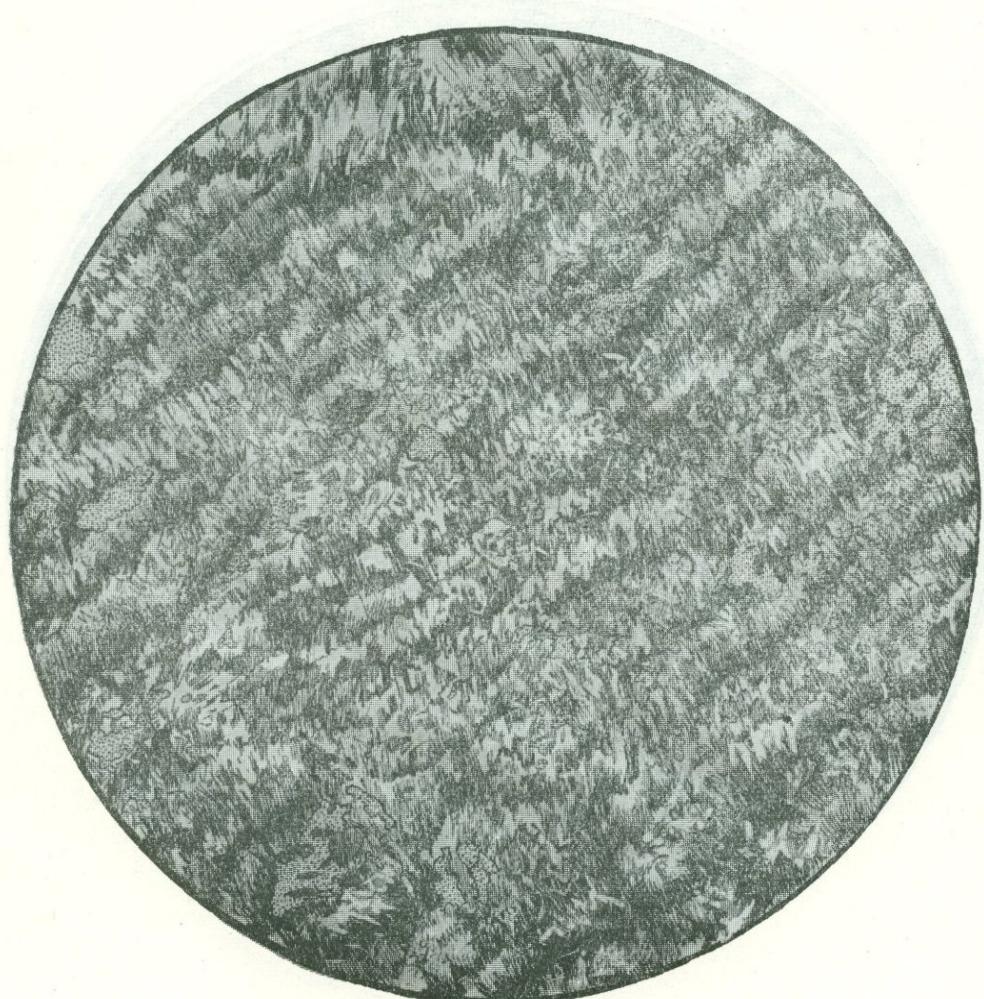
Фиг. 118.

Западный Саян, р. Иджим. Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Порода состоит из длинных, более или менее параллельно друг другу расположенных волокон серпентина—хризотила, чем и определяется ее параллельно-волокнистая структура.

ХРИЗОТИЛОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



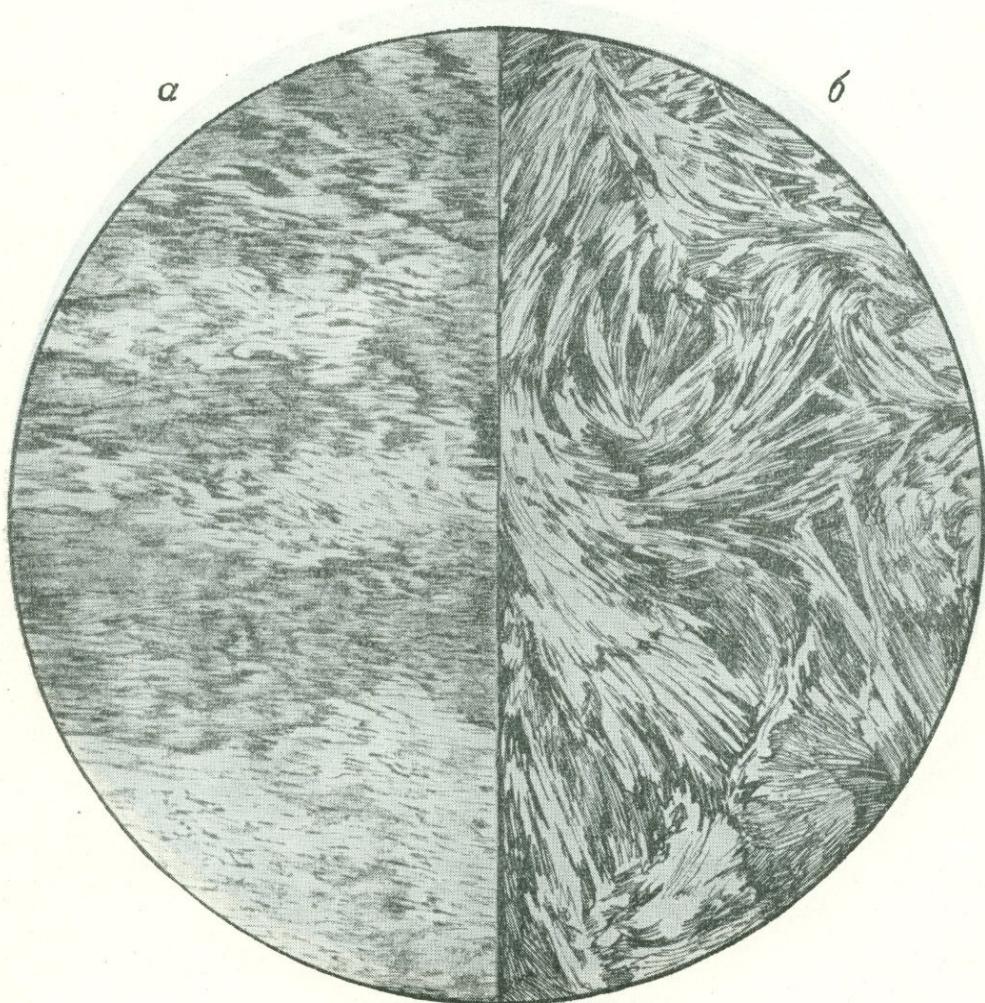
Фиг. 119.

Кавказ, р-н р. Лабы. Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. Б. Толмачева

Волокнистая масса серпентина, ориентированная на данном рисунке осью волокна горизонтально, состоит из тонких волоконец хризотила, ориентированных поперек длины волокна, чем и создается *поперечно-волокнистая* структура.

ХРИЗОТИЛОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ (*а*).
АНТИГОРИТОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ (*б*)



Фиг. 120.

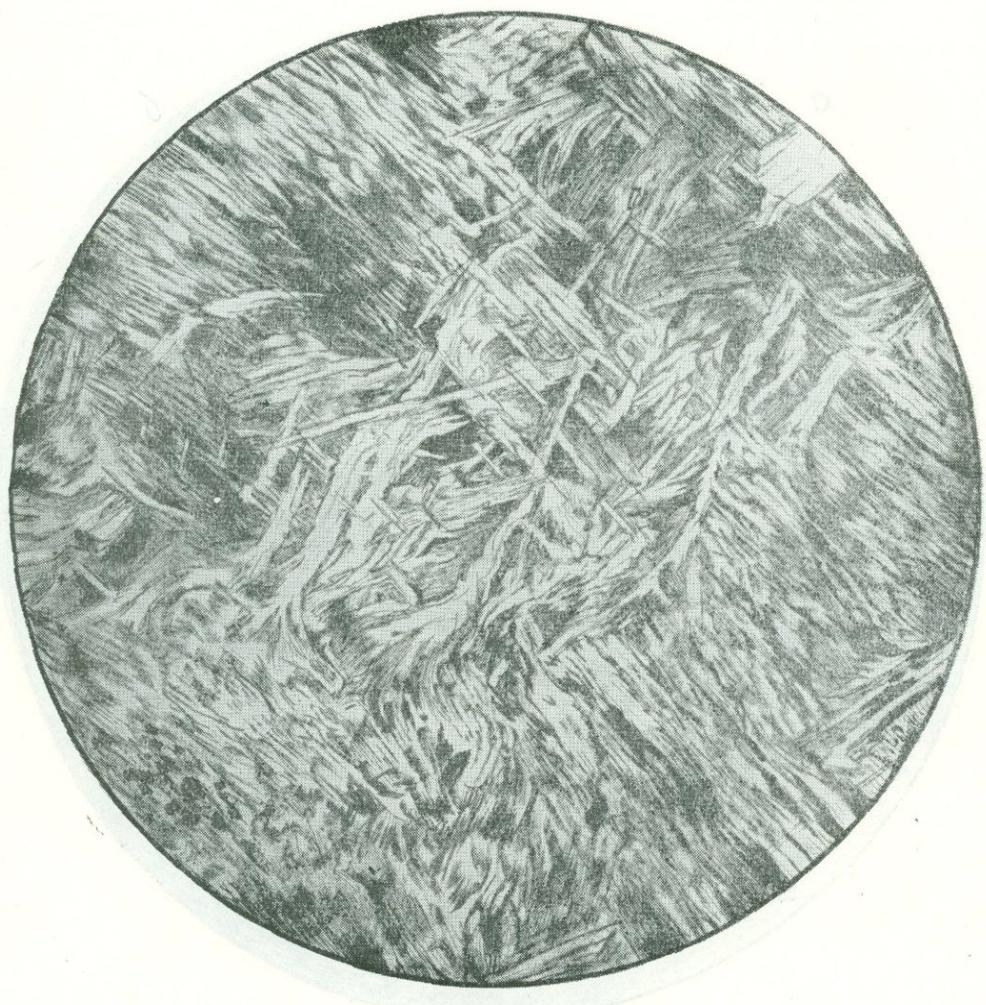
Кавказ, р-н р. Лабы. Николи +;
 $d = 4,1$ м.м.
Рис. И. Егорова

Западный Саян, Ашпанский район.
Николи +; $d = 4,1$ м.м.
Рис. Б. Толмачева

а — вся масса породы сложена весьма тонкими волокнами хризотила, расположеными взаимопараллельно.

б — порода состоит из пластинок антигорита, имеющих вид лучей и собранных в пучки в виде метелок, откуда и произведено предложенное Ритцем название такой структуры *метельчато-лучистая*.

ХРИЗОТИЛОВЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



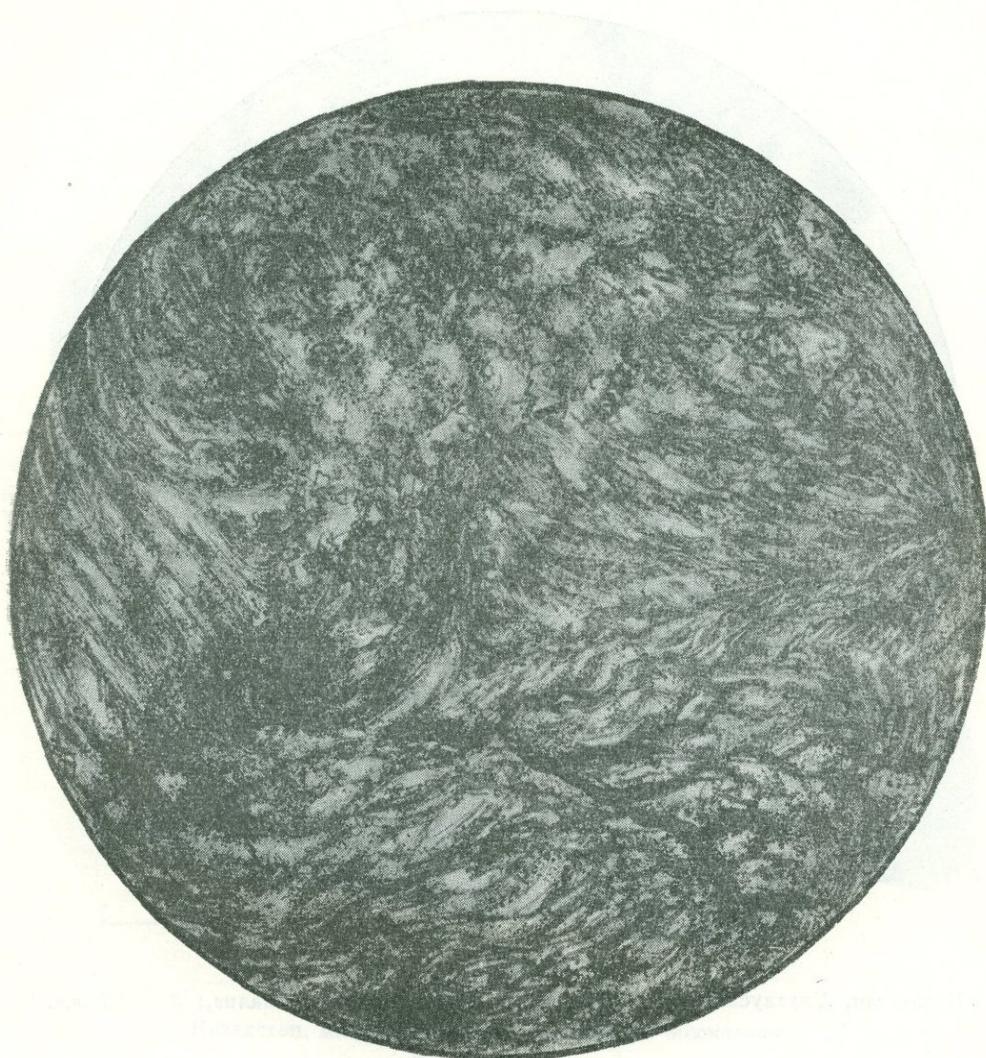
Фиг. 121.

Кавказ, р-н р. Лабы. Николи +; $d = 4,1$ мм.

Рис. И. Егорова

Порода состоит из крупных волокон хризотила, большей частью расположенных взаимно параллельно. В отдельных участках, как, например, в центре рисунка, наблюдается перекрещенное расположение волокон; структура таких участков является *перекрещенно-волокнистой*.

Более подробно о свойствах и строении хризотиловых пород см. в статье А. А. Егорова в том же журнале, в № 11 за 1937 г.



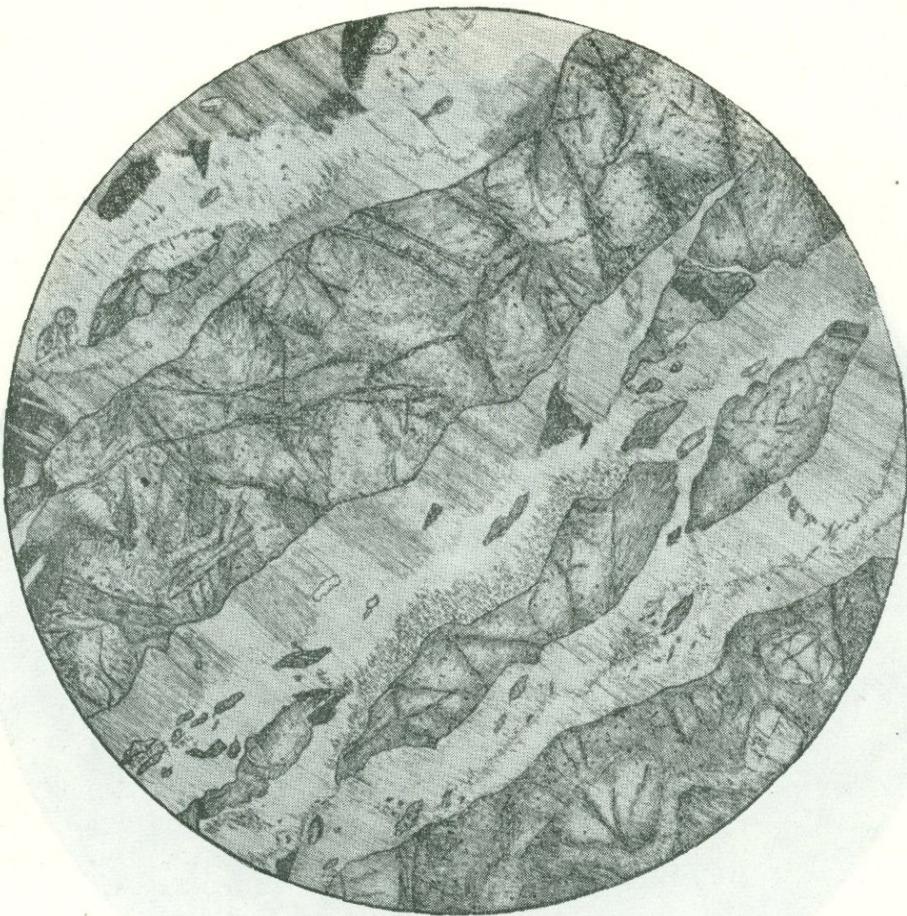
Фиг. 122.

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

Рис. Б. Толмачева

В породе, состоящей только из серпентина, под микроскопом не заметно никаких реликтов структурных элементов. В ней видны лишь широкие и короткие полосы, различно ориентированные, с неясными ограничениями и неоднородным, как бы облачным угасанием; при вращении столика микроскопа эти полосы производят впечатление пламени. Дю Ритц предложил такую структуру называть *пламеневидной*.

ТОНКОПОЛОСЧАТЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



Фиг. 123.

Казахстан, Улутауский р-н. Колл. Н. П. Михайлова. Без анализ.; $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

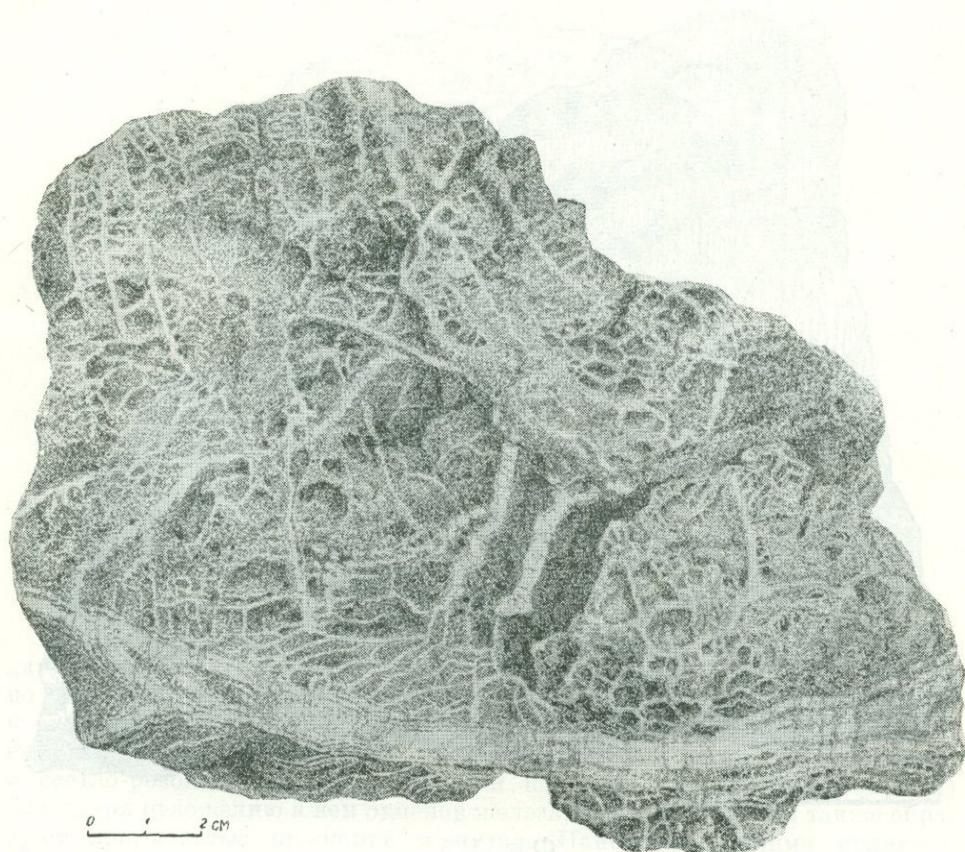
Чередуются более тонкие полоски ($0,5$ — $1,0$ мм) пластинчатого серпентина — антигорита и несколько более мощные, но часто прерывистые полоски волокнистого серпентина.

Полоски пластинчатого серпентина (светлое) угасают одновременно по всему шлифу; в их составе принимает участие бурый карбонат, обраzuющий скопления, очень часто располагающиеся у края полос.

Полоски волокнистого серпентина имеют сложное строение: волокна то собраны пучками, то расходятся веерообразно, располагаются то вдоль, то поперек полосок. Среди них наблюдаются небольшие гомосовевые псевдоморфозы (например, в нижней части рисунка). Вдоль волокон местами наблюдается отложение пылевидного рудного минерала.

Волокнистый серпентин образовался раньше пластинчатого, который рассек всю его массу полосами, одновременно угасающими. Можно полагать, что волокнистый серпентин представлял собой первоначально сплошную массу, так как местами удается наблюдать продолжение его волокон из одной полоски в другую. Структура породы *волокнистая* и *пластинчатая*; текстура *тонкополосчатая*.

ЛИМОНИТИЗИРОВАННЫЙ
И МАГНЕЗИТИЗИРОВАННЫЙ СЕРПЕНТИНИТ



Фиг. 124.

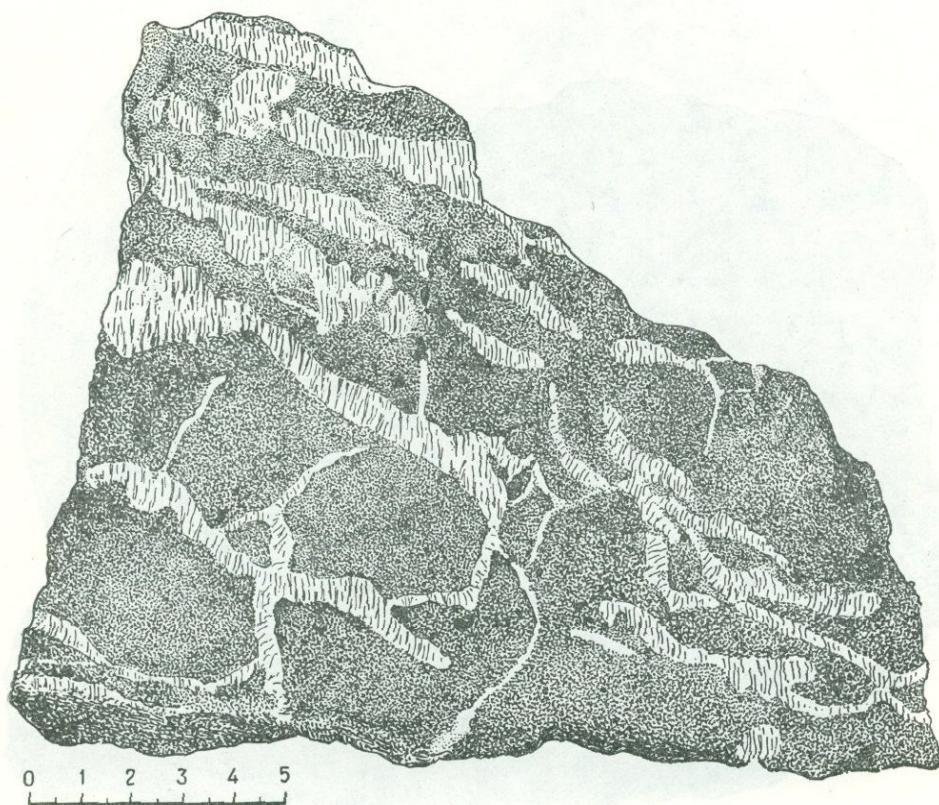
Казахстан, массив Кенеспай. Колл. В. Н. Москалевой.

Рис. Р. Полякова

Вторичные процессы — выщелачивание, лимонитизация и магнезитизация — обусловили ячеистую текстуру породы. Наиболее поздним процессом является магнезитизация, создающая белые секущие жилки мощностью около 1,5—2,0 см.

ВЫЩЕЛОЧЕННЫЙ СЕРПЕНТИНИТ С ЖИЛКАМИ КЕРОЛИТА

Южный Урал, Кемпирсайский массив, рудник Батамшинский.



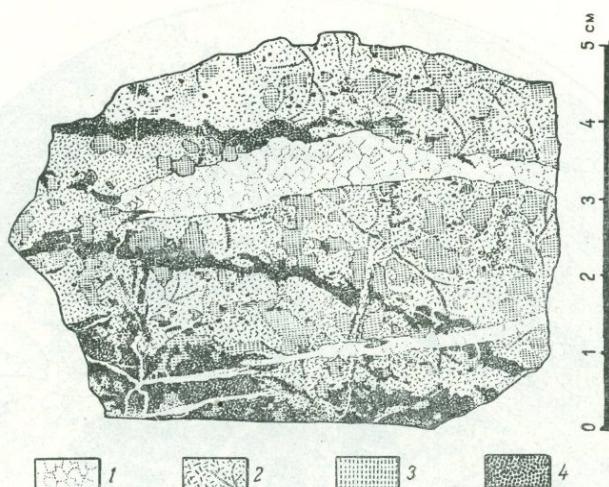
Фиг. 125.

Южный Урал, Кемпирсайский массив, рудник Батамшинский. Колл. В. Н. Москалевой.

Рис. Б. Толмачева

Темное — плотные участки разложенного серпентинита, светлое — жилки керолита. Керолит образуется в результате гидротермально-метасоматического замещения серпентина; отложение его в виде жилок создает брекчиевидную текстуру породы.

ЛИСТВЕНИТ



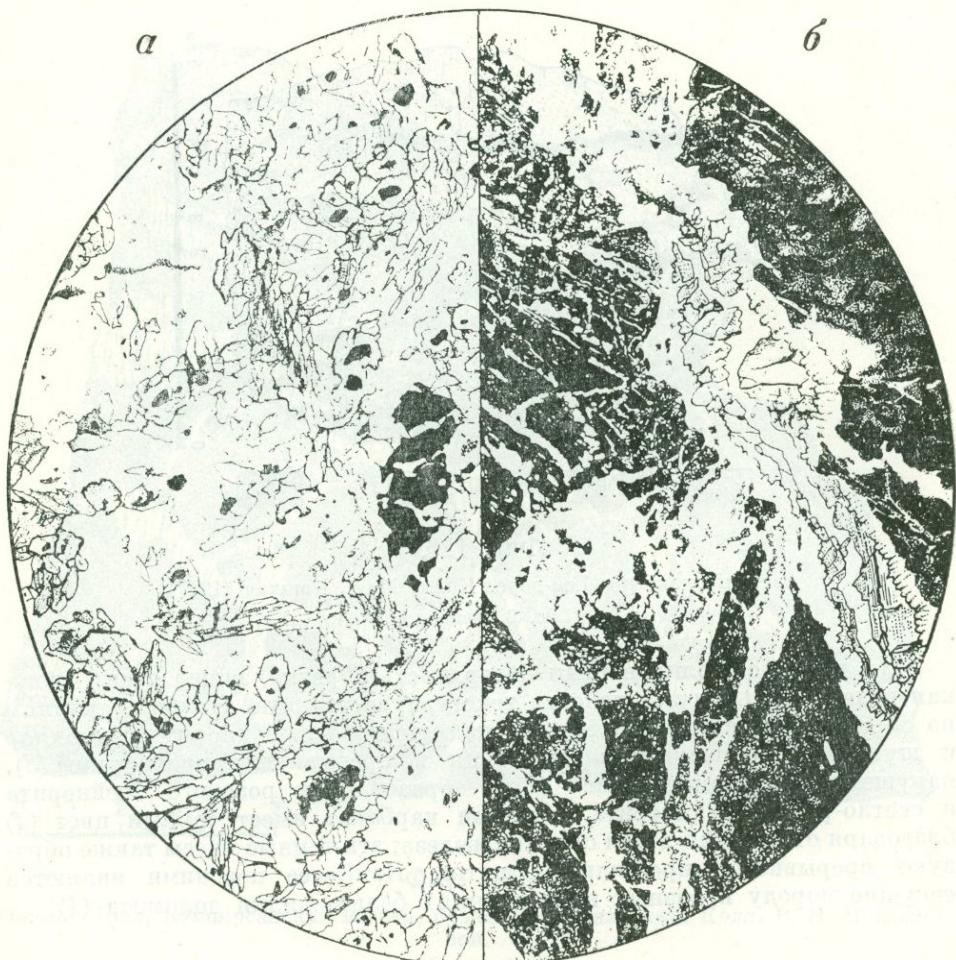
Фиг. 126.

Азербайджан, р-н Гей-дере. Колл. М. А. Кашкая (1947).

Рис. Б. Толмачева

На рисунке (полированная поверхность образца) видна очень сложная и неправильная жилковатая текстура лиственита. Наиболее ранним по образованию в этом листвените является зеленый хлорит (клинохлор и шухардит), образующий скопления и прерывистые прослоечки (3), нарушенные карбонатизацией (2) с образованием розового брейнерита и светло-розового анкерита. Местами карбонат имеет темный цвет (4) благодаря отложению в нем окислов железа; эти темные массы также образуют прерывистые прожилки и пятна. Наиболее поздними являются секущие породу в разных направлениях белые жилки доломита (1).

КВАРЦ-ДОЛОМИТОВЫЙ ЛИСТВЕНИТ —
ТИПИЧНЫЙ ЛИСТВЕНИТ (а)
ОКВАРЦОВАННЫЙ БРЕЙНЕРИТОВЫЙ ЛИСТВЕНИТ (б)



Фиг. 127.

Азербайджан. Колл. М. А. Кашкая (1947). Без анализ.; увел. 20.

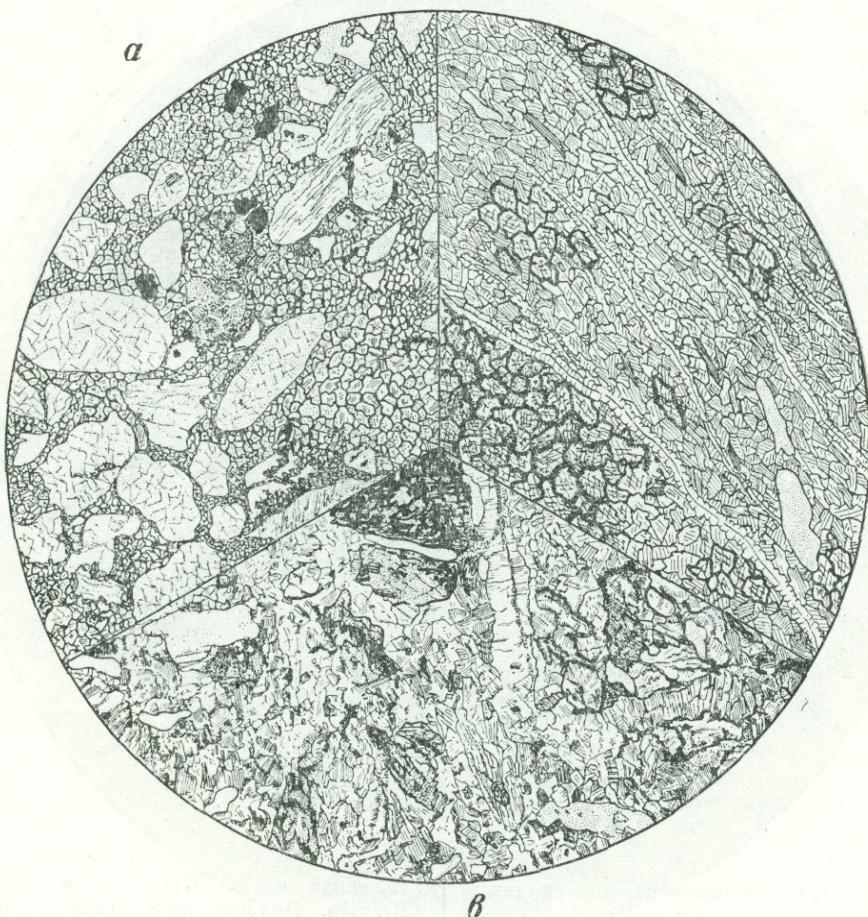
Рис. Б. Толмачева

а — порода состоит из скоплений тонких ромбиков и удлиненных листочков доломита (серое), среди которых наблюдаются мелкие и реже более крупные зерна хромшпинелида (черное). Белое — более крупные зерна кварца, связывающие доломитовые скопления и проникающие внутрь.

Структура неправильная гранобластовая и гломеробластовая; реликтов серпентинитовых структур нет. Текстура, по М. А. Кашкаю, листоватая, что, очевидно, связано с формой скопления доломита.

б — порода состоит из бурого в шлифе микрозернистого железистого карбоната — брейнерита, густо и во всех направлениях пересеченного тонкими и тончайшими жилками кварца гребенчатой структуры. В средней части более мощных жилок отлагается светлый карбонат — доломит. Текстура породы жилковатая.

СЕРПЕНТИН-КАРБОНАТНЫЙ ЛИСТВЕНИТ (а).
 ХЛОРИТ-КВАРЦ-КАРБОНАТНЫЙ ЛИСТВЕНИТ (б)
 КВАРЦ-КАРБОНАТНЫЙ ЛИСТВЕНИТ (в)



Фиг. 128.

Азербайджан, р-н Гей-дере. Колл. М. А. Кашкая (1947). а — николи +;
 б, в — без анализ.; а, в — увел. 11, б — увел. 12.

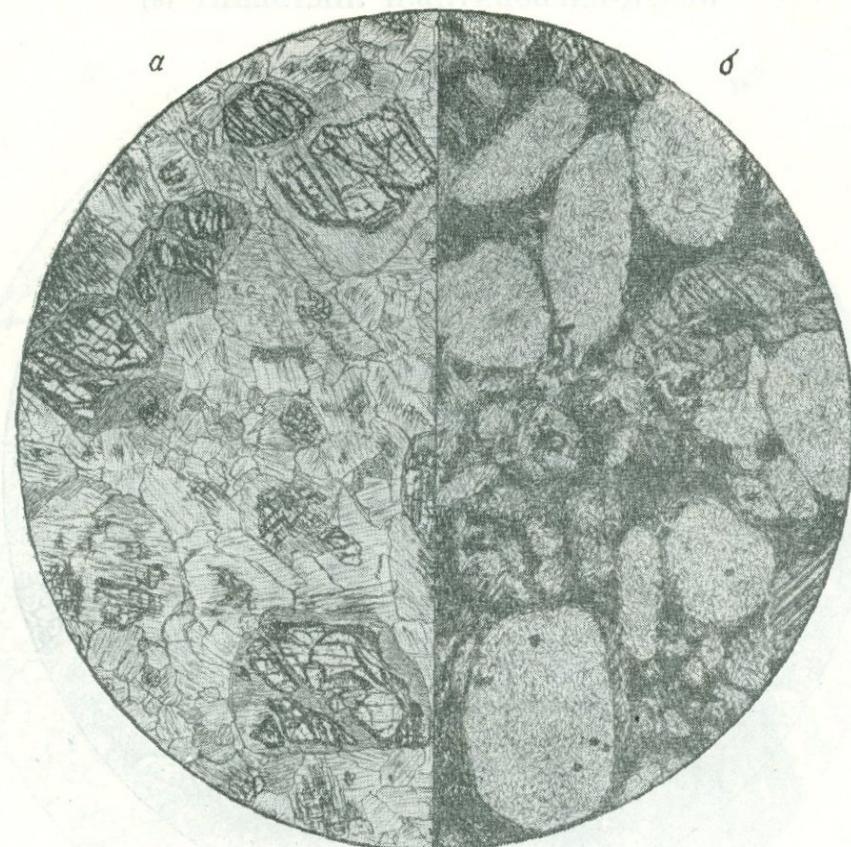
Рис. Б. Толмачева

а — порода состоит из мелкозернистых гранобластовых масс бурого магнезита, среди которых наблюдаются субпараллельно ориентированные округленно-удлиненные участки антигоритового серпентинита. В некоторых из них при скрещенных николях заметна решетчатая структура, свидетельствующая об образовании их за счет пироксена.

б — видны линзовидные массы гранобластового карбоната с примесью почти бесцветного хлорита и скоплений рудного минерала. Между ними располагаются скопления удлиненных зерен слегка бурого в шлифе карбоната, через которые в направлении сланцеватости проходят тонкие поперечно-шестоватые жилки более светлого карбоната.

в — видны участки темного ожелезненного карбоната (брейнерита), заключенные среди преобладающего более светлого карбоната с резкой псевдоабсорбцией, и жилки поперечно-шестоватого карбоната, по-видимому, наиболее молодого. Около этих жилок и около участков темного карбоната заметны тонкие прожилки и участки очень мелкозернистого кварца.

МЕЛКОЗЕРНИСТЫЙ ОТАЛЬКОВАННЫЙ ПИРОКСЕНИТ (*а*).
ТАЛЬКОВО-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (*б*)



Фиг. 129.

Колл. Я. С. Эдельштейна. Без анализ.;
 $d = 1,8$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

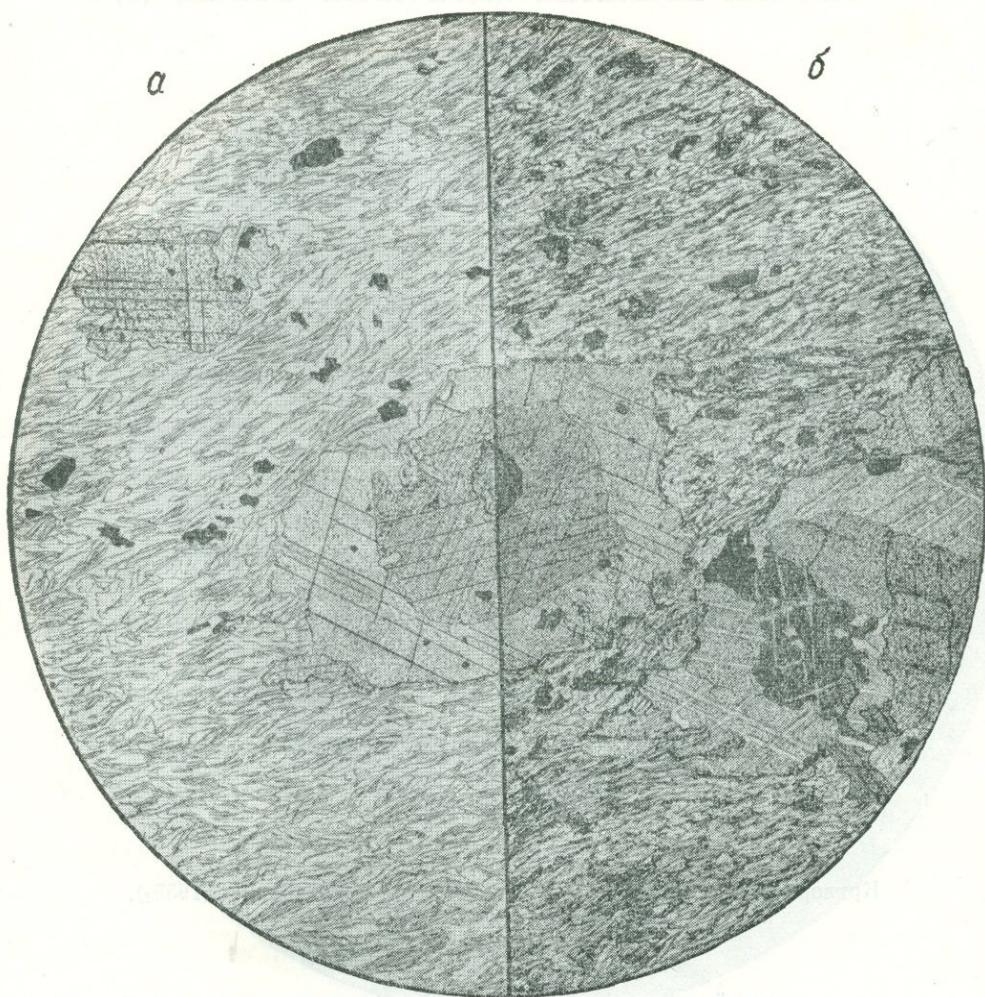
Северная часть Криворожья. Колл.
Ю. Ир. Половинкиной (1955₂). Нико-
ли +; $d = 1,8$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

а — порода состоит из мелких (0,2 м.м.) короткопризматических зерен моноклинного пироксена (грубые линии и точки на рисунке), почти полностью замещенных тонковолокнистыми и тонкочешуйчатыми массами талька (низкий рельеф, высокое двупреломление и прямое угасание) с примесью карбоната.

При замещении контуры зерен пироксена сохраняются, и структура исходной породы определяется как *реликтовая микропанициоморфно-зернистая*.

б — видны микрочешуйчатые псевдоморфозы талька, вероятно, по оливину или пироксену, погруженные в сплошную, непросветляющуюся в скрещенных николях массу зеленого хлорита. Этот хлоритовый базис, по-видимому, разился по ультраосновному стеклу исходной породы, а тальковые псевдоморфозы соответствуют ее фенокристаллам. В составе некоторых псевдоморфоз принимает участие карбонат. Порода является метаморфизованным ультраосновным (никритовым) эффузивом. Структура ее *микролепидобластовая* и в то же время *реликтовая бластопорфированная*.

АПОПИКРИТОВЫЙ ХЛОРИТ-ТАЛЬКОВЫЙ СЛАНЕЦ



Фиг. 130.

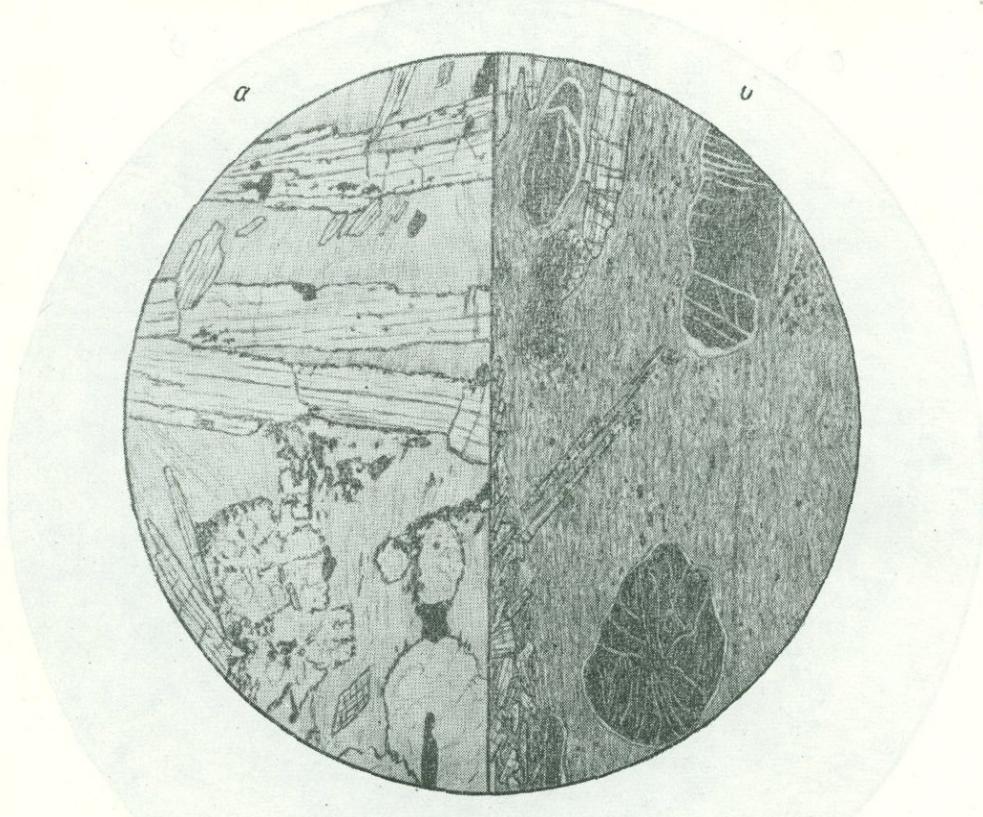
Украина, Лихмановский участок Криворожья. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1955₂).
а — без анализ., б — николи +; $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

В микролепидобластовой основной ткани породы сидят ориентированные по сланцеватости крупные (до 1,55—2,0 мм) удлиненные образования карбоната. Они представляют собой миндалины в эфузивной породе, т. е. пустотки, последовательно выполнявшиеся тремя разными карбонатами, начиная с периферии, — брейнеритом, затем доломитом и, наконец, кальцитом. Зона каждого карбоната состоит из одного зерна, что хорошо видно и без анализатора и особенно в скрещенных николях.

Такие образования характерны для эфузивных пород, и наличие их позволяет говорить об апопикритовой природе сланца.

СЕРПЕНТИН-ТРЕМОЛИТ-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (а)
ТРЕМОЛИТ-СЕРПЕНТИН-ХЛОРИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (б)



Фиг. 131.

Криворожье, р-н с. Анновки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1955 г.).
а — без анализ., б — николи +; $d = 1,8$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

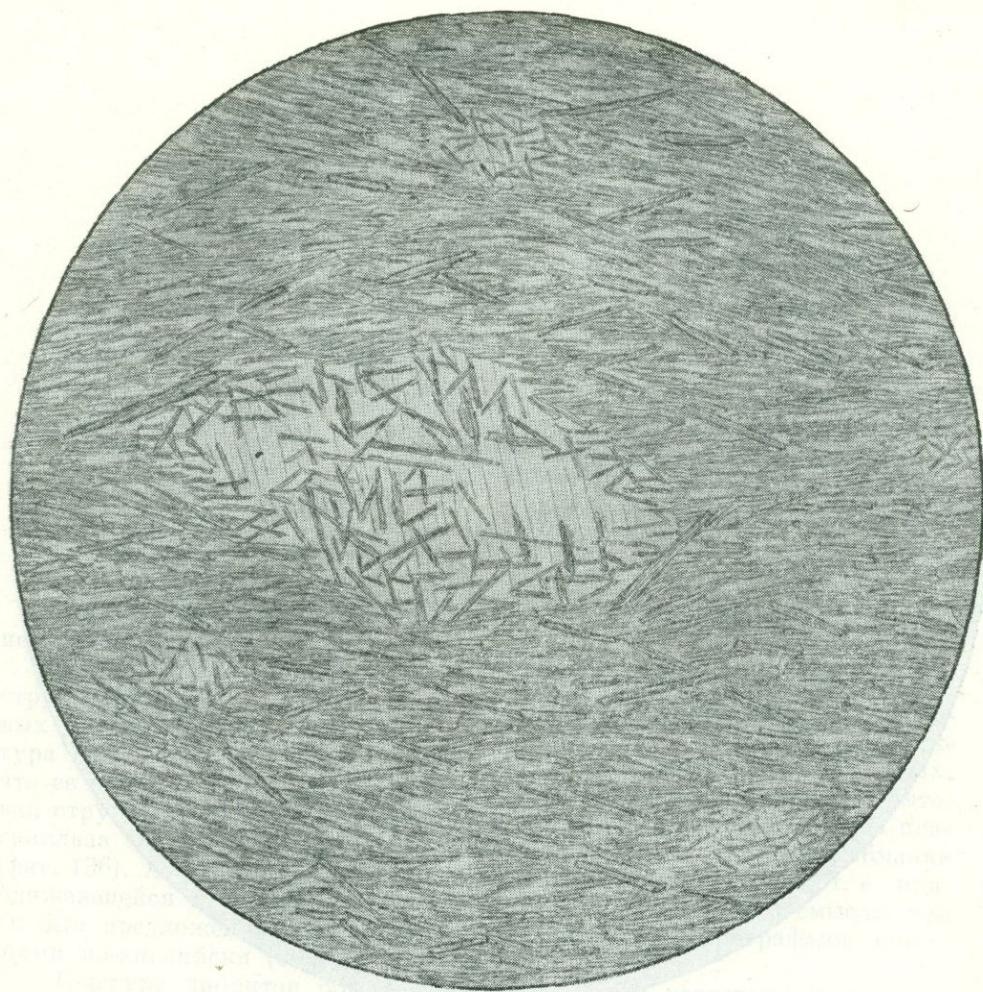
а — в сплошной волокнистой массе светло-зеленого хлорита растут по сланцеватости и вкrest ее длинные лучистые индивиды tremolita; на попечных сечениях (внизу) видно, что в огранке их принимают участие только призмы, а пинакоиды не развиты. В нижней части рисунка видны серпентиновые и иддингситовые псевдоморфозы по оливину с отложением рудного вещества.

Хлоритовая масса угасает вся одновременно; очевидно, она образовалась при раскристаллизации однородного вещества, по-видимому, стекла. Исходная порода, вероятно, была стекловатой с фенокристаллами оливина, типа пикритового порфириита, т. е. имела порфировую структуру с гиалиновой основной массой. Кристаллы tremolita являются метаморфическим новообразованием. Структура породы *нематофибробластовая*; *бластопорфировая* по оливину и *порфиробластовая* по tremolиту.

б — тонкий прослой в горизонте тальковых сланцев, состоящий из одновременно угасающей волокнистой массы хлорита, псевдоморфоз серпентина по оливину и новообразований tremolita в виде тонких лучистых кристаллов. Хлоритовая масса развилаась по стеклу. Исходный пикритовый порфириит имел порфировую структуру с гиалиновой основной массой. Структура породы *реликтовая бластопорфированная* и *порфиробластовая* с фибробластовой основной тканью.

ИЛАГИОКЛАЗ-ТРЕМОЛИТОВЫЙ СЛАНЕЦ (АПОПИКРИТОВЫЙ)

(СЫПУЩЕННАЯ ПОДА)



Фиг. 132.

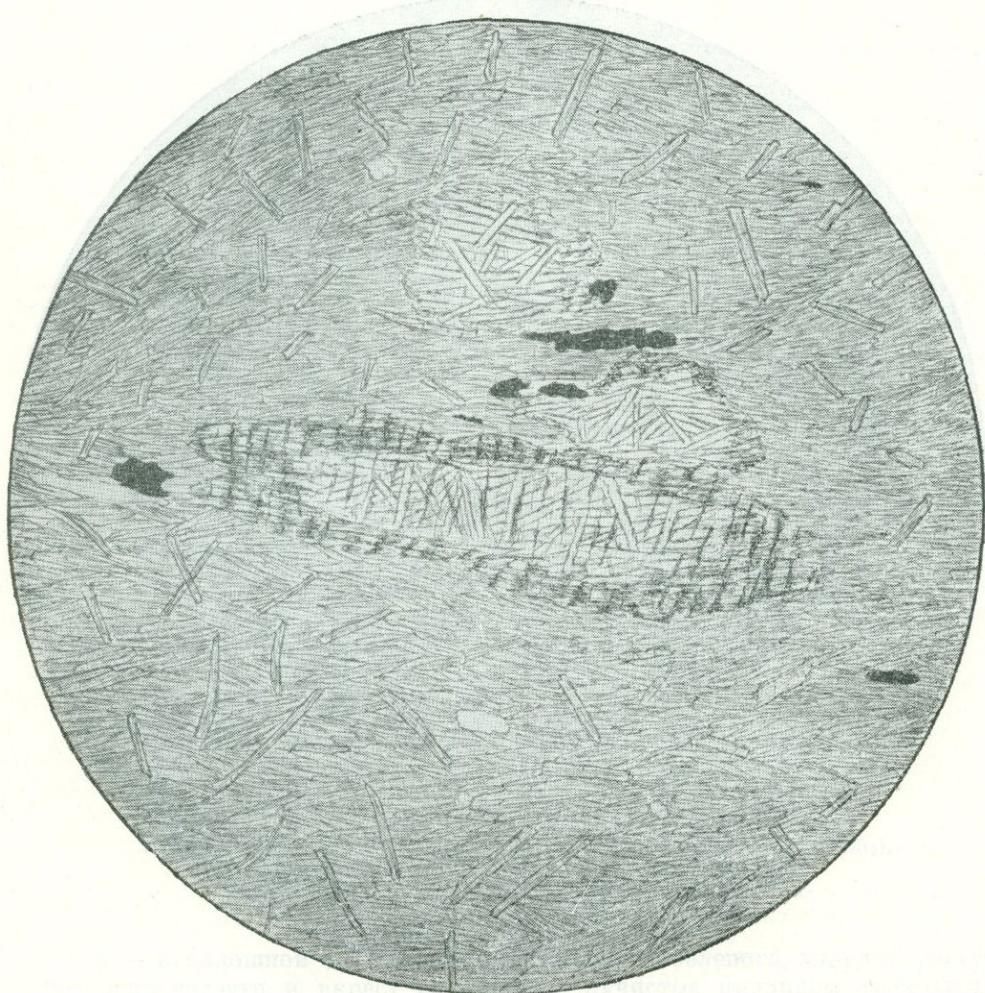
Украина, Конская магнитная аномалия. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (Половинкина и Наливкина, 1959). Без анализ.; $d = 2,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода представляет собой метаморфизованный ультраосновной эфузив типа пикритового порфириита. В ней видны реликты фенокристаллов лабрадора (длиной до 1—1,5 мм) в различной стадии замещения их игольчатым tremolитом. Основная ткань состоит из субпараллельно ориентированных тонких иголок tremolита и заключенной между ними хлоритовой (прохлоритовой), частично флогопитизированной однородной массы, вероятно развившейся по стеклу. Основная ткань образовалась за счет основной массы исходной породы.

Структура породы *бластопорфировая* с *микролепидонематобластовой* основной тканью.

ДИОПСИД-ТРЕМОЛИТ-ФЛОГОПИТОВЫЙ СЛАНЕЦ
(АПОПИКРИТОВЫЙ)



Фиг. 133.

Украина, Конкская магнитная аномалия. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (Половинкина и Наливкина, 1959). Без анализ.; $d = 2,7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

В породе видны крупные (длиной до 2 м.м) и более мелкие фенокристаллы диопсида, в различной степени (часто полностью) замещенные агрегатом тонких призм и иголочек tremolита. Они заключены в флогопитизированной tremolit-хлоритовой основной ткани, развивавшейся по основной массе эфузива. Характерна одинаковая ориентировка (т. е. одновременное угасание) хлорита и флогопита, что позволяет считать хлорит развивающимся по стеклу; при флогопитизации его ориентировка сохраняется.

Структура породы *blastoporфировая*, с микролепидонематобластовой основной тканью.

ГРУППА ДИОРИТА — АНДЕЗИТА

Структуры пород этой группы, особенно ее интрузивных членов, не представляют большого разнообразия.

В кварцевых диоритах встречается гипидиоморфнозернистая (фиг. 134) структура; вообще же для диоритов — роговообманковых и пироксеновых — наиболее характерной является призматическиизернистая структура (фиг. 135, 136); она настолько часто наблюдается в этих породах, что ее нередко называют также диоритовой. Реже встречается субофитовая структура с заметным идиоморфизмом лейстовидных индивидов плагиоклаза по отношению к ксеноморфным зернам роговой обманки (фиг. 136). А. Н. Заварицкий (1955) называет ее субофитовой, т. е. приближающейся к офитовой, употребляя этот термин в ином смысле, чем он был предложен Крукстремом, и употребляется петрографами, пишущими по-английски (см. Словарь терминов).

Текстура диоритов обычно массивная, реже встречаются шаровые диориты, возникновение которых обычно связывают с наличием в магме ксенолитов. Шаровая текстура кварцевого диорита гор Кандыктас на юге Казахстана и строение отдельных сфероидов его показаны на фиг. 137, 138, 139.

Для жильных пород группы диорита показаны структуры кварцевых диоритовых порфириотов, а также спессартита. Это — порфировые структуры, характеризующиеся наличием двух генераций плагиоклаза и роговой обманки и полнокристаллической основной массой. В кварцевых диоритовых порфиритах кварц может быть и в виде фенокристаллов (фиг. 140) или только в составе основной массы (базокварцевый диорит). Иногда количество фенокристаллов очень велико, а основной массы мало; такая порфировая структура, называемая невадитовой или полифировой, показана на фиг. 140. Структура основной массы диоритовых порфириотов микроаллотриоморфнозернистая, микрогипидиоморфнозернистая, микродиоритовая (фиг. 140, 141).

Спессартит обладает лампрофировой призматическиизернистой структурой (фиг. 142).

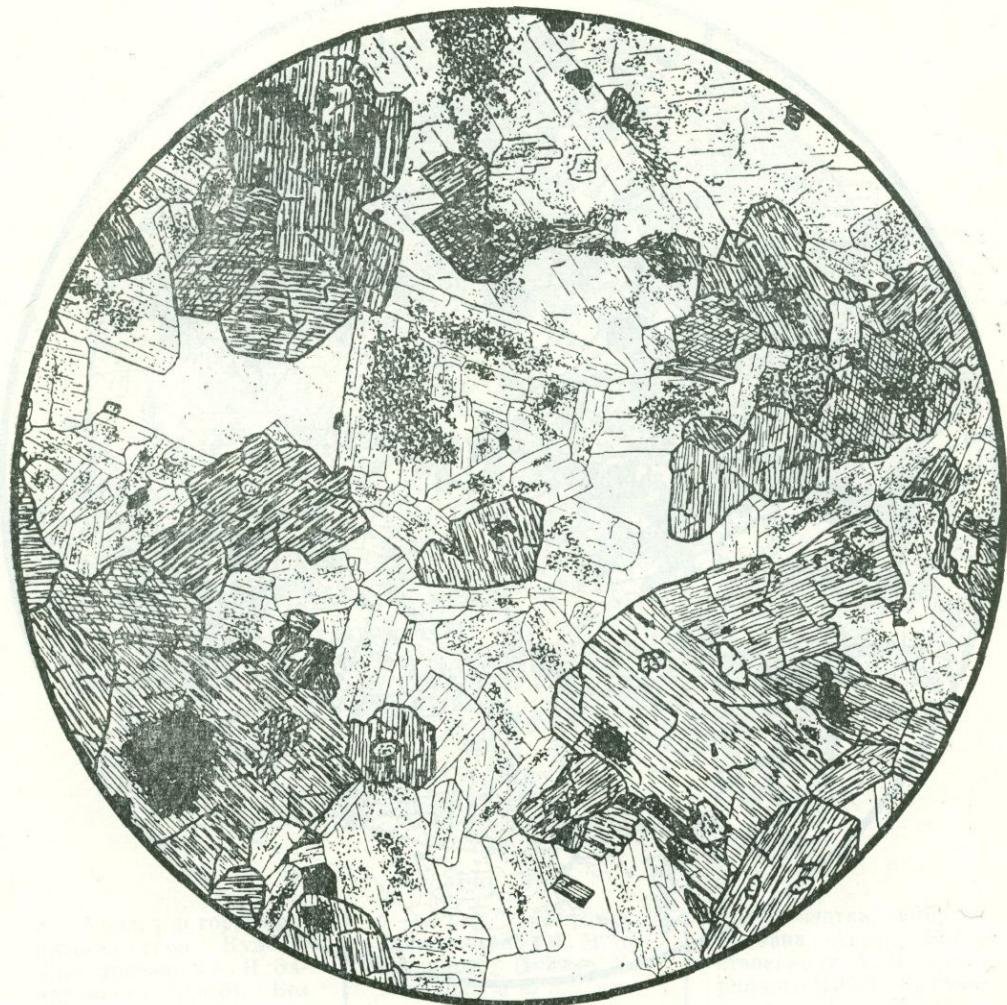
Более разнообразны структуры эффузивных пород группы андезитов. Разнообразие их вызывается разными размерами и разным количеством фенокристаллов и особенно различной структурой основной массы.

Различают порфировую (фиг. 143, 144, 145), сериально-порфировую (фиг. 146), микропорфировую (фиг. 147, 148) структуры. Для основной массы андезитов наиболее характерна гиалопилитовая структура, часто называемая вследствие этого андезитовой (фиг. 143, 147, 148). Наблюдаются также микролитовая (фиг. 144), пилотакситовая (фиг. 145), криптокристаллическая (фиг. 146) и гиалиновая (фиг. 149) структуры. Породы с пилотакситовой основной массой обладают флюидальной, или флюктуационной, текстурой (фиг. 145). Такая же текстура встречается и в гиалиновой основной массе (фиг. 149); если в породе есть пузырьки (т. е. текстура пузыристая), они при этом растягиваются в узкие неправильные полоски (фиг. 149, слева), подчеркивающие флюидальность. Хотя и не часто, в андезитах наблюдается перлитовая отдельность, или перлитовая текстура, а также полосчатая текстура (обычно микротекстура), обусловленные послойным расположением пузырьков или чередованием «прослоев» с более крупными или более мелкими шариками («перлами») или, наконец, просто послойным изменением цвета (более темный и более светлый) стекла.

Флюктуационная текстура некоторых андезитов подчеркивается наличием в них плоских мелких (1—2, реже до 6—7 мм) линзочек стекла, совершенно аналогичных фьямме кислых игнимбритов. Такие породы известны в ур. Уштоган в Центральном Казахстане; исследователи называют их туфолавами (фиг. 150).

Две последние фигуры в этом разделе иллюстрируют структуры туфов андезитовых порфиритов Северного Урала — кристалл-литокластическую (фиг. 151) и витрокластическую (фиг. 152).

РОГОВООБМАНКОВЫЙ КВАРЦЕВЫЙ ДИОРИТ



Фиг. 134.

Район Омской железной дороги. Без анализ.; $d = 4$ м.м.

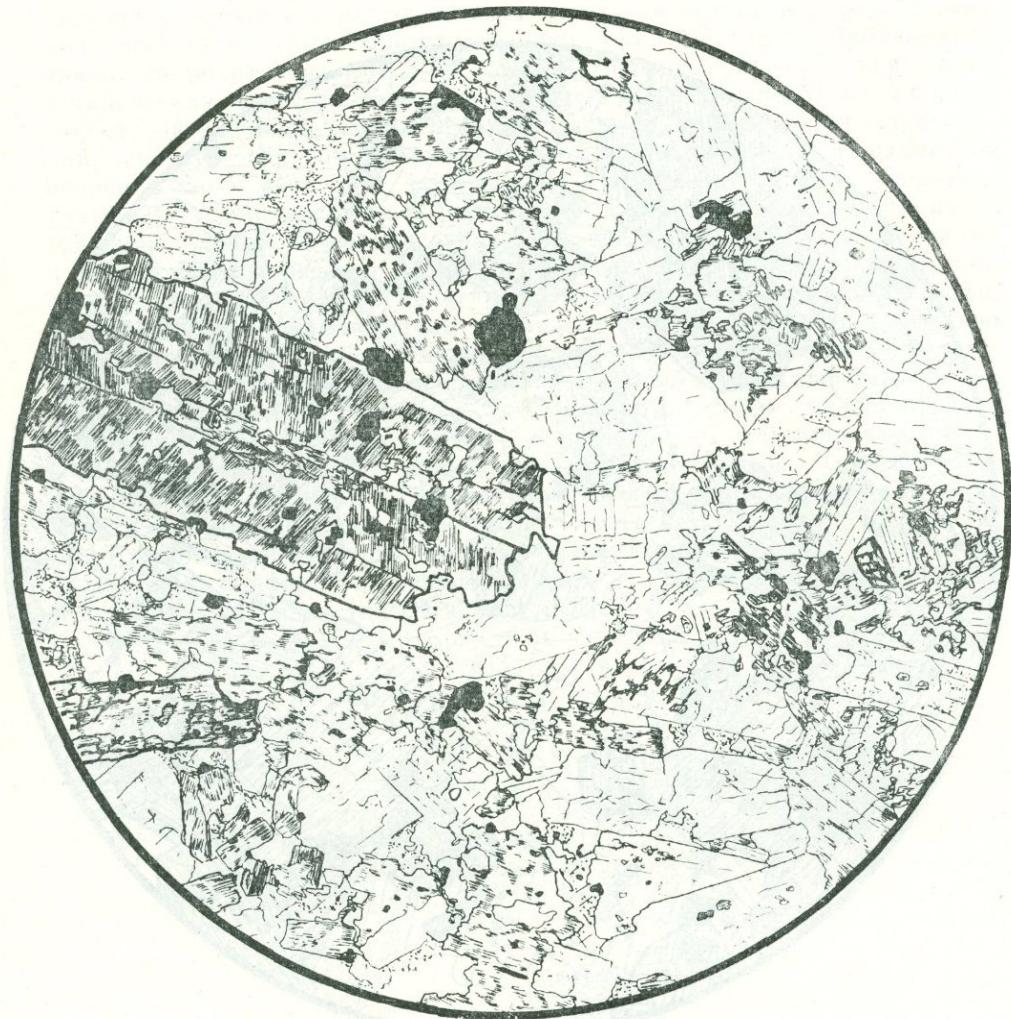
Рис. О. Глазовой

Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки и подчиненного количества кварца; акцессорные минералы — рудный, апатит и сфен.

Роговая обманка (густая резкая штриховка) обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом как по своим формам, так и по соотношениям с плагиоклазом. Плагиоклаз образует короткопризматические и таблитчатые зерна, более или менее идиоморфные, но приспособляющиеся к ограничениям роговой обманки. Зерна кварца (белое) совершенно неправильные ксеноморфные и заполняют промежутки между роговой обманкой и плагиоклазом.

Структура гипидиоморфнозернистая.

ГИПЕРСТЕНОВЫЙ ДИОРИТ



Фиг. 135.

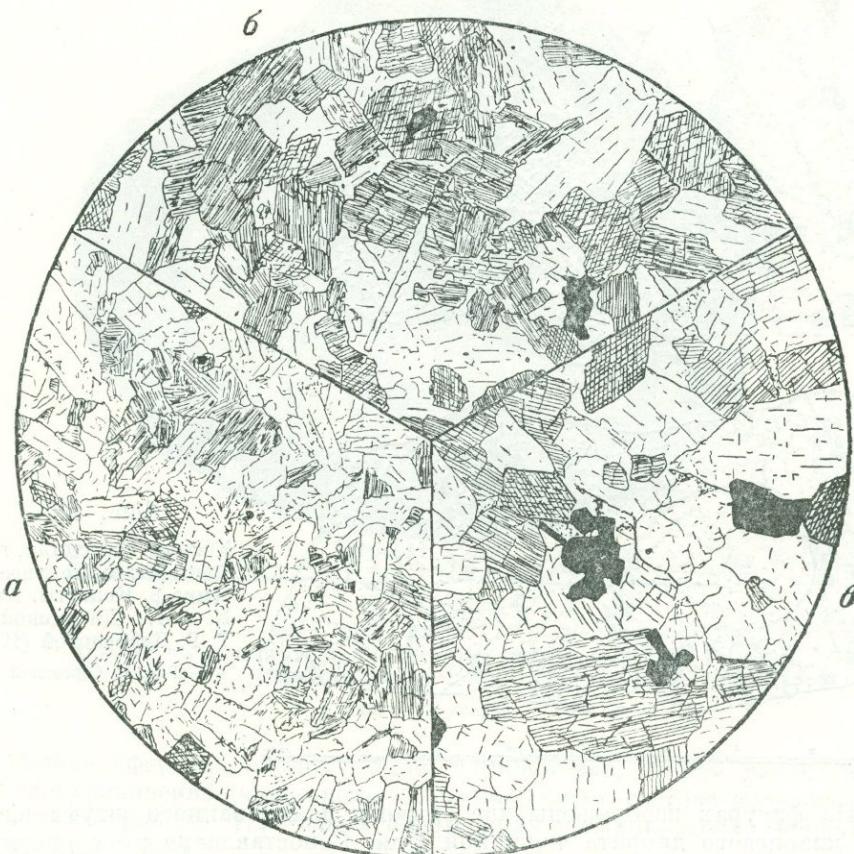
Венгрия, Хемпиц. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. Т. Марениной

В состав породы входят плагиоклаз в виде идиоморфно развитых призматических зерен и гиперстен (резкий рельеф), частично замещенный бледно-зеленым волокнистым актинолитом. Гиперстен и его псевдоморфизы также имеют призматические формы. Примесь рудного минерала и единичных пластинок биотита (тонкая частая штриховка).

Структура призматически-зернистая, весьма типичная для диоритов и часто называемая также диоритовой.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ ДИОРИТ (а).
МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ДИОРИТ (б).
МИКРОТИНИТ (в)



Фиг. 136.

а — Урал, р-н горы Магнитной, гора Куйбас.
Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анал.; $d = 5,6$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

б — Урал, Бердяуш.
Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1937). Без анал.; $d = 3,3$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

в — Камчатка, выбросы вулкана Авача. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анал.; $d = 3,3$ мм.

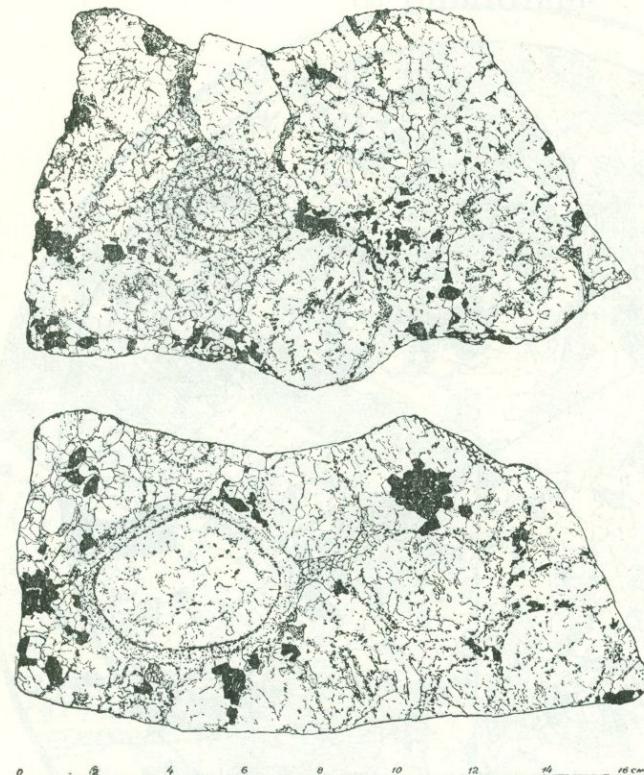
Рис. Н. Леонтьевой

а — порода состоит из зеленой роговой обманки в ксеноморфных зернах, частично замещенной актинолитом, и плагиоклаза средней основности в лейстовидных индивидах, идиоморфных по отношению к роговой обманке. Такие соотношения минералов определяют субоббитовую, т. е. приближающуюся к офитовой, структуру.

б — минералы, слагающие породу — зеленая роговая обманка и плагиоклаз — андезин, — образуют призматические зерна, чем и обусловливается типичная диоритовая или призматическаяизернистая структура. Немного магнетита, а также апатита в длинных тонких призмочках (в нижней части рисунка).

в — призмы зеленой роговой обманки и очень свежего стеклянно прозрачного плагиоклаза — андезина образуют призматическаяизернистую структуру. Плагиоклаз имеет микротиновый характер, свойственный современным лавам. Характерно наличие небольших участков стекла в промежутках между зернами плагиоклаза; это является доказательством образования диорита непосредственной кристаллизацией из магмы.

ШАРОВОЙ (КВАРЦЕВЫЙ) ДИОРИТ



Фиг. 137.

Южный Казахстан, горы
Кандыктаас, верхнее тек-
чение р. Колгуты. Колл.
К. И. Дворцовой и
Т. Г. Добрецовой (1964).

Рис. С. Сергеевой

На фигурах изображены две стороны полированного штуфа шаро-
вого кварцевого диорита толщиной 2 см. Сопоставление этих рисунков
дает отчетливое представление о размерах и форме сфероидов, например
сфероид в левой части штуфа, имеющий на нижнем рисунке горизонталь-
ный поперечник 5,5 см, на верхнем рисунке, т. е. через 2 см, уменьшается
уже до 3,5 см. Шары — лейкократовые, имеют концентрически-зональное
строение и густо сидят в породе, отделенные средне-, а местами и довольно
крупнозернистой массой.

Ядро, составляющее большую часть сфероидов, сложено преимущественно плагиоклазом — олигоклаз-андезином, с примесью калиевого полевого шпата и кварца (по 8—10% каждого) и беспорядочно распределенными в нем роговой обманкой и биотитом (около 15% цветных минералов). Калиевый полевой шпат замещает плагиоклаз пятнами и нарастает на него каемками, т. е. это, несомненно, более позднее образование.

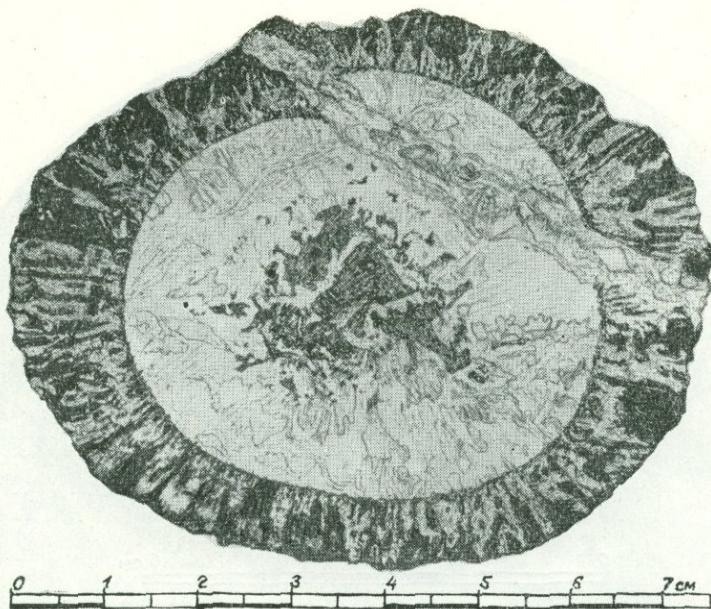
Структура в ядре сфероидов гранобластовая, местами метасомати-
ческая.

Наружная зона сфероидов узкая и состоит из двух, реже трех зонок.
Примыкающая к ядру зонка состоит из мелких призмочек роговой обманки
и чешуйек биотита, ориентированных параллельно границам зоны.

Межшаровые участки породы характеризуются неравномернозернистым такситовым строением с беспорядочным пятнистым распреде-
лением цветных и лейкократовых минералов.

Сфера в ядре сфероидов имеет концентрически-зональное строение, в
котором в центральной зоне преобладают мелкие призмочки роговой обманки
и чешуйки биотита, а в периферийной зоне — мелкие призмочки роговой обманки
и чешуйки биотита.

СФЕРОИД ИЗ ШАРОВОГО ДИОРИТА



Фиг. 138.

Южный Казахстан, горы Кандыктасс, верхнее течение р. Колгуты. Колл. К. И. Дворцовой и Т. Г. Добрецовой (1964).

Рис. С. Сергеевой.

Размер сфероида около 7 см по длинной оси. В нем различаются нерезко ограниченное ядро около 1,5 см диаметром, светлая полевошпатовая зона мощностью 1,2—1,5 см и наружная меланократовая зона мощностью 1,0—1,5 см.

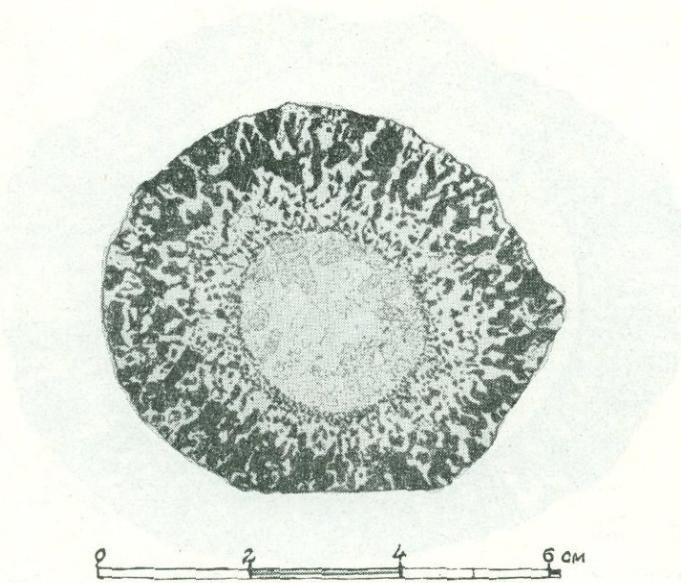
Ядро состоит из крупных (до 3 мм) корродированных зерен моноклинного пироксена, плагиоклаза и меньших количеств роговой обманки, замещаемой актинолитом; примеси — биотит, рутил и апатит.

Полевошпатовая зона сложена олигоклаз-андезином. В ней намечается секториальное строение, подчеркиваемое расположением скоплений соссюрита. Внешняя граница плагиоклазовой зоны резкая.

Наружная меланократовая зона состоит из двух нерезко разделяющихся подзон. Более внутренняя из них, примыкающая к плагиоклазовой, мощностью около 2,5 мм, сложена мелкими зернами роговой обманки и олигоклаз-андезина, ориентированными радиально, и чешуйками биотита, расположенными параллельно границам зоны, т. е. тангенциально. Внешняя подзона мощностью около 1,2 см имеет четко выраженное радиальное строение, обусловленное расположением клиновидных суживающихся к внутренней части зоны крупных индивидов темной роговой обманки, разделенных радиально вытянутыми полосами соссюритизированного олигоклаз-андезина.

В верхней части сфероид разбит трещиной, выполненной кальцитом.

СФЕРОИД ИЗ ШАРОВОГО ДИОРИТА

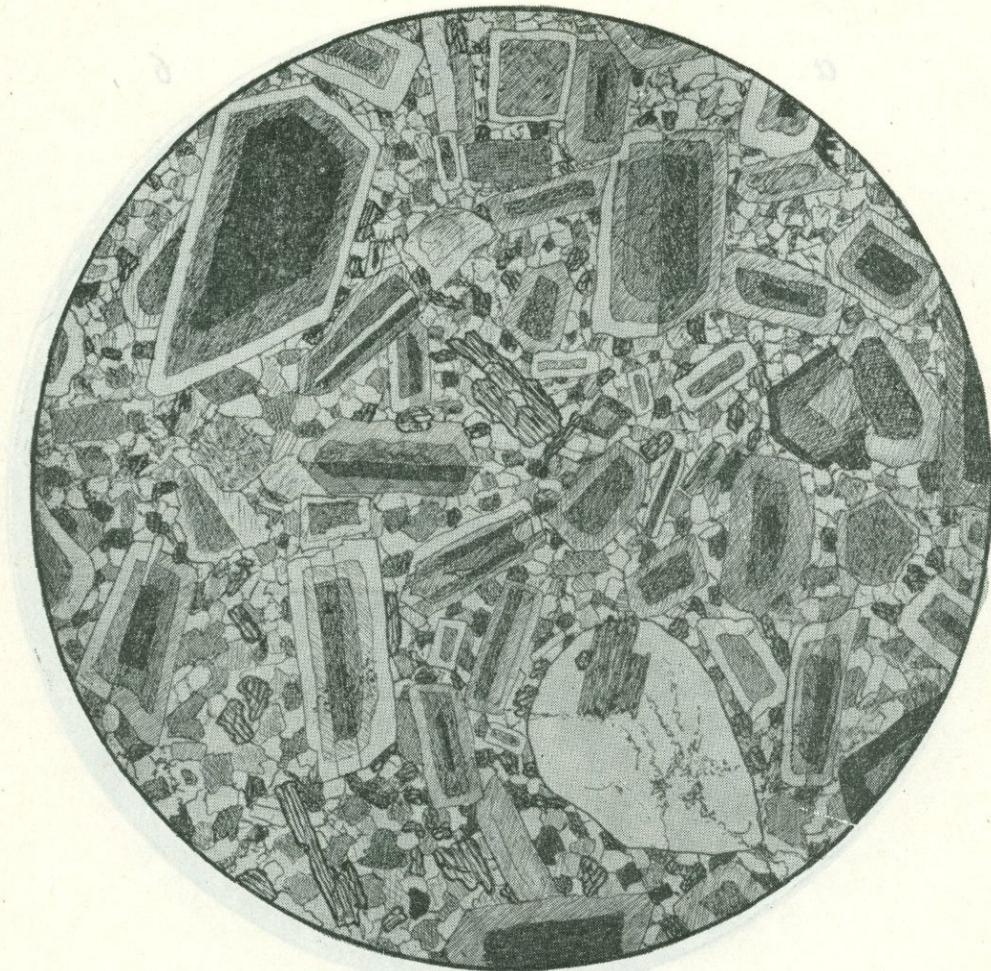


Фиг. 139.

Южный Казахстан, горы Кандыктасс; верхнее течение р. Келгуты. Колл. К. И. Дворцовой и Т. Г. Добрецовой (1964).

Рис. С. Сергеевой

Разрез через сфероид, в его краевой части. Ядро, богатое цветными минералами, в эту часть сфероида не попадает, так как оно находится в его центральной части (см. фиг. 138); попадает только конец плагиоклазовой зоны и полная мощность наружной меланократовой зоны, имеющая такой же состав и структуру, как у сфероида на фиг. 138.



Фиг. 140.

Район Омской ж. д. Николи +; $d = 4$ мм.

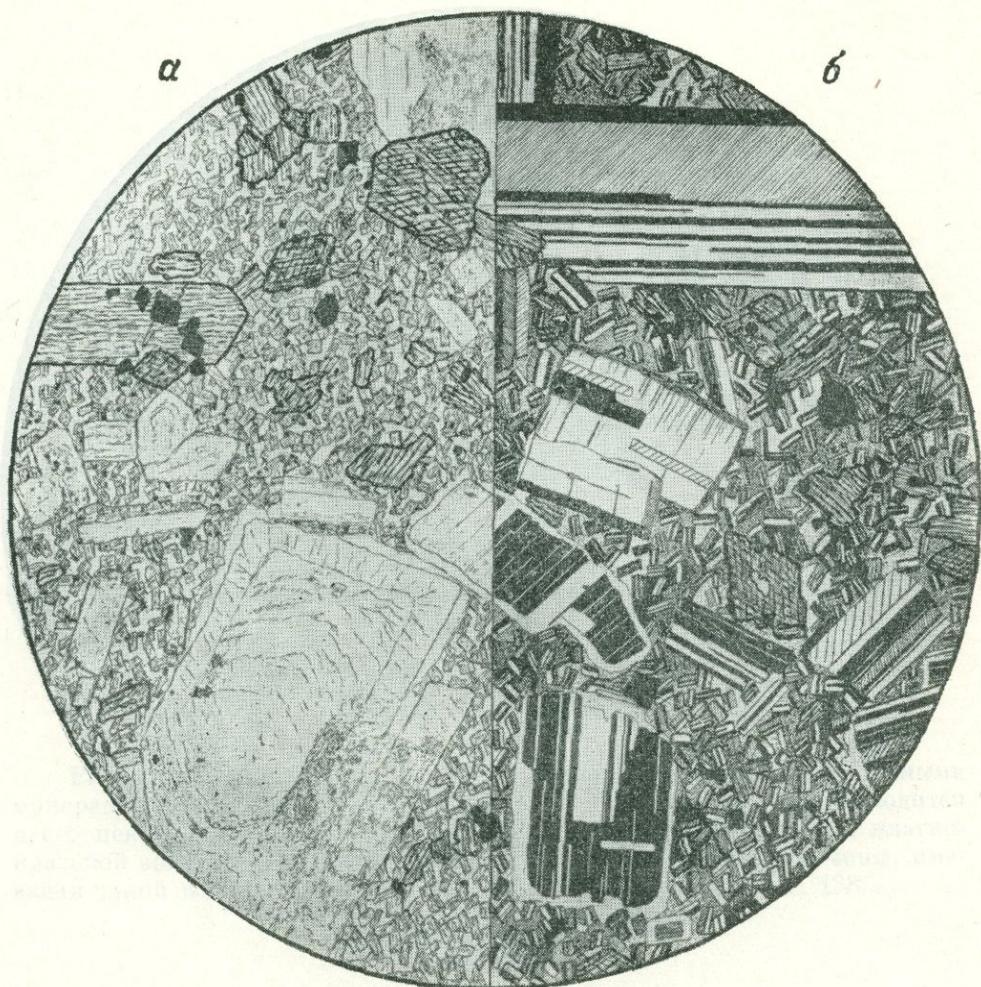
Рис. В. Заварицкого

Порода имеет разновидность порфировой структуры, характеризующуюся обилием фенокристаллов, которые представлены здесь зональным плагиоклазом и в меньшем количестве оплавленным кварцем (справа внизу), роговой обманкой (в средней части и внизу рисунка) и биотитом. Такая порфировая структура называется *невадитовой*, или *полипорфовой*.

Основной массы мало; она полнокристаллическая мелковзернистая и состоит из мелких табличек плагиоклаза, призмочек роговой обманки, ксеноморфного кварца, чешуек хлоритизированного биотита, рудного минерала.

Структура основной массы *микроаллотриоморфнозернистая*.

КВАРЦЕВЫЙ ДИОРИТОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 141.

Центральный Казахстан, р-н горы Байнаазар. Колл. Н. Н. Великой. *a* — без анализ.;
b — николи +; *d* = 3,2 мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Структура породы *порфировая*. Фенокристаллы основного плагиоклаза по размерам принадлежат двум генерациям. Более крупные достигают 2 мм, зональны и частично соссюритизированы. В левой части рисунка в крупном фенокристалле видны полукруглые зоны роста его, подчеркнутые продуктами выветривания. Более мелкие (0,5 мм) фенокристаллы плагиоклаза свежи и также обрастают кислой оболочкой. Второй генерации фенокристаллов принадлежит буровато-зеленая роговая обманка, частью замещающаяся хлоритом и рудным минералом.

Структура основной массы *полнокристаллическая, микрогипидиоморфнозернистая* со схемой идиоморфизма роговая обманка → плагиоклаз → кварц, т. е. *микродиоритовая*.

СПЕССАРТИТ



Фиг. 142.

Урал, р-н горы Магнитной. Без анализ.; $d = 8$ мм.

Рис. О. Глазовой

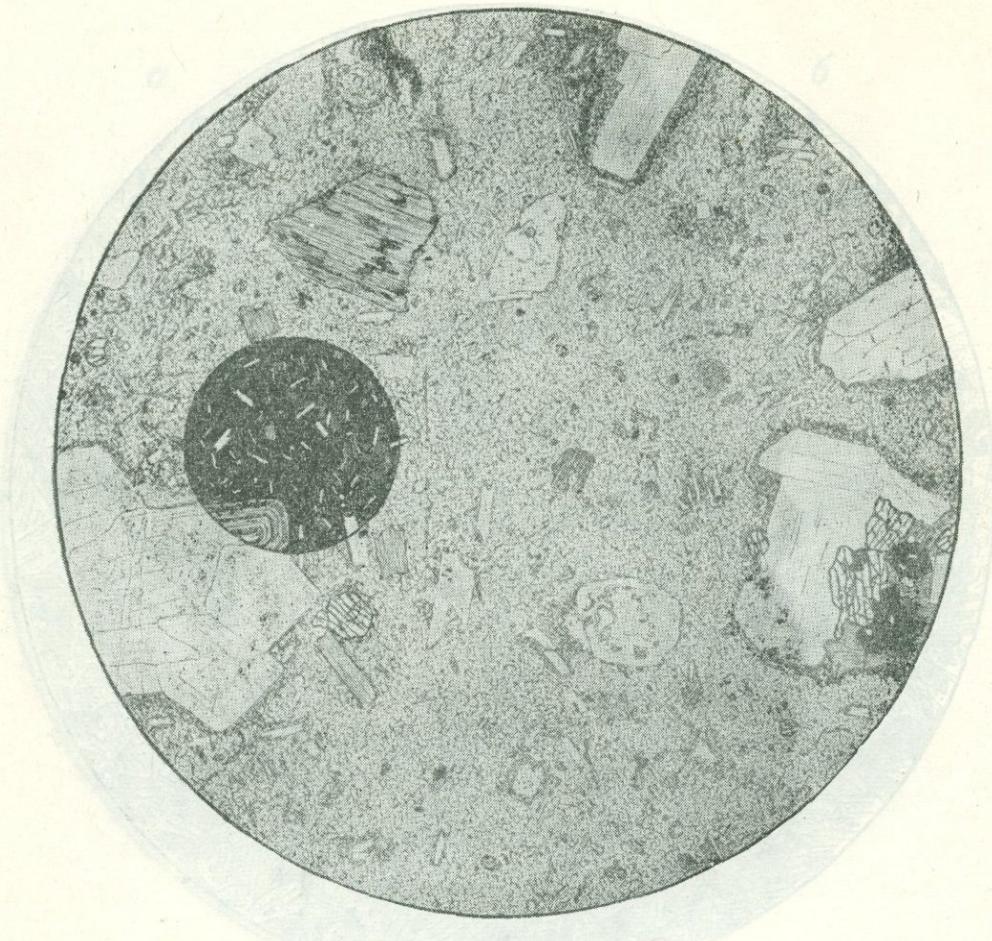
Порода состоит из крупных (фенокристаллы) и мелких призм роговой обманки и призматических зерен плагиоклаза; акцессорные — рудный минерал и сфен. Встречаются очень редкие мелкие зернышки кварца.

Роговая обманка и плагиоклаз обладают одинаковой степенью идиоморфизма и образуют призмы, поэтому структура является *панидиоморфнозернистой* и *призматическиезернистой*.

Наличие фенокристаллов роговой обманки делает структуру порфиро-видной в той разновидности последней, которая свойственна лампрофирам и называется *лампрофировой*.

Состав породы: роговая обманка, плагиоклаз, сфен, рудный минерал, кальцит с кальцитовыми включениями, калиевый флогопит либо — азурит. Сквозь потеками отдель зерен кальцита находит борозды, покрытые кальцитом.

БИОТИТ-ПИРОКСЕНОВЫЙ АНДЕЗИТ



Фиг. 143.

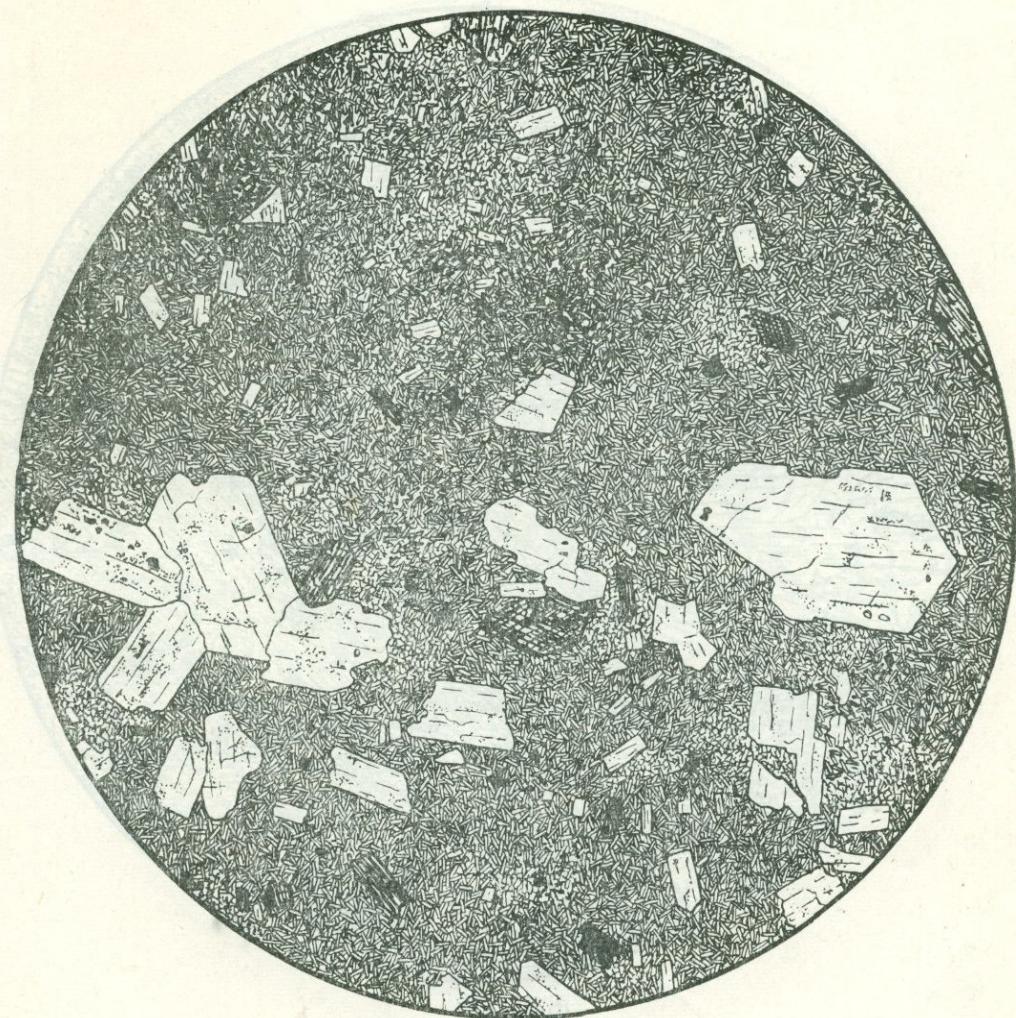
Центральный Казахстан, ур. Уштоган. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализ.; малый круг — николи +; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Крупные и мелкие фенокристаллы очень свежего стеклянно-прозрачного плагиоклаза — лабрадора, зональные и частью содержащие включения и «втеки» стекловатой основной массы и более редкие фенокристаллы почти бесцветного моноклинного пироксена и густоокрашенного биотита заключены в основной массе, состоящей из стекла с более крупными и более мелкими микролитами плагиоклаза, реже микролитами пироксена, рудного минерала и неопределимыми кристаллитами. Все микролиты расположены в стекле изолированно, т. е. стекла много, что определяет структуру основной массы как гиалопилитовую. Стекло без анализатора светло-серое и только около фенокристаллов плагиоклаза оно становится более темным, буроватым. Более крупные микролиты плагиоклаза на концах расщеплены.

Структура — очень типичная для андезитов, порфировая с гиалопилитовой основной массой; такая основная масса часто называется также андезитовой.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ АНДЕЗИТ



Фиг. 144.

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

Рис. Н. Леонтьевой

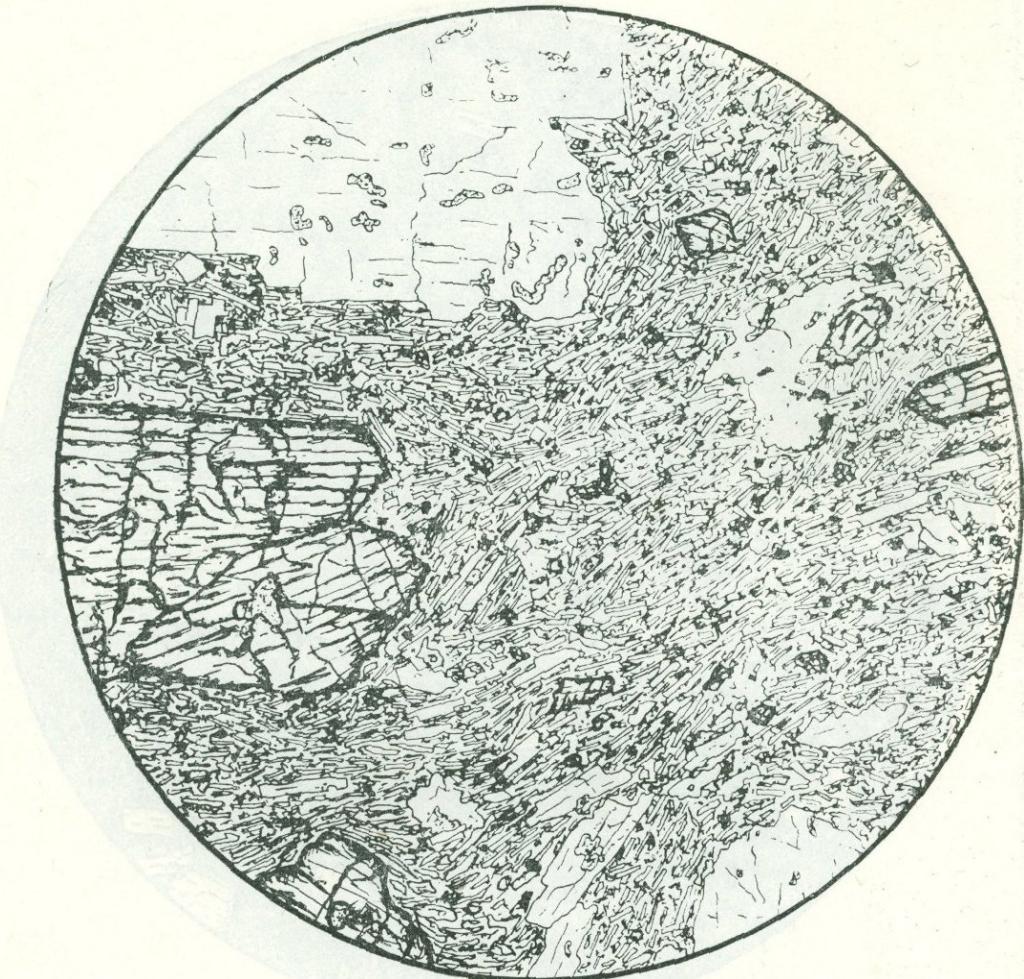
Фенокристаллы представлены двумя генерациями плагиоклаза и одной генерацией более мелких призмочек коричневой роговой обманки с тонкой опацитовой каемкой.

Размер крупных фенокристаллов плагиоклаза первой генерации около 1 мм.

Основная масса представляет собой тонкий войлок микролитов плагиоклаза, не обнаруживающих никакой ориентировки в своем расположении и склеенных стеклом.

Структура порфировая с микролитовой основной массой.

ПИРОКСЕНОВЫЙ АНДЕЗИТ



Фиг. 145.

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

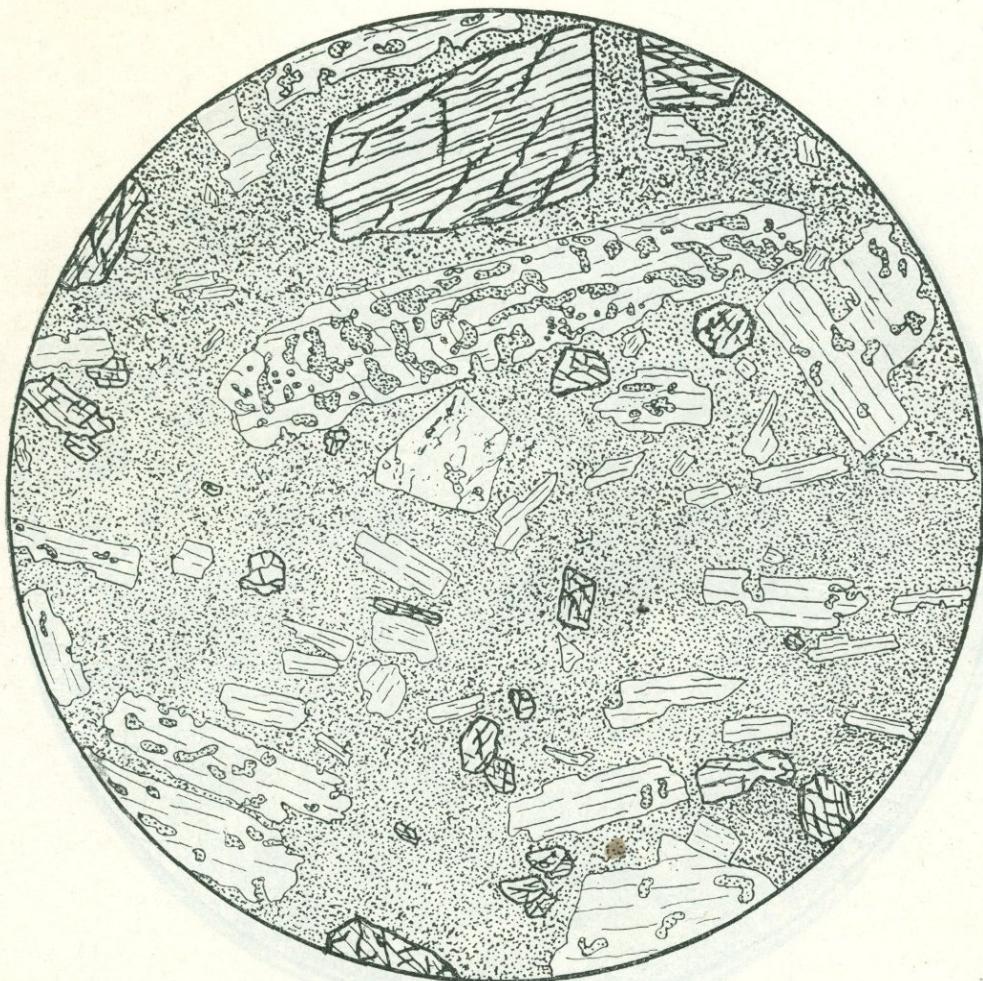
Рис В. Заварицкого

Порода сложена фенокристаллами основного плагиоклаза и пироксена двух генераций и основной массой. Фенокристаллы первой генерации плагиоклаза достигают 2—2,5 мм в длину, а пироксена — 1,5—2,0 мм; фенокристаллы второй генерации обоих минералов 0,4—0,7 мм.

Основная масса состоит из субпараллельно ориентированных микролитов плагиоклаза и беспорядочно рассеянных микроскопических зерен пироксена и рудного минерала.

Структура породы *порфировая с пилотакситовой основной массой*. Благодаря ориентированному расположению фенокристаллов и микролитов основной массы создается *флюктуационная, или флюидальная, текстура*.

ПИРОКСЕНОВЫЙ АНДЕЗИТ



Фиг. 146.

Задимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализа.; $d = 2$ мм.

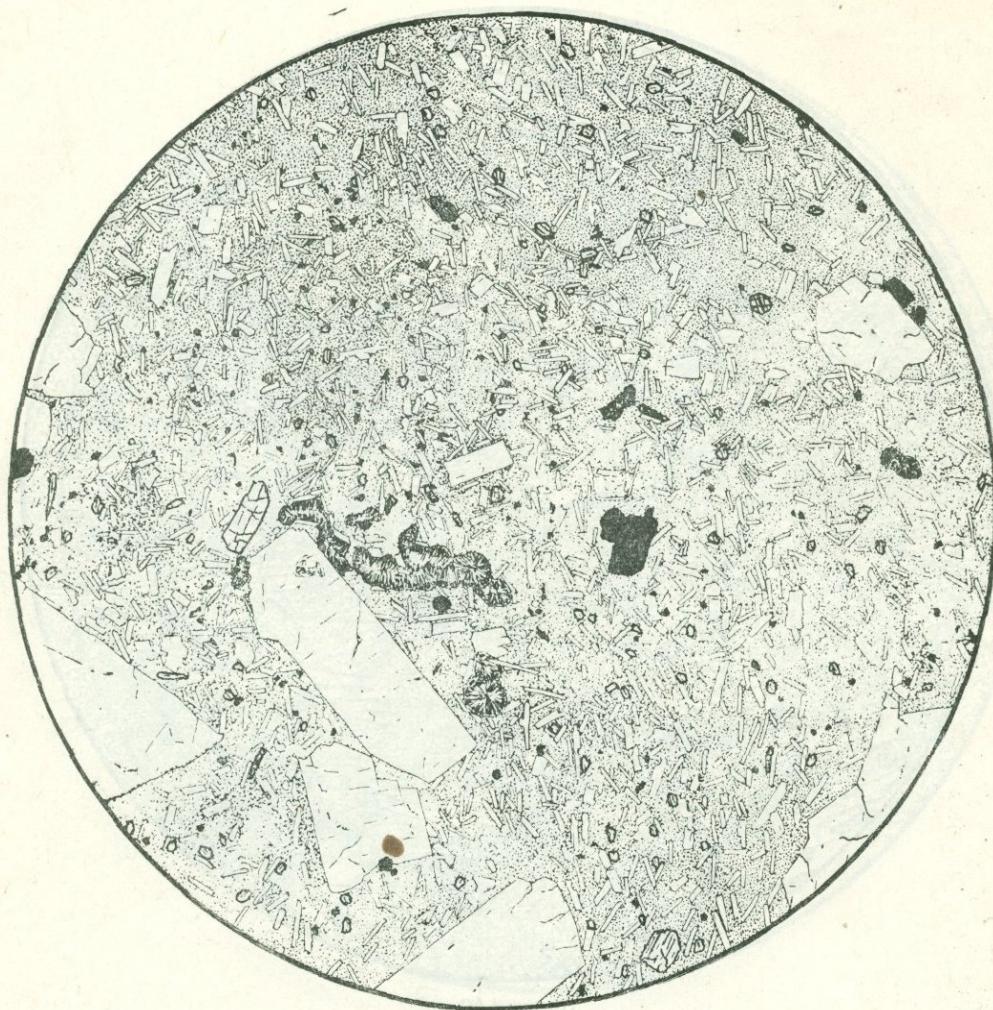
Рис. Т. Марениной

Фенокристаллы представлены плагиоклазом — андезином размером от 0,15 до 1,5 мм и двумя пироксенами — авгитом и гиперстеном — также различных размеров. Более крупные фенокристаллы цлахиоклаза обычно оплавлены и проплавлены и содержат включения основной массы. Различные размеры фенокристаллов позволяют называть структуру *серально-порфировой*.

Основная масса состоит из очень тонкого агрегата очень мелких микролитов полевого шпата, склеенных стеклом; структура ее *криптокристаллическая*.

Структура породы *серально-порфировая* с *криптокристаллической* основной массой.

АНДЕЗИТ (ВЕЙЗЕЛЬБЕРГИТ)



Фиг. 147.

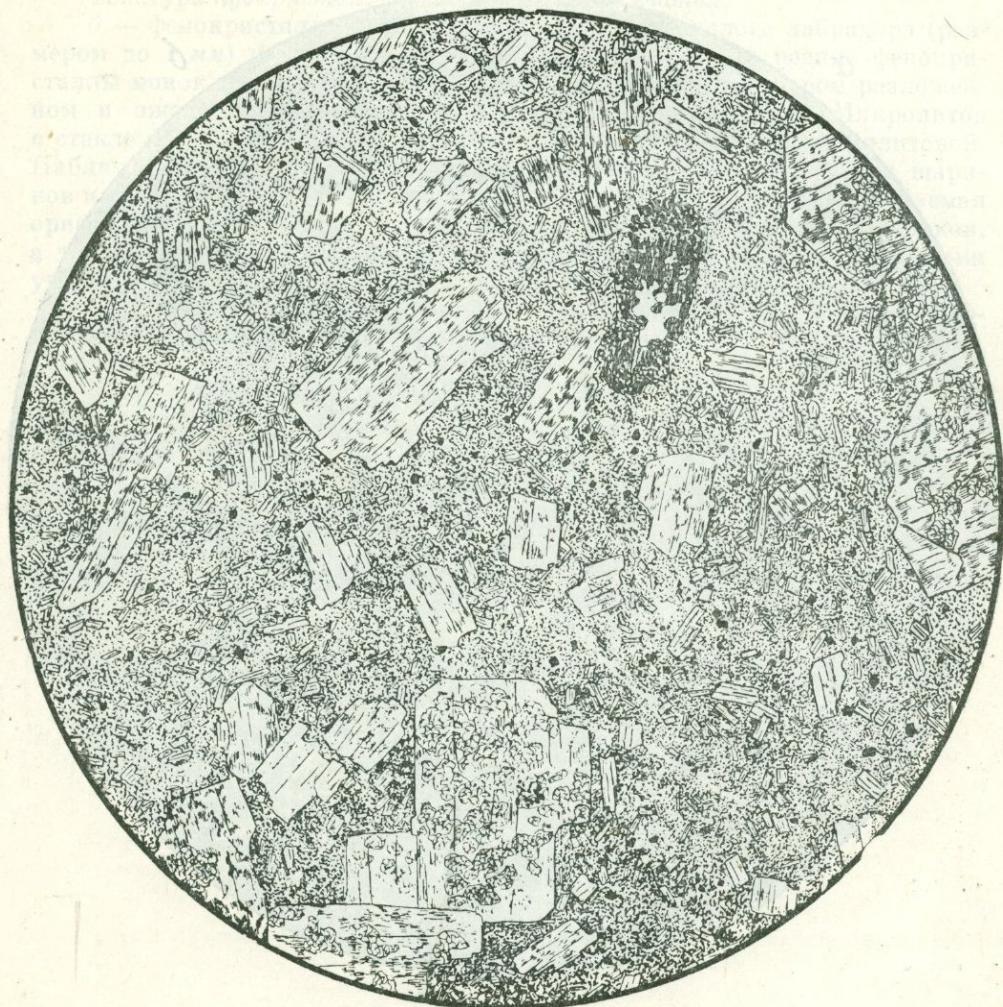
ФРГ, Вейзельберг, область Саар-Наэ. Без анализ.; $d = 2$ мм.

Рис. О. Глазовой

Для этой разновидности андезита характерно малое количество фенокристаллов и малые размеры их (микропорфировая структура). Фенокристаллы плагиоклаза имеют 0,5—0,7 мм в длину, а редкие призмы авгита — еще мельче. Основная масса состоит из буроватого стекла, в котором рассеяны, не соприкасаясь друг с другом, тонкие микролиты плагиоклаза, часто расщепленные на концах, и мельчайшие зернышки авгита и магнетита. Местами в стекле различимы скопления зеленого хлорита, часто радиальноволокнистого строения.

Структура такой основной массы является гиалопилитовой, или андезитовой; структура породы в целом с малым количеством мелких фенокристаллов и гиалопилитовой основной массой иногда называется вейзельбергитовой.

АНДЕЗИТОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 148.

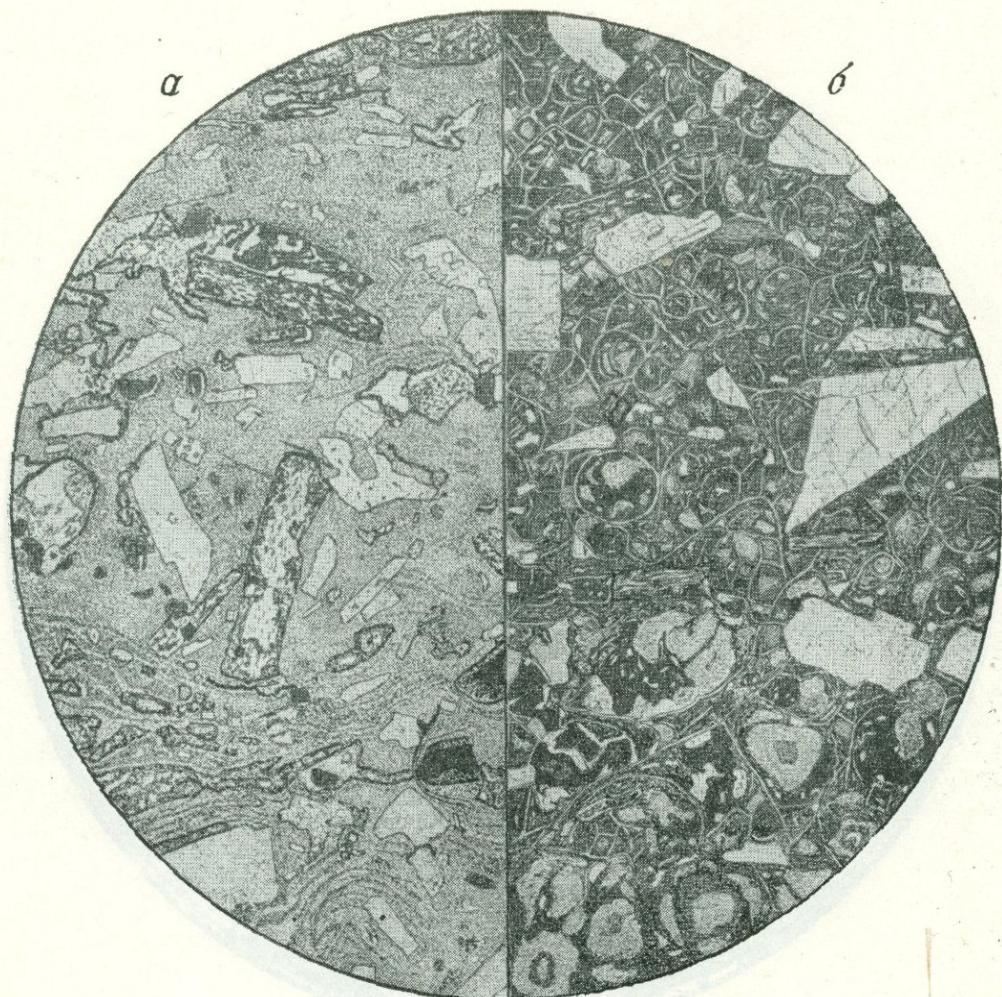
Район Омской ж. д. Без анализа: $d = 3$ км.

Рис. П. Симонова

Мелкие (около 0,5 мм) фенокристаллы разложенного плагиоклаза и единичные псевдоморфозы вторичных минералов по цветному минералу (в верхней части рисунка) погружены в стекловатый полуразложенный базис, содержащий рассеянные микролиты плагиоклаза и немного мельчайших зернышек рудного минерала.

Структура микропорфировая с гиалопилитовой основной массой

АНДЕЗИТ (а). ПЕРЛИТОВЫЙ АНДЕЗИТ (б)



Фиг. 149.

Центральный Казахстан, ур. Уштоган. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализа; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

а — в светло-буроватом стекле с заметной флюидальной и полосчатой текстурой видны фенокристаллы серицитизированного плагиоклаза, совершенно разложенные фенокристаллы цветного минерала (судя по некоторым разрезам — роговой обманки), целиком замещенные мусковитом и рудным минералом, и мелкие фенокристаллы рудного минерала.

Характерно, что флюидальность в стекле огибает фенокристаллы, указывая на их более раннее образование. По флюидальности располагаются и сильно растянутые пузырьки, частично выполненные вторичными слабо окристаллизованными продуктами. Часто пузырьки (на рисунке грубые округлые очертания) прижаты к фенокристаллам.

В стекле очень мало микролитов; местами появляются очень мелкие округлые высокодвупреломляющие образования, по-видимому, принадлежащие карбонату.

Полосчатость обусловлена распределением пузырьков и фенокристаллов, а также изменением цвета стекла.

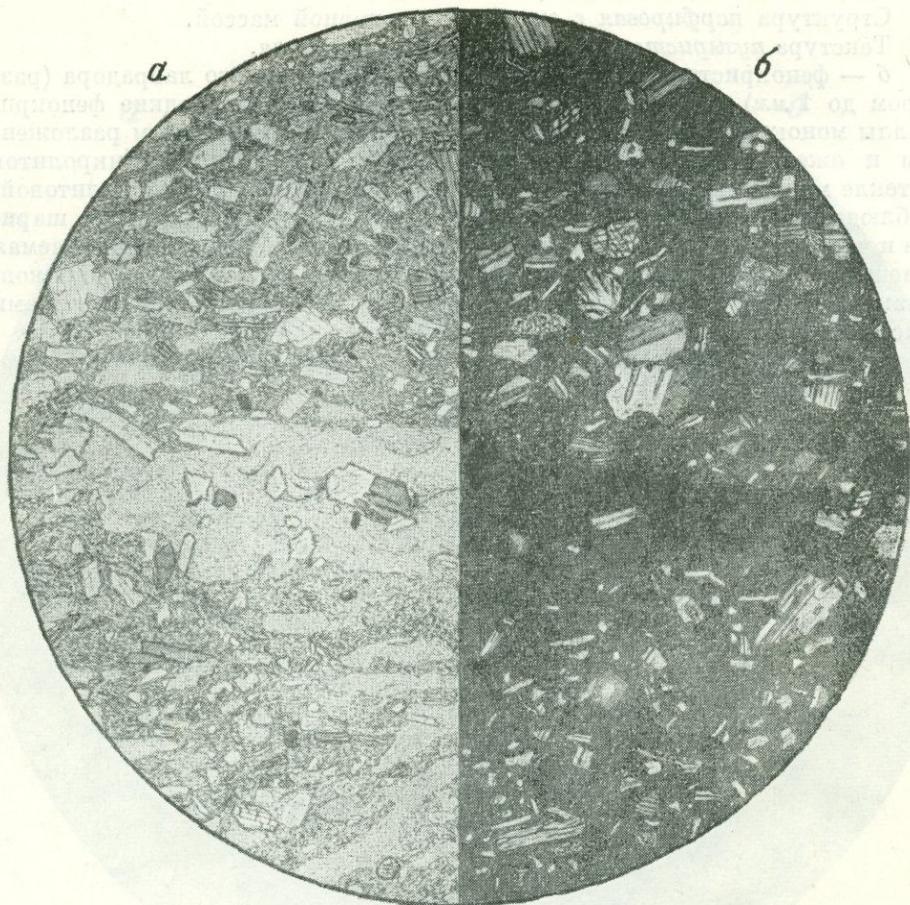
Структура порфировая с гиалиновой основной массой.

Текстура пузыристая, флюидальная и полосчатая.

б — фенокристаллы зонального плагиоклаза кислого лабрадора (размером до 1 мм) и преобладающие более мелкие, более редкие фенокристаллы моноклинного пироксена и биотита заключены в буром разложенном и ожелезненном стекле с перлитовой отдельностью. Микролитов в стекле мало, структура его ближе к гиалиновой, чем к гиалопилитовой. Наблюдается вторичная раскристаллизация оболочек перлитовых шариков и частично их ядра. В стекле заметна флюидальность, подчеркиваемая ориентировкой фенокристаллов, расположением перлитовых шариков, а также сменой участков с очень мелкими (диаметр 0,15 мм) шариками участками, более редкими с шариками диаметром 0,2—0,3 мм.

Структура порфировая с глиниевой основной массой, текстура флюидальная, перлитовая, слабополосчатая.

и граниты и туфолава андезита



Фиг. 150.

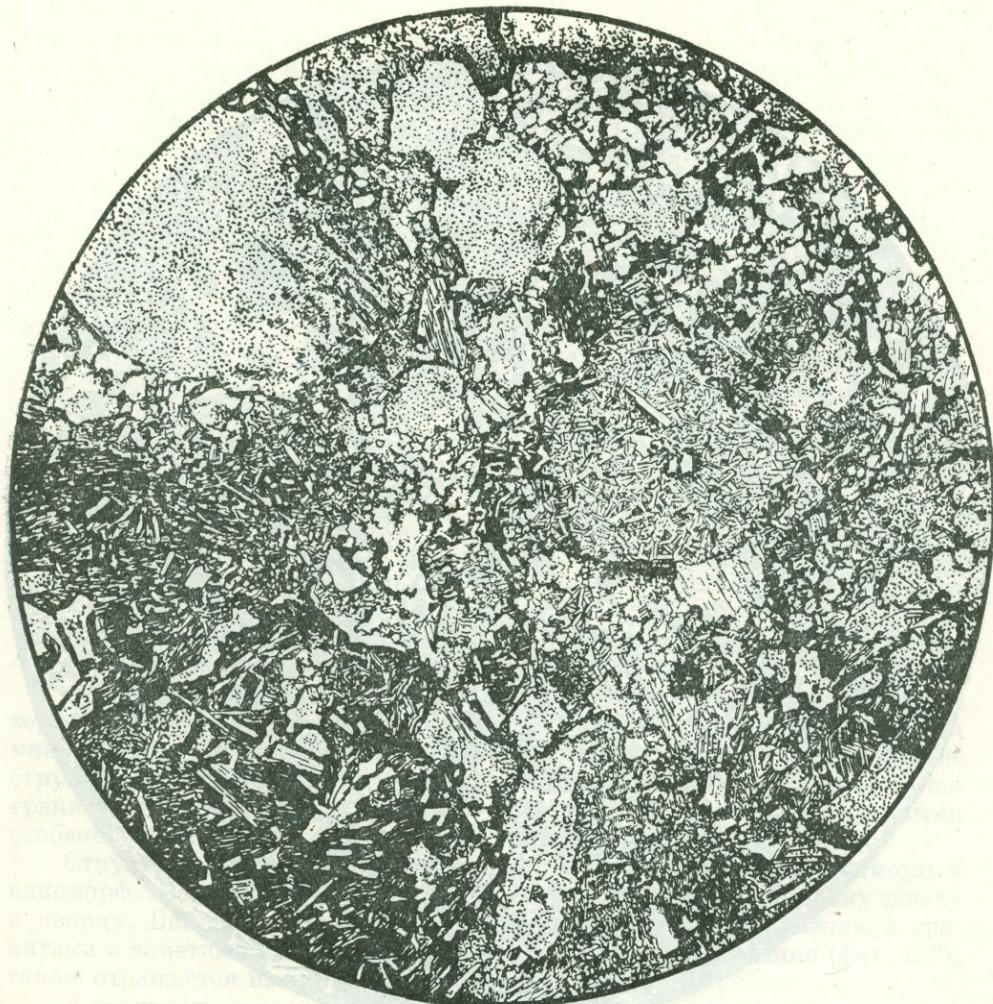
Центральный Казахстан, ур. Уштоган. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. *a* — без анализ.; *b* — николи +; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Особенностью структуры является наличие тонких сплющенных, достигающих в длину 6—7 мм (чаще 1—2 мм) линзочек стекла, ориентированных в плоскости флюктуационной текстуры породы. Линзочки состоят из серого в проходящем свете стекла с заключенными в нем мелкими (не более 1 мм в длину) фенокристаллами очень свежего пластиоклаза — основного лабрадора и бурой роговой обманки. Реже встречаются линзочки гиалопилитовой структуры без фенокристаллов.

Вмешающая линзочки масса андезита состоит из буроватого стекла с обильными мелкими или более крупными (до 1,5 мм) фенокристаллами пластиоклаза — лабрадора, бурой роговой обманки, биотита, бесцветного моноклинного пироксена и рудного минерала. Более крупные фенокристаллы пластиоклаза резко зональны с «втеками» и включениями основной массы. В стекле содержатся редкие микролиты тех же минералов и заметно флюидальное, или флюктуационное, сложение. Структура порфировая с гиалиновой, переходящей в гиалопилитовую, основной массой. Наличие линзочек стекла придает ей большое сходство с игнимбритовой структурой и позволяет предполагать такой же генезис породы, как и для игнимбритов более кислого состава.

ТУФ АНДЕЗИТОВЫХ ПОРФИРОВ



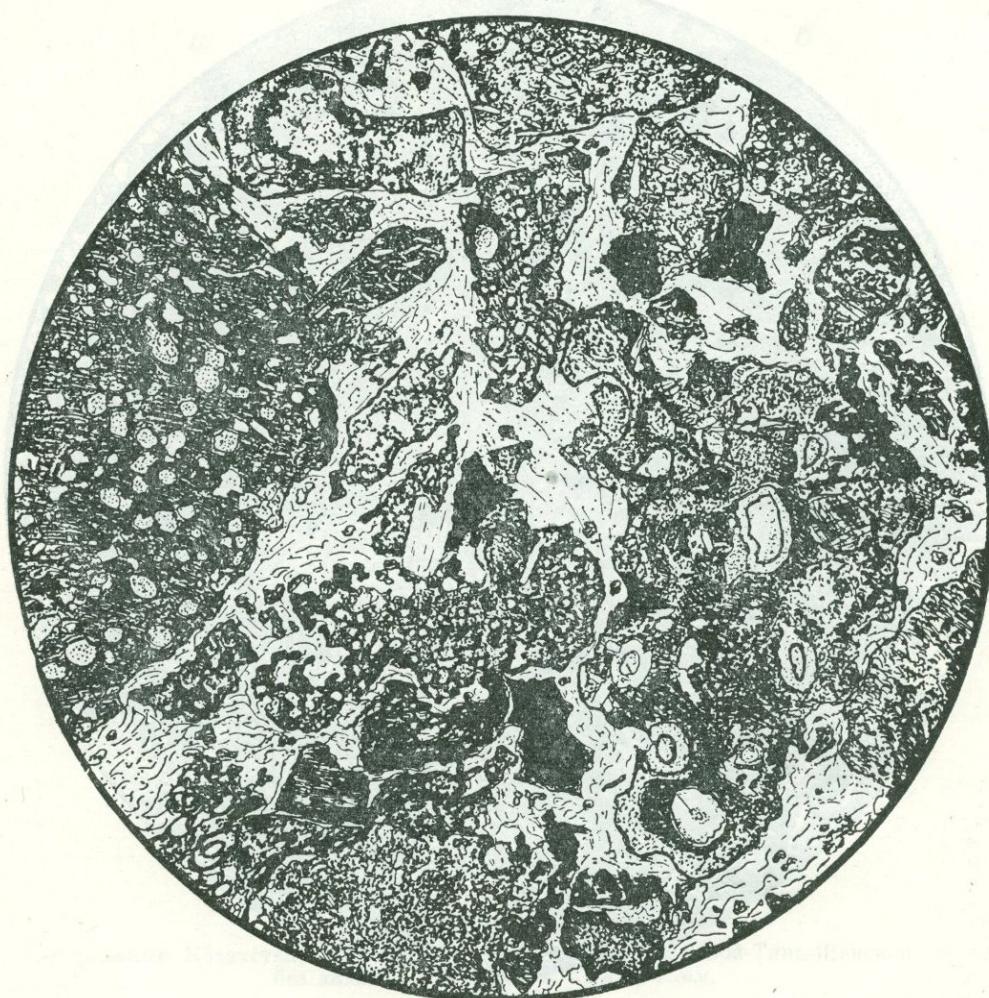
Фиг. 151.

Северный Урал. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. II. Без анализ.;
 $d = 7,3 \text{ м.м.}$

Рис. О. Васнецовой

Крупные пирокласты, размером от 2 до 6 мм, принадлежат андезитовым порфиритам или их основной массе с микролитовой, гиалопилиевой и другими гипокристаллическими структурами. Часть этих обломков имеет более кислый состав и представляет собой альбитизированные порфириты. Более мелкие пирокласты (0,5 мм) принадлежат полевому шпату, преимущественно альбиту. Мелкие осколки альбита размером 0,05—0,1 мм вместе с гидроокислами железа слагают связующую массу.

Структура кристалл-литокластическая.



Фиг. 152.

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

Рис. О. Васнецовой

Пирокласты размером около 3—4 мм представлены разложенным вулканическим стеклом средней основности, т. е. принадлежат основной массе андезитовых порфиритов. Текстура их очень часто *пузыристая*, то сравнительно крупнопузыristа (большой обломок в правой части рисунка), то мелкопузыristа. Реже встречаются мелкие пирокласты (слева в верхней части рисунка) гиалопилитовой основной массы, а также совершенно непрозрачного ожелезненного стекла.

Связующая пирокласты масса состоит из микрокристаллического кремнистого вещества и мелких пластинок хлорита.

Структура *витрокластическая*.

ГРУППА ПЕРЕСЫЩЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОТОЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Эта обширная группа горных пород характеризуется большим разнообразием структур и текстур.

Среди глубинных пород этой группы, обладающих гипидоморфно-зернистой или гранитовой структурой, количественные соотношения минералов и порядок образования их вызывают также определенные структурные вариации. Отдельных наименований для разновидностей гранитовой структуры не дано, но они все же обладают характерными особенностями и заслуживают быть иллюстрированными.

Структуры гранодиоритов (фиг. 153, 154) характеризуются заметным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. Большее содержание цветных минералов по сравнению с гранитами и заметный идиоморфизм их, особенно роговой обманки (фиг. 153), также отражается на структуре.

В гранитах, содержащих более или менее равные количества кислого плагиоклаза и калишпата, идиоморфизм плагиоклаза выражен менее отчетливо (фиг. 155). В плагиогранитах, совершеннию линеинных калишпата, плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к кварцу (фиг. 156).

В гранитах с преобладанием калиевого или калинатрового полевого шпата нередко наблюдаются весьма сложные соотношения между ним и плагиоклазом, а также кварцем. Так, например, в граните Буйбинского массива Западного Саяна (фиг. 157) преобладающий микропертитовый калинатровый полевой шпат содержит включения плагиоклаза — основного олигоклаза № 30. На границе с калишпатом плагиоклаз обрастает каймой полисинтетически сдвойникованного альбита; от каймы по трещинам микропертита, внутрь его зерен и между зернами отходят тонкие прожилочки поперечно-шестоватого альбита. В левой части рисунка видна зональность в строении калишпата, подчеркиваемая расположением перититовых вростков. Анализ соотношений полевых шпатов позволяет установить довольно сложную последовательность их образований, не выражаемую простой формулировкой — плагиоклаз или калишпат образовались раньше.

Место кварца в последовательности образования тоже может быть различным. Он часто является последним выделением, а, например,

в граните Джойского массива Западного Саяна (фиг. 158) крупные субдиоморфные зерна его выделились ранее микроперитового калишпата.

Очень своеобразна структура биотит-роговообманкового гранита горы Сары-Тау в Южном Алтае, содержащего два полевых шпата в более или менее равных количествах. Плагиоклаз в нем не только идиоморфнее калишпата, но и везде обрастает калишпатом, который самостоятельный зерен, не связанных с плагиоклазом, не дает. Другой особой чертой этой структуры является идиоморфизм крупных зерен кварца, содержащего пойкилитовые вrostки калишпата.

Приведенные примеры показывают, что структуры, определяемые термином «гранитовые», отличаются друг от друга и позволяют делать выводы о процессе кристаллизации и последующих изменениях гранитов.

К числу последующих изменений структуры гранитов относятся образования мирмекитов (фиг. 160) различной сложности рисунка (фиг. 161, а, б), образование гранулированных реакционных зон (фиг. 161, в) и всевозможные периты, которые авторы трактуют или как периты распада, или как периты замещения (фиг. 162). На фиг. 162, в показан мезоперит — особая разновидность перитита, выделенная Мишо (Michot, 1951). Это шнуровидный перитит с очень большим количеством очень тонких вростков, так что трудно решить, какой минерал является хозяином, а какой образует вростки. Мишо считает мезоперитит высокотемпературным перититом распада, характерным для катазоны и, в частности, для процесса мигматизации. Хейер (Heier, 1955), исследовавший мезопериты в метасоматических кварц-плагиоклазовых гнейсах Южной Норвегии, пришел к выводу, что они являются перититами замещения. На фиг. 163 приведена заимствованная у Мишо иллюстрация мезоперитита.

Кварц-полевошпатовые соотношения в гранитовых (и мигматитовых) породах являются в настоящее время предметом тщательного изучения многих петрографов, особенно германской школы, которые устанавливают многократные взаимные замещения их с образованием нескольких генераций калишпата и плагиоклаза и нескольких генераций мирмекитов¹.

На фиг. 164—165 показана особая роль кварца в некоторых гранитовых породах, в которых кварц образует многочисленные мелкие пойкилитовые включения в других минералах — полевых шпатах, слюдах. Иногда несколько соседних зернышек кварца угасают одновременно. Кварцевые включения могут быть сложной неправильной формы (фиг. 164) или же форма их округла и они напоминают капли — это так называемый капельный кварц (фиг. 165). Указанные проявления создают участки пойкилитовой структуры, в которых кварц образует хадакристаллы.

В других случаях, например в граносиените Тигертышского массива Кузнецкого Алатау (фиг. 166), пойкилитовая структура обусловлена наличием крупных неправильных зерен калишпата и кварца, содержащих обильные неориентированные включения мелких удлиненных индивидов плагиоклаза, а также роговой обманки, биотита и акцессорных минералов. Здесь кварц является ойлокристаллом.

Текстура гранитов чаще всего массивная равномернозернистая (фиг. 167) или порфировидная, реже трахитоидная с параллельным расположением фенокристаллов (фиг. 168, 169). Весьма часто граниты, содержащие очень крупные кристаллы калиевого полевого шпата, должны рассматриваться как порфиробластовые, а не порфировидные, и крупные кристаллы в них являются не фенокристаллами, а фенобластами (фиг. 170). Метасоматическое происхождение их доказывается такими наблюдени-

¹ В монографии мы не можем останавливаться на этом вопросе подробнее (указания на имеющиеся работы и статьи даны в «Кратком очерке истории развития учения о структурах», часть первая, куда мы отсылаем интересующихся) и ограничиваемся лишь приведенными иллюстрациями.

ями, как зафиксированные на фиг. 171, где крупный кристалл калишпата лежит частью в граните, частью в захваченном последним ксенолите амфиболита.

Далее ряд иллюстраций относится к гранитам особого состава, например турмалинизованным (фиг. 172) или содержащим кордиерит (фиг. 173, 174, 175). В последних структура при общем гранитовом облике носит признаки метасоматического происхождения, характеризуется реакционными соотношениями минералов, наличием кумулобластовых скоплений и пр. Такие породы в штуфе могут иметь обычный гранитовый облик, но нередко в них наблюдается хорошо выраженная пятнистая текстура (фиг. 176).

Фигуры 177—182 показывают изменения структуры гранитов под влиянием динамометаморфизма с развитием катакластической структуры (фиг. 177) с частичным (фиг. 178) или значительным бластезом (фиг. 179), а также структуры милонитовые и бластомилонитовые (фиг. 180—182). Развивающиеся при милонитизации очковые сланцеватые текстуры показаны на фиг. 183—184.

Среди гранитов, развитых на территории СССР, большой интерес представляют граниты рапакиви. Они известны в Карелии в районе Выборга, на Украине в Коростеньском и Корсунь-Новомиргородском массивах, а также на Урале в Бердяушском plutоне. Для этих пород очень характерен внешний вид в штуфе, хорошо передающий их главную особенность — обилие овоидов калиевого полевого шпата, в большинстве случаев с хорошо выраженной оболочкой плагиоклаза. Нередко встречаются идиоморфные, более или менее хорошо ограниченные фенокристаллы; по мнению Седергольма (Sederholm, 1928), они лишены плагиоклазовых оболочек. Однако, как хорошо видно на фиг. 193, в бердяушском рапакиви плагиоклазовые оболочки имеются и на идиоморфных фенокристаллах. Известны рапакиви, в которых оболочки плагиоклаза вокруг калишпата, как правило, нет; таков питерлитовый тип выборгского рапакиви (питерлит), развитый в окрестностях Питерлакса. В украинских рапакиви даже в одном образце встречаются овоиды и с плагиоклазовыми оболочками и без таковых (фиг. 190, 191). Размеры овоидов различны; мелкоовоидные рапакиви имеют овоиды размером 2—3 см; в крупноовоидных они достигают 6—8 см. Нередко в крупных овоидах заметны зоны их постепенного разрастания, подчеркнутые наличием концентрически расположенных включений темных минералов основной массы (фиг. 192).

Мощность плагиоклазовой оболочки обычно 2—4 мм.

Под микроскопом видно, что она может состоять из сплошных зерен плагиоклаза или иметь микропегматитовый характер (фиг. 186).

Для всех разновидностей рапакиви иллюстрированы некоторые детали структур (фиг. 187, 188, 189, 192, 194).

Особой группой гранитов являются так называемые шаровые граниты, характеризующиеся наличием шаров или сфероидов различной формы, размеров, густоты расположения и внутреннего строения. Собственно шары почти не встречаются, поэтому для названия этих пород существует другой термин — орбikuлярный гранит, орбikuлярная текстура. Однако, как и для других глубинных пород, для гранитов в русском языке чаще употребляется название «шаровой» гранит.

В Советском Союзе такие граниты встречаются очень редко. Большое разнообразие их известно на территории Фенноскандии, особенно в Финляндии, где их изучал и подробно описал и иллюстрировал Я. И. Седергольм (Sederholm, 1928). Интерес представляют также породы, в которых шаровая, или орбikuлярная, текстура проявляется как зачаточная, недоразвившаяся илиrudimentарная (как, например, в некоторых участках гранита Упсалы в Швеции (фиг. 195).

В Советском Союзе орбикулярный (по названию автора) метасоматический гранит описан Н. А. Румянцевой (фиг. 196).

На фиг. 197, 198, 200—203 воспроизведены иллюстрации различных шаровых гранитов Финляндии, заимствованные у Седергольма, показано расположение и строение сфероидов, наличие в ядре их посторонних включений, строение междушаровых участков, деформации и нарушение целостности сфероидов и другие детали текстуры шаровых гранитов Финляндии. На фиг. 199 воспроизведены структуры под микроскопом плагиоклазовой оболочки сфероидов некоторых шаровых гранитов, также заимствованные у Седергольма.

Для полноты характеристики шаровых гранитов приводим схематические иллюстрации строения ядра и оболочек (фиг. 204, 205) сфероидов шарового гранита Центральной Сахары (район Тисселилинь), недавно описанного Гролье (Grolier, 1961).

Гипабиссальные и жильные разновидности пород, пересыщенных кремнекислотой, характеризуются криптовой (фиг. 206) и порфирировидной или гранит-порфировой структурами. Основная масса их может быть микрогранитовой (фиг. 210), микроаплитовой (фиг. 207), микрографической (фиг. 208), сферолитовой (фиг. 209, 210). Порфировое сложение, а нередко и полнокристаллический характер основной массы хорошо видны и в штуфе породы (фиг. 211, 212).

В маломощных дайках и малых интрузиях других форм в гранит-порфирах наблюдаются гранофири-сферолитовые (фиг. 213), микрофельзитовые (фиг. 213), фельзосферолитовые (фиг. 214), а также чрезвычайно тонкозернистые микрогипидоморфнозернистые (фиг. 215) структуры. Фенокристаллы в них очень мелкие, т. е. это микропорфировые, иногда сериально-порфировые структуры (фиг. 213).

На фиг. 216—219 показаны структуры щелочных гранит-порфиров-грорудитов; в них редки фенокристаллы щелочного цветного минерала, преимущественно эгирина, который скапливается в основной массе (фиг. 216). Очень своеобразны грорудиты Восточного Забайкалья с большим количеством фенокристаллов (криптовая и сериально-порфировая структуры) зонального кварца, в котором зональность подчеркивается расположением тонкоигольчатого эгирина (фиг. 217, 218) и фенокристаллов ортоклаз-пертита. Идиоморфный ортоклаз-пертит характеризуется ориентированной пертитовых вростков перпендикулярно его граням (фиг. 219); иногда в нем пойкилитово включены иголочки альбита (фиг. 218). На фиг. 219 показана турмалинизация породы, причем метасоматическому замещению подвергается ортоклаз-пертит.

В зальбандовой части дайки грорудита порода слабо раскристаллизована, стекловата, со следами течения (флюктуационная текстура) и с пузырьками в некоторых прослоях (фиг. 220).

На фиг. 221 показана фестончатая ритмично-полосчатая текстура средней части дайки кварцевого порфира Юго-Восточного Забайкалья. Полосчатость обусловлена чередованием тонких зон кварцевого порфира и зон кварца вдоль стенок дайки.

Для диасхистовых жильных пород приведены структуры гранофира (фиг. 222), аплита (фиг. 223), пегматита (фиг. 224, 225).

Для палеотипных эфузивных пород изображены структуры с микроаплитовой (фиг. 226), микропойкилитовой (фиг. 227), метасферолитовой, переходной к микропойкилитовой (фиг. 228), микрофельзитовой (фиг. 229) и сферолито-микрофельзитовой (фиг. 230) основной массой. Такие породы нередко обладают тонкофлюидальной и тонкополосчатой (фиг. 231), а также флюидальной текстурой с видимой в штуфе крупно-сферолитовой структурой (фиг. 232).

Дацитовый порфир Уштогана (Центральный Казахстан) пермского возраста обладает порфировой структурой и гиалиновой основной массой с флюидальной микропузыристой и атакситовой текстурой

(фиг. 233, 234). Те же черты характеризуют дацит Дальнего Востока (фиг. 235).

Девонский липаритовый порфир Горного Алтая показывает микрофельзитовую структуру с характерными следами течения и раскристаллизацией в потенциальных полостях, возникших при движении вязкой магмы (фиг. 236). В липаритовом порфире вулканического аппарата в горах Бале (Прибалхашье) хорошо проявлена перлитовая текстура (фиг. 237).

Особую группу кислых эфузивных пород представляют собой шаровые, или сферолоидные, лавы — стекловатые липариты и липаритовые порфиры, характеризующиеся наличием густо сидящих шаров, или сферолоидов. Термин «сферолоид» предложен Брайяном (Bryant, 1954); мы пользуемся им для отличия текстуры этих пород от текстуры шаровых интрузивных пород.

Обычно эти породы составляют участки или отдельные прослои среди эфузивов нормальной текстуры. Размеры сферолоидов различны — от 2—3 до 30 и даже до 60 см. Многие авторы считают, что в пределах одного участка или прослоя размеры сферолоидов одинаковы. Однако, как видно из фиг. 238, в сферолоидном липаритовом порфире Центрального Казахстана (гора Жунда) размеры сферолоидов различны даже в пределах одного штуфа. Форма сферолоидов неправильная, поверхность их бородавчатая (фиг. 239); внутри они полые или плотные (фиг. 240, 241). Стенки полых сферолоидов имеют зональное строение, обусловленное чередованием более светлых и более темных полос, цвет которых зависит от степени их раскристаллизации (фиг. 240). В плотных сферолоидах также устанавливается чередование зон и участков большей и меньшей раскристаллизации, с микропойкилитовой и микрофельзитовой структурами, а внутренняя полость их превращена в более крупнозернистое ядро путем заполнения ее друзовым кварцем (фиг. 241, 242).

На фиг. 248 показана внутренняя структура сферолоидов двух разных сферолоидных липаритовых порфиров. В породе Центрального Казахстана (левая часть рисунка) хорошо развита аксиолитовая структура с наличием редких и мелких идиоморфных фенокристаллов разложенного бурого полевого шпата; проявление такой структуры опровергает утверждение Брайяна о том, что в сферолоидах сферолитовое строение никогда не проявляется.

В правой части фиг. 243 в сферолоиде из Чу-Илийских гор Южного Казахстана наблюдается значительно лучшая раскристаллизация с обособлением кварцевых и полевошпатовых участков и с переходом к микротекстуре. Аксиолитовая структура наблюдается лишь кое-где как реликтовая. На фоне светлых кварцевых участков хорошо выступают длинные иголочки рудного минерала, ориентированные в направлении флюидальности породы. Наличие таких рудных иголочек Брайан считает весьма характерной чертой сферолоидов.

Прежде чем перейти к иллюстрации структур и текстур стекловатых кислых эфузивных пород, т. е. пород кайнотинного облика, необходимо кратко остановиться на особых проявлениях мельчайших кристаллических образований, получивших наименование кристаллитов.

Первые изображения и описания кристаллитов даны Ф. Циркелем (Zirkel, 1867). На фиг. 244 приведены заимствованные из его работы рисунки; из них 1—7 принадлежат бесцветным белонитам: 1) простые прямые иголочки, частью с утолщениями на концах; 2) иголочки, заостренные с одного или с обоих концов; 3) белониты, дихотомически расщепленные с одного или с обоих концов; 4) более широкие таблицы с вилкообразно расщепленными концами; 5) звездчатые агрегаты шиловидных белонитов; 6) членистые или четковидные белониты, иногда изогнутые с одного края; отдельные членики их могут несколько смещаться или

поворачиваться; 7) изогнутые, крючкообразные и петлевидные белониты, иногда соединенные в неправильные расходящиеся сростки.

Под № 8 изображены трихиты — черные опаковые волоски, около 0,0005 мм в поперечнике; они непрозрачны даже при более крупных размерах. Среди них наблюдаются простые волоски, изогнутые плавно или зигзагообразно, формы, членистые индивиды и волоски, сгруппированные около тончайшей палочки или вокруг точечного центра. На некоторых волосках видны черные округлые зернышки; иногда волоски притуплены на концах.

На фиг. 244, 9 воспроизведена тонкая призмочка травяно-зеленой роговой обманки или авгита с неправильными неровными окончаниями; к длинным сторонам ее прилепились очень мелкие зернышки магнетита.

Более разнообразные формы кристаллитов приводит Ф. Рётли (Rötley, 1891). Он дает (фиг. 244, а—ж) изображение глобулитов (а), маргаритов (б), лонгулитов (в), спикулитов — синоним белонитов (г), бациллитов (д), скопулитов (е) и их сростков (ж).

Расположение кристаллитов в породе, в вулканическом стекле передает фиг. 245. На фиг. 245, 1, заимствованной у Циркеля (Zirkel, 1867), изображен обсидиан из Токая (Венгрия), в котором видны потоки более тонких и более крупных белонитов с утолщениями на концах; между этими потоками параллельно им располагаются полосы сложных сростков трихитов, частью с черными точечными зернышками на их ветвях. В левом верхнем углу рисунка изображен сферолит радиальнолучистой структуры.

Далее воспроизведены два рисунка, заимствованные у С. Олпорта (Allport, 1872) и изображающие кристаллиты в смоляном камне о. Аппана.

Фиг. 245, 2 относится к вулканическому стеклу массивной текстуры, в котором кристаллиты в форме тонких и тончайших белонитов образуют очень сложные и, как говорит автор в описании, «изысканно красивые группы, напоминающие листья парапотников» (стр. 2). Вмещающее их стекло — светло-желтое и при очень большом увеличении видно, что оно состоит из тончайших прозрачных гранул, или зернышек, во много раз более мелких, чем кристаллиты. Автор особенно подчеркивает, что участки стекла, непосредственно примыкающие к агрегатам кристаллитов, совершенно бесцветны и прозрачны.

На фиг. 245, 3 изображена структура макроскопически полосчатого смоляного камня, в котором чередуются светлые и темные полосы. При большом увеличении в нем также видна полосчатость. Олпорт подсчитал, что в шлифе на расстоянии 1,8 см сменяются 22 темные и светлые полоски. Темные состоят из светло-бурового стекла с редкими и очень мелкими хлопьевидными и звездчатыми агрегатами зеленых кристалликов. Светлые полосы сложены бесцветным стеклом с многочисленными белонитами и прозрачными гранулами; эти образования по размерам значительно крупнее, чем кристаллиты, вызывающие бурый цвет окрашенных прослоек.

Фиг. 245, 4 заимствована у М. П. Мельникова (1891); она изображает структуру так называемого кулибинита — смоляного камня горы Кокуйской в Нерчинском округе. В нем также видны кристаллиты различных форм — преимущественно ветвистые скопулиты и реже белониты. Около них стекло, так же как и в породе о. Аппан, совершенно прозрачно.

Обычно считалось, что минеральный вид кристаллитов вследствие их очень малых размеров не определим; в этом полагалось их главное отличие от микролитов. Однако в последнее время благодаря появлению усовершенствованной аппаратуры в области изучения кристаллитов достигнуты новые результаты.

Так, К. Росс (Ross, 1962) исследовал кристаллиты в стекловатых кислых эфузивах при очень больших увеличениях ($\times 680$) микроскопа,

с применением масляной иммерсии. Для многих из них удалось установить принадлежность к определенному минеральному виду, вследствие чего автор называет их микролитами, а к кристаллитам относит лишь волосовидные трихиты. Оказалось, что эти мельчайшие микролиты принадлежат ограниченному числу минералов: пироксенам, амфиболам, полевому шпату — санидину, очень часто магнетиту и изредка биотиту.

В изученных Россом стеклах пироксен представлен двумя генерациями: призматической и волосовидной. Призматическая является более ранней, выделившейся до или во время течения магмы; призмочки размечом около 0,01—0,02 мм в длину и около 0,002—0,004 мм в поперечнике образуют скопления взаимно параллельных индивидов (фиг. 246, а). Иногда призмочки сегментированы и отдельные сегменты их имеют в длину 0,005 и в поперечнике 0,0005 мм; они часто изогнуты, ориентированы беспорядочно (фиг. 246, б) и являются переходными к еще более тонким волосовидным образованиям — трихитам. Трихиты, по измерениям Росса, имеют диаметр от 0,001 до 0,003 мм или даже менее; минеральная природа их не определима, и они относятся к пироксену только на основании прослеживания их переходов в изогнутые и сегментированные микролиты. Трихиты часто образуют паукообразные сростки, в центре которых находится очень тонкое зернышко магнетита, часто наблюдаются также петли и спирали (фиг. 246, в). По мнению Росса, они образовались уже на месте застывания магмы, так как их тонкие хрупкие формы не могли бы выдержать без поломки передвижения магмы.

Количество призмочек пироксена в вулканических стеклах бывает очень велико; по подсчетам Росса в 1 см³ обсидиана их может содержаться до 300 000, но так как они очень мелки, то они составляют всего лишь около 0,5% объема породы.

На втором месте по распространенности стоит полевой шпат, представленный чаще всего санидином, что устанавливается по его светопреломлению. Тонкие пластинчатые микролиты его имеют длину 0,03—0,1 мм, ширину 0,01—0,03 мм и толщину 0,002—0,004 мм; наблюдаются и более крупные микролиты длиной до 0,6 мм. Характерны концы пластинок, имеющие прямоугольные воронкообразные углубления или, наоборот, выросты, напоминающие двузубую вилку (фиг. 246, г).

Значительно реже встречаются микролиты амфиболя. Они обычно крупнее микролитов пироксена, отличаются от него меньшим углом погасания. Тонкие иголочки его достигают 0,15 мм в длину и от 0,02 до 0,08 мм в поперечнике; концы их заострены и иногда расщеплены. Они образуют звездчатые агрегаты вокруг тончайших зернышек магнетита (фиг. 246, е) или встречаются поодиночке вместе с микролитами пироксена и санидина (фиг. 246, д).

На фиг. 247, 248 показан вид обсидиана и перлита под микроскопом, а на фиг. 249, 250 и 251 их текстура в штуфе.

На фиг. 252 изображен штуф черного обсидиана с белыми лиофизами из месторождения горы Кечалдаг в Азербайджане.

Строение лиофиз в этом образце видно плохо; вследствие этого для ознакомления с ними читателя мы приводим иллюстрации лиофиз, заимствованные из работы Дж. Иддингса (Iddings, 1888), впервые описавшего их.

Иддингс изучал лиофизы в литоидных риолитах Иеллоустонского национального парка.

В некоторых участках породы они очень обильны (фиг. 254). Большая часть их имеет характер полусфер и состоит из концентрических тонких скорлуп, окружающих центр и перекрывающих друг друга как лепестки розы. Скорлупки настолько тонки и так тесно расположены друг к другу, что иногда при радиусе лиофизы около 5 см можно насчитать до 50 скорлупок. Образование скорлупок происходит вокруг одного или нескольких центров; в последних случаях скорлупки имеют фестончатые

края, а лиофиза приобретает удлиненную, овальную или еще более сложную форму.

В центре лиофизы находится полость, имеющая выход на поверхность в виде отверстия с неправильными, как бы рваными краями (фиг. 253, а).

На фиг. 253, б изображена светлая лиофиза в черном обсидиане; она имеет удлиненную форму и концентрическое строение из тонких скорлупок, усеянных мельчайшими шариками.

Иддингс дает схему строения различных лиофиз, которая приведена нами на фиг. 255.

Очень интересные наблюдения над лиофизами в липаритах нижнего докембрия Швеции сделал Э. Грип (Grip, 1935). Эти очень древние кислые эфузивные породы хорошо сохранили свои типичные структурные признаки — наличие фенокристаллов кварца и очень тонкозернистой основной массы микрофельзитовой, микрогранофирировой или даже сферолитовой структуры. В них наблюдаются концентрически-зональные образования (фиг. 256) размером около 1 см, совершенно аналогичные лиофизам более молодых кислых эфузивных пород и так же резко ограниченные от вмещающей их основной массы. Зональность их состоит в чередовании кварцевых и полевошпатовых зон, причем кварцевые зоны всегда более крупнозернисты, чем соседние с ними полевошпатовые зоны. Число зон в одной лиофизе может достигать восьмидесяти.

Автор связывает образование лиофиз с богатством магмы летучими и с ее быстрым остыванием (наличие микрофельзитовой структуры). Генетически лиофазы отличны от структуры выполнения пустоток и пузырьков, но последняя кристаллизация в них проходила при таких же условиях, как и минералообразование в пузырьках.

Мелкие (1—1,5 см длиной) шаровидные образования (фиг. 257) и кварц-полевошпатовые шлиры (фиг. 258) в таких же докембрийских липаритах автор рассматривает как образования, аналогичные лиофизам, возникшие от тех же причин, но измененные последующей раскристаллизацией.

В структурном отношении интересны такие кислые изверженные породы, как агломератовые лавы, туфоловы, игнимбриты, пламенные туфы, спекшиеся туфы, туфы пепловых потоков и другие аналогичные образования. В настоящее время эти породы привлекают большое внимание и исследуются многими специалистами в ряде стран. Номенклатура их сложная, недостаточно разработанная и нередко противоречивая. Мы приводим иллюстрации структур различных образований этой группы, пользуясь названиями пород, употребляемыми авторами.

Особые черты структуры игнимбритов в Советском Союзе отметил А. Н. Заварицкий, объединив их общим названием игнимбритовая структура. Характерными признаками ее является большое содержание растянутых и расплощенных пепловых частиц стекла, изгибающихся около включений кристаллов и создающих псевдофлюидальную структуру и текстуру; наличие флямме; раскристаллизация, с образованием участков гребенчатых или гребешковых структур. Характерны также такситовая, полосчатая и пористая текстуры.

На фиг. 259, 260 показана структура агломератовых лав — агломератовых трахиолипаритовых порфиров Центрального Казахстана с флюидальной и такситовой текстурами.

Фиг. 261—264 изображают структуры и текстуры палеигнимбритов липаритов и трахиолипаритов Прибалхашья и Центрального Казахстана.

Для них характерна псевдофлюидальная и такситовая текстура, реликты пепловой структуры, раскристаллизация с образованием участков или прослоев микрофельзитовой, микросферолитовой, микропойкилитовой структур (фиг. 261), наличие вытянутых по псевдофлюидальности пустоток (фиг. 262), около которых образуются участки гребешковой

структуры, и, наконец, наличие фъямме (фиг. 263, 264) со всеми их характерными чертами.

На фиг. 265 и 266 приведены структуры более молодых — палеогеновых и верхнемеловых — игнимбитов Дальнего Востока, показывающих те же генетические черты, но с меньшим проявлением позднейшей раскристаллизации.

Структура докембрийских эвтакситовых порфиров Центральной Швеции (фиг. 267, 268), описанная С. Ельмквистом (Hjelmquist, 1956), имеет большое сходство, как подчеркивает автор, с игнимбитами более молодого возраста. Ельмквист делает вывод о существовании игнимбитов в докембрии.

Фиг. 269 показывает характер игнимбрита (в данном случае палеоигнимбрита) в штуфе на поверхности, перпендикулярной его параллельной текстуре: видны субпараллельно ориентированные фъямме с растрепанными, как бы размолчаленными концами и псевдофлюидальность вмещающей их массы.

На фиг. 270 приведена текстура породы, описанная А. Стейнером (Steiner, 1960) из Новой Зеландии, как псевдоигнимбрит; по мнению автора, главным отличием ее от игнимбрита является полное отсутствие реликтов пепловой структуры.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ ГРАНОДИОРИТ



Фиг. 153.

Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 8$ мм.

Рис. О. Глазовой

Порода состоит из плагиоклаза — андезина, меньших количеств калиевого полевого шпата и кварца; цветной минерал — роговая обманка, акцессорные — сфен и магнетит, располагающиеся преимущественно вместе с роговой обманкой.

Хорошо прослеживается последовательный ряд идиоморфизма минералов: роговая обманка, широкие таблицы плагиоклаза и затем ксеноморфные индивиды калиевого полевого шпата и кварца, выполняющие неправильные промежутки между более ранними минералами породы.

Структура типичная гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

БИОТИТОВЫЙ ГРАНОДИОРИТ



Фиг. 154.

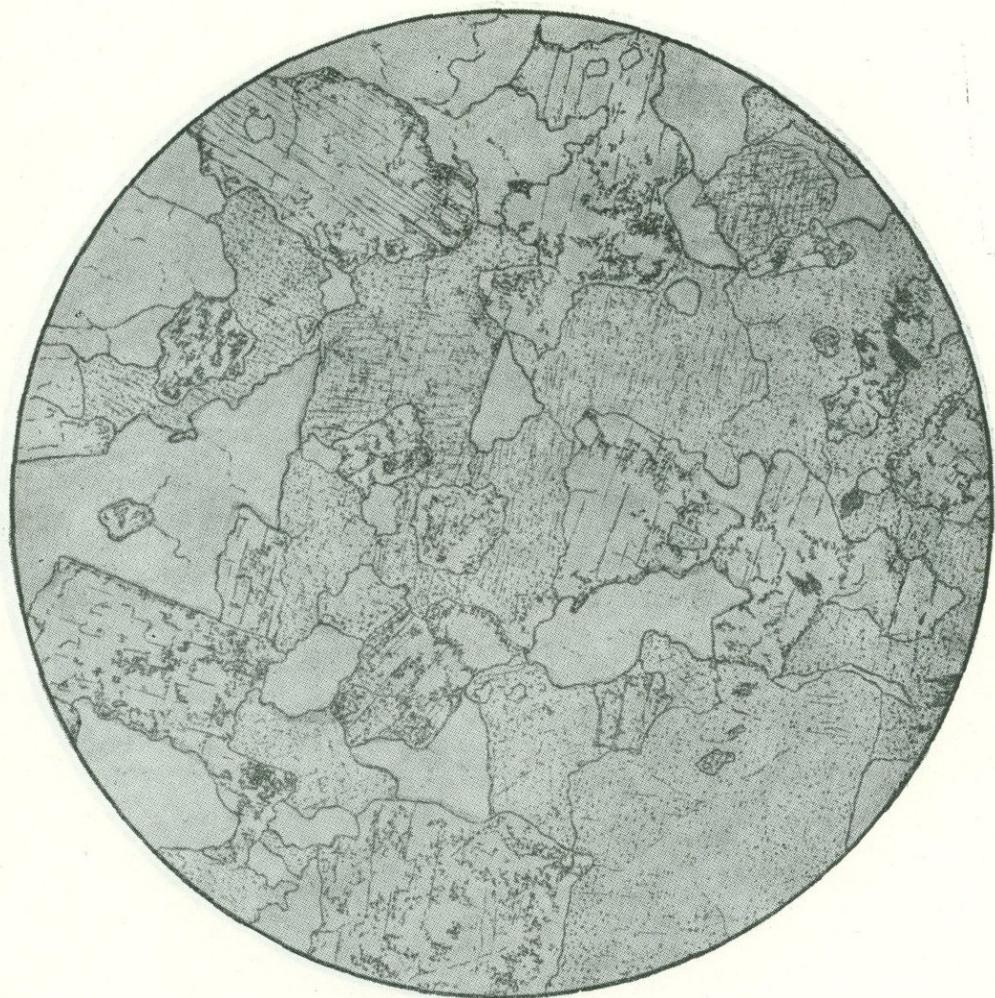
Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 2$ мм.
Рис. В. Заварицкого

Порода состоит из плагиоклаза, меньших количеств калиевого полевого шпата, кварца, биотита и акцессорных — рудного минерала и циркона.

Биотит образует единичные относительно идиоморфные пластинки, часто включенные в плагиоклаз, или скопления пластинок вместе с рудным минералом (слева внизу). Плагиоклаз слегка пелитизирован; он отчетливо идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. Последние образуют совершенно ксеноморфные зерна, выполняющие пространства между индивидами плагиоклаза и биотита.

Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

БИОТИТОВЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 155.

Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 8 \text{ м.м.}$

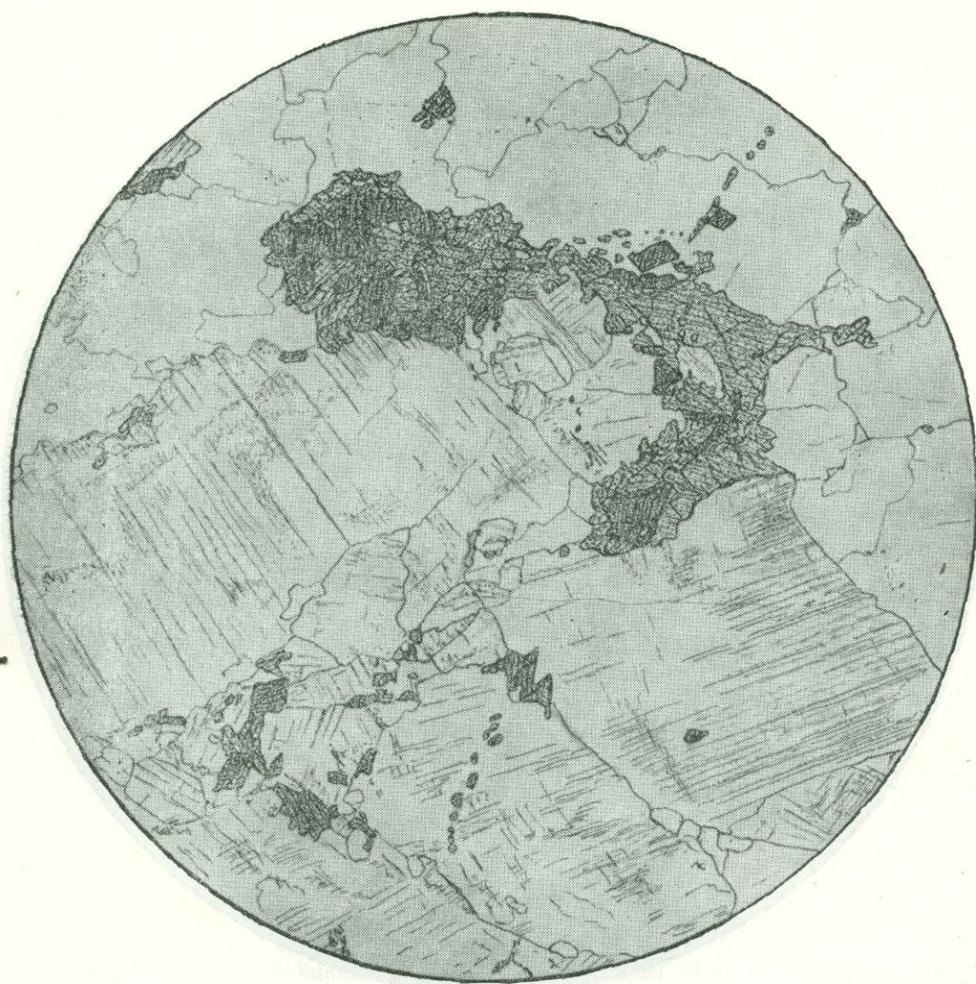
Рис. В. Заварыцкого

Порода состоит из равных количеств калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза, кварца и редких мелких чешуй биотита.

Биотит и плагиоклаз образуют относительно идиоморфные зерна; биотит часто включен в плагиоклаз. Калиевый полевой шпат располагается вокруг плагиоклаза. Наиболее ксеноморфным является кварц, выполняющий промежутки между другими минералами породы.

Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, отличающаяся от других примеров гранитовых структур меньшим идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату.

РОГОВООБМАНКОВЫЙ ПЛАГИОГРАНИТ



Фиг. 156.

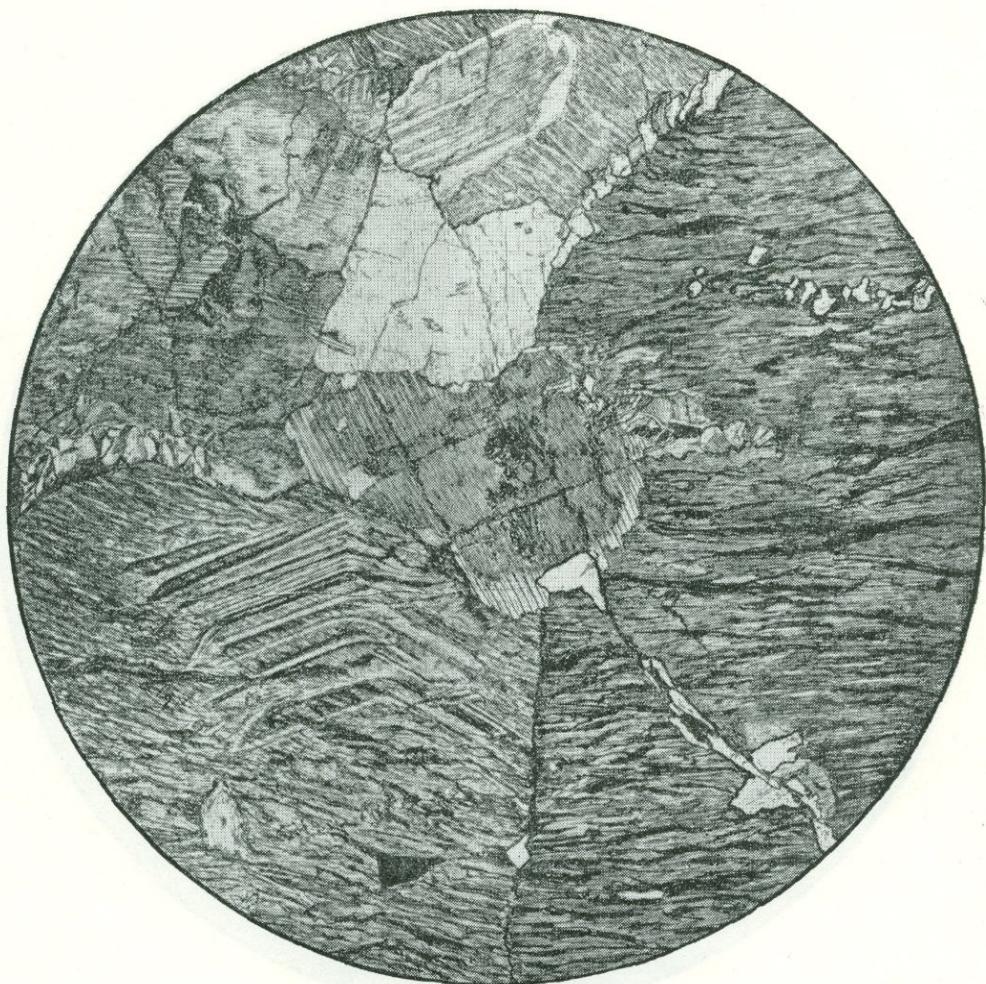
Кузнецкий Алатау, Кожуховский массив мартайгинского комплекса. Колл.
Е. К. Станкевича. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из кварца и кислого плагиоклаза — олигоклаза. Цветной минерал — густоокрашенная резко плеохроичная роговая обманка, образующая скопления мелких зерен совместно с магнетитом и апатитом. Плагиоклаз слегка пелитизирован и содержит редкие включения роговой обманки и магнетита.

Структура гранитовая, характеризующаяся резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к совершенно ксеноморфным неправильным зернам кварца.

БИОТИТОВЫЙ ГРАНИТ (ДЕТАЛИ СТРУКТУРЫ)



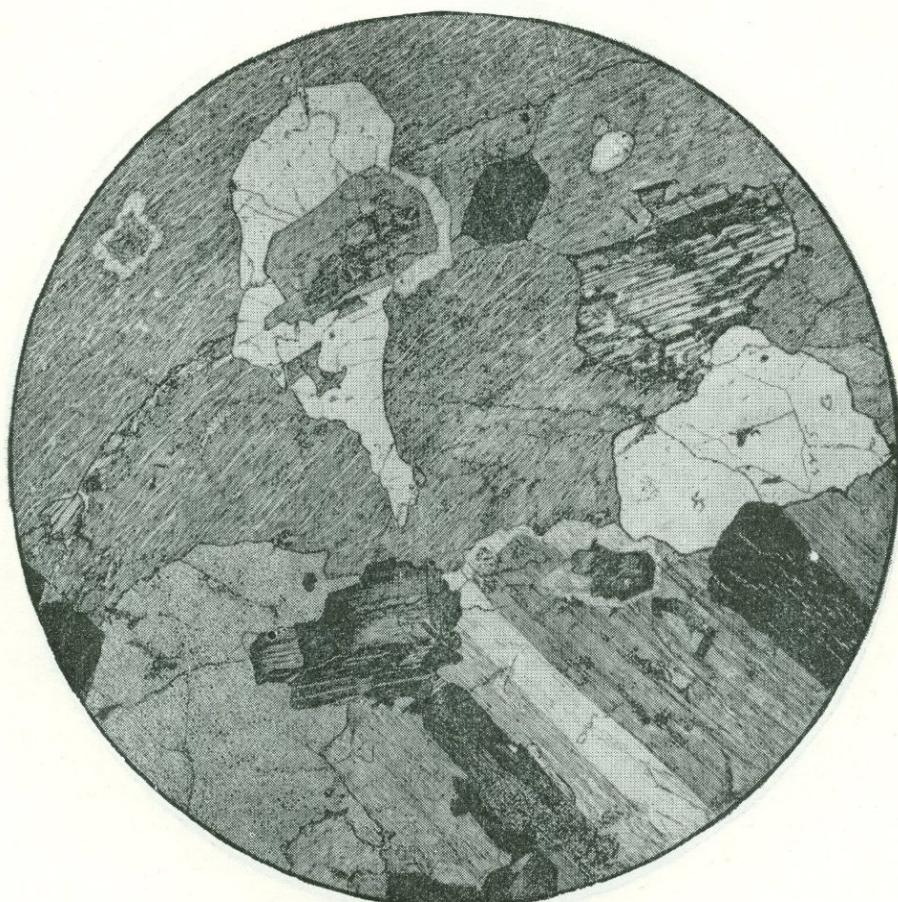
Фиг. 157.

Западный Саян, Буйбинский массив. Колл. Д. М. Орлова. Николи +; $d = 4,3$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

На рисунке показаны детали соотношений полевых шпатов в разновидности гранитов Буйбинского массива с преобладающим калинатровым полевым шпатом — микропертитом, выделенным порфировидно. Вся правая и нижняя части рисунка заняты крупным сдвойникованым (двойниковый шов стоит вертикально) зерном микропертита, в левой части которого хорошо видна зональность, подчеркиваемая расположением перититовых вrostков. Основной олигоклаз (№ 30), слегка разложенный и пелитизированный, на границе с микропертитом частично резорбирован и обрастают каймой полисинтетически сдвойникованного альбита (средняя часть рисунка). От альбитовой каемки отходят тоненькие прожилки между зерен и внутрь зерен микропертита, сложенные поперечно-шестоватым альбитом.

От плагиоклаза (центр рисунка) вправо вниз отходит тонкий прерывистый прожилок кварца.

БИОТИТОВЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 158.

Западный Саян, Джойский массив. Колл. Д. М. Орлова. Николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода крупнозерниста и характеризуется резким идиоморфизмом крупных зерен кварца и удлиненных индивидов зонального плагиоклаза. Верхняя большая часть поля зрения занята одним зерном пертитового плагиоклаза с включениями кварца и биотита. Внизу в левой части видно круглое зерно кварца, а в правой — большое зональное зерно плагиоклаза. В ядре — это олигоклаз-андезин, разложенный и цоизитизированный, что хорошо выделяется в индивидах, стоящих на погасании. Зональность плагиоклаза не резкая, и даже периферическая кислая зона не имеет резкой границы. Между большим зерном плагиоклаза и кварцем лежит небольшое зерно плагиоклаза, вытянутое горизонтально. Оно также зонально; кислая периферическая часть его стоит на погасании, а основное ядро — на просветлении. В левом нижнем углу рисунка (черное) край зерна кварца на погасании. Детали структуры показывают, что плагиоклаз и биотит образовались раньше кварца и микропертита; затем образовался кварц в окружных, часто очень крупных (до 1 см) зернах и последним, наиболее ксеноморфным является микропертит. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВЫЙ ГРАНИТ



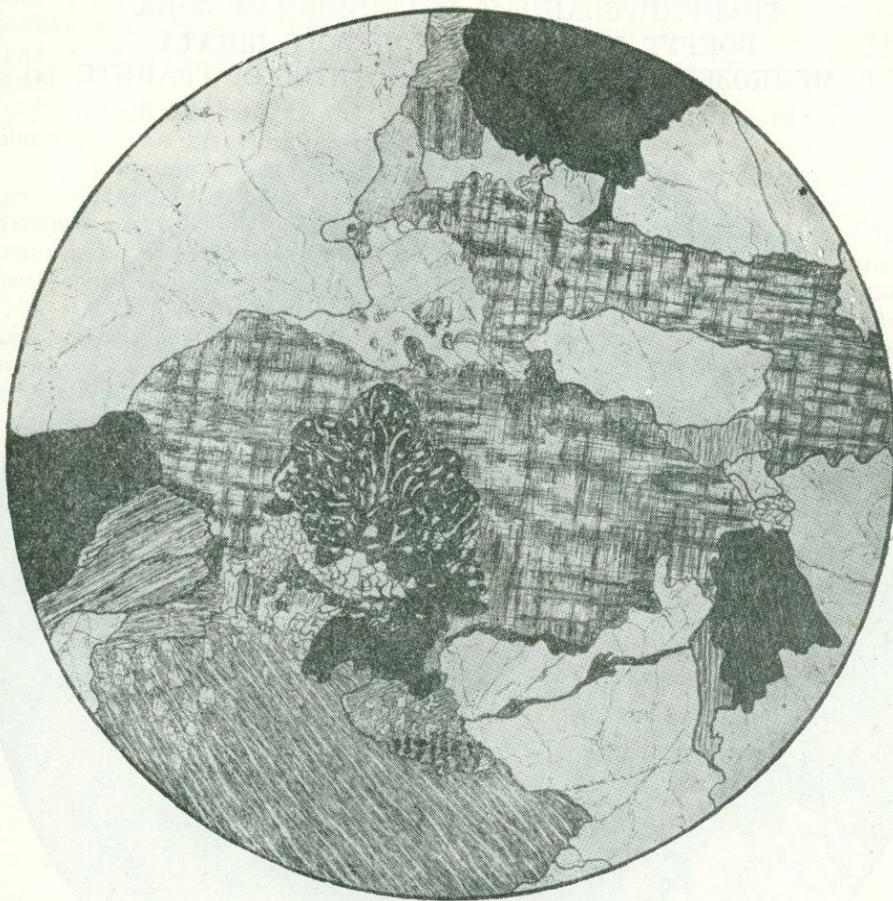
Фиг. 159.

Южный Алтай, гора Сары-Тау. Колл. К. Г. Богдановой. Без анализ.; $d = 4,6$ м.м.

На рисунке изображена своеобразная структура гранита, характеризующаяся идиоморфизмом удлиненных табличек плагиоклаза и повсеместным обрастанием их пелитизированным калиевым полевым шпатом, который самостоятельных зерен не дает. Кварц образует крупные субидиоморфные зерна, между ними, а также внутри них закрыты узкие неправильные и угловатые индивиды калиевого полевого шпата. Включения последнего в одном зерне кварца погасают не одновременно и не могут считаться частями одного индивида; это неориентированные пойкилитовые включения калиевого полевого шпата в кварце. Цветной минерал породы — буровато-зеленая роговая обманка и в меньшем количестве разложенный хлоритизированный биотит (справа внизу рисунка). Немного рудного минерала.

Структура породы *гипидиоморфнозернистая, гранитовая*, в той ее разновидности, которая характеризуется идиоморфизмом кварца; участками наблюдается *пойкилитовая* структура.

БИОТИТОВЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 160.

Украина, Кировоградский район. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 4$ м.м.

Рис. О. Васнецовой

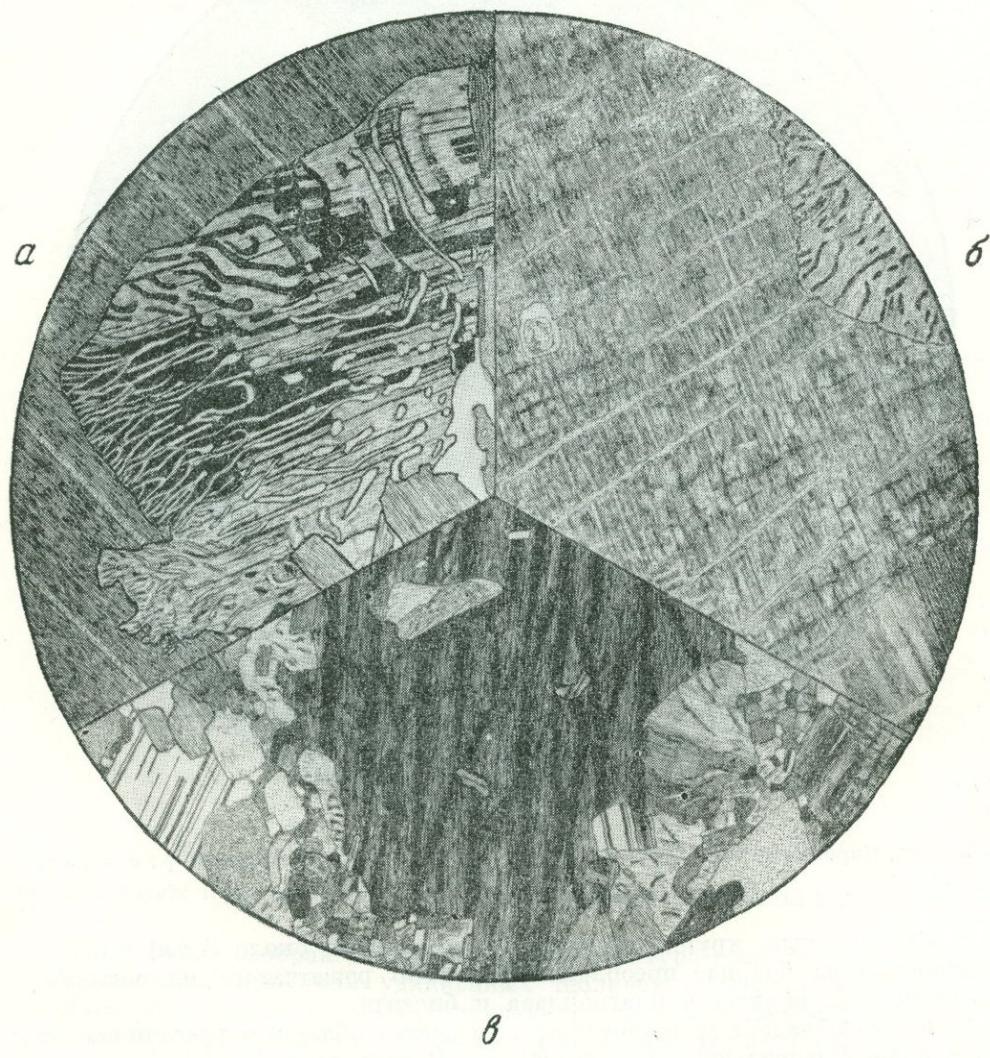
Сравнительно крупнозернистая (размер зерна около 3 м.м.) порода, состоящая из кварца, преобладающего ясно решетчатого микроклина, подчиненных количествах плагиоклаза и биотита.

Кварц обладает трещиноватостью и слегка облачным угасанием, так как порода несколько катализирована. Вверху рисунка и слева внизу два зерна кварца стоят на погасании.

Очень интересны соотношения полевых шпатов. Внизу рисунка большое серое зерно перититового микроклина (в этом разрезе двойниковая решетка его не проявлена) постепенно поглощает и замещает прилегающие к нему зерна олигоклаза, сохраняющиеся в виде реликтов в левой периферической части микроклина. Несколько выше, ближе к центру поля зрения, зерно плагиоклаза, стоящее на погасании (черное), дает широкий окружный вырост мирмекита, замещающий микроклин. Плагиоклаз мирмекита кислый, поэтому кварцевых вrostков в нем мало.

Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

МИРМЕКИТ В ЧАРНОКИТОВОМ ГРАНИТЕ (а).
 МИРМЕКИТ В БИОТИТОВОМ ГРАНИТЕ (б).
 ГРАНУЛИРОВАННАЯ РЕАКЦИОННАЯ ЗОНА
 ВОКРУГ КАЛИЕВОГО ПОЛЕВОГО ШПАТА
 В МЕЛКОЗЕРНИСТОМ СЕРОМ БИОТИТОВОМ ГРАНИТЕ (в)



Фиг. 161.

а — Украина, средняя часть Ингуло-Ингулецкого водораздела, правый берег р. Боковеньки, ниже дер. Ивановки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1931). Николи +; $d = 3,2$ мм.
 Рис. Н. Леонтьевой

б — Украина, средняя часть Ингуло-Ингулецкого водораздела, овраг Бочковатый. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,2$ мм.
 Рис. Н. Леонтьевой

в — Украина, среднее течение р. Ингула. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,2$ мм.
 Рис. Н. Леонтьевой

а — крупное зерно мирмекита, вдающееся своими выростами в тело калиевого полевого шпата. В мирмекитизированном плагиоклазе, принадлежащем олигоклаз-андезину, хорошо видно двойникование по альбитовому закону и намечается зональное строение по количеству и размерам

кварцевых вростков. Наиболее тонки и обильны вростки кварца в передней части мирмекита, прилегающей к калиевому полевому шпату; наиболее редкие и грубые вростки наблюдаются в его тыловой части. Видна двоякая ориентировка кварцевых вростков, стоящих в большей части зерна мирмекита на просветлении, а в левой верхней его части — на погасании.

В правой нижней части рисунка видны два зерна биотита (частая тонкая прямая штриховка).

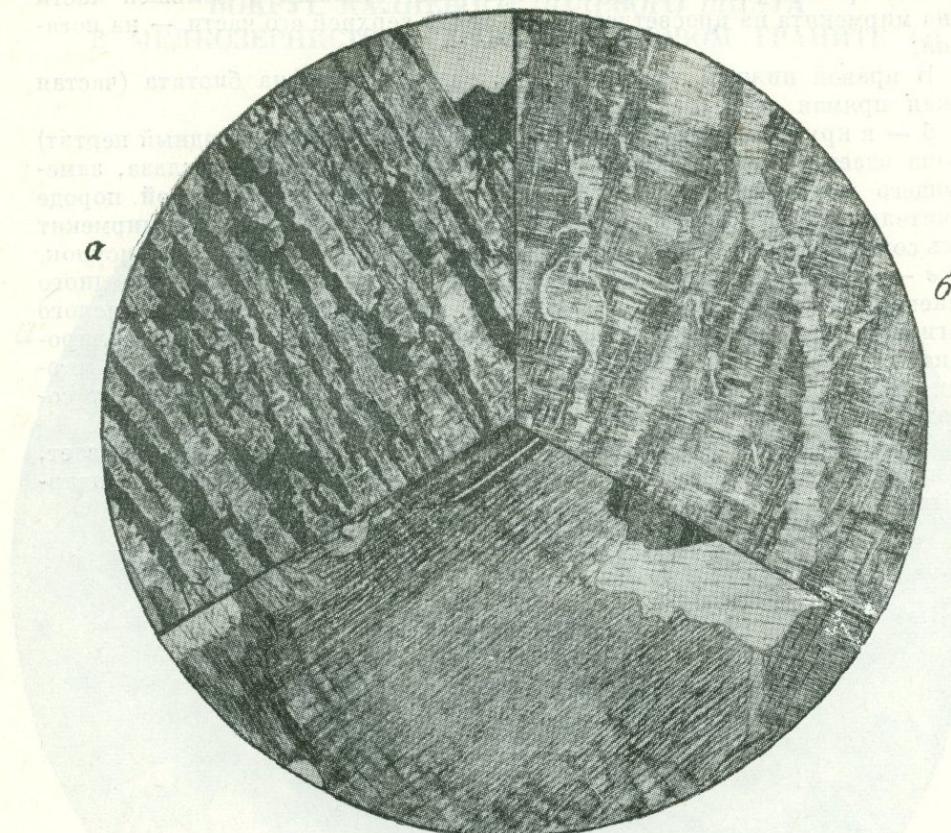
б — в крупное зерно микроклин-микроперитта (шнуровидный перитит) справа вдается вырост кислого плагиоклаза — альбит-олигоклаза, замещающего микроклин-микроперитт. Так как плагиоклаз в этой породе значительно кислее, чем плагиоклаз чарнокитового гранита, то мирмекит здесь содержит меньше кварцевых вростков и имеет более простой рисунок.

в — в средней части рисунка показано большое зерно неоднородного калиевого полевого шпата, содержащего небольшие включения кислого плагиоклаза и окруженного со всех сторон мелкозернистой гранулированной кварц-плагиоклазовой зоной, в которой местами намечается миремекитообразование. Так как плагиоклаз здесь кислый, то миремекит содержит очень мало кварцевых вростков.

Сопоставление миремекитов в трех изображенных породах показывает, что чем основнее плагиоклаз, замещающий микроклин, тем больше кварцевых вростков содержит миремекит.

Рисунок 101. Местные разности твердого базальта, различающиеся по количеству и характеру вростков кислого плагиоклаза в зернах миремекита. Рисунок 101а — миремекит с большим количеством вростков кислого плагиоклаза (албит-олигоклаза), замещающего микроклин-микроперитт. Рисунок 101б — миремекит с прямой тонкой штриховкой, в котором вростки кислого плагиоклаза замещают микроклин-микроперитт. Рисунок 101в — миремекит с мелкозернистой гранулированной кварц-плагиоклазовой зоной, в которой местами намечается миремекитообразование.

МИКРОКЛИН-МИКРОПЕРТИТ (а). ЛЕНТОЧНЫЙ МИКРОКЛИН-МИКРОПЕРТИТ (б). МЕЗОПЕРТИТ (РОЗОВЫЙ СРЕДНЕЗЕРНИСТЫЙ АПЛИТОИДНЫЙ ГРАНИТ) (в)



Фиг. 162.

а — Украина, гранит карьера Лезники. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

б — Украина, полевой шпат из пегматитовой жилы в толще гнейсов р. Ингула. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

в — Украина, р. Тетерев, в р-не с. Новой Рудни. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,2$ мм.

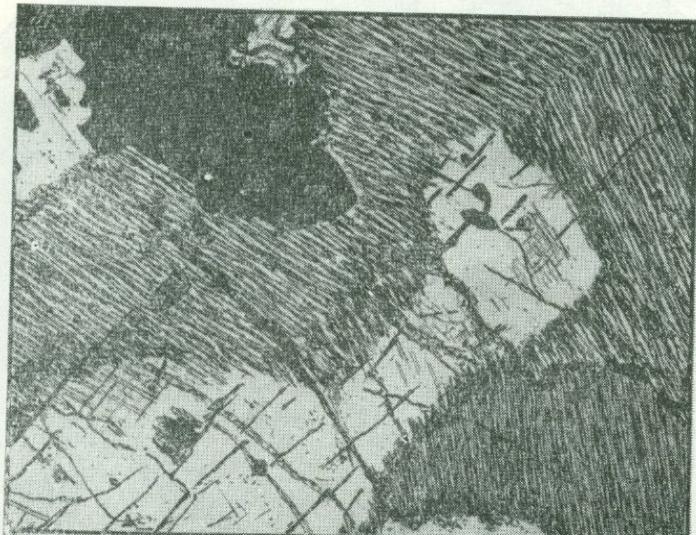
Рис. Н. Леонтьевой

а — в большом зерне микроклина с хорошей четкой двойниковой решеткой проходят взаимно параллельные длинные массы альбита, ориентированные по одним плоскостям двойникования микроклина и образующие поперечные выступы по другим плоскостям двойниковой решетки. Все участки альбита погасают одновременно и принадлежат одному индивиду.

б — часть большого зерна микроклина с очень крупной и четкой двойниковой решеткой. Косо к ней проходят нерезкие и неровные ленты альбита, в которых местами заметно двойникование, перпендикулярное длине ленты. В левой части рисунка видно, что лента начинается в альбитовой оболочке небольшого включения плагиоклаза; это дает основание считать этот пертит перитом замещения.

в — в средней части крупного зерна решетчатого микроклин-микропертита обильно развиваются чрезвычайно тонкие шнуровидныеростки альбита.

МЕЗОПЕРТИТ

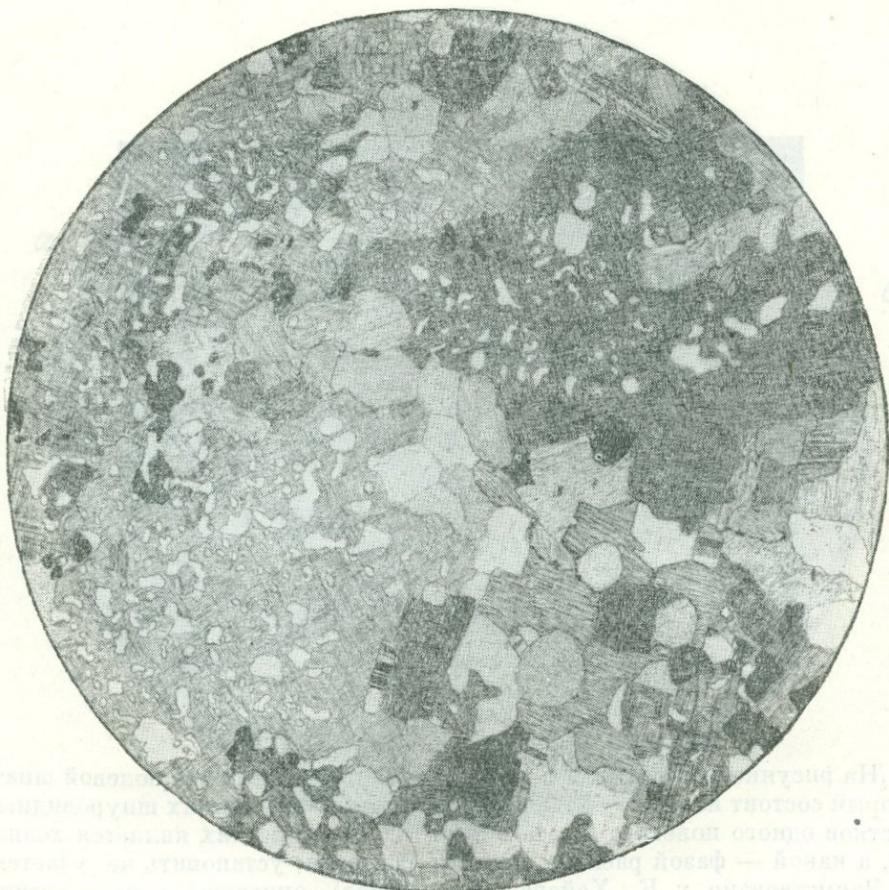


Фиг. 163.

На рисунке изображен мезоперит — такой перитовый полевой шпат, который состоит из очень большого количества очень тонких шнурообразных вrostков одного полевого шпата в другом. Какой из них является хозяином, а какой — фазой распада твердого раствора, установить можно

Задача, какими фазами распада твердого раствора, установить не удается. Заемствовано у К. Хейера (Heier, 1955), описавшего мезопериты и другие перитты в «кварц-полевошпатовых гнейсах» с амфиболом, как перитты замещения; мезоперит является промежуточной стадией на пути к полному замещению плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

ПОРФИРОВИДНЫЙ БИОТИТОВЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 164.

Украина, Корсунь-Новомиргородский массив, каменоломня в Самгородке. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,7$ м.м.

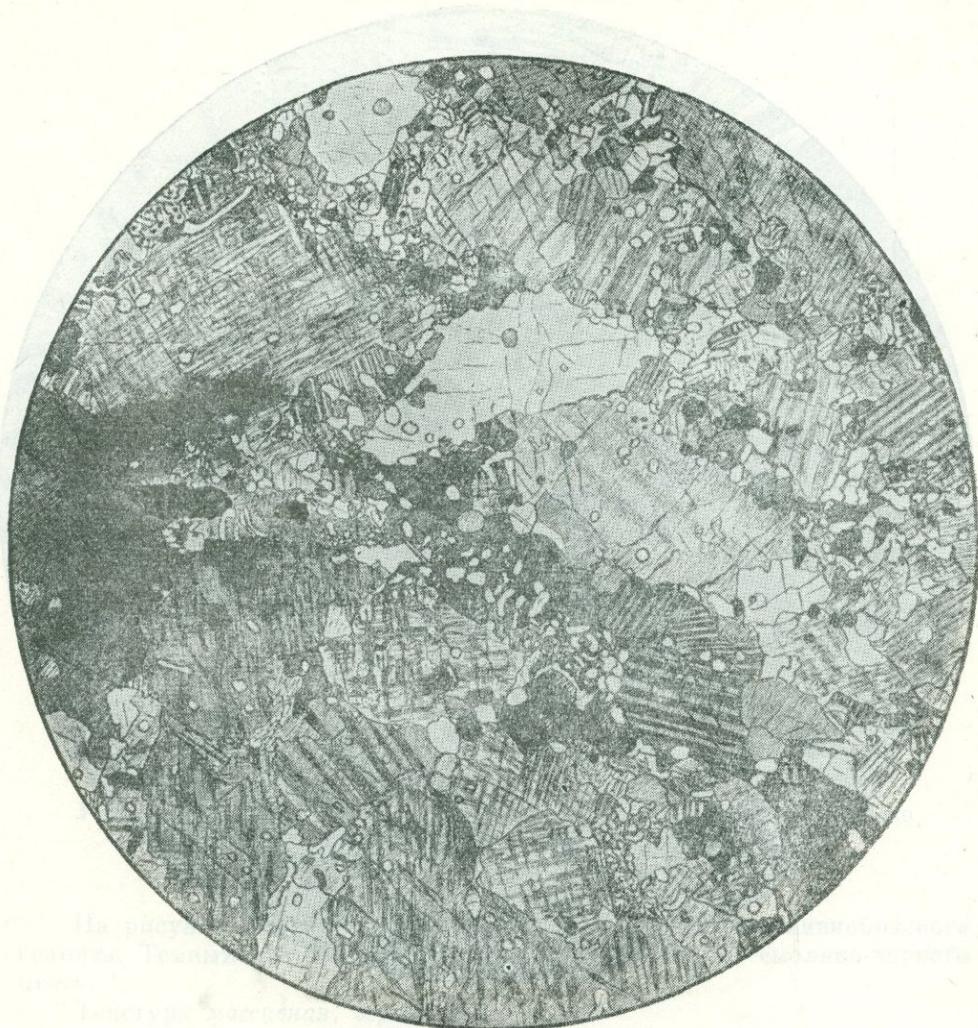
Рис. Н. Леонтьевой

Порфировидно выделен микропертитовый неясно решетчатый калиевый полевой шпат в виде удлиненно-округлых зерен (овоидов) размером около 2—2,5 мм, содержащих обильные округлые и неправильные включения кварца и реже биотита и плагиоклаза.

На рисунке видны три таких овоида: справа вверху — на погасании; слева внизу — серые цвета интерференции и слева наверху — край третьего индивида. Периферическая часть их бедна включениями. Часть включений кварца в одном овиде гаснет одновременно.

Между овоидами находится основная масса из округлых зерен кварца, плагиоклаза, микропертита и биотита. Некоторые индивиды биотита (справа внизу густая тонкая штриховка) достигают 1—1,3 мм в длину и захватывают круглые зерна кварца и плагиоклаза в виде включений.

Структура *порфировидная пойкилитовая* или *пойкило-пегматитовая*; структура основной массы *гранитовая* с идиоморфным кварцем.



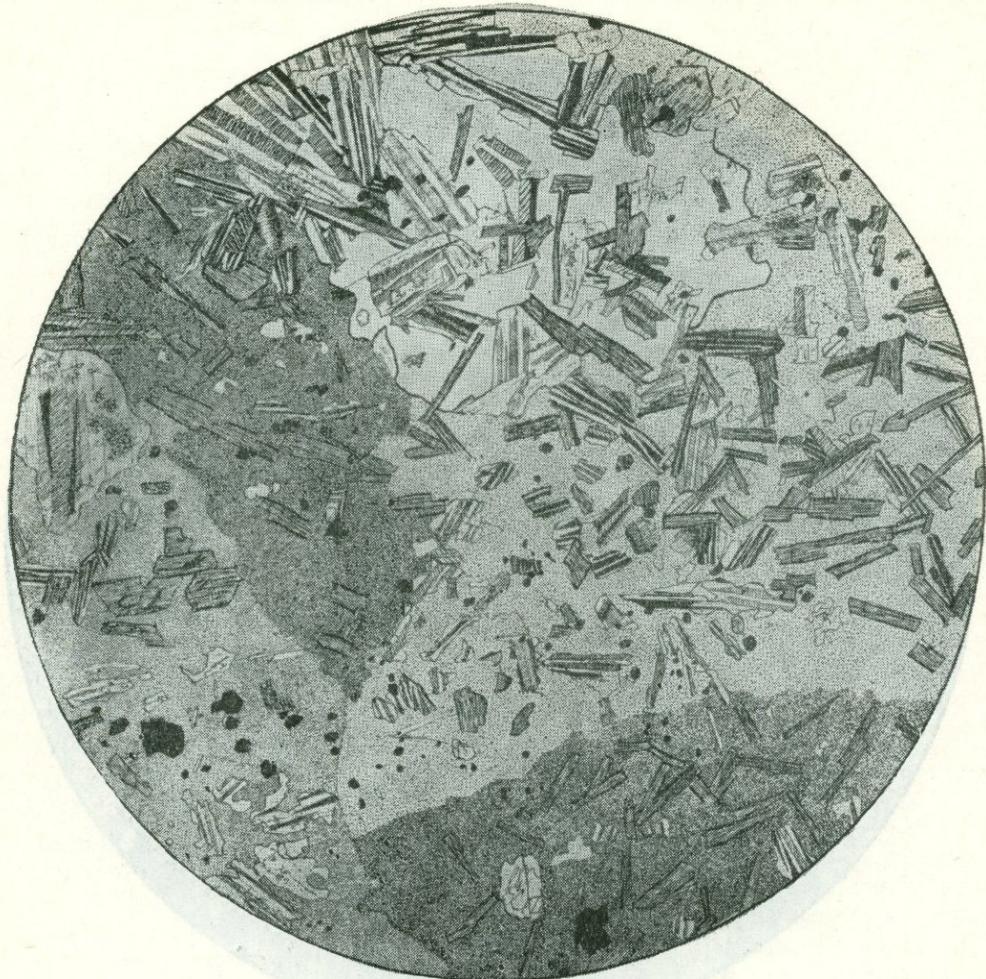
Фиг. 165.

Украина, карьер ж.-д. ст. Адабаш. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Макроскопически — это темный зеленоватый крупнозернистый гранит, очень напоминающий чарнокиты Украины. На рисунке изображена структура участка этой породы, очень богатого решетчатым микроклином в крупных и более мелких зернах. На границе микроклина и плагиоклаза видны реакционные соотношения этих минералов с развитием мирамекита, кварц-полевошпатового, мелкозернистого агрегата и капельного кварца (в средней части рисунка).

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВЫЙ ГРАНОСИЕНИТ



Фиг. 166.

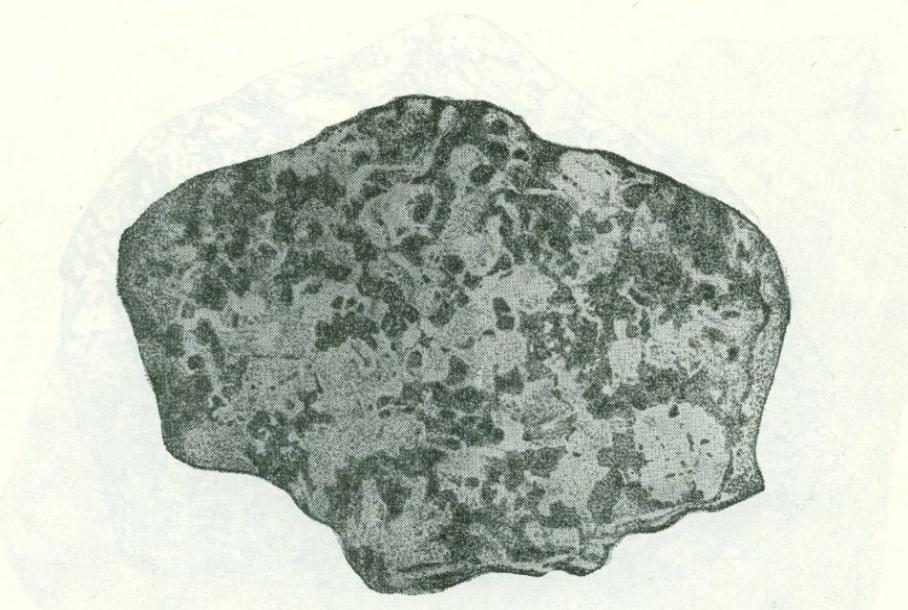
Кузнецкий Алатау, Тигертышский массив. Колл. Е. К. Станкевича (1963). Николи +;
 $d = 6,4 \text{ м.м.}$

Рис. И. Маликовой

Гибридная порода, приуроченная к контактовой зоне диоритов и прорывающего их гранита, состоит из калишпата (до 42—50%), плагиоклаза — олигоклаза или андезина (до 32%), кварца (11—13%); цветных минералов — роговой обманки и биотита и акцессорных — циркона, сфена и магнетита.

Очень своеобразна структура породы. Под микроскопом все поле зрения разбивается на несколько крупных, до 4—5 м.м., неправильных зерен калишпата и реже кварца (верхняя часть рисунка), в которых сидят многочисленные разнообразно ориентированные включения удлиненных призматических индивидов плагиоклаза, идиоморфных призм роговой обманки, чешуй биотита, акцессорных минералов. Типичная *пойкилитовая* структура.

КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ БИОТИТОВЫЙ ЧЕРНОКВАРЦЕВЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 167.

Украина, Корostenский plutон, р. Тростяница у хут. Рихты. Заимствовано
у В. С. Соболева (1947). Нат. величина.

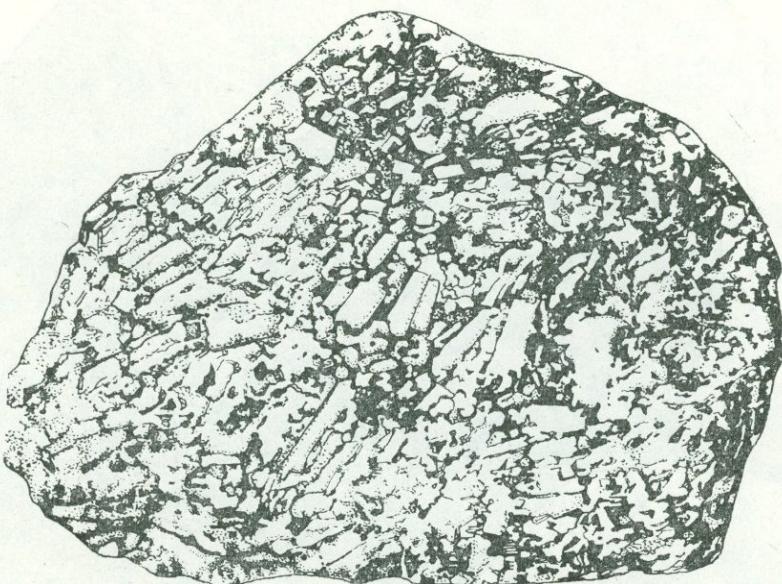
Рис. Р. Полякова

На рисунке изображен штуф крупнозернистого рапакивиобразного гранита. Темный цвет его обусловлен наличием кварца смоляно-черного цвета.

Текстура массивная, зернистая.

На рисунке изображен штуф крупнозернистого рапакивиобразного гранита. Темный цвет его обусловлен наличием кварца смоляно-черного цвета. Текстура массивная, зернистая. Кристаллы кварца в виде зерен различной величины, до 1 см в длину, флюкстита пестрородные, трехцветные, с ярко-красными бахромообразными, прилегающими к кубоподобным кристаллам, на кончиках зеленых налетов.

Текстура ворончатая, блоковая, текстура воронки на изогнутом граните — коррозионная.



Фиг. 168.

Украина, р. Сугоклея Каменоватая. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

$\frac{1}{3}$ нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

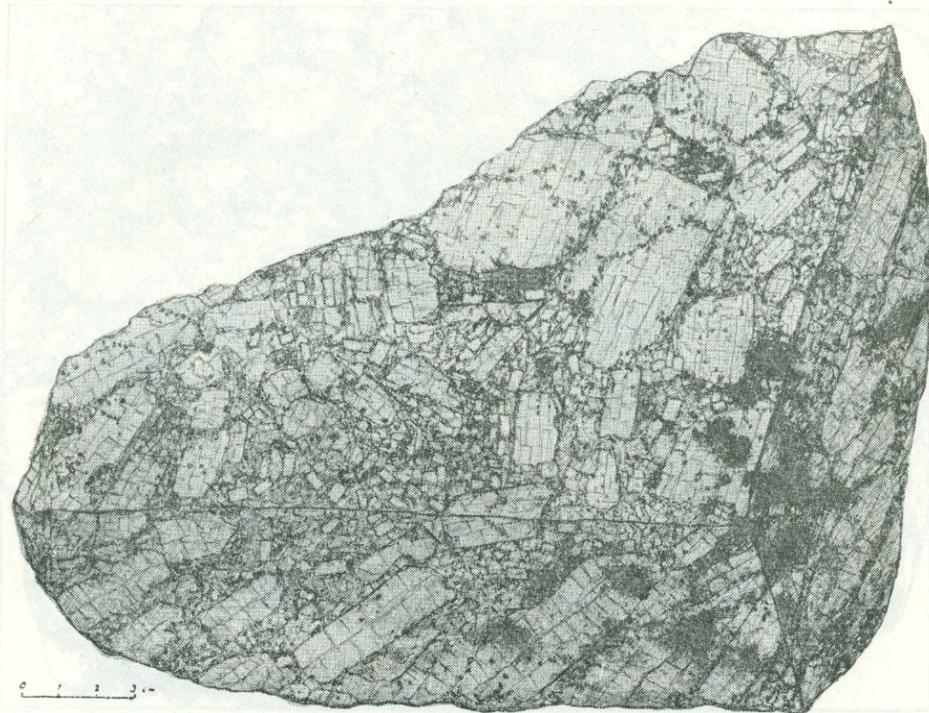
В штуфе серого порфировидного (кировоградского) гранита хорошо видны белые фенокристаллы калишпата размером до 2—3 см, показывающие субпараллельную флюидалную ориентировку.

Текстура трахитоидная.

Следующий тип породы, называемый трахитоидной, отличается от предыдущего тем, что в нем не имеется ясно выраженных параллельных линий, а имеющиеся в виде субпараллельных линий, как правило, не имеют четко выраженной ориентировки. Кристаллы калишпата в трахитоидной текстуре не имеют ясно выраженной ориентировки, а расположены в виде хаотичных групп, сбрасываясь в различные направления.

Очень характерна для трахитоидной породы так называемая «травертиновая» текстура, представляющая собой ярко выраженную субпараллельную ориентировку калишпатовых кристаллов, расположенных в виде хаотичных групп, сбрасываясь в различные направления. Калишпатовые кристаллы в трахитоидной текстуре

очень часто обладают ярко выраженной зернистостью, причем зерна калишпата различаются по величине и форме, что является следствием различной величины и формы калишпатовых кристаллов. Калишпатовые кристаллы в трахитоидной текстуре



Фиг. 169.

Украина, р. Боковенька, устье овр. Бочковатого. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. С. Сергеевой

В большом образце серого крупнозернистого порфировидного гранита, содержащего мелкие (0,5—1,5 см) разнообразно ориентированные фенокристаллы белого микроклина, метасоматически развиваются очень крупные, до 6—7 см в длину, фенобласты густо-розового микроклина. Форма их табличеобразная, ориентировка субпараллельная; это хорошо видно на поперечных сечениях камня.

Текстура породы *порфиробластовая*; текстура и структура исходного гранита — *порфировидная*.

ПОРФИРОБЛАСТОВЫЙ ГРАНИТ (РАПАКИВИ)



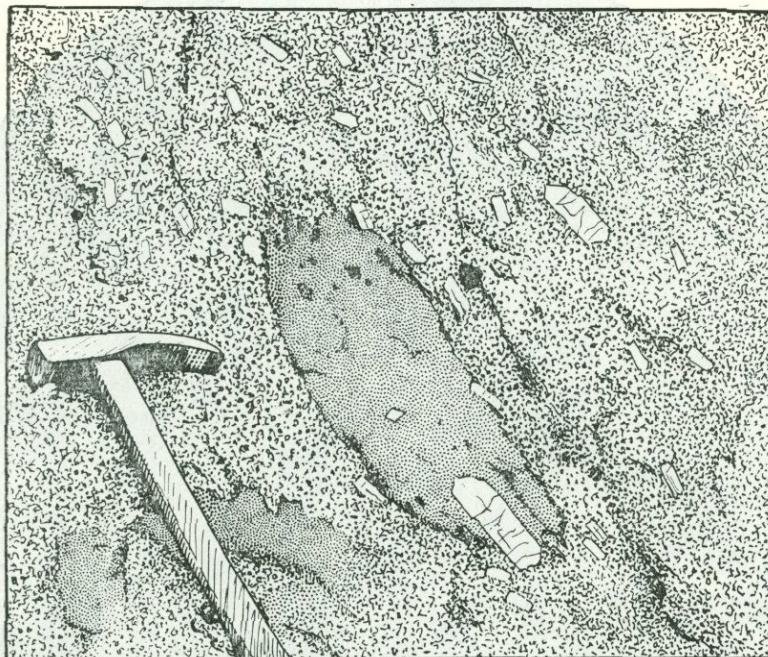
Фиг. 170.

Бердяуш. Заимствовано у А. И. Заварицкого.

Рис. Б. Толмачева

На полированной поверхности камня видны многочисленные порфиробласти калишпата, частью в виде овощей, частью с идиоморфными ограничениями и передко неправильными.

ПОРФИРОБЛАСТОВЫЙ ГРАНИТ



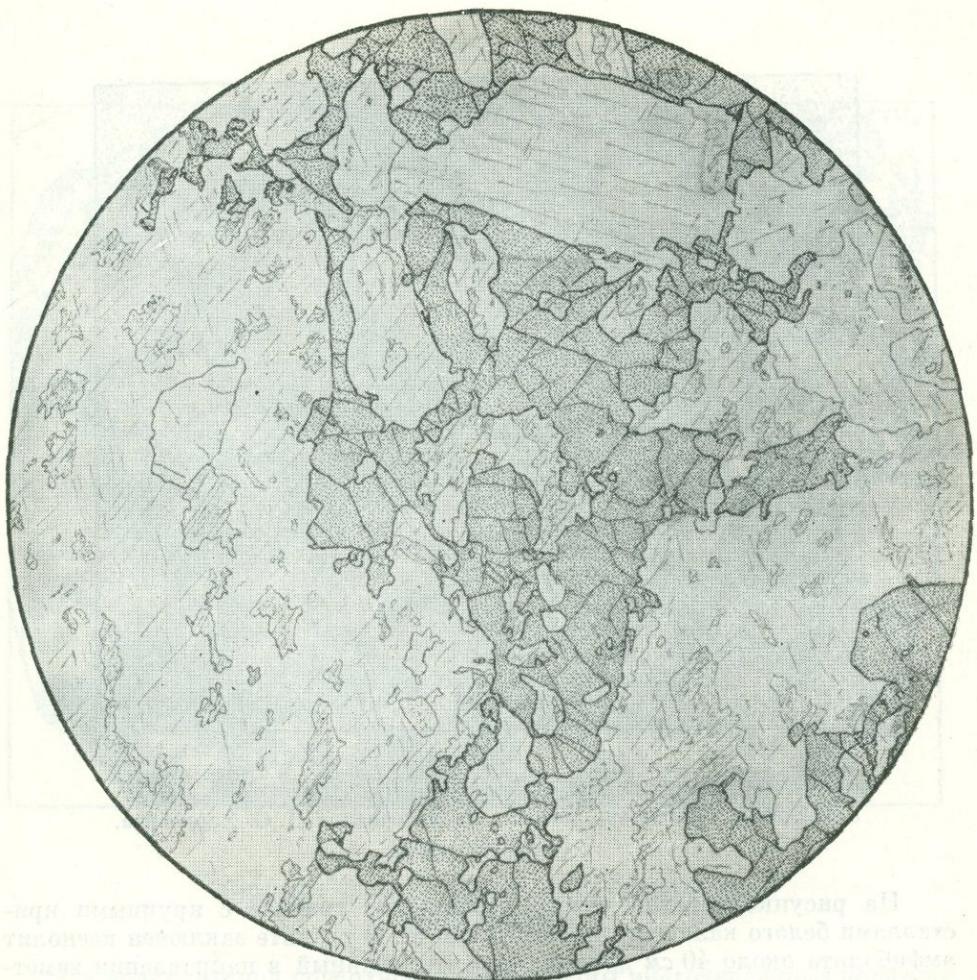
Фиг. 171.

Забайкалье, Сретенский массив. Из материалов Д. С. Харкевича.

Рис. Б. Толмачева

На рисунке показан участок обнажения гранита с крупными кристаллами белого калиевого полевого шпата. В граните заключен ксенолит амфиболита около 40 см длиной, ориентированный в направлении заметной параллельной текстуры гранита. У нижнего края ксенолита (частью в теле его, частью во вмещающем граните) развился крупный кристалл калишпата, совершенно аналогичный таким же кристаллам в самом граните. Расположение этого кристалла показывает, что он развелся, метасоматически замещая обе породы. Следовательно, и здесь, и в других частях гранита кристаллы калишпата являются не фенокристаллами, а фенобластами, и гранит является не порфировидным, а порфиробластовым.

ТУРМАЛИНИЗИРОВАННЫЙ ГРАНИТ



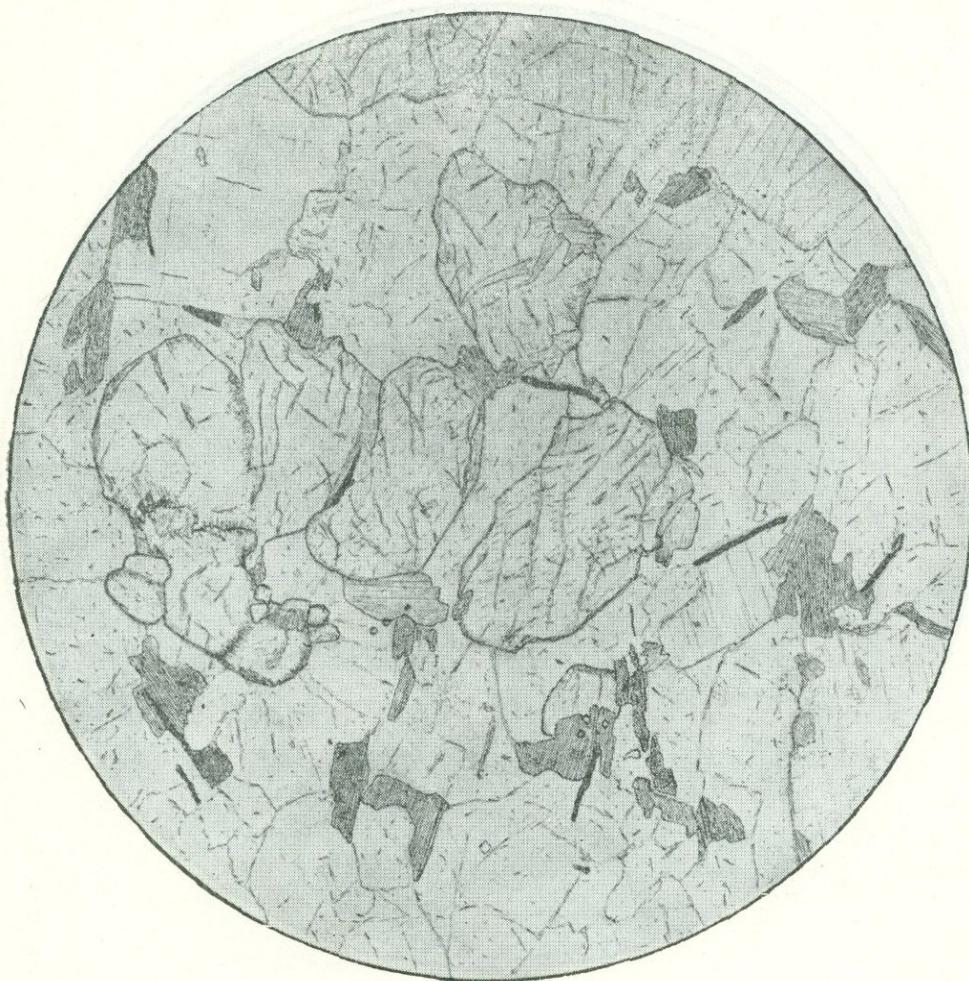
Фиг. 172.

Восточная Калба, Миролюбовский массив. Колл. К. Г. Богдановой. Без анализ.;
 $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой.

Крупнозернистый гранит, богатый микроклином и подвергшийся турмалинизации. И в скрещенных николях, и особенно без анализатора отчетливо видно, что турмалин неправильными массами и прожилками развивается преимущественно по микроклину и в меньшей степени по пла-гиоклазу. Зерна кварца (в левой части рисунка) турмалинизацией не затронуты. Первоначальная гранитовая структура породы изменена метасоматическим процессом турмалинизации; получившаяся при этом новая структура может быть названа *метасоматической апогранитовой*.

КОРДИЕРИТОВЫЙ «ГРАНИТ» (БЕРДИЧЕВСКИЙ «ГРАНИТ»)



Фиг. 173

Украина, р. Случь, с. Коростки. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1963). Без анализ.;
 $d = 7$ м.м.

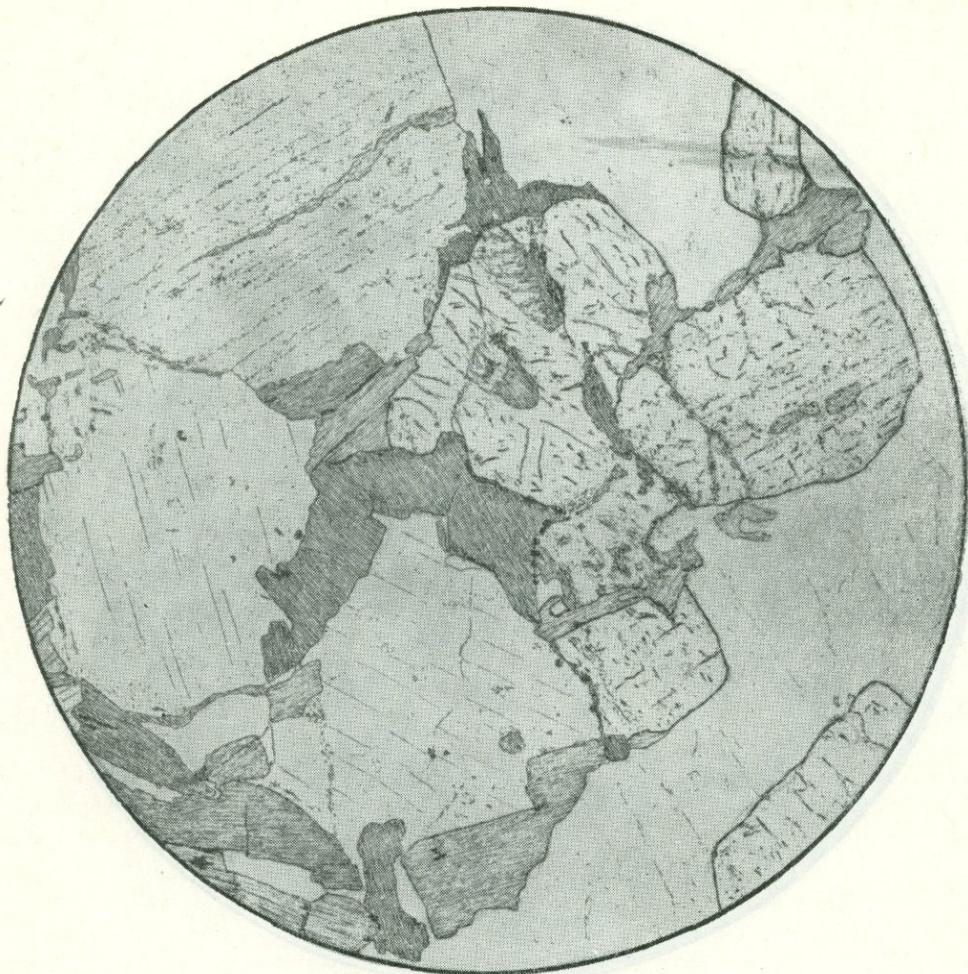
Рис. Н. Леонтьевой

Бердичевский «гранит» Украины, обогащенный кордиеритом. Размер зерна породы около 2 м.м. Кордиерит (высокий рельеф) в субдиоморфных зернах образует скопления, окруженные зернами кварца, который возникает в процессе замещения биотита кордиеритом. Биотит почти полностью уничтожен в этом процессе и сохраняется небольшими чешуйками и их скоплениями (тонкая густая штриховка).

Бесцветные изометричные зерна с заметной спайностью (у правого края рисунка) принадлежат плагиоклазу — олигоклазу; калиевый полевой шпат в поле зрения не попал. Черные пластинки — графит.

Структура породы близка к гранитовой, но отличается от нее наличием субдиоморфных индивидов кордиерита более позднего метасоматического происхождения. Наличие скоплений кордиерита и кварца делает структуру породы кумулобластовой.

КОРДИЕРИТОВЫЙ «ГРАНИТ» (БЕРДИЧЕВСКИЙ «ГРАНИТ») II



Фиг. 174.

Украина, с. Жежелев, р. Гнилопять. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1963). Без анализ.;
 $d = 3,7$ м.м.

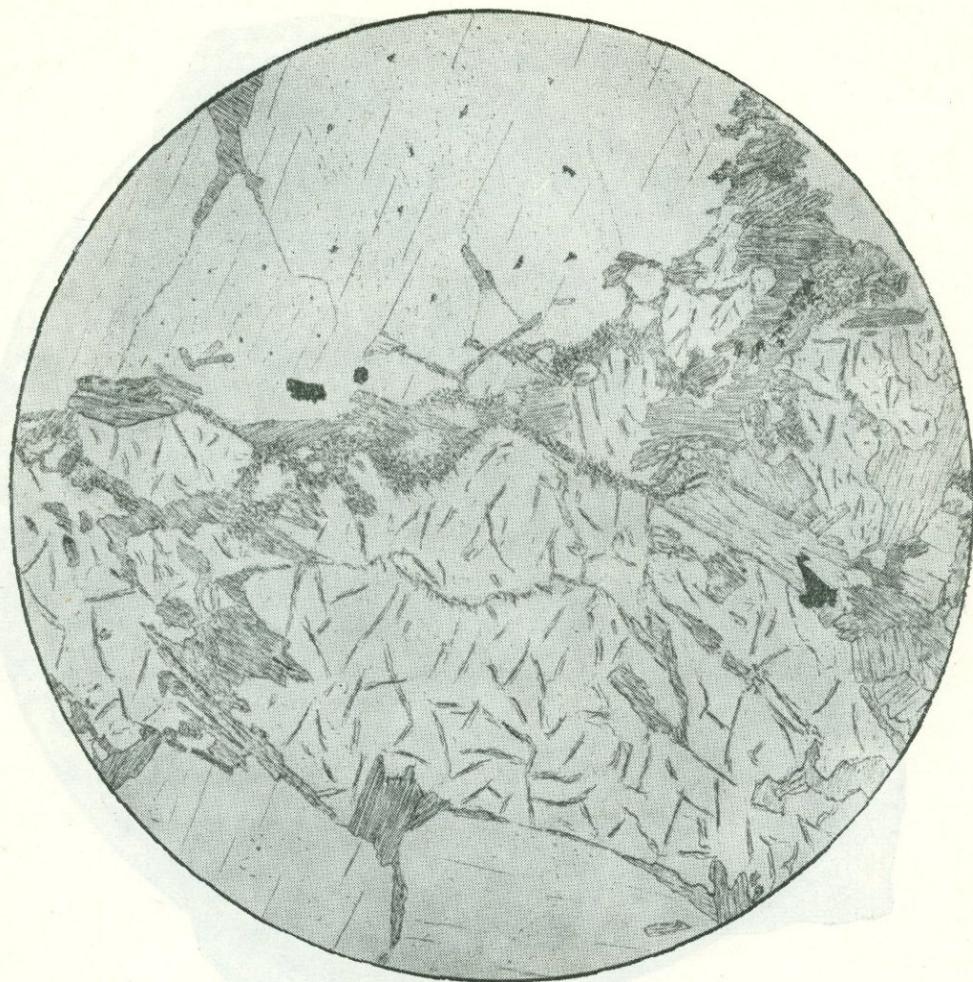
Рис. Н. Леонтьевой

Деталь структуры кордиеритового «гранита». В правой части рисунка видно, как овальные зерна кордиерита, развиваясь за счет биотита, корродируют и съедают его чешуйки, оставляя от них ничтожные реликты и пленки.

В левой части рисунка видны широкие таблицы плагиоклаза и между ними четкие и крупные пластинки биотита, не захваченные коррозией.

— это — кордиерит, зерна которого в виде овалов и тонких лепестков съедают биотит, то есть вытесняют его. Местами кордиерит и биотит находятся в контакте, но в других местах они разделены плагиоклазом. Биотит в виде тонких пластинок съедает кордиерит, оставляя от него лишь реликты и пленки.

КОРДИЕРИТОВЫЙ «ГРАНИТ» (БЕРДИЧЕВСКИЙ «ГРАНИТ»)



Фиг. 175.

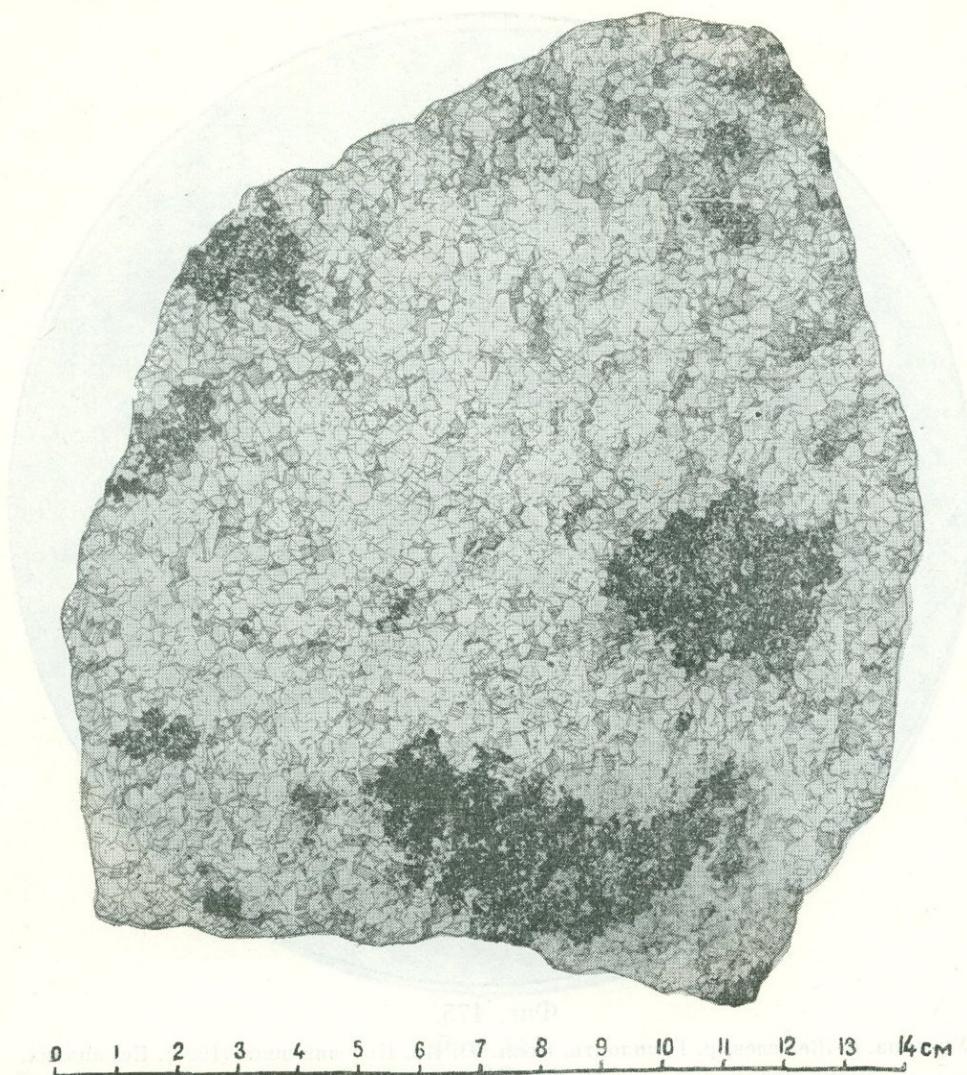
Украина, с. Жежелев, р. Гнилояты. Колл. Ю. Ир. Половинкиной (1963). Без анализ.
 $d = 3,2$ м.м.

Рис Н Леонтьевой

Деталь структуры кордиеритового «гранита», так называемого бердичевского гранита Украины. Большая часть нижней половины рисунка занята большим неправильно трещиноватым зерном кордиерита, со всех сторон окруженного пластинками биотита, то совершенно свежими, то в значительной степени корродированными и разложенными. Справа и слева от большого зерна кордиерита среди скоплений биотита видно еще несколько мелких зерен кордиерита в таких же реакционных соотношениях с биотитом. По верхней границе кордиерита и частью внутри его зерен наблюдаются скопления тонких игольчатых масс фибролита (короткие иголочки с высоким рельефом), также очень характерного для этих пород.

Верхняя и нижняя части рисунка заняты крупными широкими табличами олигоклаза.

КОРДИЕРИТОВЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 176.

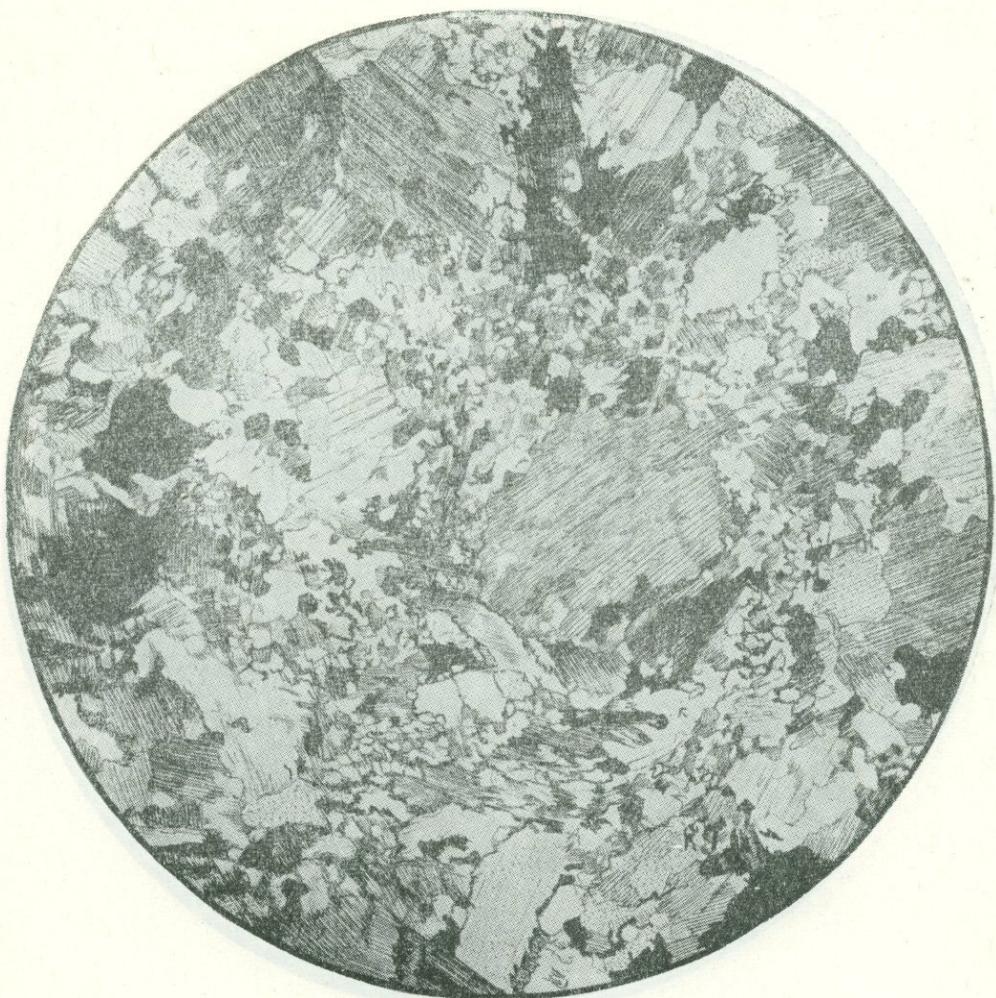
Финляндия, Лему, Яряйнен. Колл. Мауно Хярме.

Рис. В. Колесниковой

На фигуре изображен штуф кордиеритового микроклинового гранита¹. Порода сравнительно крупнозернистая, размер зерна 3—5 мм. Цвет ее белый с темными серыми пятнами. Размер пятен от 1 до 5—7 см. Границы и формы пятен неровные, изрезанные. Пятна соответствуют скоплениям кордиерита. Текстура пятнистая.

¹ Образец породы любезно предоставлен финским геологом Мауно Хярме.

КАТАКЛАЗИРОВАННЫЙ ГРАНИТ

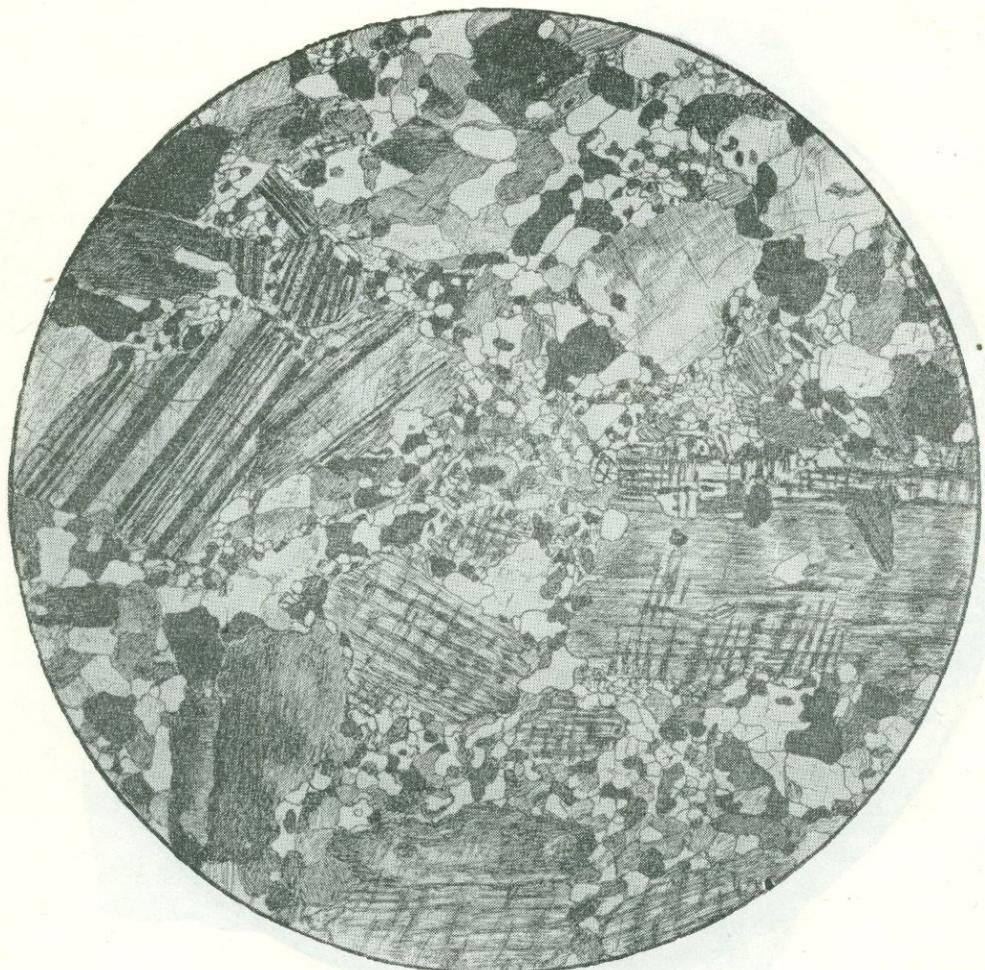


Фиг. 177.

Украина, р. Ингулец. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 4,1$ м.н.

Рис. И. Егорова.

В результате катаклиза в граните с первоначальной гипидиоморфно-зернистой гранитовой структурой развивается структура, характеризующаяся одновременным наличием ненарушенных участков породы, особенно крупных индивидов полевых шпатов, дольше других минералов гранита сопротивляющихся катаклизу, и участков раздробленного материала — кварца, слюды, полевого шпата — с занозистыми зубчатыми краями, с неправильными, как бы рваными формами зерен и с волнистым угасанием. Участки дробленого материала образуют как бы цемент, связывающий участки ненарушенной породы, и определяют структуру породы как цементную. Бластических новообразований в этой породе нет.



Фиг. 178.

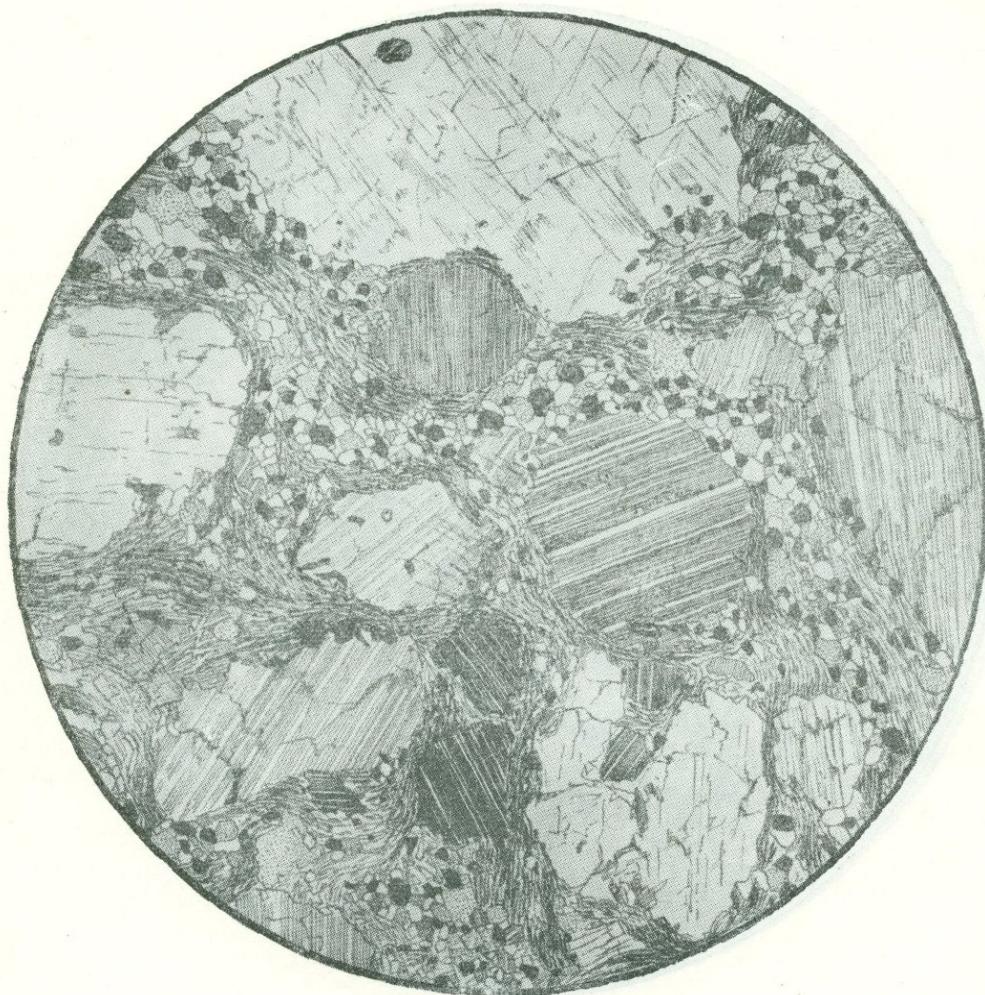
Украина, Кировоградский район. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +; $d = 8 \text{ м.м}$

Порода состоит из относительно крупных, уцелевших от раздавливания зерен сдвойникованного плагиоклаза и решетчатого микроклина, имеющих резко выраженное волнистое погасание. Эти зерна погружены в мелкозернистый агрегат, состоящий из микроклина, плагиоклаза, большого количества кварца и мелких листочеков биотита; все зерна агрегата имеют неправильную форму; особенно характерны зерна кварца с извилистыми зубчатыми ограничениями. Мелкозернистый агрегат образовался благодаря катаклазу, раздроблению более крупных зерен и частичной их перекристаллизации.

Полевые шпаты лучше сопротивляются катаклазу и поэтому часть их сохраняется в виде крупных зерен. Кварц дробится значительно легче других минералов и вследствие этого является главной составной частью катаклазированной массы.

Структура породы *катаклистическая*, или *цементная*.

КАТАКЛАЗИРОВАННЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 179.

Украина, р. Ингулец. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи. +; $d = 4,1 \text{ м.м.}$

Рис. Б. Толмачева

Структура этой породы отличается от цементной структуры, изображенной на фиг. 178, тем, что здесь раздробленный материал, являющийся как бы цементом и связывающий незатронутые катализом зерна, подвергся бластезу и образует грано- и лепидогранобластовые участки. Лепидогранобластовую структуру имеют участки, обогащенные чешуйками слюды, гранобластовые — состоящие из зерен кварца и полевого шпата. Эти участки в совокупности с реликтами первоначальной структуры в виде крупных зерен полевого шпата обусловливают **бластоцементную** структуру породы.

МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ ГРАНИТ



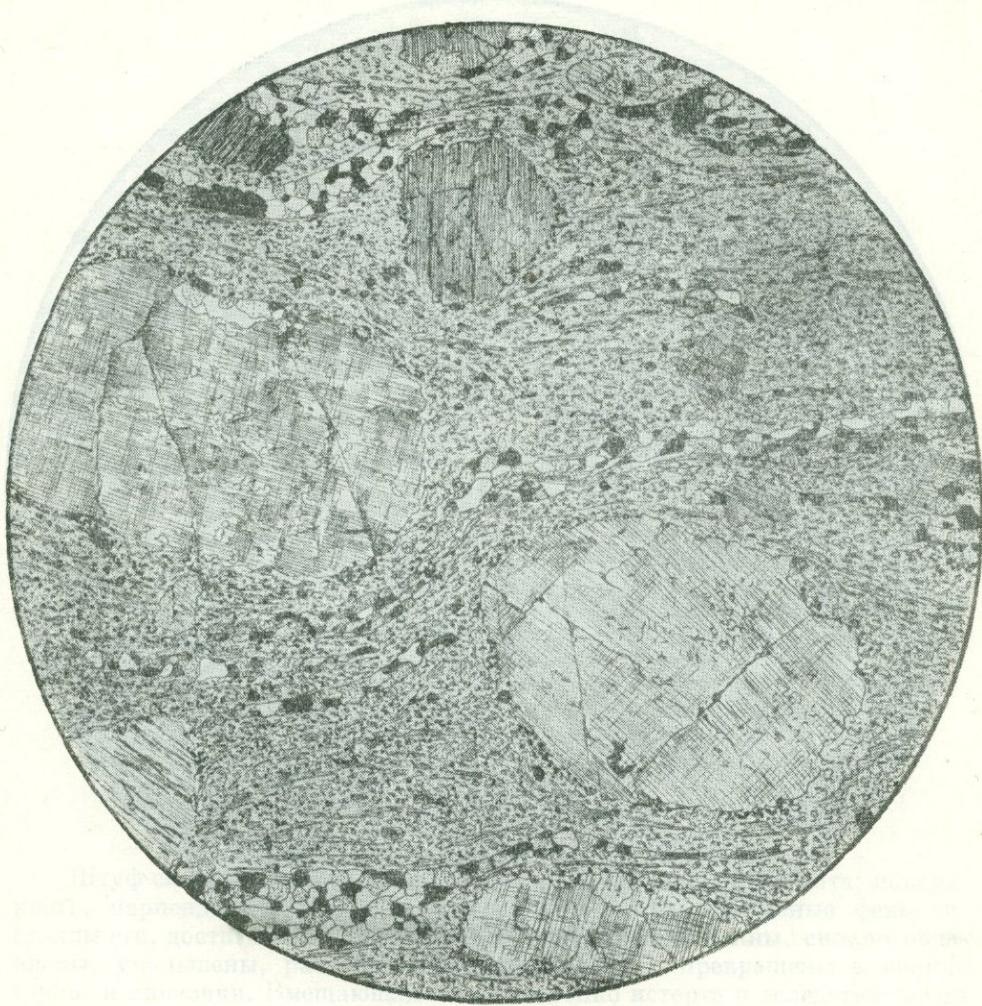
Фиг. 180.

Украина, р. Ингулец к северу от Кривого Рога. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Николи +; $d = 4,1$ мм

Для структуры характерно наличие большого количества тонко перетертого и рассланцованных материала, в котором уцелевшие от раздробления зерна полевых шпатов лежат совершенно изолированно. Перетертый материал состоит из сильно зубчатых зернышек кварца и рваных мелких чешуй слюды, субпараллельно расположенных и подчеркивающих сланцеватость. Среди них заключены несколько более крупные осколки полевого шпата. Бластических новообразований в породе не наблюдается.

Структура породы *грубомилонитовая*, текстура *очково-сланцеватая*.

МИЛОНТИЗИРОВАННЫЙ ПОРФИРОВИДНЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 181.

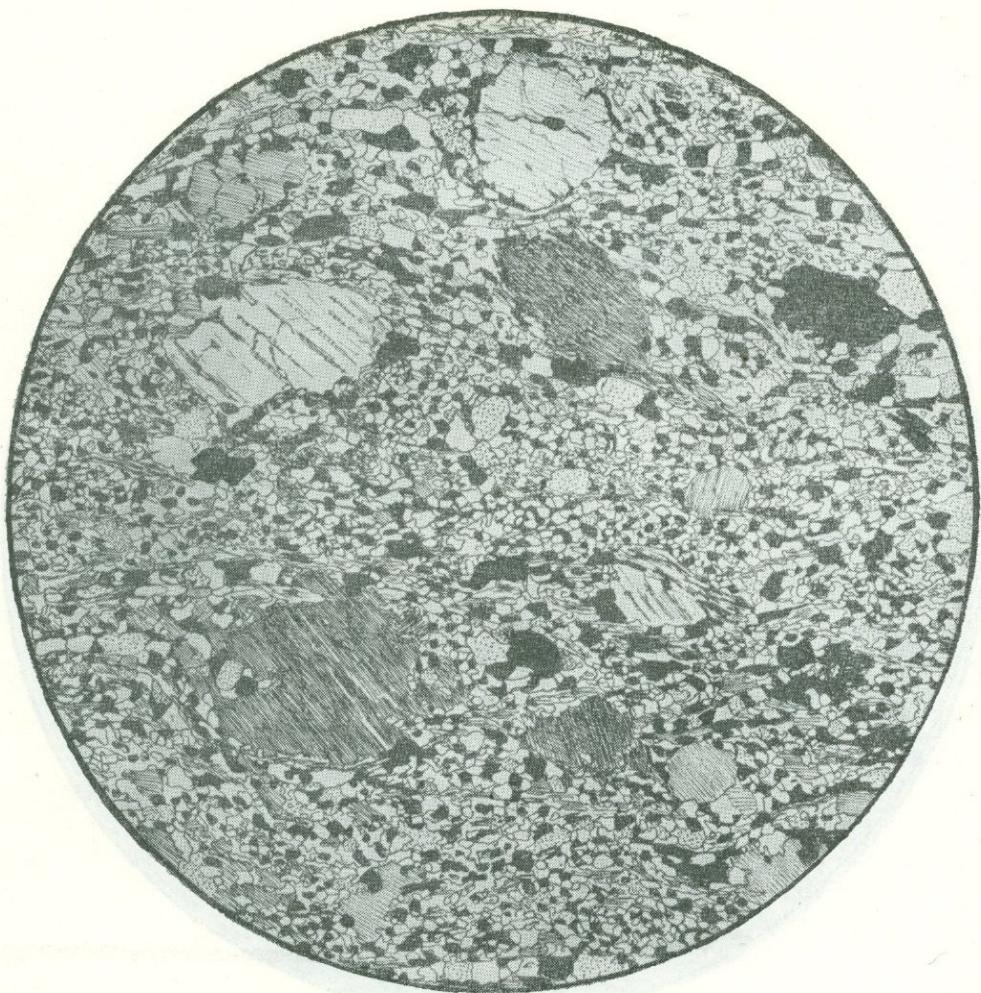
Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муи. Колл. Н. И. Святальского. Николи +;
 $d = 7,3$ м.м.

Рис. Б. Толмачева

Порода представляет собой порфировидный гранит, испытавший милонитизацию, а также бластез, который выразился главным образом во вторичной раскристаллизации кварца в виде тоненьких самостоятельных прослоечков.

Для текстуры характерно наличие крупных очков полевых шпатов — плагиоклаза и микроклина, — представляющих собой реликты фенокристаллов этих минералов, сохранившихся от исходной породы. Очки имеют более или менее окружную форму и ориентированы по сланцеватости; прослоечки основной ткани огибают их.

Структура грубая бластомилонитовая; текстура крупноочковая сланцеватая.



Фиг. 182.

Забайкалье, бассейн рек Ципи и Муй. Колл. Н. И. Свитальского Николи +;
 $d = 4,1 \text{ мм.}$

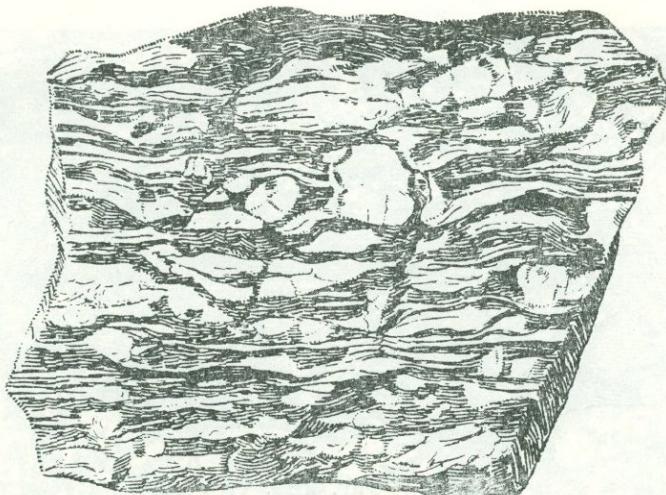
Рис. Б. Толмачева

Порода представляет собой гранит, испытавший мILONИТИЗАЦИЮ с бластезом, выразившимся в значительной вторичной раскристаллизации материала основной ткани ее, имеющей теперь лепидогранобластовую структуру.

Для текстуры характерно наличие мелких очков полевых шпатов, представляющих собой реликты этих минералов, уцелевшие в процессе мILONИТИЗАЦИИ.

Сланцеватость обусловлена параллельным расположением минералов основной ткани и подчеркивается ориентировкой «очков». Местами, например в левой нижней части рисунка, вокруг очка полевого шпата, стоящего на погасании, заметна оболочка из огибающих его чешуй слюды, т. е. намечается образование пленки, и текстура приобретает элементы свилеватой. Структура **blastomylonitовая**, текстура **мелкоочковая сланцеватая**.

МИЛОНИТИЗИРОВАННЫЙ ПОРФИРОВИДНЫЙ ГРАНИТ



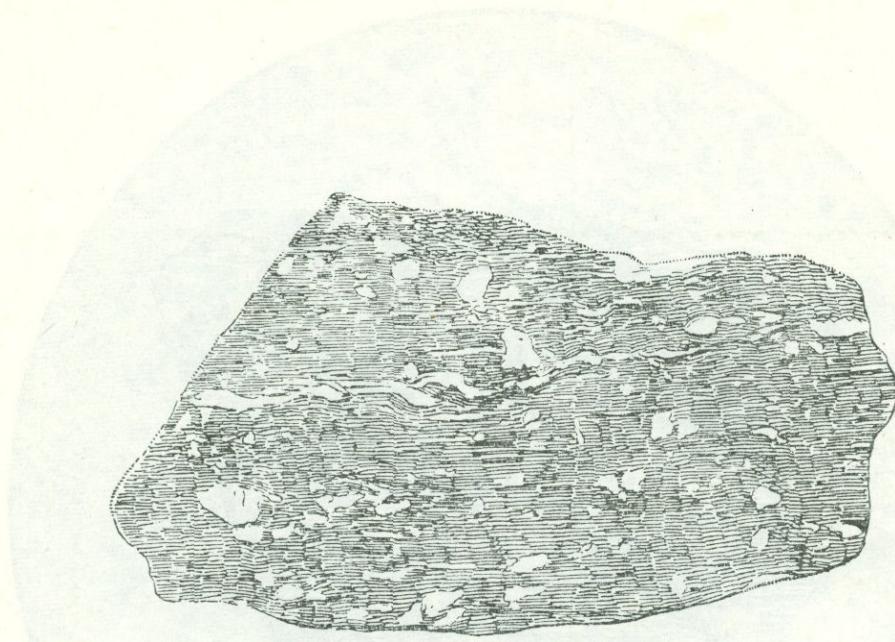
Фиг. 183.

Украина, бассейн р. Ингула. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.
Нат. величина.

Рис. Б. Толмачева

Штуф сильно мильтонитизированного порфировидного гранита; поверхность, перпендикулярна плоскости мильтонитизации. Крупные фенокристаллы его, достигающие в неизмененной породе 5 см длины, сильно обдавлены, уменьшены, растянуты, развализованы и превращены в мелкие «очки» и линзочки. Вмещающая их масса тонко истерта и вследствие этого имеет темный цвет и сланцеватая. Текстура породы очковая сланцеватая.

МИЛОНИТ ПОРФИРОВИДНОГО ГРАНИТА



Фиг. 184.

Украина, бассейн р. Ингула. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Нат. величина.

Рис. Б. Толмачева

Та же порода, что и на фиг. 183, но более интенсивно милонитизирована. Реликтов фенокристаллов гранита мало, и они имеют вид «очкив» размером не более 0,5 см. Большая часть породы истерта в темную сильно сланцеватую массу. Образование породы путем милонитизации порфиро-видного гранита устанавливается наблюдениями постепенных изменений ее в поле.

Текстура мелкоочковая сланцеватая.

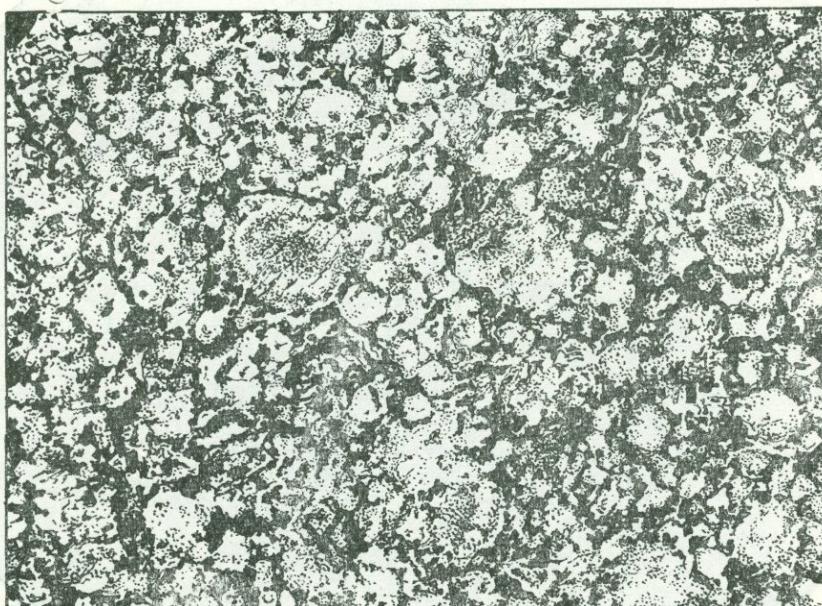
Породы представляют собой тесные, сильно перекрученные складки с многочисленными очковидными и листовидными вкраплениями гранитных включений. Каждый складок вкрапление имеет форму листа, края которого покрыты мелкоочковой текстурой.

Наряду с прочими складками в породе имеются мелкие складки, образованные вытянутыми вдоль складок листами гранита. Вкрапления гранита в складках складок, в свою очередь, перекручены в складки, образованные складками складок. Такие складки называются складками третичного порядка.

Складки третьего порядка, как и складки второго порядка, имеют различные размеры и различные формы. Складки первого порядка имеют в длину несколько метров, складки второго порядка — десятки сантиметров, складки третьего порядка — миллиметры.

Складки третьего порядка, как и складки второго порядка, имеют различные размеры и различные формы. Складки первого порядка имеют в длину несколько метров, складки второго порядка — десятки сантиметров, складки третьего порядка — миллиметры.

РАПАКИВИ (ВЫБОРГИТ)



Фиг. 185.

Выборг, гавань. Заимствовано у Седергольма (Sederholm, 1928). $\frac{1}{4}$ нат.
величины.

Рис. В. Колесниковой

На полированной поверхности камня хорошо выступает структура рапакиви. Видно, что фенокристаллы калиевого полевого шпата частью имеют форму овоидов, частью идиоморфны и угловаты. Овоидальные фенокристаллы имеют олигоклазовую оболочку. На некоторых из них (например, в левой и правой верхних частях рисунка) на олигоклазовую оболочку нарастают другие, преимущественно ортоклазовые оболочки, и такой овоид становится похожим на сфероид орбikuлярного гранита.

Крупные овоиды достигают 6—8 см.

ВЫБОРГСКИЙ РАПАКИВИ



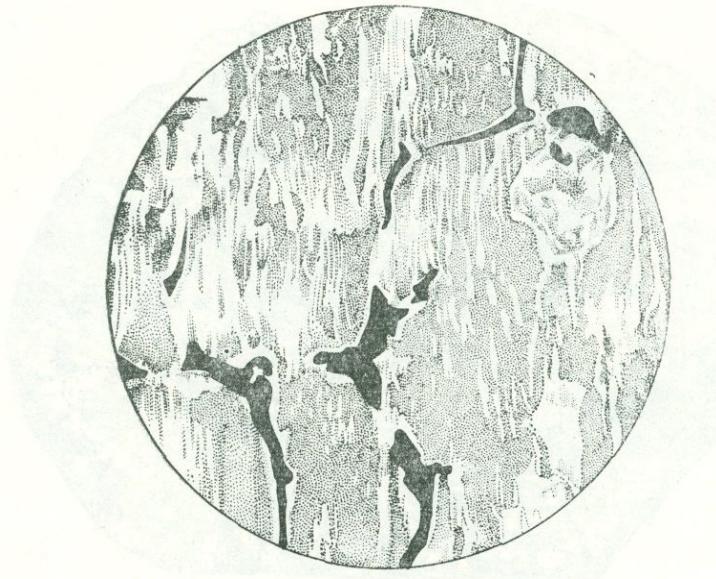
Фиг. 186.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.; $d = 10 \text{ м} \mu$

Часть крупного овоида пертитового калинатрового полевого шпата окружена широкой (около 3—4 мм) оболочкой из зерен серицитизированного плагиоклаза и кварца. Несколько соседних зерен кварца имеют одинаковую оптическую ориентировку и при вращении столика микроскопа гаснут одновременно, что придает оболочке микропегматитовый характер. Кнаружи от оболочки наблюдается равномернозернистая масса породы, по составу отвечающая биотит-роговообманковому граниту.

Такая структура называется структурой *рапакиви*, или *маргинационной*. Однако последний термин можно употреблять и при обрастании плагиоклаза калишпатом (термин «маргинационная» взят из латинского языка и означает оторочковая, имеющая оторочки), т. е. он имеет более широкий смысл; поэтому следует употреблять термин «структуре *рапакиви*».

РАПАКИВИ (ДЕТАЛИ СТРУКТУРЫ)



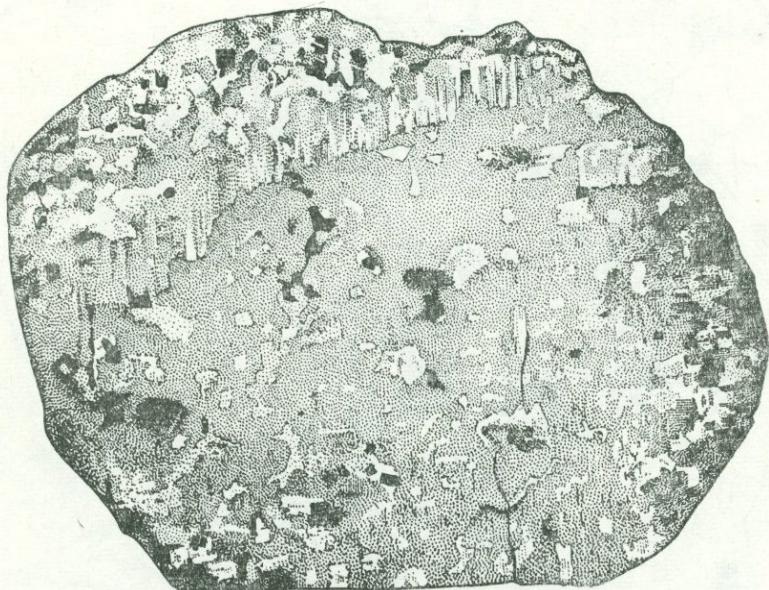
Фиг. 187.

Выборгский массив. Замствовано у Д. А. Велико-
славинского (1953). Николи +; увел. 30.

Рис. Б. Толмачева

На рисунке изображена часть овоида пертитизированного калиевого полевого шпата, содержащего вrostки кварца. Отчетливо видно, что «вогнутые наружу» (по Б. А. Попову) включения кварца (на рисунке черные) приурочены к пертитовым вросткам плагиоклаза и окружены последним со всех сторон.

ПОРФИРОВИДНЫЙ РАПАКИВИ



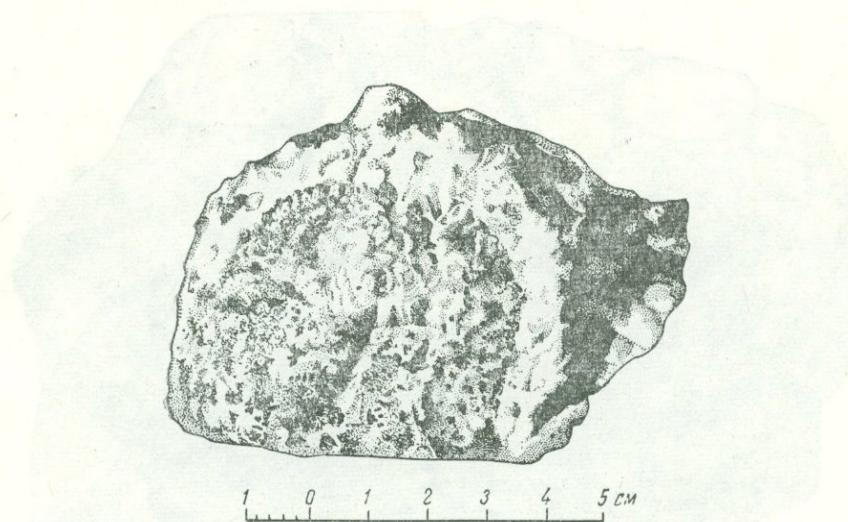
Фиг. 188.

Выборгский массив. Заимствовано у Д. А. Великославинского (1953). Николи +; увел. 3.

Рис. Б. Толмачева

Деталь структуры порфировидного рапакиви с мелковзернистой основной массой. Крупный (около 3 см) фенокристалл сильно пертитизированного калиевого полевого шпата с хорошо выраженной плагиоклазовой оболочкой (верхняя левая часть рисунка) и с включениями «вогнутого наружу» (по Б. А. Попову) кварца.

ВЫБОРГСКИЙ РАПАКИВИ



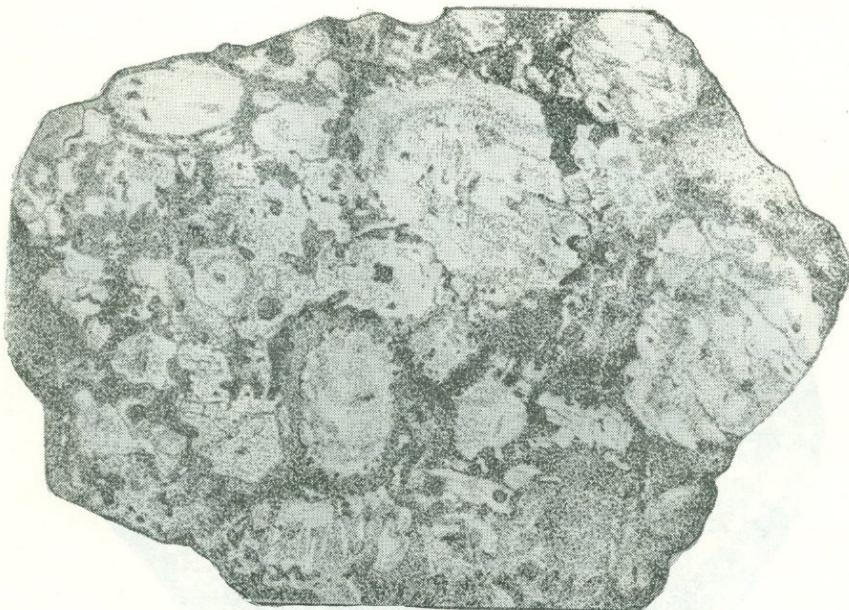
Фиг. 189.

Выборгский массив. Заимствовано у Д. А. Великославинского (1953).

Рис. Б. Толмачева

Включение в выборгском рапакиви чужеродной породы — мелко-зернистого гранита. Такие включения часто называют гранитными овощами, так как они имеют округлую или овальную форму и близкие овощам размеры. Иногда они окружены плагиоклазовой или калишпатовой оболочкой, что еще больше усиливает сходство с овощами. Гранитный овощ, изображенный на рисунке, имеет оболочку калиевого полевого шпата.

КРУПНООВОИДНЫЙ РАПАКИВИ



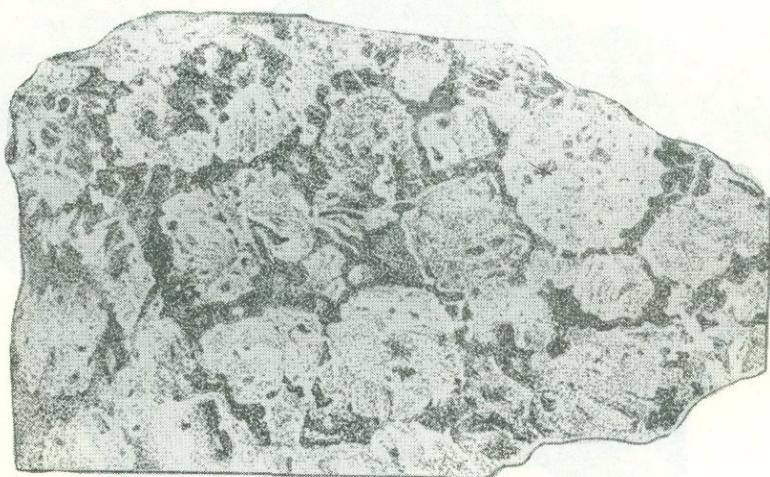
Фиг. 190.

Украина, Коростеньский plutон, р. Тростяница у хут. Рихты. Замствовано у В. С. Соболева (1947).

Рис. Р. Полякова

На полированной поверхности штуфа четко выступают овоиды буро-вато-красного тонкоперитового микроклина. Характерны различные размеры их, причем рядом встречаются как более крупные (несколько сантиметров), так и более мелкие овоиды. Многие из них обрастают пла-гиоклазовой оторочкой, причем граница ее с микроклином не ровная, и пла-гиоклаз как бы врывается в микроклин. Овоиды содержат обильные включения кварца и пла-гиоклаза, а также нередко биотита, роговой обманки и циркона.

Распределение овоидов неравномерное, и порода местами постепенно переходит в крупнозернистый безовоидный черно-кварцевый гранит (см. фиг. 167). Такой переход виден в левой части рисунка.



Фиг. 191.

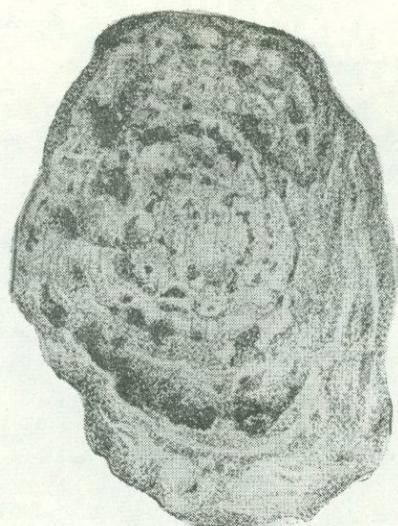
Украина, г. Корсунь на р. Роси. Заимствовано у В. С. Соболева (1947).
 $\frac{1}{3}$ нат. величины.

Рис. Р. Полякова

На полированной поверхности камня видны фенокристаллы калишпата, частью хорошо ограниченные, частью в виде овоидов, причем плагиоклазовые оболочки имеются у большинства, но не у всех овоидов. Размеры фенокристаллов от 0,5 до 3—4 см.

Основная масса крупнозернистая и очень темная благодаря черному цвету кварца.

РАПАКИВИ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



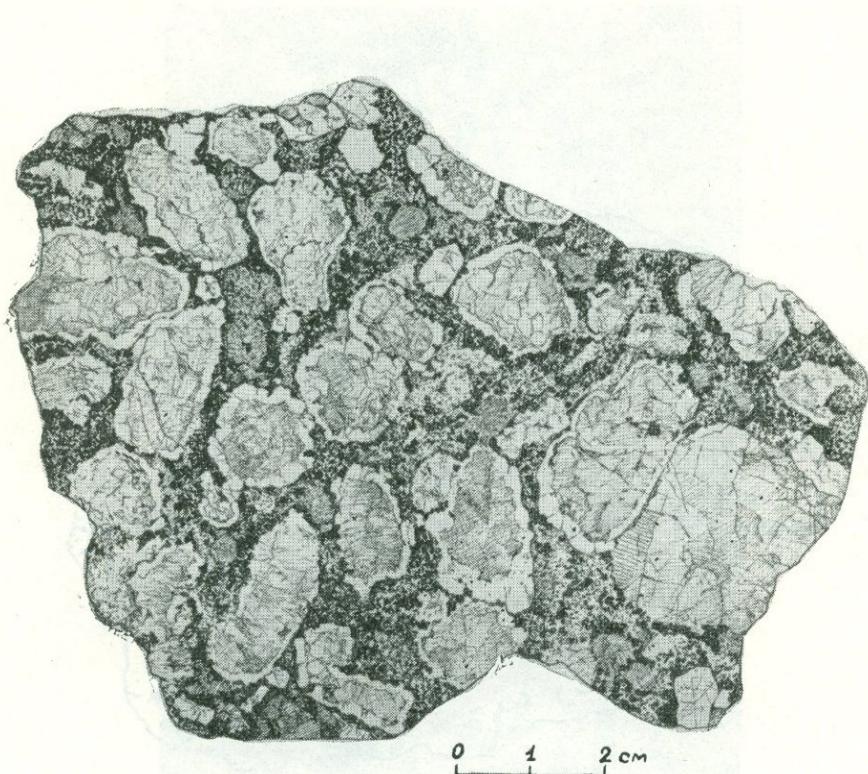
Фиг. 192.

Украина, г. Корсунь на р. Роси.
Задимствовано у В. С. Соболева
(1947). Нат. величина.

Рис. Р. Полякова

На рисунке изображен овоид микроклина из корсуньского рапакиви, содержащий пять концентрических зон темных включений. Наличие овоидов калишпата с зонами включений минералов основной массы составляет характерную черту структуры *рапакиви*.

РАПАКИВИ



Фиг. 193.

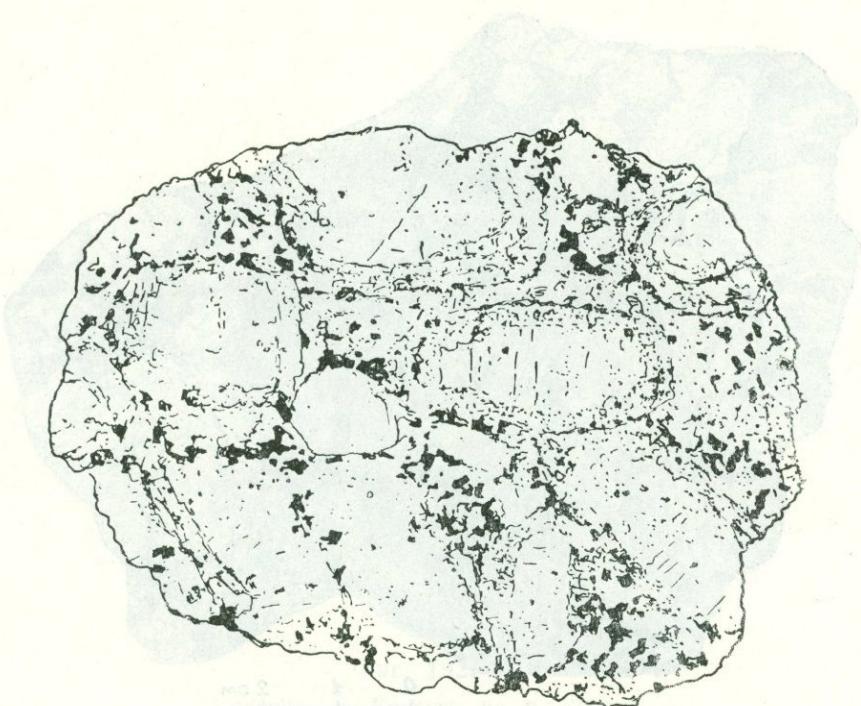
Урал, Бердяушский plutон. Колл. Всесоюзного геологического музея.

Рис. В. Колесниковой

На полированной поверхности образца хорошо выступают розовые несколько раздробленные фенокристаллы калиевого полевого шпата размером 1—3 см, обрастающие каймой белого олигоклаза. Фенокристаллы частью субидиоморфны, частью в виде овощей. Кайма имеет изменяющуюся мощность от 1 до 3—4 мм и более, края ее, и внутренний, и внешний, не ровные.

Основная масса темная, зернистая.

Макроскопический вид структуры рапакиви.



Фиг. 194.

Урал, Бердяушский plutон. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1937). Без анализ., увел. 2.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке изображен прозрачный шлиф гранита рапакиви; выделяются субдиоморфные, несколько трахитоидно расположенные фенокристаллы калиевого полевого шпата, обрастающие каёмками олигоклаза. В средней части шлифа виден окружлый фенокристалл кварца. Цветной минерал в зернистой основной массе — преимущественно роговая обманка.
Структура *рапакиви*.

ЗАЧАТОЧНО-ОРБИКУЛЯРНЫЙ ГРАНИТ



Фиг. 195.

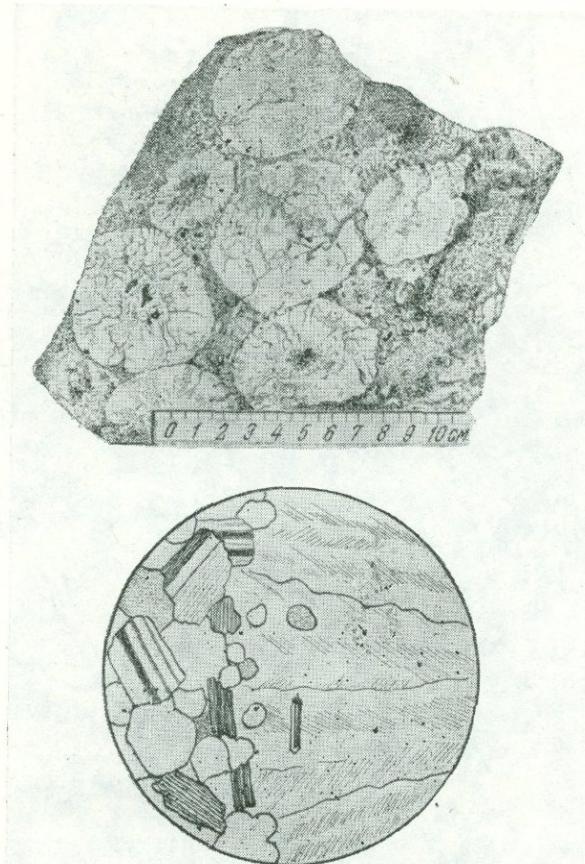
Швеция, Упсалы. Заимствовано у Вимана (Wi-
man, 1930). Нат. величина.

Рис. Р. Полякова

Порода образует жилу без резких границ 6 м мощностью в граните Упсалы. В ней заметна зачаточная, илиrudimentарная орбикуллярная, текстура. Зачатки шаров создаются благодаря наличию колец красного (на рисунке белого) калиевого полевого шпата. Диаметр колец около 3 см. Внутри колец и между ними порода представляет собой обычный биотит-роговообманковый гранит Упсалы, содержащий плагиоклаз и микроклин. Кольца калишпата ни радиального, ни концентрического строения не обнаруживают. Соседние кольца местами анастомозируют друг с другом, создавая непрерывную сетку. Внешние участки между «штёлями» сетки имеют в поперечнике около 1 см. В центре колец вместо обычного гранита иногда наблюдается скопление цветных минералов (верхняя левая часть рисунка) или одно зерно микроклин-пертита (правая часть рисунка).

Текстура породы зернистая, переходная к орбикуллярной.

ОРИГИНАЛ
ОРБИКУЛЯРНЫЙ ГРАНИТ



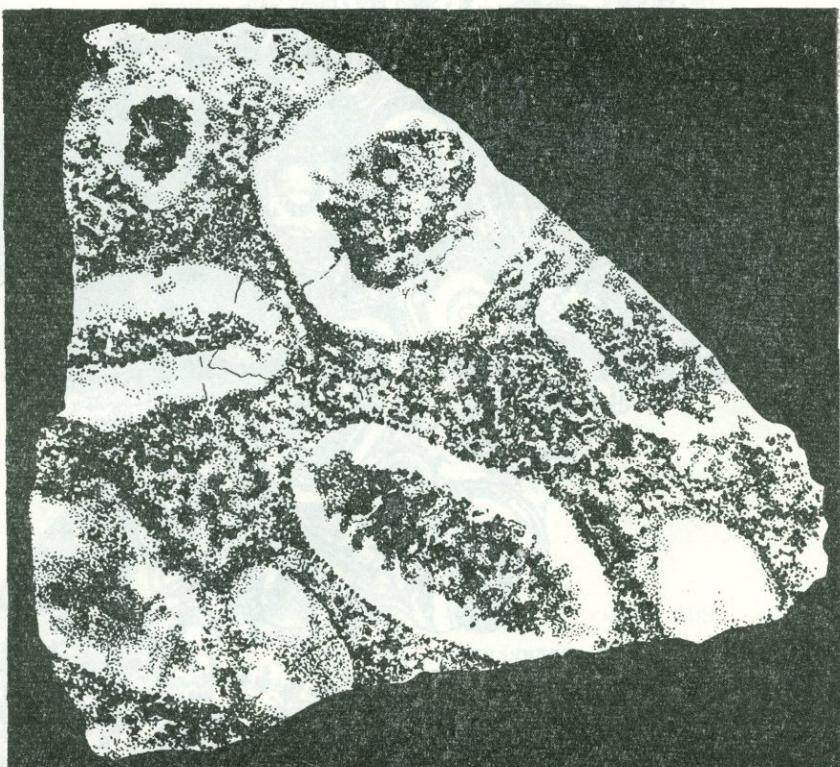
Фиг. 196.

Чикоконский массив Центрального Забайкалья.
Запимствовано у Н. А. Румянцевой (1962).

Рис. Р. Полякова

На верхнем рисунке показан штук орбикуллярного плагиоклазового гранита, состоящего из крупных овоидов олигоклаз-андезина и мелко-зернистой массы. Овоиды имеют радиальнолучистое строение и размеры до 6—8 см по длинной оси и 4—5 см по короткой. В центре их иногда наблюдается включение роговика или гранитизированной породы, а чаще — агрегат мелких зерен кварца, полевого шпата и биотита. Овоиды с резкими границами и легко выкалываются из породы, что облегчается развитием чешуй биотита, расположенных по касательной к поверхности овоида.

На нижнем рисунке — шлиф породы, прошедший по границе плагиоклазового овоида с промежуточной массой. В скрещенных николях ($d = 6 \text{ мм}$) в правой части рисунка видно радиальнолучистое строение овоида а в левой — зернистая, гранобластовая структура вмещающей массы. Плагиоклаз овоида содержит включения мелких зерен кварца и чешуй биотита, особенно обильных в периферической части овоида. Текстура породы *орбикуллярная*; возникновение ее автор связывает с процессом метасоматоза.



Фиг. 197.

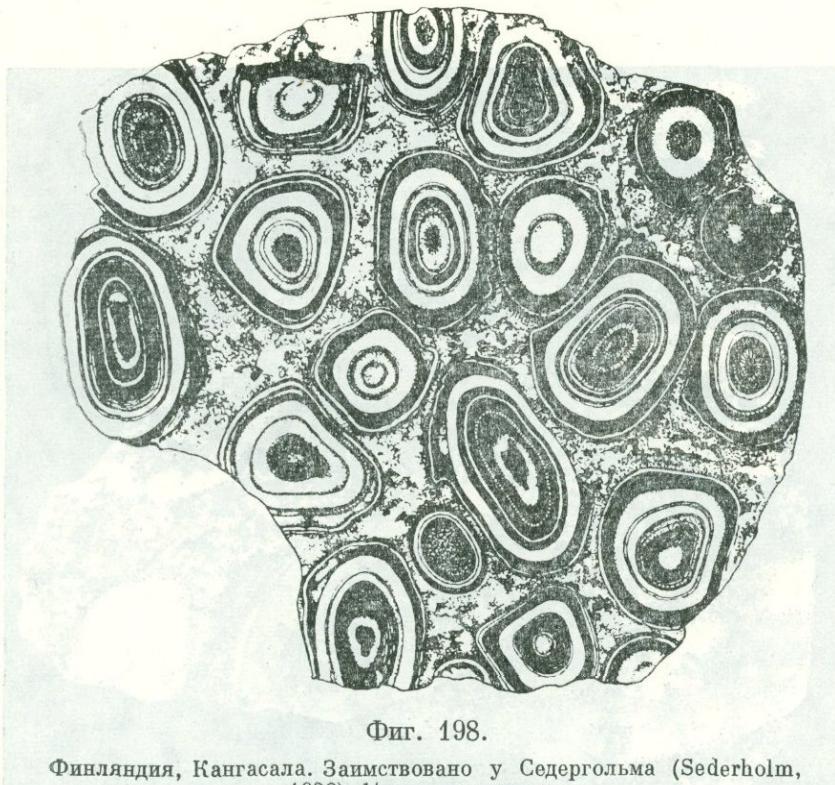
Остров Путсаари у северного берега Ладожского озера. Заимствовано
у Седергольма (Sederholm, 1928). $\frac{1}{3}$ нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

На полированной поверхности шарового гранита видно, что ядро сфероидов образовано гранитом такого же состава, как и порода между сфероидами. Это средне- или даже крупнозернистый биотитовый гранит, богатый олигоклазом. Олигоклаз идиоморфен, но местами несколько корродирован. Микроклин обладает четкой двойниковской решеткой и так же, как и кварц, ксеноморфен. Гранит внутри сфероидов иногда содержит более крупные индивиды кварца и биотита.

Сфероиды имеют форму эллипсоидов; оболочка состоит преимущественно из олигоклаза и кварца с небольшой примесью биотита. Олигоклаз оболочки образует тонкие бруски и иголочки, ориентированные радиально; между ними и частью внутри них расположен капельный кварц. Автор считает, что в оболочках сфероидов плагиоклаз и кварц кристаллизовались одновременно. Текстура породы *шаровая*, или *орбикалярная*, или *сфероидная*.

КРУПНОСФЕРОИДНЫЙ ШАРОВОЙ ГРАНИТ



Фиг. 198.

Финляндия, Кангасала. Задимствовано у Седергольма (Sederholm, 1928). $1/9$ нат. величины.

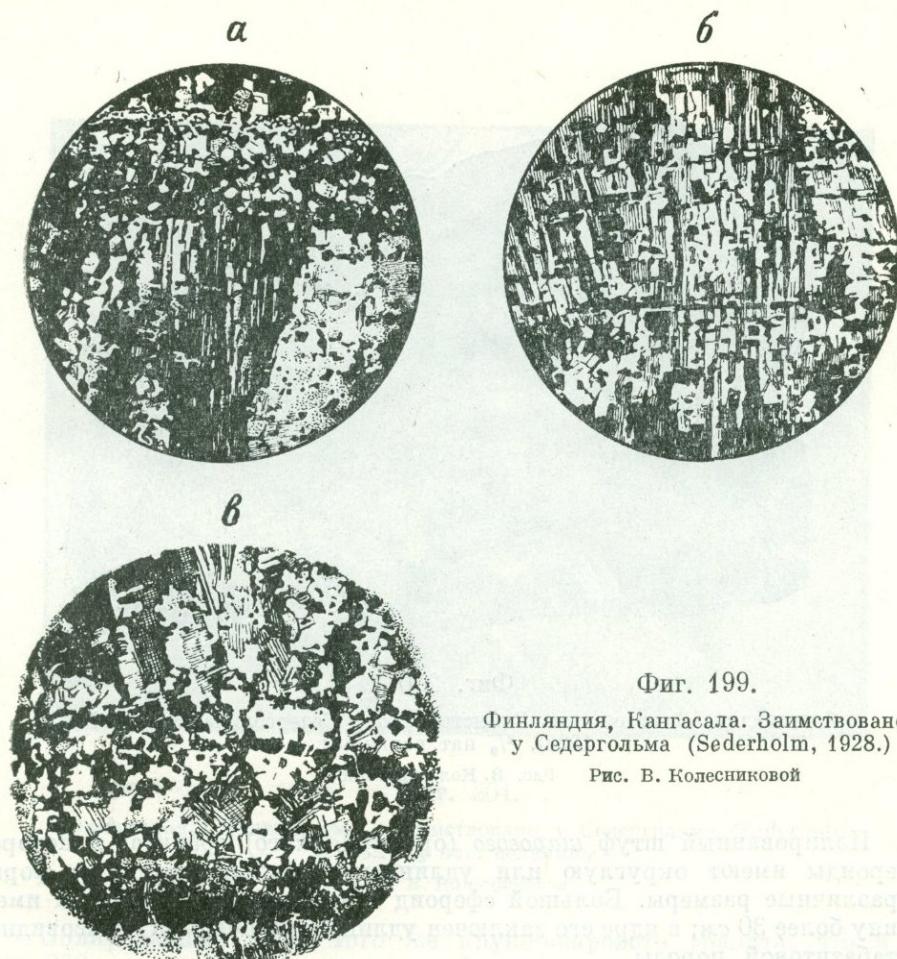
Рис. В. Колесниковой

Сфериоды в этом шаровом граните достигают 20—25 см длины. В ядре многих из них находится обломок темного биотит-плагиоклазового сланца. Иногда вокруг обломка видна темная биотитовая оболочка, местами поврежденная и как бы разъеденная светлой плагиоклазовой зоной, которая в таких местах обогащается биотитом. То же видно в верхней части центрального обломка внутри большого сфериода в нижней части рисунка.

Оболочки сфериодов имеют ритмично-зональное строение из темных богатых биотитом и белых существенно плагиоклазовых зон; число зон иногда 4—5, но нередко оно доходит до двадцати и более. Большая часть сфериодов имеет широкую белую почти чисто плагиоклазовую зону, но место ее в оболочке может быть различным; в некоторых сфериодах наблюдаются две белые зоны. Это показывает, что каждый сфериод развивался индивидуально.

При близком расположении сфериодов друг к другу в них развиваются деформации, изгибы, и крайние зоны сфериода могут быть уничтожены (большой сфериод в нижней части рисунка). Наличие деформаций указывает на некоторую пластичность сфериода во время образования. Масса, связующая сфериоды, имеет гранитовую структуру, переходящую местами в крупнозернистую пегматоидную. Граница между сфериодами и связующей массой всегда резкая, т. е. образование сфериодов прерывается резко. Текстура породы шаровая, или орбикулярная.

ДЕТАЛИ СТРУКТУРЫ ШАРОВОГО ГРАНИТА



Фиг. 199.

Финляндия, Кангасала. Заимствовано
у Седергольма (Sederholm, 1928.)

Рис. В. Колесниковой

a — николи + ; увел. 6.

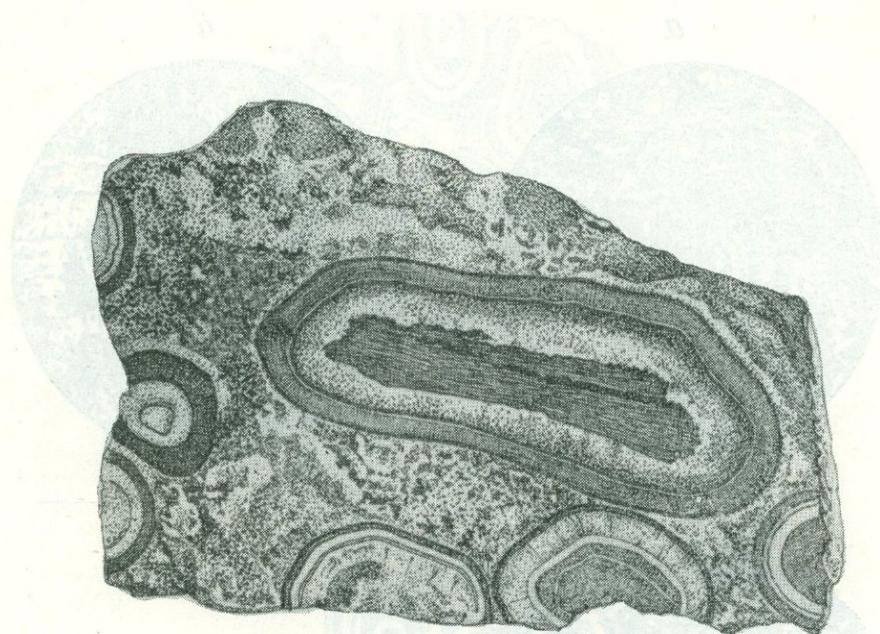
На рисунке показана граница двух зон сфероида шарового гранита с крупными сфероидами. Нижняя часть рисунка — часть широкой зоны, состоящая из радиально расположенных удлиненных индивидов олигоклаза, сдвоинкованных по бавенскому закону.

Зона заканчивается резко, и на нее несогласно поперек индивидам плагиоклаза нарастает следующая кнаружи более мелкозернистая зона, богатая биотитом. Эта зона, а также биотит внутри нее располагаются параллельно внешним контурам сфероида. Еще дальше идет узкая плагиоклазовая зона (верхняя часть рисунка) зернистой структуры.

b, в — николи + ; увел. 7.

Своеобразная структура двух участков биотит-плагиоклазовой зоны в оболочке сфероида шарового гранита с мелкими сфероидами. Плагиоклаз образует радиально расположенные тонкие кристаллы, через которые, не нарушая их ориентировки, растут мелкие индивиды биотита, ориентированные прерывистыми прослоечками параллельно периферии сфероида. Отложение биотита было здесь таким незначительным, что не могло прервать рост индивидов плагиоклаза. Такую структуру Седергольм назвал структурой «*основы и утка*».

ШАРОВОЙ ГРАНИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 200.

Финляндия, Кангасниеми. Заимствовано у Седергольма (Sederholm, 1928). $\frac{2}{9}$ нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

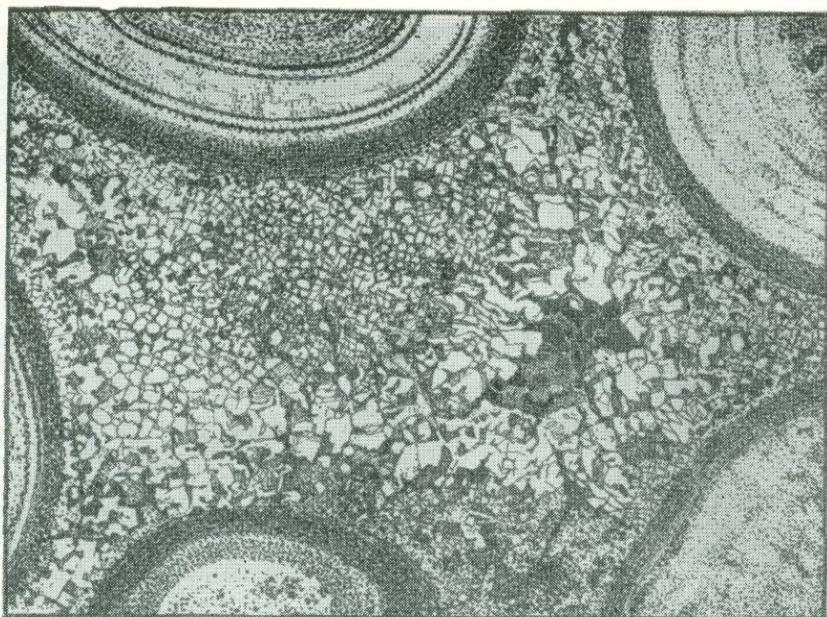
Полированный штук шарового (орбикулярного) гранита, в котором сфероиды имеют округлую или удлиненную эллипсоидальную форму и различные размеры. Большой сфероид в верхней части рисунка имеет длину более 30 см; в ядре его заключен удлиненный обломок гнейсовидной метабазитовой породы.

Структура оболочек сфероидов, число и состав зон в них различны. Кроме радиально построенных плагиоклазовых зон, нередко с кварцем и биотитом, в оболочках сфероидов этого гранита, обычно в периферических частях их, наблюдаются широкие зоны, более чем на 50% сложенные микроклином. Богатые микроклином зоны снаружи снова окружены зоной, существенно плагиоклазовой.

Характер гранитовой массы, в которой заключены сфероиды, изображен на фиг. 201.

На фиг. 201 изображена структура гранитной массы, в которой заключены сфероиды. На изображении видно, что гранитная масса имеет различные зоны, обозначенные различными буквами. Зона A представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и кварца. Зона B представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и биотита. Зона C представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и микроклина. Зона D представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и амфибола. Зона E представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона F представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона G представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона H представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона I представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона J представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона K представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона L представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона M представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона N представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона O представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона P представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона Q представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона R представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона S представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона T представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона U представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона V представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона W представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона X представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона Y представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина. Зона Z представляет собой зону, состоящую из плагиоклаза и альбитомикроклина.

ШАРОВОЙ ГРАНИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 201.

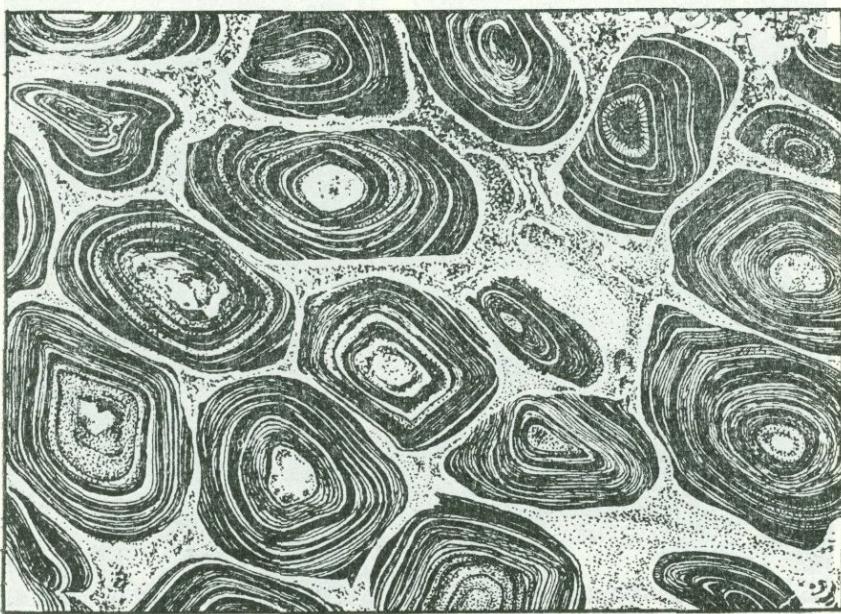
Финляндия, Кангасниеми. Займствовано у Седергольма (Sederholm, 1928). $\frac{1}{5}$ нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

Полированный штук того же крупношарового гранита, что и на фиг. 200, показывает соотношение сфероидов со связующей их гранитовой массой. Граница сфероидов везде резкая. Гранитовая масса, в которой они заключены, не однородна. Вблизи сфероидов она средне- и равномернозернистая и местами обогащена биотитом; цвет ее серый. Дальше от сфероидов в ней появляются пегматитовые участки, связанные с гранитом постепенными переходами и характеризующиеся желтоватым или светло-коричневым цветом.

Местами (например, в правой части рисунка) видно, как кристаллы плагиоклаза своими свободными концами вдаются в массу совершенно ксеноморфного кварца (черное на рисунке), который, очевидно, выполнил друзовидную пустотку.

ШАРОВОЙ ГРАНИТ



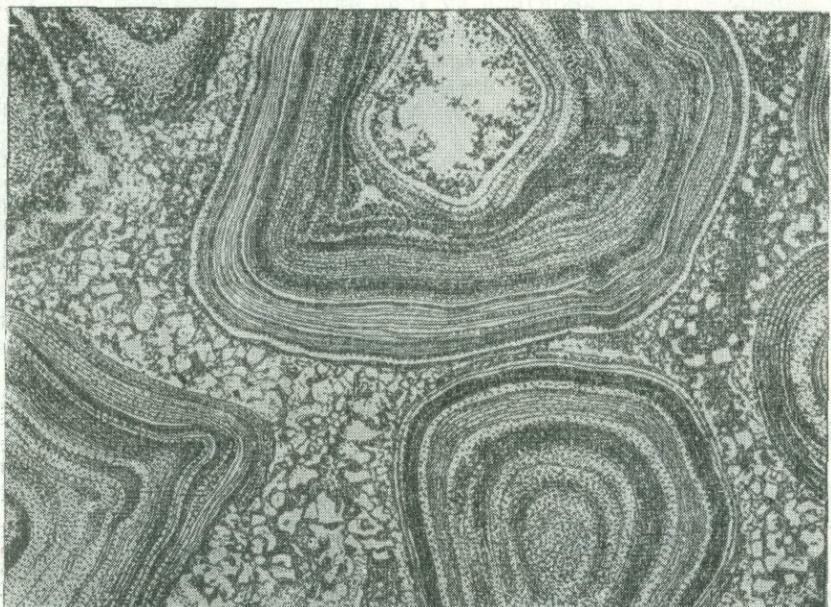
Фиг. 202.

Финляндия, Борго, Вирвик. Заимствовано у Седергольма (Sederholm, 1928). $\frac{1}{5}$ нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

Самой характерной чертой этого шарового гранита являются деформация и нарушения целостности его сфероидов. Они происходили, когда сфероиды уже были заключены в связующем их граните, но еще не полностью затвердели и были пластичными. Характерно, что около нарушенных сфероидов проходят тонкие зонки аплитового гранита (белые каемочки на рисунке), а между последними расположены более темные участки связующего гранита.

ШАРОВОЙ ГРАНИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 203.

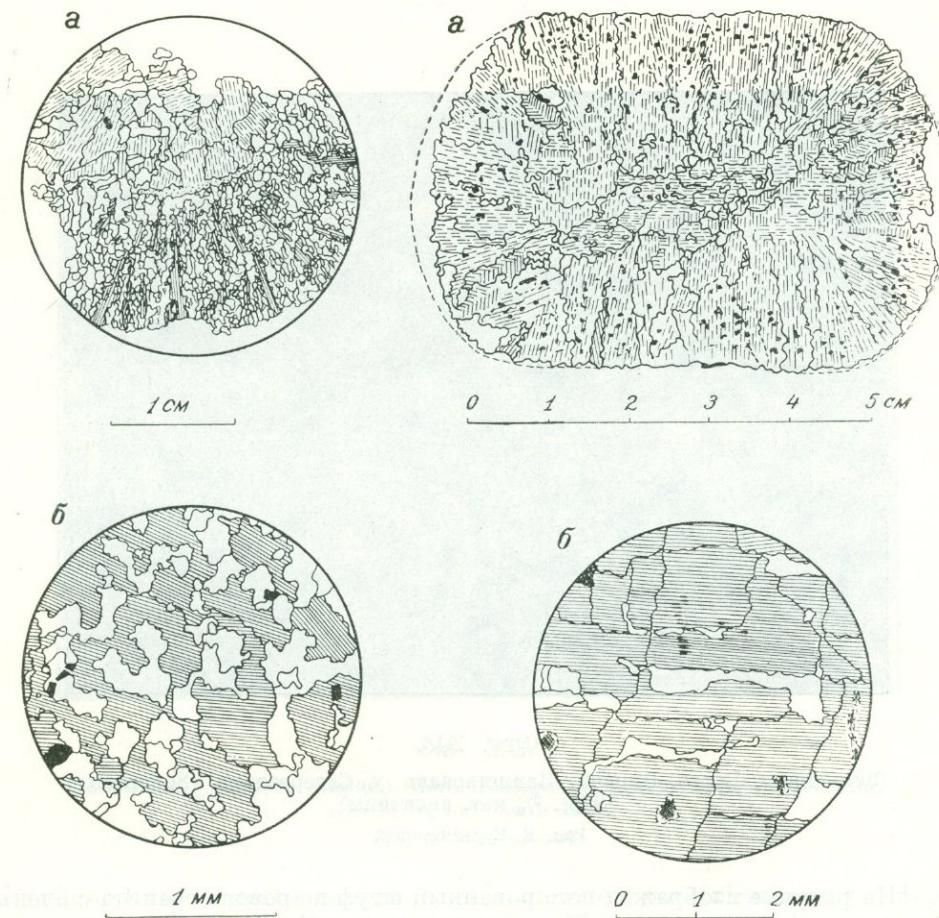
Финляндия, Борго, Вирвик. Задимствовано у Седергольма (Sederholm, 1928). $\frac{2}{9}$ нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

На рисунке изображен полированный штук шарового гранита с очень крупными сфериодами — до 35 см в поперечнике. Большой сфериод в верхней части рисунка претерпел вращательное движение, вследствие чего его ядро и окружающая последнее оболочка больше не соответствуют полностью друг другу. Во внутренней части оболочки образовались небольшие отверстия, заполненные полевым шпатом. Левый нижний край оболочки образует выступ наружу, не соответствующий конфигурации внутреннего ядра его. Крайний нижний левый сфериод, подчиняясь тому же вращательному движению, образовал выступ оболочки, направленный вправо вверх.

На рисунке изображен полированный штук шарового гранита с очень крупными сфериодами — до 35 см в поперечнике. Большой сфериод в верхней части рисунка претерпел вращательное движение, вследствие чего его ядро и окружающая последнее оболочка больше не соответствуют полностью друг другу. Во внутренней части оболочки образовались небольшие отверстия, заполненные полевым шпатом. Левый нижний край оболочки образует выступ наружу, не соответствующий конфигурации внутреннего ядра его. Крайний нижний левый сфериод, подчиняясь тому же вращательному движению, образовал выступ оболочки, направленный вправо вверх.

ПАСТИХИТ ШАРОВОЙ ГРАНИТ ПОНОТАН



Фиг. 204, 205

Центральная Сахара, Хоггар, р-н Тиссэллилинь. Заимствовано у Ж. Гролье (Grollier, 1961).

Рис. С. Сергеевой

Небольшой (около 10 км в поперечнике) массив гранитов имеет концентрически-зональное строение. В его периферической зоне, сложенной крупнозернистым розовым гранитом, наблюдаются небольшие участки шарового гранита. Шары 5—15 см в диаметре сидят плотно друг к другу или разделены небольшим количеством промежуточной массы с идиоморфным плагиоклазом, изрезанными зернами кварца и микроклина, частью в самостоятельных зернах, частью в виде включений в плагиоклазе. Много мирамекита.

Шары состоят из ядра и одной или двух оболочек. Ядро среднезернистое, сложено олигоклазом с незначительной примесью кварца, микроклина, мусковита, биотита и хлорита.

а — радиальный разрез через ядро и оболочку шара, имеющего одну оболочку. Видна зернистая структура ядра (наверху) и грубофиброрадиальная структура наружной оболочки, состоящей из плагиоклаза

и кварца. На границе ядра и оболочки заметен тончайший прослойек из мусковита, опаковой пыли и зубчатых зернышек кварца.

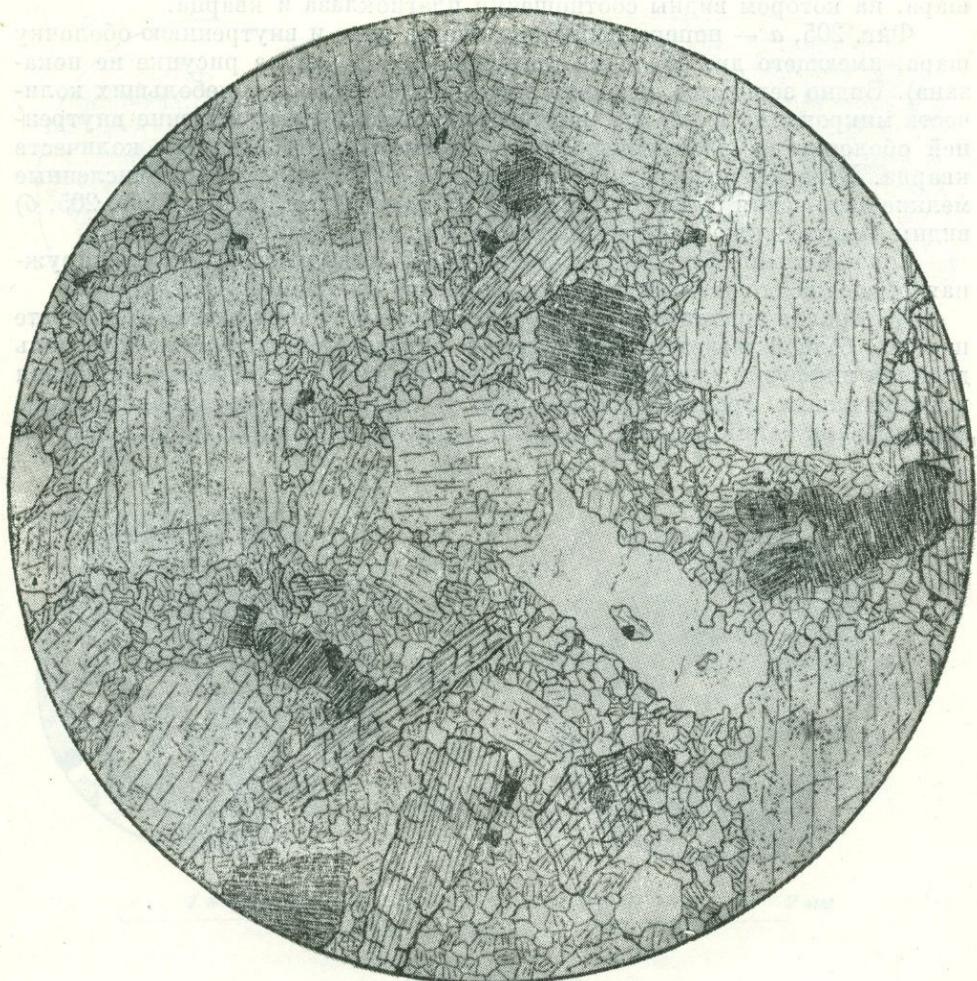
б — поперечный разрез через наружную фиброрадиальную оболочку шара, на котором видны соотношения плагиоклаза и кварца.

Фиг. 205, а — поперечный разрез через ядро и внутреннюю оболочку шара, имеющего две оболочки (наружная оболочка на рисунке не показана). Видно зернистое строение ядра из плагиоклаза и небольших количеств микроклина и кварца, и грубофиброрадиальное сложение внутренней оболочки из удлиненных зерен плагиоклаза и меньших количеств кварца. В периферической части оболочки наблюдаются многочисленные мелкие включения рудного минерала. На поперечном разрезе (фиг. 205, б) видны мелкие включения микроклина в плагиоклазе.

Сопоставление фиг. 204, а и б и фиг. 205, а и б показывает, что наружная оболочка более тонкозерниста и богаче кварцем.

Ж. Гролье приходит к выводу, что шаровой гранит развился на месте породы, бедной железом и магнием; в образовании шаров играла роль двойная диффузия к центру и от центра шаров, а не обычная диффузия в направлении фронта гранитизации. В сторону промежуточной массы мигрировали калий, железо и магний; к центру шаров мигрировал натрий.

ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИР



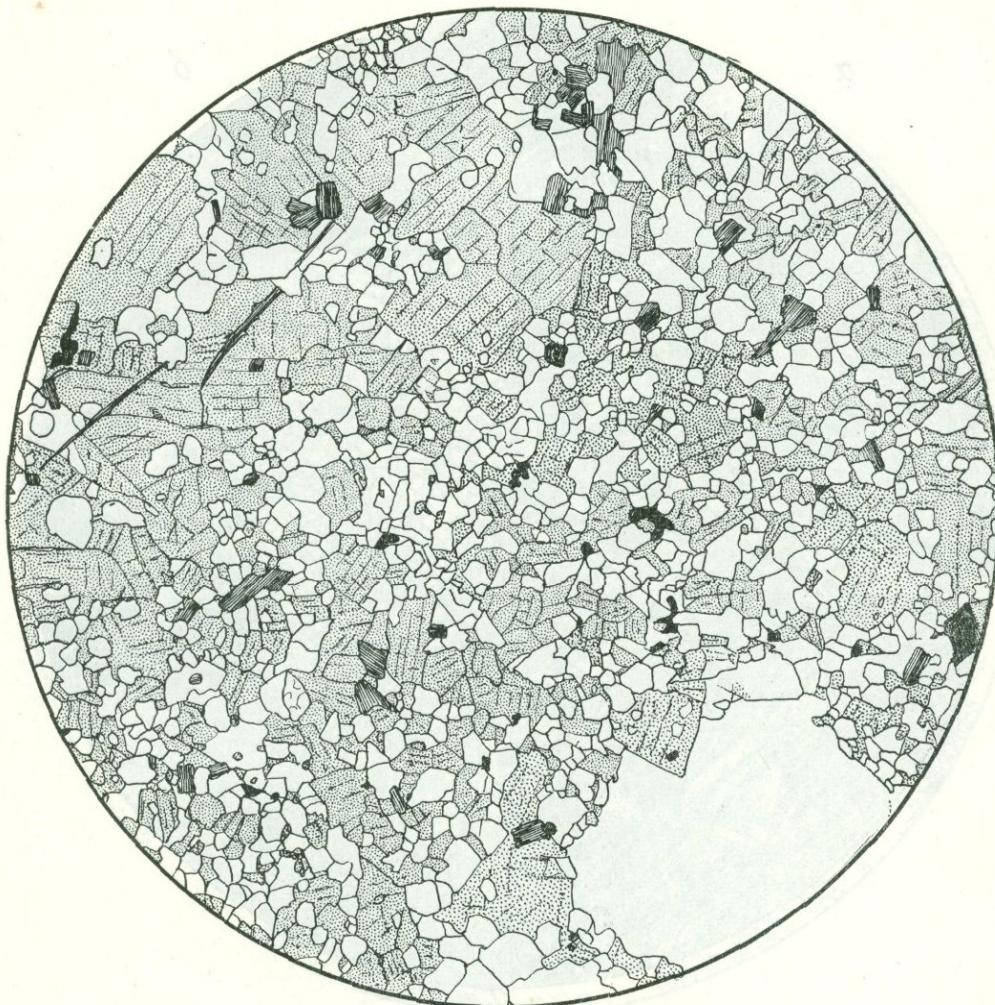
Фиг. 206.

Киргизия, Сон-Кульский район. Колл. Е. Л. Бутаковой. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Глазовой

Порода состоит из большого количества фенокристаллов плагиоклаза, микроклина, роговой обманки, биотита (густая темная штриховка) и реже кварца. Промежутки между ними выполнены мелкозернистой полнокристаллической основной массой из тех же минералов с примесью рудного минерала.

Фенокристаллов так много, что они часто касаются друг друга, и на долю основной массы остается мало места. Такая структура называется *криптовой*.



Фиг. 207.

Забайкалье, Витимское плоскогорье. Колл. А. К. Мейстера. Без анализ.; $d = 4$ мм.

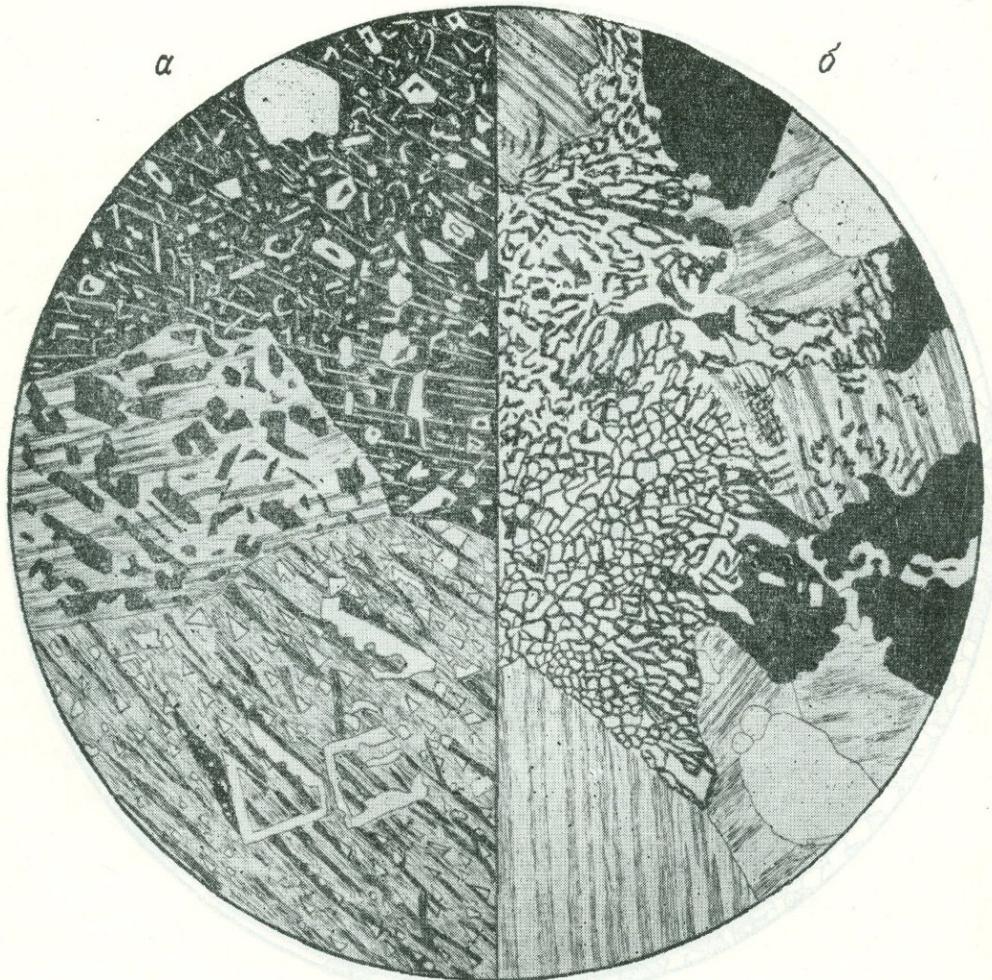
Рис. О. Васнецовой

Фенокристаллы представлены крупными, до 1,5 мм в поперечнике, округлыми индивидами кварца (справа внизу), лишенными идиоморфных ограничений, и более мелкими (0,5—0,7 мм) табличками плагиоклаза, образующими скопления (левая часть рисунка).

Основная масса полнокристаллическая; состоит из субидиоморфных зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, небольших количеств биотита в мелких листочках и рудного минерала.

Структура порфировидная, или гранит-порфировая, гломераторфированная с микроаплитовой основной массой.

ПИСЬМЕННЫЙ ГРАНИТ (*а*). ГРАНИТ-ПОРФИР (*б*)



Фиг. 208.

Забайкалье, Витимское плоскогорье.
Колл. А. К. Мейстера. Николи +;
 $d = 2 \text{ м.м.}$

Рис. Л. Сидоренко

Казахстан, гора Альджен. Колл.
Н. Ф. Аникеевой. Николи +; $d = 2 \text{ м.м.}$

Рис. О. Васнецовой

a — крупные индивиды микроклина и кислого плагиоклаза содержат закономерные вростки кварца резко угловатой формы. Такая форма вростков напоминает древнееврейские письмена и составляет характерную черту графической или письменной структуры и ее отличие от пегматитовой.

Вследствие малых размеров вростков структуру породы надо называть *микрографической*.

б — фенокристаллы полевого шпата и реже кварца заключены в полнокристаллической основной массе из зерен полевого шпата, закономерно проросших микроскопическими вростками кварца.

Структура *порфировая* с *микрографической* основной массой.



Фиг. 209.

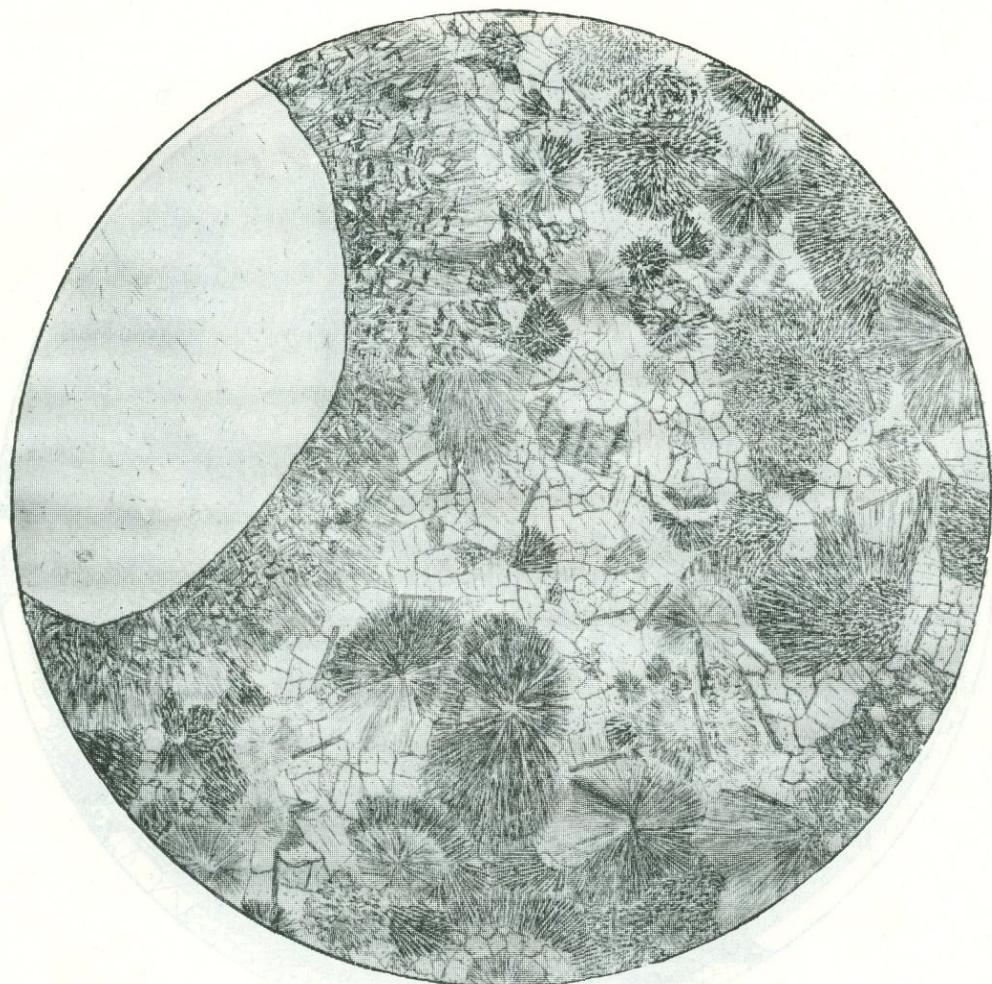
Район Омской ж. д. Без анализ.; $d = 8$ м.м.

Рис. Л. Сидоренко

Порода порфировая. Мелкие фенокристаллы ее образованы идиоморфными индивидами полевых шпатов и кварца. Основная масса состоит из радиальнолучистых и аксиолитовых образований, представляющих собой разросшиеся сферолиты, часто нарастающие на фенокристаллы перпендикулярно их ограничениям; в ней видны также мелкие зерна кварца, полевых шпатов, пластинки слюды, рудный минерал, циркон.

Структура *порфировая*, основная масса *сферолитовая*.

КВАРЦЕВЫЙ ПОРФИР



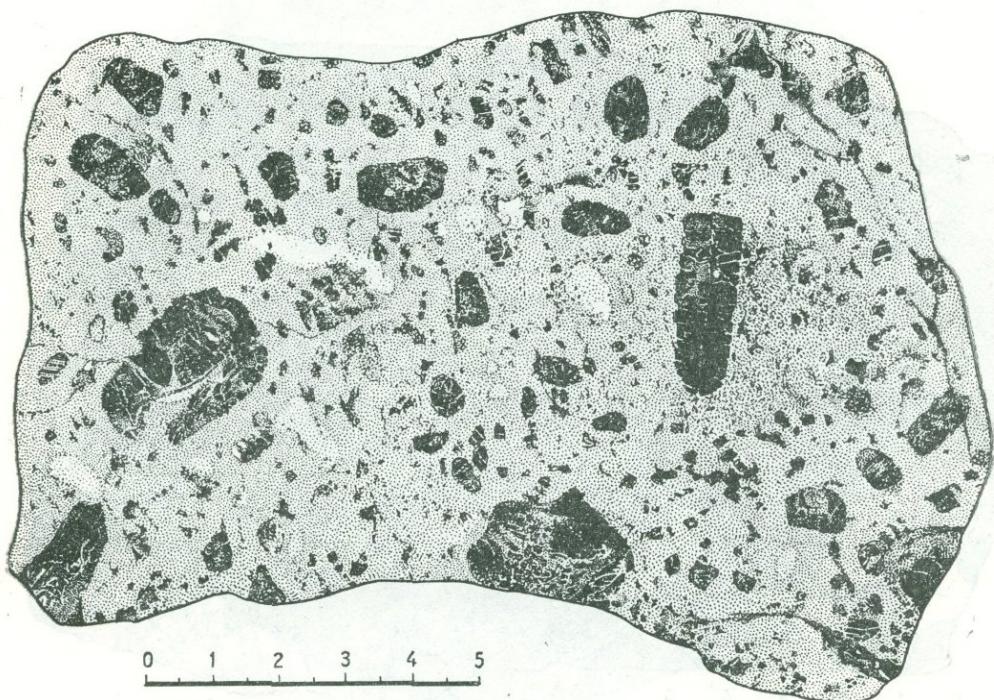
Фиг. 210.

Колл. Всесоюзного геологического музея. Николи +; $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Крупные (около 2 мм) фенокристаллы принадлежат оплавленному кварцу (слева большое зерно); более мелкие (в поле зрения не попали) размером около 0,5 мм — серицитизированному плагиоклазу и кварцу.

В основной массе много сферолитов и псевдосферолитов, достигающих в диаметре 0,5 мм. Участки основной массы, окружающие сферолиты, совершенно прозрачны и состоят из зернистого кварца. Сферолиты нарастают также в виде радиальнофибролитовых каемок на фенокристаллы кварца и плагиоклаза (левая часть рисунка). Некоторые участки основной массы состоят из мелких зерен полевого шпата и кварца и обладают микрогранитовой структурой. Во всех участках основной массы, т. е. независимо от ее структуры, наблюдаются тонкие пластинки биотита, ориентированные в различных направлениях. Структура порфировая с двумя генерациями фенокристаллов; основная масса сферолитовая и микрогранитовая с радиальнофибролитовыми каемками на фенокристаллах.



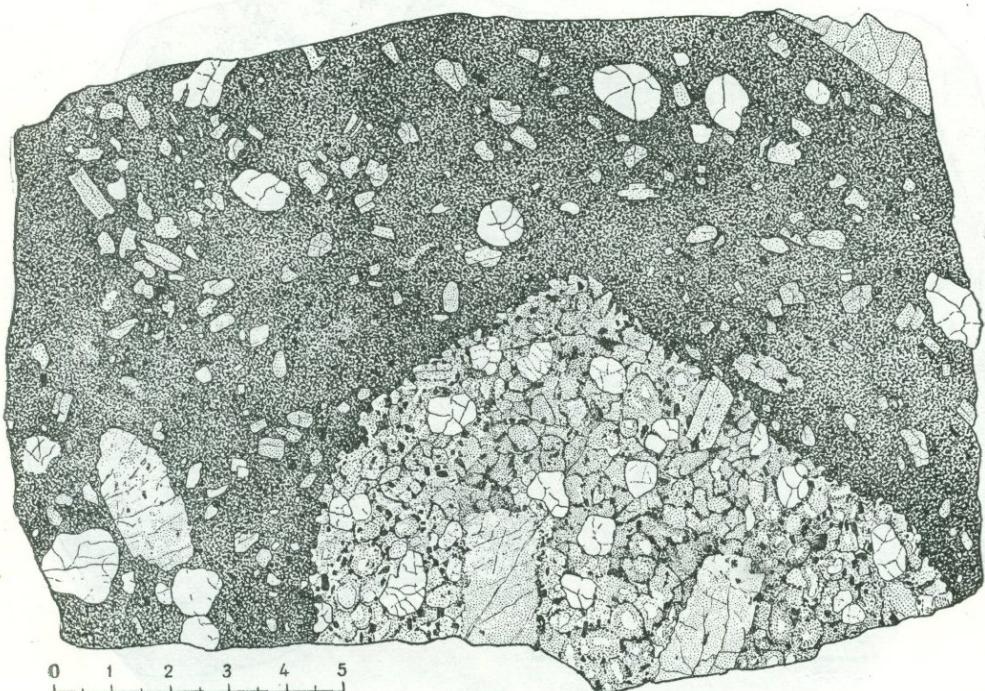
Фиг. 211.

Украина, Приазовье. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. В. Толмачева

На полированной поверхности камня четко выступает *порфировая* структура породы. Фенокристаллы представлены буровато-красным микроклином, серым плагиоклазом и дымчатым кварцем. Фенокристаллы полевого шпата принадлежат двум генерациям: индивиды первой достигают 2—3 см в длину, а второй 0,7—1 см. Основная масса *полнокристаллическая*, очень мелкозернистая, *плотной* текстуры.

ГРАНИТ-ПОРФИР И ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИР



Фиг. 212.

Восточное Забайкалье, бассейн р. Шилки, правый склон рч. Малой Кудечи. Колл.
Д. С. Харкевича.

Рис. Б. Толмачева

На рисунке изображен штуф породы из контакта гранит-порфира (светлое) с гранодиорит-порфиром (темное). Возрастные соотношения пород остались невыясненными; по-видимому, породы очень близки по возрасту.

Структура обеих пород *порфировая* (*эвпорфировая*) с *полнокристаллической* основной массой.

Текстура *massivная*.



Фиг. 213.

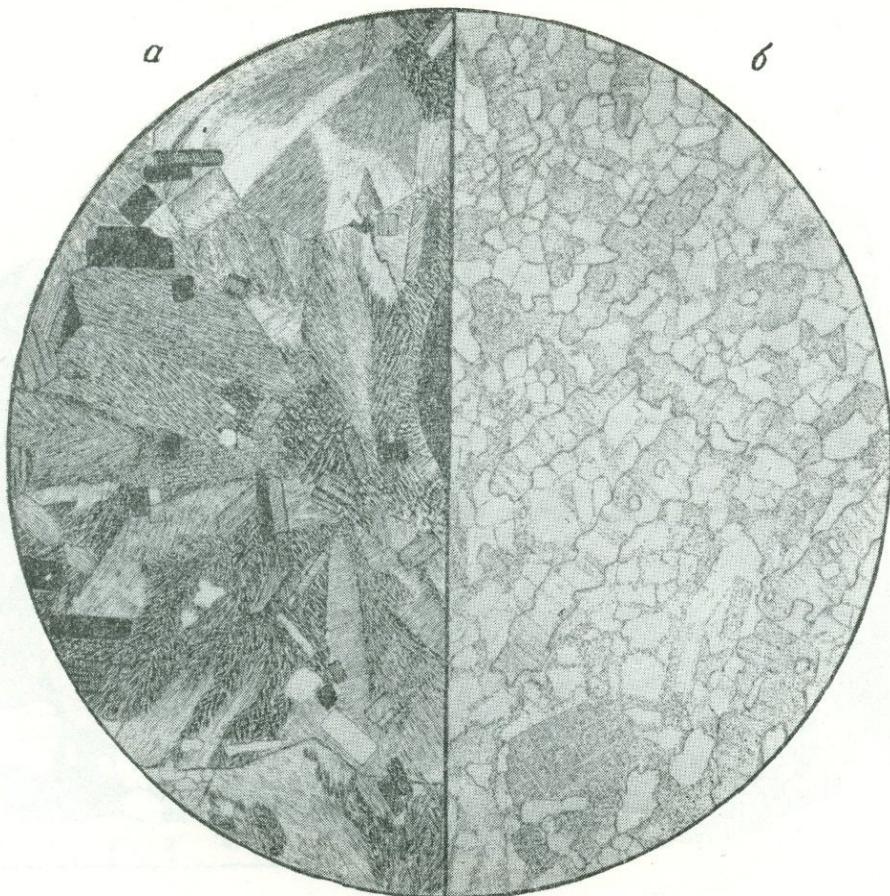
Центральный Казахстан, Щетский район, к северо-востоку от горы Байназар. Малая интрузия. Колл. Н. Н. Великой. Николи +; $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Структура породы *сернильно-порфировая*. Фенокристаллы слабо зонального андезина в виде широких таблиц до 2 мм в длину (на рисунок не попали) частично разложены и серицитизированы. Более мелкие (0,5—1,0 мм) фенокристаллы представлены также зональным плагиоклазом с кислой наружной каймой. Реже наблюдаются фенокристаллы кварца до 0,7 мм и биотита (справа вверху), частично хлоритизированного размером до 1 мм; изредка округлые мелкие (до 0,3 мм) сильно пелитизированные фенокристаллы калишпата.

В основной массе много сферолитовых образований, нередко нарастающих на мелкие фенокристаллы. Они представляют собой радиально-лучистые гранофировые прорастания кварца и кислого плагиоклаза, имеют секториальное строение и содержат прямоугольные мелкие включения сильно пелитизированного калишпата с прямым угасанием. Участки между фенокристаллами и сферолитами сложены микрофельзитом. Структура основной массы *гранофиро-сферолитовая*, участками *микрофельзитовая*.

ГРАНИТ-ПОРФИР (а). ГРАНОСИЕНИТ-ПОРФИР (б)



Фиг. 214.

Центральный Казахстан, р-н горы
Байназар. Колл. Н. Н. Великой.
Николи +; $d = 1,3$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Центральный Казахстан, р-н горы
Байназар. Колл. Н. Н. Великой. Без
анализ.; $d = 1,6$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

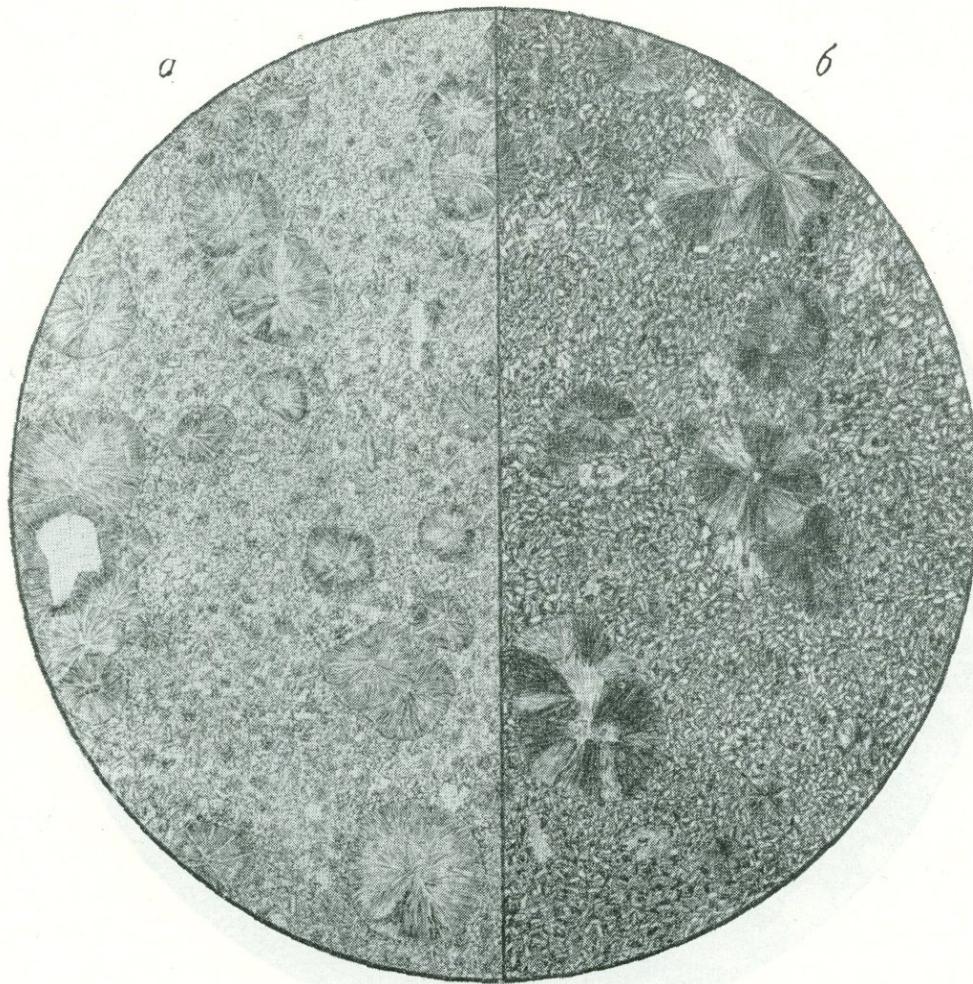
а — порода та же, что и на фиг. 213. Показана фельзосферолитовая структура основной массы при большом увеличении.

У средней линии рисунка на погасании стоит край боченковидного фенокристалла калишпата с прямым угасанием. Вокруг него развивается каемка очень тонкого гранофира. Основная масса сложена пальметтами — перистыми образованиями, составляющими сектора фельзосферолитов очень тонкого гранофирового прорастания. Фельзосферолиты имеют полигональные очертания; в шлифе видно их соприкосновение друг с другом по ломаной линии.

Среди фельзосферолитовой массы беспорядочно рассеяны мелкие прямоугольнички калишпата с прямым угасанием частью в простых двойниках, реже мелкие двойнички плагиоклаза и биотита.

б — структура породы порфировидная. Фенокристаллы образованы длинными, до 2 м.м., плоскими таблицами калишпата и реже более широкими таблицами плагиоклаза, обрастающего калишпатом. Фенокристаллы калишпата имеют неправильные неровные ограничения, что вызвано их разрастанием и захватом ими мелких зерен кварца и плагиоклаза основной массы. Структура основной массы панидиоморфнозернистая.

СФЕРОЛИТОВЫЙ ГРАНИТ-ПОРФИР



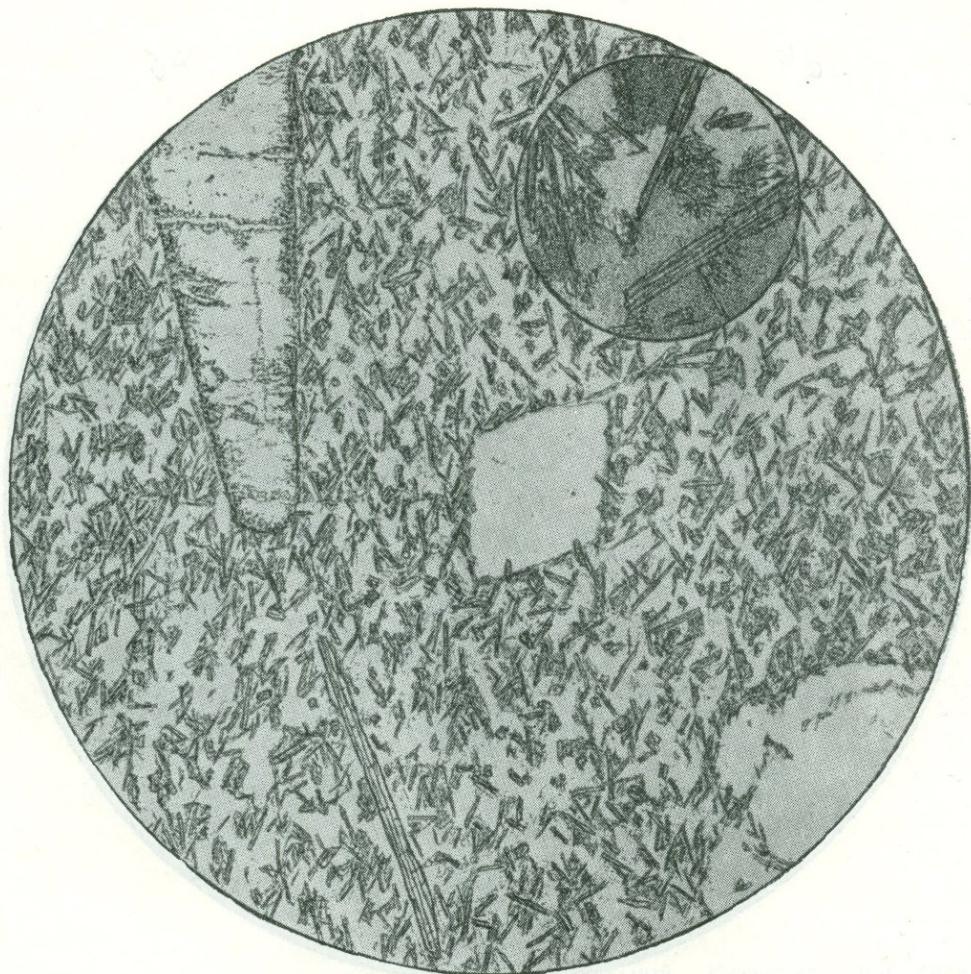
Фиг. 215.

Центральный Казахстан, ур. Уштоган. Колл. Н. Н. Великой, *a* — без анализ.,
b — николи +; *d* = 3,2 м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Очень редкие крупные (до 2,5 м.м) фенокристаллы кварца и щелочного полевого шпата (на рисунок не попали) и более мелкие (0,2 м.м) фенокристаллы плагиоклаза и кварца, обрастающие псевдосферолитовыми образованиями пелитизированного калиевого полевого шпата. Сферолиты, по-видимому, состоящие из очень тонких волокон двух щелочных полевых шпатов, т. е. псевдосферолиты, имеют секториальное (что видно в скрещенных николях) и зональное строение с более разложенным бурым полевым шпатом (видно без анализатора) по периферии. Местами в них видны тонкие пластинки, секущие волокна псевдосферолита, имеющие вильчатые, расщепленные концы и принадлежащие также полевому шпату.

Основная масса микрогипидиоморфнозернистая с идиоморфизмом розоватого пелитизированного полевого шпата к кварцу; размер зерна в ней 0,05—0,07 м.м.



Фиг. 216.

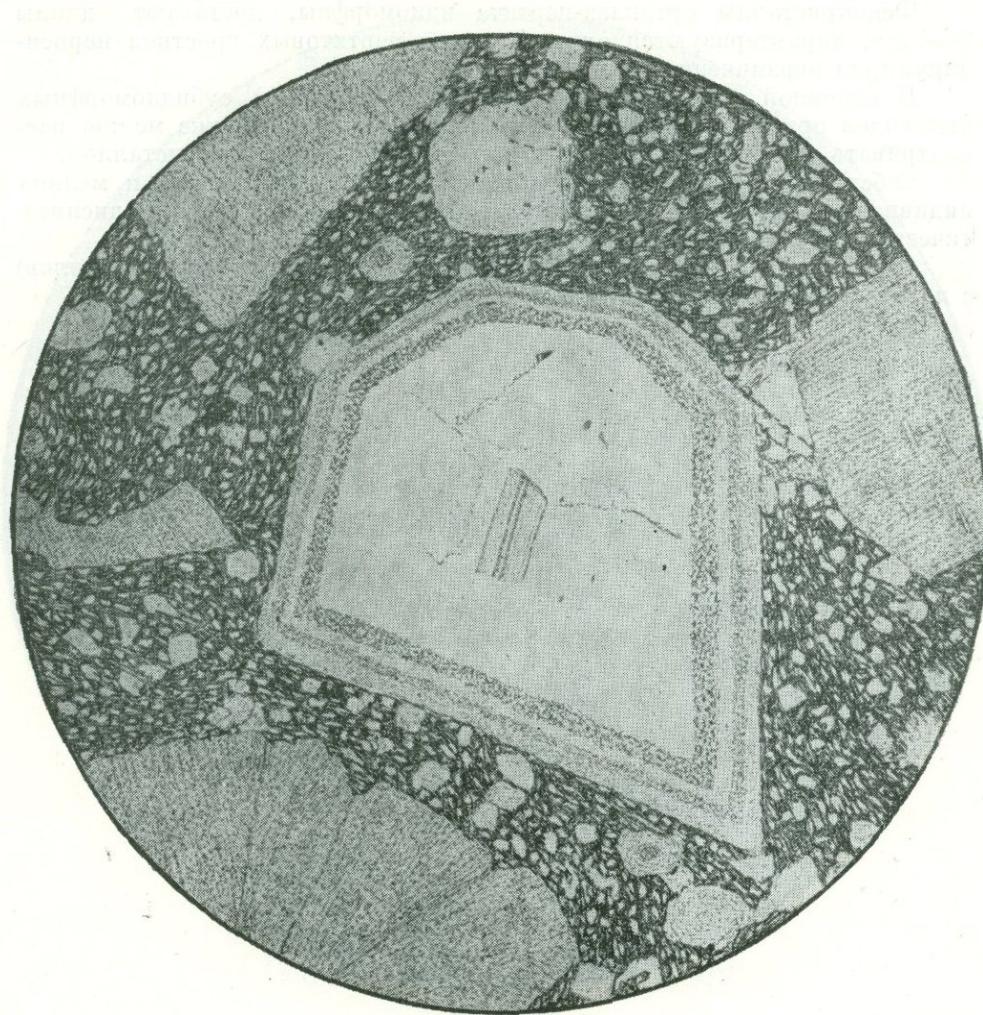
Украина, Приазовье, р. Еланчик. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализа.
 $d = 3,7 \text{ м.м.}$; в малом круге николи +; $d = 1,3 \text{ м.м.}$

Рис. Н. Леонтьевой

Порода представляет собой щелочной эгириновый гранит-порфир *порфировидной* структуры. Фенокристаллы образованы кварцем размером до 1,5 м.м., щелочным полевым шпатом до 2,5 м.м. в длину (слева вверху) и тонкими игольчатыми индивидами эгирина до 1—1,5 м.м. в длину (слева внизу). Фенокристаллы кварца содержат включения мелких иголочек эгирина, располагающихся параллельно окружным контурам фенокристалла (справа внизу).

Основная масса полнокристаллическая; она содержит большое количество мелких призмочек и иголочек эгирина, частью собранных в пучки. Лейкократовая часть ее состоит из изометричных зерен кварца, калиевого полевого шата и в меньшей мере кислого плагиоклаза в полисинтетических двойниках. Эгирин располагается как внутри, так и между зернами кварца и полевых шпатов и является более ранним выделением, чем последние. Структура основной массы может быть названа *микрогипидиоморфнозернистой* и *микропойкилитовой*; детали ее показаны в малом круге.

ГРОРУДИТ



Фиг. 217.

Агинский район Восточного Забайкалья. Колл. Д. М. Шилина (1956). Без анализ.;
 $d = 5,8 \text{ м.м.}$

Рис. Н. Леонтьевой

В породе видны фенокристаллы кварца и ортоклаз-пертита и полно-кристаллическая основная масса.

Фенокристаллы кварца принадлежат двум генерациям. Первая дает крупные, до 2,5—3,0 мм в поперечнике, идиоморфные кристаллы с дитригональными сечениями и с характерными зонами разрастания, подчеркнутыми расположением скоплений тончайших иголочек эгирина. Во многих кристаллах наблюдаются две и даже три зоны эгириновых иголочек. Параллельные ряды точечных иголочек эгирина наблюдаются иногда в центре кварцевого фенокристалла, таков, например, фенокристалл, занимающий центральную часть рисунка. Микролиты эгирина отлагаются в нем и по редким трещинкам. Фенокристаллы второй генерации кварца размером около 0,5—0,7 мм лишены зон эгириновых включений;

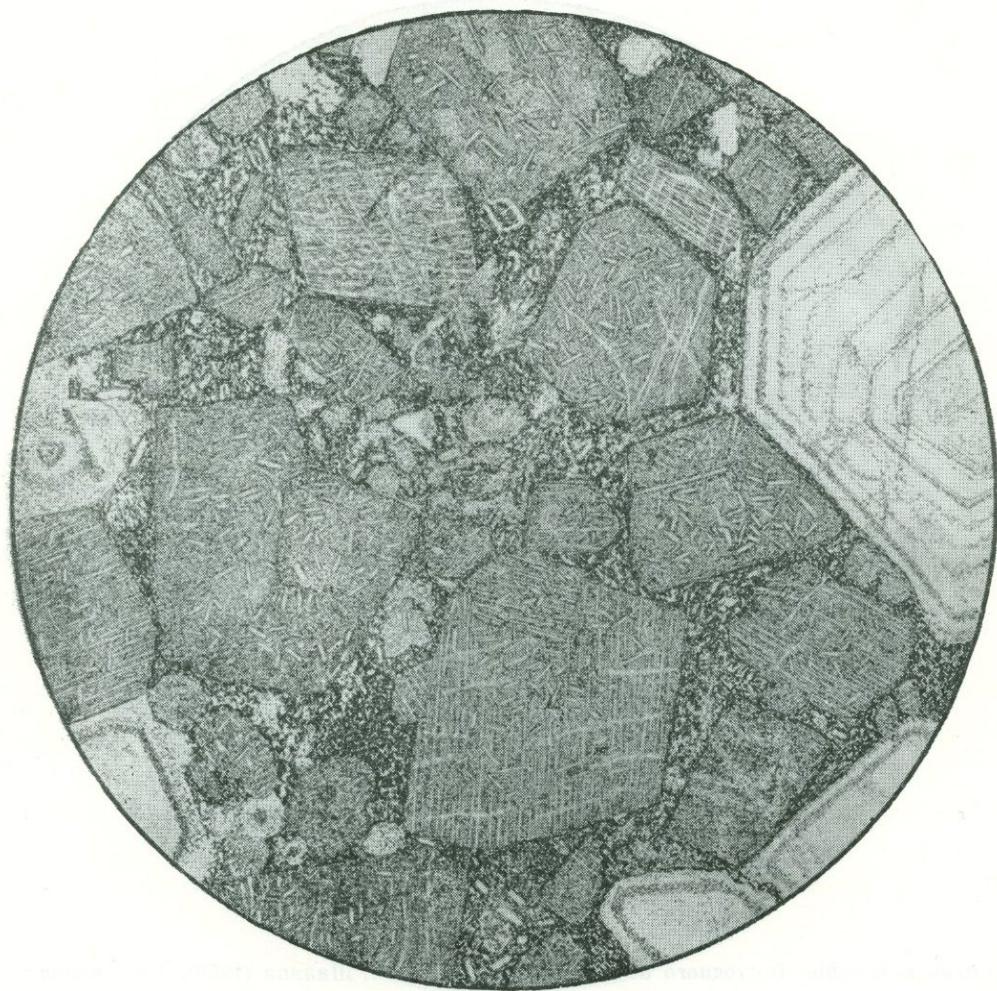
граница их нечеткая с неровной каймой разрастания за счет кварца основной массы.

Фенокристаллы ортоклаз-пертита идиоморфны, достигают длины 3—4 мм, характеризуются ориентировкой перитовых вrostков перпендикулярно ограничениям кристалла.

В основной массе много мелких (0,1—0,008 мм) субдиоморфных индивидов ортоклаз-пертита и реже кварца, которые также можно рассматривать как особую, более позднюю генерацию фенокристаллов.

Собственно основная масса состоит из иголочек эгирина и мелких индивидов полевого шпата, среди которых много альбита в полисинтетических двойниках, кварца, рудного минерала.

Структура породы **порфировая, невадитовая** (обилие фенокристаллов) с **полнокристаллической микрогранитовой** основной массой.



Фиг. 218.

Агинский район Восточного Забайкалья. Колл. Д. М. Шилина (1956). Без анализ.;
 $d = 5,8 \text{ м.м.}$

Рис. Н. Леонтьевой

Очень богатая фенокристаллами порфировая порода. Фенокристаллы кварца и ортоклаза представлены несколькими генерациями различных размеров, что обуславливает *невадитовую* и *сериально-порфировую* структуру. Местами основная масса выполняет лишь небольшие замкнутые участки, и структура становится *криптовой*.

Ортоклаз фенокристаллов сильно замутнен, пелитизирован и содержит совершенно свежие прозрачные сдвоенные иголочки альбита, разнообразно ориентированные и неодновременно угасающие, т. е. обладает *пойкилитовой* структурой. В отличие от обычной пойкилитовой структуры жильных или эффузивных пород, она проявлена здесь не в основной массе, а в фенокристаллах.

Фенокристаллы кварца показывают зональное разрастание, подчеркнутое расположением точечных включений.

Основная масса состоит из разложенных темных иголочек эгирина, полевых шпатов и кварца и имеет *микрогранитовую* структуру.



Фиг. 219.

Агинский район Восточного Забайкалья. Колл. Д. М. Шилина (1956). Без анализ.;
 $d = 7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Такой же грорудит, как и на фиг. 218. Фенокристаллов здесь еще больше; они часто касаются друг друга, оставляя для основной массы почти замкнутые участки — крипты. Такая структура называется *криптовой*.

Фенокристаллы представлены ортоклаз-перитом с идиоморфными ограничениями, с характерной ориентировкой перитовых вrostков перпендикулярно огранке. Кварцевые фенокристаллы на рисунок не попали.

Кварц выполняет большую часть криптовых участков, причем так, что несколько соседних участков выполняются одним зерном, что создает их *пойкилитовую* структуру. Местами в кварце видно зональное разрастание (средняя часть рисунка), подчеркнутое расположением неопределенных точечных включений (эгирин?). В других участках (слева внизу) основная масса состоит из мелкозернистого агрегата полевого шпата и кварца, т. е. имеет *аплитовую* структуру.

Внутренняя часть многих крупных фенокристаллов ортоклаз-перита замещена агрегатом синевато-зеленого турмалина с характерной обратной схемой абсорбции. Наличие псевдоморфоз делает структуру пород *псевдоморфной*.

ЗАЛЬБАНД ГРОРУДИТОВОЙ ДАЙКИ



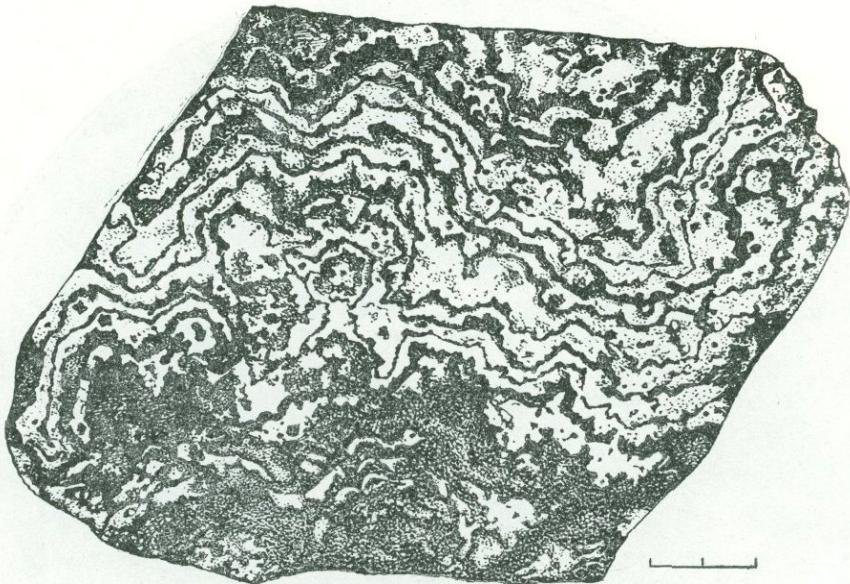
Фиг. 220.

Агинский район Восточного Забайкалья. Колл. Д. М. Шилина (1956). Без анализ.;
увел. 6.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке изображена стекловатая, почти неракристаллизованная часть дайки грорудита, в которой хорошо видна *флюктуационная пузырьстая* текстура породы. Движением вдоль стенок дайки создано параллельное расположение «струй» более темного и более светлого, частично раскристаллизованного стекла. Пузырьки (белое с грубым черным контуром) при этом также вытягиваются, теряют свою круглую форму и разбиваются на несколько пузырьков.

КВАРЦЕВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 221.

Юго-Восточное Забайкалье, гора Бугдая, средняя зона мощной дайки.
Заимствовано у В. С. Кормилицына и М. М. Мануйловой (1957).

Рис. В. Колесниковой

В мощной (80 м) дайке кварцевого порфира различают три зоны: центральную зону массивного кварцевого порфира, периферическую — фельзитового порфира и среднюю зону кварцевого порфира, текстура которого изображена на фигуре.

Фестончатая ритмично-полосчатая текстура этой породы обусловлена чередованием полос собственно кварцевого порфира (светло-серое) с гранофировой основной массой и полос кварца (черное) причудливой фестончатой формы. Полосы кварца друг друга не пересекают и не сливаются на протяжении большого штуфа (до 30 см). Мощность полос от долей миллиметра до 15 мм; мощность отдельной полосы выдерживается хорошо.

Полосы кварца обладают *друзовой* структурой, причем ограниченные головки всегда венчают внешнюю сторону полос. Внутренняя сторона кварцевых полос не резкая, зерна здесь лишены огранки и нарастают на основную массу кварцевого порфира по неровной зубчатой поверхности.

Образование текстуры авторы связывают с воздействием легкоподвижных, обогащенных кремнеземом растворов, проникавших по плоскостям флюидальности поднимавшейся вязкой кислой магмы.

ГРАНОФИР



Фиг. 222.

Северо-Восточный Казахстан, гора Альджен. Колл. Н. Ф. Аникеевой. Без анализ.;
 $d = 4 \text{ мм.}$

Рис. О. Глазовой

В состав породы входят щелочной полевой шпат, кварц, единичные пластинки биотита и мелкие зерна рудного минерала.

Кварц образует микропегматитовые вrostки в полевом шпата. Местами заметны сферические образования размером около 1 мм, состоящие из одного зерна полевого шпата, проросшего кварцем, удлиненные вростки которого имеют тенденцию к радиальному расположению; в разрезах, перпендикулярных вытянутости вростков кварца, эти образования обнаруживают типичную микропегматитовую структуру. Они играют роль микрофенокристаллов.

Структура породы *микропорфировая, микропегматитовая*.

АПЛИТ



Фиг. 223.

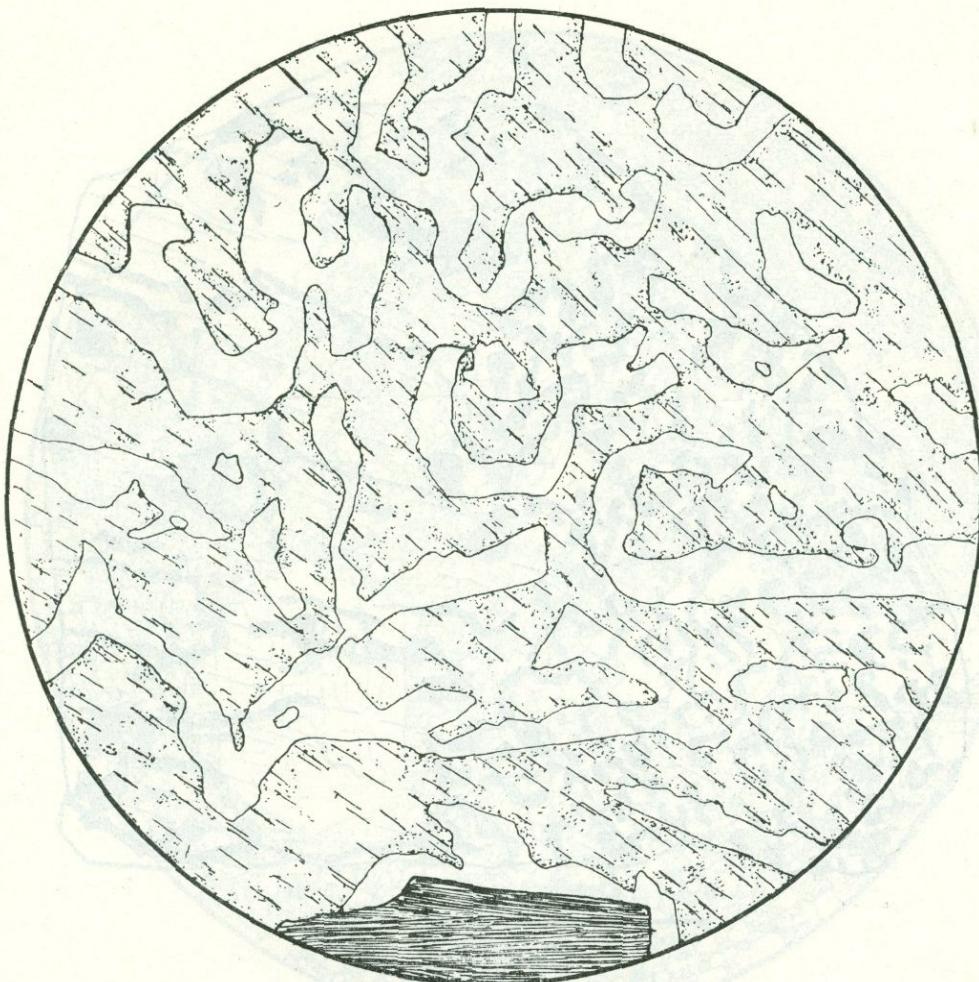
Северо-Восточный Казахстан, гора Альджан. Колл. Н. Ф. Аникеевой. Без анализ.;
 $d = 4 \text{ м.м.}$

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и единичных мелких зерен биотита и рудного минерала.

Структура *аплитовая*, более мелкозернистая, чем структура гранитов и гранодиоритов, и с менее ясно выраженным различием в идиоморфизме минералов. Степень идиоморфизма зерен кварца и полевых шпатов или одинакова, или местами кварц более идиоморфен, чем полевые шпаты. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат также обладают более или менее одинаковой степенью идиоморфизма.

ПЕГМАТИТ



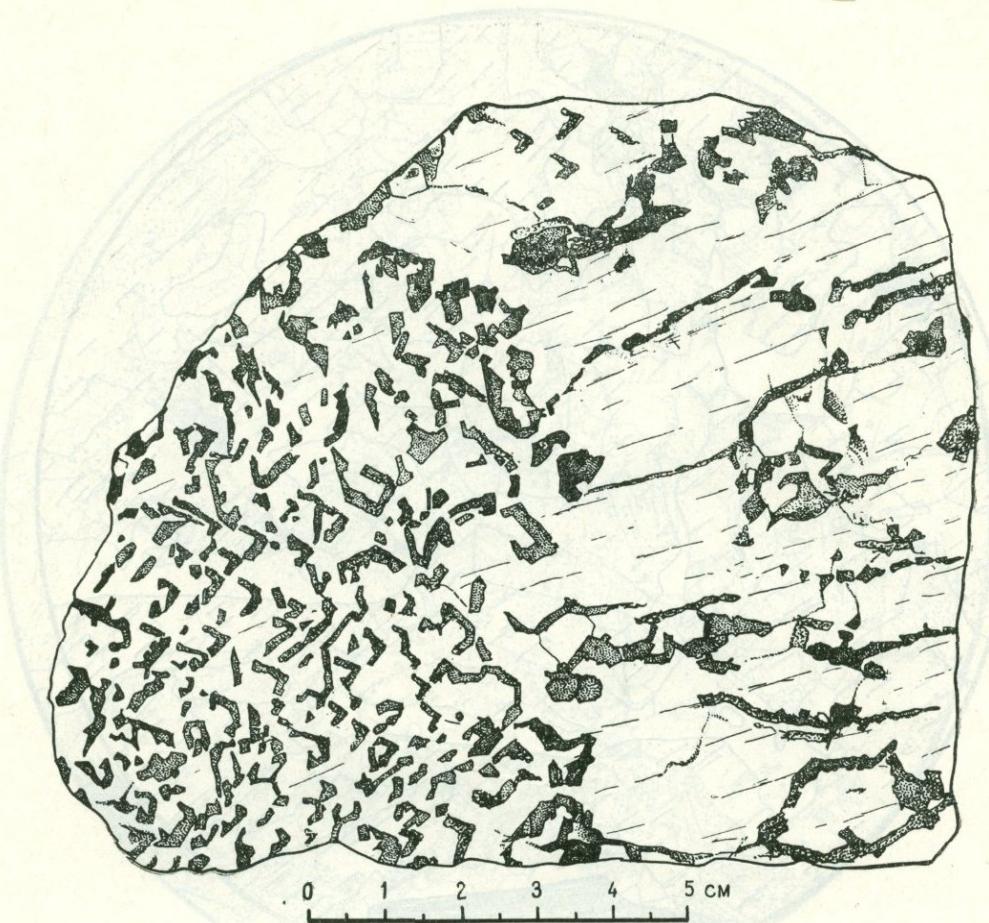
Фиг. 224.

Карелия, южный берег Белого моря. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Глазовой

На рисунке изображена часть очень крупного зерна калиевого полевого шата, закономерно проросшего одновременно угасающими вростками кварца, имеющими неправильную причудливую форму. Внизу рисунка видна крупная пластинка биотита.

Структура пегматитовая.



Фиг. 225.

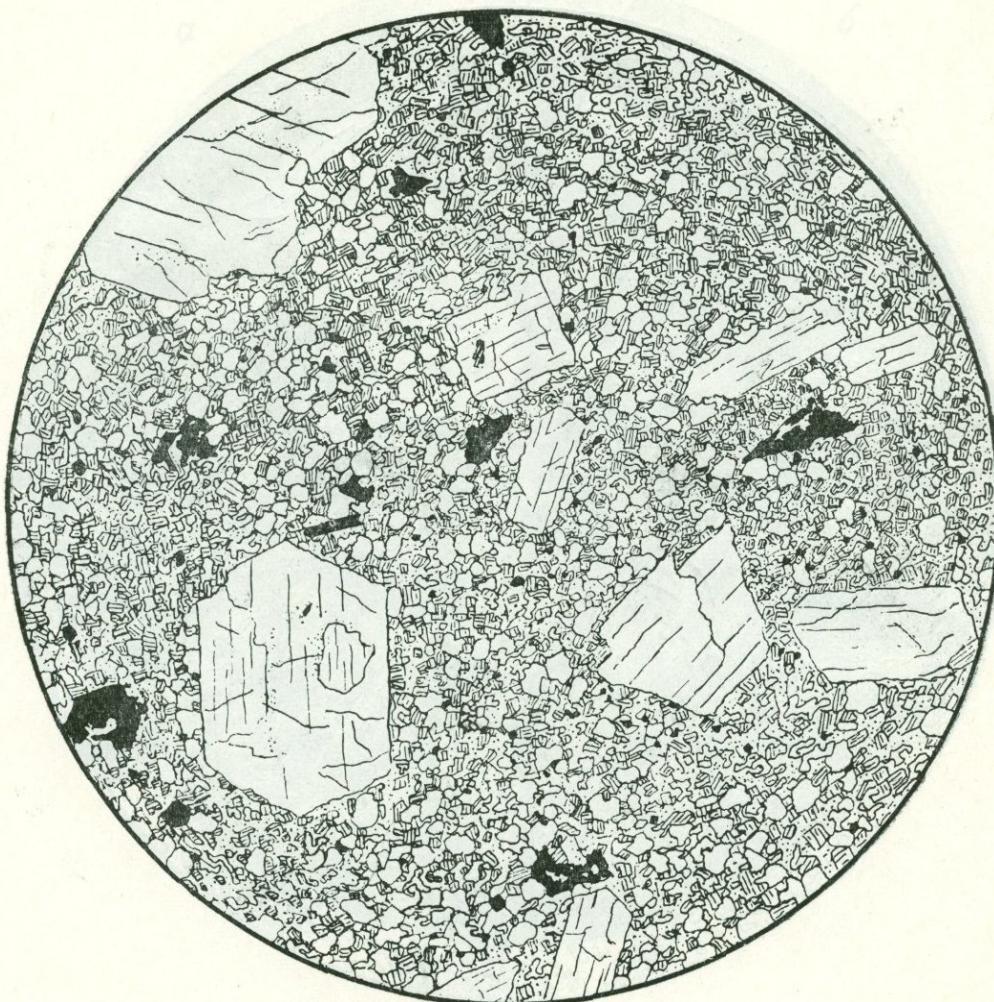
Украина, бассейн р. Ингула. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. Б. Толмачева и С. Сергеевой

На рисунке изображена часть крупного кристалла светлого желтоватого микроклина, закономерно проросшего ихтиоглиптами слегка дымчатого кварца.

Структура анатомическая, более стянута в антиподы пальцеобразными и границидитами, в смене ячеек выраженных различий между минералами. Степень симметричности зерен кварца и полых киратов или одинарных, или местами klar более эпиломорфна, чем колевую шкату. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат генетически обладают подобной же степенью эпиломорфизма.

ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 226.

Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.; $d = 8$ м.м.

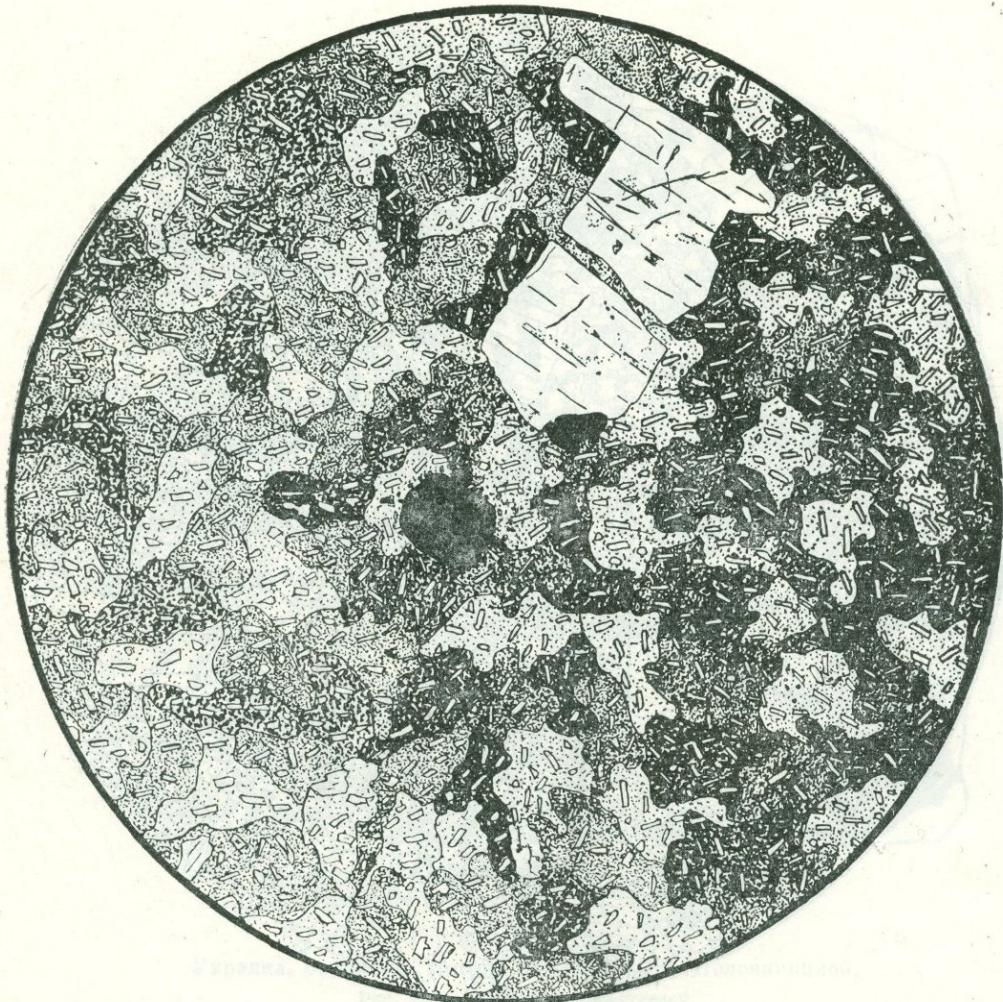
Рис. Т. Марениной

Фенокристаллы размером около 1—2, реже 3 мм принадлежат санидину и плагиоклазу; единичные пластинки биотита, совершенно разложенные и ожелезненные, имеют меньшие размеры. В незначительном количестве (за пределами рисунка) наблюдаются эгирин-авгит, апатит и сфен.

Основная масса — мелкозернистая полнокристаллическая, состоит из тех же минералов и значительного количества округлых идиоморфных зернышек кварца. Липаритовые порфиры с содержанием кварца только в основной массе иногда называются базокварцевыми.

Структура иллюстрированной породы *порфировая с микроаплитовой* (идиоморфизм кварца) основной массой.

ФЕЛЬЗИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 227.

Западная Сибирь, р-н Омской ж. д. Николи +; $d = 4$ м.м.

Рис. Т. Марениной

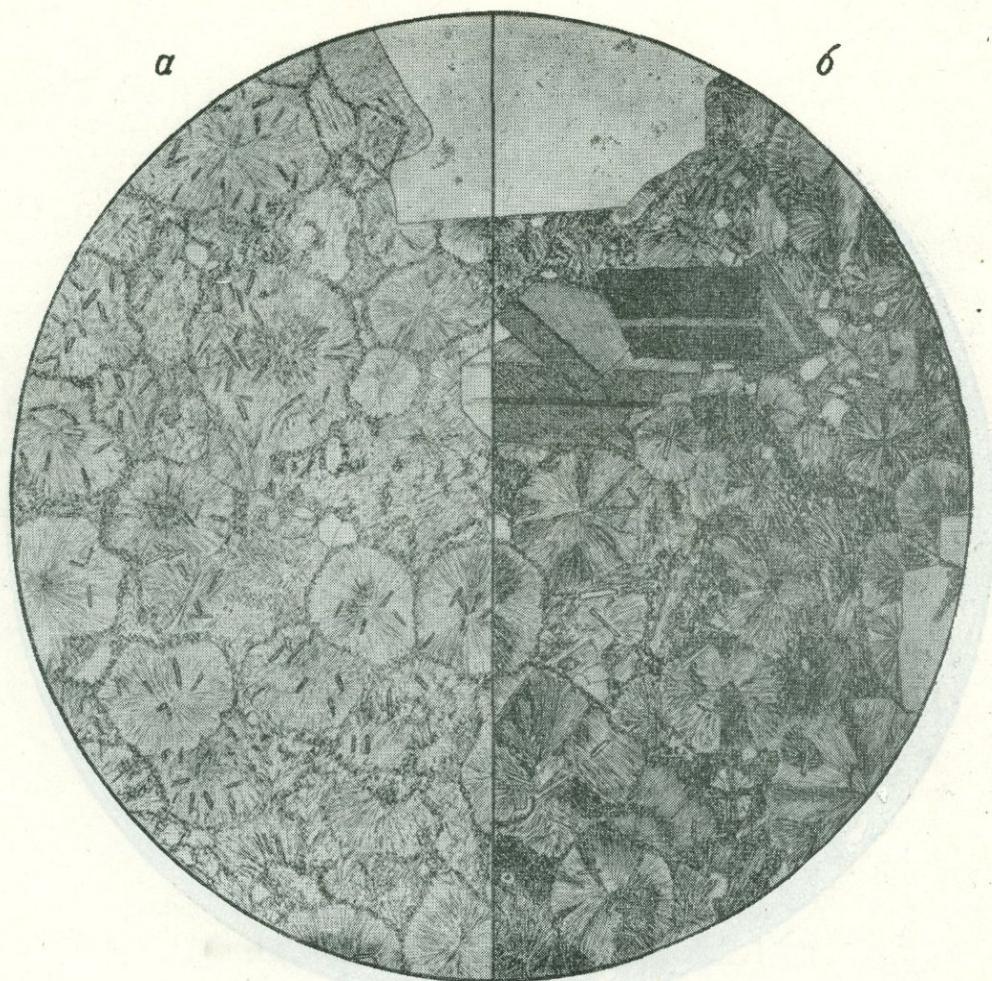
Редкие фенокристаллы представлены альбитом и магнетитом (в центре поля зрения).

Основная масса состоит из неправильных изометрических зерен полевого шпата, густо усеянных серицитом, и кварца. Оба минерала содержат обильные палочкообразные вростки калиевого полевого шпата.

Структура *порфировая*, основная масса *микропойкилитовая*.

Состав: $SiO_2 = 72.5\%$; $Al_2O_3 = 10.5\%$; $MgO = 2.5\%$; $CaO = 10.5\%$; $Na_2O = 2.5\%$; $K_2O = 1.5\%$; $FeO = 1.5\%$; $TiO_2 = 0.5\%$; $W = 0.5\%$; $SiO_2 = 72.5\%$; $Al_2O_3 = 10.5\%$; $MgO = 2.5\%$; $CaO = 10.5\%$; $Na_2O = 2.5\%$; $K_2O = 1.5\%$; $FeO = 1.5\%$; $TiO_2 = 0.5\%$; $W = 0.5\%$.

КВАРЦЕВЫЙ КЕРАТОФИР



Фиг. 228.

Блява, Южный Урал. Колл. В. А. Заваринского (1946). *a* — без анализ., *b* — николи +;
 $d = 1,6$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

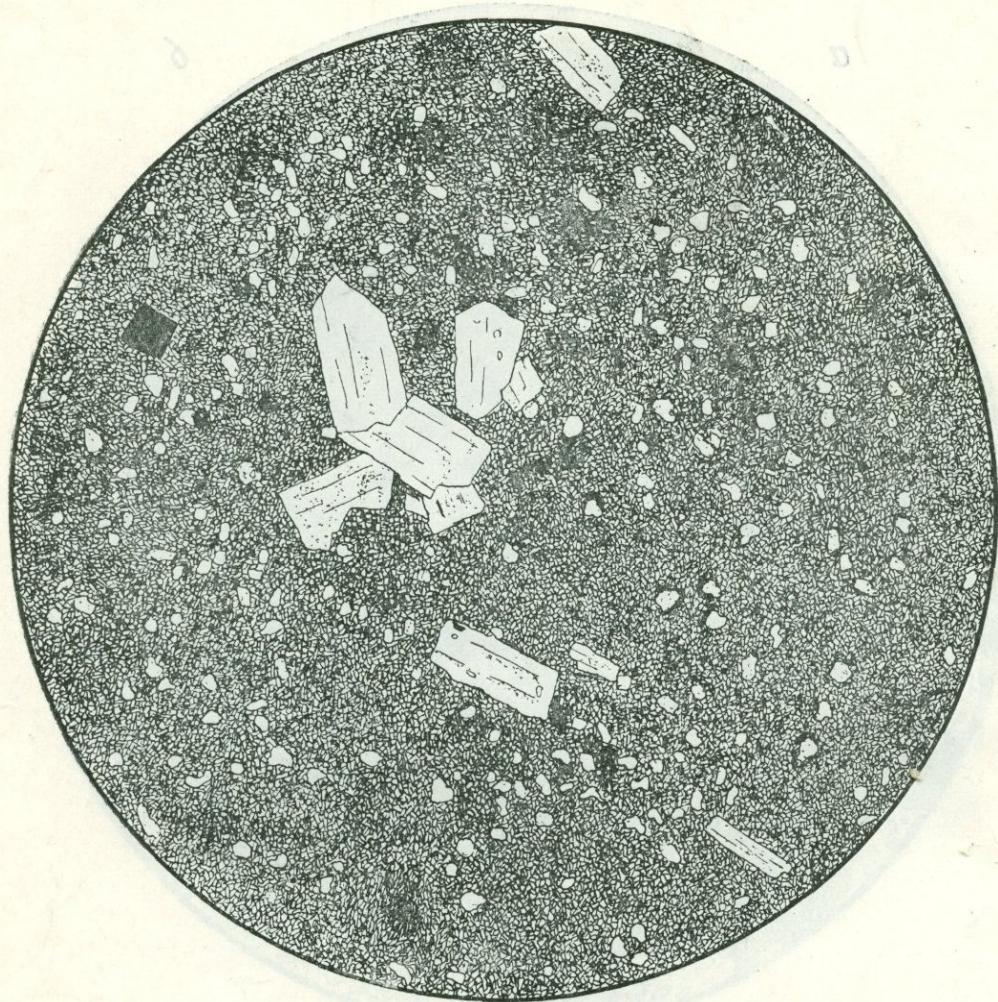
Фенокристаллы принадлежат кварцу и альбиту. Фенокристаллы кварца расположены изолированно, они оплавлены, имеют характерные «бухточки» и обрастают сферолитовой каемкой (справа вверху и у правого края).

Фенокристаллы альбита образуют гломеропорфировые сростки, не оплавлены и лишены сферолитовой каемки.

Основная масса метасферолитовая; сферолиты частично подверглись собирательной перекристаллизации, состоят из волоконец альбита и кварца и содержат включения микролитов калиевого полевого шпата (?). Сферолиты окружены темной каемкой мелкозернистой слюды и хлорита. В небольшом количестве в основной массе присутствует кварц.

Структура порфировая, основная масса сферолитовая.

ФЕЛЬЗИТОВЫЙ ПОРФИР



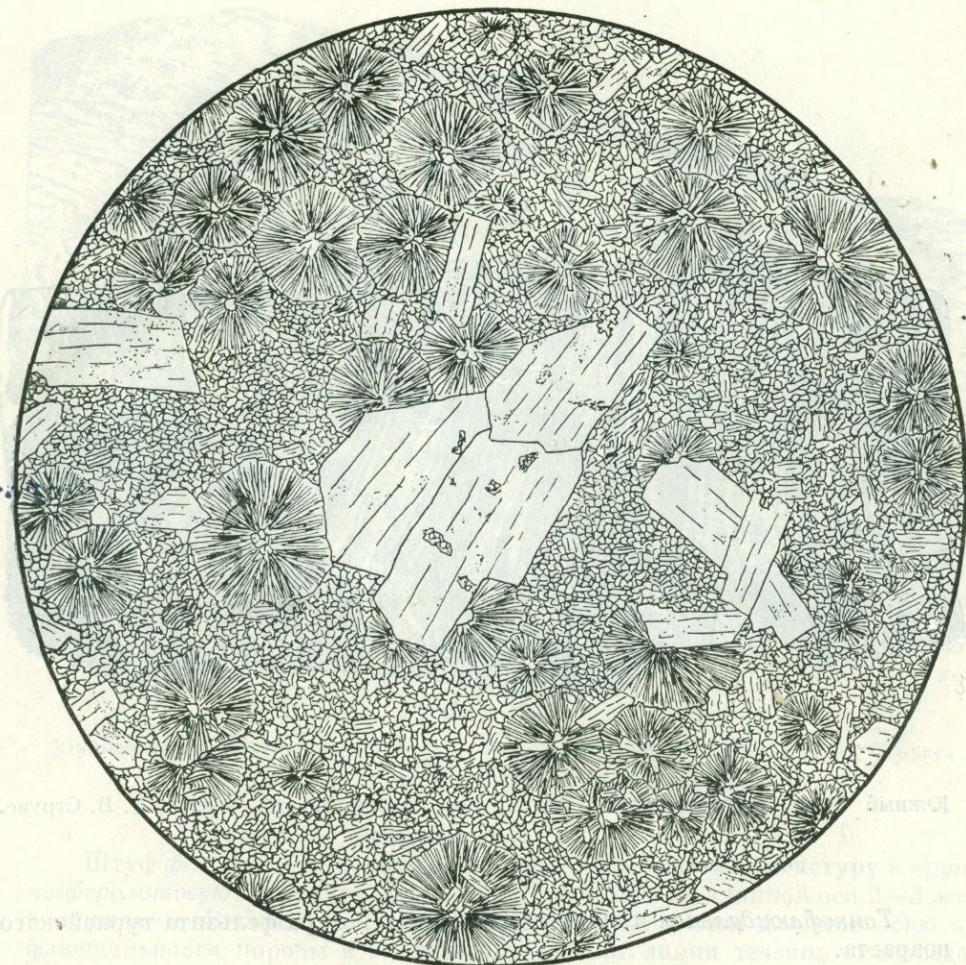
Фиг. 229.

Район Омской ж. д. Без анализ.; $d = 2$ мм.

Рис. Т. Марениной

Порода содержит микрофенокристаллы только полевого шпата размером около 0,3 мм. Основная масса ее состоит из криптокристаллического кварц-полевошпатового неиндивидуализированного вещества — микрофельзита. В ней наблюдаются небольшие участки и отдельные зерна кварца с пойкилитовыми вrostками микролитов полевого шпата и мельчайшие чешуйки хлорита, неравномерно распределенные и придающие основной массе пятнистый вид.

Структура микропорфировая с микрофельзитовой, переходной к микропойкилитовой, основной массой.



Фиг. 230.

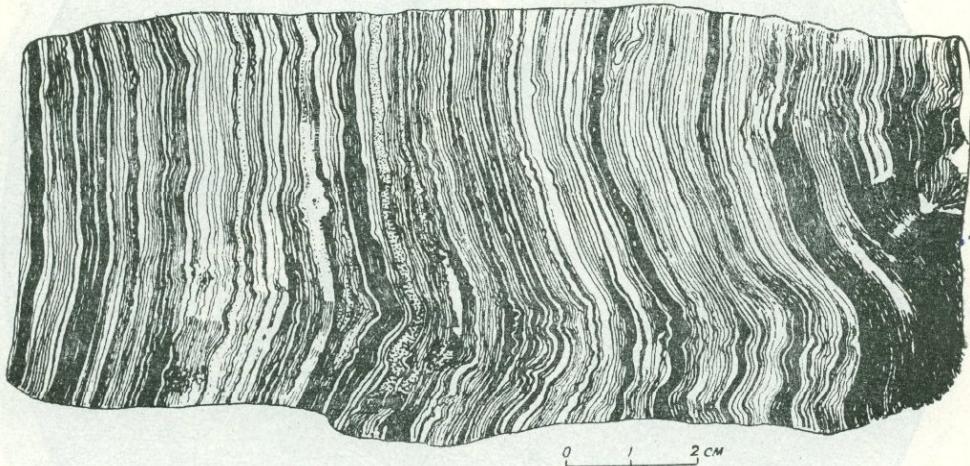
Район Омской ж. д. Без анализ.; $d = 4$ м.м.

Рис. Т. Марениной

Порода состоит из крупных (до 1,5 м.м.) и мелких фенокристаллов альбита, псевдоморфоз хлорита по фенокристаллам цветного минерала и основной массы.

В основной массе различаются криптокристаллически-аллотриоморфнозернистая масса кварц-полевошпатового состава, т. е. микроФельзит, и заключенные в нем сферолиты радиальноволокнистого строения. Примесь хлорита в мелких чешуйках.

Структура порфировая со сферолито-микрофельзитовой основной массой.



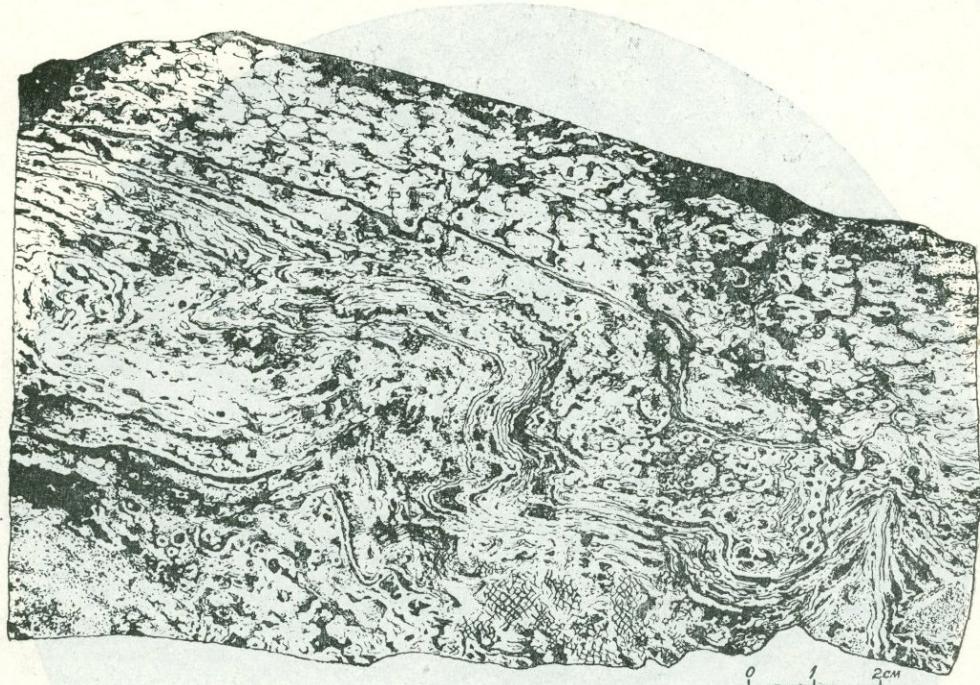
Фиг. 231.

Южный Урал, Магнитогорский район, пос. Грязнушенский. Колл. Н. В. Струве.
Рис. В. Колесниковой

Тонкофлюидальная и тонкополосчатая текстура фельзита турнейского возраста.

Для изучения геологии Южного Урала и Магнитогорского района в 1950 г. я проводил геологические и геохимические исследования в различных районах Южного Урала, в том числе в Магнитогорском районе. В результате этих исследований я выяснил, что в Магнитогорском районе имеются различные типы гранитов, гнейсов, сланцев, метаморфических пород и др. Важным результатом моих исследований было обнаружение в Магнитогорском районе гранитов, гнейсов и сланцев с характерной тонкофлюидальной и тонкополосчатой текстурой. Эти породы отличаются от других пород тем, что они имеют характерную полосчатую или линзовидную структуру, состоящую из тонких, параллельных полос или линз, разделенных более темными, часто темно-серыми или черными полосами. Толщина этих полос может варьировать от нескольких микрометров до миллиметров. Текстура этих пород напоминает текстуру некоторых метаморфических пород, таких как гнейсы и сланцы, но отличается тем, что она более мелкая и имеет более четкую структуру. Тонкофлюидальная и тонкополосчатая текстуры являются характерными для гранитов, гнейсов и сланцев Южного Урала и Магнитогорского района.

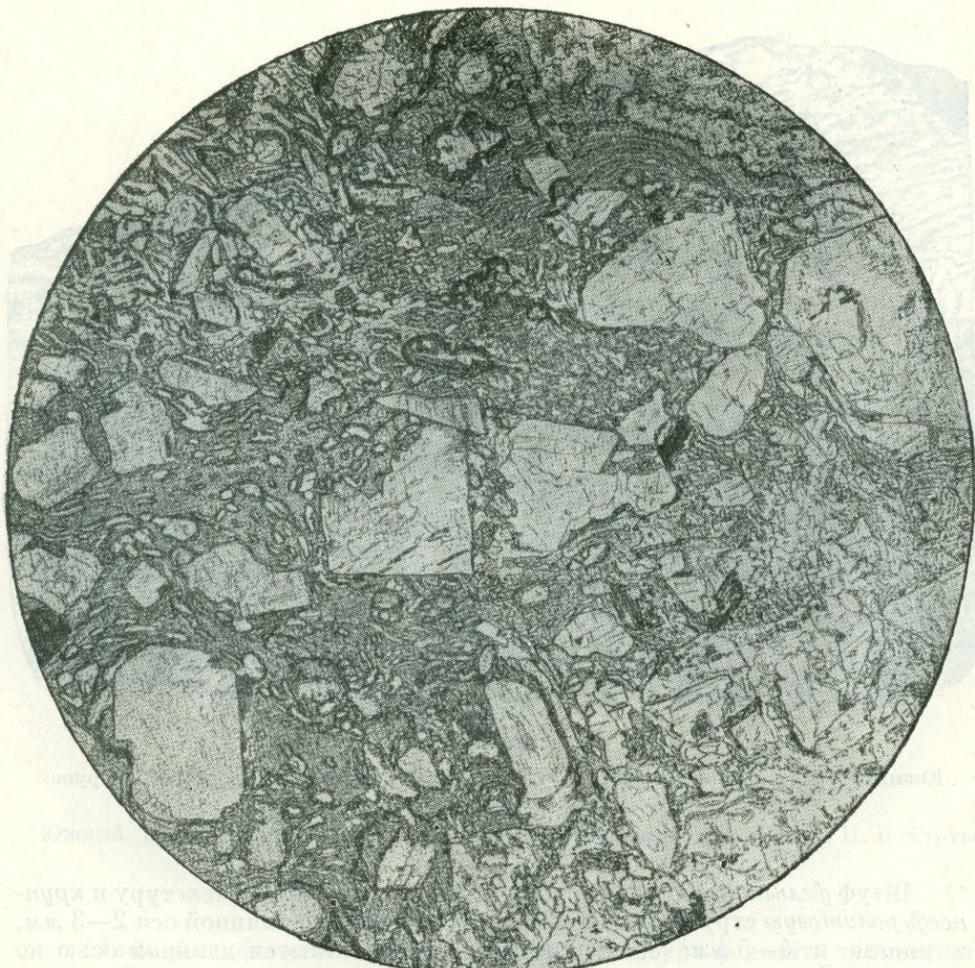
ФЛЮИДАЛЬНЫЙ СФЕРОЛИТОВЫЙ ФЕЛЬЗИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 232.

Южный Урал, Магнитогорский р-н, пос. Грязнушенский. Колл. И. В. Струве.
Рис. В. Колесниковой

Штуф фельзитового порфира, имеющего флюидальную текстуру и крупносферолитовую структуру. Сферолиты достигают по длиной оси 2—3 мм, а иногда и 4—5 мм; они сплющены, располагаются длиной осью по флюидальности породы и местами пересекают линии течения. Распределение сферолитов в породе не равномерное. Есть прослои (наверху рисунка), состоящие почти сплошь из сферолитов; в других прослоях они образуют скопления, причем флюидальная основная масса огибает эти участки потоками (например, в правой части рисунка), из чего можно заключить, что они являются более жесткими. В нижней левой части рисунка видно начало еще одного сферолитового прослойка. Мощности прослойков измеряются сантиметрами, чередование их создает полосчатую текстуру породы.



Фиг. 233.

Центральный Казахстан, ур. Уштоган. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализ.; $d = 6,3$ мм.

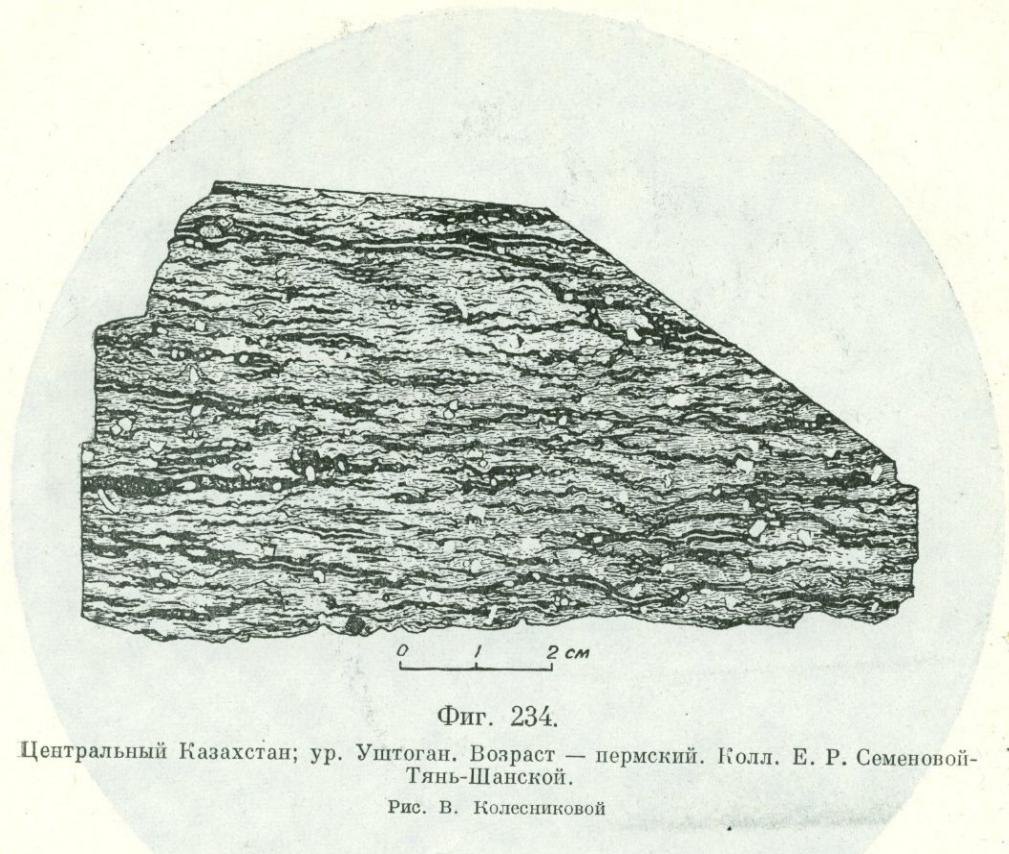
Рис. С. Сергеевой

Порода содержит многочисленные мелкие (до 1 мм) фенокристаллы плагиоклаза, заключенные в буроватом стекле. Иногда они обрастают калиевым полевым шпатом. Изредка (например, в средней правой части рисунка) наблюдаются более мелкие фенокристаллы разложенного и ожелезненного биотита, а также рудного минерала. Стекло неоднородно: в нем заметны более светлые участки (справа внизу и слева наверху), несколько более раскристаллизованные.

Кристаллические образования представлены мелкими индивидами и микролитами полевого шпата, биотита, рудного минерала. В темных участках стекла хорошо видна флюидальность — следы течения, огибающие фенокристаллы и подчеркиваемые удлиненными вытянутыми пузырьками (резкие контуры), в которых происходит раскристаллизация.

Структура *порфировая*, основная масса *гигантовая*. Текстура *флюидальная*, *микропузыристая*, *атакситовая*.

ДАЦИТОВЫЙ ПОРФИР



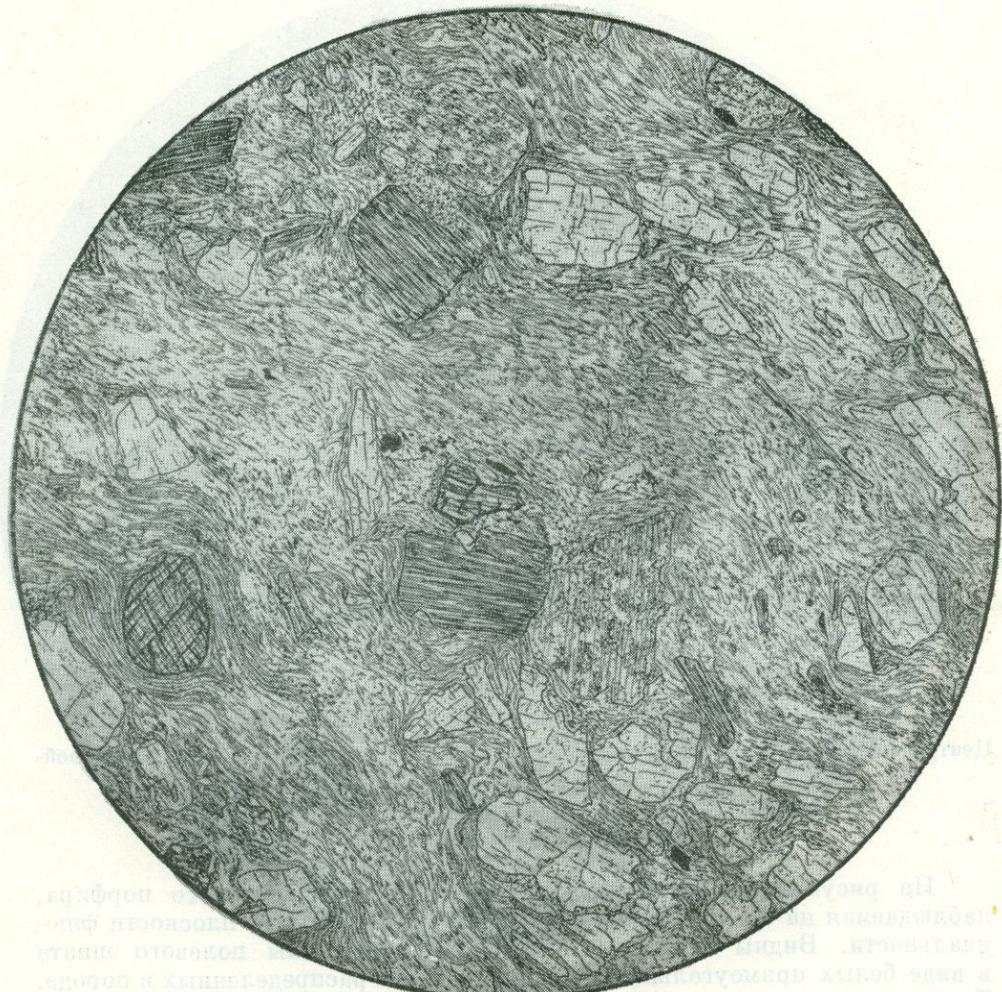
Фиг. 234.

Центральный Казахстан; ур. Уштоган. Возраст — пермский. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской.

Рис. В. Колесниковой

На рисунке показана *флюидальная* текстура дацитового порфира, наблюдавшаяся на поверхности образца, перпендикулярной плоскости флюидальности. Видны мелкие (1—2 мм) фенокристаллы полевого шпата в виде белых прямоугольничков, беспорядочно распределенных в породе. Темные волнистые линии, подчеркивающие флюидальность, соответствуют скоплениям пузырьков в лаве.

На рисунке показана *флюидальная* текстура дацитового порфира, наблюдавшаяся на поверхности образца, перпендикулярной плоскости флюидальности. Видны мелкие (1—2 мм) фенокристаллы полевого шпата в виде белых прямоугольничков, беспорядочно распределенных в породе. Темные волнистые линии, подчеркивающие флюидальность, соответствуют скоплениям пузырьков в лаве.



Фиг. 235.

Дальний Восток. Без анализ.; $d = 8 \text{ мм}$

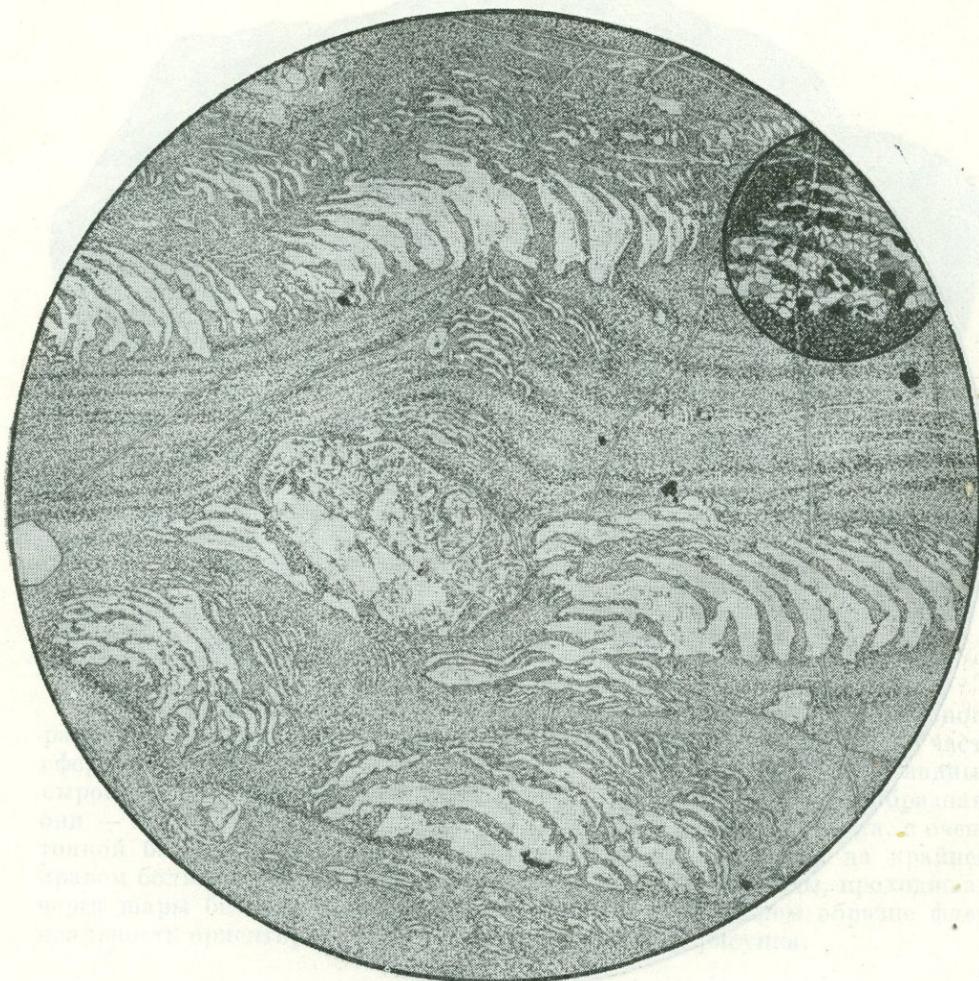
Порода имеет порфировую структуру с основной массой буроватого стекла. Фенокристаллы по количеству уступают стеклу; они представлены плагиоклазом, частью оплавленным, частью с идиоморфными ограничениями, буровато-зеленой роговой обманкой и густоокрашенным биотитом. Размеры фенокристаллов около 1 мм. В стекловатой основной массе видны редкие мелкие индивиды тех же минералов и магнетита; текстура ее ясно флюктуационная.

Структура *порфировая с гиалиновой основной массой*. Текстура *флюктуационная*.

Состав породы пока не установлен. Рудные минералы в виде альбитовых кристаллов, редко зеленые флюидальности — кварца, титана, огненого илова, симонитита и подшерстковые удлиненные кристаллы изумрудного цвета, встречаются в кавернах, проходящих расщеплениями.

Состав породы пока не установлен. Рудные минералы в виде альбитовых кристаллов, редко зеленые флюидальности — кварца, титана, огненого илова, симонитита и подшерстковые удлиненные кристаллы изумрудного цвета, встречаются в кавернах, проходящих расщеплениями.

ЛИПАРИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 236.

Горный Алтай, бассейн р. Уландрик, средний девон. Колл. Л. Э. Алексеевой. Без анализ.; малый круг николи +; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода содержит редкие фенокристаллы разложенного пелитизированного полевого шпата до 2 мм в длину (в центре поля зрения) и такие же редкие более мелкие (0,3—0,4 мм) фенокристаллы кварца.

Основная масса *микрофельзитовая, флюидальной текстуры*. Вследствие большой вязкости кислой лавы при течении в ней образовались полости, в которых кристаллизовался зернистый кварц. Кварцем же выполнены тончайшие трещинки, секущие породу в различных направлениях.

Большинство полевых шпатов имеет вид темных ярового и цинкового цвета, а также зеленовато-серых с блеском яшмы и блеклого цвета. Некоторые полевые шпаты имеют блеск яшмы и блеклую окраску. Кварц — белый, прозрачный, с блеском алмаза и блеклостью.

ПЕРЛИТОВЫЙ ЛИПАРИТОВЫЙ ПОРФИР



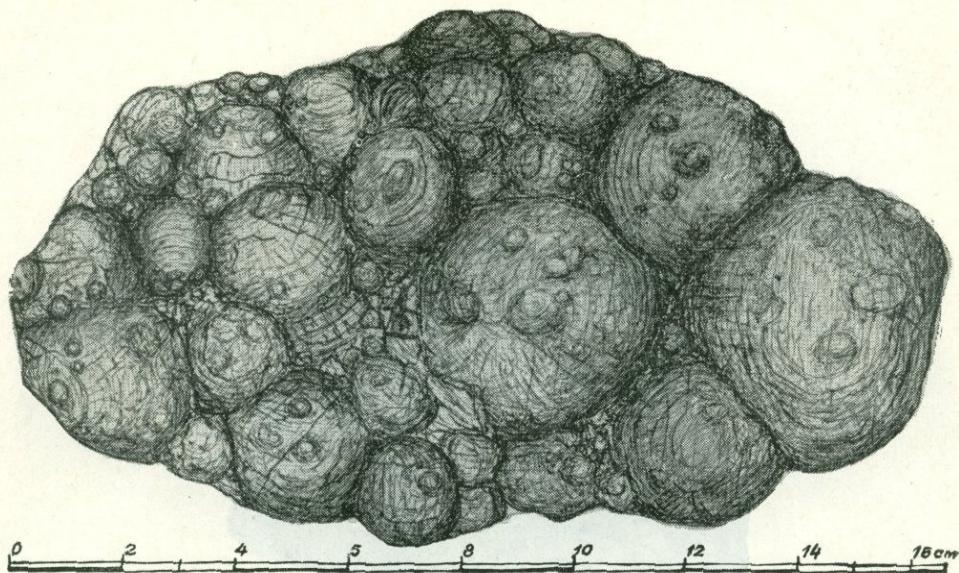
Фиг. 237.

Казахстан, СЗ Прибалхашье, Коунрадский район; горы Бале. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализ.; $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке показана *перлитовая текстура*, или *перлитовая отдельность*, в афиевой раскристаллизованной лаве, выполняющей трещинный вулканический аппарат. В центре каждого перлитового тельца образуются наиболее крупные зерна щелочного полевого шпата, реже кварца. Нарастающие на него оболочки, все менее мощные к периферии, состоят или из кварца, или из полевого шпата, или из обоих минералов, причем ни одно зерно не выходит за пределы слоя оболочки и размеры зерна в периферических оболочках становятся все более и более мелкими. Границы оболочек иногда выстланы тончайшей пленкой серицита.

Перлитовые тельца сидят в породе густо; небольшие участки между ними сложены микрофельзитовой или микропойкилитовой массой, что показано в скрещенных николях в малом кружке в левой верхней части рисунка.



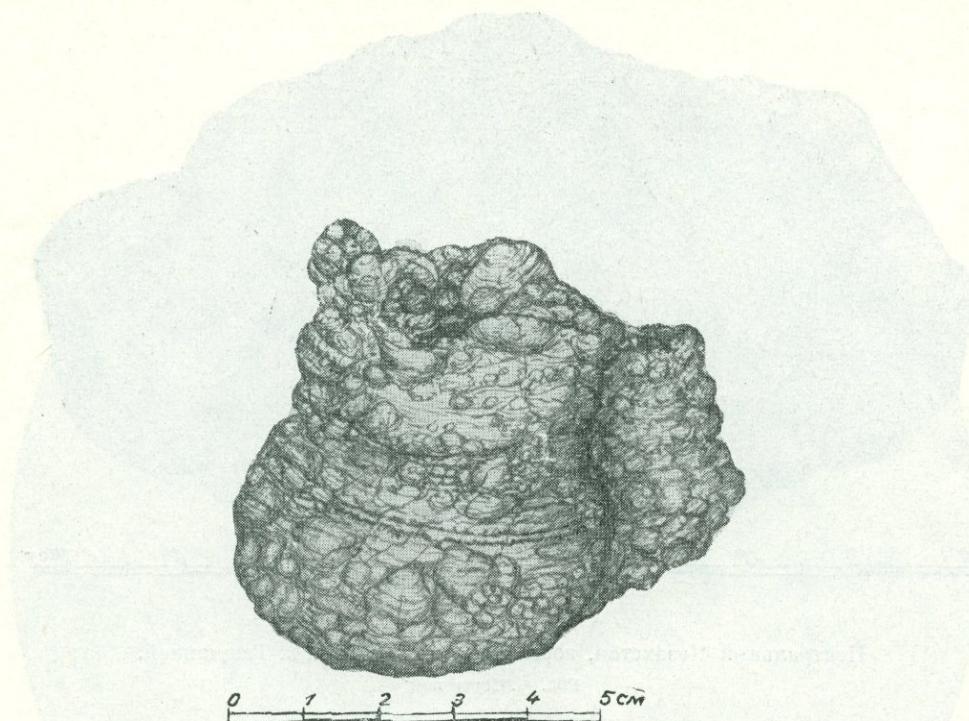
Фиг. 238.

Центральный Казахстан, горы Жунды. Колл. М. В. Тащининой.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит сплошь из плотно сидящих сферолоидов различного размера, т. е. имеет сферолоидную или шаровую текстуру. Большая часть сферолоидов характеризуется наличием на поверхности сосцевидных выростов, имеющих вид «бородавок». Форма сферолоидов шарообразная; они — плотные, без полости внутри, густого красно-бурового цвета, с очень тонкой беловатой наружной корочкой. Местами, например на крайнем правом большом шаре, в них заметна флюидальность породы, проходящая через шары без изменения направления. В зарисованном образце флюидальность ориентирована параллельно плоскости рисунка.

СФЕРОЛОИД ИЗ СФЕРОЛОИДНОГО ЛИПАРИТОВОГО ПОРФИРА



Фиг. 239.

Центральный Казахстан, гора Жалгызтас. Колл.

М. В. Тащиной.

Рис. С. Сергеевой

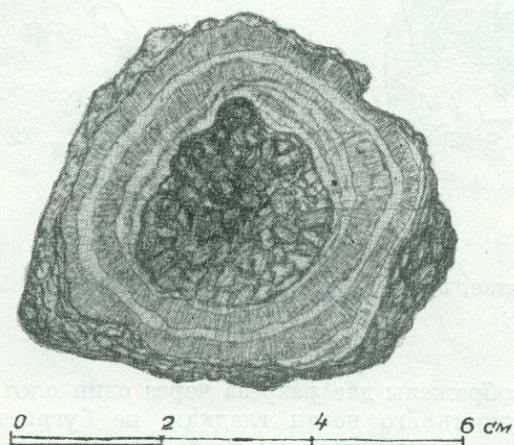
Отдельный сферолоид из прослоя сферолоидного липаритового порфира. Форма его неправильная, несколько удлиненная поперек флюидальности, с заметным пережимом в средней части. Поверхность его резко бородавчатая благодаря обилию сосцевидных выростов разных размеров и формы. Флюидальность породы проходит и через сферолоид и через выrostы на его поверхности. Сферолоид плотный внутри, без полости. В правой части рисунка видна часть соседнего сферолоида, плотно призывающего к основному.

Рис. Н. Денисова

На рисунке показаны настолько чистые эти карбонатные сферолоиды, в которых нет ни метасоматических, ни вулканических примесей. В центре каждого бородавчатого тела, образуя наиболее крупные и характерные выросты, имеются дырочки. Часто эти дырочки, или изогнутые каналы, или очень маленькие и спиральные, состоят из птичьих яиц из земли, или из обломков минералов, причем в первом случае они имеют не привычные для сферолитов и размеры, а привычные для обломков, склоняются все более и более мелкими. Границы обломков иногда выстиланы тончайшими слоями серпентина.

Бородавчатые зерна могут в породе густо, побольше, употреблять в виде слоев, микросферофильной или микроворонкообразной массы, что указывает на спиральное движение в massa крупнозернистой породы.

СФЕРОЛОИД ИЗ СФЕРОЛОИДНОГО ЛИПАРИТОВОГО ПОРФИРА



Фиг. 240.

Центральный Казахстан, вулкан Жантау.
Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской.

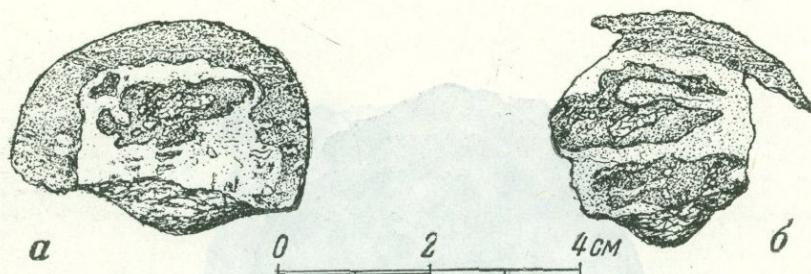
Рис. С. Сергеевой

Отдельный полый внутри сферолоид с характерной бугорчатой или бородавчатой наружной поверхностью. Внутренняя полость его неправильная с углублениями и выступами, иногда также имеющими сосцевидную форму. Стенки сферолоида имеют зональное строение с чередованием нерезких более светлых и более темных полос (на рисунке полосы утрированы), причем цвет их зависит не от разного состава полос, а от различной степени их раскристаллизации.

На изображении фиг. 240 сферолоид диаметром 6 см имеет бородавчатую поверхность сферолита, причем выпуклости его нарастают из стенок полости в виде кружка. Чистая внешняя поверхность пологая, гладкая; это можно видеть только при сплошном излучении. Наружный размер ядра около 1 см. Оно покрыто сплошной микробыльчатой с фасками мелкими фенокристаллами зелено-серого одновременно с кислого плавиказа, воронкообразного изогнутого с прямым углом конца (также изображено на рисунке) и юбкой в виде сплюснутых мелких зерен кварца. Полость имеет окружные концы, нарастающие венцами из основания вверх.

Наружная часть шарфа, состоящего из ядра сферолита (фиг. 241), а эндостатин микробыльчатой синеватой массой покрыта. Внешний

Сравнение фиг. 241 и 242 показывает, что сферолит с фиг. 240 наружной и внутренней микробельчатой ядре с редкими микробыльчатыми кристаллами, причем плавиказовые более раскристаллизованы, чем магнезиальные кристаллы ядра. Внутреннее ядро, состоящее из ядер сферолита, замещалось друзами кварца.



Фиг. 241.

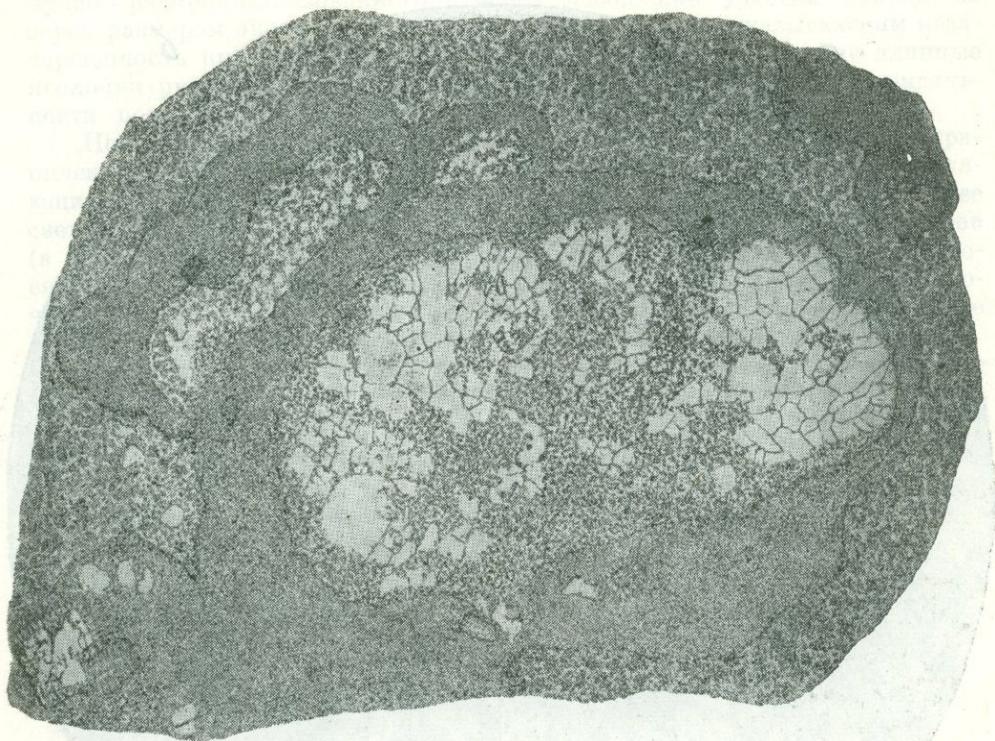
Центральный Казахстан, вулкан Жантау. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке изображены два разреза через один плотный небольшой сферолоид. Поверхность его почти гладкая, не бугристая, в верхней части — сферическая. В нижней части сферолоид оканчивается сосцевидным выступом, которым он заходит в углубление между сферолоидами нижележащего слоя.

Сферолоид имеет неправильно-зональное строение. Наружная зона его темная, мощностью около 5—8 мм; внутренний край этой зоны неровный, как видно на левом рисунке. Средняя часть сферолоида светлая. Поверхность ее, как видно в том месте, где отбита наружная оболочка, слабо бугристая. Среди внутренней светлой части наблюдаются неправильные плоские участки такого же темного материала, какой слагает периферическую зону. Эти участки располагаются параллельно верхней поверхности сферолоида, и наружная поверхность их волнистая, что напоминает бугристость верхней поверхности многих сферолоидов. Внутри описанных темных участков неправильно распределены округлые светлые участки, более крупнозернистые, чем преобладающая светлая зона сферолоида.

На фиг. 242 показано соотношение и состав различных участков внутренней части сферолоида.



Фиг. 242.

Центральный Казахстан, вулкан Жантау. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской.
Без анал.; увел. 13.

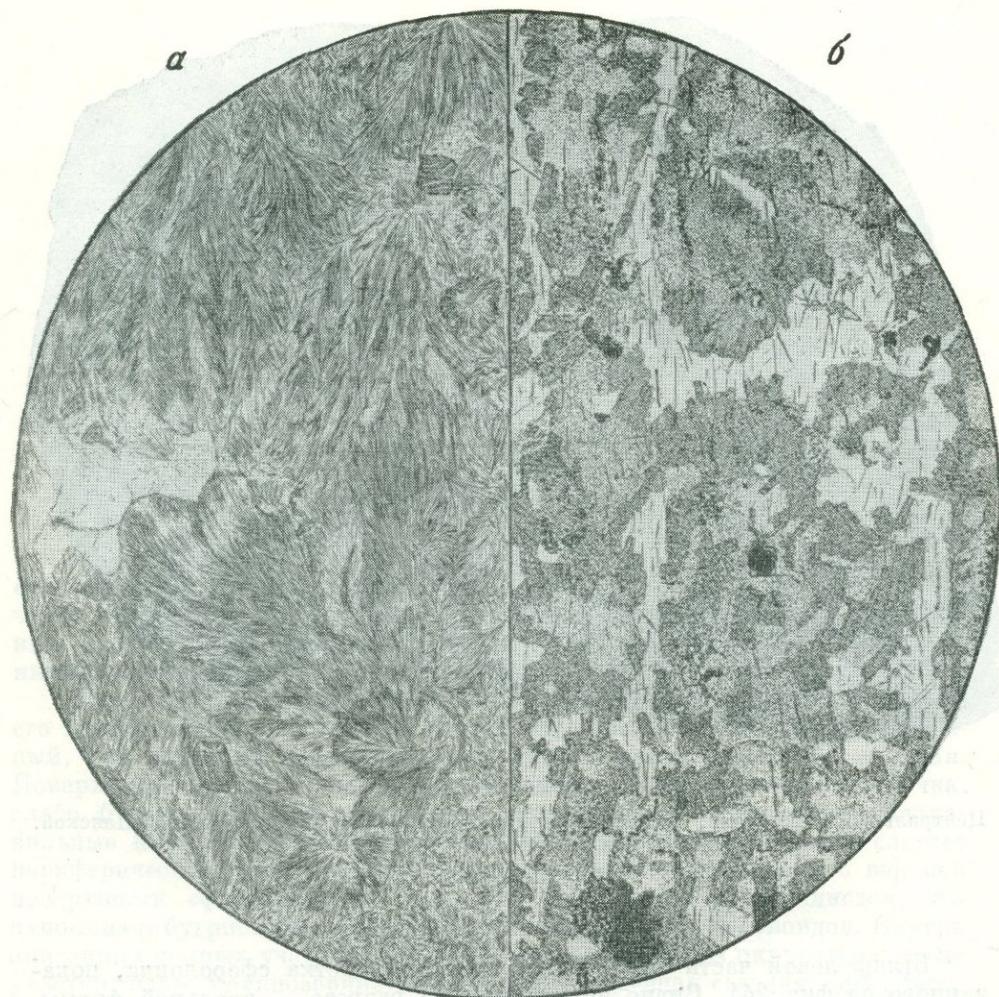
Рис. Н. Леонтьевой

Шлиф левой части внутреннего темного участка сферолоида, показанного на фиг. 241. Видно внутреннее, на разрезе — овальной формы, крупнозернистое кварцевое ядро с размером зерна 0,3—0,5 мм. В периферической части ядра вытянутые зерна кварца достигают 0,8 мм в длину и на поперечном разрезе имеют округлые сечения. Этот кварц выполнил полость сферолоида, причем индивиды его нарастали на стенки полости в виде друз. Часть кварца содержит пелитовое вещество, границы его зерен видны только при скрещенных николях. Продольный размер ядра около 1 см. Оно окружено оболочкой микрофельзита с редкими мелкими фенокристаллами пелитизированного сдвойникованного кислого пластиоклаза, прозрачного калишпата с прямым угасанием (левая нижняя часть рисунка) и небольшими скоплениями мелких зерен кварца. Полевые шпаты окружены узким ореолом нарастания вещества из основной массы.

Наружная часть шлифа, соответствующая светлой зоне сферолоида на фиг. 241, а, является микропойкилитовой основной массой липаритового порфира.

Сопоставление фиг. 241 и 242 показывает, что сферолоид состоит из наружной и внутренней микрофельзитовых зон с редкими микрофенокристаллами; между ними заключена более раскристаллизованная микропойкилитовая средняя зона. Внутреннее ядро, соответствующее полости сферолоида, заполнялось друзьями кварца.

СФЕРОЛОИД (*а*). СФЕРОЛОИД ЛИПАРИТОВОГО ПОРФИРА (*б*)



Фиг. 243.

Казахстан. Колл. М. В. Тащиной.
Без анализ.; увел. 13.

Рис. Н. Леонтьевой

Южный Казахстан, Чу-Илийские горы,
Алакольский район. Колл. К. И. Двор-
цовой. Без анализ.; увел. 17.

Рис. Н. Леонтьевой

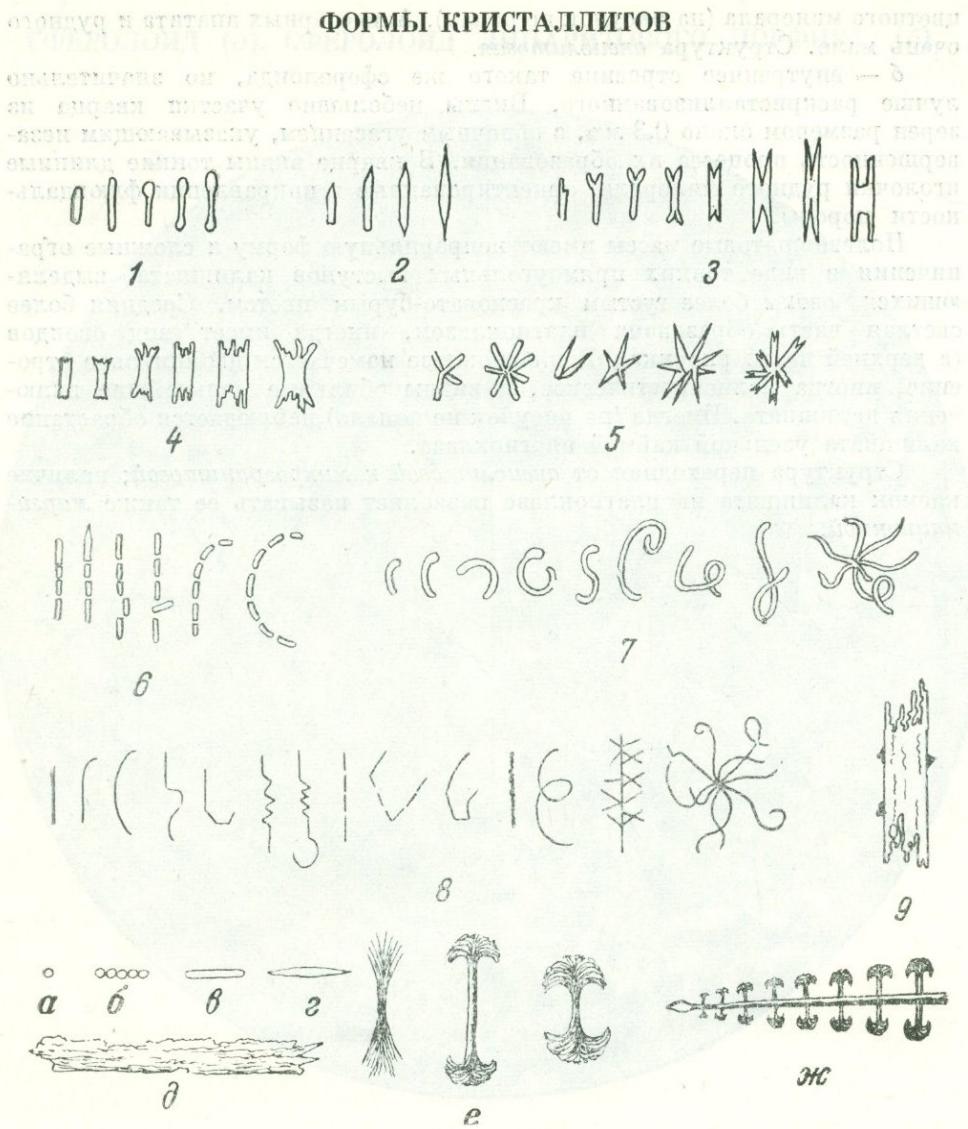
а — внутреннее строение сферолоида, состоящего из аксиолитов, т. е. волокнистых образований с волокнами, группирующимиися вокруг прямой или несколько изогнутой оси и только изредка образующими сферолиты. Французские петрографы очень метко называют эти образования пальметтами по их сходству с листом пальмы. Большая часть волокон имеет буроватый цвет разложенного калишпата. Внутри многих волокон при большом увеличении видна как бы ость в виде черного дендрита, по-видимому принадлежащего рудному минералу. Светлые участки имеют еще более тонкое волокнистое строение, почти не двупреломляют и, вероятно, принадлежат опалу или халцедону. В породе содержатся редкие и мелкие (0,5—1,0 мм) фенокристаллы совершенно разложенного бурого полевого шпата и разложенного до неузнаваемости какого-то

цветного минерала (на рисунок не попал). Аксессорных апатита и рудного очень мало. Структура *аксиолитовая*.

б — внутреннее строение такого же сферолоида, но значительно лучше раскристаллизованного. Видны небольшие участки кварца из зерен размером около 0,3 мм, с облачным угасанием, указывающим незавершенность процесса их образования. В кварце видны тонкие длинные иголочки рудного минерала, ориентированные в направлении флюидальности породы.

Полевошпатовые массы имеют неправильную форму и сложные ограничения в виде тонких прямоугольных выступов калишпата, выделяющихся своим более густым красновато-бурым цветом. Средняя более светлая часть образована плагиоклазом, иногда имеет вид овощей (в верхней части рисунка). В плагиоклазе намечается двойниковое строение, иногда полисинтетическое, и видны обильные мельчайшие включения калишпата. Иногда (на рисунок не попало) наблюдается обрастание калишпата узенькой каймой плагиоклаза.

Структура переходная от *аксиолитовой* к *микрогранитовой*; наличие каемок калишпата на плагиоклазе позволяет называть ее также *маргинационной*.



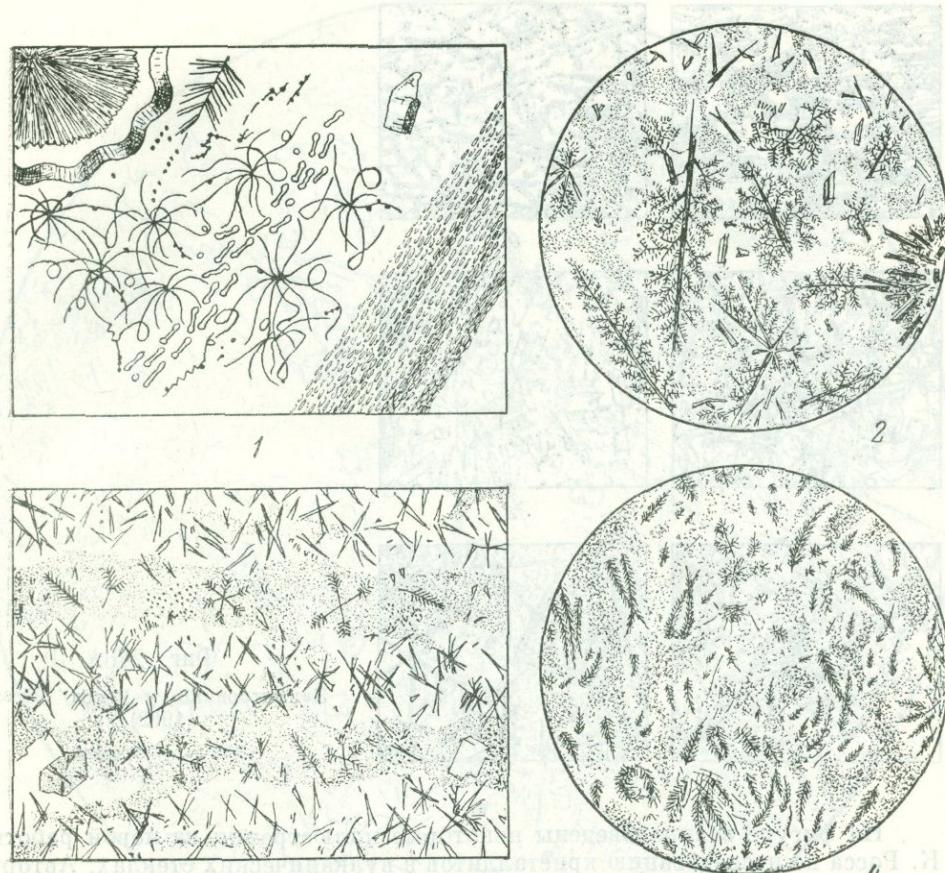
Фиг. 244.

Задимствовано у Циркеля (Zirkel, 1867) и у Рётли (Rutley, 1891).

Рис. С. Сергеевой

По Ф. Циркелю: 1—7 — белониты и их агрегаты; 8 — трихиты; 9 — тонкая призмочка роговой обманки или авгита.

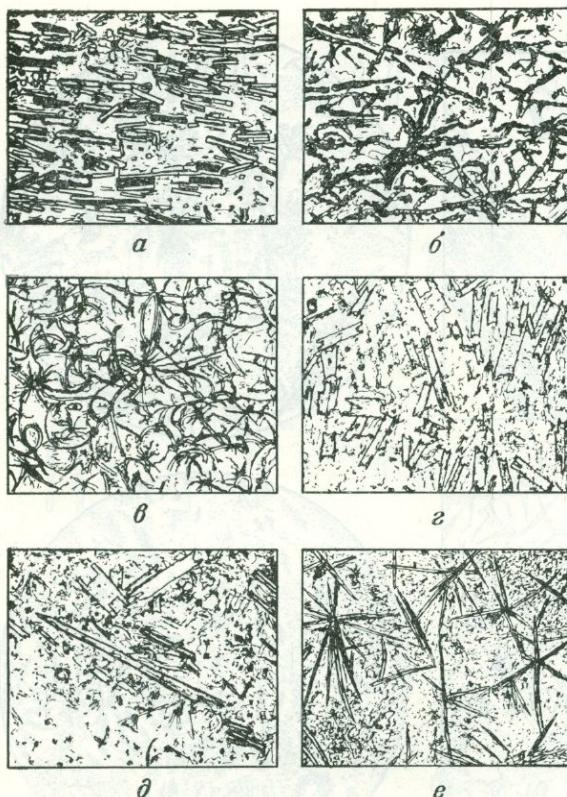
По Ф. Рётли: а — глобулиты; б — маргариты; в — лонгулиты; г — спикулиты или белониты; д — бациллиты; е — скопулиты; ж — сростки скопулитов.



Фиг. 245.

1 — кристаллиты в обсидиане Токая, Венгрия. Заимствовано у Циркеля (Zirkel, 1867); 2 — кристаллиты в смоляном камне массивной текстуры, п-ов Арран. Заимствовано у Олпорта (Allport, 1872); 3 — кристаллиты в полосчатом смоляном камне, п-ов Арран. Заимствовано у Олпорта (Allport, 1872); 4 — кристаллиты в кулибините — смоляном камне горы Кокуйской в Нерчинском округе. Заимствовано у Мельникова (1891).

МЕЛЬЧАЙШИЕ МИКРОЛИТЫ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ*



Фиг. 246.

Заимствовано у Росса (Ross, 1962).

Рис. С. Сергеевой

На фигуре воспроизведены некоторые иллюстрации из новой работы К. Росса по исследованию кристаллитов в вулканических стеклах. Автору удалось установить (и, следовательно, перевести в разряд микролитов) минеральный вид следующих образований:

a — призматических микролитов пироксена в обсидиане Арройо-Хондо, Нью-Мексико; длина их 0,01—0,02 мм, поперечник 0,002—0,004 мм; параллельное расположение их вызвано движением магмы. Без анализ., увел. 680;

b — сегментированных и изогнутых микролитов пироксена в обсидиане Мецтитлан Барранка, Мексика; заметно их беспорядочное расположение. Без анализ., увел. 680;

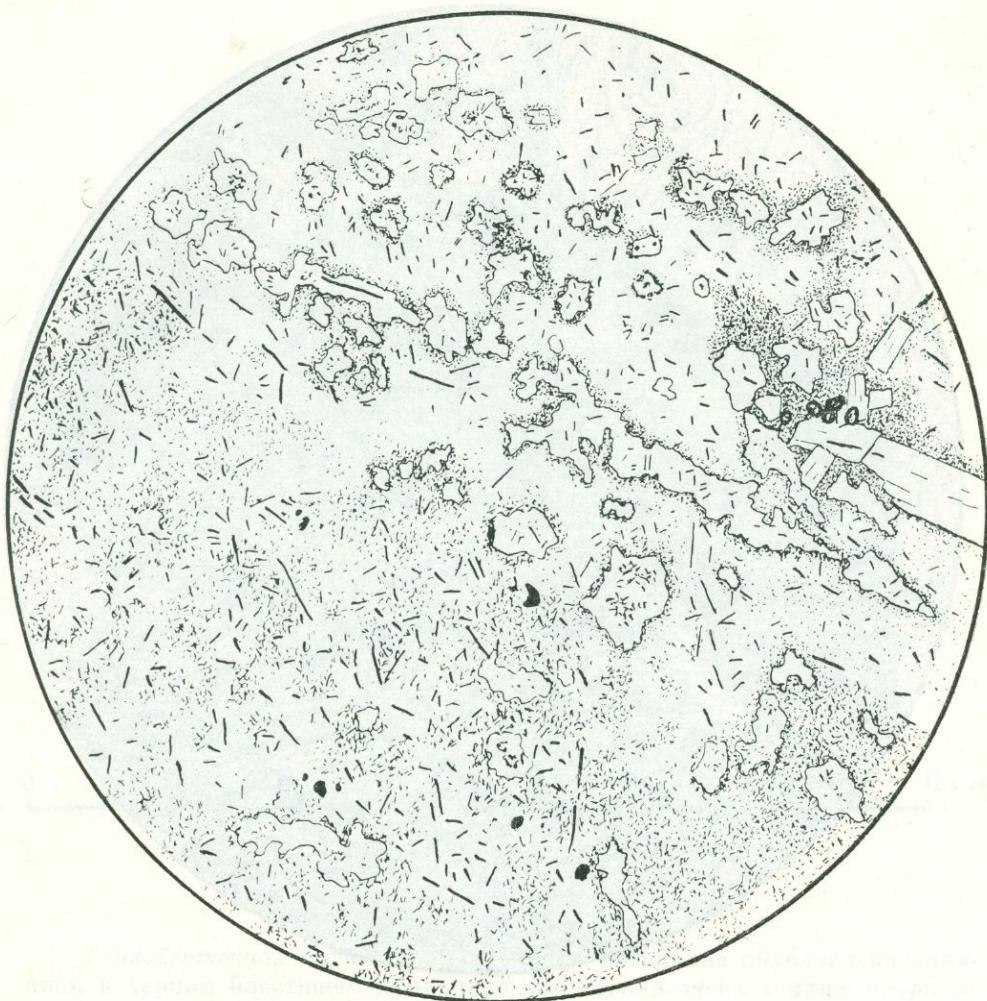
c — трехлиттов пироксена в обсидиане Нижнего Озера, Калифорния; видны петельчатые формы и радиальные паукообразные сростки вокруг зернышек магнетита. Без анализ., увел. 680;

g — санидиновых микролитов в обсидиане Ксалпаквилло, Пуэбла, Мексика; видны своеобразные воронковидные концы. Без анализ., увел. 580;

d — обсидиана из Тулансинго, Гидальго, Мексика. В центре длинный микролит амфиболя; выше его призматические микролиты пироксена; у верхнего края — микролит санидина. Без анализ., увел. 580;

e — звездчатых сростков игольчатых индивидов амфиболя в неоднородном, частично измененном стекле. Местонахождение не установлено. Без анализ., увел. 280.

ОБСИДИАН



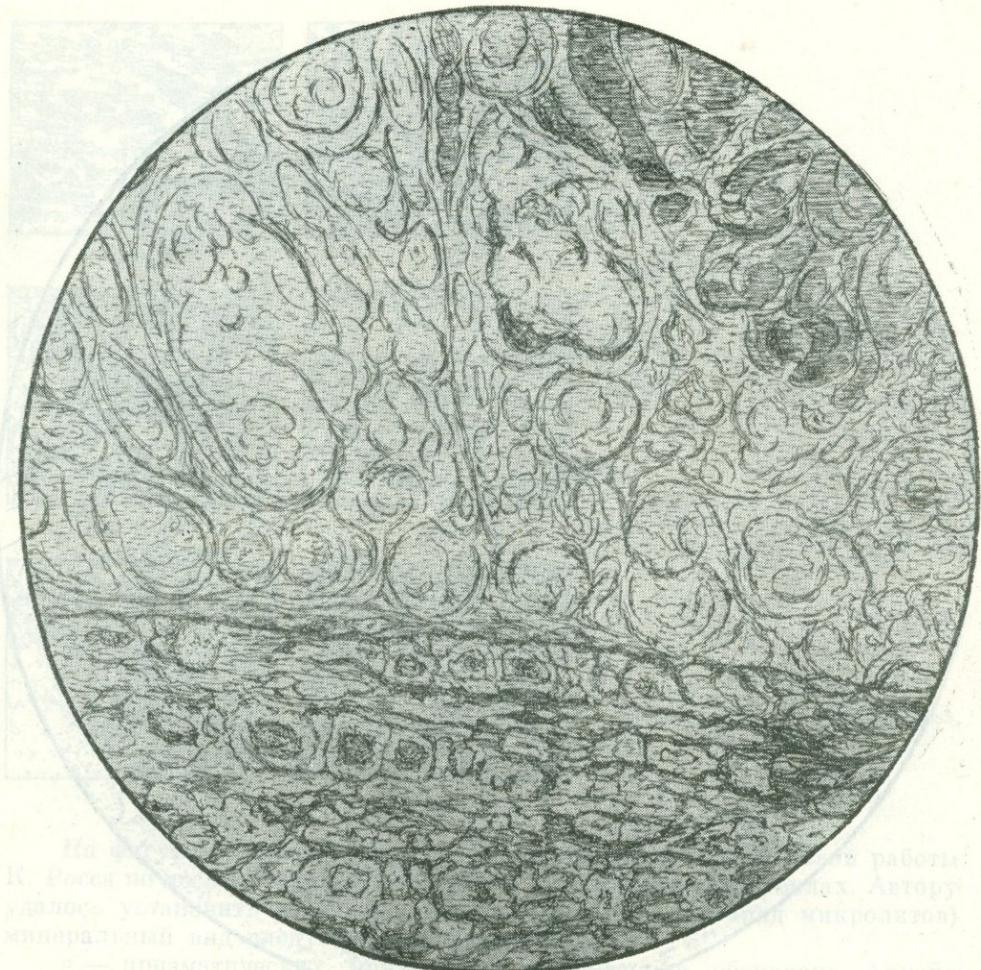
Фиг. 247.

Задимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.; $d = 2$ мм.

Рис. О. Глазовой

Порода представляет собой стекло с малым количеством кристаллической фазы. В правой части рисунка видна груша небольших фенокристаллов полевого шпата. Стекло содержит обильные кристаллиты — лонгулиты и белониты — и много микрофенокристаллов рудного минерала.

Вследствие вязкости кислое стекло обнаруживает под микроскопом неоднородность — пятна и полосы другого состава и цвета.



Фиг. 248.

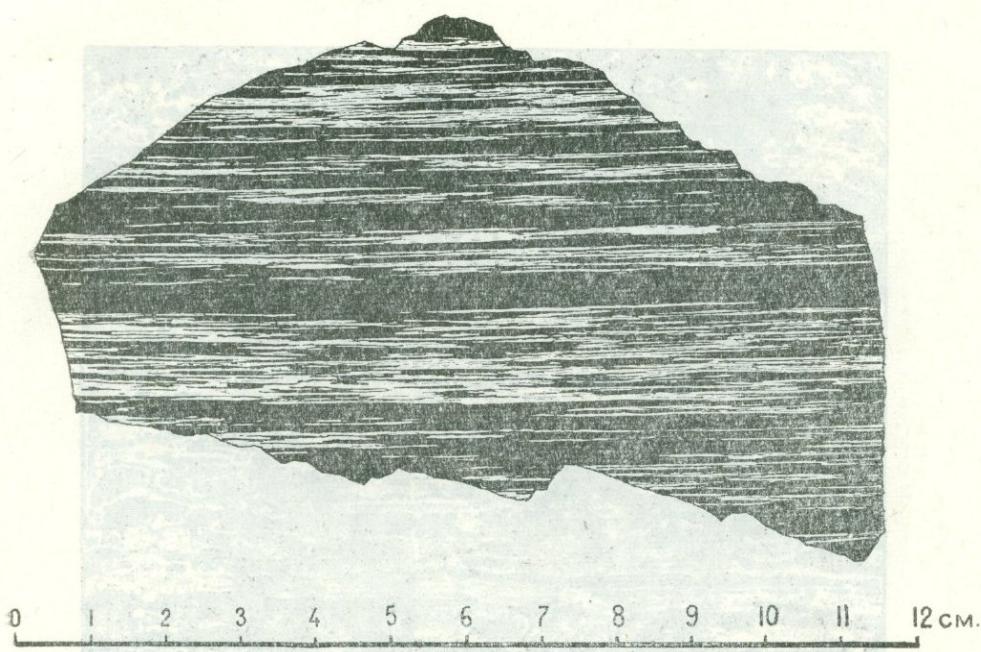
Дальний Восток, р-н Синанчинского месторождения. Без анализ.; $d = 4$ мм.

Рис. О. Глазовой

Порода представляет собой кислое стекло с характерными округлыми трещинами сжатия. При совершенном их развитии стекло распадается на агрегат мелких шариков — перлов, откуда порода получила название перлита, а ее текстура — название *перлитовой*. Вследствие вязкости кислого стекла процессы диффузии в нем затруднены, чем объясняется появление полосчатости, слоев различного цвета и структуры, и возникновение *тонколенточной* текстуры (нижняя часть рисунка). Стекло содержит обильные кристаллы, ориентированные в направлении течения лавы.

— извращенных сростков игольчатых единиц амфиболя в подчиненном, частично замещенном стекле. На концах кристаллов не установлено. Без анализа, увел. 380.

АНАДИОДО В АЛМАЗНОМ
ОБСИДИАНЕ
С ПРОСЛОЕЧКАМИ ЧЕРНОГО ОБСИДИАНА



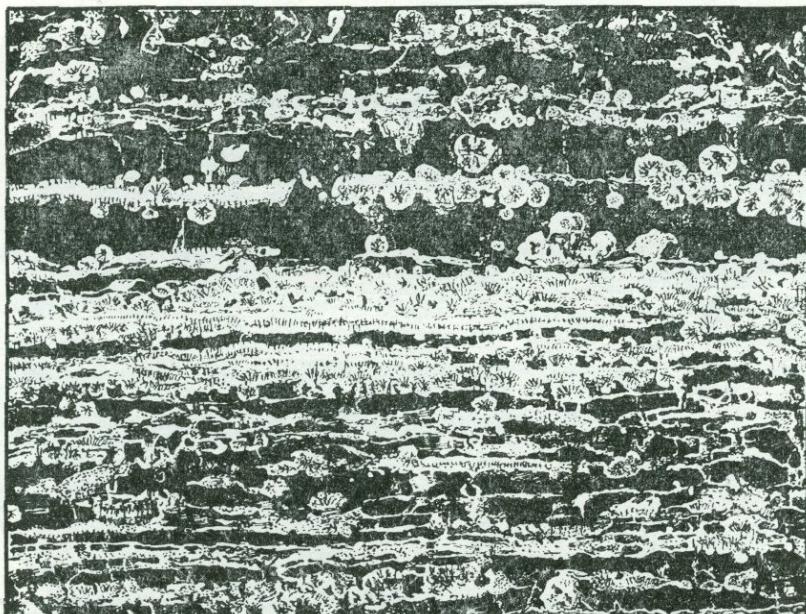
Фиг. 249.

Армения

Тонколенточная параллельная текстура обсидиана обусловлена наличием в черном блестящем вулканическом стекле очень тонких прерывистых красных прослоечков.

На рисунке изображено фрагмент обсидиана с красными прослоечками обсидиана (тераса). Текстура породы характеризуется гофрировкой, подчеркнутой чередованием темных и светлых прослоечков.

ПЕРЕСЛАИВАНИЕ ЛИПАРИТОВОГО ПЕРЛИТА И ОБСИДИАНА



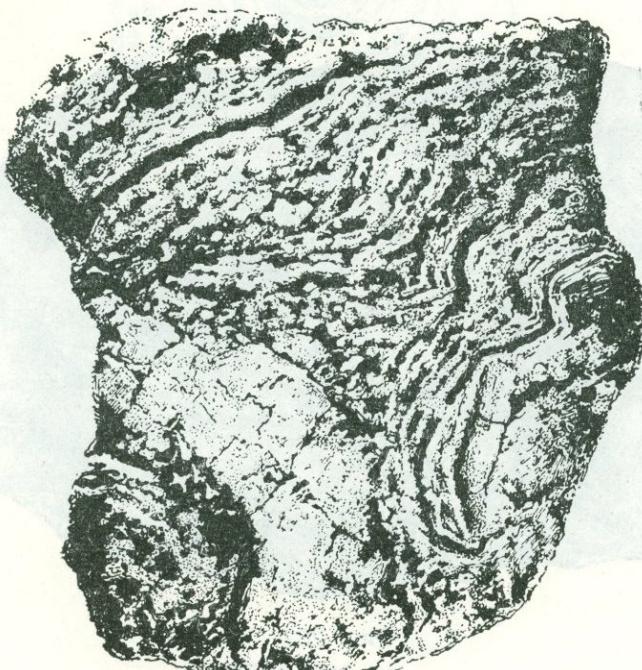
Фиг. 250.

Азербайджан, северный склон горы Кечалдагского м-ния. Колл.
М. А. Каракая и А. И. Мамедова (1961). Нат. величина.

Рис. В. Колесниковой

В штуфе породы видно переслаивание липаритового перлита (светлое) и обсидиана (черное). В черном обсидиане ясно выделяются светлые сферолиты. Каплеобразные тельца их, группируясь в цепочки, образуют характерные полоски вдоль плоскостей флюидальности.

ПЕРЛИТОВЫЙ ЛИПАРИТ
С ПРОСЛОЕЧКАМИ ЧЕРНОГО ОБСИДИАНА



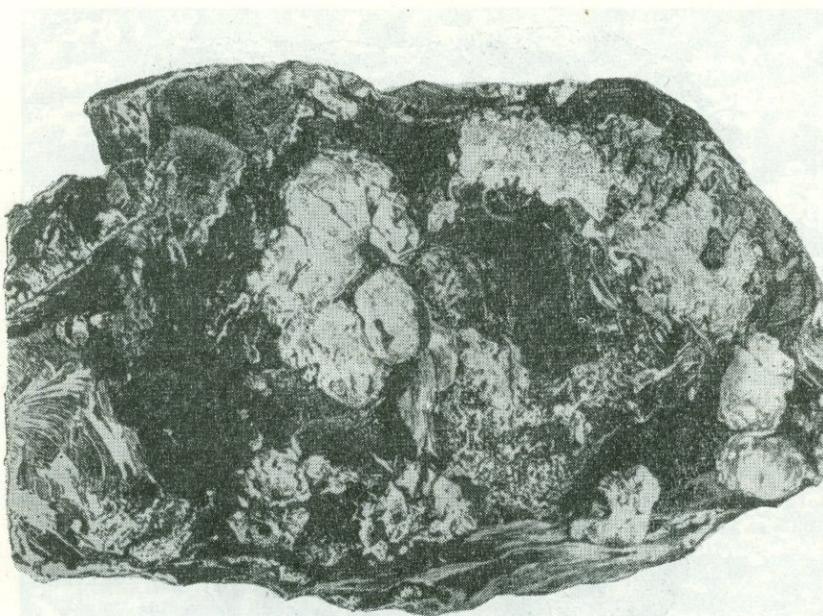
Фиг. 251.

Азербайджан, северный склон горы Кечалдагского м-ния.
Колл. М. А. Каракая и А. И. Мамедова (1961). Нат. величища.

Рис. В. Колесниковой

На рисунке штуф перлитового липарита (светлое) с тонкими прослоечками обсидиана (черное). Текстура породы *флюидальная* с характерной гофрировкой, подчеркнутой чередованием темных и светлых прослоек.

ОБСИДИАН С ЛИТОФИЗАМИ



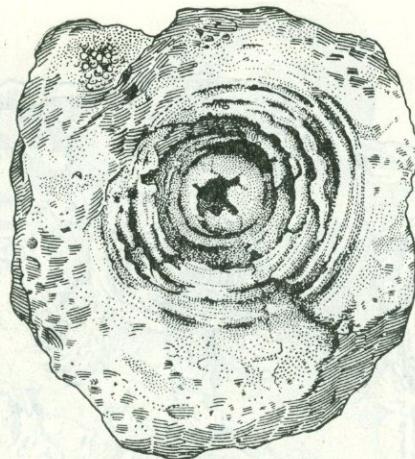
Фиг. 252.

Азербайджан, северо-восточный склон горы Кечалдагского м-ния. Колл.
М. А. Кашкая и А. И. Мамедова (1961). Масштаб 1 : 2.

Рис. В. Колесниковой

В смоляно-черном обсидиане с раковистым изломом видны белые лиофизы и их скопления размером до 6—7 см.

литофиза испогти.



Фиг. 253 а.

Риолит Иеллоустонского национального парка. Задимствовано у Иддингса (Iddings, 1888). Нат. величина.

Рис. Б. Толмачева

Видна полость внутри литофизы и концентрическое расположение слагающих ее скорлупок частью с фестончатыми краями.

БИОЛОГИЧЕСКИЙ ЛИТОФИЗА

The illustration depicts a fossilized ammonite shell, specifically a section of the siphuncular canal. It features a large, roughly circular opening at the top, surrounded by concentric, slightly irregular layers. Within this opening, there are numerous small, circular or oval depressions, likely representing the positions of siphuncular tubules. The overall shape is somewhat elongated and rounded, with a textured, irregular outer margin.

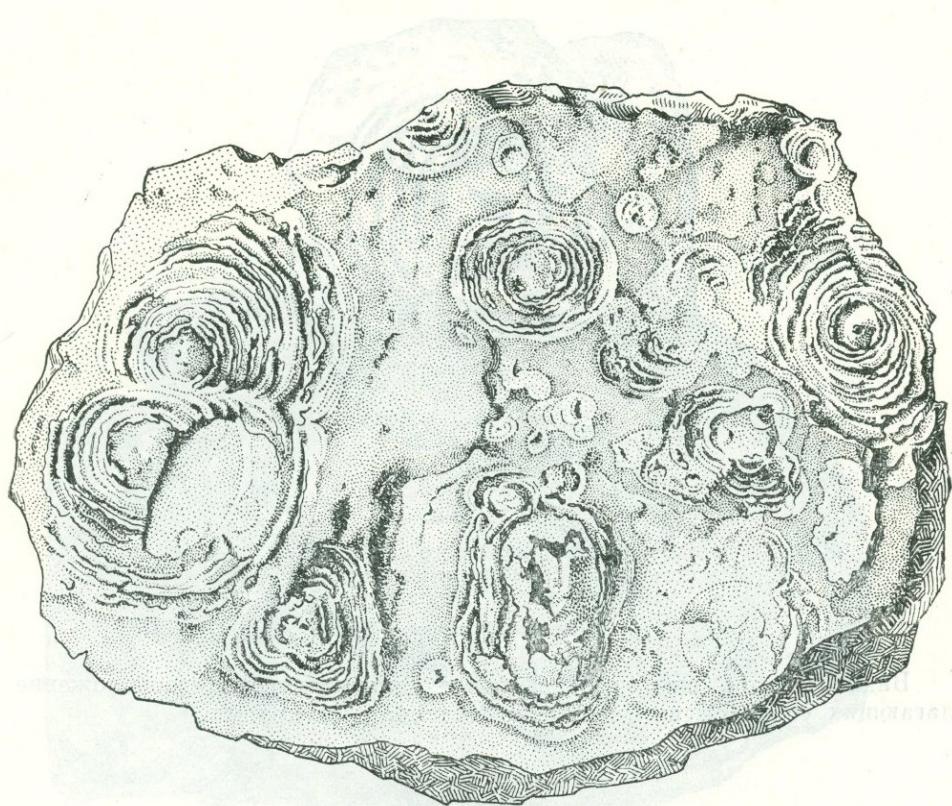
Фиг. 253 б

Черный обсидиан Иеллоустонского

Рис. Б. Толмачева

Полупустое сферическое образование из концентрических тонких кристаллических скорлупок, усеянных мельчайшими шариками. Белые лиофизы резко выделяются на фоне черного обсидиана.

ЛИТОФИЗЫ В ЛИТОИДНОМ РИОЛИТЕ



Фиг. 254.

Иеллоустонский национальный парк. Заимствовано у Иддингса (Iddings, 1888).
Нат. величина.

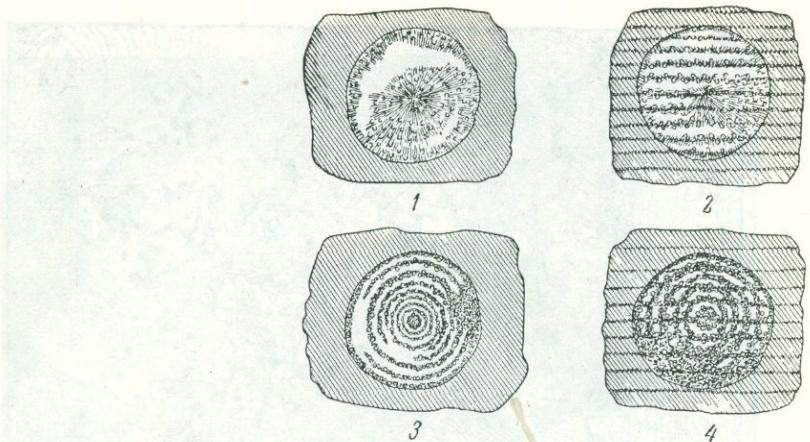
Рис. Б. Толмачева

Штуф литоидного, слабо раскристаллизованного риолита с большим количеством полых сферических образований — литофиз различных размеров. Большая часть их имеет форму полусфера и состоит из большого количества скорлупок, расположенных концентрически, как лепестки розы. Контуры литофизы могут быть окружные или удлиненные, или более сложной формы, если литофиза образуется вокруг двух или более близко расположенных центров. Скорлупки в них могут быть ровными или фестончатыми, зубчатыми. Они очень тонки и располагаются близко друг к другу, так что при радиусе литофизы в 5 см можно насчитать до пятидесяти скорлупок.

Наиболее крупные литофизы достигают 30 см в диаметре.

Литофизы в литоидном риолите
имеют вид полых сферических
или удлиненных полостей с
тонкими, часто фестончатыми
или зубчатыми скорлупами.

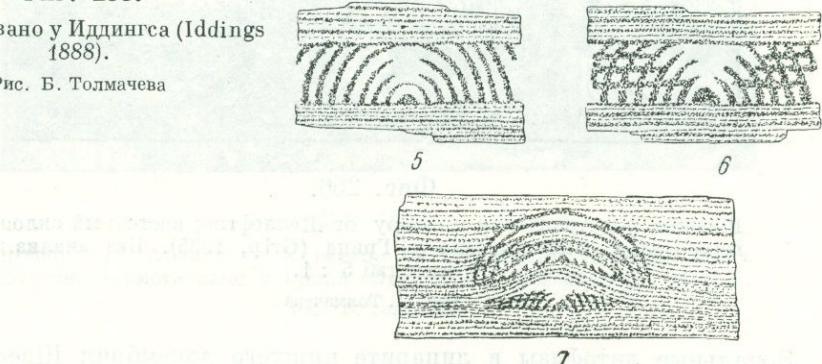
СХЕМА СТРОЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ЛИТОФИЗ



Фиг. 255.

Заимствовано у Иддингса (Iddings 1888).

Рис. Б. Толмачева



Приводя схему строения различных литофиз, Дж. Иддингс стремится показать, что между сферолитами и литофизами нет существенного различия. Иллюстрируются следующие образования:

1 — сферолит простого радиальноволокнистого строения, частично полый внутри; полости неправильной формы и неправильного расположения;

2 — такой же сферолит, через который проходят прослойки, отвечающие пластинчатой текстуре породы и ограничивающие внутренние полости образования;

3 — сферолит концентрически полосчатого строения; между концентрическими прослойками, имеющими вид скорлупок и усеянными мельчайшими кристалликами, сохраняются пустотки;

4 — такое же образование, пересеченное параллельными прослоечками флюидальной текстуры;

5 — полусферолит с концентрическим строением, развивающийся в тонком слое стекла, вытягивается в форме сплющенного диска, в котором прослойки, наиболее удаленные от центра, имеют вид коротких дуг. Таковы наиболее характерные литофизы в литоидном риолите Иеллоустонского парка (см. фиг. 253, а и 254);

6 — такая же литофиза, как 5, но показывающая наличие перегородок, отвечающих пластинчатой текстуре пород;

7 — частичный сферолит в виде секторов или перьевидных форм соответствует неправильно образованным литофизам.



Фиг. 256.

Швеция, р-н Арвидсъур к северу от Шеллефтио; восточный склон горы Палья. Заимствовано у Грипа (Grip, 1935). Без анализ.; масштаб 5 : 1.

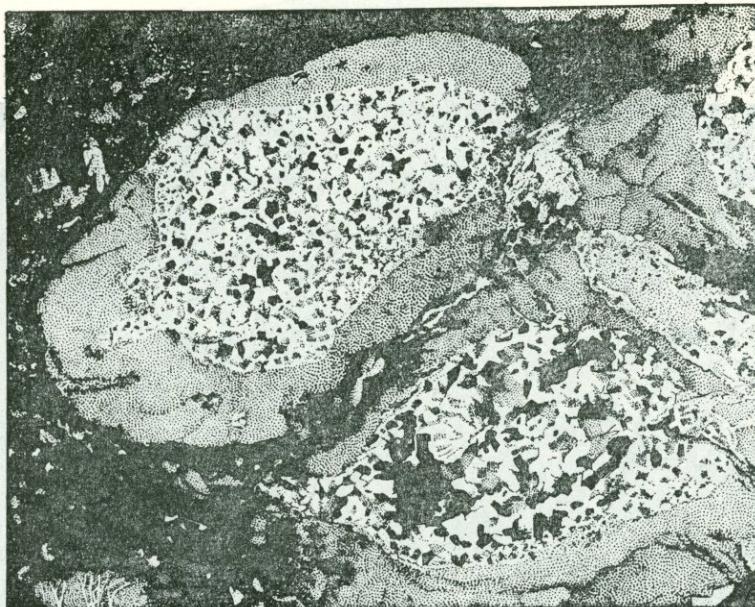
Рис. Б. Толмачева

Зональные литофизы в липарите нижнего докембрия Швеции размером около 1 см. Некоторые из них содержат до 80 зон, состоящих поочередно из кварца или полевого шпата. К центру литофизы размер зерен в зонах увеличивается, причем кварцевые зоны всегда более крупнозернисты, чем соседние с ними полевошпатовые. Внутренние кварцевые зоны содержат также флюорит (наличие летучих), кальцит и серицит. Индивиды кварца в кварцевых зонах расположены беспорядочно. В полевошпатовых зонах индивиды ориентированы радиально с удлинением по Ng' ; наблюдается примесь рудного минерала.

Наружные границы литофиз резкие с углублениями в местах соприкосновения с фенокристаллами, что особенно хорошо видно в правом верхнем углу рисунка. Фенокристалл кварца размером около 30 мм пронизан «ходами червей», выполненными основной массой. Кварцевые зоны прилегающей литофизы выклиниваются и не доходят до фенокристалла, который окружен очень тонкозернистой полевошпатовой массой. Э. Грип (Grip, 1935) полагает, что весь избыток кремнекислоты здесь израсходован на образование фенокристалла кварца, и дальнейший рост литофизы идет без кварцевых зон.

Литофизы в липарите нижнего докембрия Швеции, как и в других липаритах, имеют различную форму и размеры. Одни из них представляют собой небольшие, почти сферические образования, другие — крупные, вытянутые вдоль направления разрывных нарушений. Среди последних встречаются и такие, которые напоминают по форме и размерам пещеры в скальных породах.

Литофизы в липарите нижнего докембрия Швеции отличаются от литофиз в других липаритах тем, что они не являются результатом выветривания, а являются результатом выветривания и растворения горных пород, в которых они находятся. Это объясняется тем, что в липарите нижнего докембрия Швеции преобладают карбонатные минералы, а в других липаритах преобладают кремнекислотные минералы.



Фиг. 257.

Швеция, р-н Арвидсюур к северу от Шеллефтио, западная часть Отреск. Заимствовано у Грипа (Grip, 1935). Без аналвз.; увел. 5.

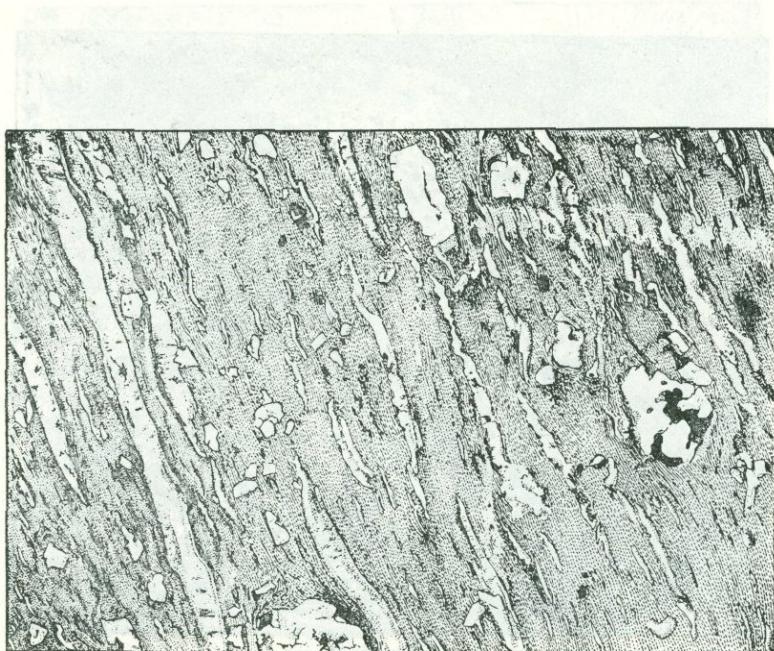
Рис. Б. Толмачева

Большая часть породы состоит из сплющенных шаров с резкими ограничениями размерами 1—1,5 см в длину. Наружная зона их очень тонкозерниста (размер зерна 0,01 мм) микрогранитовой структуры и состоит из кварца, полевого шпата, серицита, биотита, эпидота, магнетита и титанита. Внутренняя часть шаров более крупнозерниста (размер зерна 0,2 мм) и состоит из кварца с примесью серицита. Иногда в средней части шара наблюдаются единичные индивиды альбита и микроклина и несколько повышенное содержание хлорита и биотита. Э. Грип (Grip, 1935) предполагает, что полевой шпат здесь образует псевдоморфозы по цеолитам.

В микрогранитовой наружной оболочке видны трещинки, выполненные материалом средней части шара, т. е. кварцем с примесью альбита. Трещинки эти обрываются у наружного края шара, не переходя в массу, вмещающую шары. Автор связывает появление их с сжатием оболочки, которая, вероятно, первоначально застыла в виде стекла и позднее подверглась раскристаллизации.

С последним участком, лучше раскристаллизованным с разбитыми гребенчатыми, сферодиагональными и псевдосферодиагональными структурами, борются различные в скрещенных никобите (малые круги). Текстура застывания

КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ШЛИРЫ В ЛИПАРИТЕ ДОКЕМБРИЯ



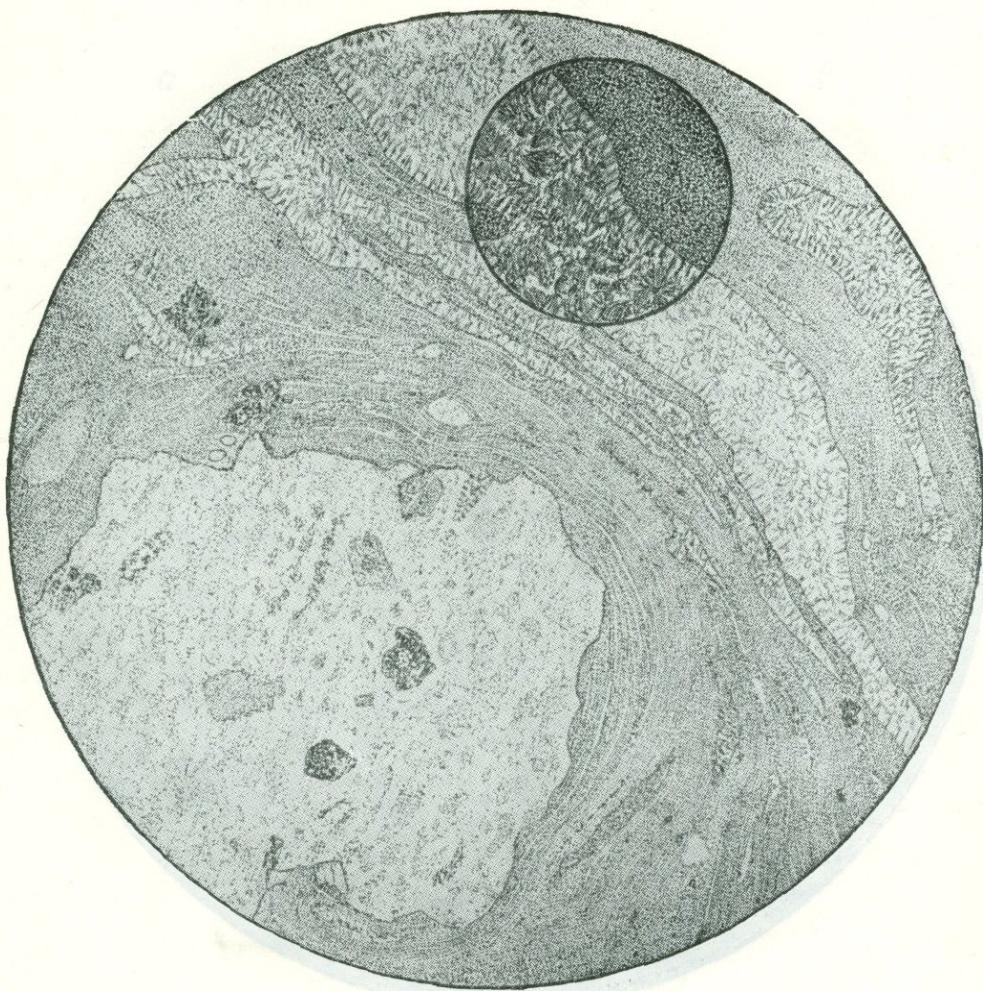
Фиг. 258.

Швеция, р-н Арвидсјур к северу от Шелефтио, Каддеваре. Заимствовано у Грипа (Grip, 1935). Без анализ.; увел. 5.

Рис. Б. Толмачева

Кварц-полевошпатовые шлиры в липаритах докембрия Швеции, то округлые и более или менее изометричные, то вытянутые по флюидальности породы Э. Грип (Grip, 1935) рассматривает как образования, аналогичные литофизам. Они также состоят из кварца или кварца и полевого шпата, причем в последнем случае полевой шпат образуется у краев шлира, а кварц, иногда вместе с кальцитом, выполняет его среднюю часть. Шлиры, как и литофизы, резко ограничены от вмещающей их массы породы и связаны с наличием летучих, о чем свидетельствует присутствие в них кальцита, флюорита и других минералов.

ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ ПОРФИР (АГЛОМЕРАТОВАЯ ЛАВА)



Фиг. 259.

Центральный Казахстан, гора Жантау. Главное жерло палеозойского вулкана. Пермь (?). Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализ.; в малом круге николи +; $d = 4,6$ мм.

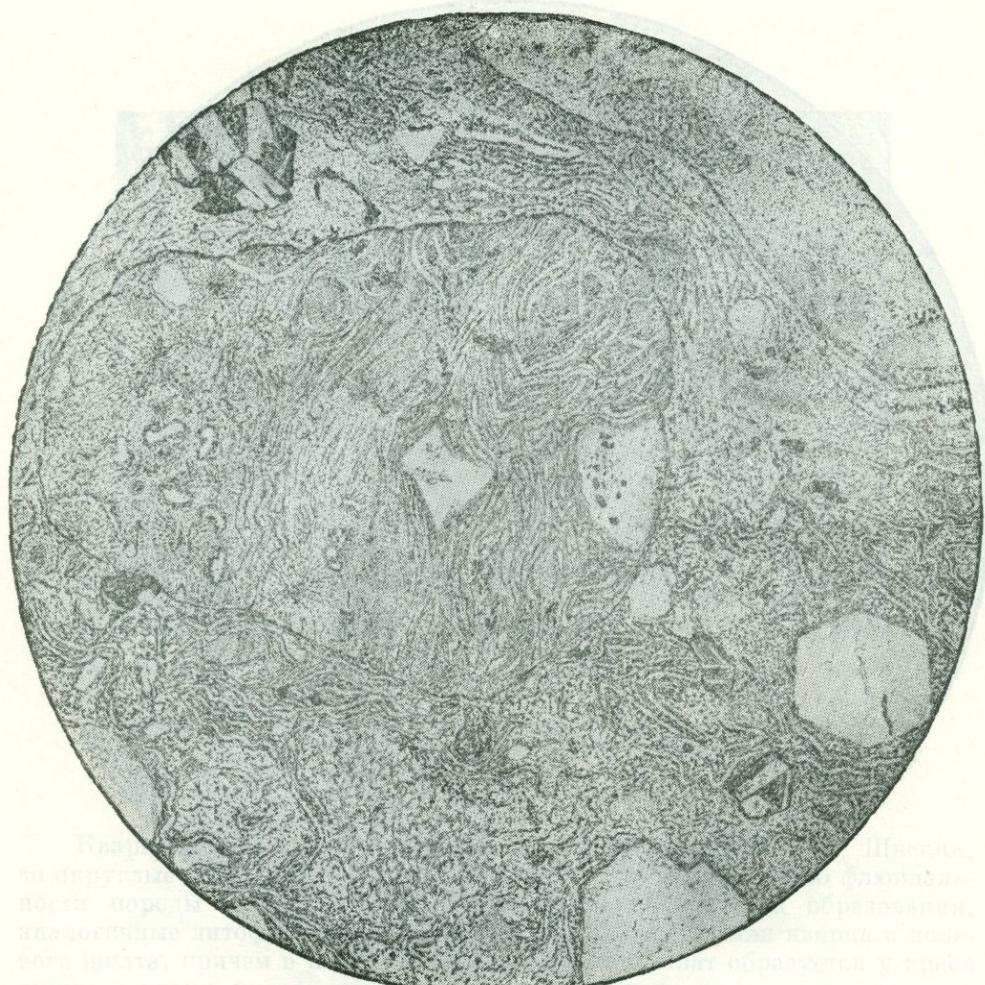
Рис. Н. Леонтьевой

Угловатые обломки трахилипаритового порфира размером 2—3 мм в попечнике и мельче и мелкие фенокристаллы мутного щелочного полевого шпата погружены в основную массу флюидальной текстуры, огибающей обломки. Структура основной массы *микрофельзитовая* с послойными участками, лучше раскристаллизованными с развитием гребенчатых, сферолитовых и псевдосферолитовых структур, хорошо различимых в скрещенных николях (малый круг). Текстура *такситовая*.

Угловатые обломки трахилипаритового порфира размером 2—3 мм в попечнике и мельче и мелкие фенокристаллы мутного щелочного полевого шпата погружены в основную массу флюидальной текстуры, огибающей обломки. Структура основной массы *микрофельзитовая* с послойными участками, лучше раскристаллизованными с развитием гребенчатых, сферолитовых и псевдосферолитовых структур, хорошо различимых в скрещенных николях (малый круг).

Литология: трахилипарит, кальцит, полевощат, альбит, калиевая мусcovит-биотит-кальцит-полевощат-альбит-амфибол-амфиболовая порода.

АГЛОМЕРАТОВЫЙ ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ ПОРФИР



Кварц, то первые, то последние, вкраплены в основную массу порфира, а также в андезитовую оболочку и в полевого шпата, причем в последнем случае они неизменно обращаются к краю порфира, в кварце, вкрапленном в него, они находятся в его средней части. Шпаты, как и литефильные гранаты, отличаются от окружающей их массы тем, что они обладают способностью проникать в основную массу порфира, вкрапленную в кварц.

Фиг. 260.

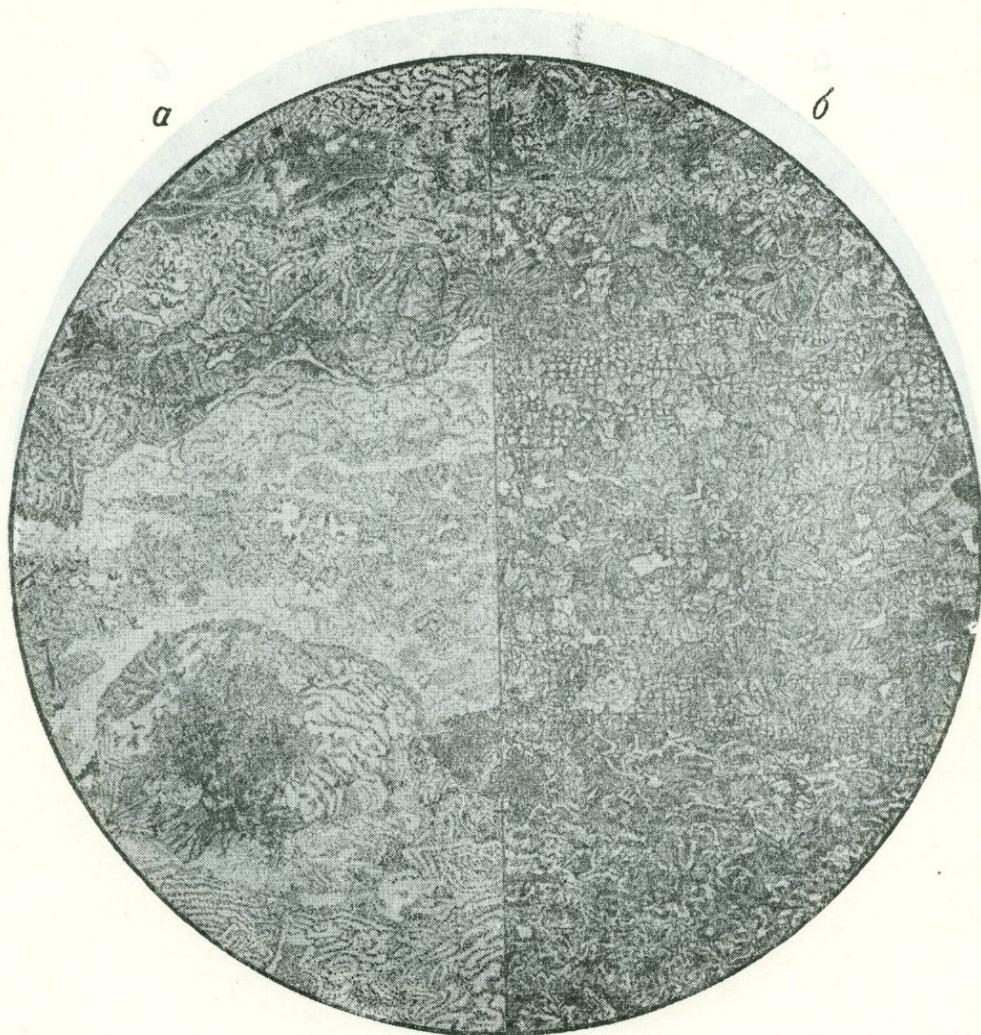
Центральный Казахстан, гора Жантау, третья фаза некка. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализа; $d = 4,6$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Крупные (3—4 мм) угловатые обломки трахилипаритового порфира с хорошо выраженной флюидальной текстурой и мелкими фенокристаллами щелочного полевого шпата, более мелкие обломки андезитового порфирита с черной оруденелой основной массой (слева вверху рисунка), а также фенокристаллы щелочного полевого шпата и реже кварца заключены в стекловатой неравномерно раскристаллизованной основной массе с хорошо выраженной флюидальностью, огибающей обломки и фенокристаллы. Структура основной массы микроФельзитовая, местами (внизу рисунка) микропанициоморфнозернистая.

Фенокристаллы полевого шпата частью с хорошо выраженной огранкой и входящими углами двойниковых сростков (справа внизу).

ЛАВОВИДНЫЙ ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ ПАЛЕОИГНИМБРИТ



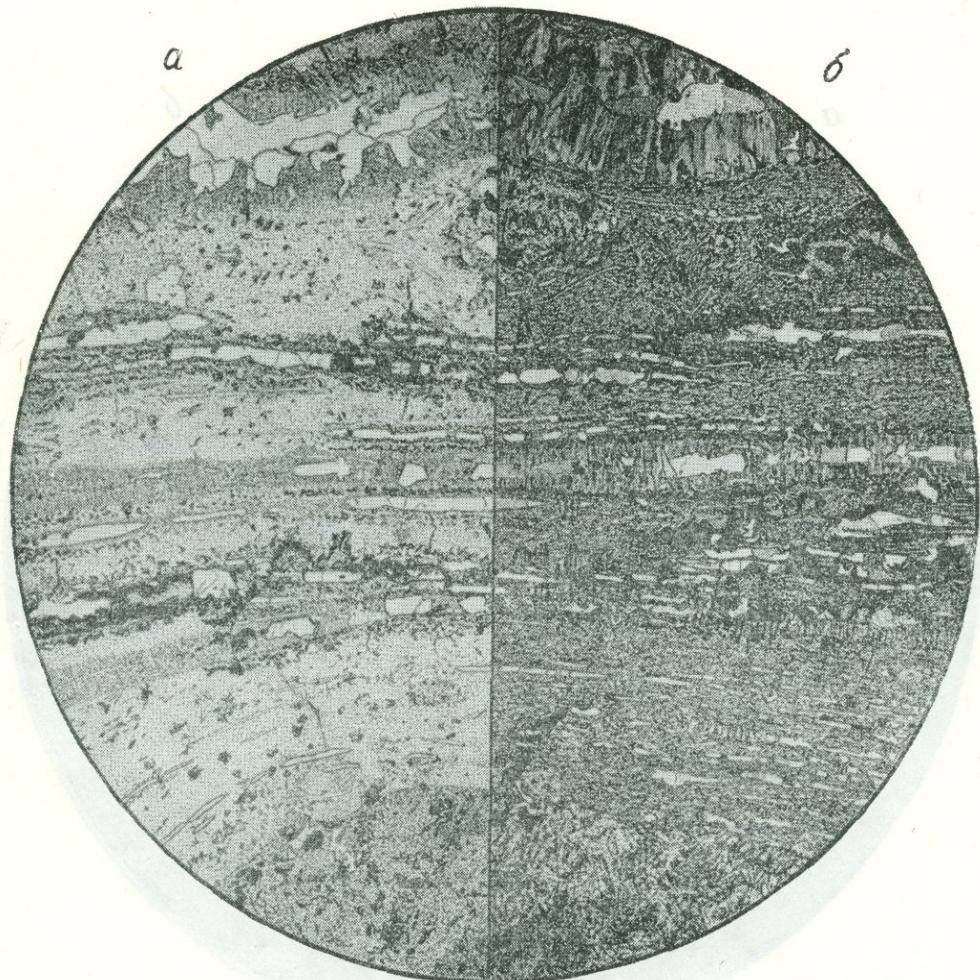
Фиг. 261.

Казахстан, СЗ Прибалхашье, горы Шунак, нижняя часть покрова игнимбритов. Верхний девон. Колл. Д. В. Голубятникова. a — без анализ., b — николи +; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

В псевдофлюидалной полосчатой массе стекла наблюдается неравномерная раскристаллизация с образованием полос псевдосферолитовой, микропойкилитовой и микросферолитовой структур. В нижней части рисунка видна реликтовая витрофировая структура и местами реликты обломков, редкие мелкие зернышки кварца в микропойкилитовых прослоях и по всей породе примесь рудного минерала.

ЛАВОВИДНЫЙ ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ ПАЛЕОИГНИМБРИТ



Фиг. 262.

Казахстан, СЗ Прибалхашье, горы Шунак, нижняя часть покрова игнимбритов Верхний девон. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской.
а — без анализ., б — николи +; $d = 4,3$ мм.

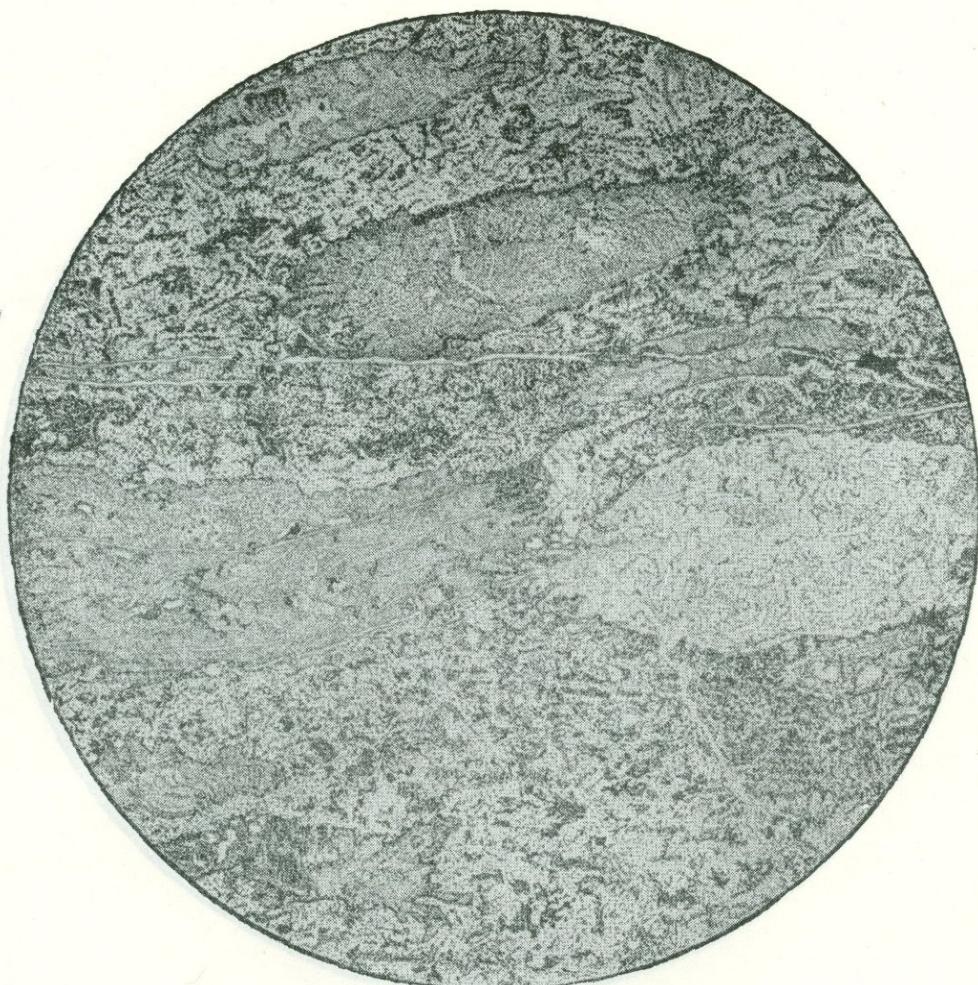
Рис. С. Сергеевой

Спекшаяся и раскристаллизованная стекловатая масса с неясными реликтами витрокластической структуры и с хорошо выраженной псевдофлюидальной текстурой. По псевдофлюидальности расположены многочисленные удлиненные мелкие пустотки, большей частью выполненные кварцем. По краям их наблюдается радиальная раскристаллизация с образованием гребенчатой структуры — волокнистые массы щелочного полевого шпата вырастают перпендикулярно стенкам пустоток и свободными концами волокон обращены внутрь последних. Редкие обломки располагаются по псевдофлюидальности и обтекаются ею (внизу и вверху рисунка), причем изгибаются и поры; обломки представлены стекловатой (верхний обломок) или микропойкилитовой (нижний обломок) основной массой и иногда зональны вследствие зонального распределения рудного ингредиента.

Структура породы *игнимбритовая, псевдофлюидальная* с характерными участками *гребенчатой структуры*.

Текстура *полосчатая, пористая, пирокластическая*.

ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ ПАЛЕОИГНИМБРИТ



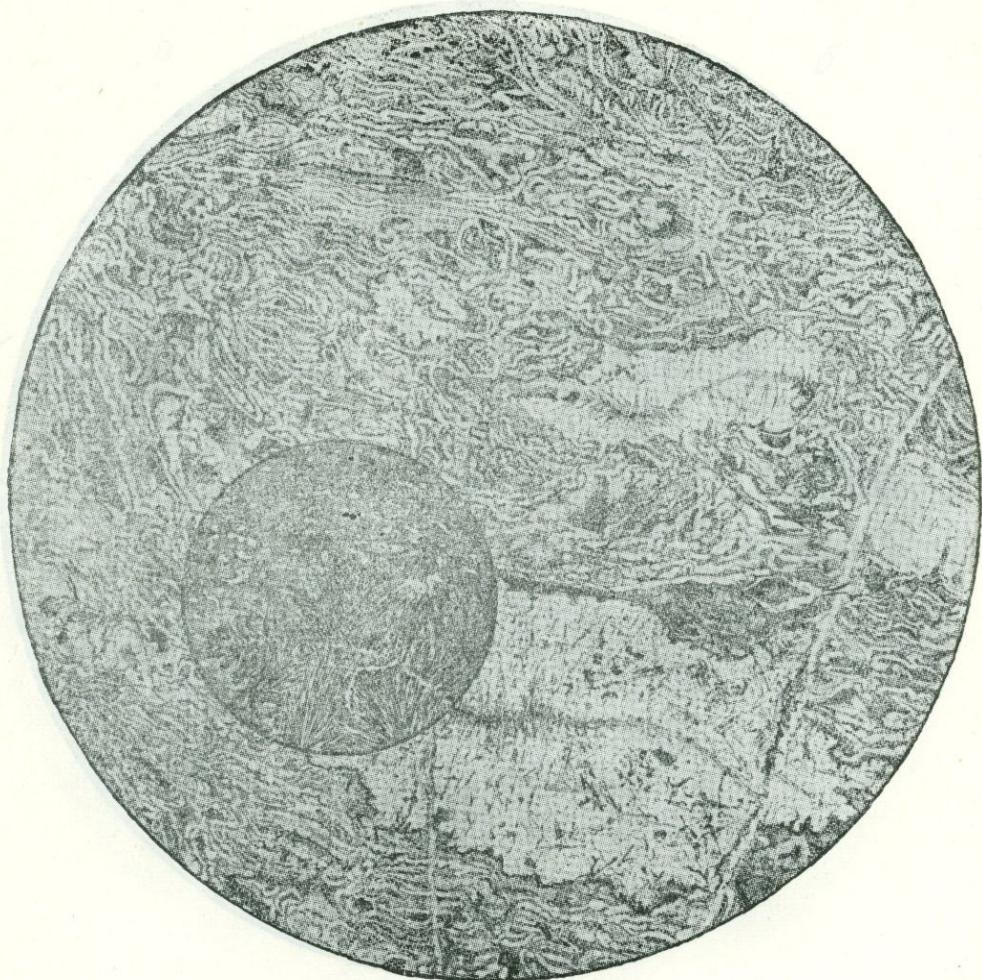
Фиг. 263.

Казахстан, СЗ Прибалхашье; горы Шунак, средняя часть покрова игнимбритов.
Верхний девон. Колл. Д. В. Голубятникова. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

На рисунке видны линзовидные параллельно ориентированные линзочки фъямме, достигающие по длиной оси 2,5—4 мм. Они представляют собой обломки стекла, в различной степени раскристаллизованные, с образованием микролитовых, микропойкилитовых, сферолитовых и псевдосферолитовых структур. Характерны неровные, как бы растрепанные концы фъямме.

Связующая масса первоначально пеплового состава теперь представляет собой слабо флюидальную массу, раскристаллизованную в микрозернистый агрегат, местами с отчетливыми реликтами пепловой структуры. Тонкие белые жилки, идущие по флюидальности породы, сложены кварцем. На рисунке видны бурые окислы железа и другие продукты выветривания.



Фиг. 264.

Центральный Казахстан. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской.
Без анализ.; малый круг николи +; $d = 2,7$ мм.

Рис. И. Маликовой

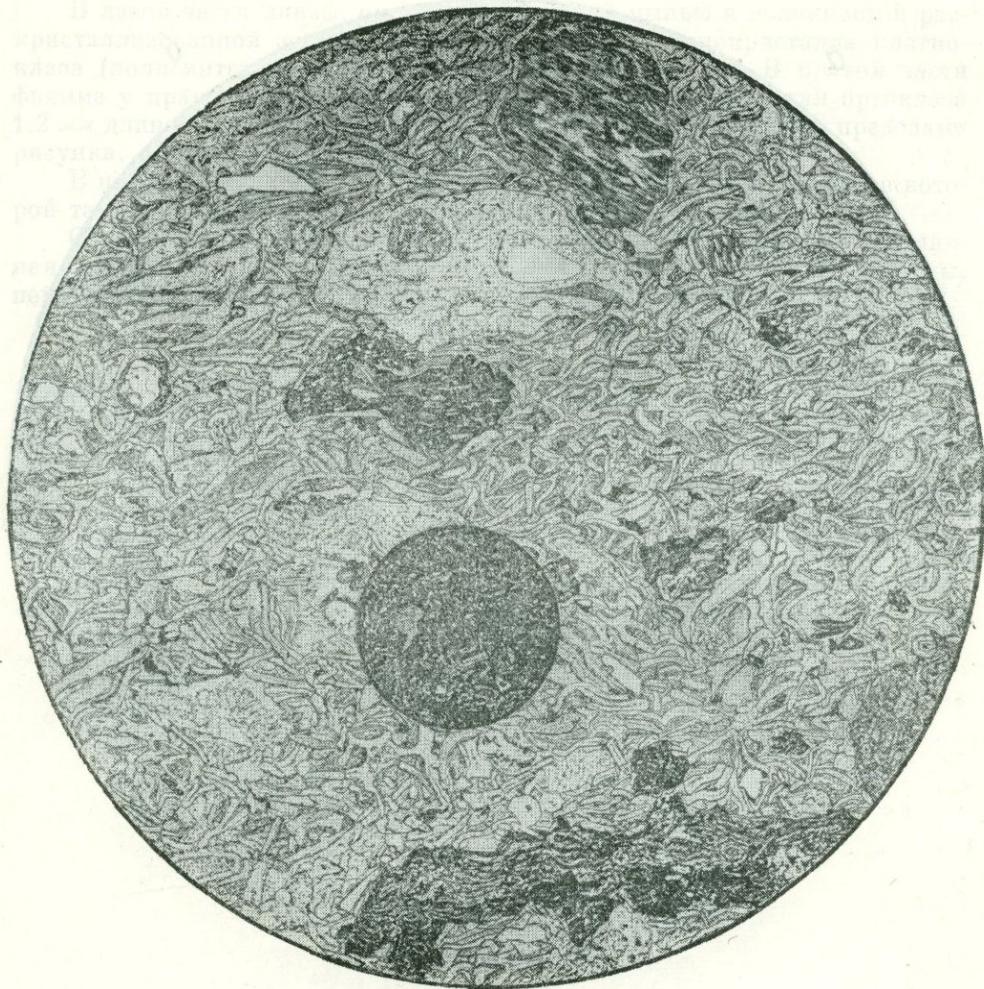
Порода состоит из плотной массы сильно растянутых и причудливо деформированных пепловых частиц, расположение которых создает псевдофлюидальную текстуру. По псевдофлюидальности расположены стекловатые линзы — фьямме (две в поле зрения). Внутри каждой из них виден как бы стерженек, подчеркнутый скоплением железистых частиц, а в скрещенных николях (см. малый круг) — лучшей раскристаллизацией стекла. Периферия линз характеризуется перисто-волокнистой раскристаллизацией, причем волокна сидят на наружной стенке линзы, а свободными расходящимися концами обращены внутрь. Концы фьямме неровные, как бы «размочаленные».

В породе есть мелкие фенокристаллы кислого плагиоклаза (у правого края рисунка); псевдофлюидальность огибает их, так же как и фьямме.

В малом круге в скрещенных николях показана слабая раскристаллизация псевдофлюидальной массы.

Структура типично игнимбритовая.

ЛИПАРИТОВЫЙ ИГНИМБРИТ



Фиг. 265.

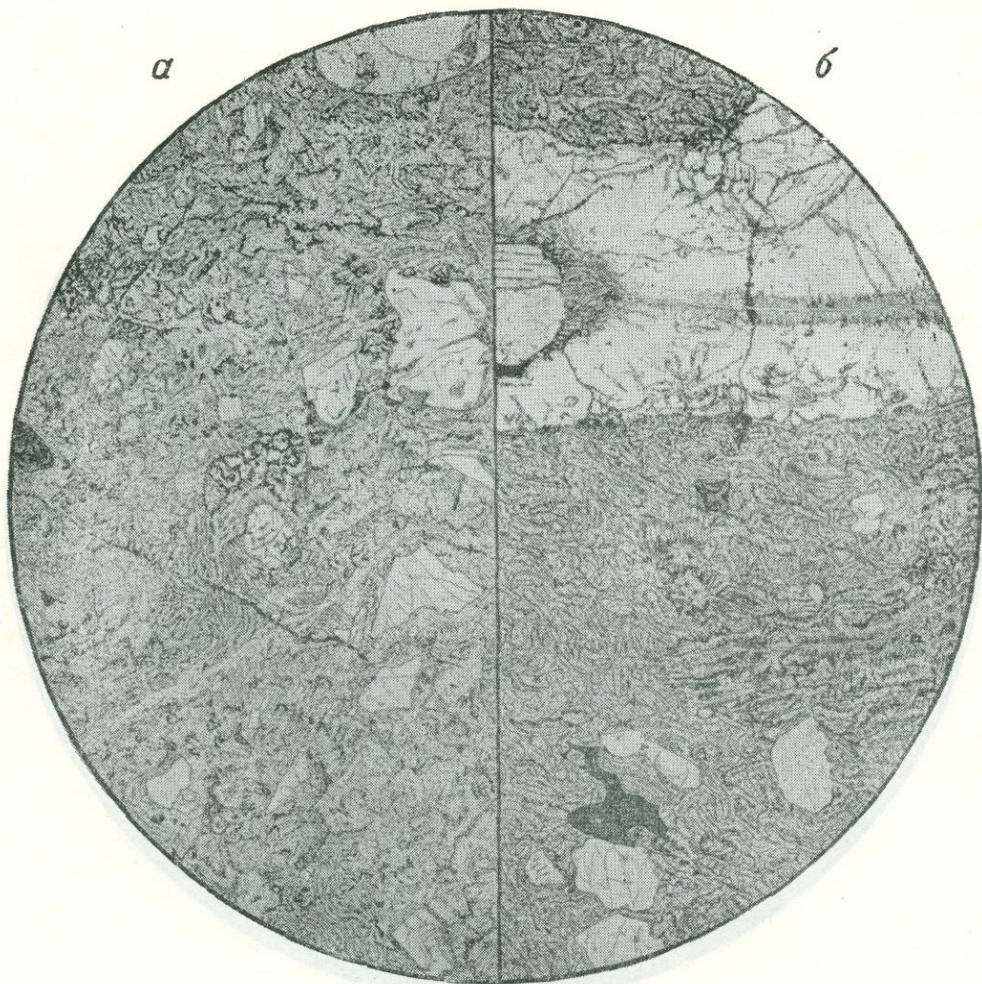
Южный Сихотэ-Алинь, междуречье Тадуши и Монастырки. Нижний палеоген.
Колл. Е. В. Быковской. Без анализ.; малый круг николи +; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

В сплошной спекшейся пепловой массе заключены стекловатые линзы — фьюмме (светлое включение в верхней части рисунка) в различной степени раскристаллизованные, неправильные и в большинстве случаев ожелезненные обломки основной массы, мелкие фенокристаллы и осколки их.

В малом круге при скрепленных николях показана слабая раскристаллизация цепловой массы.

ЛИПАРИТ-ПОРФИРОВЫЙ ИГНИМБРИТ



Фиг. 266.

Дальний Восток, Хабаровский край, бассейн р. Сулук. Верхний мел.
Колл. Е. В. Быковской. Без анализ.; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

a — структура породы в шлифе, сделанном в плоскости псевдофлюидальной текстуры. Видны фенокристаллы и обломки фенокристаллов кварца и щелочного полевого шпата в неравномерно раскристаллизованной микрофельзитовой массе, местами с аксиолитовыми участками, участками, несколько лучше раскристаллизованными, и неясными реликтами пепловой структуры.

b — в шлифе, сделанном поперек псевдофлюидальности, отчетливо видна игнимбритовая структура. В пепловой массе из растянутых и спекшихся «черепцов» стекла заключены фьямме, а также фенокристаллы щелочного полевого шпата и кварца. Верхняя часть рисунка занята частью одной большой линзы — фьямме, ориентированной в плоскости псевдофлюидальности породы. В средней части ее проходит продольный стержень, от которого в обе стороны начинается волокнистая раскристаллизация. Такая же радиальноволокнистая перистая раскристаллизация начинается у боковых поверхностей фьямме (это видно только при скре-

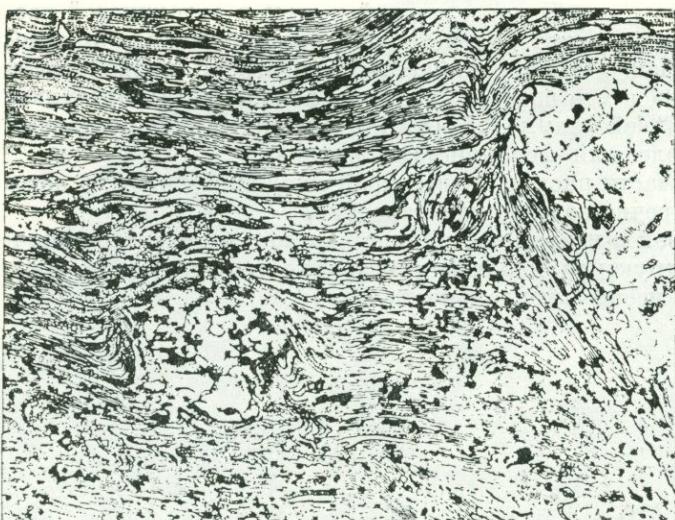
щенных николях), так что все тело линзы имеет *поперечно-волокнистую* структуру.

В левой части линзы, окруженные рудной пылью и волокнистой раскристаллизованной зоной, сидят два небольших фенокристалла плагиоклаза (полисинтетическое двойникование) и ортоклаза. В правой части флямме у края рисунка в нее вдается еще один фенокристалл ортоклаза 1,2 мм длиной. Размер всей флямме 8,5 мм. В левой части ее, за пределами рисунка, виден оплавленный фенокристалл кварца.

В нижней правой части рисунка виден край еще одной линзы, в которой также видно поперечно-волокнистое строение.

Сопоставление левой и правой частей рисунка показывает, что типичная игнимбитовая структура наблюдается только в разрезах породы, перпендикулярных ее псевдофлюидальности.

ЭВТАКСИТОВЫЙ ПОРФИР (ИГНИМБРИТ)



Фиг. 267.

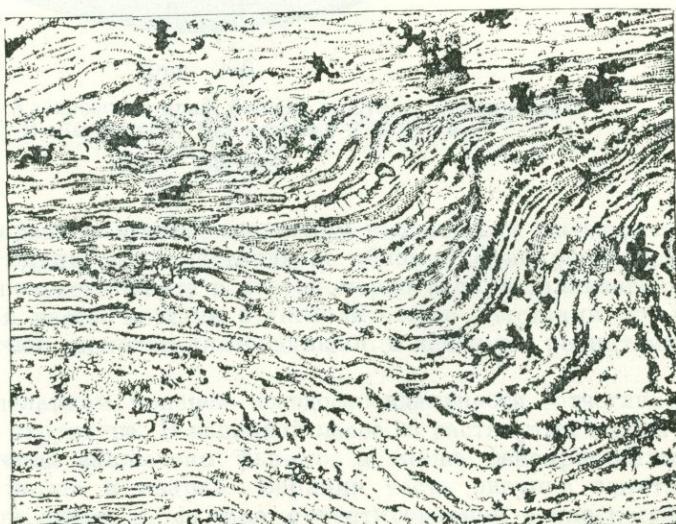
Центральная Швеция, Даларна, Нэккодален. Займствовано у Ельмквиста (Hjelmquist, 1956). Без анализ.; увел. 30.

Рис. Б. Толмачева

На рисунке изображен «кислый порфир» докембрийского возраста, Фенокристаллы анортоклаза размером около 1—1,5 мм и более мелкие, принадлежащие олигоклазу, заключены в сильно сплющенной и растянутой основной массе, удлиненные зерна которой образуют У-образные и другие вытянутые формы.

Автор подчеркивает сходство структуры этих докембрийских пород с игнимбритами более молодого возраста.

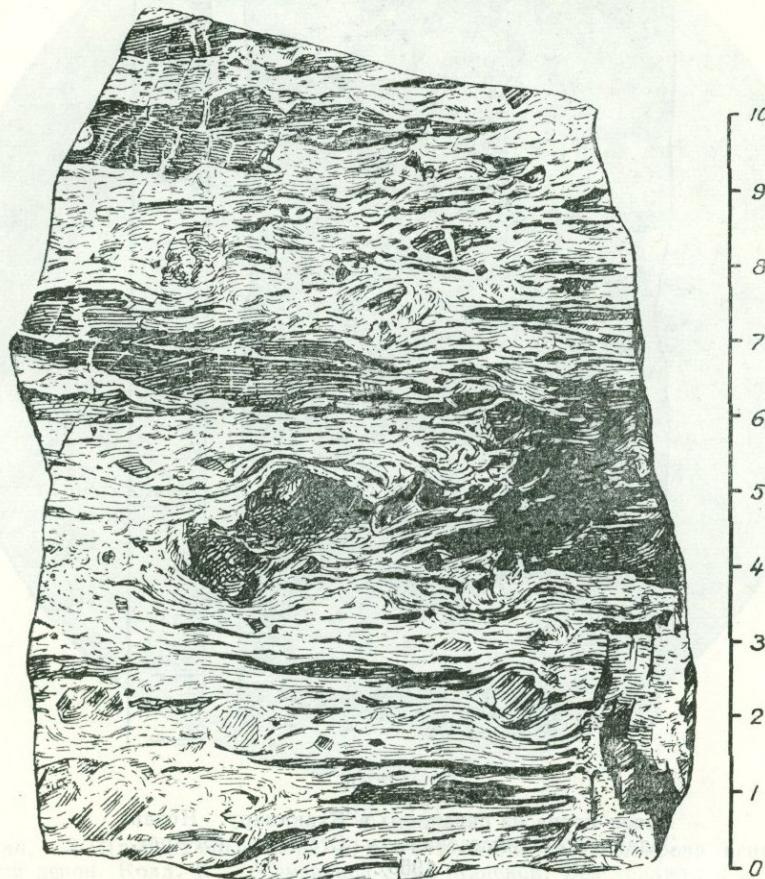
ЭВТАКСИТОВЫЙ ПОРФИР



Фиг. 268.

Увел. 100

Тот же шлиф, что и на фиг. 267. Видны детали нарушенной и растянутой структуры основной массы.



Фиг. 269.

Центральный Казахстан, Джиландытау. Колл. Н. А. Пузышева.
Полированный образец, нат. величина.

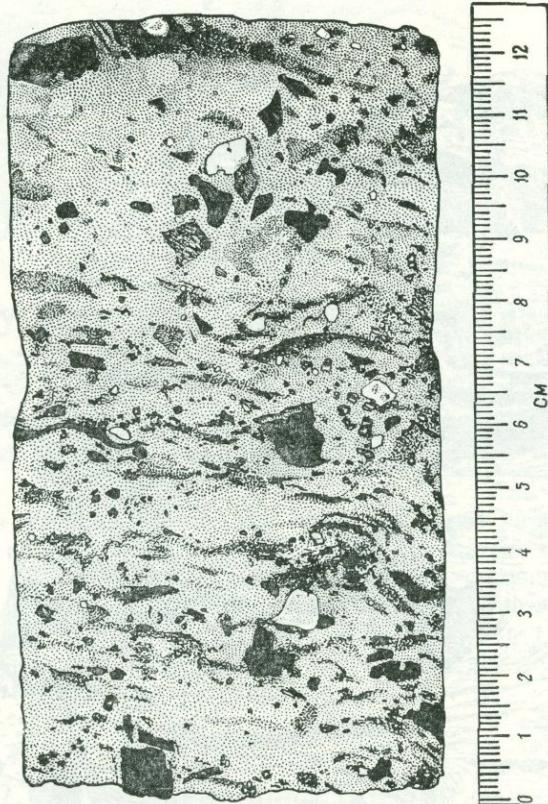
Рис. И. Егорова

На полированной поверхности образца хорошо видна псевдофлюидальность связующей стекловатой массы и более темные ориентированные по псевдофлюидальности фъямме разных размеров.

Следует отмечать, что в отличие от псевдофлюидальной текстуры, характеризующейся развитием псевдофлюидальных ячеек, псевдофлюидальная текстура отличается отсутствием ячеек и наличием в виде пачек, пачек и пачек с различными формами и размерами. Псевдофлюидальная текстура отличается от псевдофлюидальной текстуры тем, что в отличие от псевдофлюидальной текстуры, псевдофлюидальная текстура не имеет ячеек и пачек, а имеет только пачки и пачки с различными формами и размерами.

Следует отметить, что псевдофлюидальная текстура, характеризующаяся ячеями и пачками,

ПСЕВДОИГНИМБРИТ



Фиг. 270.

Кусок керна из скважины в Вхакамару, Новая Зеландия. Заимствовано у Стейнера (Steiner, 1960).

Рис. Б. Толмачева

Порода характеризуется наличием многочисленных параллельно расположенных тонких линзочек стекла и угловатых обломков ранее затвердевших пород, заключенных в сплошной стекловатой основной массе лавы.

Линзочки принадлежат стекловатым ксенолитам, захваченным на глубине, ставшим пластичными и получившим вытянутую форму при движении и излиянии лавы; с этим связано и их расположение в плоскости течения лавы.

Существенным отличием породы от типичных игнимбритов является полное отсутствие витрокластической структуры.



Фиг. 271.

Казахстан, СЗ Прибалхашье, гора Шунак, верхняя часть покрова игнимбритов. Верхний девон. Колл. Е. Р. Семеновой-Тянь-Шанской. Без анализ.; $d = 3,8$ мм.

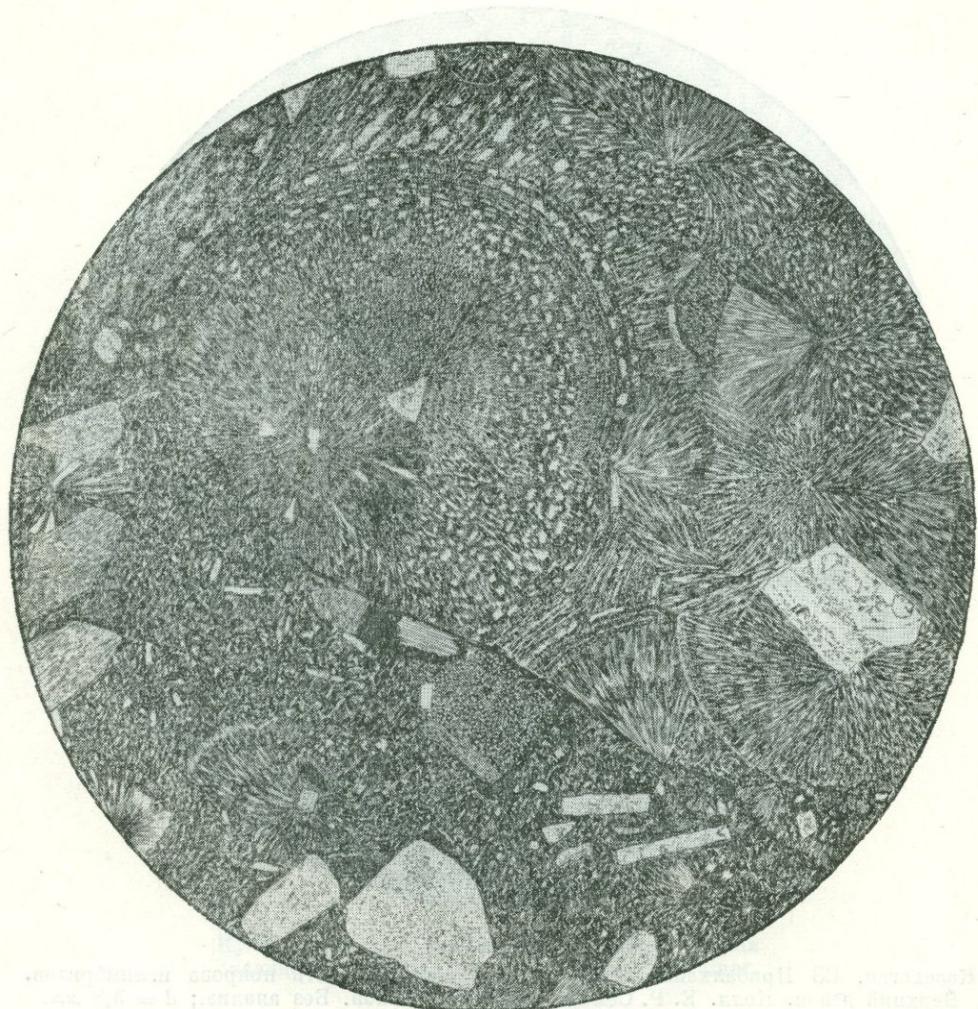
Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из пирокластов основной массы липаритового порфира (слева вверху), фельзитового порфира (ниже), микропойкилитовой основной массы с тонко распыленным рудным минералом (средняя часть рисунка) и темной оруднелой основной массы более основной породы (внизу); размер их 1—2 мм и мельче. Вверху виден обломок андезито-базальта микропорфировой структуры с оруднелой гиалиновой основной массой.

Обломки связаны слабо раскристаллизованным стеклом, в котором лишь кое-где (слева внизу и справа наверху) сохранились реликты пепловых частиц. Местами стекло настолько спекает обломки, что границы их не различимы. Около темного обломка внизу рисунка стекло раскристаллизовано с образованием агрегата кварцевых зерен. Эти участки без резких границ переходят в преобладающую микрофельзитовую связующую массу псевдофлюидальной текстуры, состоящую из мелких спаянных частичек стекла.

Структура породы *литовитрокластическая*; текстура *пирокластическая* *псевдофлюидальная*.

КРИСТАЛЛ-ЛИТОКЛАСТИЧЕСКИЙ ТУФ



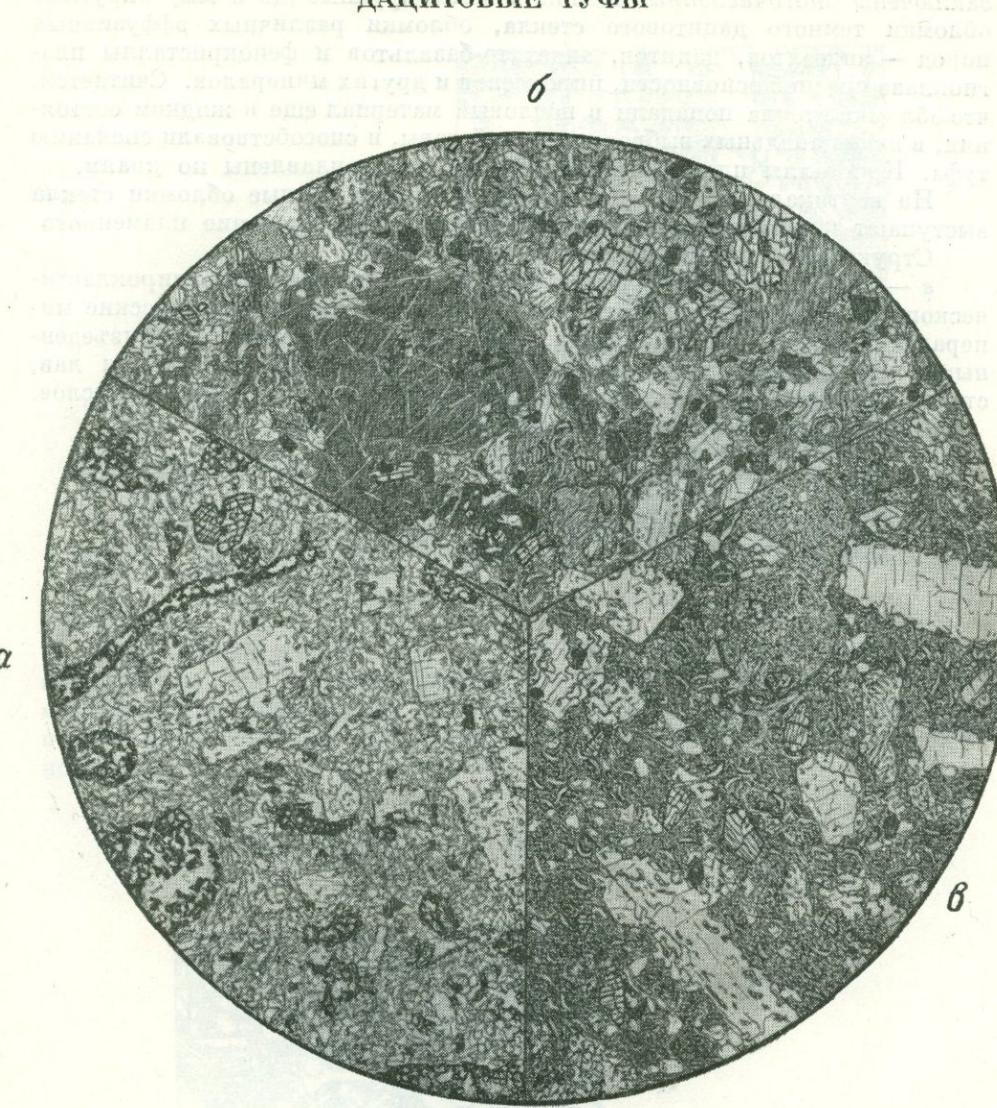
Фиг. 272.

Центральный Казахстан; ур. Уштоган. Колл. Н. Н. Великой. Николи +; $d = 3,2$ мм.
Рис. Н. Леонтьевой

Крупные и мелкие кристаллы и осколки кристаллов полевого шата, разложенного цветного минерала, обломки сферолитового кислого эфузива и сферолоида связаны тонко распыленным пирокластическим материалом. Верхняя большая часть рисунка занята обломком сферолоидного липаритового порфира.

Микроскопический анализ показывает, что в исследованном образце преобладают кристаллы полевого шата и обломки сферолитового кислого эфузива. Кристаллы полевого шата имеют различные размеры и формы, от мелких зерен до крупных кристаллов. Обломки сферолитового кислого эфузива представляют собой мелкие, светлые, блестящие кристаллы, часто сростающиеся в группы. Пирокластический материал, связывающий кристаллы и обломки, имеет вид мелких, светлых, блестящих зерен, которые могут быть различными по форме и размеру. В верхней части рисунка видны обломки сферолоидного липаритового порфира.

ДАЦИТОВЫЕ ТУФЫ



Фиг. 273.

a — Армения. Без анализ.; увел. 10.
Рис. С. Сергеевой и Н. Леонтьевой

a — артикский туф — туфолава. В мелкопористой стекловатой массе видны мелкие (1—1,25 мм) фенокристаллы плагиоклаза средней основности, более мелкие фенокристаллы (0,5—0,7 мм) светло-зеленого моноклинико-пироксена (левая верхняя часть рисунка), многочисленные обломки пемзы и длинные вытянутые пустоты — пузыри (грубый контур вверху). Стекло связующей массы — кислое, с очень низким свето-преломлением; темное в нем — мелкие обломочки пемзы.

Структура *витро-кристаллокластическая*; связующая масса — гиалиновая.

b — бюраканский туф — спекшийся пламенный туф. В связующей массе из буроватого стекла со следами спекшихся пепловых частиц

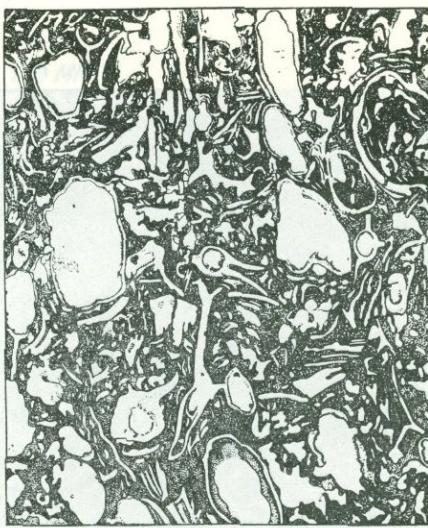
заключены многочисленные мелкие и более крупные (до 5 мм) округлые обломки темного дацитового стекла, обломки различных эфузивных пород — андезитов, дацитов, андезито-базальтов и фенокристаллы плагиоклаза средней основности, пироксенов и других минералов. Считается, что обломки стекла попадали в пепловый материал еще в жидком состоянии, в виде капельных выбросов жидкой лавы, и способствовали спеканию туфа. Кристаллы плагиоклаза оплавлены и проплавлены по краям.

На вертикальном разрезе штуфа этого туфа темные обломки стекла выступают как фьамме, отчего этот туф получил название пламенного. Структура кристалл-литовитрокластическая.

в — ереванский туф — спекшийся туф. В породе много пирокластического материала, среди которого преобладают интрапалеурические минералы: плагиоклаз ряда андезин — лабрадор с оплавленными и изъеденными краями, дироксены, магнетит. Реже наблюдаются обломки лав, стекла, пемзы. Связующая масса — спекшийся пепел. Стекло — кислое.

Структура кристалл-витрокластическая.

СТЕКЛОВАТЫЙ ТУФ ПЕПЛОВОГО ПОТОКА



Фиг. 274.

Юго-Восточный Айдахо,
квадрат Аммон. Займ-
ствовано у Росса и Смита
(Ross and Smith, 1961).

Рис. Б. Толмачева

Стекловатый туф практически не спекшийся; заметно лишь слабое искривление и коробление черепков. Очень много почти круглых неразломанных стенок пузырьков. Размеры черепков колеблются в широких пределах; в интерстициях наблюдается тонкая пыль. Фенокристаллы полностью отсутствуют. Структура *пепловая*.

СПЕКШИЙСЯ ТУФ ПЕПЛОВОГО ПОТОКА



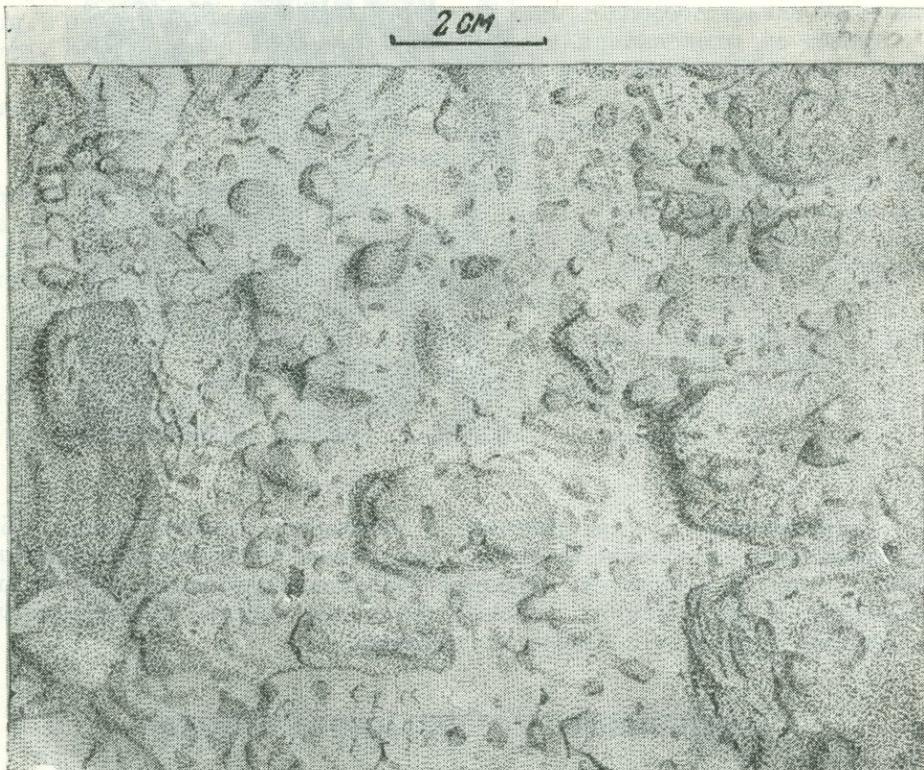
Фиг. 275.

Южная Суматра. Займ-
ствовано у Росса и Смита
(Ross and Smith, 1961).

Рис. Б. Толмачева

Стекловатый спекшийся туф характеризуется резко угловатыми обломками «черепков», многие из которых представляют собой стекловатые стенки нескольких соприкасавшихся пузырьков. Порода почти лишена фенокристаллов. Структура *пепловая*, с *гиалиновой* связующей массой.

ПЕМЗОВЫЙ ТУФ



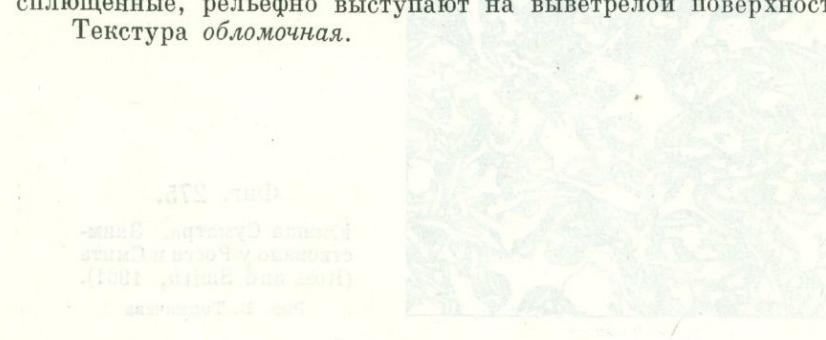
Фиг. 276.

Нью-Мексико, Джемез Спрингс, Баттльшип Рок. Заимствовано у Росса и Смита
(Ross and Smith, 1961).

Рис. Н. Хитаровой

Штуф пемзового туфа, в котором обломки пемзы, неспекшиеся и не-
сплющенные, рельефно выступают на выветрелой поверхности.

Текстура обломочная.



до пыльники смеси изогенетических фундаментов южнокитайской
платформы подают толщины отложений от 100 до 1000 м.
Среди них встречаются обломочные текстуры, связанные с выветриванием
обломков южнокитайского базальта с различными включениями минералов.

0,5 ММ



Фиг. 277.

Нью-Мексико, Джемез Спрингс, Баттльшип Рок.
Заимствовано у Росса и Смита (Ross and Smith,
1961).

Рис. Н. Хитаровой

Та же порода, что и на фиг. 276 в шлифе. Видно несколько несплющенных обломков стекловатой пемзы. Белое — очень крупные черепки стекла. Туф содержит много посторонних обломков пород и минералов.

Структура обломочная, кристалл-литовитроэластическая.

СТЕКЛОВАТЫЙ СПЕКШИЙСЯ ТУФ



0,4 мм

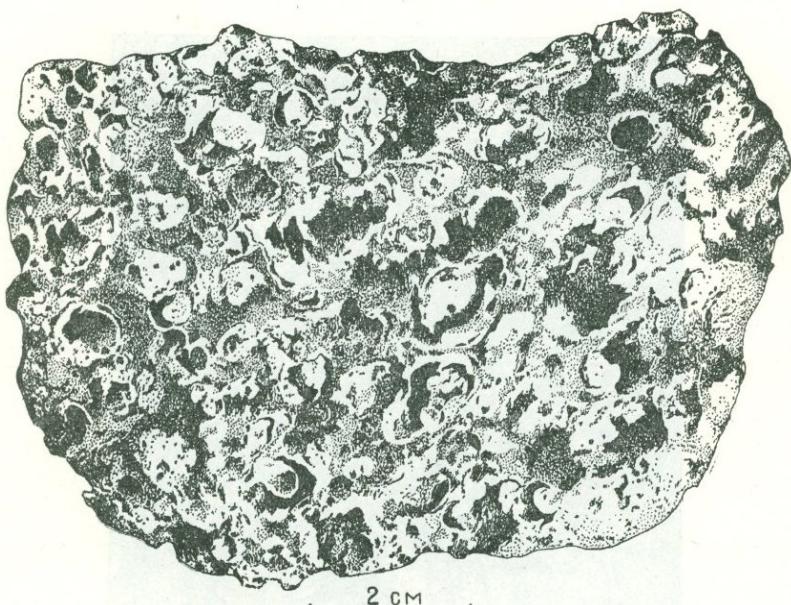
Фиг. 278.

Япония, Кага, Куиними. Заимствовано у Росса и Смита (Ross and Smith, 1961).

Рис. Б. Толмачева

Слева — две трети рисунка — пепловый материал; справа — треть рисунка — обломок пемзы. Туф сначала претерпел спекание в сплошное стекло, а затем в нем развились перлитовые трещинки. Смятый пемзовый обломок имеет вид породы, испытавшей течение. Псевдофлюидальная текстура.

СПЕКШИЙСЯ ТУФ



Фиг. 279.

Айдахо, водопад Айдахо, квадрат Аммон. Заимствовано у Росса и Смита (Ross and Smith, 1961).

Рис. Г. Поздеевой

Штуф спекшегося туфа из залежи, развитой к восток-юго-востоку от водопада Айдахо. Видны многочисленные литофизовые полости, развившиеся после полного спекания и уничтожения черепковой структуры. Размер литофиз около 2—3 см в диаметре. Спекшийся характер породы устанавливается только под микроскопом.

СПЕКШИЙСЯ ТУФ



Фиг. 280.

Айдахо, р-н водопада Айдахо, квадрат Аммон.
Задимствовано у Росса и Смита (Ross and Smith,
1961). Без анализ.

Рис. Г. Поздеевой

Вид под микроскопом плотного участка породы, изображенной на фиг. 279. Туфовая структура отчетливо заметна, но является нарушенной еще при пластическом состоянии породы благодаря развитию густо расположенных полостей пузирьков, показанных на фиг. 279.

СПЕКШИЙСЯ ТУФ



Фиг. 281.

Нью-Мексико. Заимствовано у Росса и Смита (Ross and Smith, 1961). Без анализ.

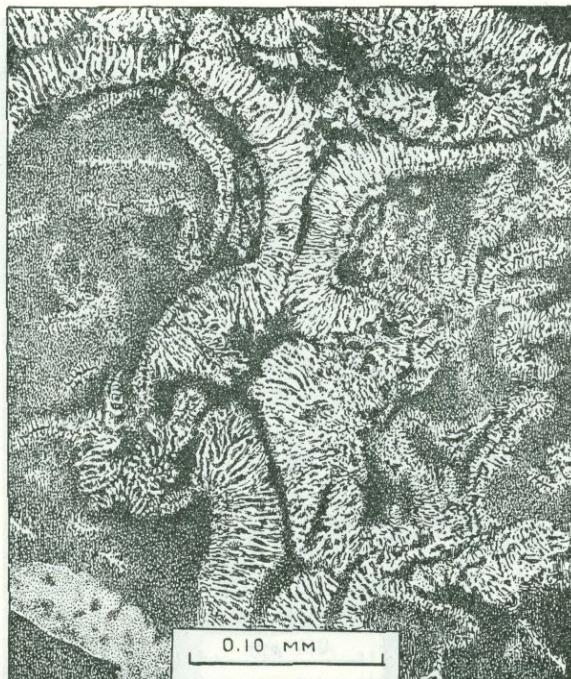
Рис. Г. Поздеевой

В породе видны спекание и девитрификация без нарушения границ черепковой структуры.

Аксиолитовая структура является результатом роста кристаллов, начиная от границ черепка по направлению внутрь, к его средней линии (темная линия на рисунке). Высокий рельеф кристаллизующихся образований вызывается большой разницей в показателях светопреломления продуктов девитрификации — кристобалита и полевого шпата.

Структура кристалл-втирокластическая; структура связующей массы пепловая, аксиолитовая.

СПЕКШИЙСЯ ТУФ



Фиг. 282.

Нью-Мексико. Заимствовано у Росса и Смита (Ross and Smith, 1961).

Рис. Г. Поздеевой

Та же порода, что и на фиг. 281, при большем увеличении; воспроизведен большой обломок черепка, являющийся стенками нескольких соседних пузырьков. Хорошо видна аксиолитовая структура, обусловленная параллельным взаимным прорастанием кристобалита и цемевого шпата, ориентированными перпендикулярно стенкам пузырька, начиная от наружного края стенки внутрь ее.

ГРУППА СИЕНИТА — ТРАХИТА

Породы этой группы являются сравнительно редкими и большого участия в составе земной коры не принимают. Глубинные разновидности — сиениты — отличаются от гранитов отсутствием или очень незначительным содержанием кварца и несколько более высоким содержанием цветных минералов. Для них также очень характерно наличие двух полевых шпатов, соотношения между которыми определяют главные разновидности структур. Наиболее распространенной из них является гипидиоморфно-зернистая структура (фиг. 283, 286, *a*, *b*, *c*) с большим или меньшим идиоморфизмом плагиоклаза к щелочному полевому шпату, что зависит не только от их количественных соотношений, но и от основности плагиоклаза. Гипидиоморфнозернистая структура проявляется и при наличии в породе одного калинатрового полевого шпата вследствие большего по отношению к нему идиоморфизма (фиг. 286, *b*, *c*) цветного минерала, а также идиоморфизма полевого шпата к кварцу при наличии в породе последнего (фиг. 286, *b*). Удлиненно-призматическая форма индивидов щелочного полевого шпата и их субпараллельное расположение создают трахитоидную текстуру и структуру (фиг. 283, 287). Нередко наблюдается обрастание одного полевого шпата другим — плагиоклаза калинатровым полевым шпатом (фиг. 284) или наоборот (фиг. 287), что можно предложить обозначать термином «маргинационная структура».

Однако, пожалуй, наиболее характерной чертой структуры сиенитовых пород является большое развитие и большое разнообразие в них всевозможных перитовых прорастаний двух полевых шпатов, что отчетливо видно почти на всех рисунках.

В гибридных диорит-сиенитовых породах и монцонитах, т. е. породах, характеризующихся большей основностью, проявляются пойкилитовая и монцонитовая структуры (фиг. 288, 289, 290).

Текстуры сиенитов также схожи с текстурами обычных гранитов; наблюдаются массивная, порфириевидная, трахитоидная (фиг. 287) и другие текстуры. На фиг. 285 показана крупномиаролитовая текстура сиенита Осиновской интрузии в Западном Забайкалье. Она, как известно, характерна и для гранитов, но показать ее в соответствующем месте не удалось; приводимая здесь иллюстрация в равной мере относится к породам обеих групп — сиенитам и гранитам.

Далее изображены структуры жильных сиенитовых пород — аллю-
триоморфнозернистая для аплитов и альбититов (фиг. 291, б и в) и порфи-
ровая с трахитоидной основной массой (фиг. 291, а) для сиенит-порфиров.
Очень интересна структура кварцевого сиенит-порфира в одной малой ин-
трузии хр. Аршалы в Центральном Казахстане (фиг. 292). В этой породе
наблюдаются два поколения фенокристаллов полевых шпатов; второе
принадлежит калишпату, нарастающему в виде каемок на плагиоклаз
(маргинационная структура), а также образующему центрические сростки
тонких призм с тупыми концами. Здесь, так же как в структурах порфири-
вых пересыщенных кремнекислотой пород, наличие тупых концов и вообще
прямоугольные окончания индивидов очень характерны для калишпата.

Из жильных сиенитовых пород иллюстрированы структуры бостонита с характерной иззубренностью индивидов полевого шпата (фиг. 293), микрогипидиоморфнозернистая структура сельвсбергита (фиг. 294), переходящая к периферии дайки в стекловатую слабо раскристаллизованную микропойкилитовую структуру, с очень своеобразными линиями и полосами темных опаковых кристаллитов.

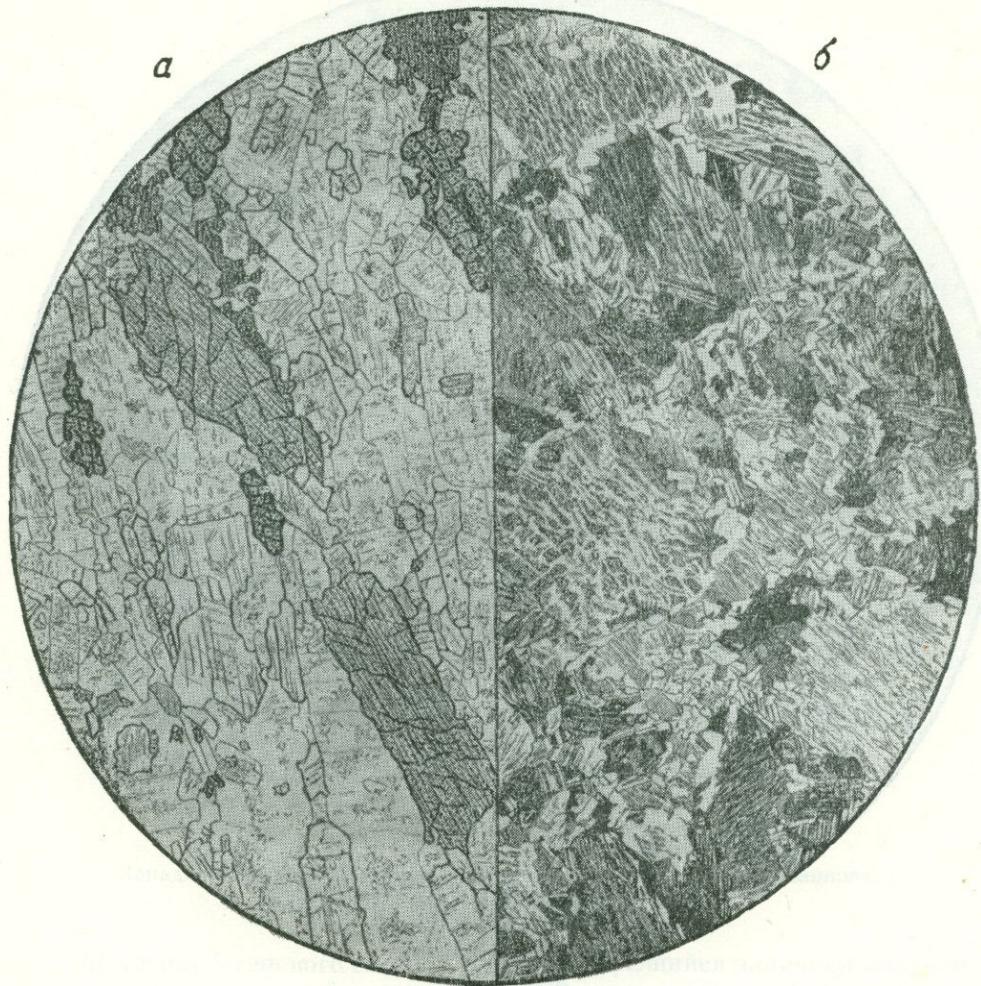
Фиг. 295 и 296 изображают структуру двух минетт — биотитовой минетты Миаса и авгит-биотитовой минетты с Кольского полуострова. Это — типичные лампрофировые структуры с фенокристаллами цветных минералов. В первой из иллюстрированных пород фенокристаллы биотита имеют длинную лейстовидную форму, во второй — это широкие призмы с четко выраженной зональностью.

Такой же типично лампрофировый характер имеет структура вогезитов. Для этих пород мы иллюстрировали две редкие для них структуры — глазковую, или оцелляровую (фиг. 297), а также вариолитовую (фиг. 298).

Для эфузивных пород описываемой группы показаны ортофировая структура с прямоугольными и квадратными сечениями калиевого полевого шпата в основной массе (фиг. 299), а также типичная трахитовая структура (фиг. 300).

Структуры пирокластических пород — витрокластическая и пепловая — иллюстрированы в палеозойских альбитофировых туфах Урала (фиг. 301), а в более молодых трахитовых туфах (фиг. 302 и 303) — кристалл-витрокластическая и кристалл-литокластическая с пепловой связующей массой.

АВГИТ-РОГОВООБМАНКОВЫЙ СИЕНИТ (*а*).
ЛЕЙКОКРАТОВЫЙ СИЕНИТ (*б*)



Фиг. 283.

Кузнецкий Алатау, Тырданов улус.
Колл. Е. К. Станкевича. Без анализ.;
 $d = 6,3 \text{ м.м.}$

Рис. С. Сергеевой

Кузнецкий Алатау, Тырданов улус.
Малая трещинная интрузия. Колл.
Е. К. Станкевича. Николи +;
 $d = 6,3 \text{ м.м.}$

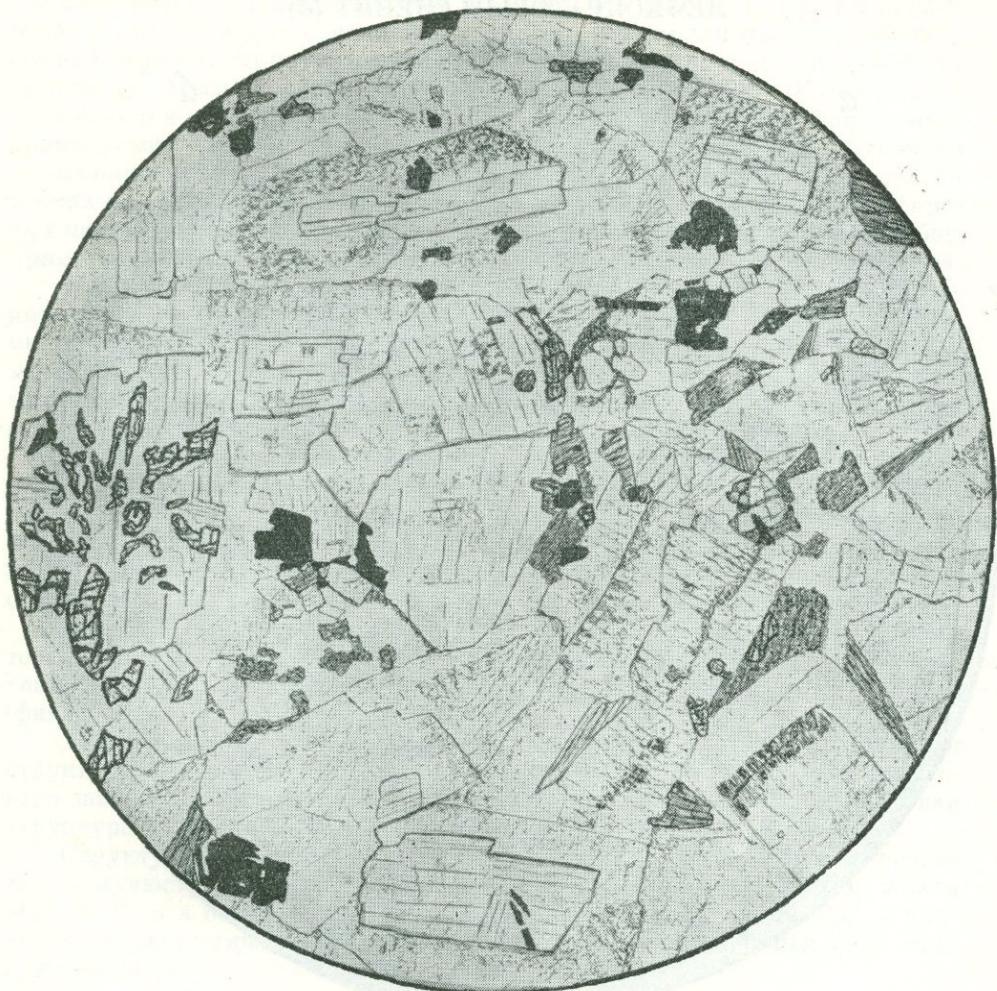
Рис. С. Сергеевой

а — порода состоит из преобладающего калишпата в более крупных индивидах, подчиненного количества олигоклаз-андезина в удлиненных мелких зернах, часто включенных в калишпате, призматических индивидов зеленовато-бурой роговой обманки, меньших количеств зеленоватого авгита, акцессорных магнетита, сфена и реже апатита.

Структура гипидиоморфнозернистая с хорошо заметным идиоморфизмом плагиоклаза к калишпату. Характерно субпараллельное расположение всех минералов, создающее трахитоидную текстуру.

б — порода состоит из крупных и более мелких разнообразно ориентированных зерен микроклин-микроперитита (шиуровидный, ленточный и пятнистый перитит), обрастающих каймой альбита. Между этими зернами наблюдаются скопления мелких сдвойниковых зернышек альбита. Скопления и каемки на микроклин-микроперитите являются результатом наложенной альбитизации.

СИЕНИТ



Фиг. 284.

Западное Забайкалье, Осиновская интрузия. Колл. М. И. Розинова. Без анализ.;
 $d = 9,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит на 90% из табличеобразных сложных зональных индивидов полевого шпата. Внутренняя часть их образована сдвойниково-ванным зональным плагиоклазом (от № 40—45 в центре до № 25—28 по краям). На плагиоклаз нарастает сначала замутненный апортоклаз, а затем свежий щелочного калинатрового полевого шпата. Как видно на разрезе индивидов полевого шпата в верхней левой и в правой нижней частях рисунка, объем щелочных полевых шпатов значительно превышает объем плагиоклаза.

Цветные минералы титан-авгит — иногда в виде графических вростков в плагиоклазе (слева), реже — амфибол и биотит; акцессорные — рудный и апатит.

Структура гипидиоморфнозернистая, с элементами маргинационной и участками микрографической.

Для текстуры характерно наличие миаролитовых пустоток, по стенкам и в середине которых видны скопления землистого бурого вещества (правее и немного ниже плагиоклаза с графическими вростками широксена). Текстура массивная, миаролитовая.

МИАРОЛИТОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 285.

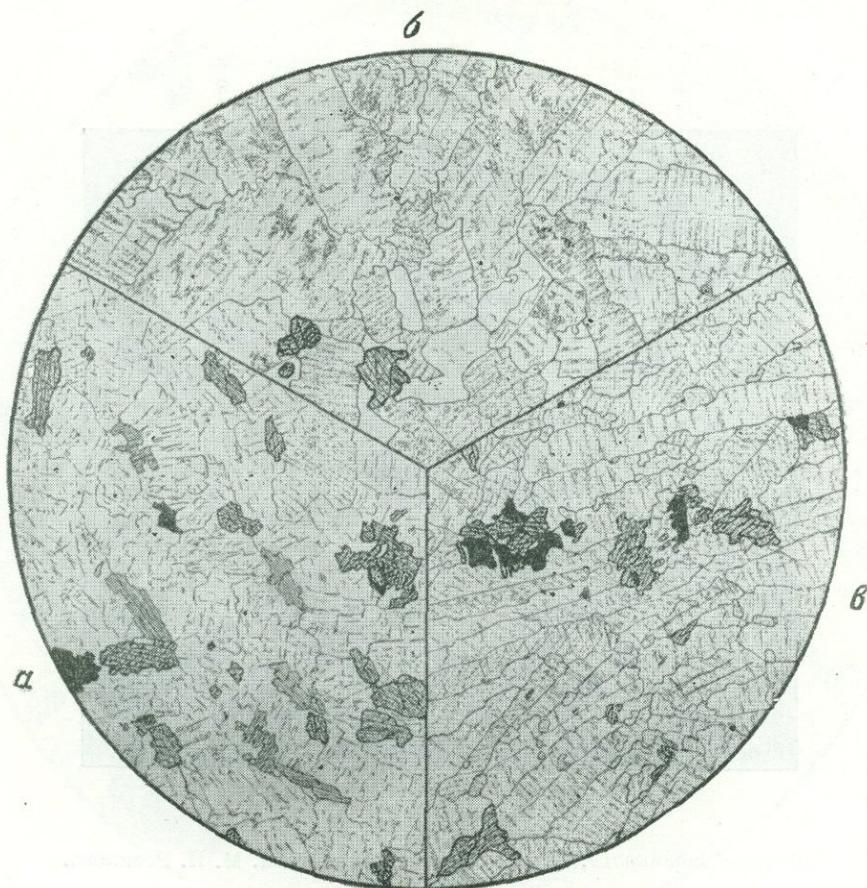
Западное Забайкалье, Осиновская интрузия. Колл. М. И. Розинова.

Рис. В. Колесниковой

Штуф пироксенового сиенита, характеризующийся наличием миаролитовых пустот. В средней части рисунка видна крупная пустотка, ограниченная идиоморфными кристаллами полевого шпата с прямоугольными или почти квадратными разрезами. На фиг. 284 изображены полевошпатовые индивиды этой породы: внутренняя часть их образована сдвойникованым, нередко зональным (от № 40—45 в ядре и до № 25—28 по периферии) плагиоклазом, а периферия — калинатровым полевым шпатом.

В мелких пустотках наблюдаются анальцим, натролит, карбонат, изредка кварц. Текстура *миаролитовая*.

ЩЕЛОЧНОЙ СИЕНИТ (*a*).
НОРДМАРКИТ — ЩЕЛОЧНОЙ КВАРЦЕВЫЙ СИЕНИТ (*b*).
УМПТЕКИТ (*c*)



Фиг. 286.

a — Урал, Бердяушский массив. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 3,3$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

b — Кузнецкий Алатау, Берикуль. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 5,6$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

c — Хибинские горы Умптек. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 5,1$ м.м.
Рис. С. Сергеевой

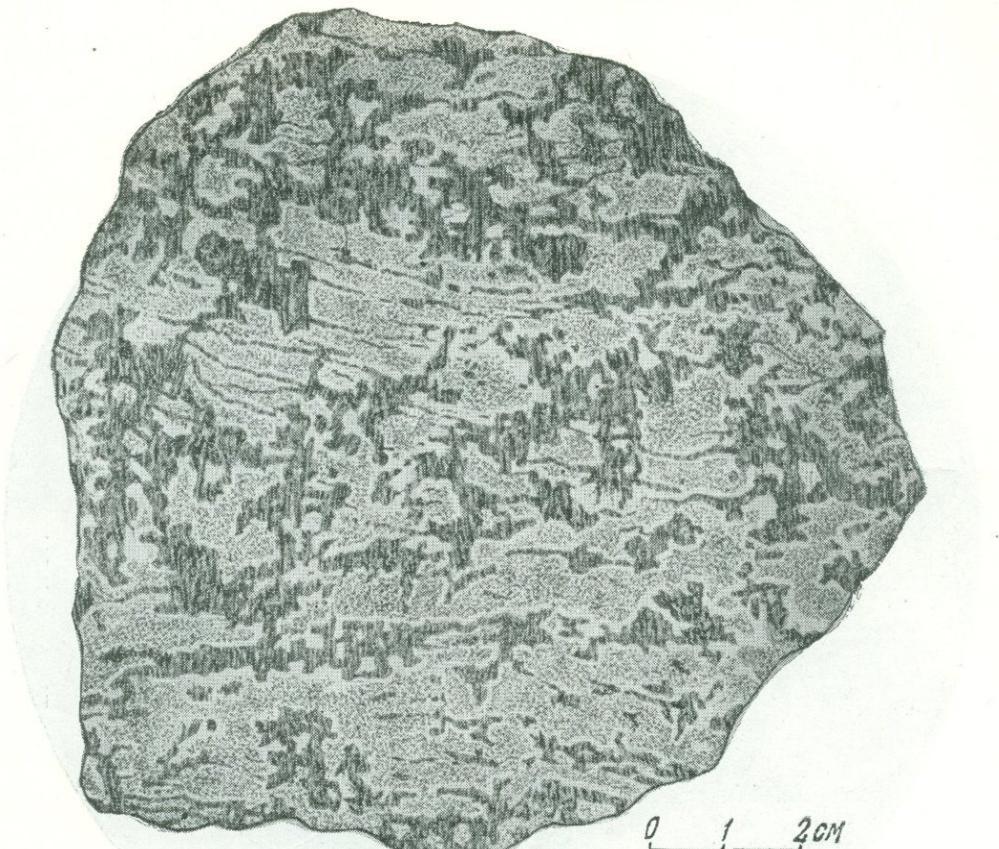
a — порода состоит из коротких почти изометричных табличек микроклин-микроперитита, более мелких удлиненных индивидов альбита, небольших количеств субдиоморфного щелочного амфибола и биотита и акцессорных магнетита и сфена. Структура гипидиоморфнозернистая.

b — преобладающим минералом породы является пятнистый микроклинперитит, образующий несколько удлиненные идиоморфные индивиды, немного ксеноморфных зерен кварца и щелочного амфибола. Структура гипидиоморфнозернистая.

c — порода состоит из длинных (до 3 м) призматических индивидов микроклин-микроперитита и более или менее изометричных зерен арфведсонита, образующих небольшие скопления вместе с рудным минералом. Изредка встречаются небольшие зерна нефелина (на фиг. не попали).

Субпараллельное расположение индивидов микроклин-микроперитита создает трахитоидную текстуру.

ЩЕЛОЧНОЙ АМФИБОЛОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 287.

Украина, Приазовье, устье балки Демянниковой. Колл. Ю. Ир. Полоцким. Нат. величина.

Рис. Р. Полякова

В штуфе хорошо видно трахитоидное расположение крупных (до 2 см в длину) индивидов красного микроклина, во многих местах обрастающего зернистой оболочкой белого альбита. Между индивидами полевого шпата перпендикулярно им, т. е. вкrest трахитоидности, располагаются призмы черного щелочного амфибала. Они достигают значительных размеров — до 0,5 и даже 1,0 см в длину — на стыке двух зерен полевого шпата, расположенных по трахитоидности, и очень коротки вдоль длинной стороны индивидов последнего, где они образуют узенькие заметные на рисунке «проводнички». Развитие щелочного амфибала вызвано процессами метасоматоза. Генетически порода связана с рапакиви.

Текстура трахитоидная; структура метасоматическая, по наличию альбитовых зон на микроклине сходная со структурой рапакиви.

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВЫЙ ДИОРИТО-СИЕНИТ



Фиг. 288.

Западная Сибирь, восточный склон Кузнецкого Алатау, р-н оз. Булан-Куль.
Колл. Е. К. Станкевича. Николи +; $d = 5,2$ мм.

Рис. И. Маликовой

Гибридная порода из контакта массива диоритов с прорывающим их сиенитом. В ее состав входит преобладающий кислый плагиоклаз — олигоклаз, меньшее количество калинатрового полевого шпата, цветные минералы — роговая обманка и реже биотит и акцессорные — сфен (два крупных зерна с высоким рельефом в центре рисунка), мелкие зерна магнетита и реже апатит.

Цветные минералы распределены в породе неравномерно скоплениями (вверху справа). Калинатровый полевой шпат образует большие поля (две трети рисунка слева и внизу), в которых заключены другие минералы породы. Структура гломерозернистая, пойкилитовая.

МОНЦОНИТ



Фиг. 289.

Центральный Сихотэ-Алинь, верхнее течение р. Бикин, Улунгинский массив.
Колл. Э. П. Изоха. Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Лейкократовый участок шлифа. Порода состоит из основного плагиоклаза, перешетчатого калишпата, крупных коротких призм светло-зеленого моноклинного пироксена, местами частично замещающегося роговой обманкой, небольших количеств биотита и акцессорных апатита и магнетита.

Плагиоклаз образует удлиненные зерна и скопления их, включенные пойкилитово в калишпат и резко выступающие на его фоне благодаря значительной разнице в светопреломлении. Две трети поля зрения слева внизу отчетливо показывают такие соотношения полевых шпатов; это составляет характерную черту типичной монционитовой структуры. При надлежность участков калишпата между плагиоклазами единому зерну показана на рисунке ориентировкой спайности.

МОНЦОНИТ



Фиг. 290.

Центральный Сихотэ-Алинь, верхнее течение р. Бикин. Улунгинский массив.
Колл. Э. П. Изоха. Николи +; $d = 4,3$ мм.

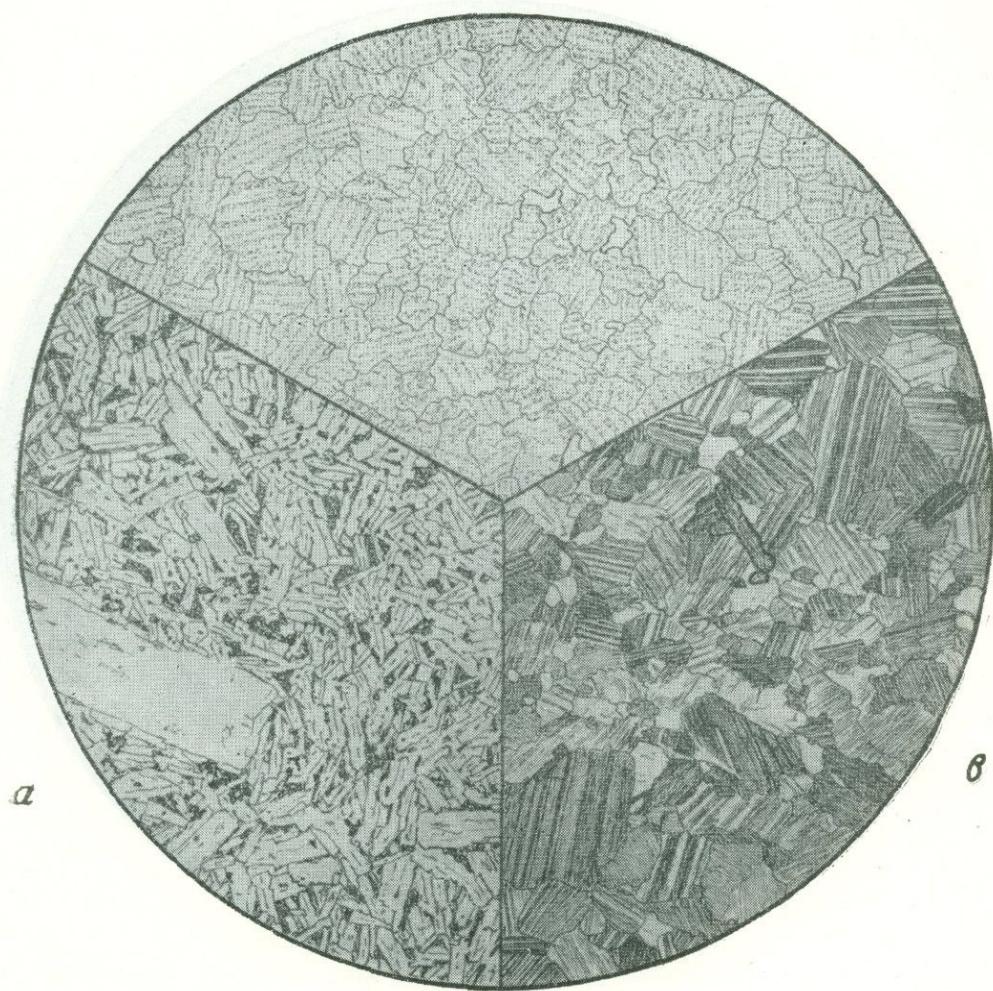
Рис. С. Сергеевой

Меланократовый участок породы. В состав его входит бледно-зеленый моноклинный пироксен в виде широких коротких призм, обрастающий и частично замещающийся коричневым биотитом, плагиоклаз средней основности — короткие полисинтетически сдвойниковые лейсты — и калиевый полевой шпат. Аксессорные минералы — магнетит, иногда обрастающий розетками биотита (в центре поля зрения), и изредка апатит.

Калиевый полевой шпат образует большие поля — $\frac{2}{3}$ рисунка заняты одним зерном его, стоящим на просветлении, справа вверху — часть другого зерна, стоящего на погасании. В этих крупных зернах включены все остальные минералы породы, в том числе и лейстовидные индивидуумы плагиоклаза, что составляет характерную черту монцонитовой структуры.

СИЕНИТ-ПОРФИР (а). СИЕНИТ-АПЛИТ (б). АЛЬБИТИТ (в)

б



Фиг. 291.

а — Урал, Бердяуш. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1937). Без анализ.; $d = 4,7$ мм.
Рис. С. Сергеевой

б — Урал, Бердяуш. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 4,7$ мм.
Рис. С. Сергеевой

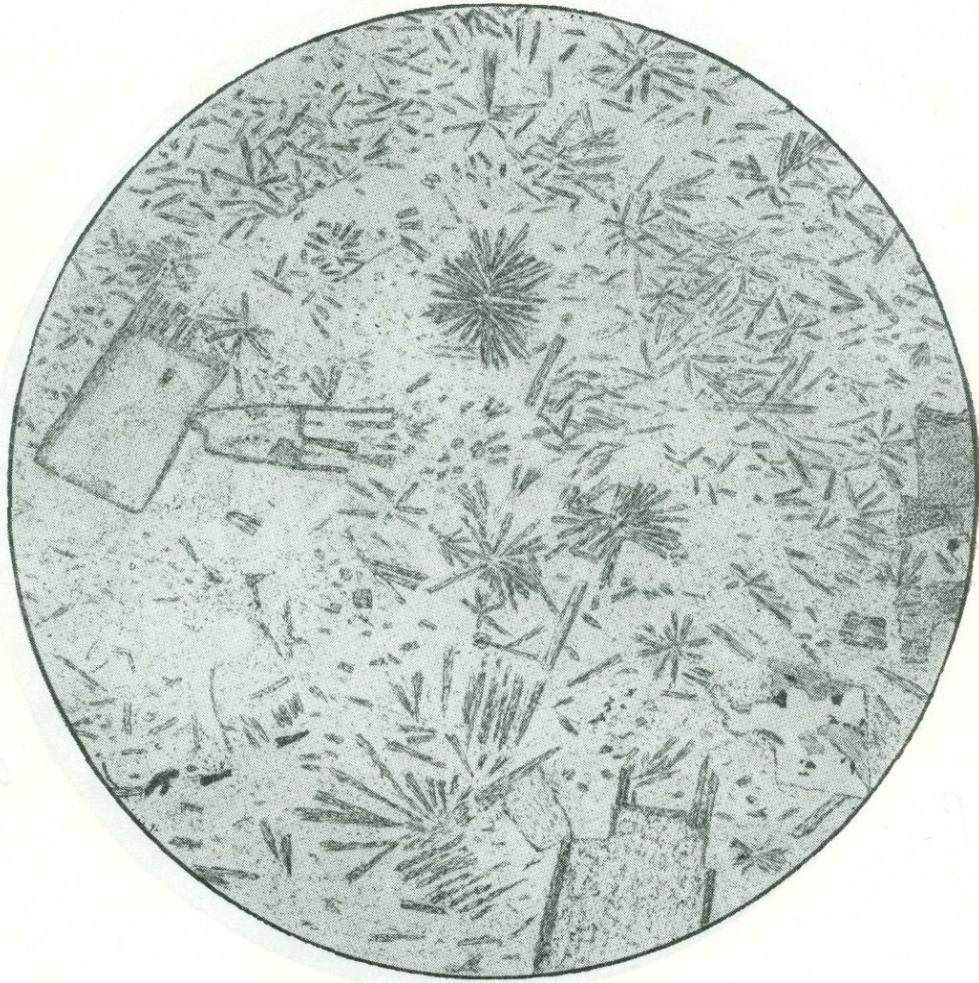
в — Урал, Рай-Из. Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1932). Николи +; $d = 4,7$ мм.
Рис. С. Сергеевой

а — фенокристаллы (размером 2—3 мм) принадлежат альбитизированному щелочному полевому шпату. В основной массе преобладают лейсты такого же полевого шпата размером 0,1—0,15 мм и с несколько трахитоидной ориентировкой. Между ними зажаты цветные минералы, замещенные хлоритом и эпидотом. Структура порфировая; основная масса полнокристаллическая, трахитоидная.

б — почти мономинеральная порода из калишпата с микропертитовыми вростками альбита. Несколько правее и выше центра рисунка видны единичные мелкие ксеноморфные зерна кварца. Структура аллотриоморфно-зернистая.

в — почти мономинеральная жильная порода из альбита. Единичные призмочки светло-зеленой роговой обманки. Структура аллотриоморфно-зернистая.

КВАРЦЕВЫЙ СИЕНИТ-ПОРФИР



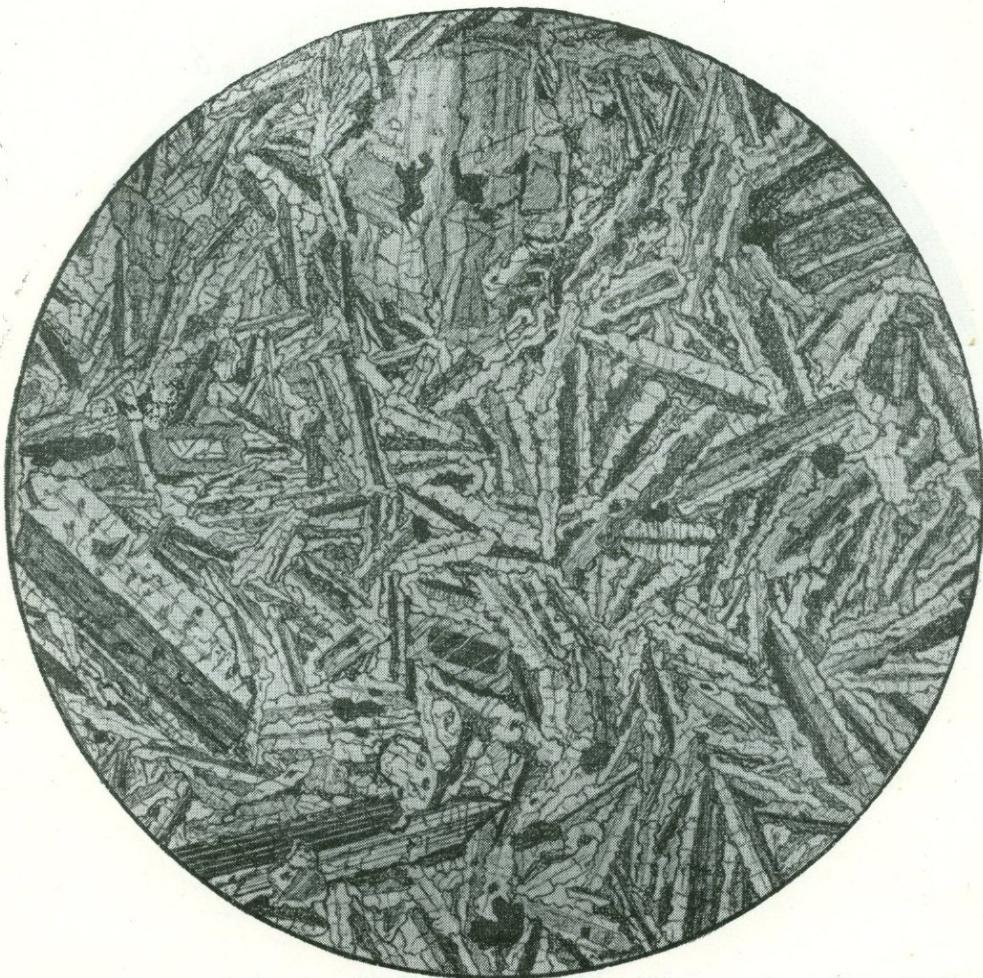
Фиг. 292.

Центральный Казахстан, хр. Аршалы. Колл. Н. Н. Великой. Без анализ.;
 $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Структура породы *порфировая*. Немногочисленные фенокристаллы размером 1—1,5 мм принадлежат кислому серицитизированному плагиоклазу, обрастающему каемкой калиевого полевого шпата с прямым угасанием. Вторая генерация фенокристаллов представлена тонкими лейстами калиевого полевого шпата, обладающими тупыми концами и часто собранными в центрические сростки (средняя часть рисунка), а также изредка хлоритизированным биотитом, также в виде тонких лейст.

Основная масса породы подверглась значительной раскристаллизации; заметны реликты *микропойкилитовой*, *микрофельзитовой* структур, новообразования довольно крупных ксеноморфных зерен кварца и мелких чешуйек мусковита. Наличие сростков тонких призм калишпата обусловливает *центрический* характер структуры, а обрастание калишпатом фенокристаллов плагиоклаза создает черты *маргинационной* структуры.



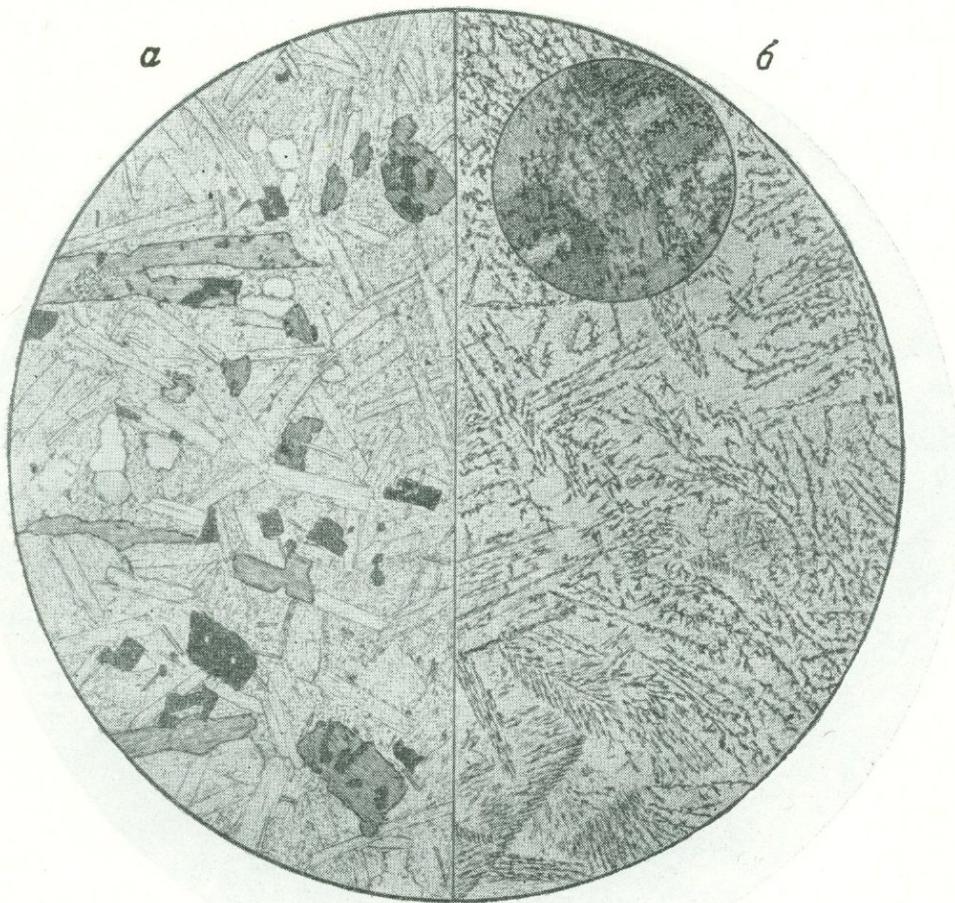
Фиг. 293.

Кавказ, западный склон Даралагеза. Колл. А. С. Остроумовой. Николи +;
 $d = 3,6 \text{ м.м.}$

Рис. С Сергеевой

Порода состоит из тонких таблитчатых зерен калинатрового полевого шпата размером 0,5—1,0 мм, показывающих на поперечных разрезах неправильные зазубренные края, что составляет характерную особенность бостонитовой структуры. Некоторые индивиды полевого шпата достигают в длину 1,5 мм и придают породе несколько порфировидный облик.

СЁЛЬВСБЕРГИТ (*a*).
ТА ЖЕ ПОРОДА ИЗ ЗАЛЬБАНДОВОЙ ЧАСТИ ДАЙКИ (*б*)



Фиг. 294.

Украина, Приазовье. Дайка. Колл.
Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.;
 $d = 1,8 \text{ м.м.}$

Рис. Н. Леонтьевой

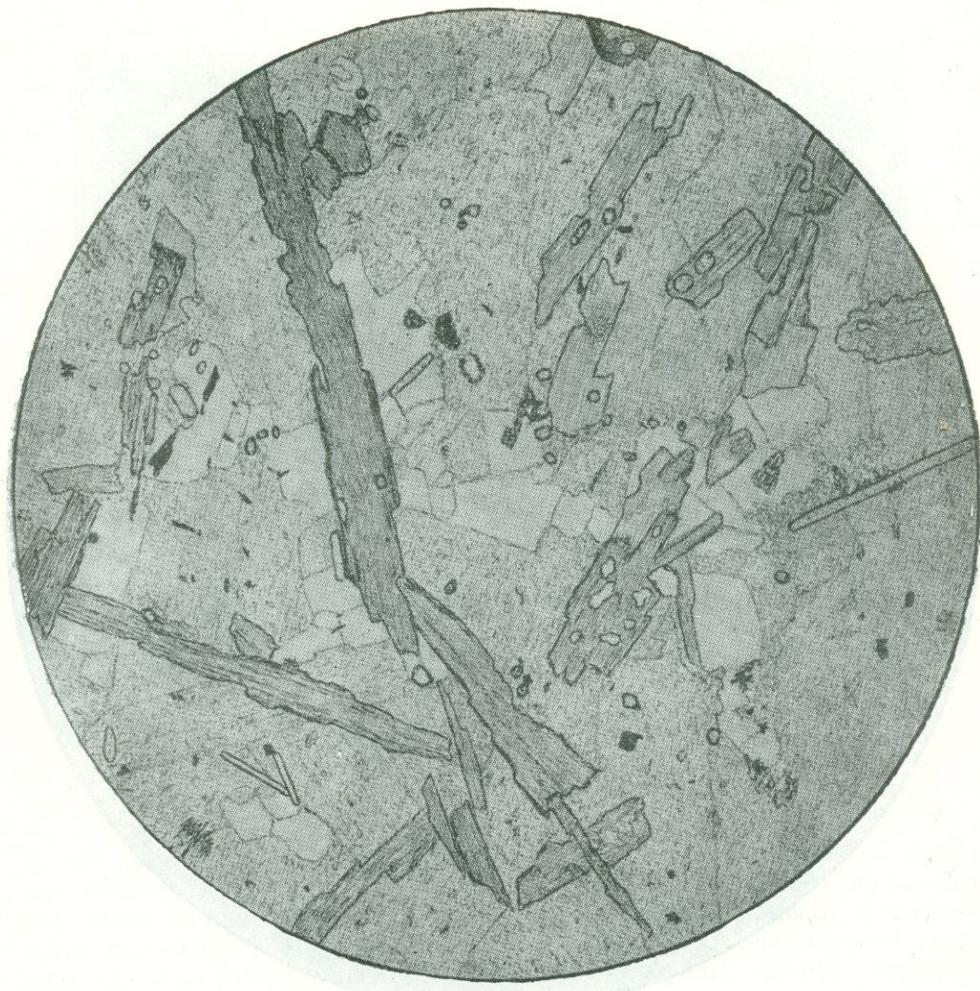
Без анализ.; малый круг — николи +
 $d = 1,8 \text{ м.м.}$

Рис. Н. Леонтьевой

a — плотная тонкозернистая порода состоит из беспорядочно расположенных тонких лейст альбита (размером 0,22 м.м и мельче) и заключенных между ними более или менее изометричных индивидов разложенного и замутненного калишпата. Цветной минерал полностью разложен и замещен хлоритом, цоизитом и рудным. Тонкие иголочки апатита и магнетит являются акцессорными. Редкие зерна кварца считаются посторонними включениями. Структура *микрогипидиоморфнозернистая порфириовидная*.

б — без анализатора — это очень плотная слегка буроватая стекловатая или похожая на стекло порода, в которой видны темные линии, прямолинейные или изогнутые, местами ветвистые, состоящие из мельчайших темных непрозрачных частичек — кристаллитов причудливой формы.

В скрещенных николях видно, что стекловатая масса распадается на более или менее изометричные зерна (по-видимому, полевой шпат), через которые, независимо от их границ, проходят линии темных кристаллитов.



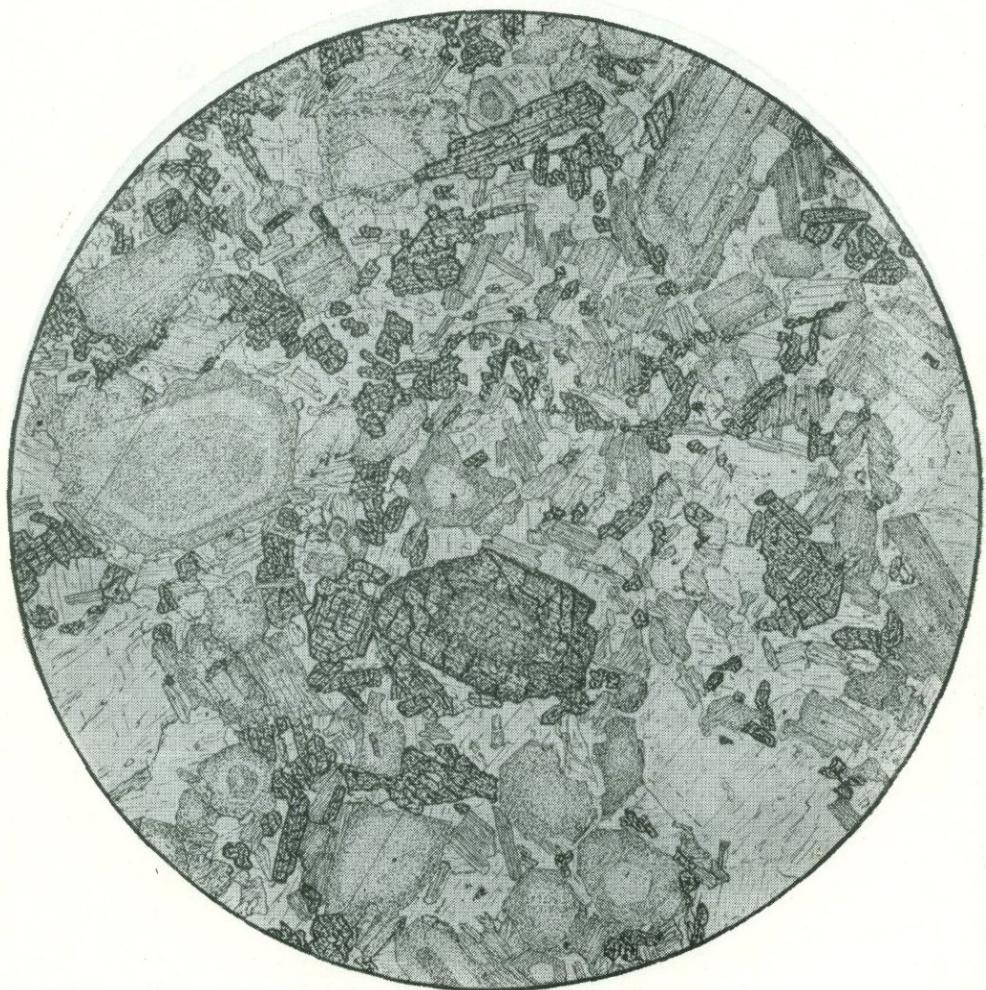
Фиг. 295.

Урал, Миасс. Колл. А. Н. Заварицкого. Без анализ.; $d = 3,2$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из удлиненных фенокристаллов красноватого биотита, частью с включениями апатита и скоплений удлиненных зерен разложенного и пелитизированного полевого шпата, преимущественно калиевого. Аксессорные — апатит в длинных иглах (резкий рельеф) и рудный минерал. В средней части поля зрения видны небольшие скопления кварца, который, по Заварицкому, является посторонним включением.

Структура лампрофировая.



Фиг. 296.

Кольский полуостров. Колл. Н. А. Курьяевой. Без анализ.; $d = 6,3$ мм.
Рис. С. Сергеевой

Многочисленные фенокристаллы (размером 1—2 мм) представлены биотитом в идиоморфных зональных кристаллах и в меньшей мере авгитом, разложенным и в ядре замещающимся биотитом. В основной массе — те же минералы, немного кислого плагиоклаза и преобладающий калиннатровый полевой шпат в зернах размером до 1—1,5 мм, содержащих обильные включения биотита и пироксена, т. е. обладающих пойкилитовой структурой.

Структура породы лампрофировая с полнокристаллической, местами пойкилитовой основной массой.



Фиг. 297.

Южная Норвегия, Арендаль, Дювика. Заимствовано у Карстенса (Cars-tens, 1959). Без анализ.; увел. 71.

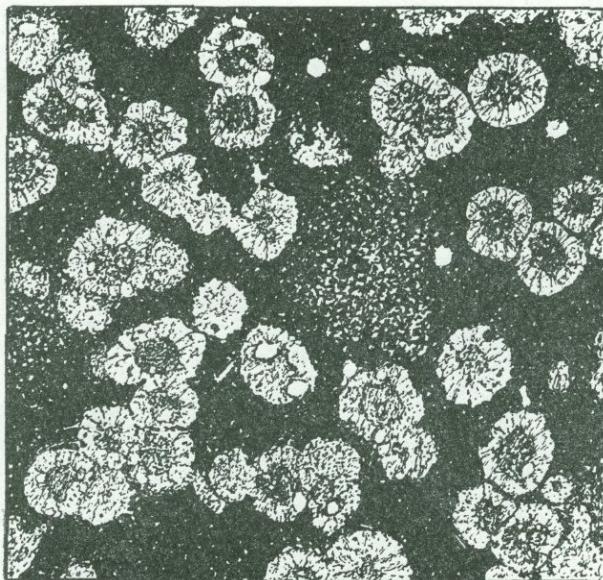
Рис. Н. Леонтьевой

Порода, типичная лампрофировая структура которой видна по краям рисунка, состоит из мелких фенокристаллов моноклинного пироксена и роговой обманки и поликристаллической основной массы. В составе последней кроме пироксена и роговой обманки присутствуют плагиоклаз — андезин, щелочной полевый шпат, рудные минералы, хлорит, кальцит, апатит и сфен.

Особенностью иллюстрируемого вогезита, не обязательной для таких пород, является наличие «глазков», один из которых изображен в центре рисунка. «Глазок» представляет собой лейкократовое скопление без резких границ, состоящее из запыленного щелочного полевого шпата, кальцита (белое на рисунке) и тонких иголочек биотита. По периферии глазка появляются более крупные кристаллы роговой обманки.

Такая структура называется оцеляровой, или глазковой. Образование глазков (оцеллей) Г. Карстенс рассматривает как проявление богатства магмы летучими и отмечает взаимную связь глазков и миндалин.

ВАРИОЛИТОВЫЙ ВОГЕЗИТ



Фиг. 298.

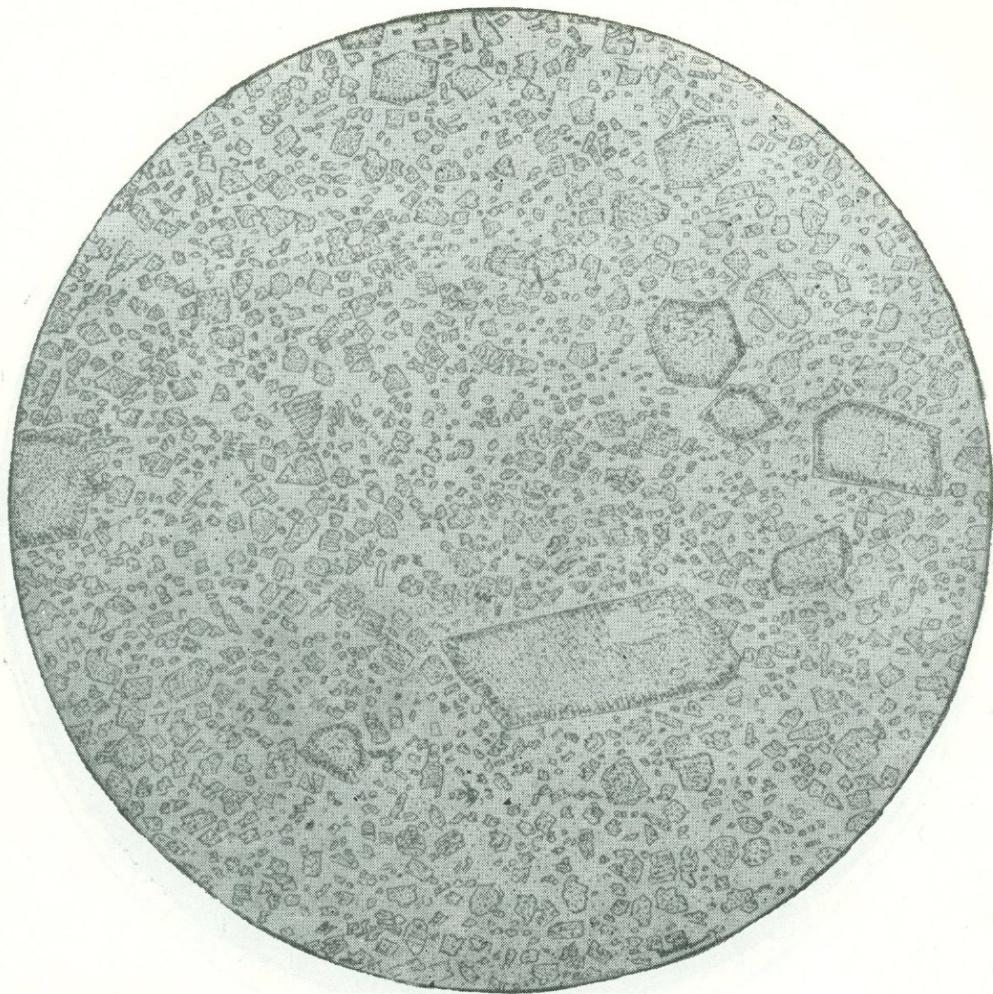
Южная Норвегия, Арендал, Скарвой. Заимствовано
у Карстенса (Carstens, 1959). Без анализ.; увел. 3,4.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке изображена вариолитовая структура, весьма редко встречающаяся в вогезитах и вообще в лампрофирах. Размеры глобулей или вариолей в призальбандовой части даек 1—2 мм, а в центральной части даек они могут достигать 10 см; нередко 2—3 и большее количество вариолей сливаются. Вариоли имеют концентрическое строение и в ядре их заключен глазок полевого шпата, а периферия сложена тонкодисперсным полуопаковым минералом. Междувариолевая масса состоит преимущественно из хлорита, серпентина, эпидота и рассеянных среди них иголочек роговой обманки или авгита.

Структура *вариолитовая*.

ОРТОФИР



Фиг. 299.

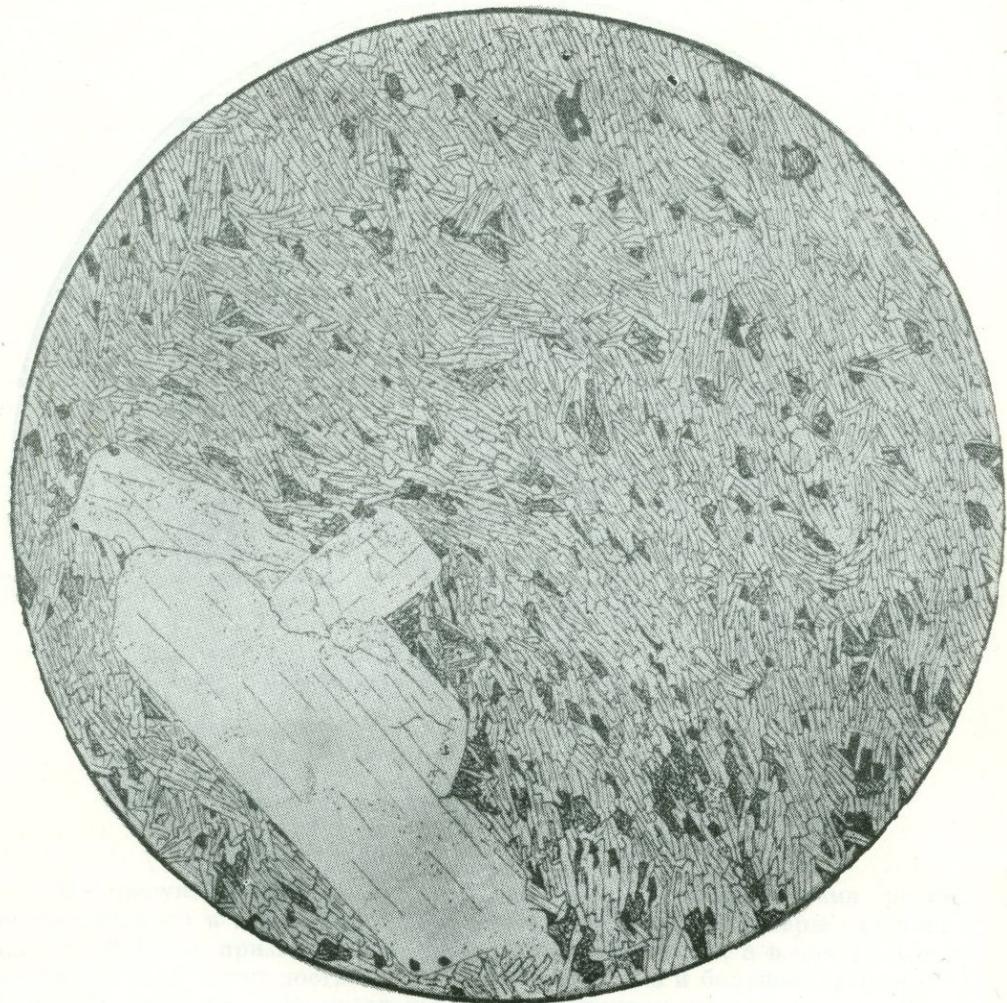
Задимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.; $d = 4 \text{ мм.}$

Рис. О. Васнецовой

Фенокристаллы представлены перититовым калиевым полевым шпатом; размеры их не превышают 1 мм . Основная масса состоит из микролитов полевого шпата, главным образом калиевого. Они обладают характерными для ортофировой структуры изометричными формами и дают в шлифе короткопрямоугольные и квадратные разрезы. Между микролитами развит криптокристаллический кварц-полевошпатовый базис, представляющий собой продукт раскристаллизации стекла. Наличие базиса не обязательно для ортофировой структуры.

Структура породы *порфировая*; основная масса *ортосибирская*.

ТРАХИТ



Фиг. 300.

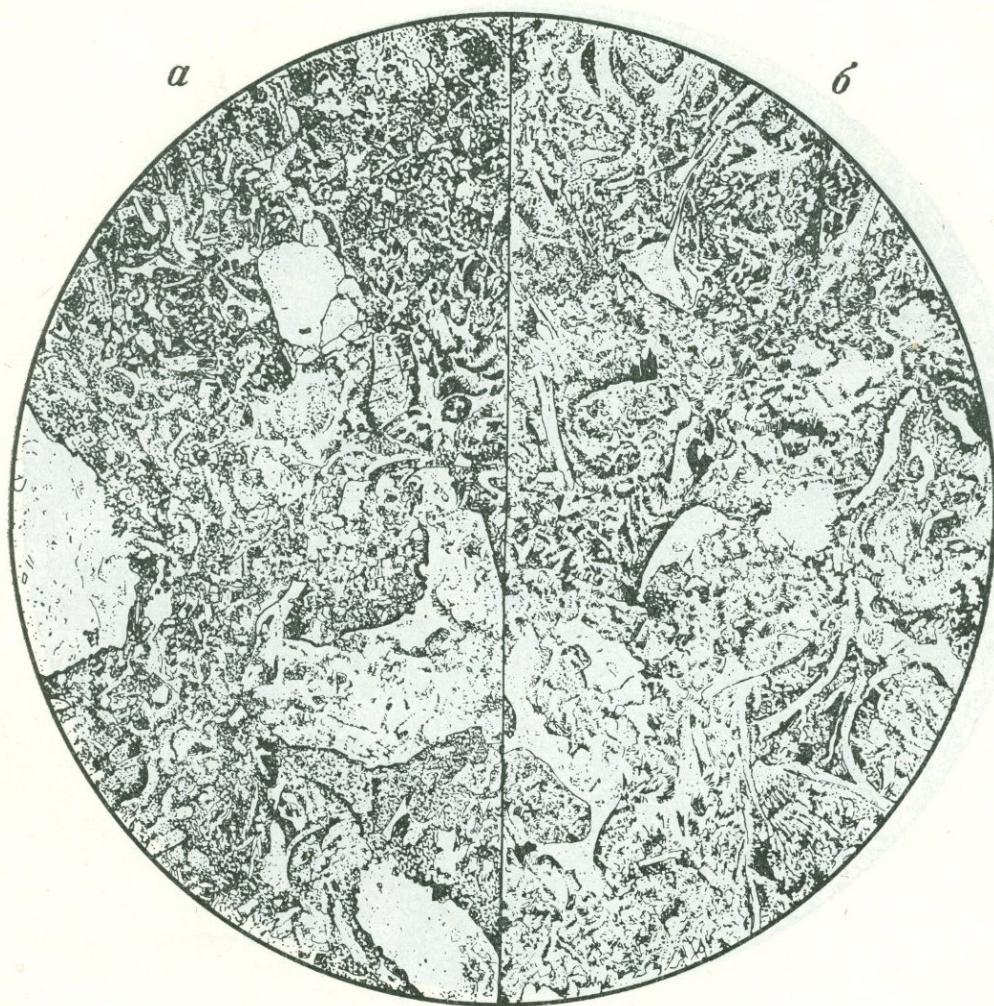
Италия, Кастелло, о. Иския. Без анализ.; $d = 4,0$ м.м.

Рис. Т. Марениной

Порода имеет порфировую структуру. Фенокристаллы представлены крупными (около 2—2,5 мм) идиоморфными индивидами санидина. Основная масса сложена мелкими листами санидина, плотно прилегающими друг к другу и имеющими ориентированное расположение наподобие сплавляемого по реке леса, т. е. обладает типичной трахитовой структурой.

Цветной минерал — эгирин-авгит — в мелких ксеноморфных зернах, зажатых между тонкими листами полевого шпата основной массы.

АЛЬБИТОФИРОВЫЙ ТУФ



Фиг. 301.

Северный Урал. Заимствовано из кн «Структуры горных пород», т. II. Без анализа;
а — $d = 7,3$ мм; б — $d = 2,3$ мм.

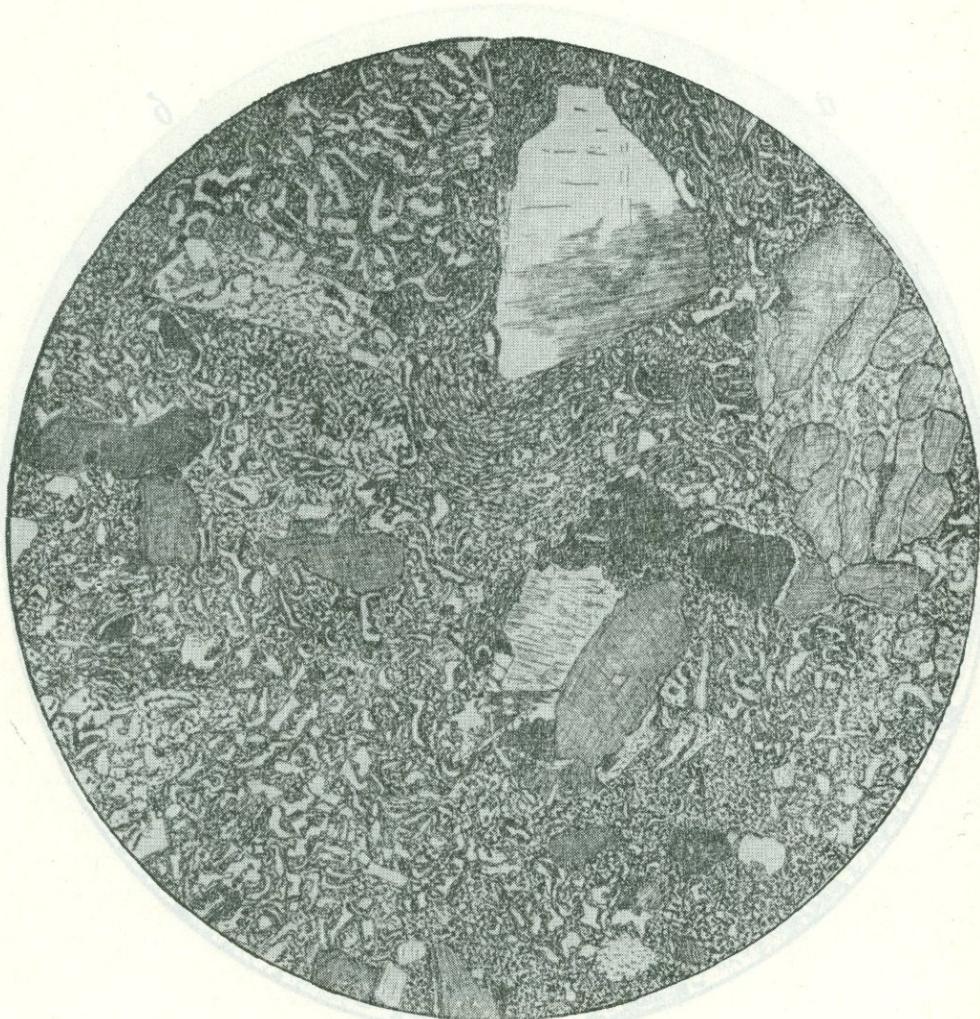
Рис. Л. Сидоренко

а — порода состоит из обломков слабо раскристаллизованного вулканического стекла, заключенных в связующей массе пепловой структуры, сложенной мелкими рогульчатыми осколками, тонкочешуйчатой массы хлорита и рудной пыли. Структура *вулкокластическая*.

б — порода состоит из реликтов осколков вулканического стекла, раскристаллизованного с образованием крипто- и микрокристаллических агрегатов альбита.

Формы осколков рогульчатые и дугообразные, характерные для пепловых частиц. В связующей массе есть хлорит и рудный минерал. Структура *пепловая*.

ТРАХИТОВЫЙ ТУФ



Фиг. 302.

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

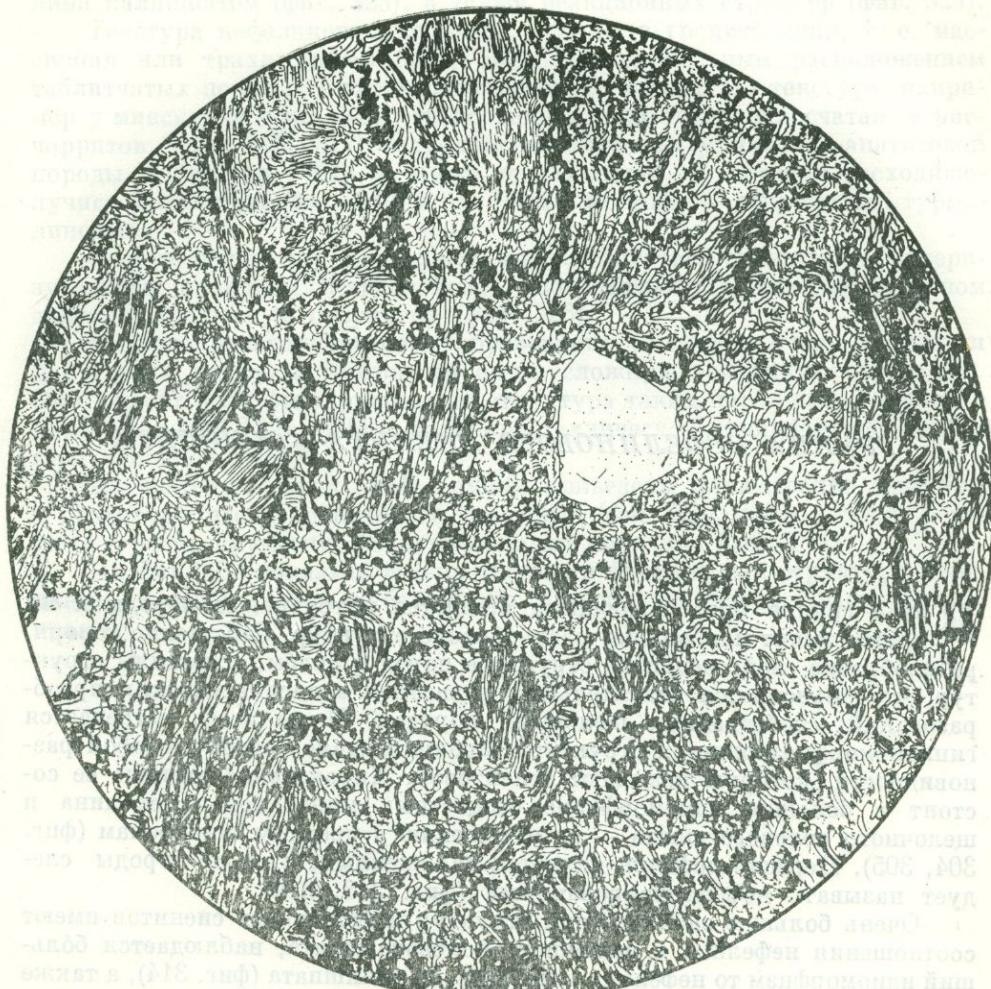
Рис. О. Васнецовой

Обломки размером около 1 мм и меньше представлены кислым вулканическим стеклом и фенокристаллами санидина. Связующая масса имеет пепловую структуру и состоит из очень мелких осколков вулканического стекла характерных рогульчатых и серповидных форм и небольшой примеси чешуек хлорита и рудного минерала.

Структура кристалл-витрокластическая с пепловой связующей массой.

При изучении этого образца было обнаружено, что в зоне кристаллизации имеются зоны, в которых преобладают кристаллы санидина и хлорита, а также зоны, где преобладают вулканические стекла и фенокристаллы санидина.

ТРАХИТОВЫЙ ТУФ



Фиг. 303.

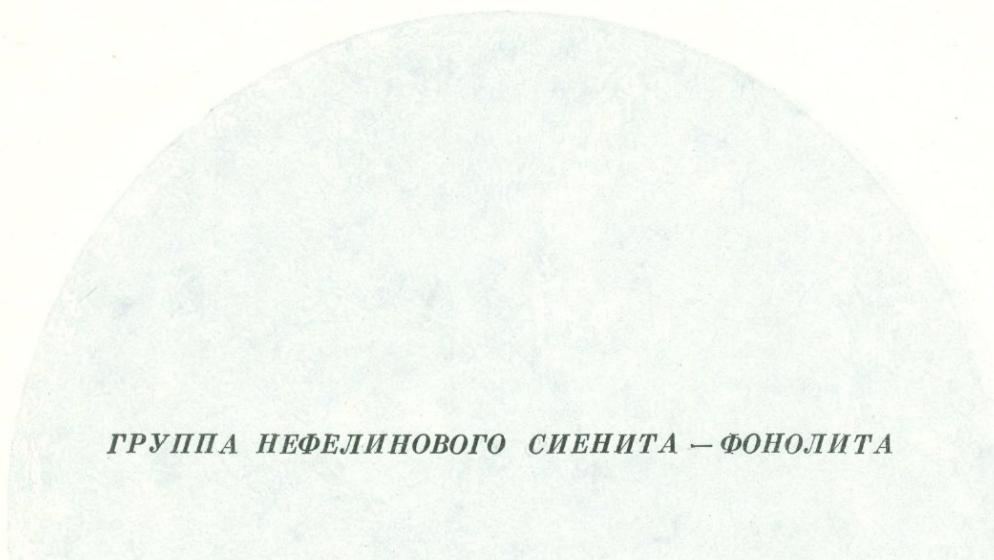
Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. II. Без анализ.; $d = 2,3$ мм.

Рис. О. Васнецовой

Порода состоит из обломков светлого серовато-желтоватого вулканического стекла (основной массы), имеющего низкое светопреломление и обладающего *пузыристой* и *флюктуационной* текстурой. Обломки, имеющие размеры от 0,1 до 1 мм, погружены в тонкозернистую связующую массу *пепловой* структуры, т. е. состоящую из мелких осколков («черепков») вулканического стекла.

Наблюдаются единичные обломки прозрачного плагиоклаза и биотита, а также многочисленные очень мелкие зерна лимонитизированного рудного минерала, образующего каемки на пирокластических обломках.

Структура кристалл-литокластическая с пепловой связующей массой.



ГРУППА НЕФЕЛИНОВОГО СИЕНИТА — ФОНОЛИТА

В этой группе преобладающими являются интрузивные породы и им принадлежит наибольшее разнообразие структур. Собственно говоря, разнообразие свойственно не структуре пород в целом, а деталям структур, что объясняется значительным развитием метасоматических преобразований, свойственных щелочным породам. Чаще всего встречается гипидиоморфнозернистая структура, проявляющаяся здесь в особой разновидности, которую называют агпайтовой. Характерное отличие ее состоит в большем идиоморфизме бесцветных минералов — нефелина и щелочного полевого шпата — по отношению к цветным минералам (фиг. 304, 305). Нередко нефелин является наложенным, и такие породы следуют называть нефелинизированными (фиг. 313, 314).

Очень большое значение для структур нефелиновых сиенитов имеют соотношения нефелина и щелочного полевого шпата; наблюдается больший идиоморфизм то нефелина (фиг. 306), то калишпата (фиг. 314), а также очень тесные и причудливые взаимные прорастания обоих минералов с образованием дактилоскопических структур (фиг. 318, 323), обычно рассматриваемых авторами как структуры замещения. Калиевый полевой шпат представлен различными разновидностями — ортоклазом и анортоклазом, решетчатым и нерешетчатым микроклином, в породах Хибин — нередко микроклин-изоперитом (фиг. 307).

Очень большую роль в некоторых нефелиновых сиенитах играет альбит. Особенно характерны в этом отношении мариуполиты Приазовья (фиг. 308, 309, 311); изучение их в шлифах показывает постепенное замещение альбитом нефелина, с превращением крупнозернистого уртита в мелкозернистый мариуполит. Альбит замещает и цветные минералы, например биотит (фиг. 311, а).

Нефелиновые сиениты и родственные им уртиты характеризуются высоким содержанием акцессорных минералов, которые по своему количеству могут занимать место пордообразующих минералов и влиять на характер структуры пород, нередко образуя фенокристаллы. Таковы, например, апатит и сфен в нефелиновых сиенитах и уртиках Хибин (фиг. 306, 325), циркон (фиг. 312) в мариуполитах. Интенсивное метасоматическое развитие крупных идиобластов эвдиалита в луявлите создает особую породу — эвдиалитит с криптобластовой структурой (фиг. 319).

Уртиты обладают также гипидиоморфнозернистыми структурами с развитием наложенных метасоматических преобразований в виде карбонатизации (фиг. 320), эвдиалитизации (фиг. 321) с проявлением графических структур замещения, например эгирина нефелином (фиг. 322), нефелина калишпатом (фиг. 323), а также реакционных структур (фиг. 324).

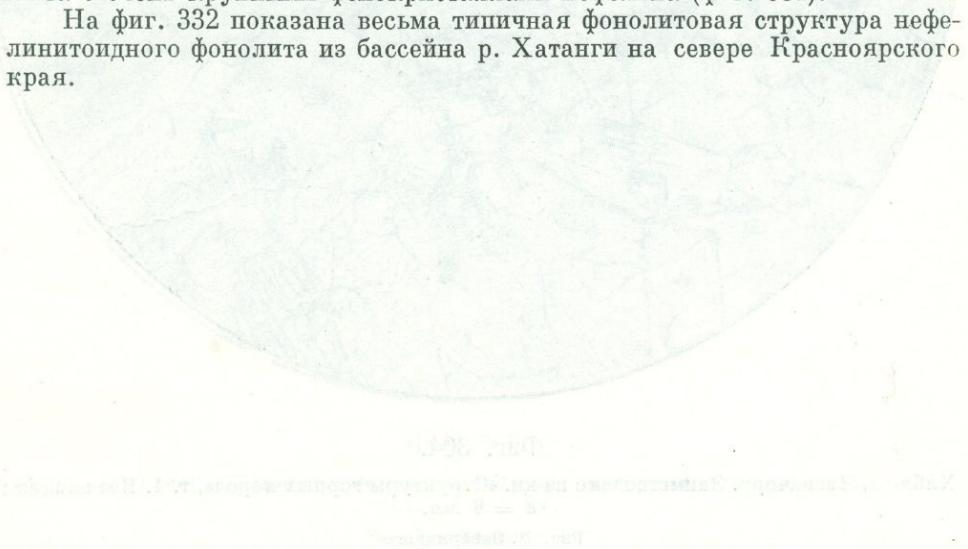
Текстура нефелиновых сиенитов и урбитов гранитоидная, т. е. массивная или трахитоидная (фиг. 309), с параллельным расположением таблитчатых полевых шпатов. Наблюдаются полосчатая текстура, например у миаскитов (фиг. 315), гнейсовидная, или очковополосчатая, у рисчорритов (фиг. 316, 317), параллельно-линовая у нефелин-апатитовой породы Хибин (фиг. 325), а также пегматоидная с участками расходящейся лучистой текстуры (фиг. 310) и др. Части «солница» — эгириновые, турмалиновые.

Особую подгруппу составляют псевдолейцитовые сиениты, характеризующиеся наличием псевдолейциита, показывающего под микроскопом дактилоскопическую структуру (фиг. 326).

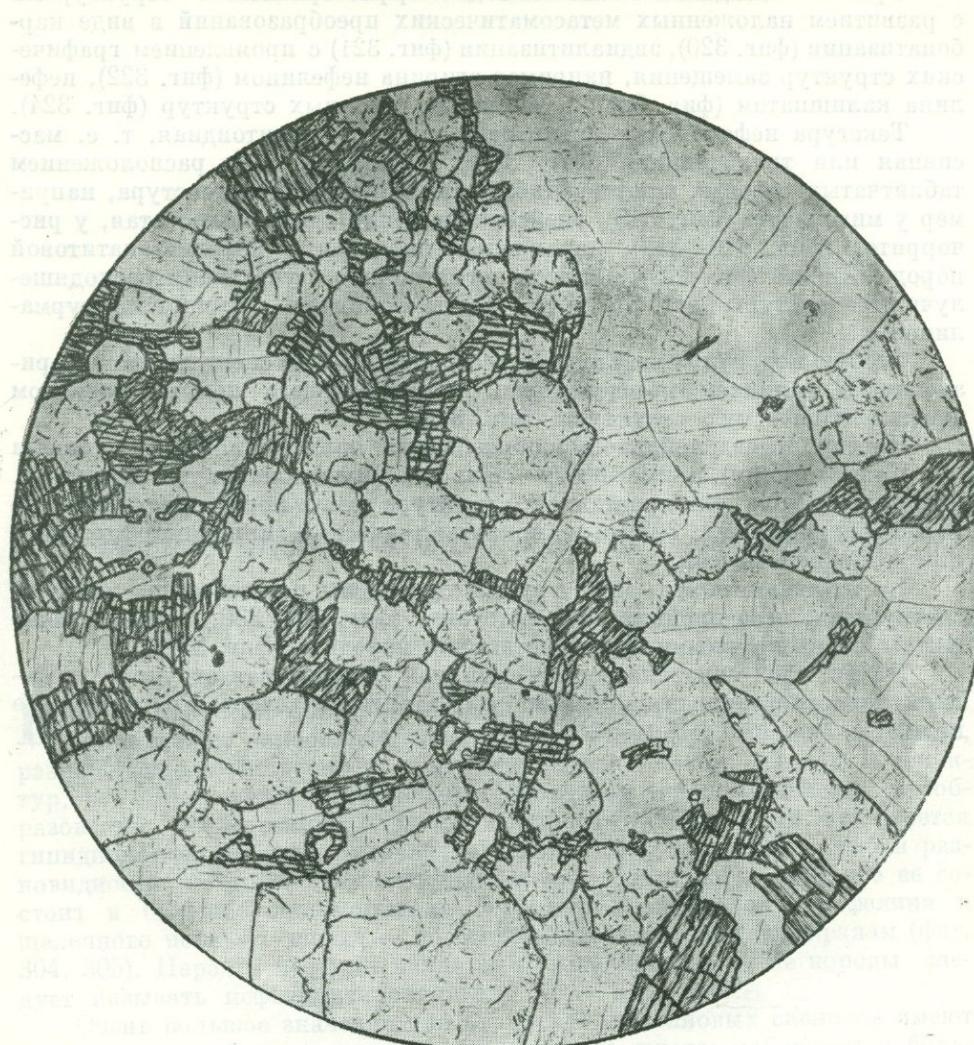
Нередко псевдолейцитовые образования являются очень крупными (до 4 см в длину) и имеющими очень сложную зональную структуру. Они играют роль фенокристаллов; структура таких пород имеет характер порфировидной (фиг. 328) с полнокристаллической гипидиоморфнозернистой основной массой.

Из жильных пород этой группы приведены иллюстрации текстуры и структуры псевдолейцитового тингуайта (фиг. 329, 330,) а также берешита с очень крупными фенокристаллами нефелина (фиг. 331).

На фиг. 332 показана весьма типичная фонолитовая структура нефелинитоидного фонолита из бассейна р. Хатанги на севере Красноярского края.



НЕФЕЛИНОВЫЙ СИЕНИТ — ФОЙЯИТ



Фиг. 304.

Хибины, Часначорр. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализ.;
 $d = 8 \text{ м.м.}$

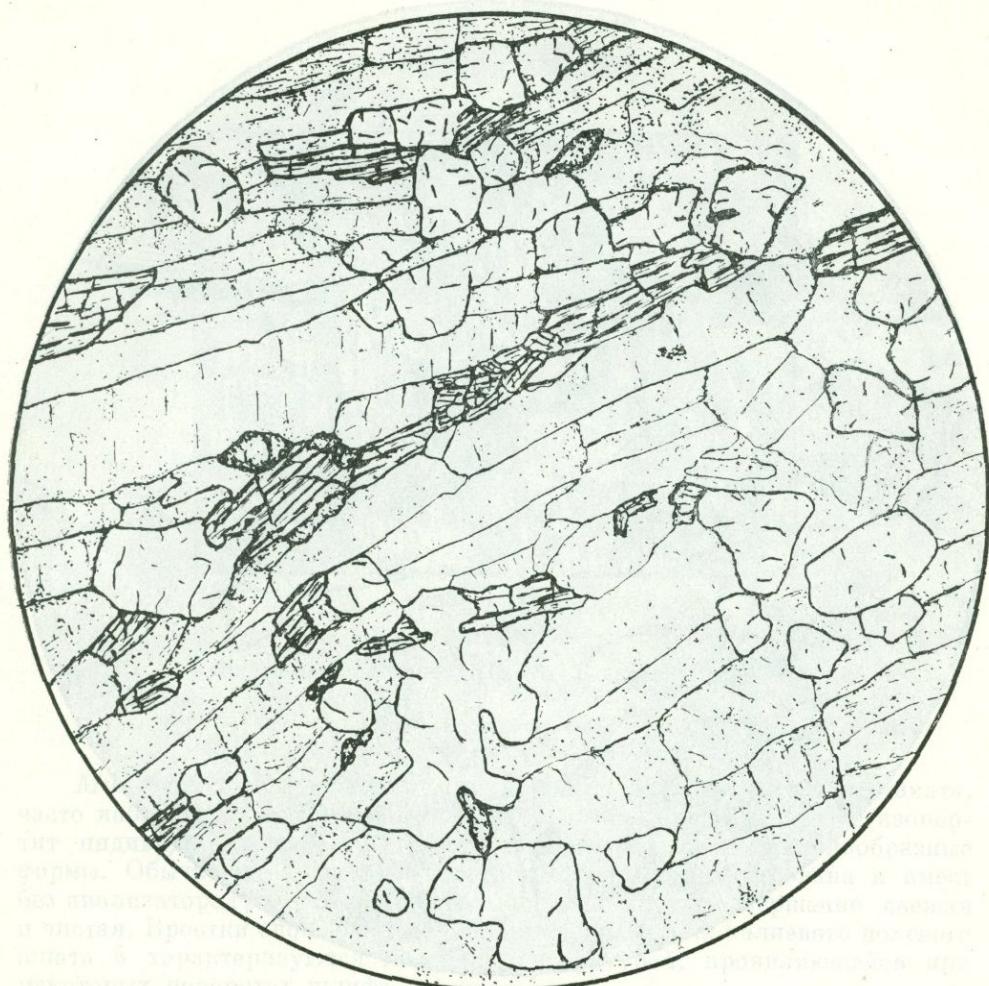
Рис. В. Заварицкого

Порода состоит из нефелина в округлых изометричных зернах, более крупных и более удлиненных индивидов пертитового калиннатового полевого шпата, эгирина, проросшего щелочным амфиболом, и сфена, занимающих неправильные участки между бесцветными минералами.

Структура породы гипидиоморфнозернистая в той ее разновидности, которая характеризуется идиоморфизмом бесцветных минералов (в данном случае наиболее идиоморфен нефелин) и резко ксеноморфным развитием цветных, что свойственно так называемому агпайтовому типу кристаллизации. Такая структура часто называется *агпайтовой*.

Текстура *массивная*, т. е. это гранитоидный тип нефелинового сиенита.

Характер структуры породы выражается в том, что нефелин, имеющий характер азотита и обширные включения в пертите, в свою очередь метасоматически замещает крупных эдибластов, лигнитов и туваритов, создает



Фиг. 305.

Хибины, Часначорр. Заимствовано из кн. «Структуры горных пород», т. I. Без анализа; $d = 4$ мм.

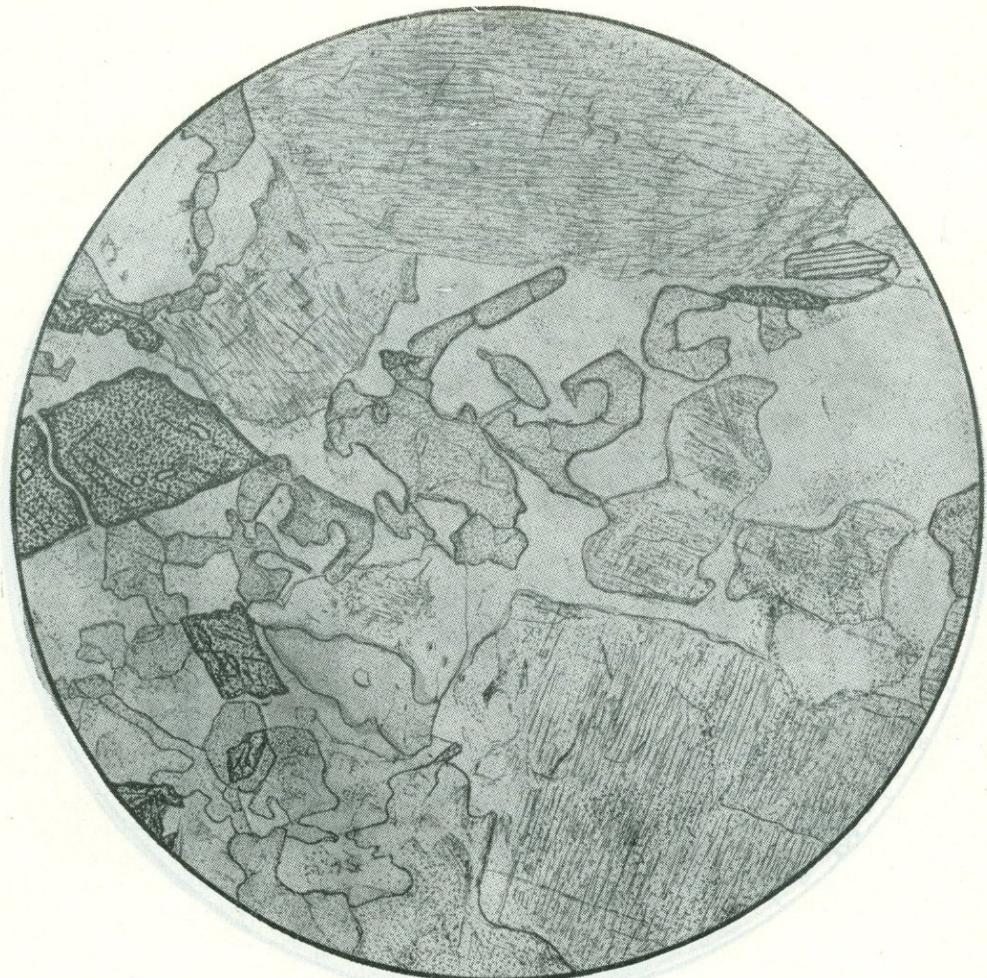
Рис. В. Заваринского

Порода состоит из таблитчатых индивидов калинатрового полевого шпата, округлых и более идиоморфных, чем полевой шпат, зерен нефелина и длинных призм щелочного амфибола и эгирина. Аксессорные минералы — идиоморфный сфен (в левой средней и нижней частях рисунка) с резким рельефом и рудный минерал. Цветные минералы ксеноморфны по отношению к бесцветным.

Структура гипидиоморфнозернистая, агпаитовая.

Текстура трахитоидная вследствие субпараллельной ориентировки (удлиненно) таблитчатых индивидов полевого шпата и призм цветных минералов.

АПАТИТОВЫЙ НЕФЕЛИНОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 306.

Хибины. Колл. В. А. Рудника. Без анализ.; $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Этот нефелиновый сиенит представляет собой участок в апатит-нефелиновой породе, обогащенный калиевым полевым шпатом.

Крупные идиоморфные короткопризматические индивиды нефелина, достигающие 2,5 мм в длину, содержат тончайшие игольчатые включения эгирина. Между ними — светлое на рисунке — нерешетчатый калиевый полевой шпат, представленный совершенно ксеноморфными зернами. В нем заключены обильные неправильной формы корродированные призмы апатита и крупные идиоморфные кристаллы сфена. Редкие мелкие призмочки эгирина (справа вверху) — цветной минерал.

Структура гипидиоморфно-зернистая.

МИКРОКЛИН-ИЗОПЕРТИТ

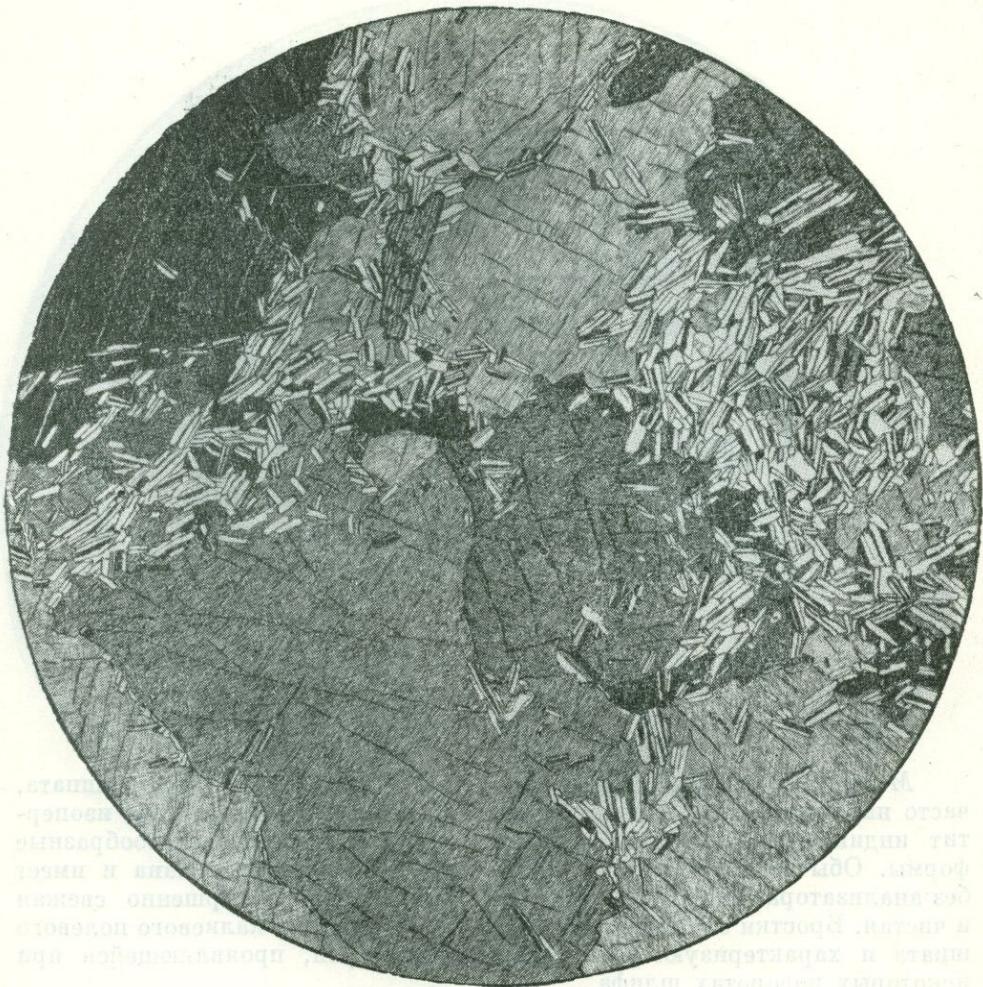


Фиг. 307.

Хибины. Заимствовано у И. П. Тихоненкова (1963).
Николи +; угл. 20.

Рис. В. Колесниковой

Микроклин-изопертиловая структура калиевого полевого шпата, часто наблюдающаяся в нефелиновых сиенитах. Срастающиеся в изопертит индивиды микроклина образуют неправильные веретенообразные формы. Обычно одна система вростков сильно пелитизирована и имеет без анализатора грязный коричневатый цвет, а другая совершенно свежая и чистая. Вростки сложены мельчайшими зернышками калиевого полевого шпата и характеризуются мозаичной структурой, проявляющейся при некоторых поворотах шлифа.



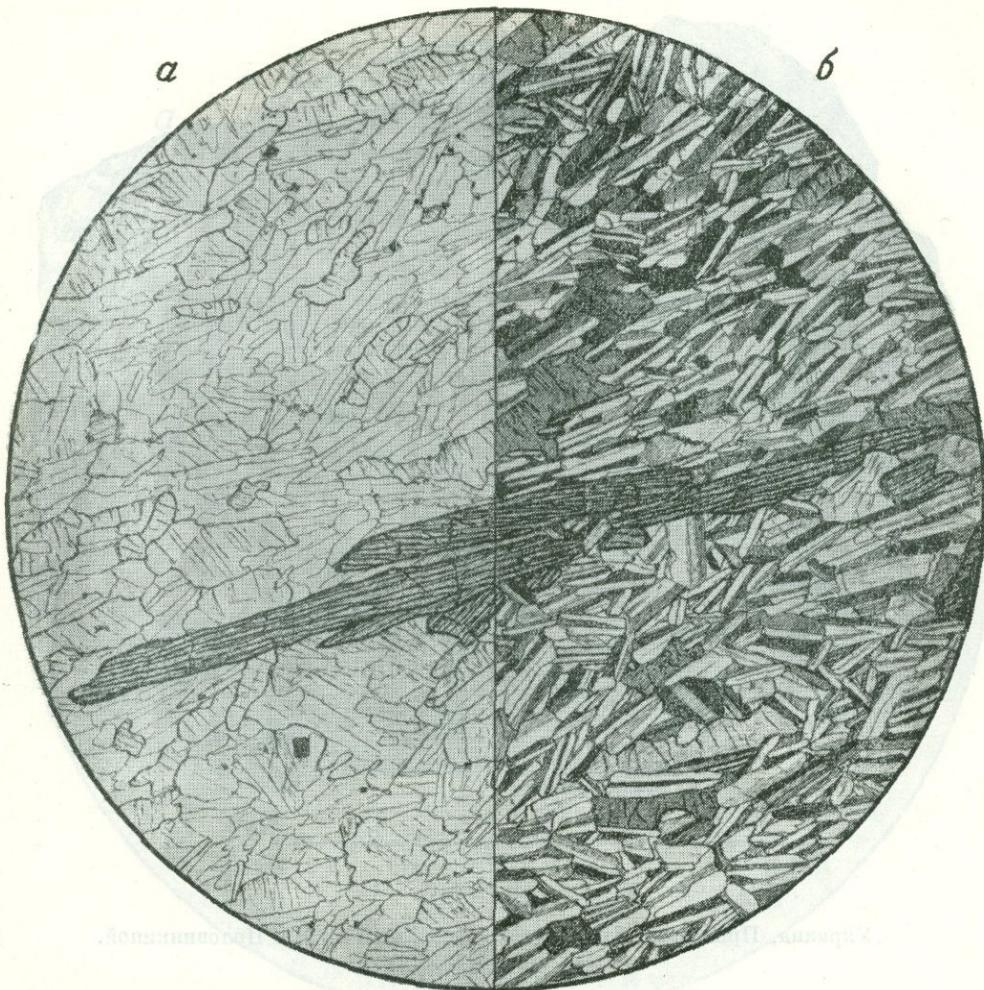
Фиг. 308.

Украина, Приазовье, балка Мазурова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Николи +;
 $d = 6,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из крупных (до 5—6 и даже 10 м.м.) зерен нефелина; между ними видны скопления очень мелких лейстовидных простых и полисинтетических двойничков альбита, которые развиваются за счет нефелина. Цветной минерал — эгирин в виде редких призматических зерен (в левой верхней четверти рисунка).

Первоначально порода представляла собой уртит, состоявший из крупных зерен нефелина и небольшой примеси эгирина. Метасоматическое развитие в ней альбита превратило ее в мариуполит. Первоначальная аллотриоморфнозернистая структура носит теперь черты метасоматических структур, для которых характерен наибольший идиоморфизм самого последнего новообразования, в данном случае — альбита.



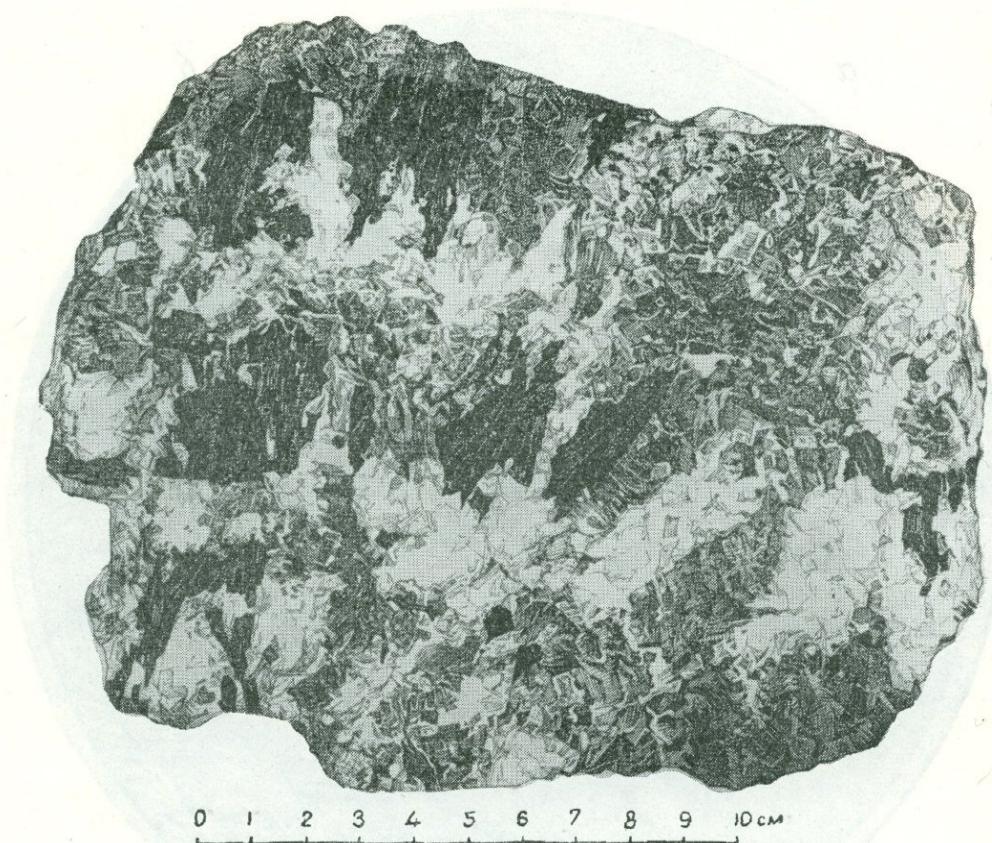
Фиг. 309.

Украина, Приазовье, балка Мазурова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. *a* — без анализ.;
b — николи +; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из плотно расположенных и субпараллельно ориентированных тонких табличек альбита, между которыми сохранились небольшие реликты зерен нефелина с несколько более высоким рельефом, чем у альбита (хорошо видно в левой части рисунка, без анализатора), и с прямым угасанием (в скрещенных николях, справа). Цветной минерал — эгирин в длинных призмах. Структура *таблитчатозернистая, метасоматическая*. Текстура *трахитоидная*.

ПЕГМАТОИДНЫЙ ЭГИРИН-АЛЬБИТ-НЕФЕЛИНОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 310.

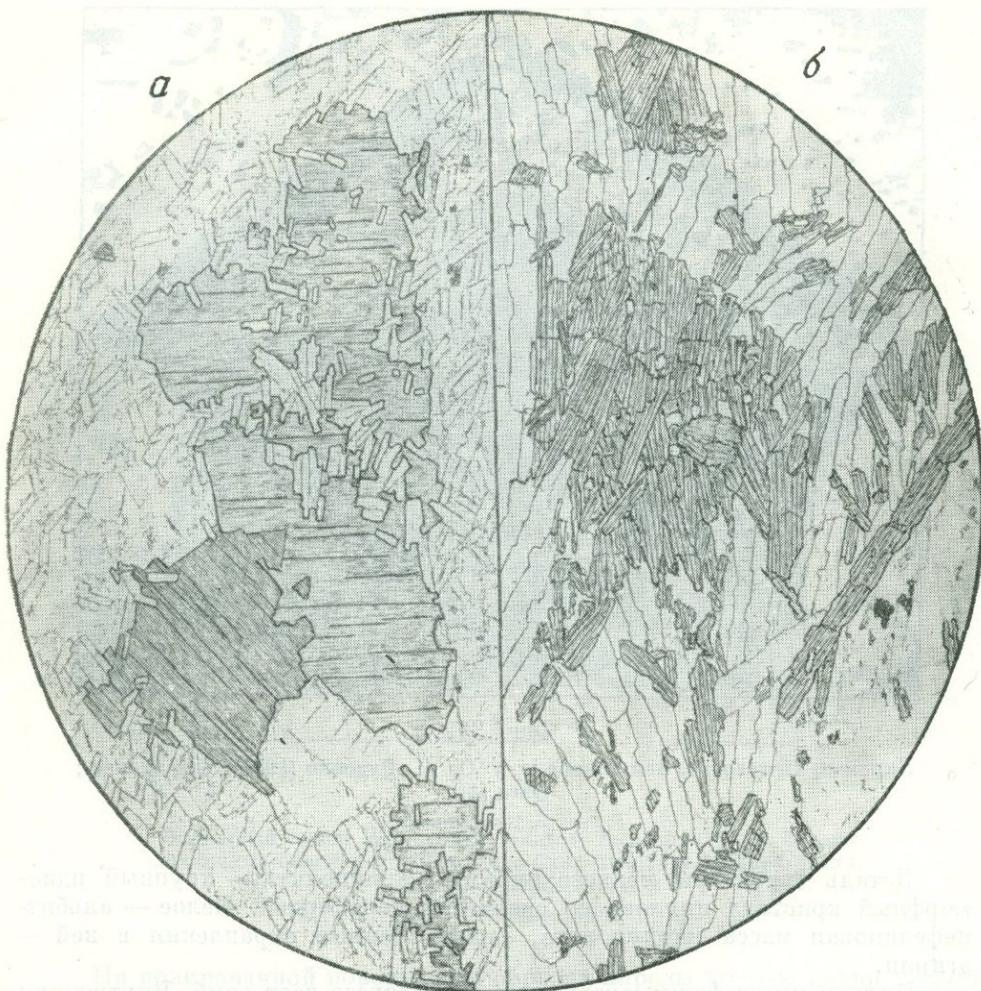
Украина, Приазовье, балка Мазурова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной.

Рис. В. Колесниковой

Крупнозернистая пегматоидная порода, состоящая из эгирина (черное), нефелина (серое) и альбита (белое). Видно расходящелустое расположение пучков черных призм эгирина, приводящее местами к образованию «солнц».

В породе заметна нерезкая полосчатость, обусловленная чередованием полос, обогащенных то эгирином, то альбитом.

Пегматоидные породы являются типичными для пегматитовых месторождений минералов, включая эгирин, нефелин и альбит. Эгирин, имеющий форму призм, часто образует пучки, расходящиеся от центра к периферии, что создает своеобразный «солнечный диск». Нефелин и альбит также являются характерными компонентами пегматитов. Полосчатость в породе указывает на процесс чередования зон с различным содержанием минералов, обусловленный условиями кристаллизации магмы. В данном случае, как предполагается, это связано с колебаниями температуры и химического состава магмы в различные периоды ее кристаллизации.



Фиг. 311.

Украина, Приазовье, балка Мазурова. Колл. Ю. Ир. Половинкиной. Без анализ.;
 $d = 7,0$ м.м.

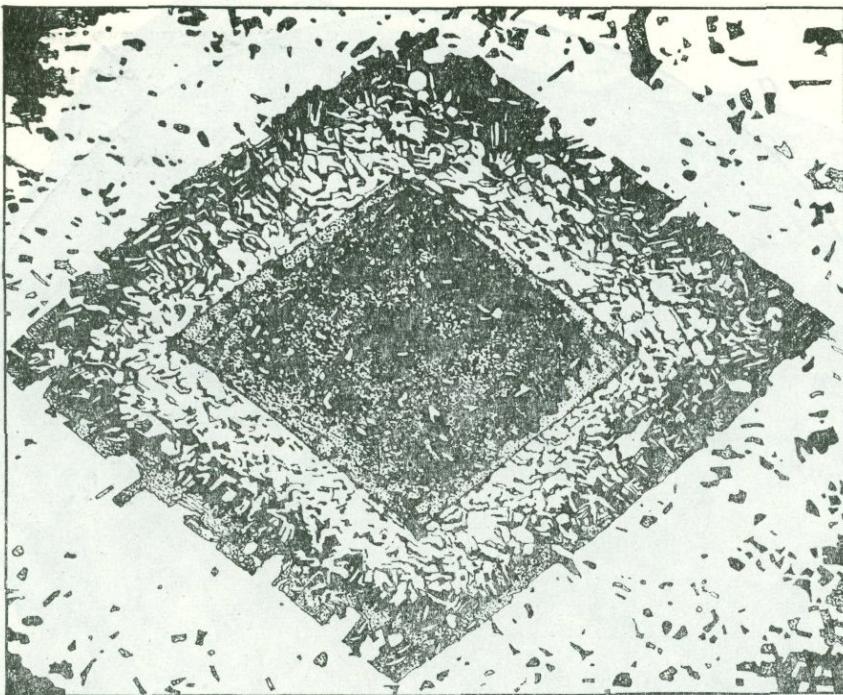
Рис. Н. Леонтьевой

a — биотит-эгириновый мариуполит. Замещение крупного индивида биотита субпараллельно ориентированными тонкими лейстами альбита. Структура метасоматическая; текстура трахитоидная.

б — мелкозернистый участок пегматоидного эгирин-альбит-нефелинового сиенита, изображенного на фиг. 310.

Пучок эгириновых призм, собранных в виде веера, расходящегося к верхней части рисунка, образует как бы часть зачаточного «солнца». Альбит в длинных тонких пластинках имеет такое же расположение. Структура называется *расходящелучистой*.

МАРИУПОЛИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 312.

Украина, Приазовье. Заимствовано у С. А. Руденко (1957). Без анализ.;
увел. 30.

Рис. В. Колесниковой

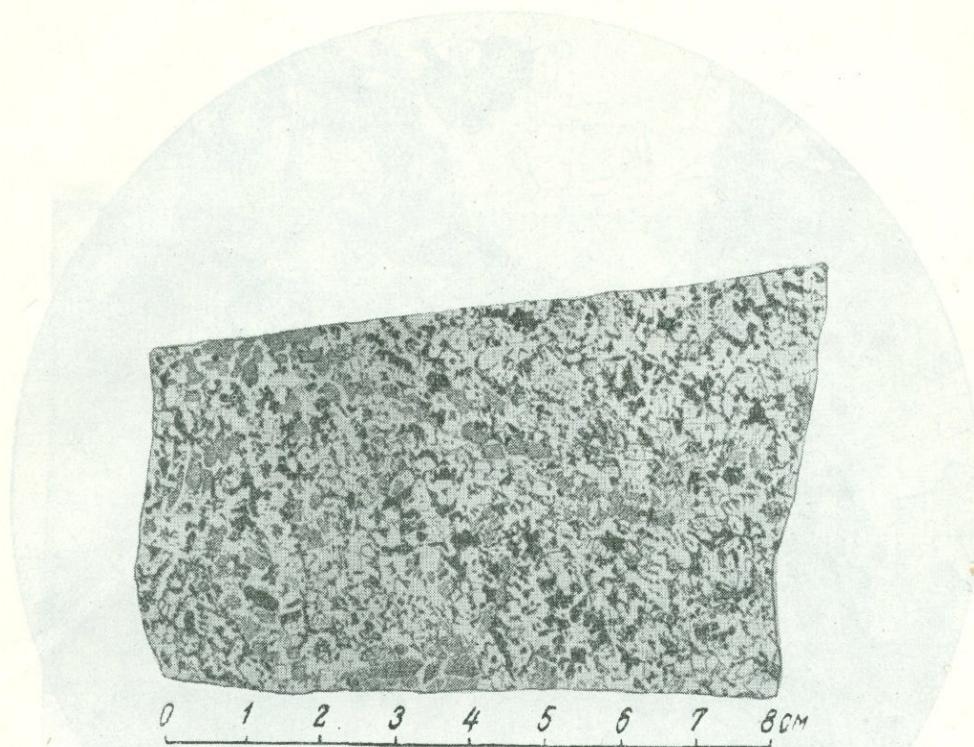
Деталь структуры мелкозернистого мариуполита — крупный идиоморфный кристалл циркона со скелетной периферией. Белое — альбит-нефелиновая масса мариуполита, мелкие темные вкрапления в ней — эгириин.

Циркон имеет форму ауэрбахита и в разрезе дает ромб. Внутренняя часть его почти сплошная, т. е. почти целиком выполняет пространство; периферия имеет скелетное строение. Нередко наблюдаются обратные соотношения, т. е. центральная часть индивида имеет скелетное строение, а периферия сплошная. Иногда смена зон повторяется неоднократно.

Скелетный рост фенокристаллов циркона объясняется его метасоматическим образованием в твердой породе, и структура последней является метасоматической.

Марииуполит — это гидратированный кальциево-алюминиевый минерал, имеющий химическую формулу $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_10 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Он образуется в результате метасоматических процессов в глинистых сланцах, где он замещает кальцит и доломит. Марииуполит обладает высокой химической стабильностью и не поддается растворению в воде. Он имеет темно-серую или коричневую окраску и блестящую поверхность. Марииуполит является важным компонентом горных пород, таких как граниты и гнейсы.

НЕФЕЛИНИЗИРОВАННЫЙ ПИРОКСЕНОВЫЙ СИЕНИТ



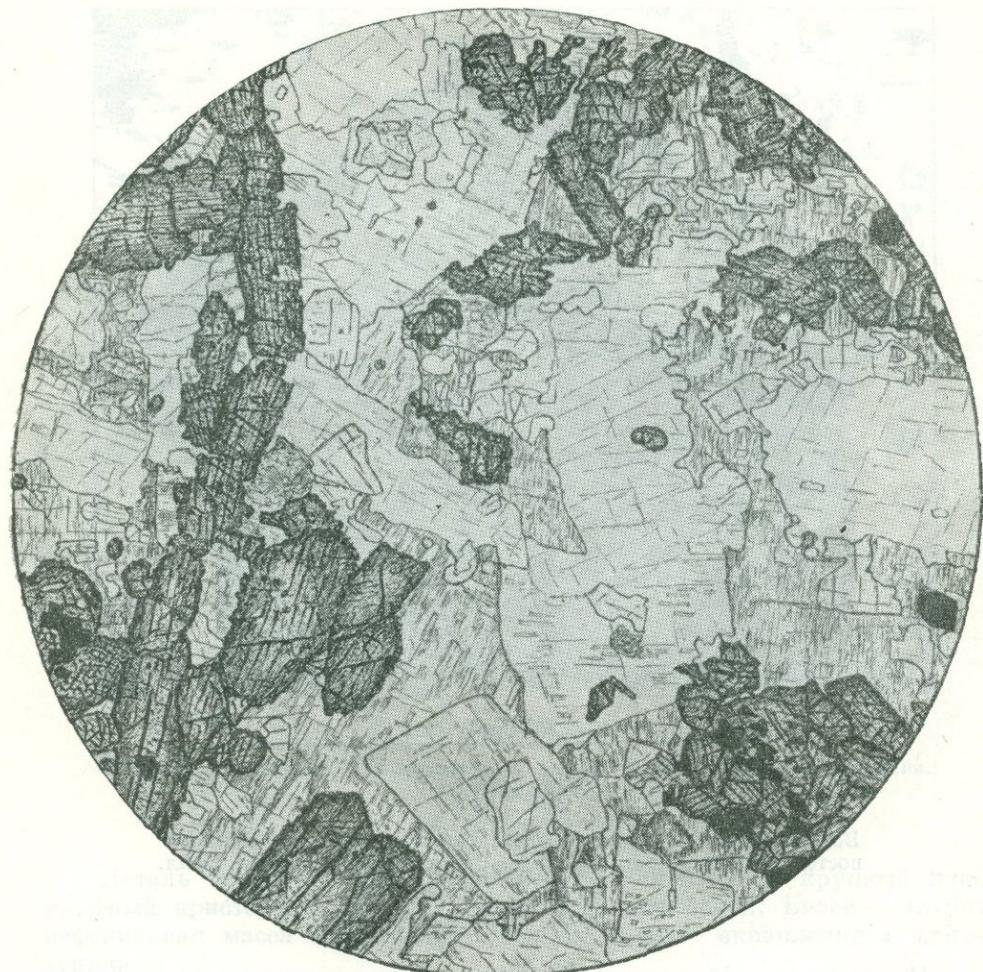
Фиг. 313.

Восточный склон Кузнецкого Алатау, Тырданов улус. Северо-восточная оконечность Ербинско-Сайгачинского массива. Колл. Е. К. Станкевича.

Рис. В. Колесниковой

На полированной поверхности образца породы хорошо видно метасоматическое неравномерное развитие нефелина, образующего неправильные скопления и полосы (на рисунке тонкая густая штриховка).

НЕФЕЛИНИЗИРОВАННЫЙ ПИРОКСЕНОВЫЙ СИЕНИТ



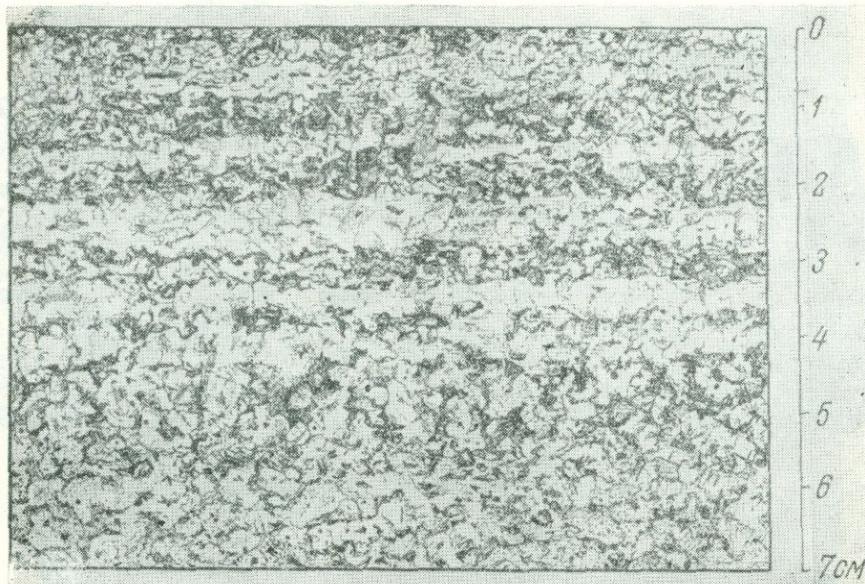
Фиг. 314.

Восточный склон Кузнецкого Алатау, Тырданов улус, северо-восточная оконечность Ербинско-Сайгачинского массива. Колл. Е. К. Станкевича. Без анализ.; $d = 4,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода богата цветными минералами — преимущественно авгитом с эгиринизированной периферией (более темное на рисунке) и в меньшей мере зеленой роговой обманкой. Из полевых шпатов преобладает нерешетчатый криптопертитовый микроклин; плагиоклаз — кислый андезин — нередко включен в калишпат. Местами в калишпатае (большое зерно в средней части рисунка) заметны шнуровидные вrostки альбита. Во многих участках шлифа видно наложенное развитие нефелина (нефелинизация), сопровождающееся коррозией калишпата и замещением его нефелином. Нефелин хорошо выступает в шлифе и на рисунке вследствие его ширейштейнизации. Структура метасоматическая, развившаяся по гишидиоморфозернистой. Метасоматоз проявился в замещении авгита эгирин-авгитом и калишпата нефелином, т. е. это преимущественно натровый метасоматоз.

КРУПНОЗЕРНИСТЫЙ ПОЛОСЧАТЫЙ МИАСКИТ



Фиг. 315.

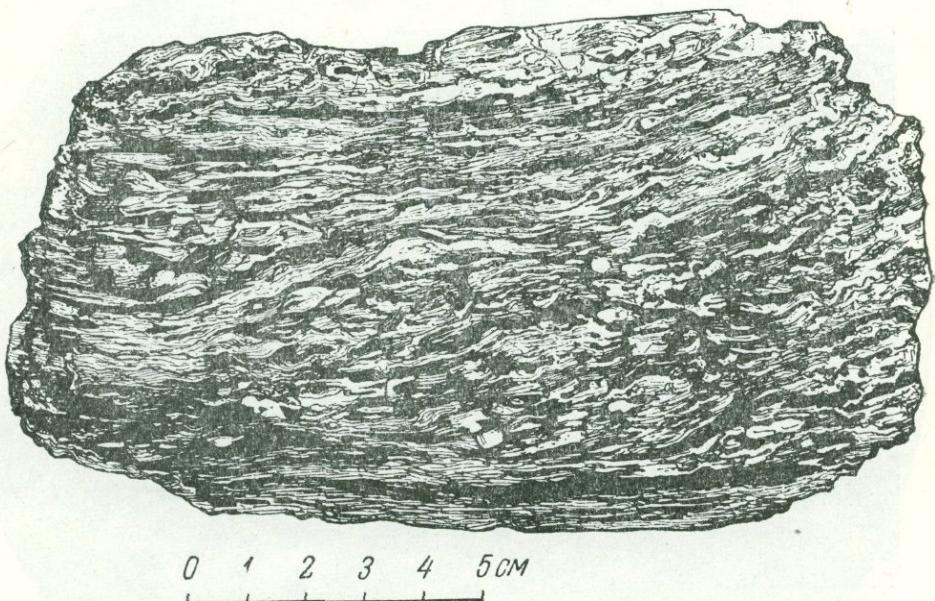
Урал, Вишневые горы. Колл. Г. М. Виноградской.

Рис. В. Колесниковой

На рисунке хорошо выступает полосчатая параллельная текстура миаскита, размер зерна которого колеблется от 1 до 2—3 мм.

Полосчатая текстура обусловлена чередованием прослоечков, в большей или меньшей степени обогащенных цветными минералами, преимущественно слюдой — лепидомеланом, а также амфиболом. Мощность прослоечков различна; очень тонкие и более мощные прослоечки чередуются незакономерно.

ГНЕЙСОВИДНЫЙ РИСЧОРРИТ



Фиг. 316.

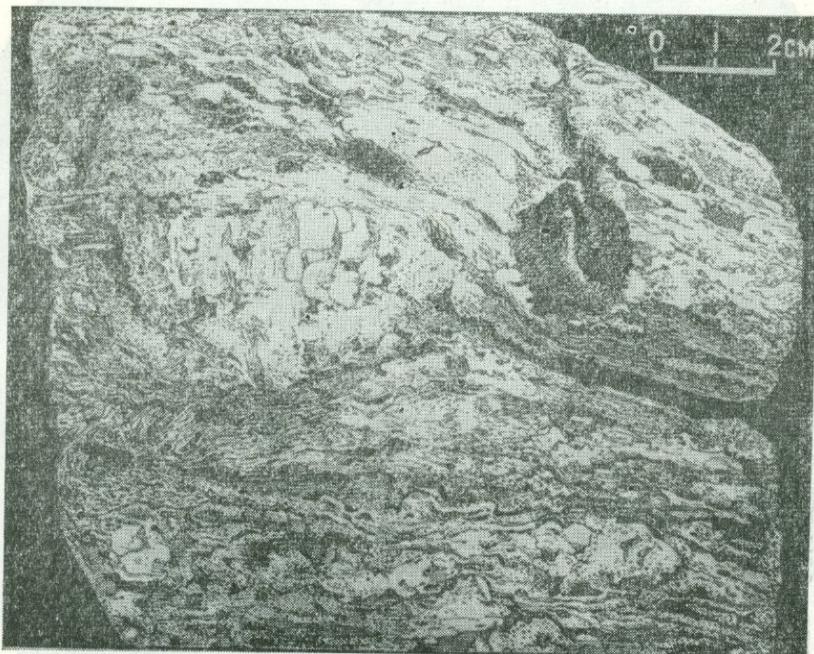
Хибины. Заимствовано у И. П. Тихоненкова (1963).

Рис. В. Колесниковой

Рисчоррит в штуфе. Хорошо видна его гнейсовидная текстура, обусловленная сочетанием в породе более крупных зерен — «очков» — калиевого полевого шпата пойкилобластового строения (характерная черта структуры рисчорритов) и мелкозернистой массы, выполняющей промежутки между ними. Мелкозернистая масса состоит из полигональных зерен нефелина, калишпата и цветных минералов и имеет гранобластовую структуру и ориентированную параллельную текстуру.

Текстура породы гнейсовидная очково-полосчатая.

ГНЕЙСОВИДНЫЙ РИСЧОРРИТ



Фиг. 317.

Хибины. Заимствовано у И. П. Тихоненкова (1963).

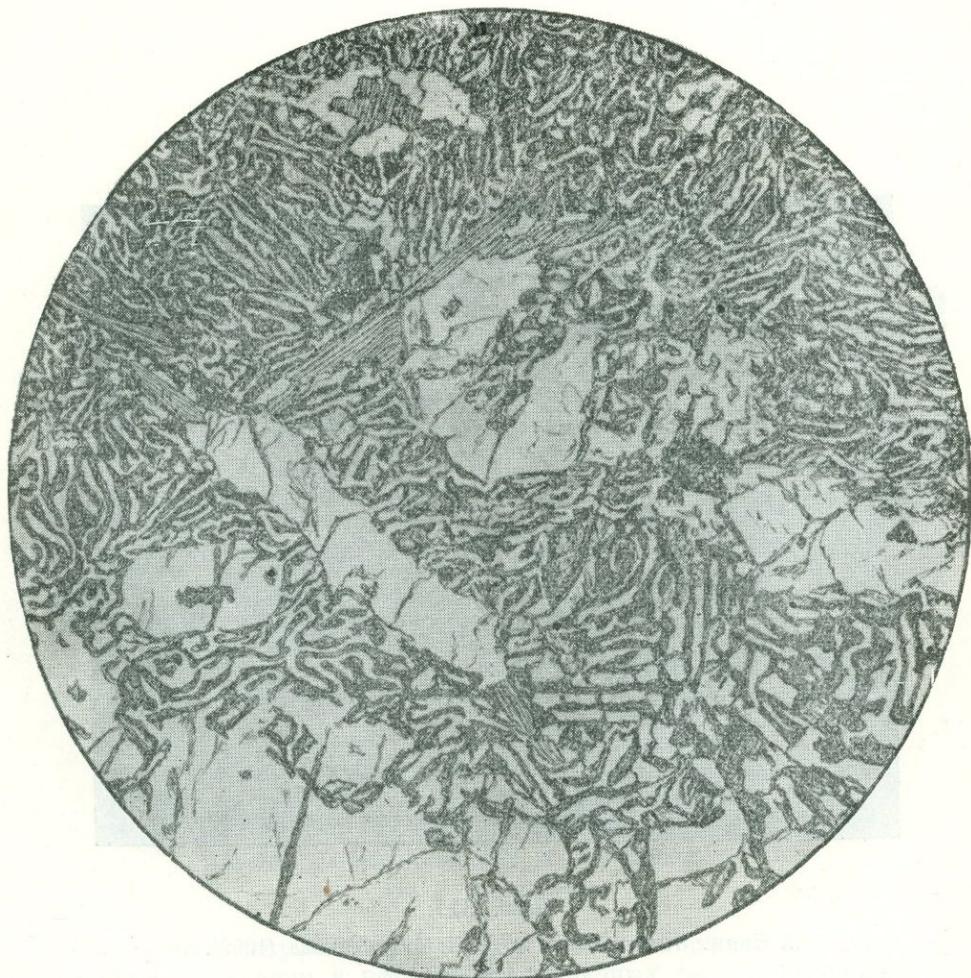
Рис. В. Колесниковой

Такая же очково-полосчатая текстура рисчоррита, как и на фиг. 316, но с очень крупными «очками» калиевого полевого шпата, в которых видны включения минералов той породы, по которой развивался рисчоррит.

На рисунке белое — крупные выделения пойкилобластового орто-клава.

На рисунке белое — крупные выделения пойкилобластового орто-клава.

НЕФЕЛИНОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 318.

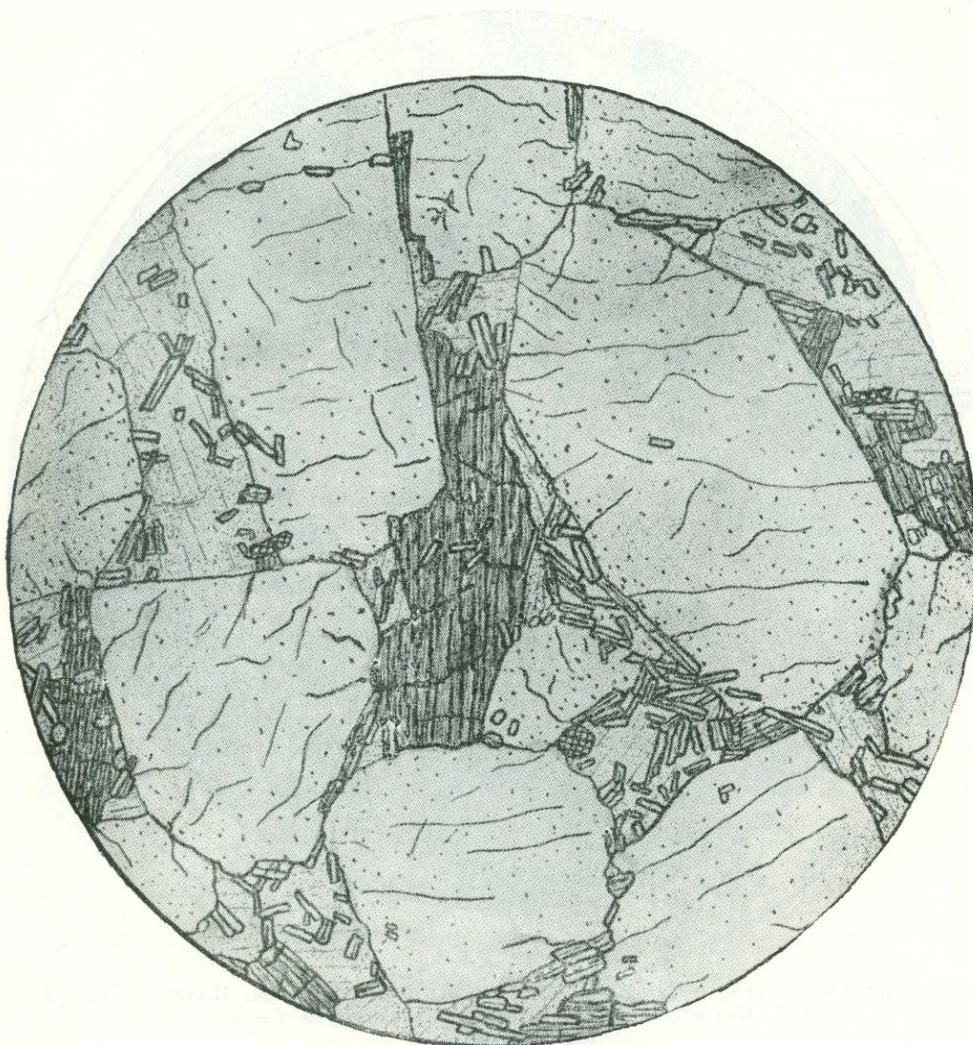
Чукотка, мыс Дежнева. Колл. Н. И. Тихомирова и М. И. Рабкина (1937). Без анализ.;
 $d = 1,8$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Участок шлифа нефелинсодержащего сиенита, в котором калиевый полевой шпат обильно прорастает червеобразно изгибающимися очень тонкими вrostками нефелина. Такие прорастания, несколько напоминающие мирмекитовые кварц-плагиоклавовые, получили название дактилитовых.

В шлифе породы видны зерна калишпата (белое), не проросшие нефелином, биотит (тонкая частая штриховка в левой верхней четверти рисунка) и рудный минерал (черное).

Структура *дактилитовая*, или *дактилотипная*, или *дактилоскопическая*.



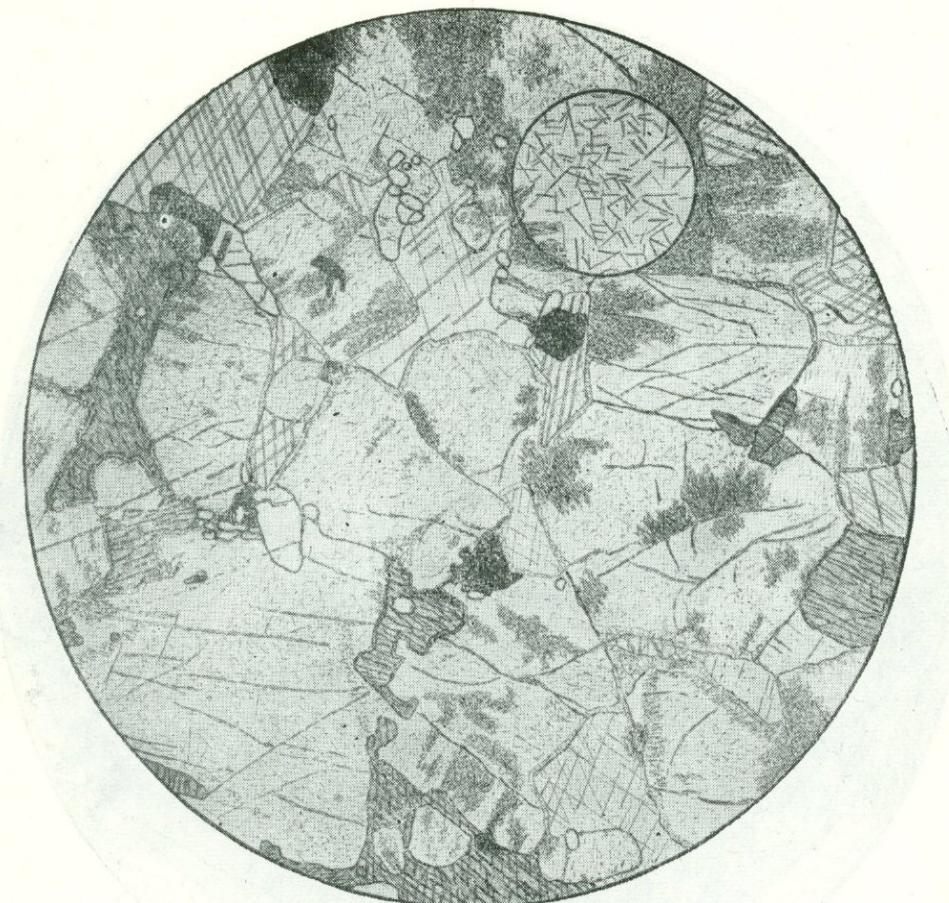
Фиг. 319.

Хибины, Луявл-Урт, гора Кофтуай. Колл. И. А. Елисеева (1940). Без анализ.;
увел. 22.

Рис. И. Леонтьевой

Порода представляет собой интенсивно эвдиалитизированный луявлрит. Обильные крупные (4—5 мм в длину) идиобласти эвдиалита (высокий рельеф, редкие точки) развиваются метасоматически, создавая криптобластовую структуру. В криптах, т. е. в замкнутых участках между фенобластами, сохраняются минералы исходной породы — эгирин крупными и мелкими тонкими призмами и иголочками, щелочной амфибол, полевой шпат, апатит. Структура *метасоматическая криптобластовая*, с характерным идиоморфизмом метасоматического минерала.

КАРБОНАТИЗИРОВАННЫЙ ЭГИРИН-АВГИТОВЫЙ УРТИТ



Фиг. 320.

Восточная Тува, нагорье Сангилен. Ийолит-уртитовая интрузия. Колл. Е. Л. Бутаковой. Без анализ.; $d = 7,0 \text{ м.м.}$; в малом круге $d = 0,7 \text{ м.м.}$

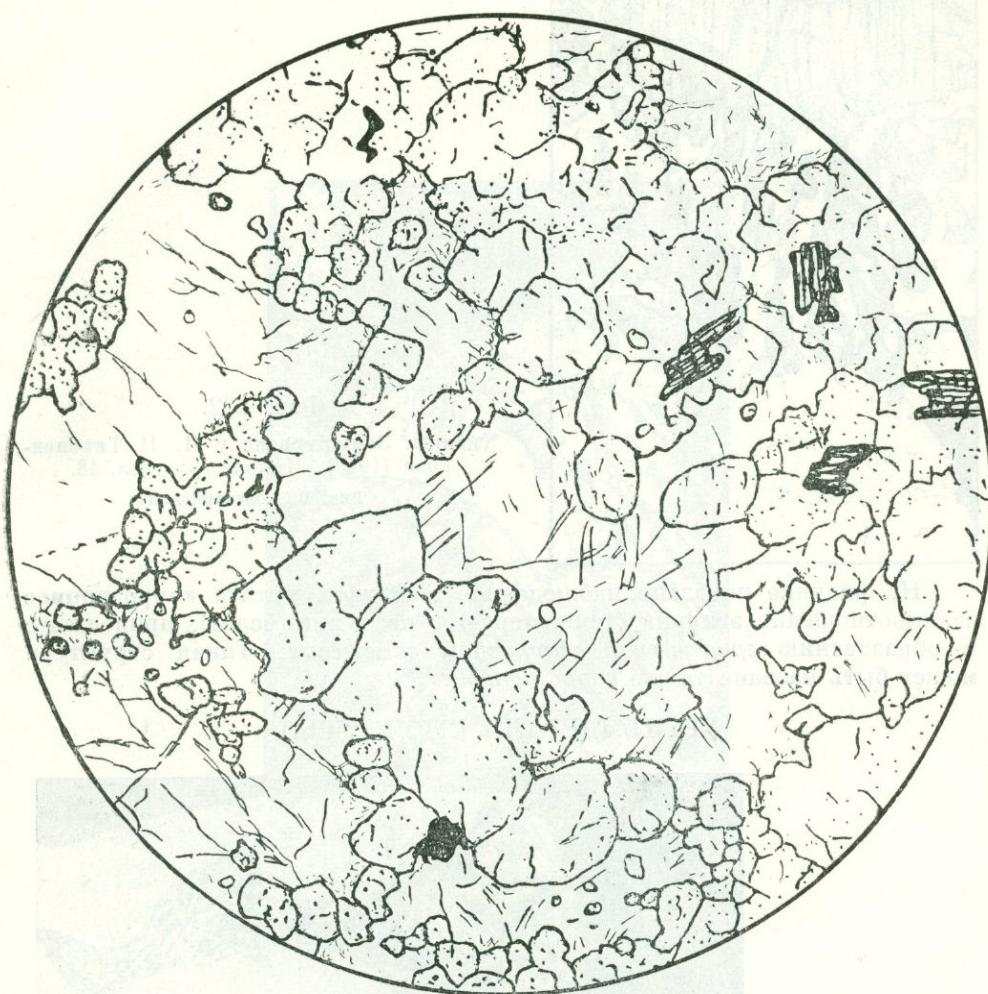
Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из округлых прямоугольных индивидов шпреуштейнанизированного нефелина, между которыми зажаты ксеноморфные густоокрашенные зерна эгирин-авгита.

Местами (слева вверху) между минералами образуются крупные индивиды кальцита (косая спайность), из которых каждое выполняет несколько промежутков, создавая пойкилитовую структуру. В нефелине на контакте его с кальцитом развивается тонкая поперечно-волокнистая реакционная каемка канкринита. В эгирин-авгите на контакте с нефелином также видна реакционная каемочка светлого высокопреломляющего минерала, окруженного снаружи черным опаковым (рудным?) веществом.

На рудном минерале (вверху слева) развивается каемочка титанита. Шпреуштейнизация нефелина происходит по трещинам и по краям зерен. Внутри индивидов нефелина (малый круг) видны тончайшие неопределенные палочки, располагающиеся по структурным направлениям нефелина, под углами 60, 90 и 30°. Аксессорные минералы — рудный и апатит. Структура гипидиоморфозернистая, местами пойкилитовая.

ЭВДИАЛИТИЗИРОВАННЫЙ УРТИТ



Фиг. 321.

Хибины, Луяvr-Урт, гора Куамдеспахк. Колл. Н. А. Елисеева. Без анализ.; увел. 25.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке видно замещение крупных зерен нефелина (низкий рельеф, редкие черточки) окружными крупными и мелкими зернами и скоплениями зерен эвдиалита (грубые контуры, редкие точки). В правой части рисунка видны реликты призм этирина. Изредка — рудный минерал.

Структура метасоматическая с характерным идиоморфизмом метасоматического минерала.

Большое количество зерен эвдиалита и небольшие зерна альбит-этирина
в гравийном отложении в виде эвдиалитовых кристаллов входят в состав
гравийного слоя. Альбит — кристаллы зернистые — идиоморфные
минералы. Идиоморфизм означает, что есть закономерность в закономерности
формы кристаллов, имеющая определенную константу, характерную для
данного минерала. Альбитовые кристаллы виноградной формы

УРТИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 322.

Хибины. Задимствовано у И. П. Тихоненкова (1963). Николи +; увел. 48.

Рис. В. Колесниковой

На рисунке показано наблюдаемое в шлифах уртита коррозионное взаимоотношение эгирина (темно-серое) и нефелина (белое), приводящее к образованию *графической структуры замещения*. Такая структура может быть названа также *коррозионной*.

УРТИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 323.

Хибины. Задимствовано у И. П. Тихоненкова (1963). Николи +; увел. 48.

Рис. В. Колесниковой

Часть шлифа породы из группы ийолит-уртита, показывающая весьма тонкое графическое прорастание нефелина и калиевого полевого шпата. Нефелин — темное, калишпат — светлое.

Автор объясняет возникновение этой структуры метасоматическим замещением нефелина калиевым полевым шпатом.

Такая структура носит название *графической структуры замещения*.

ИЙОЛИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



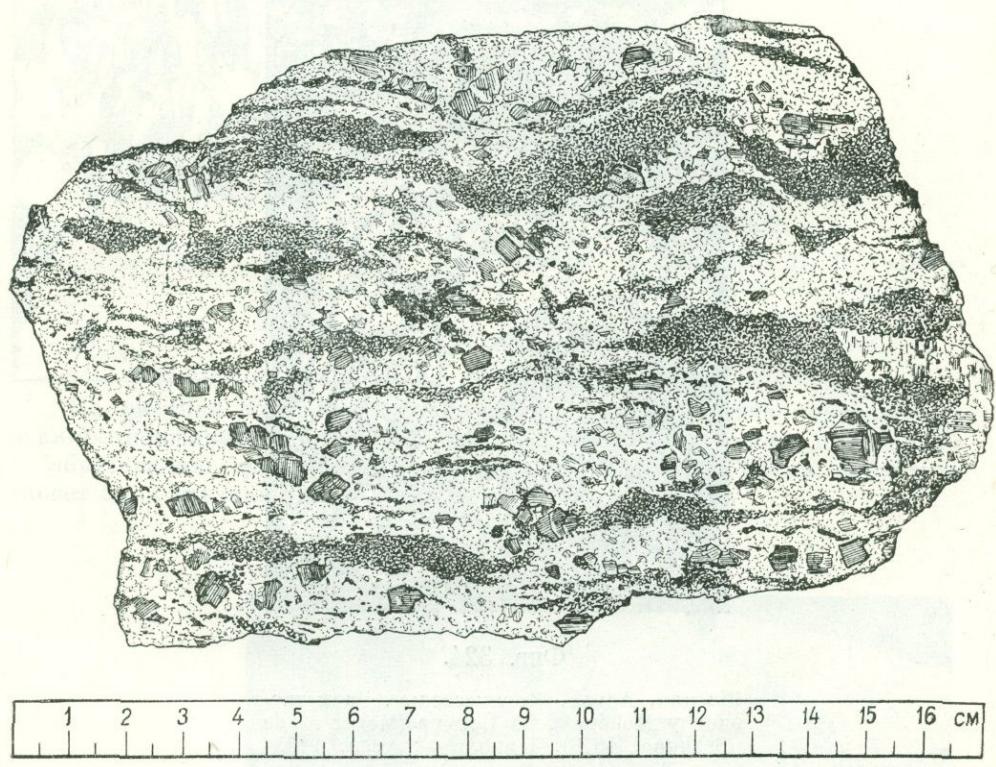
Фиг. 324.

Швеция, Альнё, Хорнингсгольм. Заимствовано у Мейера и де Бетюна (Meyer et de Bethune, 1958). Николи +; увел. 110.

Рис. И. Маликовой

На рисунке показано образование волокнистого канкринита на контакте зерна кальцита (белое) с прилегающими к нему зернами нефелина. Структура *реакционная*.

НЕФЕЛИН-АПАТИТОВАЯ ПОРОДА



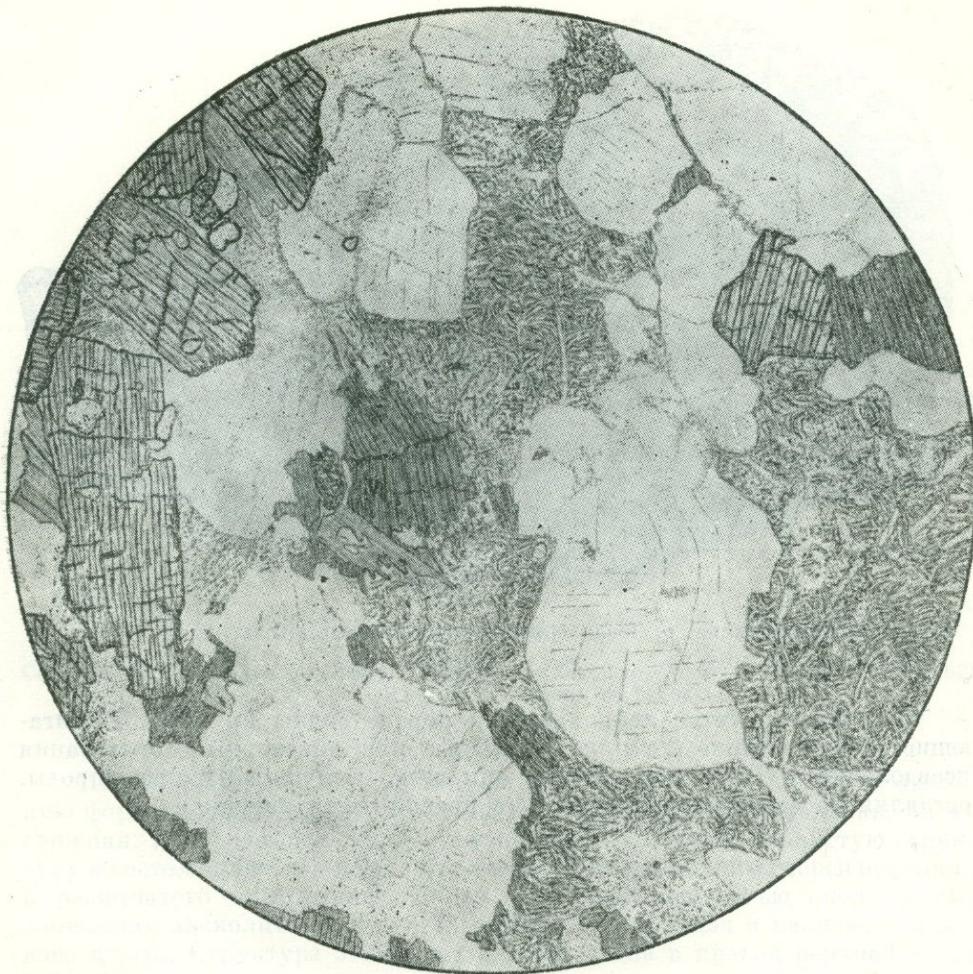
Фиг. 325.

Хибины. Колл. Д. М. Орлова.

Рис. Б. Толмачева

Светло-серая порода *параллельно-линзовой* текстуры. Светлое — зернистые массы апатита; темное — скопления мелких зерен нефелина. Небольшие участки косой штриховки — более крупные индивиды нефелина.

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 326.

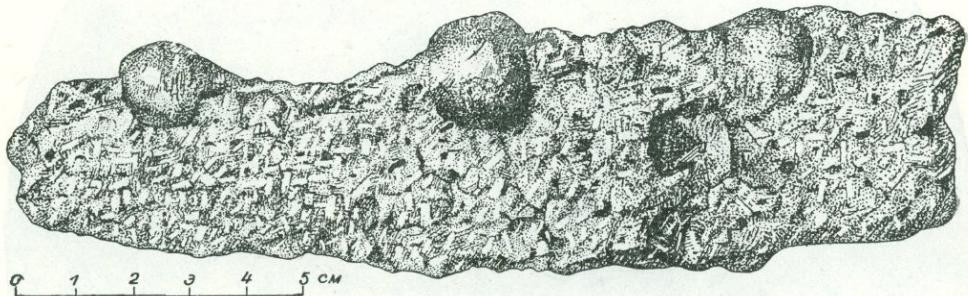
Алдан, бассейн верховьев р. Гыным, у истоков р. Ломамчан. Колл. Е. П. Миронюк (1960). Без анализ.; $d = 5,8$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из округлых образований псевдолейцита с очень тонкой дактилоскопической структурой, субдиоморфных индивидов анортоклаза, которые местами имеют оптическую ориентировку, такую же, как соседние зерна псевдолейцита, из авгита несколько зонального и часто образующего гломероплазматические агрегаты и биотита с плеохроизмом в красновато-коричневых тонах. Аксессорные минералы — обильный апатит, реже рутил и ильменит.

Структура гипидиоморфнозернистая, участками — дактилоскопическая.

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ СИЕНИТ



Фиг. 327.

Северное Прибайкалье, р. Левая Мама, массив Сынныр. Колл. А. Я. Жидкова.

Рис. И. Хитаровой

В среднезернистой лейкократовой породе видны крупные, достигающие в поперечнике 2 см шарообразные или яйцевидные образования псевдолейцита. При выветривании они легко вылущиваются из породы, оставляя на ее поверхности ямки (в правой части рисунка).

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ СИЕНИТ (ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ)



Фиг. 328.

Северное Прибайкалье, р. Левая Мама, массив Сынныр. Колл. А. Я. Жидкова (1962)
Николи +; увел. 4.

Рис. С. Сергеевой

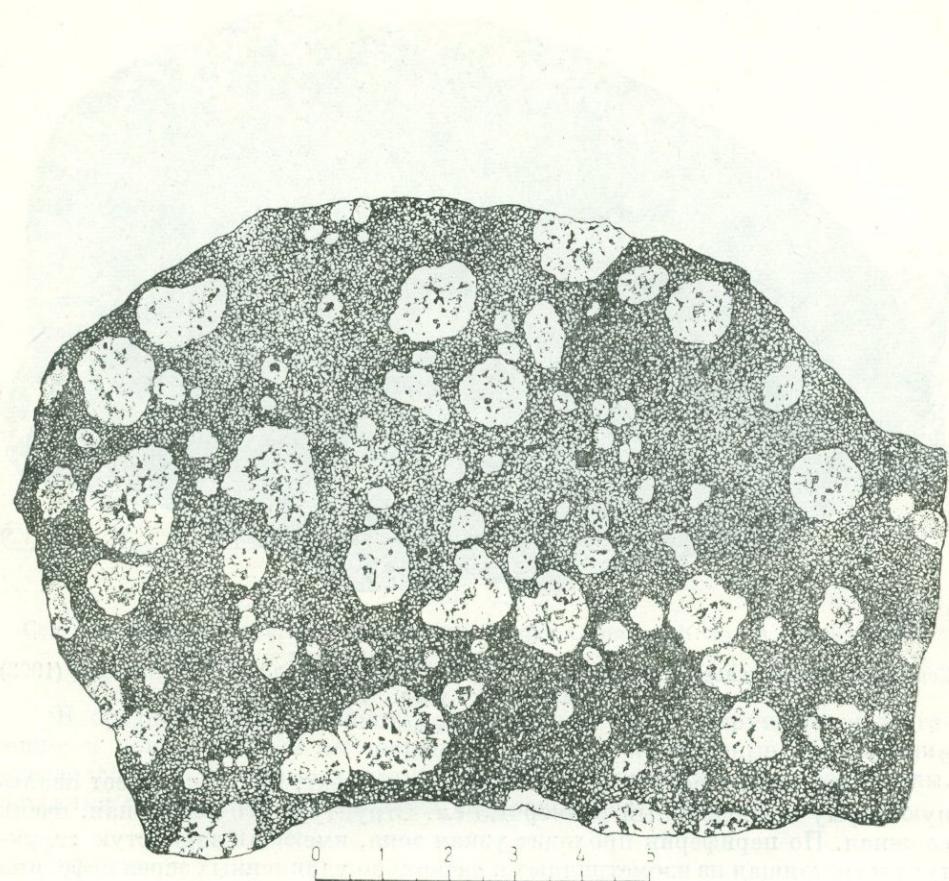
Псевдолейцитовое образование из породы фиг. 327. Оно имеет овальную форму и продольный размер 4,3 см. Структура его зональная, очень сложная. По периферии проходит узкая зона, имеющая зернистую структуру и состоящая из изометричных и несколько удлиненных зерен нефелина и решетчатого микроклина. Далее идет зона мощностью около 4 мм, сложенная аксиолитовыми образованиями из нефелина и калиевого полевого шпата. Структура этой зоны хорошо видна в правой верхней части рисунка.

Центральная часть сложена крупными индивидами калишпата (слева), содержащими включения округлых индивидов нефелина, местами непосредственно переходящие в симплектит нефелина и калишпата дактилоскопической структуры. У наружного края центральной зоны встречается немного биотита, сфена и рудного минерала.

Основная масса породы состоит из решетчатого калишпата, зерен псевдолейциита (?), замещенных микрозернистым буроватым веществом, редких — биотита, ильменита, сфена и апатита. Размер зерна ее 2—3 мм.

Структура породы *порфировидная*; структура основной массы *гипидиоморфнозернистая*.

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ ТИНГУАИТ

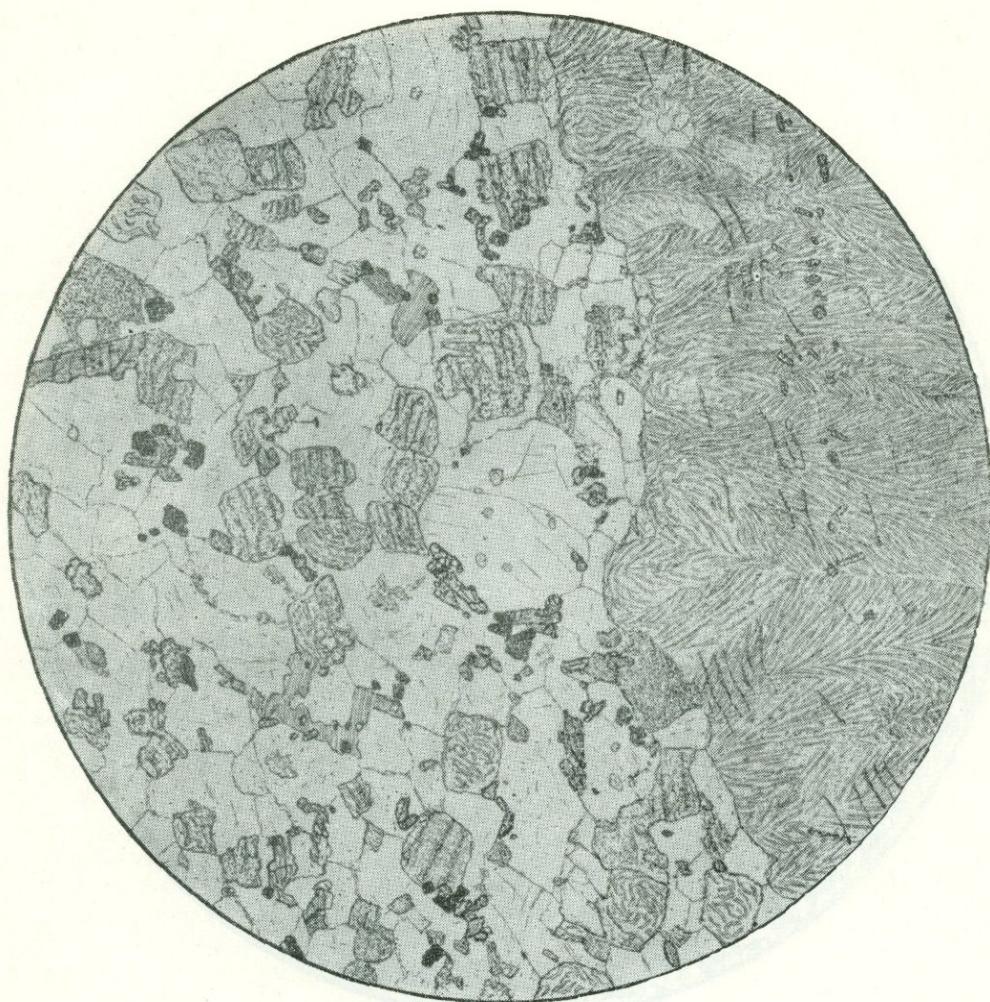


Фиг. 329.

Северное Прибайкалье, р. Левая Мама, массив Сынныр. Дайка. Колл. А. Я. Жидкова.
Рис. Б. Толмачева

Полированый штуф псевдолейцитового тингуайта с очень темной плотной основной массой и с розовато-серыми псевдолейцитовыми образованиями размером около 1—1,5 см. Структура породы порфировидная; текстура — массивная.

ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ ТИНГУАИТ



Фиг. 330.

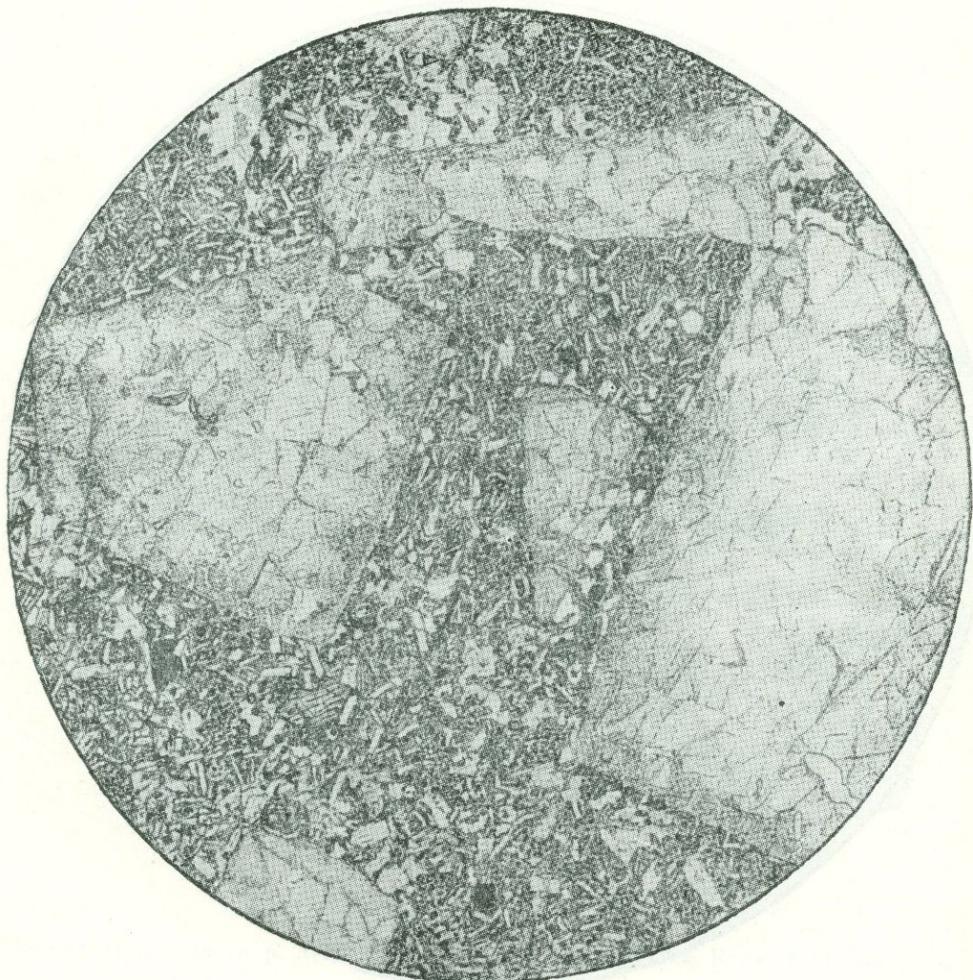
Северное Прибайкалье, р. Левая Мама, массив Сынныр. Дайка. Колл. А. Я. Жидкова.
Без анализ.; $d = 7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

В правой части поля зрения изображен край одного из крупных псевдолейцитовых образований, играющих роль фенокристаллов и обладающих аксиолитовой структурой и слабо выраженной зональностью. Параллельно внешним контурам псевдолейциита цепочкой располагаются мелкие и короткие призмочки зеленого эгирина и рудного минерала.

Основная масса — полнокристаллическая и состоит из нефелина, псевдолейциита, полевого шпата, эгирина, щелочного амфибола, биотита, сфена и рудного минерала. Все минералы обладают более или менее одинаковым идиоморфизмом.

Структура порфировая с панидиоморфнозернистой основной массой.



Фиг. 331.

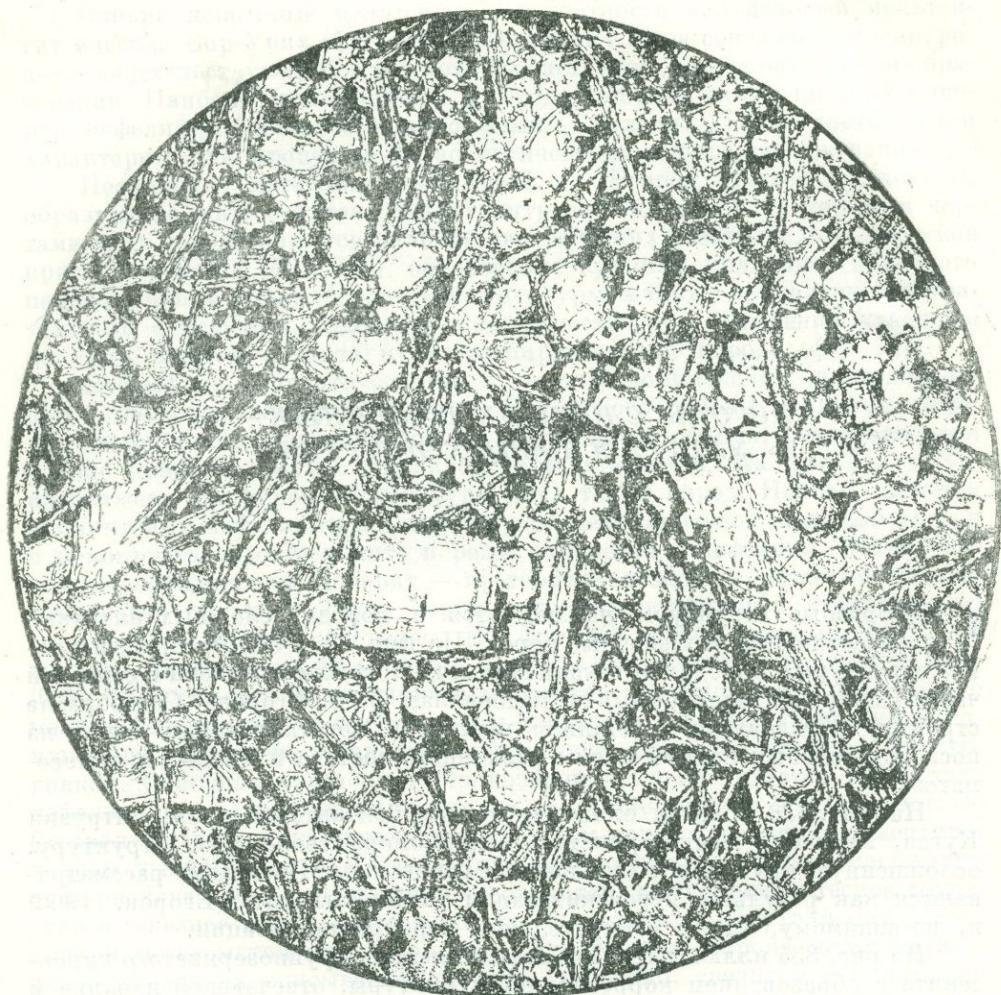
Кузнецкий Алатау, северо-восточный склон, Андрюшкина речка. Дайка. Колл. Е. К. Станкевича. Без анализ.; увел. 8.

Рис. И. Леонтьевой

В породе имеются очень крупные (0,5—0,9 см в длину) фенокристаллы шпуреуштейнлизированного нефелина и мелкие фенокристаллы авгита. Основная масса — полнокристаллическая; в ней видны лейстовидные мелкие индивиды плагиоклаза, более короткие сечения нефелина, эгирин-авгит, титаномагнетит и канкринит по нефелину.

Структура *порфировая*; основная масса *микрогипидиоморфнозернистая*.

ФОНОЛИТ



Фиг. 332.

Север Красноярского края, бассейн р. Хатанги, низовья р. Котуя. Дайка в терригенно-вулканогенной толще Р₂—Т. Колл. Е. Л. Бутаковой (1962). Без анализ.; $d = 3,6$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Очень мелкие (0,5 мм) и редкие фенокристаллы нефелина в квадратных и прямоугольных разрезах, длинные (до 0,7—0,8 мм) и тонкие лейстовидные и таблитчатые индивиды щелочного полевого шпата заключены в полнокристаллической нефелинитоидной основной массе.

В составе основной массы много нефелина в квадратных и прямоугольных разрезах, щелочной полевой шпат, содалит (?), рудный минерал. Темное в угловатых участках между минералами — скопления тонких иголочек эгирина и в меньшем количестве щелочного синего амфибала.

Структура типичная фонолитовая, микропорфировая с нефелинитоидной основной массой.

ПОРОДЫ СЛОЖНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ – УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ

Своебразные структуры наблюдаются в породах сложных интрузий ультраосновных и щелочных пород. На фиг. 333–343 изображены такие структуры в породах интрузий Маймече-Котуйского района в северной части Сибирской платформы, по материалам Л. С. Егорова. Своебразие структур обусловлено сочетанием процессов кристаллизации пород из последовательных порций магмы различного состава и процессов метасоматоза.

На фиг. 333 показан оливинит из эндоконтактовой части интрузии Кугда, имеющий мелкозернистую панидиоморфнозернистую структуру, осложненную крупными идиобластами перовскита. Последние рассматриваются как результат перовскитизации титаномагнетита (Егоров, 1960) и, по-видимому, также собирательной перекристаллизации.

На рис. 334 иллюстрирована нефелинизация крупнозернистого пироксенита с образованием коррозионной структуры, отвечающей начальной стадии процесса.

Дальнейшая нефелинизация сопровождается перекристаллизацией пироксена с образованием мелкозернистых пироксен-нефелиновых пород гранобластовой структуры (левая часть фиг. 335). Далее в этой мелкозернистой гранобластовой породе также метасоматически идет образование крупных идиобластов нефелина (фиг. 336). Получающиеся при этом порфиробласти или фенобласти нефелина имеют большое сходство с фенокристаллами нефелина эффузивных пород, но генетически совершенно отличны от них.

В якупирангит-мелтьейгите (фиг. 337), который Л. С. Егоров считает магматическим образованием, нефелин является поздним минералом и выполняет промежутки (одним зерном несколько соседних промежутков; на рисунке это показано ориентировкой спайности нефелина) между более идиоморфными призмами пироксена.

Среди нефелина кое-где видны небольшие призмочки мелилита, выделяющиеся своим несколько более высоким, чем у нефелина, светопреломлением.

По существу те же структурные соотношения минералов наблюдаются в мелилитовом мельтейгите, изображенном на фиг. 338, однако иные количественные соотношения минералов придают структуре несколько

иной вид. Особая роль нефелина, как последнего выделения в виде крупных ксеноморфных пойкилитовых зерен, выступает здесь еще более отчетливо.

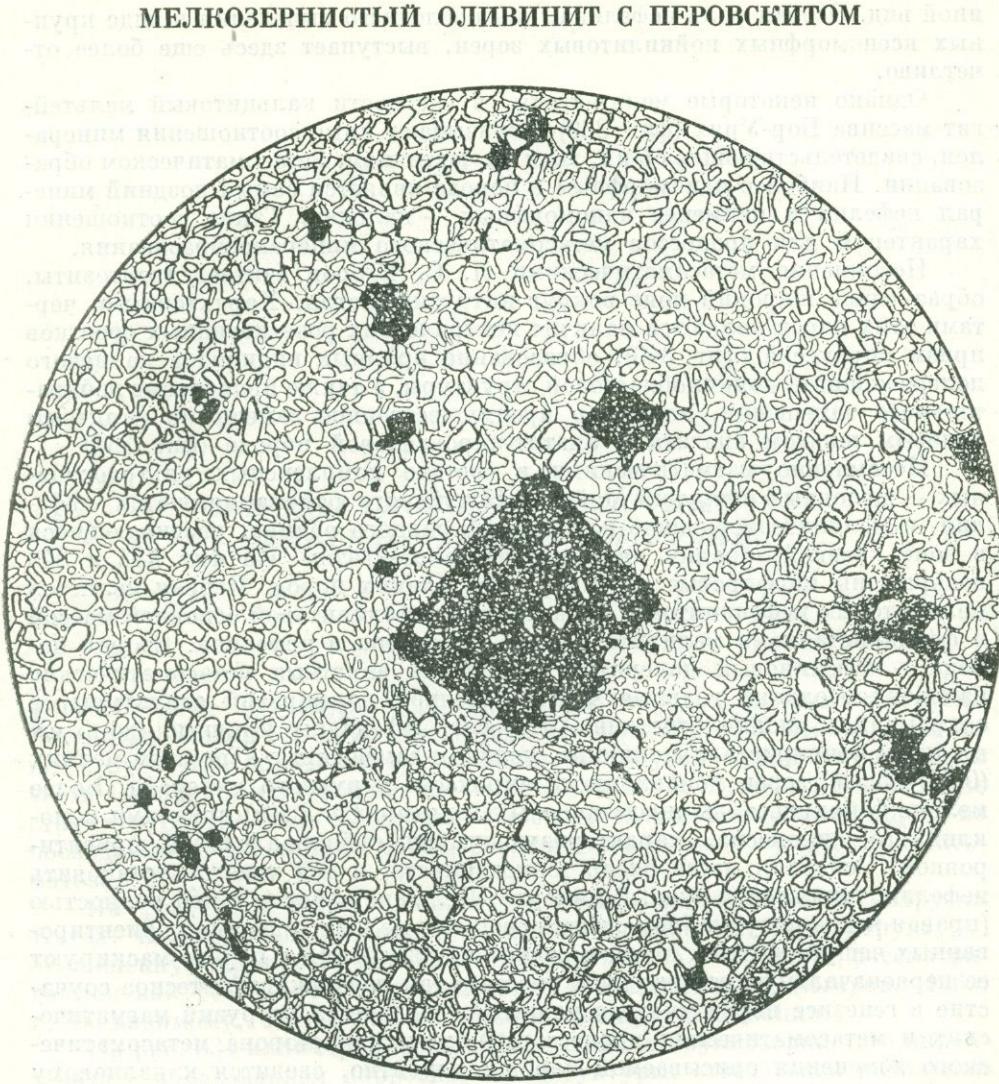
Однако некоторые мельтейгиты, в частности кальцитовый мельтейгит массива Бор-Урях (фиг. 339), показывают иные соотношения минералов, свидетельствующие об их, хотя бы частичном, метасоматическом образовании. Наиболее идиоморфным в породе является самый поздний минерал нефелин и наименее идиоморфным — кальцит. Такие соотношения характерны для процессов метасоматического минералообразования.

Несомненно метасоматическими Л. С. Егоров считает твейтозиты, образующие широкий пояс вокруг интрузии Маган. Характерными чертами этих пород являются наличие центрических розетковидных сростков призм пироксена (фиг. 340), образование крупных индивидов калиевого полевого шпата пойкилобластовой структуры, а также проявление избирательного замещения, например преимущественное замещение калиевым полевым шпатом апатита в апатит-пироксеновой породе (фиг. 341).

Несомненно магматическими в составе комплексных ультраосновных — щелочных интрузий Маймеч-Котуйского района являются нефелин- и мелилитодержащие породы эфузивного облика, развивающиеся в зоне краевой закалки якутирангит-мельтейгитов. На фиг. 342 и 343 изображены порфировые структуры двух таких пород. Первая является мелилитовым нефелинитом с характерной нефелинитовой основной массой и фенокристаллами мелилита и реже пироксена и нефелина. Вторая порода — нефелиновый долерит — претерпела заметные метасоматические изменения, однако главные черты исходной порфировой структуры ее сохранились вполне отчетливо. На фиг. 343 видны крупные (до 5 мм в длину) фенокристаллы оливина, целиком замещенные агрегатом мелких (0,3—0,5 мм) зерен моноклинного пироксена и рудного минерала. Более мелкие фенокристаллы представлены длинными (до 3 мм) призмами моноклинного пироксена, характеризующимися субпараллельной ориентировкой. Основная масса очень тонкозерниста; в ней удается установить нефелин, пироксен и рудный минерал. Большие участки в ней полностью (правая часть рисунка) замещены агрегатом мелких, различно ориентированных чешуй биотита. Метасоматические изменения в породе маскируют ее первоначальную структуру и вместе с тем подчеркивают тесное соучастие в генезисе пород ультраосновных — щелочных интрузий магматических и метасоматических процессов. Химическая сторона метасоматического изменения описываемой породы, вероятно, сводится к калиевому и кремнекислому метасоматозу и имеет сходство с процессом образования твейтозитов.

Карбонатиты, по мнению большинства исследователей, также являются интрузивными образованиями. В правой части фиг. 335 показана гранобластовая структура и директивная или ориентированная текстура мелкозернистого карбонатита.

МЕЛКОЗЕРНИСТЫЙ ОЛИВИНИТ С ПЕРОВСКИТОМ



Фиг. 333.

Маймеч-Котуйский район, интрузия Кугда, эндоконтактовая зона Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.

Рис. И. Хитаровой

Порода состоит из мелких (0,2—0,3 мм) субдиоморфных зерен оливина, разделенных и частью расчлененных на 2—3 части тонкими участками волокнистого серпентина. Крупные (до 1—1,2 мм) фенобласты перовскита считаются псевдоморфозами по титаномагнетиту; они содержат включения зерен оливина. В небольшом количестве присутствует карбонат с характерной спайностью по ромбоэдру.

Структура *порфиробластовая*, структура основной массы *панидиоморфнозернистая*, завуалированная серпентинизацией.

НЕФЕЛИНИЗИРОВАННЫЙ ПИРОКСЕНИТ



Фиг. 334.

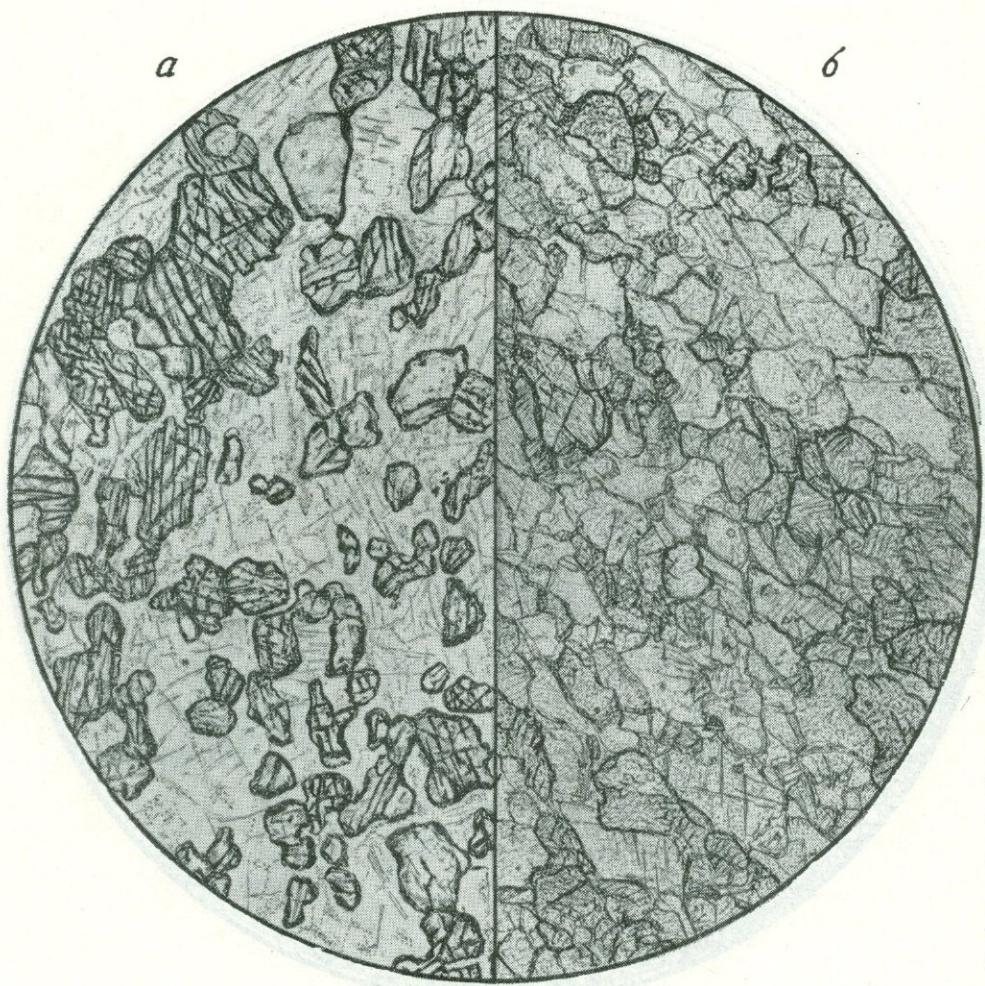
Маймеч-Котуйский район, массив Маган. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.;
 $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

В крупнозернистой (2—4 м.м.) массе зеленого моноклинного пироксена, корродируя его, развиваются крупные и мелкие неправильные зерна нефелина. Коррозионные соотношения минералов хорошо видны в левой нижней части рисунка. Немного рудного минерала.

Структура метасоматическая коррозионная.

ПИРОКСЕН-НЕФЕЛИНОВАЯ ПОРОДА (а). КАРБОНАТИТ (б)



Фиг. 335.

Маймеч-Котуйский район, массив
Маган. Колл. Л. С. Егорова. Без ана-
лиз.; $d = 6,8 \text{ мм}$.

Рис. И. Маликовой

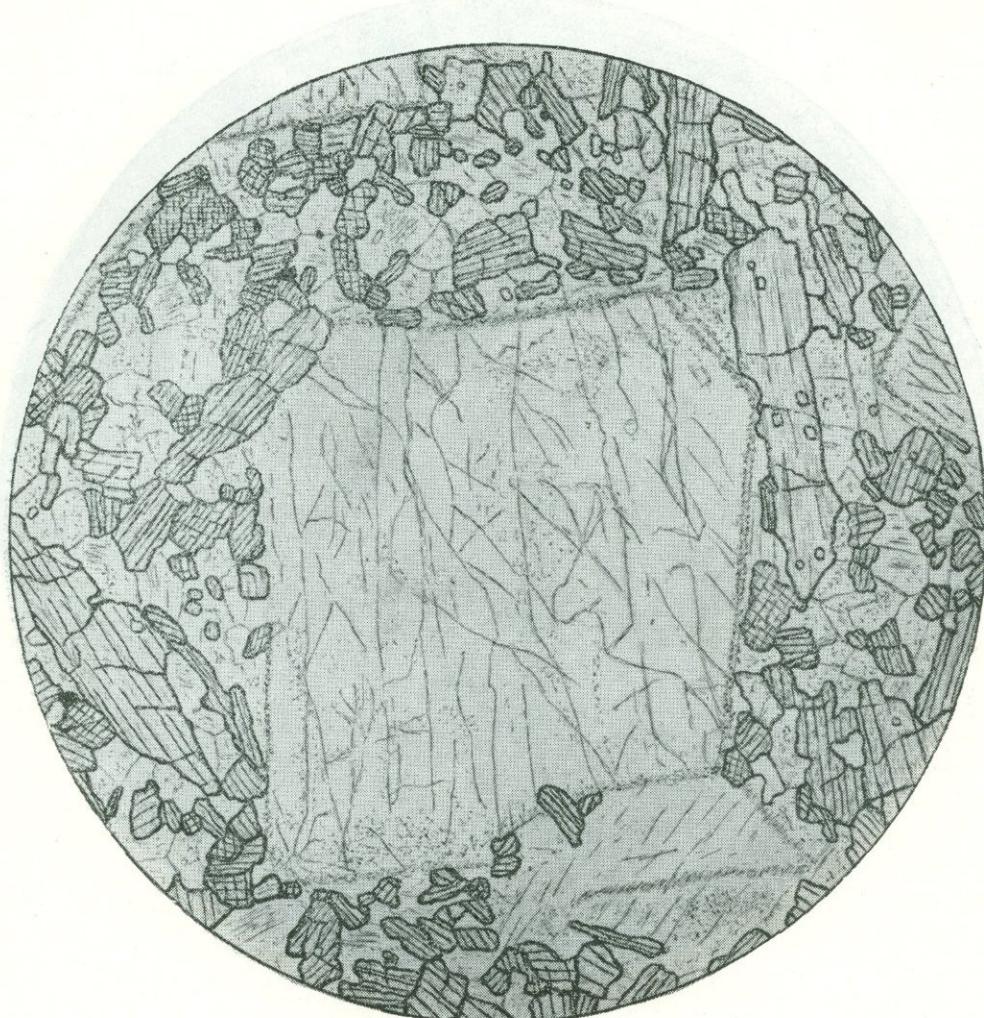
Маймеч-Котуйский район, массив
Маган. Колл. Л. С. Егорова. Без ана-
лиз.; $d = 3,6 \text{ мм}$.

Рис. С. Сергеевой

а — мелкозернистая ($0,4$ — $0,3 \text{ мм}$) метасоматическая порода, состоя-
щая из зеленого моноклинного пироксена и нефелина. Изредка — рудный
минерал. Слабо заметна слоистость в расположении зерен пироксена.
Структура гранобластовая.

б — удлиненные зерна кальцита с резкой псевдоабсорбцией, субпарал-
лельно ориентированные, обусловливают гранобластовую структуру и ди-
рективную, или ориентированную, текстуру породы. Немного мелких
чешуек оранжевой слюды с обратной схемой абсорбции.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ПОРФИРОБЛАСТОВАЯ
ПИРОКСЕН-НЕФЕЛИНОВАЯ ПОРОДА



Фиг. 336.

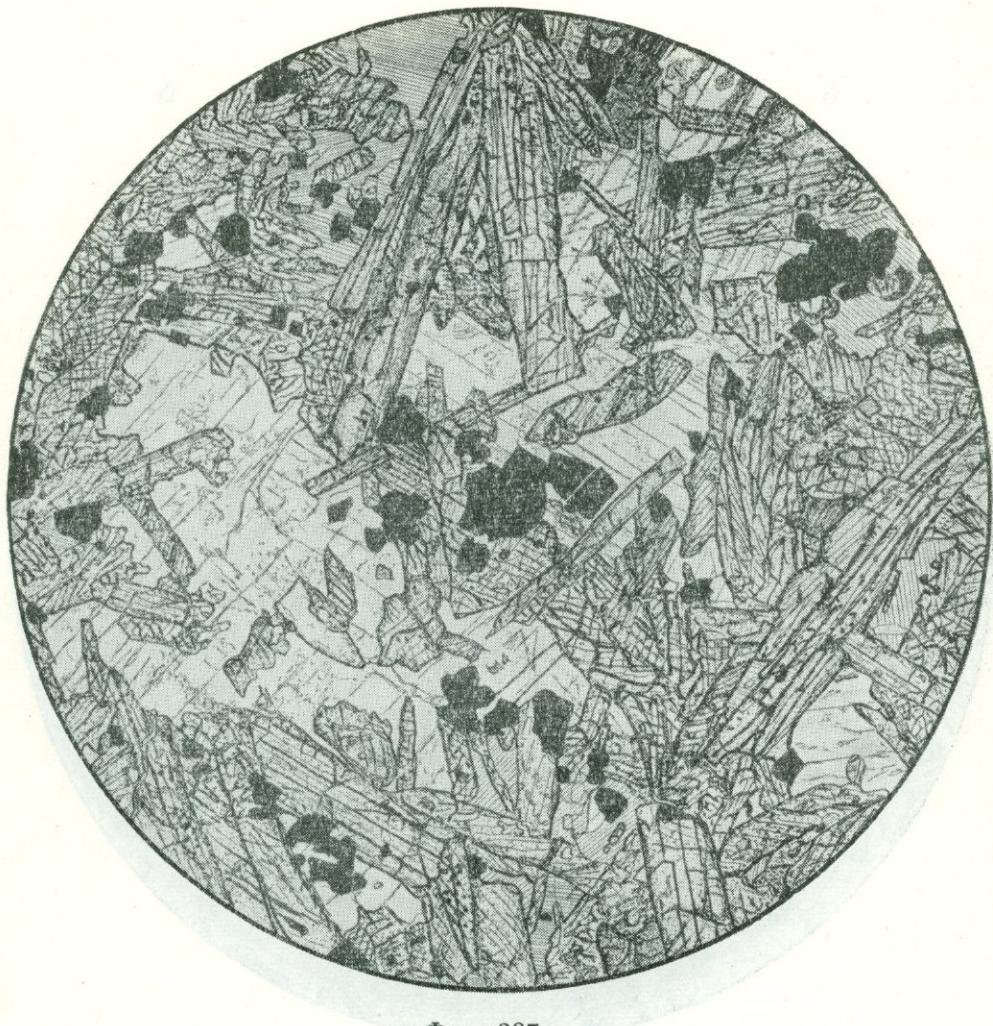
Маймеч-Котуйский район, массив Одихинча. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.;
 $d = 7 \text{ мм}.$

Рис. Н. Леонтьевой

В мелкозернистой гранобластовой нефелин-пироксеновой массе с размером зерна 0,5—1,5 мм метасоматически развиваются крупные (3—4 мм) идиобласти нефелина.

Структура метасоматическая, порфириобластовая с гранобластовой основной тканью.

ЯКУПИРАНГИТ — МЕЛЬТЕЙГИТ



Фиг. 337.

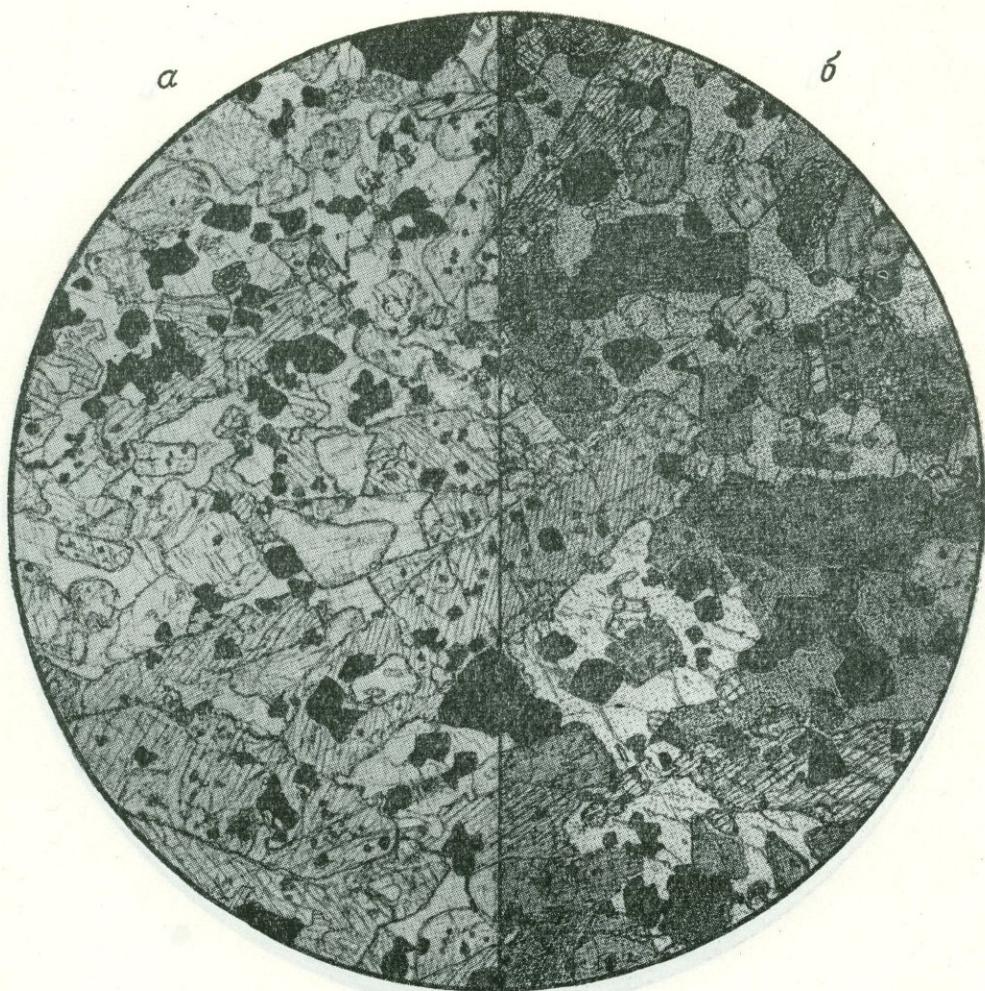
Маймеч-Котуйский район, массив Кугда. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.;
 $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Большую часть породы слагает титанистый моноклинный пироксен в идиоморфных призматических зернах. Участки между ними выполнены ксеноморфными индивидами нефелина, причем одно зерно нефелина выполняет несколько соседних участков (это видно на рисунке по ориентировке спайности нефелина) и имеет, следовательно, *поикилитовую* структуру. Такую же роль играют в породе пластины оранжево-коричневого титанистого биотита (тонкая штриховка в правой и левой верхней частях рисунка).

В нефелине кое-где видны включения призм мелилита, обладающие более высоким рельефом, чем нефелин. Рудный минерал также идиоморфен. Структура породы *гипидиоморфнозернистая* с резким идиоморфизмом пироксена; участки, сложенные пироксеном, обладают призматично-склизернистой структурой.

МЕЛИЛITOВЫЙ МЕЛЬТЕЙГИТ



Фиг. 338.

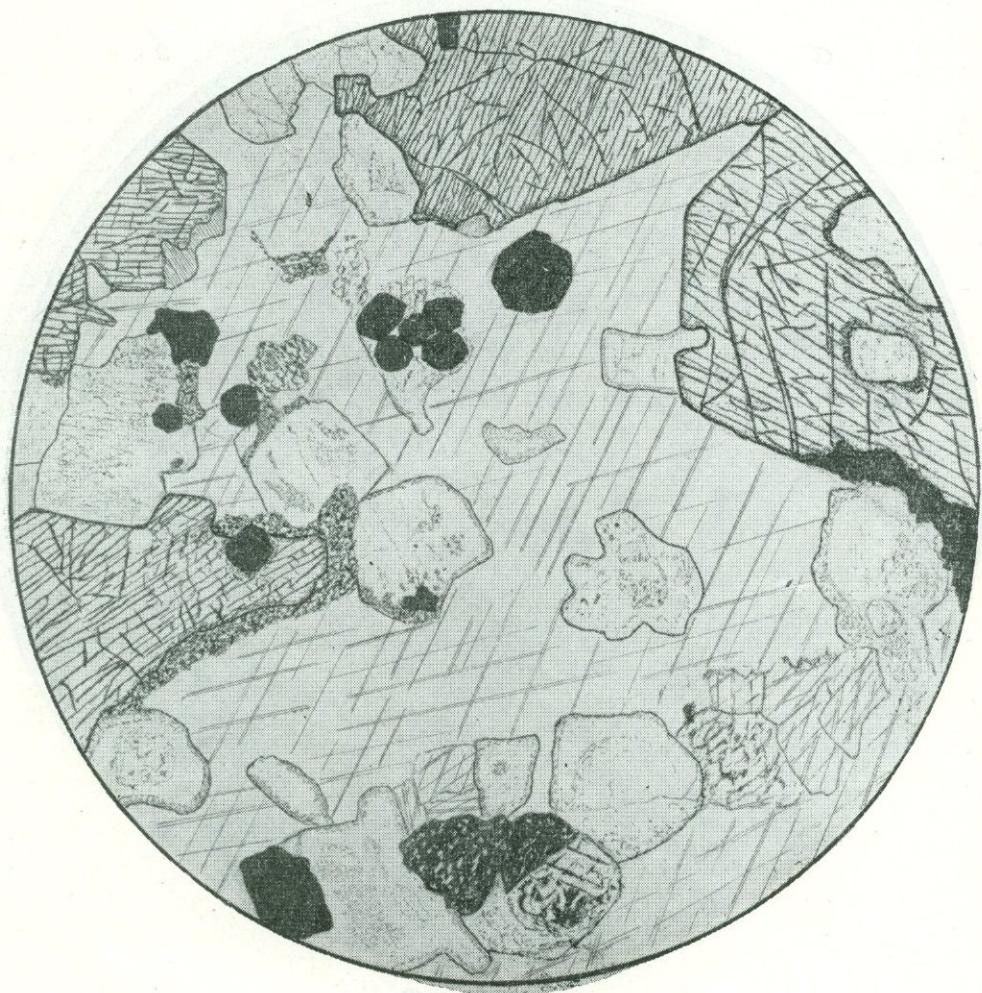
Маймеч-Котуйский район, массив Чангит. Колл. Л. С. Егорова. *a* — без анализ.;
b — николи +; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Структура породы *гипидиоморфнозернистая*, обусловленная сочетанием идиоморфных длинных призм моноклинного пироксена и более коротких призм и зерен мелилита, участки между которыми заняты ксеноморфными зернами нефелина. В правой части рисунка при скрещенных николях хорошо видно, что одно зерно нефелина выполняет несколько соседних промежутков, включая в себя ранее образовавшиеся минералы, что создает *пойкилитовую* структуру породы.

В небольшом количестве около рудного минерала и пироксена развивается ксеноморфный флогопит. Устанавливается следующий порядок идиоморфизма: рудный минерал, пироксен, мелилит, нефелин, флогопит, соответствующий порядку образования минералов.

КАЛЬЦИТОВЫЙ МЕЛЬТЕЙГИТ



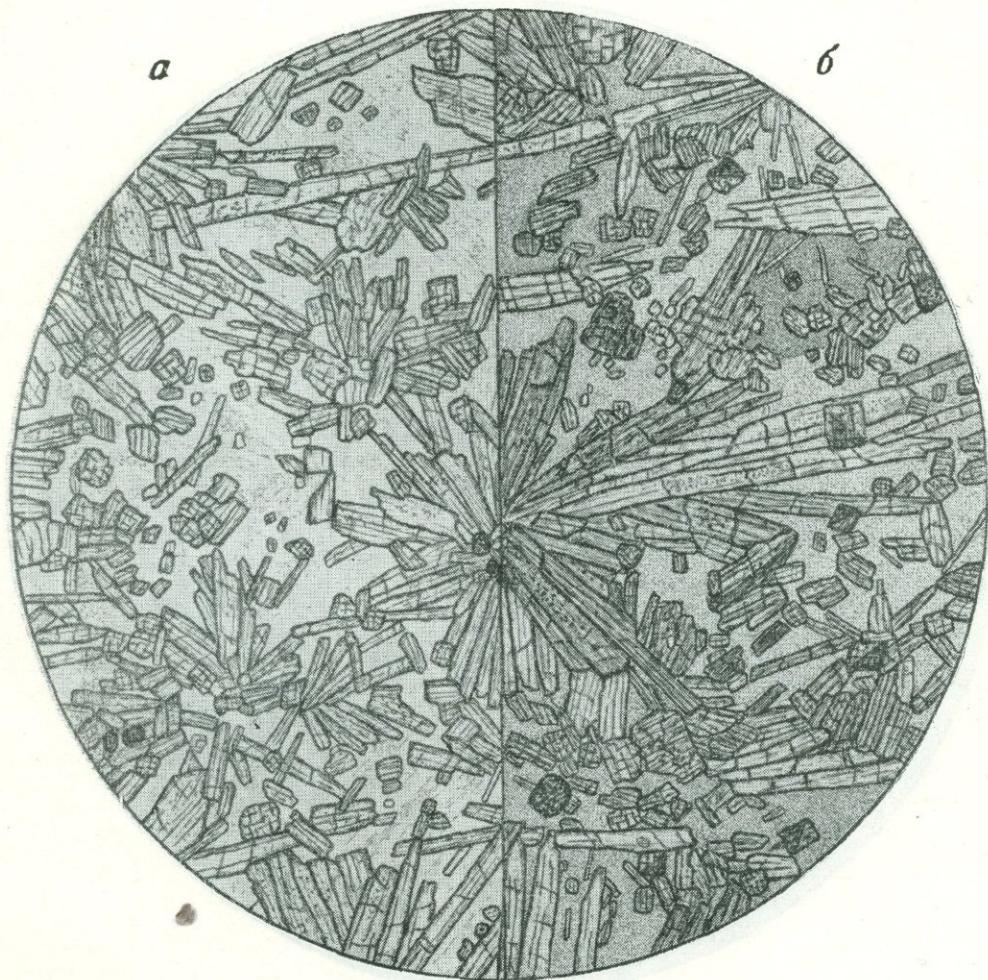
Фиг. 339.

Маймеч-Котуйский район, массив Бор-Урях. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.;
 $d = 7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Средняя часть поля зрения занята крупным зерном кальцита, в которое вдаются идиоморфные крупные (1,5—3 мм) призмы светлого буровато-зеленоватого моноклинного пироксена, частью замещающегося рудным минералом (правая часть рисунка). И кальцит, и пироксен метасоматически замещаются более мелкими индивидами нефелина с квадратными или гексагональными сечениями. На них видна узкая реакционная каемка бесцветной слюды и канкринита. На пироксене местами образуются небольшие участки флогопита, что также связано с процессами нефелинизации.

К такой структуре название гипидиоморфнозернистой не применимо, так как наиболее идиоморфными, или, точнее, идиобластовыми, являются наиболее поздние метасоматические индивиды нефелина. Структура метасоматическая, гипидиобластовая.



Фиг. 340.

Маймеч-Котуйский район, массив Маган. Колл. Л. С. Егорова. *a* — без анализа; *b* — николи +; $d = 7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из центрических сростков тонких длинных (до 3—4 мм) призм зеленого моноклинного пироксена, заключенных в крупных (до 3 мм) изометричных неправильных зернах калиевого полевого шпата пойкилобластовой структуры.

Структура метасоматическая, центрическая и пойкилобластовая.

Сочетание таких структур характерно для метасоматических пород.

АПАТИТОВЫЙ ТВЕЙТОЗИТ



Фиг. 341.

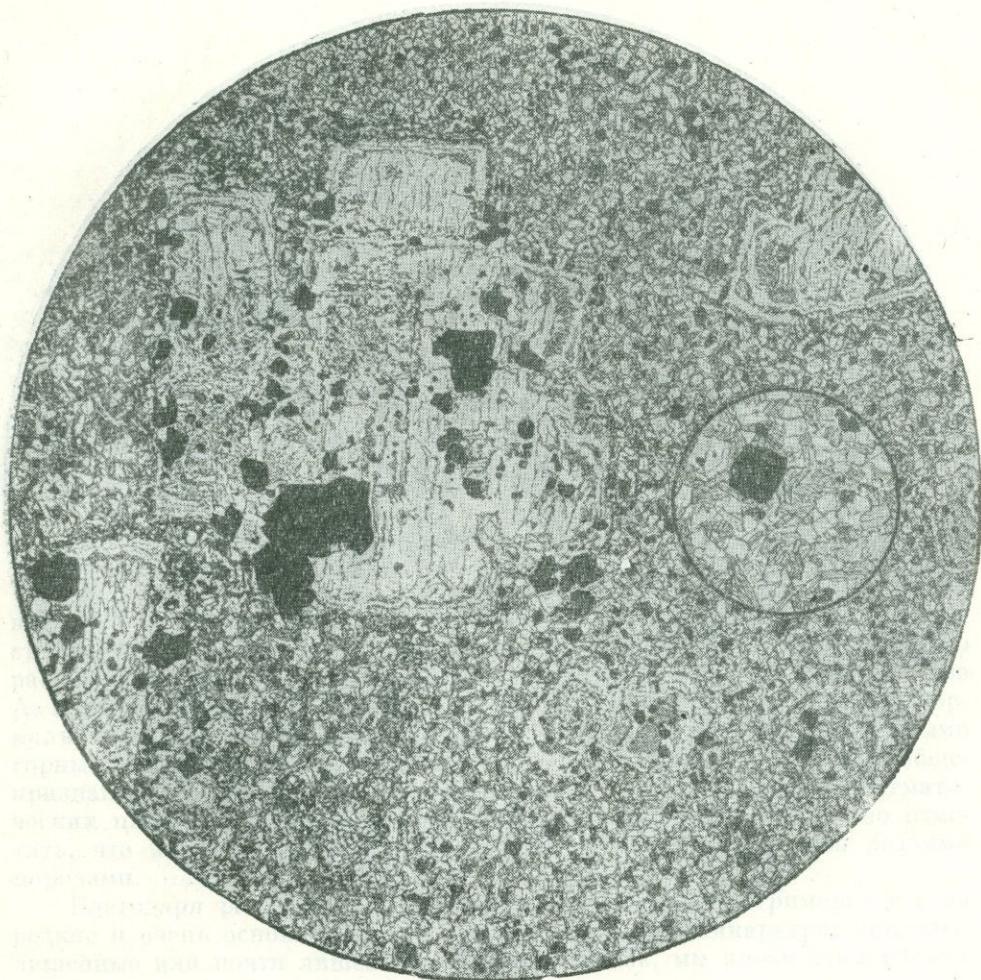
Маймеч-Котуйский район, массив Маган. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.
 $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой.

Апатит-пироксеновая порода (пироксен — эгирин — авгит), с небольшим количеством карбоната метасоматически замещается крупными зернами калиевого полевого шпата, переходя в твейтозит. На рисунке показано избирательное замещение калиевым полевым шпатом апатита, от которого остаются лишь реликты неправильной формы (нижняя часть рисунка), тогда как зерна пироксена сохраняются неизмененными.

Такая структура называется структурой избирательного замещения и относится к метасоматическим.

Структура исходной апатит-пироксеновой породы может быть названа *панидиоморфнозернистой*, так как в ней апатит и эгирин-авгит в одинаковой степени идиоморфны, а также *призматическизернистой*, так как оба минерала образуют призмы.



Фиг. 342.

Маймеч-Котуйский район, массив Кугда. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.,
 $d = 6,3 \text{ мм}$; в малом круге $d = 0,41 \text{ мм}$.

Рис. С. Сергеевой

Порода порфировая. Крупные фенокристаллы принадлежат широким таблицам несколько разложенного мелилита; более мелкие — мелилиту, реже пироксену (в поле зрения не попал) и нефелину.

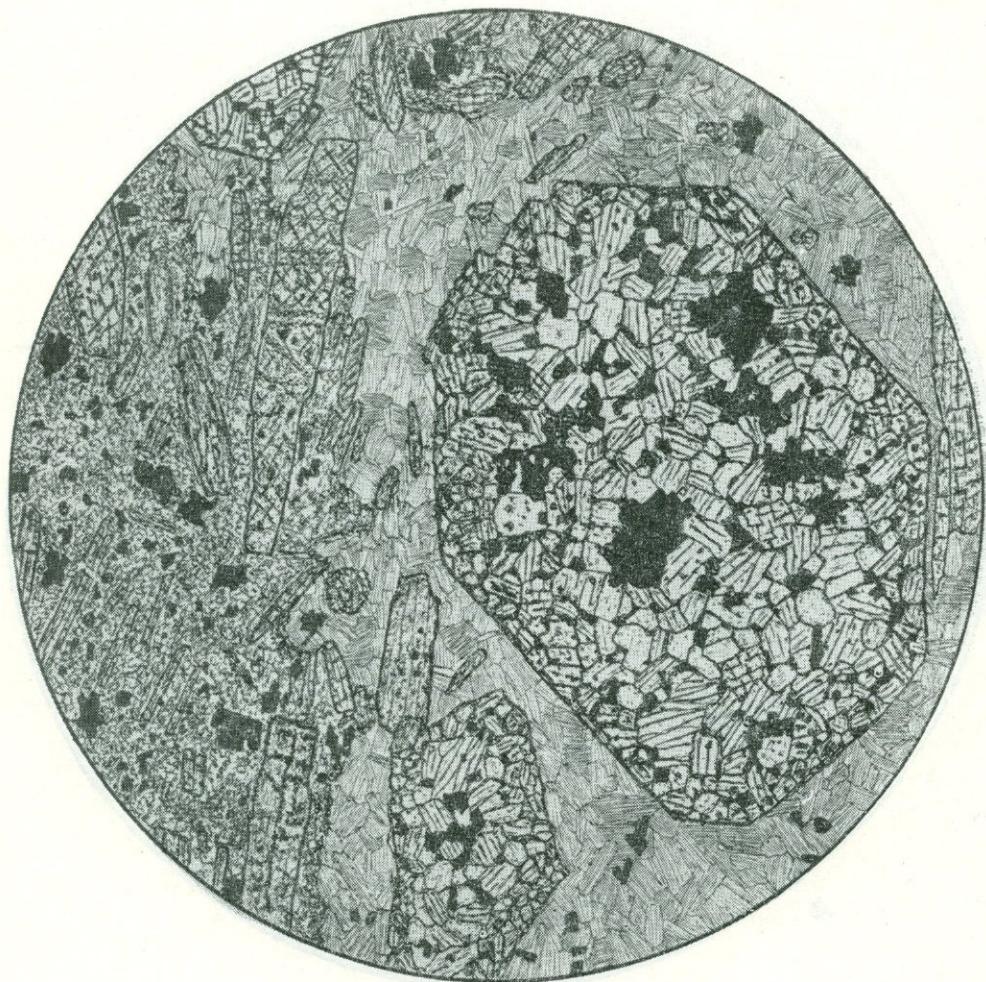
В основной массе много нефелина с идиоморфными разрезами, игольочки пироксена, рыжая слюда с обратной схемой абсорбции, рудный минерал и немного сфена.

Часть рудного минерала также может быть отнесена к фенокристаллам.

В левой части рисунка в малом круге показана структура основной массы при большем увеличении.

Структура породы *серияльно-порфировая*, структура основной массы *нефелинитовая*.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЙ НЕФЕЛИНОВЫЙ ДОЛЕРИТ



Фиг. 343.

Маймеч-Котуйский район, массив Кугда. Колл. Л. С. Егорова. Без анализ.,
 $d = 7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода порфировая. Крупные (до 5 м.м. в длину) фенокристаллы (справа) представляют собой псевдоморфозы пироксена и рудного минерала по оливину; более мелкие (1,5—2 м.м.) принадлежат длинным призмам моноклинного пироксена.

Основная масса очень тонкозернистая нефелинитовая (левый край рисунка), содержащая много мелких зерен рудного минерала. В участках, подвергшихся метасоматозу (справа), она состоит из беспорядочно расположенных чешуй слюды, с примесью рудного минерала.

Структура порфировая, псевдоморфная и метасоматическая; структура основной массы нефелинитовая и лепидобластовая.

ГРУППА ЩЕЛОЧНЫХ МЕЛАНОКРАТОВЫХ ПОРОД

К этой группе отнесены породы, объединенные А. Н. Заварицким как щелочные габброиды и щелочные базальтоиды. Это редкие породы и вместе с тем очень разнообразные, поэтому даже скромный показ их структур потребовал большого количества иллюстраций. Мы несколько расширили группу, отнеся в нее меймечиты и кимберлиты, которые А. Н. Заварицкий рассматривал вместе с ультраосновными породами нормального ряда, однако отмечая вместе с тем их ассоциацию со щелочными горными породами. В настоящее время эта ассоциация является уже общеизвестной, а развитие современных представлений о тектоно-магматических циклах позволяет считать ее закономерностью. И интересно отметить, что и меймечиты и кимберлиты также являются весьма редкими породами.

Благодаря работам Г. М. Гапеевой, изучившей в Приморье весьма редкие и очень основные породы — анкаратриты и анкаратрит-пикриты, лишенные или почти лишенные полевых шпатов, мы имеем возможность показать и их структуры.

Так же как и при иллюстрации структур пород вышеописанных групп, вначале приводятся структуры интрузивных пород, затем жильных и, наконец, эфузивных пород, а также брекчий.

Среди интрузивных пород иллюстрированы структуры шонкинитов, тералитов, малиньитов, фергуситов, миссуритов и турунитов. Это гипидиоморфнозернистая (фиг. 344, б, 344, в, 351), пойкилитовая (фиг. 344, а, 351), панидиоморфнозернистая (фиг. 347, 350) и криптовая (фиг. 349) структуры. Для лейцитовых и псевдолейцитовых пород характерны оцелляровая (фиг. 346), дактилоскопическая (фиг. 347), паркетная (фиг. 350) структуры, а также пятнистая текстура (фиг. 348). В турунитах наблюдаются пойкилобластовые структуры (фиг. 352, 353), образование которых связано с наложением на породы гидротермально-метасоматических процессов.

В дайковых и лампрофировых породах структуры весьма разнообразны, начиная с полнокристаллических порфировых и до порфировых с гиалопилитовой (например, мончикит фиг. 357) основной массой. В камптонитах встречается сериально-порфировая (фиг. 354) и микропорфировая (фиг. 355, 358, б) структуры. Часта призматическая зернистая структура породы в целом или ее основной массы (фиг. 354, 355, 358).

Меймечиты характеризуются порфировой структурой с гипокристаллической основной массой и миндалекаменной текстурой (фиг. 361). Такие же структуры и текстуры наблюдаются в пикритовых порфириатах (фиг. 362) и трахибазальтовых порфириатах (фиг. 363, 364); в последних встречены также аповариолитовая (фиг. 365) структура и микрошаровая текстура (фиг. 366). Микрошаровая миндалекаменная текстура характеризует лимбургит в одной из скважин района г. Перми (фиг. 372).

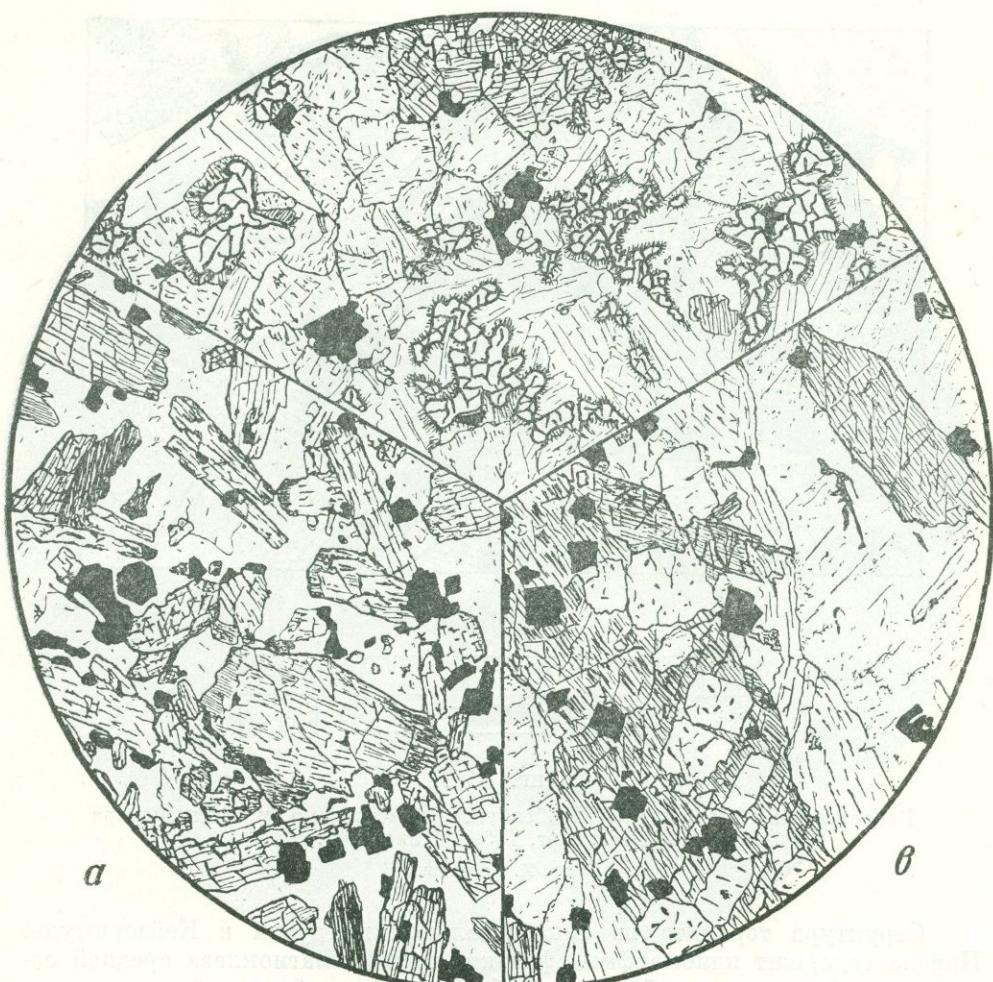
Различные структуры — порфировая, гемеропорфировая, гемеромикропорфированная — с различной степенью раскрытия кристаллизации основной массы свойственны таким редким породам, как шашонит (фиг. 367), гаюновый таффит (фиг. 368), шихлунит (фиг. 371, *a*, *b*), оливиновый лейцитит (фиг. 371, *в*, *г*), авгитит (фиг. 373).

Анкаратиты и анкаратит-пикриты Приморья (фиг. 374, 375, 376) обладают микропорфировой структурой с микропаницидоморфозернистой или микролитовой основной массой. Весьма характерной особенностью этих пород является постоянное наличие в них ксенокристаллов и обломков пород — «сростков железомагниевых силикатов» гранобластовой структуры. Эти обломки, по исследованиям Г. М. Гапеевой, являются или родственными включениями или даже совершенно посторонними самой породе. Они подвергаются резорбции, оплавлению и грануляции (хорошо видно на фиг. 376). Эти обломки при беглом просмотре шлифов пород могут быть приняты за фенокристаллы, почему Г. М. Гапеева и применяет для обозначения их структуры термин «псевдопорфировая». Мы не можем рекомендовать к употреблению этот термин вследствие его неточности, так как разные авторы вкладывают в него различный смысл (см. Словарь терминов); кроме того наличие ксенокристаллов и сростков чуждых, не принадлежащих самой породе, не может определять собой ее порфировой структуры и оправдывать применение к породе термина порфировой в той или иной его модификации.

Последними в этой группе иллюстрированы текстуры кимберлитов или кимберлитовых брекчий — одной из известного алмазоносного района (фиг. 377), и другой, названной Н. А. Курылевой кимберлитоподобной брекчией, с Кольского полуострова. Петрографически, т. е. по составу и по текстуре, это совершенно аналогичные породы и разница между ними состоит лишь в том, что со второй из них пока не связывается возможная алмазоносность.

ШОНКИНИТ (а). ОЛИВИНОВЫЙ ТЕРАЛИТ (б). МАЛИНЬИТ (в)

б



Фиг. 344.

Замствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ. Рис. О. Говорушкина

<i>а</i> — Таласский Алатау, р. Каинды. $d = 3,5$ м.м.	<i>б</i> — северо-восточный склон Кузнецкого Алатау, р. Берешь. $d = 6,4$ м.м.	<i>в</i> — Кольский п-ов, Ловозерские тундры. $d = 4,0$ м.м.
---	--	--

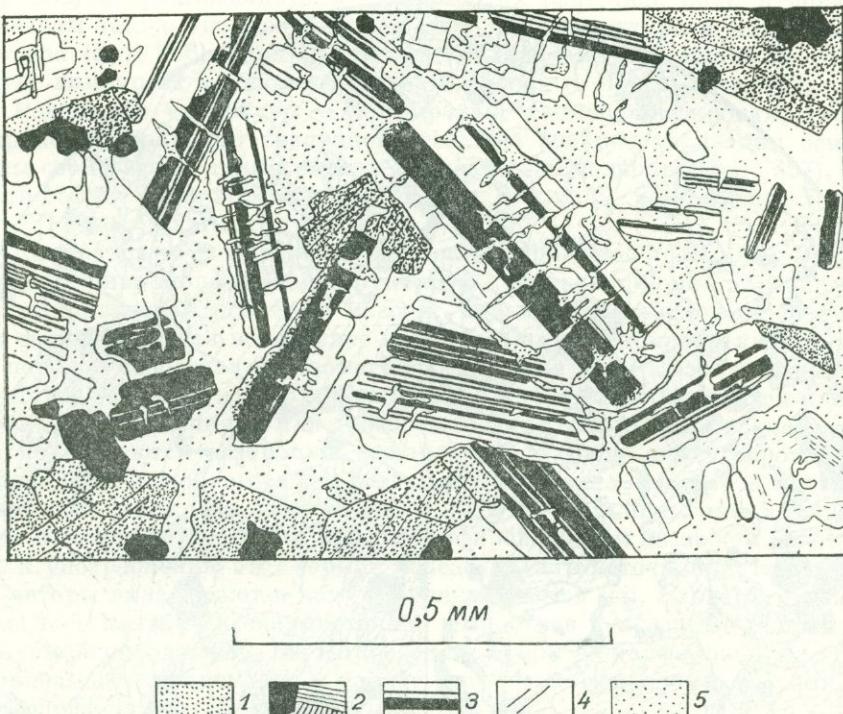
а — порода состоит из пироксена, несколько зонального и обрастающего по периферии щелочным минералом, калишпата, меньших количеств нефелина и биотита и акцессорных магнетита и апатита. Калишпат образует крупные зерна, включающие в себя все остальные минералы. Структура *пойкилитовая*.

б — в состав породы входят авгит, оливин, обрастающий келифитовыми каемками, основной плагиоклаз и нефелин; акцессорные — магнетит и апатит.

Структура *гипидиоморфнозернистая*, местами *венцовая*.

в — в породе видны относительно крупные зерна микроклин-микроперитита, а также эгирина с пойкилитовыми включениями нефелина в прямогольных разрезах и рудного минерала. Встречается немного альбита и апатит. Структура *гипидиоморфнозернистая*, местами *пойкилитовая*.

ТЕРАЛИТ



Фиг. 345.

Кайзерштуль, Оберберген, Шейбенбук. Замстровано у Вимменауэра
(Wimmenauer, 1959). Николи +.

Рис. И. Маликовой

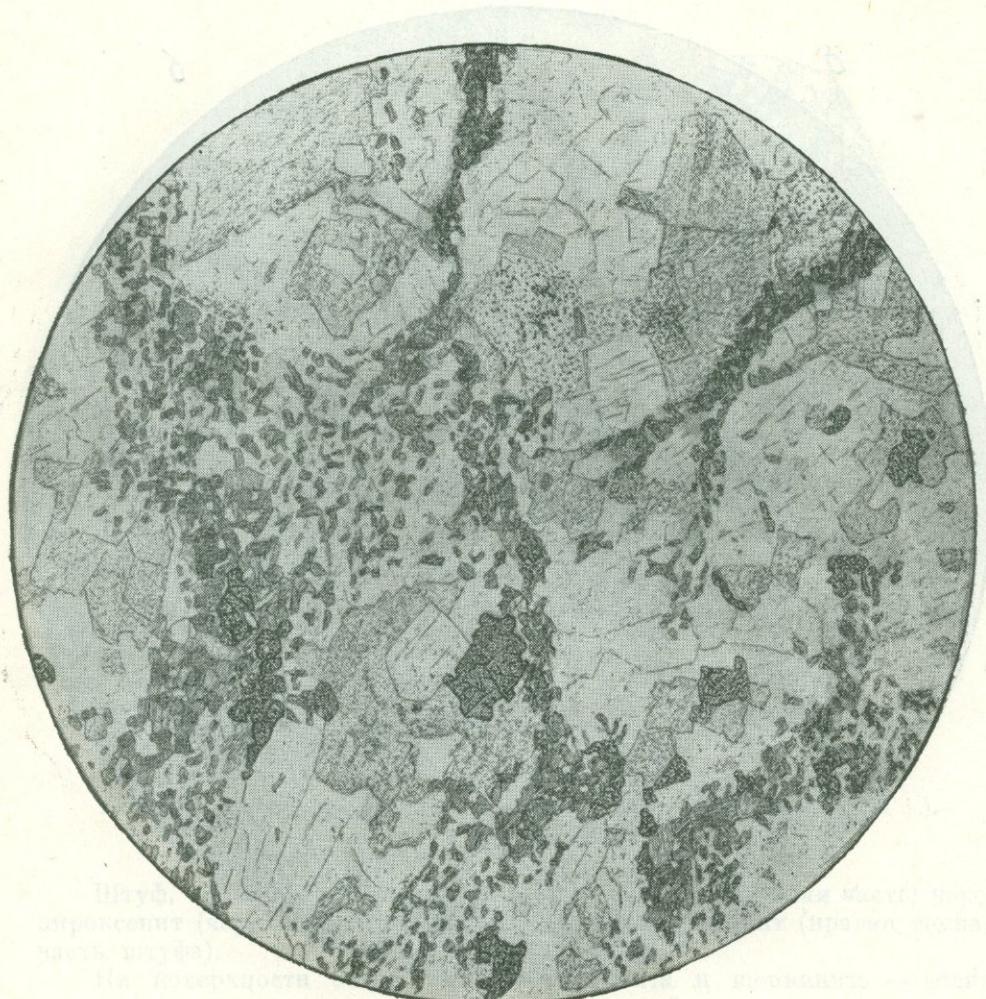
Структура тералита из гипабиссальной интрузии в Кейзерштule. Порода содержит идиоморфные фенокристаллы плагиоклаза средней основности (андезин — лабрадор), обрастающие оболочкой ортоклаза, а также авгита и рудного минерала. Реже встречаются небольшие фенокристаллы ортоклаза.

Основная масса образована анальцимом, который корродирует ортоклаз и плагиоклаз и в меньшей мере цеолитами и кальцитом (на рисунке не показаны).

Структура порфировая; структура основной массы полноизоморфическая, коррозионная.

1 — авгит; 2 — рудный минерал и биотит; 3 — плагиоклаз; 4 — щелочной полевой шпат; 5 — анальцим.

ФЕРГУСИТ



Фиг. 346.

Хребет Таласский Алатау, р. Каинды. Колл. В. А. Рудника. Без анализ.; $d = 7$ мм.

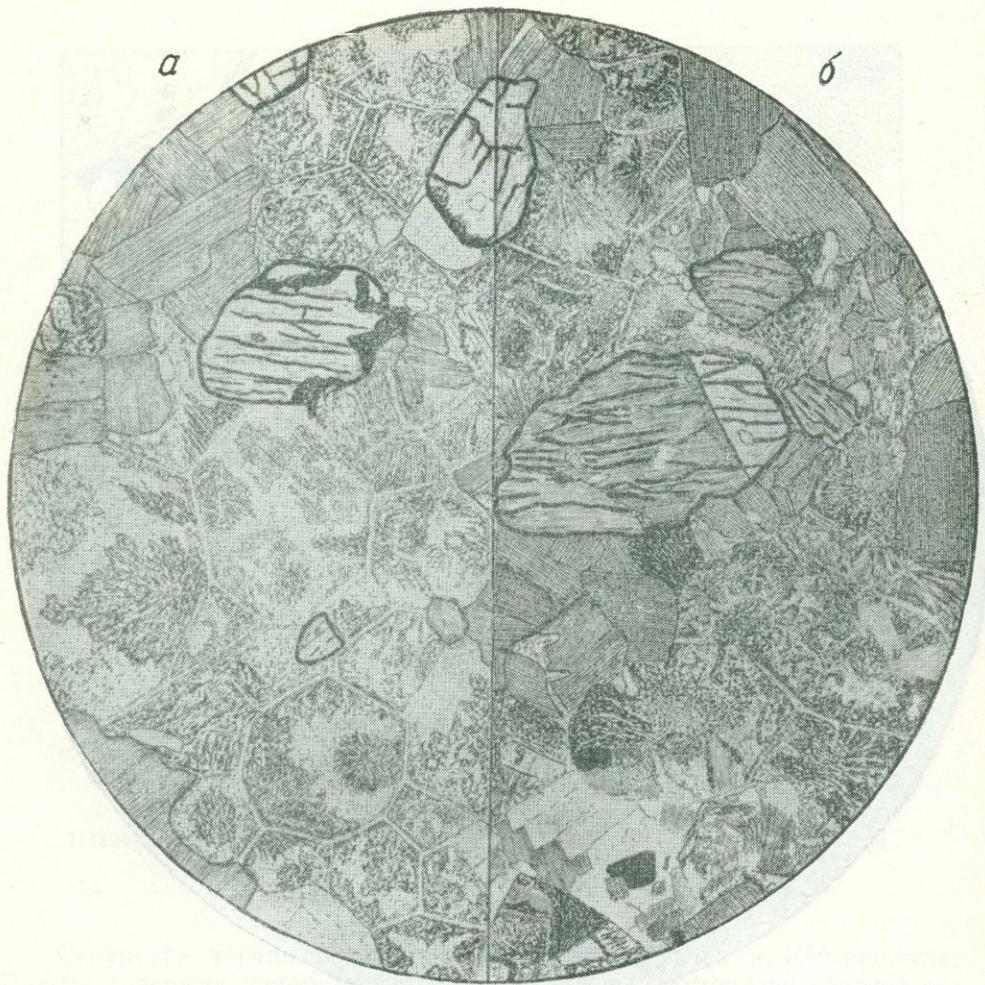
Рис. Н. Леонтьевой

В поле зрения видны окружные крупные (до 5 мм) псевдоморфозы ортоклаза и нефелина по лейциту, разделенные небольшими участками зеленого биотита в мелких чешуях, с примесью мелкозернистых масс и более крупных зерен граната — меланита (высокий рельеф, частые черные точки) и апатита.

Псевдоморфозы по лейциту представляют собой или зернистый агрегат с идиоморфным ортоклазом, или, что реже, тонкие прорастания обоих минералов.

Структура оцеляровая. Текстура пятнистая.

Пятнистое строение обусловлено в значительной степени различиями в размерах отдельных зерен и их расположением. Пятна различаются по величине, форме и цвету. Более темные пятна обусловлены присутствием в них ортоклаза и апатита, а светлые — отсутствием этих минералов. Пятна различаются по величине, форме и цвету. Более темные пятна обусловлены присутствием в них ортоклаза и апатита, а светлые — отсутствием этих минералов.



Фиг. 347.

Алданский щит, верховья р. Гыныма, у истоков р. Ломамчана. Колл. Е. П. Миронюка (1960). *a* — без анализ.; *b* — николи +; $d = 4,6$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из более или менее равных количеств псевдолейцита, авгита и биотита; небольшая примесь щелочного полевого шпата в виде каемок между зернами лейцита и аксессорных рудного минерала и апатита.

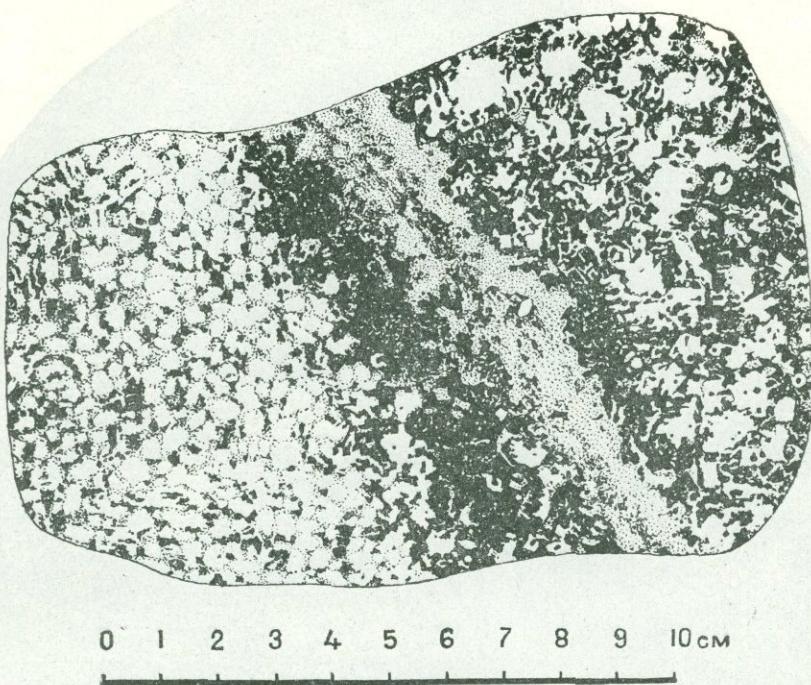
Все главные минералы породы идиоморфны. Размер зерна 0,7—1,5 мм; часть авгита дает индивиды до 2,5 мм. Цветные минералы образуют скопления; есть псевдолейцитовые участки, почти лишенные цветных минералов (слева внизу).

Псевдолейцит характеризуется грязновато- пятнистыми агрегатами неразложенного лейцита с реликтами паркетной структуры и радиально-волокнистых ортоклаз-нефелиновых сростков, местами с дактилоскопической структурой.

Структура панидиоморфнозернистая и кумулозернистая, местами переходная к криптовой.

Текстура пятнистая.

ФЕРГУСИТ И ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЙ ШОНКИНН



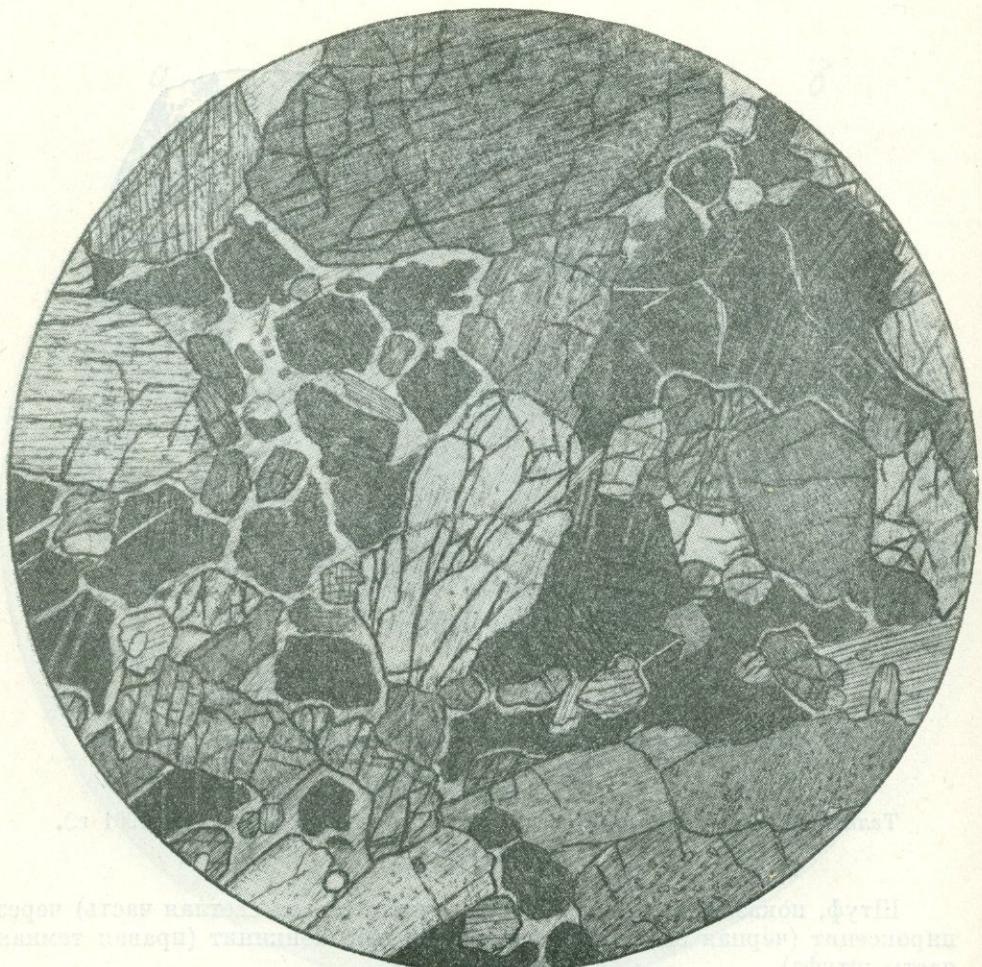
Фиг. 348.

Таласский Алатау, массив Ирису. Заимствовано у Абдрахманова (1961 г.).

Рис. В. Колесниковой

Штуф, показывающий переход фергусита (левая светлая часть) через пироксенит (черная зона) в псевдолейцитовый шонкинит (правая темная часть штуфа).

На поверхности обеих пород — фергусита и шонкинита — видны округло-овальные выделения светлого псевдолейкита, создающие типичную пятнистую текстуру, характерную для псевдолейкитовых пород.



Фиг. 349.

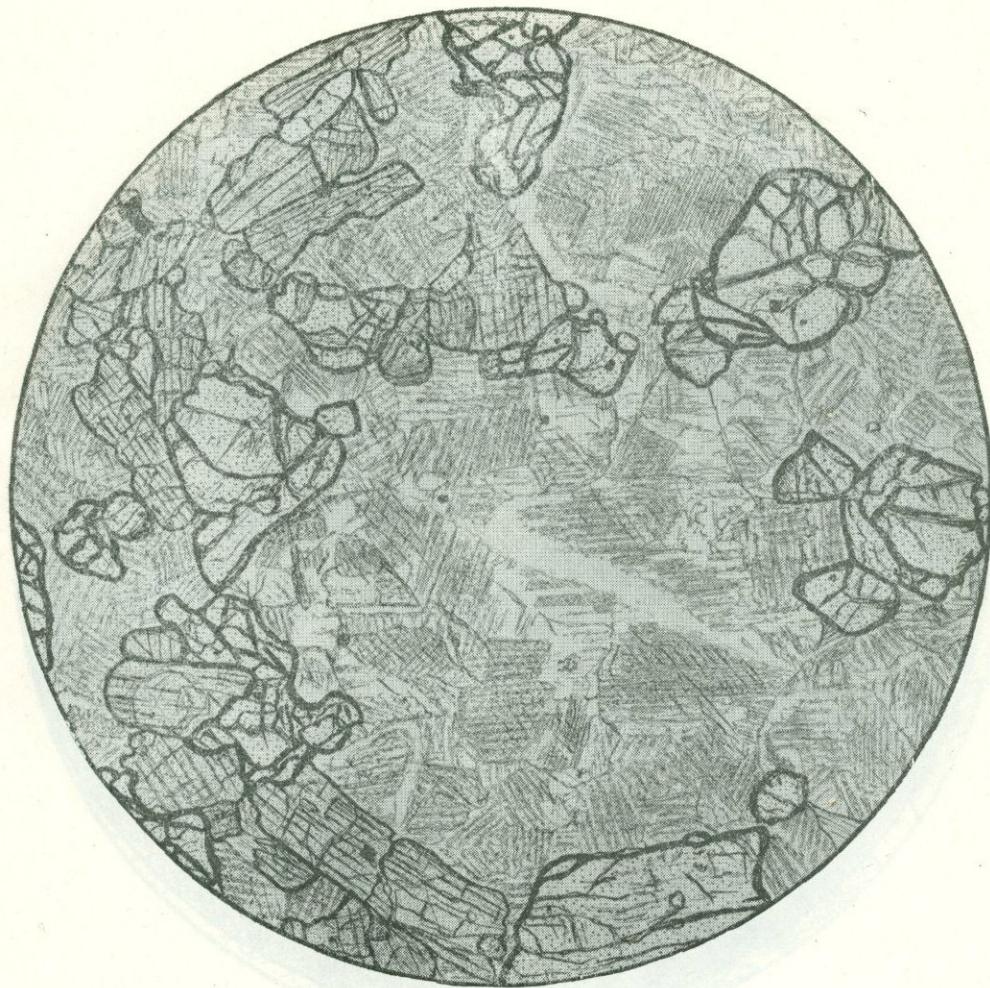
Алданский щит, верховья р. Гыныма, у истоков р. Ломамчана. Колл. Е. П. Мирсюка (1960). Николи +; $d = 3,7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из крупных (до 1,5—2 мм), удлиненно-округлых индивидов оливина (в верхней и средней частях поля зрения, грубые трещины, различная степень погасания) и несколько более мелких (до 1,5 мм) индивидов авгита (зерна с перекрещенной спайностью внизу), заключенных в более мелкозернистой массе, сложенной преимущественно лейцитом (черное). Крупных зерен оливина и авгита много; они соприкасаются друг с другом, создавая криптовую структуру. В распределении оливина и авгита заметна некоторая слоистость с преобладанием в одних слойках оливина, в других авгита.

Лейцит, являющийся главным минералом крипта, идиоморфен, имеет размеры 0,2—0,6 мм. Он обрастает и частично замещается калишпатом (светлое вокруг черных изотропных индивидов лейцита). Вместо калишпата местами образуется флогопит (редкая штриховка справа).

Структура криптовая; в криптах — панидиоморфнозернистая, коррозионная.



Фиг. 350.

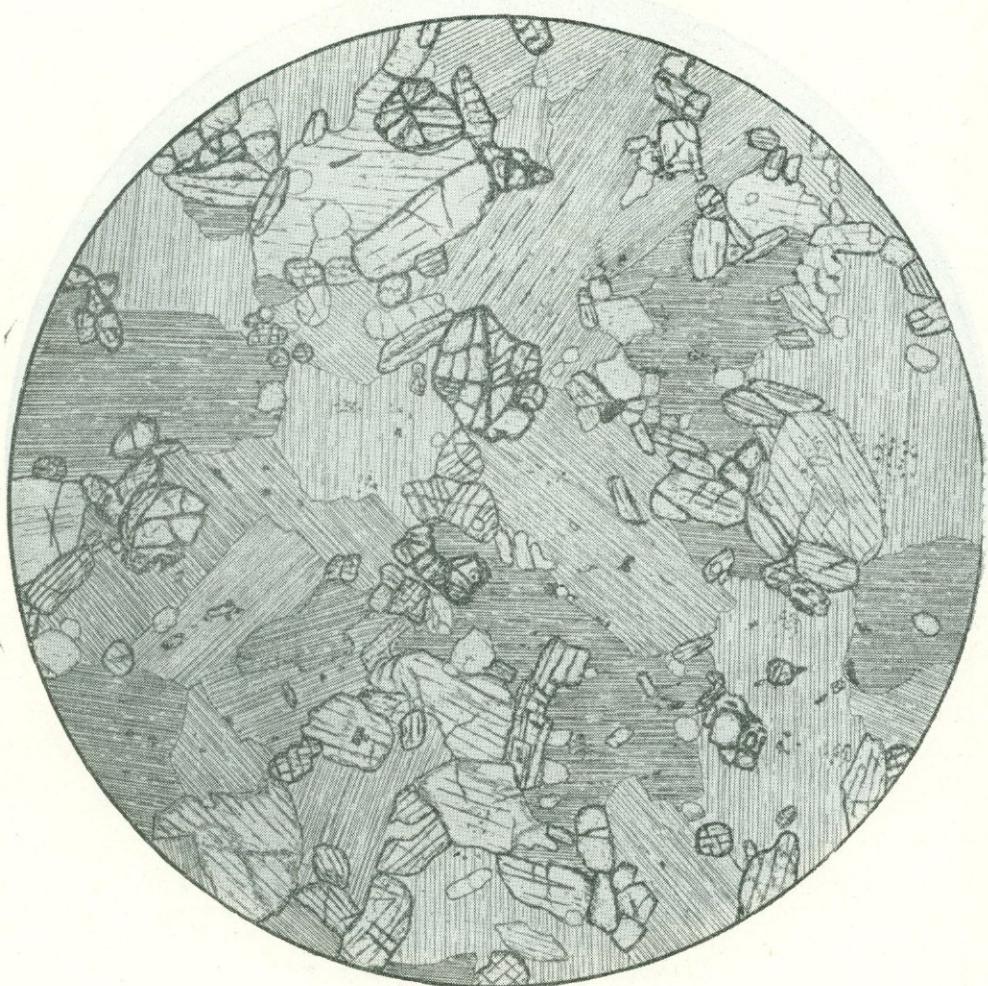
Алданский щит, верховья р. Гыныма, у истоков р. Ломамчана. Колл. Е. П. Миронюка (1960). Без анализ.; $d = 4,3$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Лейкократовый участок миссурита, в котором преобладает идиоморфный лейцит и несколько меньшую роль играют оливин (высокий рельеф и мелкие точки) и авгит (рельеф немного ниже, чем у оливина, и призматическая спайность). Белое мелкими неправильными массами и каемками среди лейцита — калиевый полевой шпат.

Структура *панициоморфнозернистая*; структура лейцита *паркетная*.

ОЛИВИН-АМФИБОЛ-АВГИТОВЫЙ СЛЮДИТ



Фиг. 351.

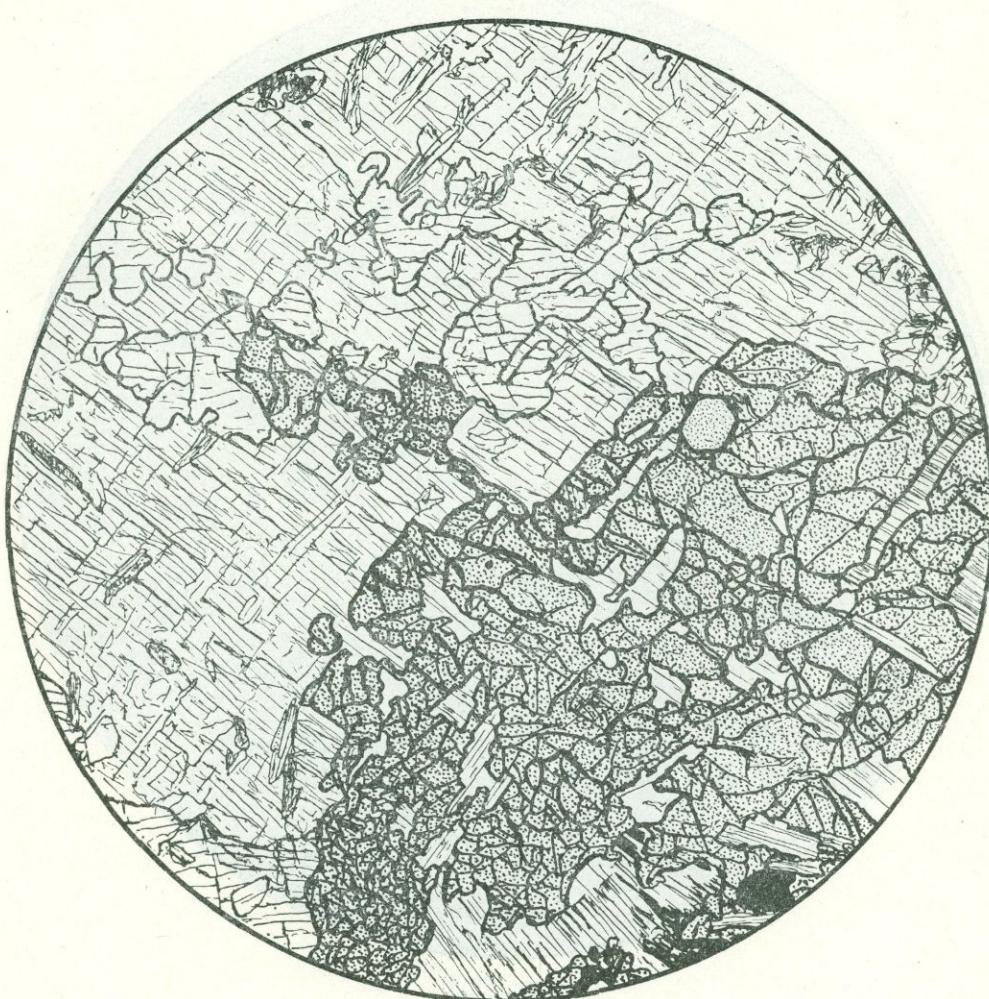
Алданский щит, верховья р. Гыныма, у истоков р. Ломамчана. Колл. Е. П. Миронюка (1960). Без анализ.; $d = 3,7$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода сложена крупными (до 1,5 мм) широкими таблицами красноватой слюды — манганофиллита с обратной схемой (показано густотой штриховки) абсорбции. Внутри них и между ними зажаты более мелкие индивиды оливинна, авгита, бесцветного амфиболя и акцессорных апатита и рудного минерала.

Структура гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая.

ТУРЬЯИТ



Фиг. 352.

Кольский полуостров, Салмагорский массив. Колл. М. П. Орловой (1959). Без анализ.;
 $d = 4,3 \text{ м.м.}$

Рис. С. Сергеевой

Крупнозернистая нефелин-флогопит-мелилитовая порода, в которой зерна мелилита достигают 20 мм и более. На рисунке часть зерна мелилита занимает верхнюю половину поля зрения.

Наблюдается замещение мелилита андрадитом и развитие в нем неправильных масс монтичеллита (вверху с рельефом выше, чем у мелилита), зеленого флогопита (тонкая штриховка внизу) и кальцита (справа, выше граната). По М. П. Орловой, это наложенные гидротермальные процессы.

В породе есть титаномагнетит, апатит и перовскит; последний в шлифе не попал.

Структура *крупнозернистая, пойкилобластовая*, т. е. такая, в которой пойкилитовые включения являются не захваченными ойкоцисталлом более ранними минералами, а наоборот, более поздними метасоматически развившимися.

ТУРЬЯИТ



Фиг. 353.

Кольский полуостров, Салмагорский массив. Колл. М. П. Орловой (1959). Без анализ.;
 $d = 4,3 \text{ м.м.}$

Рис. С. Сергеевой

Крупнозернистая нефелин-флогопит-мелилитовая порода с гранатом, титаномагнетитом, перовскитом (в поле зрения не попал), титанитом.

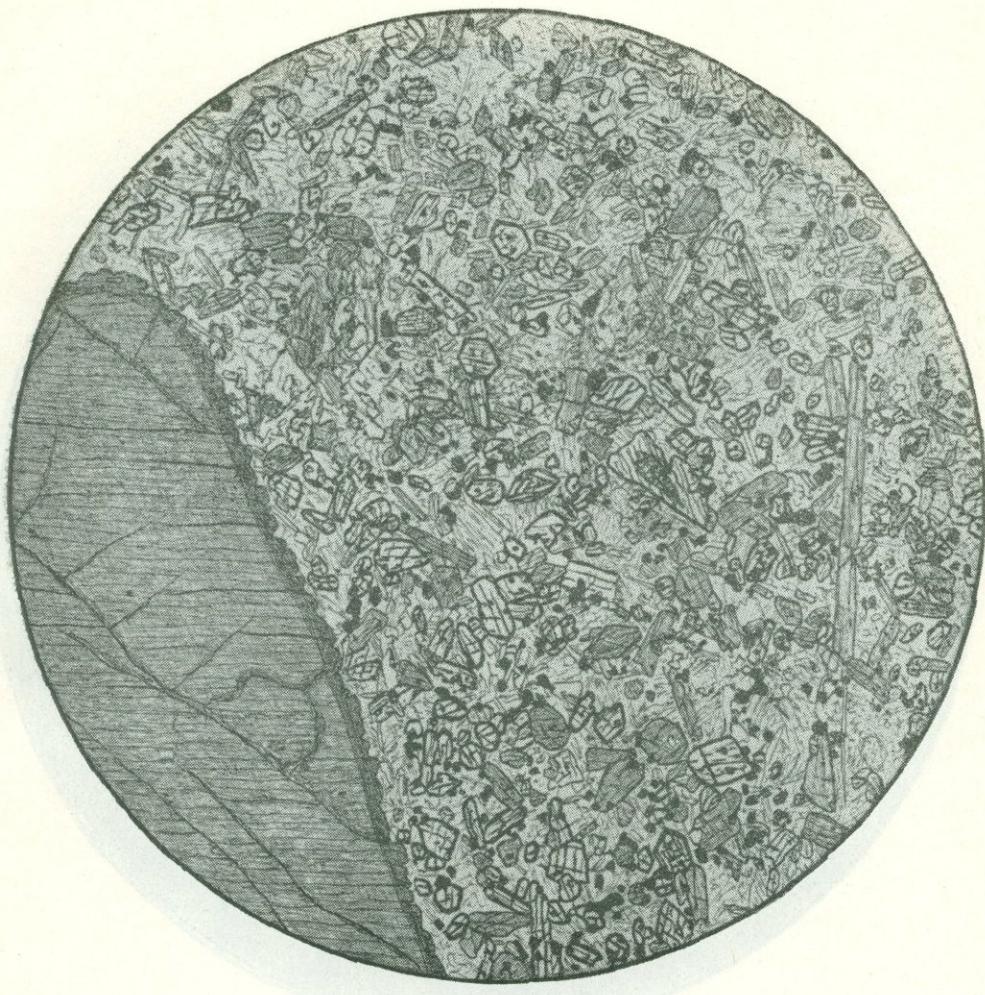
Сверху светлое — зерно нефелина, в левой его части немного замутненное, а в правой несколько канкринитизированное. Размеры зерен нефелина 3—4 м.м.

Ниже нефелина видны два крупных зерна мелилита, а справа у края — часть еще одного зерна нефелина. Мелилит замещается гранатом, причем в левой части видно, что пластинки и более мощные массы граната располагаются вкrest спайности мелилита.

Граната — два; один слегка буроватый растет в мелилите; другой — желто-бурый замещает (внизу) титаномагнетит. Между титаномагнетитом и гранатом местами образуется титанит (очень густые точки) и кальцит. Среди граната много пластинок флогопита.

Структура крупнозернистая, метасоматическая; местами пойкилобластовая; местами с реакционными каемками.

КАМПТОНИТ



Фиг. 354.

Южный Тянь-Шань, бассейн р. Тоюна. Колл. Г. М. Гапеевой (1949). Без анализ.;
 $d = 3,6 \text{ мм.}$

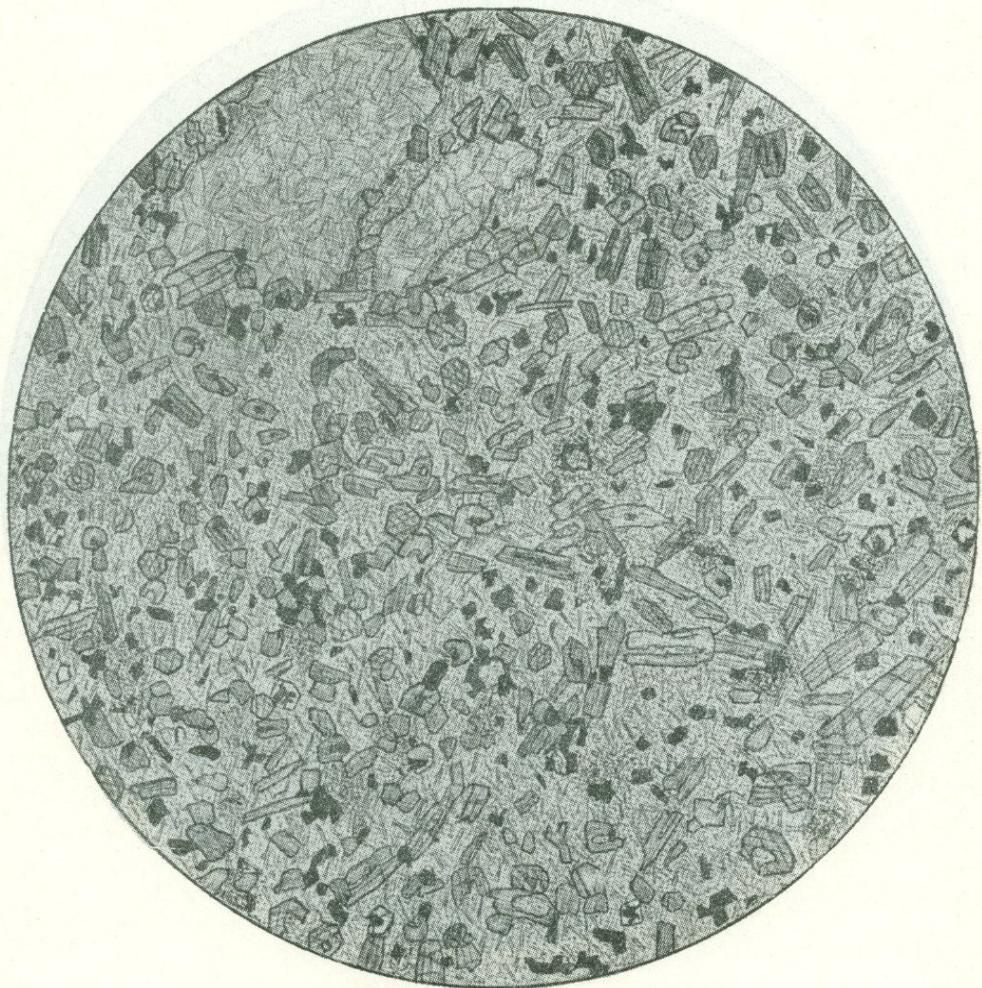
Рис. С. Сергеевой

Очень крупные (до 1 см) фенокристаллы принадлежат баркевикиту (часть фенокристалла слева); более мелкие (2—3 мм) — моноклинику пироксену (в поле зрения не попали); еще более мелкие (около 0,4—0,5 мм) фенокристаллы представлены какими-то полностью серпентинизированными зернами (оливин, биотит?).

На крупных фенокристаллах баркевикита видна каемка нарастания из основной массы несколько иного состава и более густой окраски.

Основная масса полнокристаллическая из длинных тонких призм баркевикита, более коротких и широких призм моноклинного пироксена, коричневого биотита, разложенного полевого шпата, частью, несомненно, плагиоклаза, по-видимому, андезина, анальцима, хлорита и акцессорных апатита, магнетита.

Структура *серiallyно-порфировая*; основная масса *полнокристаллическая*, *призматическизернистая*.



Фиг. 355.

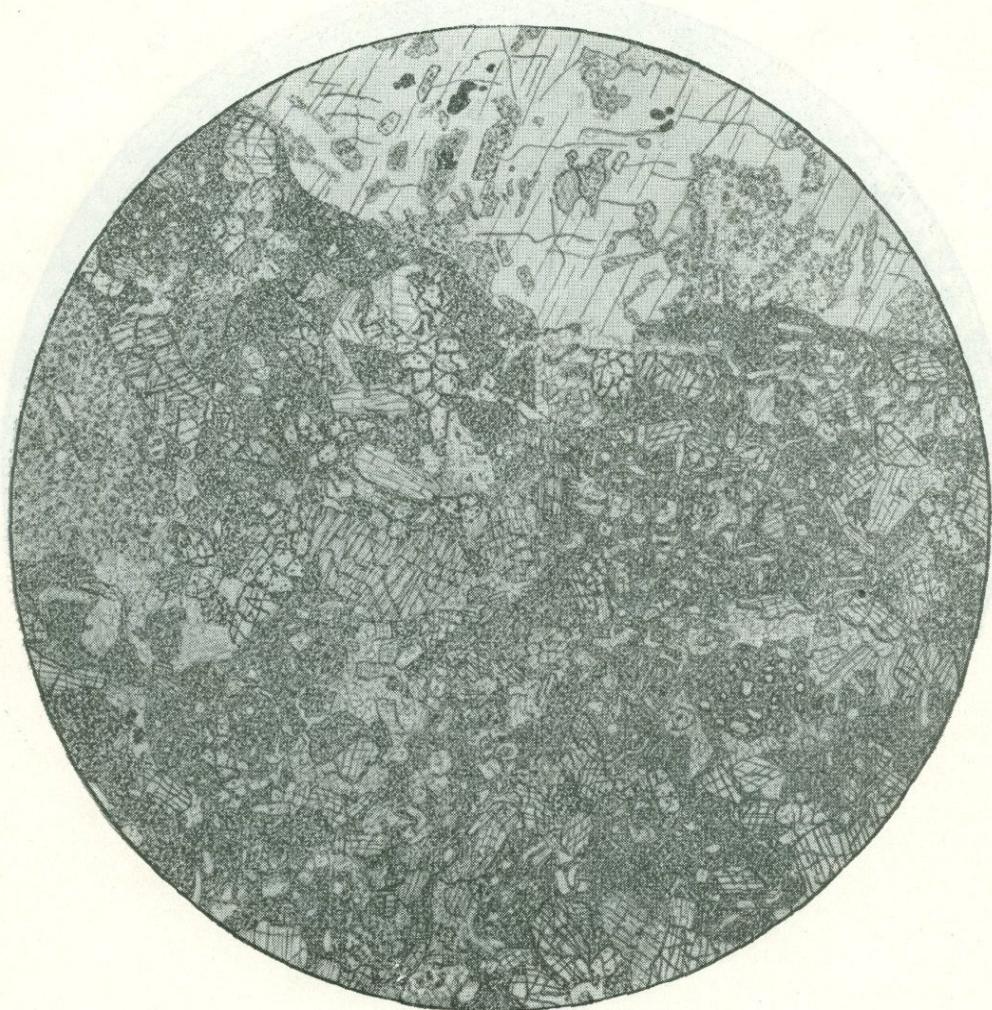
Украина, Днепровско-Донецкая впадина, Синевская солянокупольная структура.
Колл. И. С. Усенко. Без анализ.; $d = 2 \text{ мм.}$

Рис. Н. Леонтьевой

Полнокристаллическая мелкозернистая порода, состоящая из идиоморфных призм красновато-коричневой роговой обманки баркевикитового типа и более широких призм или таблиц совершенно разложенного плагиоклаза. Реже встречаются единичные более крупные индивиды также совершенно разложенного плагиоклаза (в поле зрения не попали), достигающие размеров 0,5—0,6 мм и играющие роль микрофенокристаллов. Много мелких зерен рудного минерала; редкие мелкие чешуйки биотита и местами немного очень мелких призм моноклинного пироксена. Наблюдаются редкие миндалины, выполненные хлоритом, бесцветной слюдой, цоизитом.

Структура призматическизернистая.

ЭРУПТИВНАЯ БРЕКЧИЯ КАМПТОНИТА



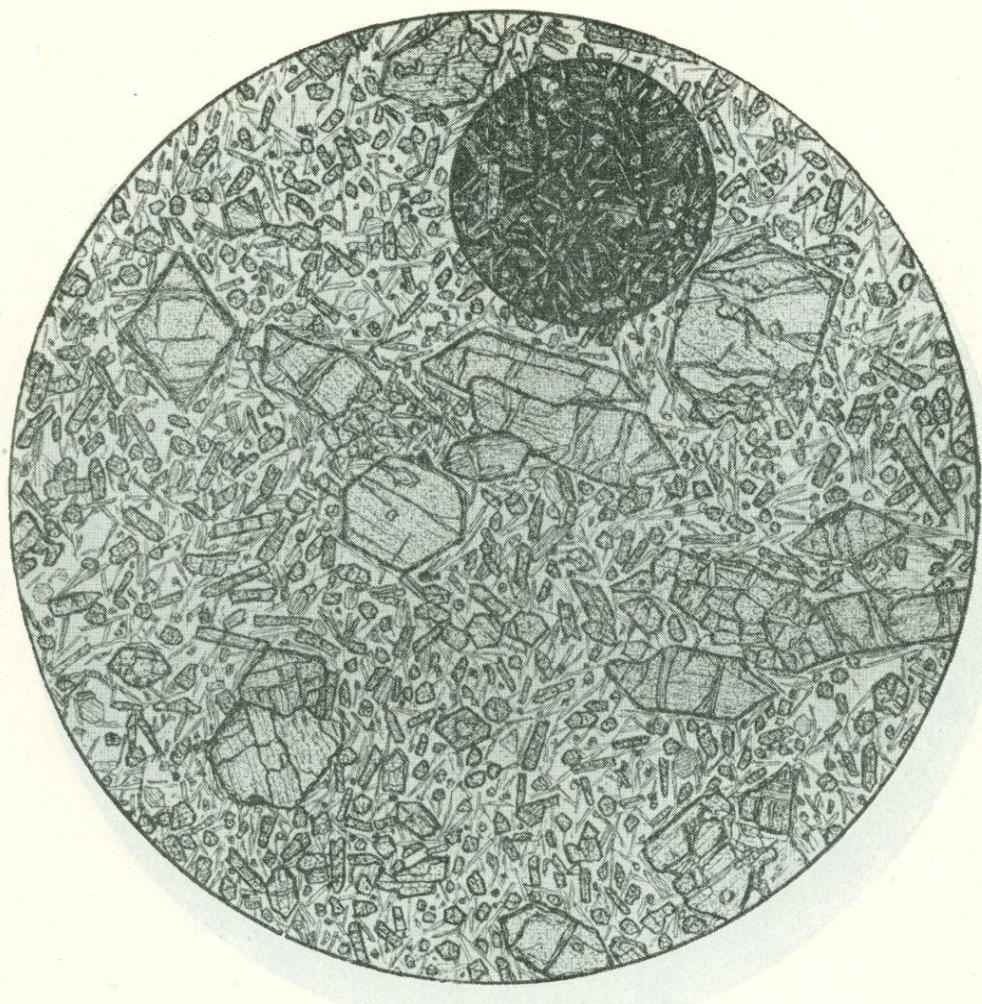
Фиг. 356.

Джунгарский Ала-Тау, зона Джунгарского разлома, устье р. Джаманты. Колл. Н. А. Афоничева. Без анализ.; увел. 5.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из обломков крупных фенокристаллов баркевикита (верхняя часть рисунка) с включением лейст плагиоклаза, участков основной массы и рудного минерала, а также более мелких обломков амфиболя и основной массы различной степени раскристаллизации. Обломки сидят плотно друг к другу и связующей массы очень мало. Она образована тонко перетертым материалом той же породы.

Текстура брекчевая.



Фиг. 357.

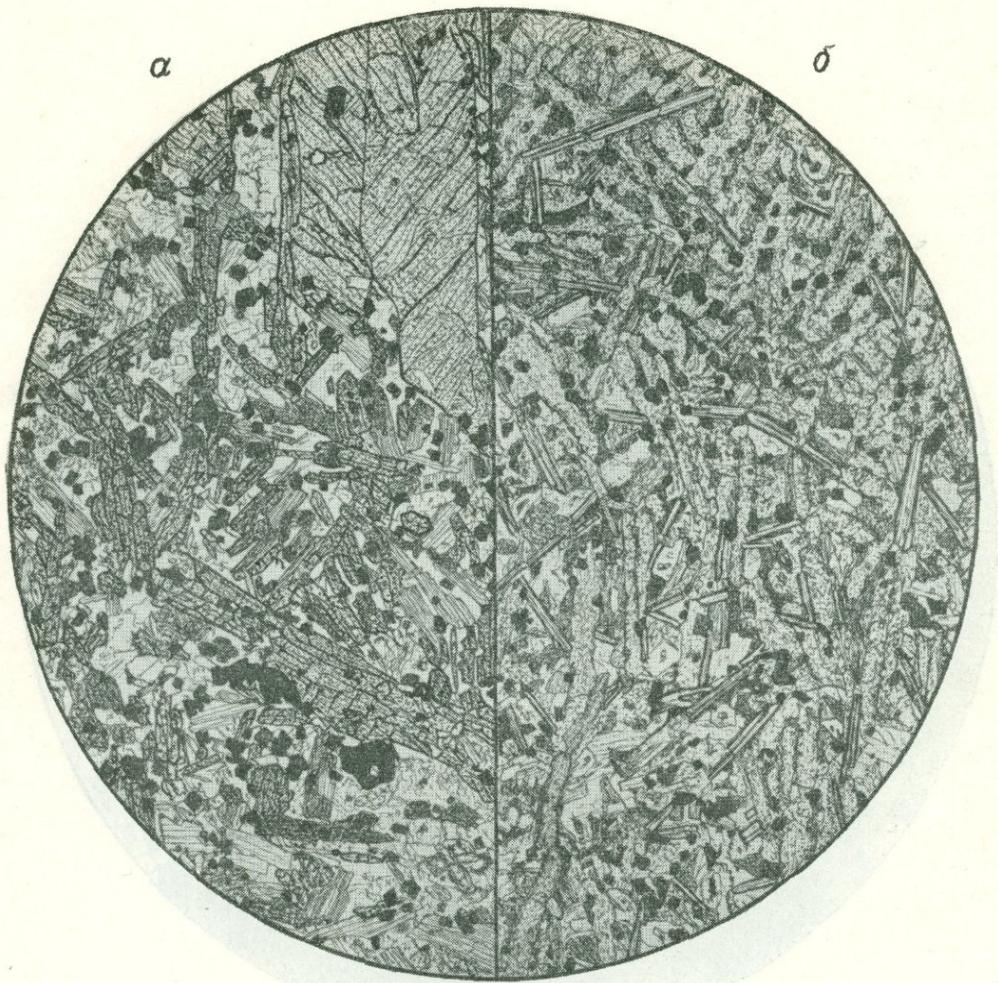
Забайкалье, Кадая. Дайка. Колл. В. С. Кормилицына. Без анализ.; в малом круге николи +; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

Крупные фенокристаллы представлены оливином, слабо серпентинизированным и реже светлым биотитом (на рисунок не попал). Более мелкие фенокристаллы и микролиты основной массы принадлежат моноклинному пироксену. В основной массе довольно много бурого биотита в виде тонких листов, в поперечных разрезах дающих шестиугольники. Микролиты погружены в совершенно аморфное стекло. В малом круге при скрещенных николях видно, что оно изотропно.

Структура *порфировая*; структура основной массы *гиялопилитовая*.

ФУРЧИТ (а). УАЧИТИТ (б)



Фиг. 358.

Кольский полуостров, берег Кандалакшского залива. Колл. Н. А. Курылевой. Без анализ.; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

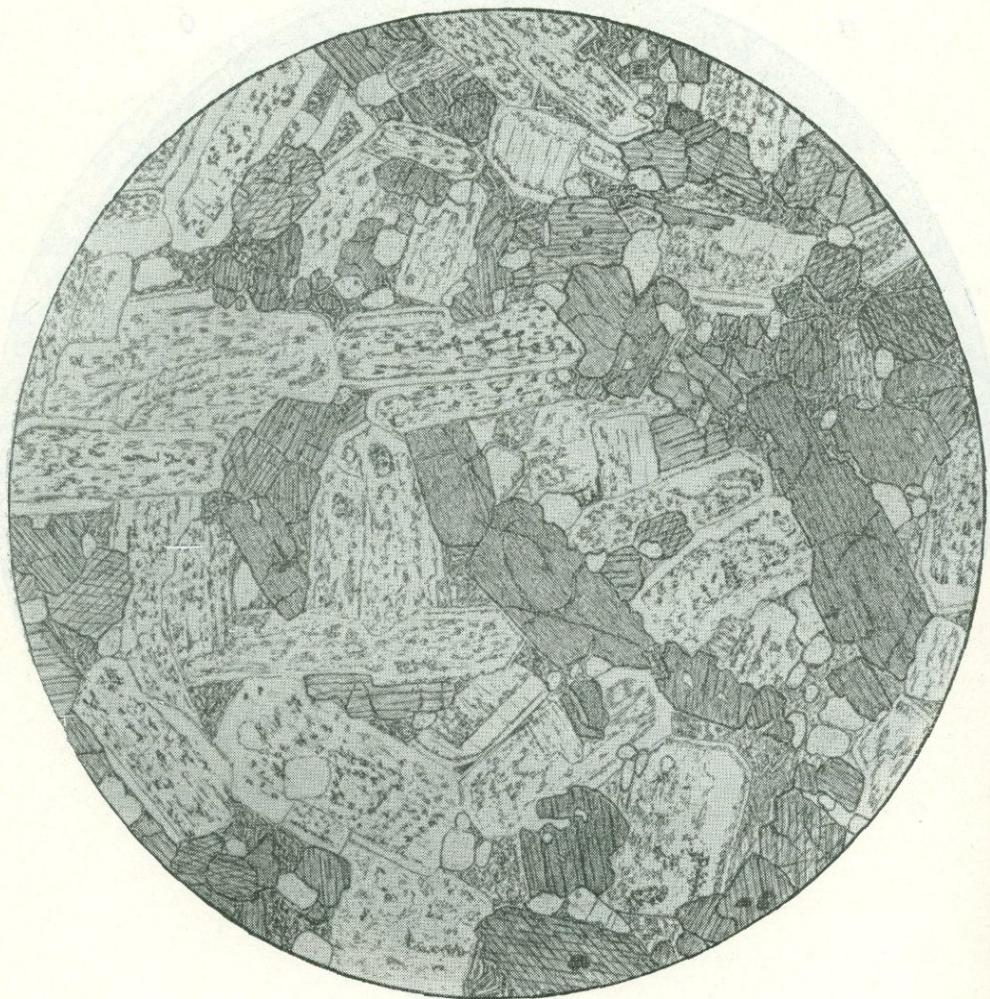
Кольский полуостров, мыс Турий. Колл. Н. А. Курылевой. Без анализ.; $d = 1,8$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

а — порода состоит из редких фенокристаллов сдвойникованного титанавгита до 2,5 м.м длиной (сверху) и основной массы, состоящей из обильных призмочек титанавгита, чешуй светло-коричневого биотита и рудного минерала, заключенных в базисе из анальцима и карбоната. Структура *порфировая*; структура основной массы *микропризматически-зернистая*.

б — обильные мелкие фенокристаллы принадлежат мелилиту, разложенному и замещенному цеболлитом (?). В основной массе — призмочки мелилита, титанавгита, пластинки биотита, титаномагнетит, перовскит. Базис представлен тонкочешуйчатым вторичным слюдистым минералом, карбонатом. В мелких пустотах — цеолиты.

Структура *микропорфировая*; структура основной массы *микропризматически-зернистая*.



Фиг. 359.

Армения, Западный Даралагез. Да́йка. Колл. А. С. Остроумовой. Без анализ.;
 $d = 7$ м.м.

Рис. Н. Леонтьевой

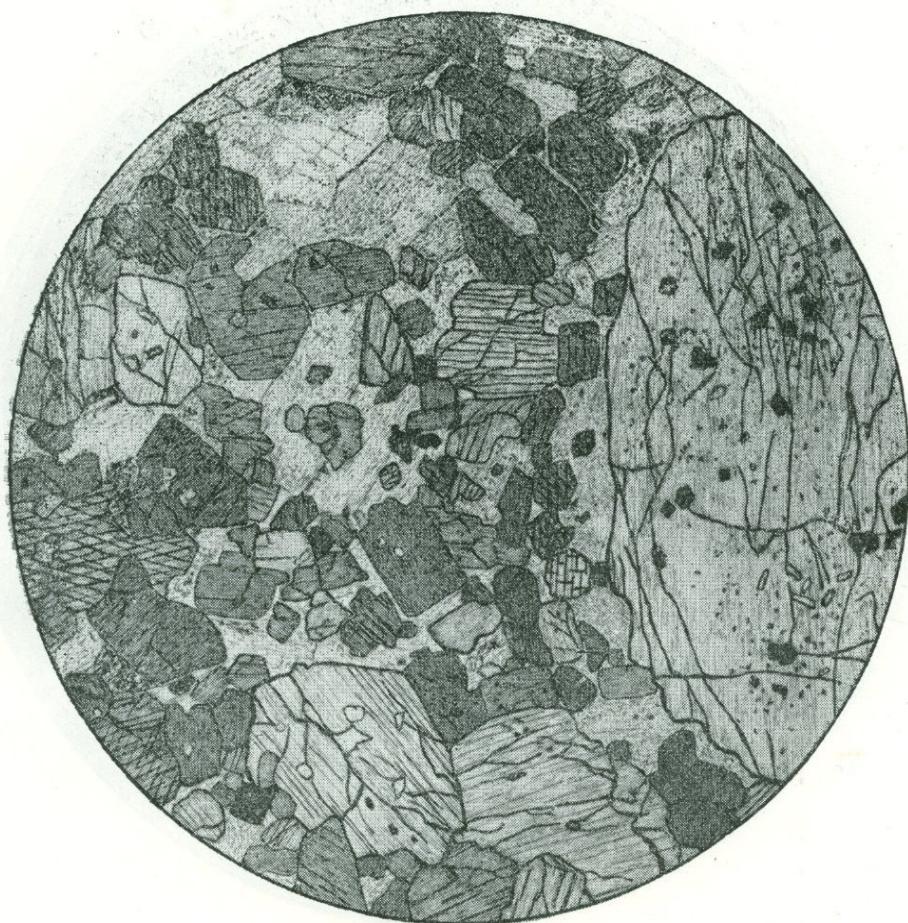
Порода состоит из крупных ($1,5-2$ м.м) призматических индивидов плагиоклаза и бурой роговой обманки; в ней много также широких призм апатита, располагающихся как внутри, так и между призмами породообразующих минералов.

Плагиоклаз — основной, лабрадор — битовнит зональный, частично цеолитизированный.

В породе есть небольшие участки основной массы, зажатые между крупными индивидами плагиоклаза и роговой обманки. В составе основной массы видны тонкие микролиты плагиоклаза и рудного минерала и немного буроватого вещества, не действующего на поляризованный свет (стекло?, анальцим?).

Структура криптовая с очень малым размером крипт.

МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ЛАМПРОФИР



Фиг. 360.

Армения, Западный Даралагез. Дайка. Колл. А. С. Остроумовой. Без анализ.;
 $d = 7$ мм.

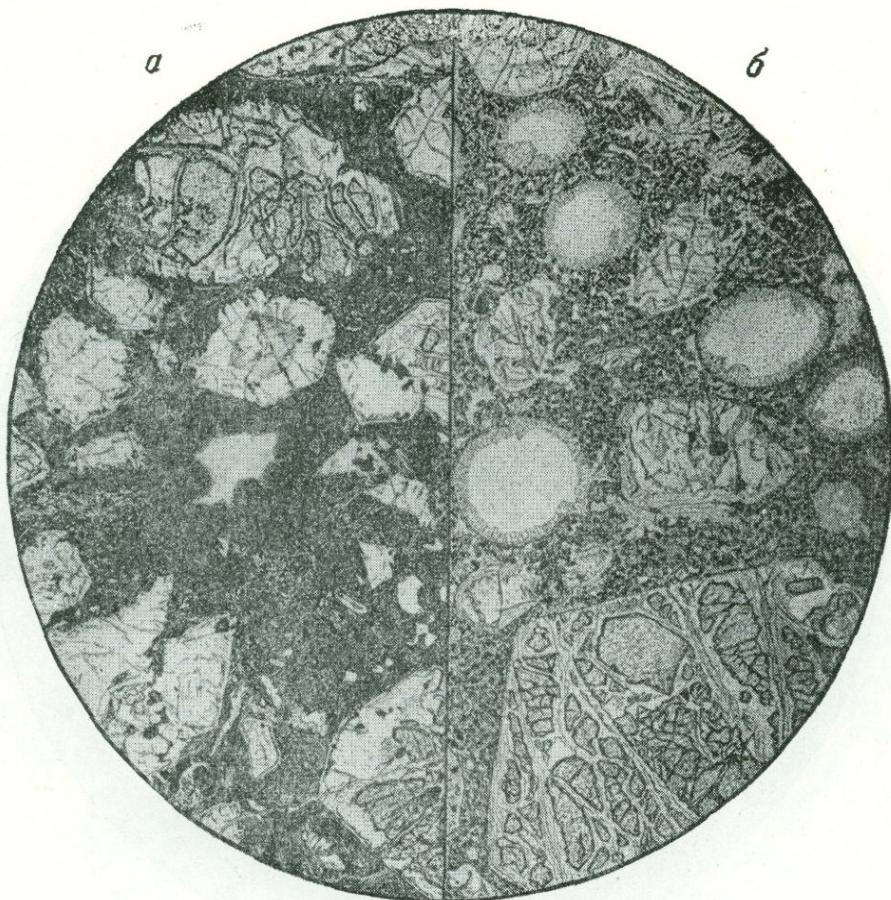
Рис. Н. Леонтьевой

Порода состоит из крупных (до 7 мм) и более мелких индивидов светло-зеленого пироксена и красновато-буровой базальтической роговой обманки, образующей более мелкие зерна. Оба минерала содержат включения рудного минерала и апатита.

Встречаются (например, в левой верхней части рисунка) отдельные зерна какого-то полностью разложенного и цеолитизированного минерала, возможно, судя по формам, плагиоклаза.

Структура *порфировидная, панидиоморфнозернистая*.

МЕЙМЕЧИТЫ



Фиг. 361.

Север Красноярского края, бассейн р. Хатанги, среднее течение р. Маймечи. Колл. Е. А. Бутаковой (1962). Без анализ.; $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

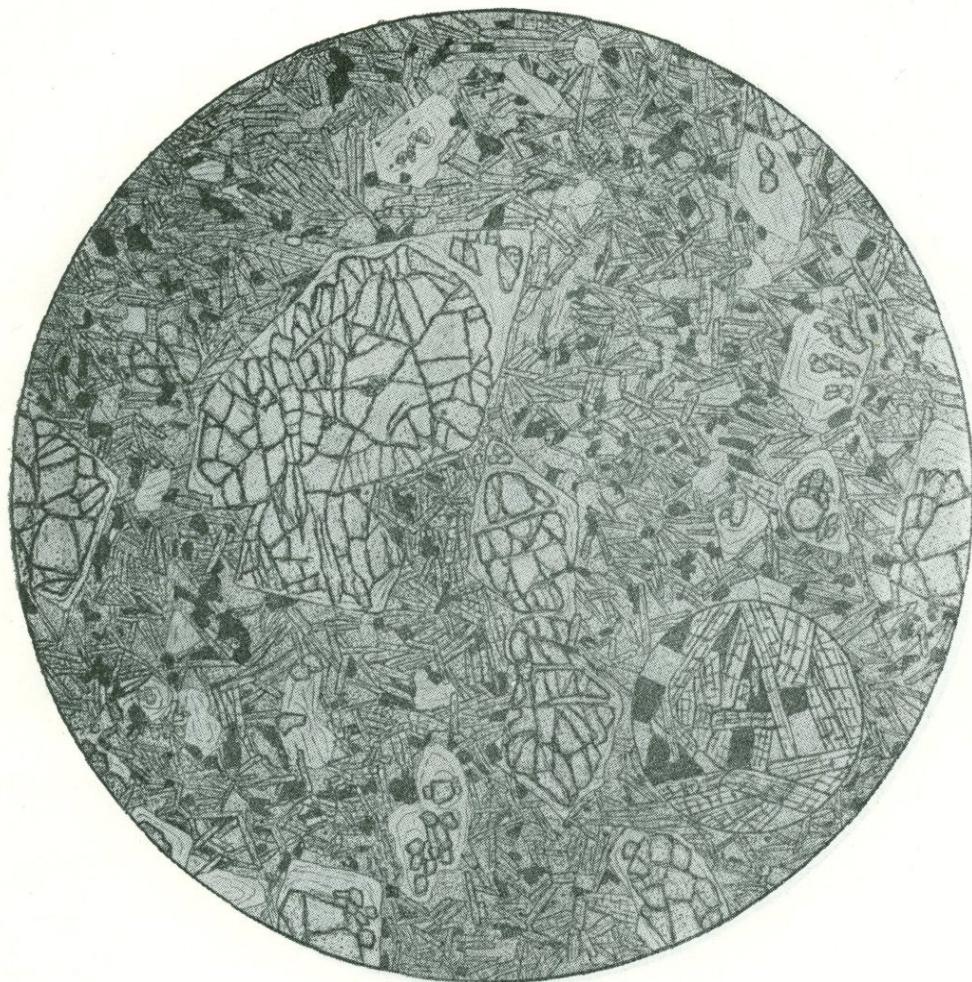
Слева — меймечит с очень темной основной массой. Фенокристаллы образованы оливином, в различной степени замещенным серпентином и часто по краям обведенным рудным минералом. Серпентин — антигорит и в меньшей мере хризотил; в центре иногда наблюдается серпофит.

В основной массе много очень мелких зерен рудного минерала, микролиты авгита и стекло. Нередки миндалины, по периферии сложенные железистым веществом, вдающимся в полость миндалины очень тонкими расходящимися иголочками, а в средней части — образованные серпофитом.

Справа — такой же меймечит с более светлой, лучше раскристаллизованной и более богатой миндалинами основной массой. В состав ее входят микролиты авгита и рудного минерала и немного зеленоватого (хлоритизированного?) базиса. Миндалины выполнены по периферии волокнистым, а в центре — сплошным серпентином. В этой породе миндалины более правильной круглой формы.

Структура обеих пород *порфировая*; основная масса *микролитовая*, *гипокристаллическая*, т. е. содержащая кроме микролитов стекло. Текстура *миндалекаменная*.

БИОТИТ-АВГИТОВЫЙ ПИКРИТОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 362.

Север Красноярского края, низовья р. Маймечи. Колл. Е. А. Бутаковой (1962).
Без анализ.; $d = 7$ мм; в малом круге $d = 1,3$ мм.

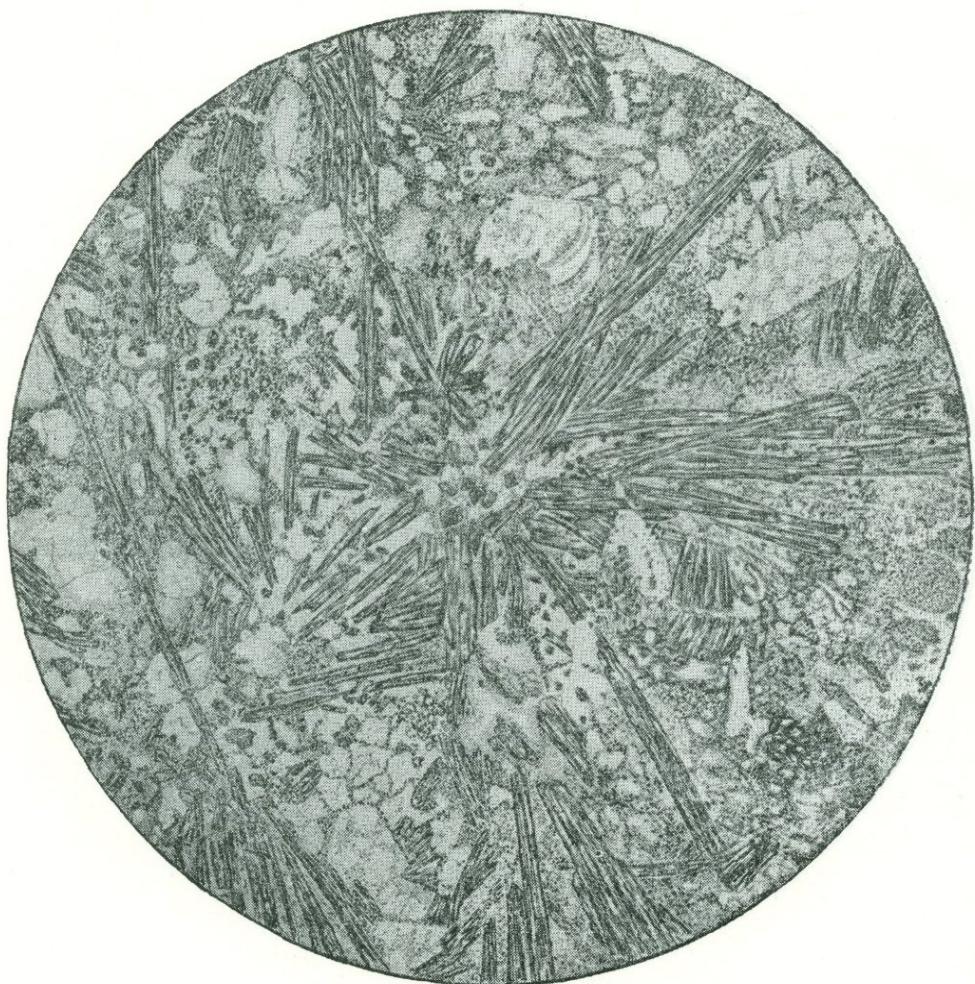
Рис. Н. Леонтьевой

Крупные (около 3 мм) и более мелкие (1—1,5 мм) фенокристаллы образованы оливином, в различной степени серпентинизированным; мелкие — обычно изменены сильнее, так что только внутри них сохранились небольшие реликты оливина (внизу и справа вверху).

Основная масса полнокристаллическая, состоит из призм моноклинного пироксена, расположенных беспорядочно и достигающих в длину 0,3—0,5 мм, пластинок оранжево-бурого биотита, рудного минерала в изометричных индивидах и угловатых участков зеленовато-бурого хлорита (?), возникших, по-видимому, за счет девитрификации стекловатого базиса. Структура основной массы показана в малом круге; мелкие точки — девитрифицированное стекло.

Структура *порфировая*; основная масса, первоначально, по-видимому, гипокристаллическая, в настоящее время имеет *призматически-зернистую* структуру.

ПИРОКСЕНОВЫЙ ТРАХИБАЗАЛЬТОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 363.

Западный склон Среднего Урала, правый берег р. Усьвы. Колл. Н. А. Румянцевой.
Без анализ.; $d = 4,1$ мм.

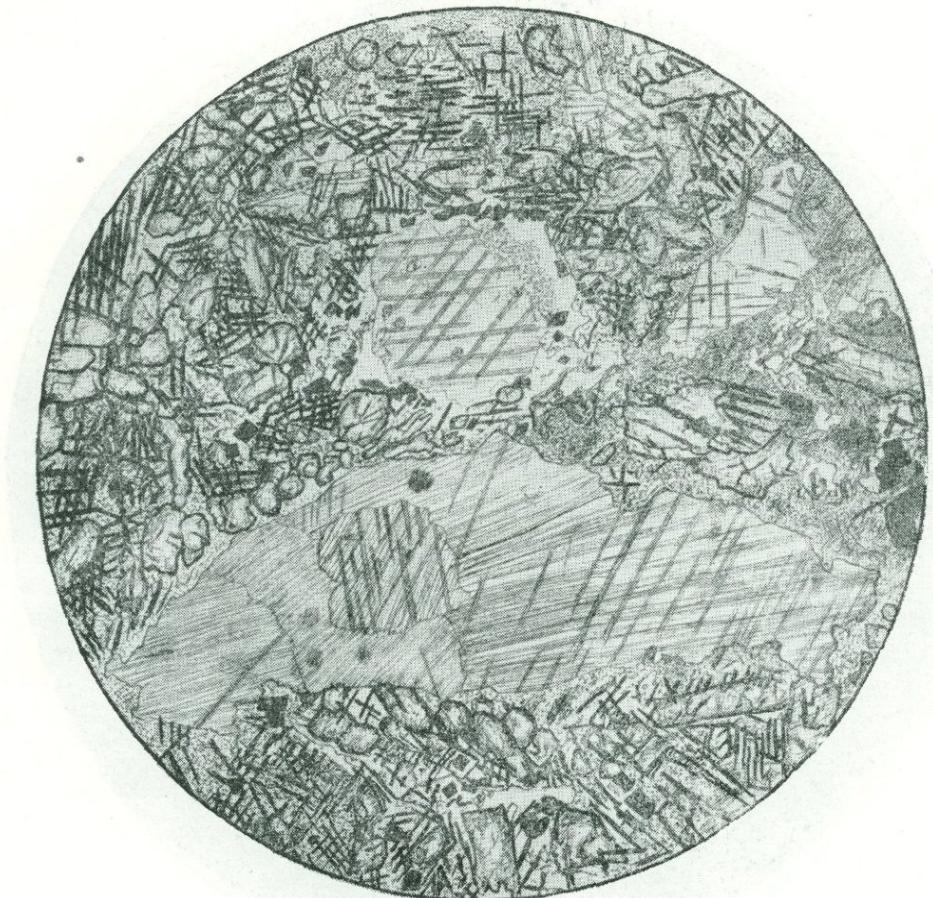
Рис. В. Пожарского

Порода представляет собой обломок в литокластическом туффе. Он состоит из псевдоморфоз кальцита и хлорита по оливину (светлые округлые образования на рисунке) и игольчатых длинных кристаллов буровато-розового титанавгита, собранных в пучки, радиальнолучистые, звездчатые и щетковидные агрегаты. В промежутках между указанными минералами располагается хлоритизированный стекловатый базис, содержащий мелкие зерна рудного минерала и местами тонкие микролиты плагиоклаза.

Структура *порфировая*, *полифировая* (фенокристаллов много), *гломеропорфировая* (фенокристаллы титанавгита образуют скопления), *центрическая* (фенокристаллы титанавгита дают центрические сростки).

Структура основной массы *гипокристаллическая*, т. е. состоит из стекла и микролитов.

МИНДАЛЕКАМЕННЫЙ ПИРОКСЕНОВЫЙ ТРАХИБАЗАЛЬТОВЫЙ
ПОРФИРИТ



Фиг. 364.

Западный склон Среднего Урала, правый берег р. Усьвы. Колл. Н. А. Румянцевой.
Без анализ.; $d = 2,4$ мм.

Рис. И. Маликовой

Шаровая лава в верхней пачке дворецкой свиты. Характерно наличие миндалин различной формы размером от 0,5 до 3,0 мм. Они сложены крупными зернами карбоната, иногда вложенными друг в друга (нижняя большая миндалина). Некоторые миндалины (верхняя на рисунке) по периферии оторочены халцедоном.

Вторая особая черта — присутствие большого количества скелетных игольчатых кристаллов рудного минерала — ильменита, местами образующего сплошную решетку, сквозь которую проступают минералы породы.

Главным минералом является титанавгит в субдиоморфных веретенообразных индивидах, часто соприкасающихся друг с другом и образующих скопления (слева выше и ниже большой миндалины). Реже наблюдаются более крупные кристаллы оливина (?), замещенные агрегатом неправильных зерен кварца.

В промежутках между цветными минералами находится хлоритизированное стекло с микролитами плагиоклаза.

Структура *порфировая* с гипокристаллической основной массой; структура рудного минерала *скелетная*. Текстура *миндалекаменная*.



Фиг. 365.

Западный склон Среднего Урала, правый берег р. Усьвы. Колл. Н. А. Румянцевой.
Без анализ.; $d = 5,8$ м.м.

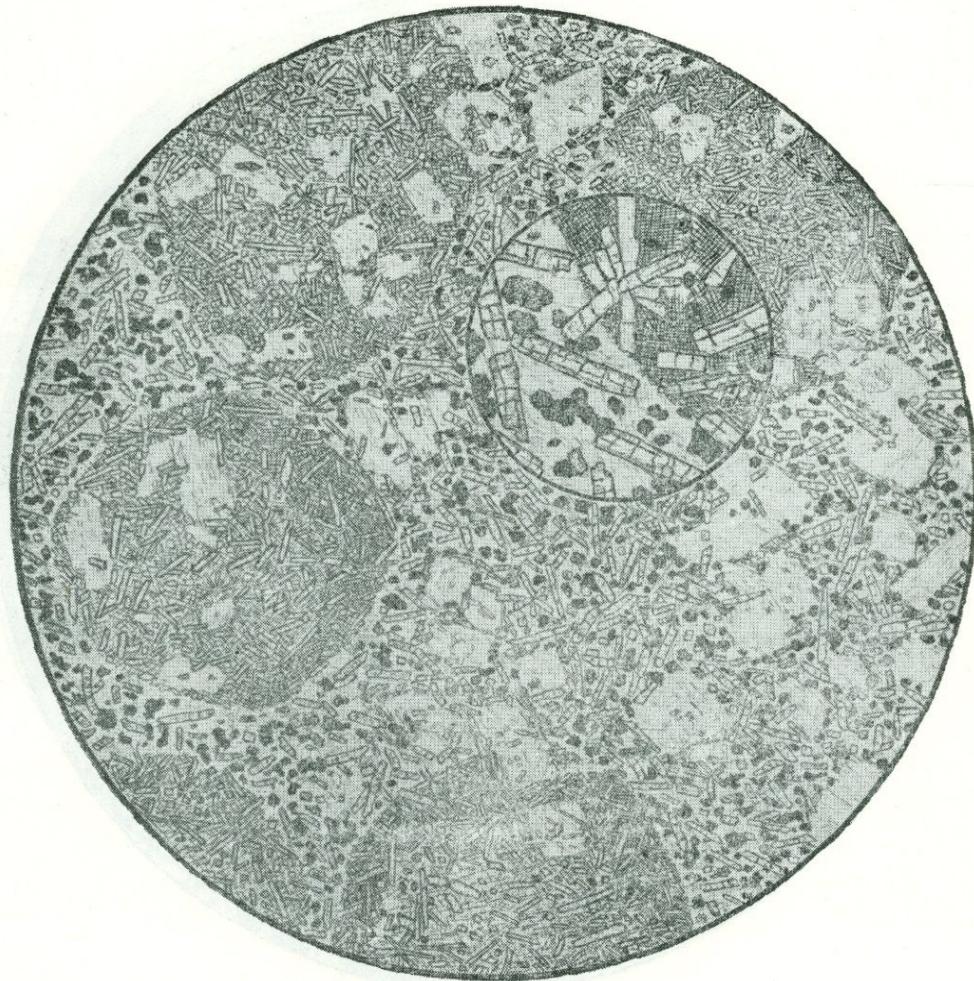
Рис. Н. Леонтьевой

Порода представляет собой обломок в литокластическом туфе. В состав ее входят длинные игольчатые кристаллы плагиоклаза (альбита), расщепленные на концах и собранные в пучки или радиально-лучистые сростки, призмы титанавгита и псевдоморфозы кальцита по идиоморфным кристаллам оливина, неправильные зерна или скелетные кристаллы рудного минерала и в небольшом количестве хлоритизированное стекло.

Центрические сростки представляют собой раскристаллизованные вариоли.

Структура породы *аповариолитовая, гипокристаллическая*.

«ВАРИОЛИТОВЫЙ» ТРАХИБАЗАЛЬТОВЫЙ ПОРФИРИТ



Фиг. 366.

Западный склон Среднего Урала, р. Усьва. Колл. Н. А. Румянцевой. Без анализ.;
 $d = 6,4 \text{ мм}$; малый круг $d = 1,6 \text{ мм}$.

Рис. Н. Леонтьевой

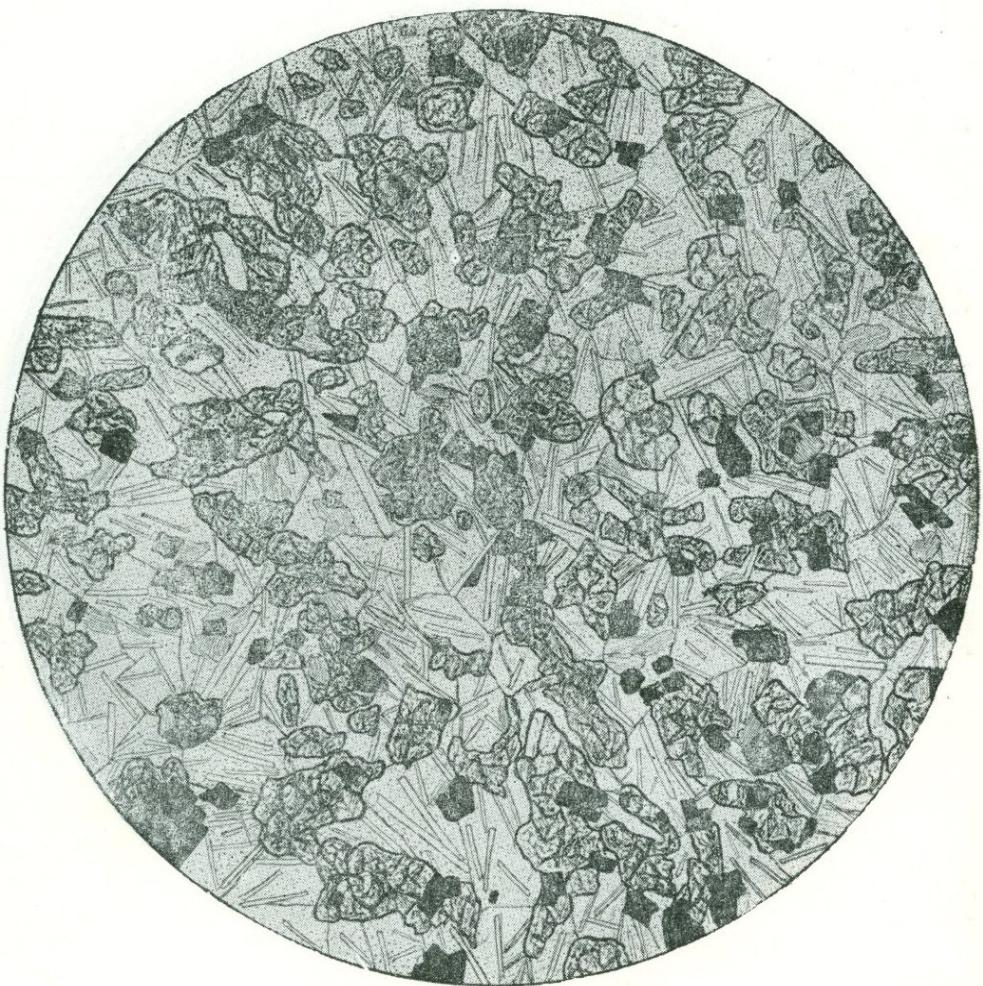
Порода состоит из мелких (диаметром около 3—5 мм) шаровых образований, без радиального строения, и вмещающей массы из тонких призм титанавгита, псевдоморфоз хлорита по оливину и зерен лейкоксена, заключенных в хлоритизированном стекле.

Шаровые образования Н. А. Румянцева называет вариолиями, хотя они и не имеют радиального строения и не являются аналогами сферолитовых образований. Так как термин «вариоль» не является структурным, а лишь выражает внешний вид породы, можно такое употребление его считать допустимым.

Внутренняя структура вариоли необычна. При большом увеличении в ней видны беспорядочно расположенные тонкие призмы титанавгита, псевдоморфозы хлорита по оливину и скелетные кристаллы ильменита, образующие решетку, сквозь которую просматриваются очень тонкие радиальнолучистые сростки волокон альбита.

Возникновение шаровых обособлений, вероятно, связано с ликвацией магмы. Текстура породы микрошаровая.

ШОШОНИТ (КАЛИЕВЫЙ БАЗАЛЬТ)



Фиг. 367.

Армения, Западный Даралагез. Дайка. Колл. А. С. Остроумовой. Без анализ.;
 $d = 1,6$ мм.

Рис. Н. Леонтьевой

Порода полнокристаллическая, очень мелкозернистая. Фенокристаллы в виде скоплений мелких ($0,3$ — $0,4$ мм) индивидов авгита очень редки.

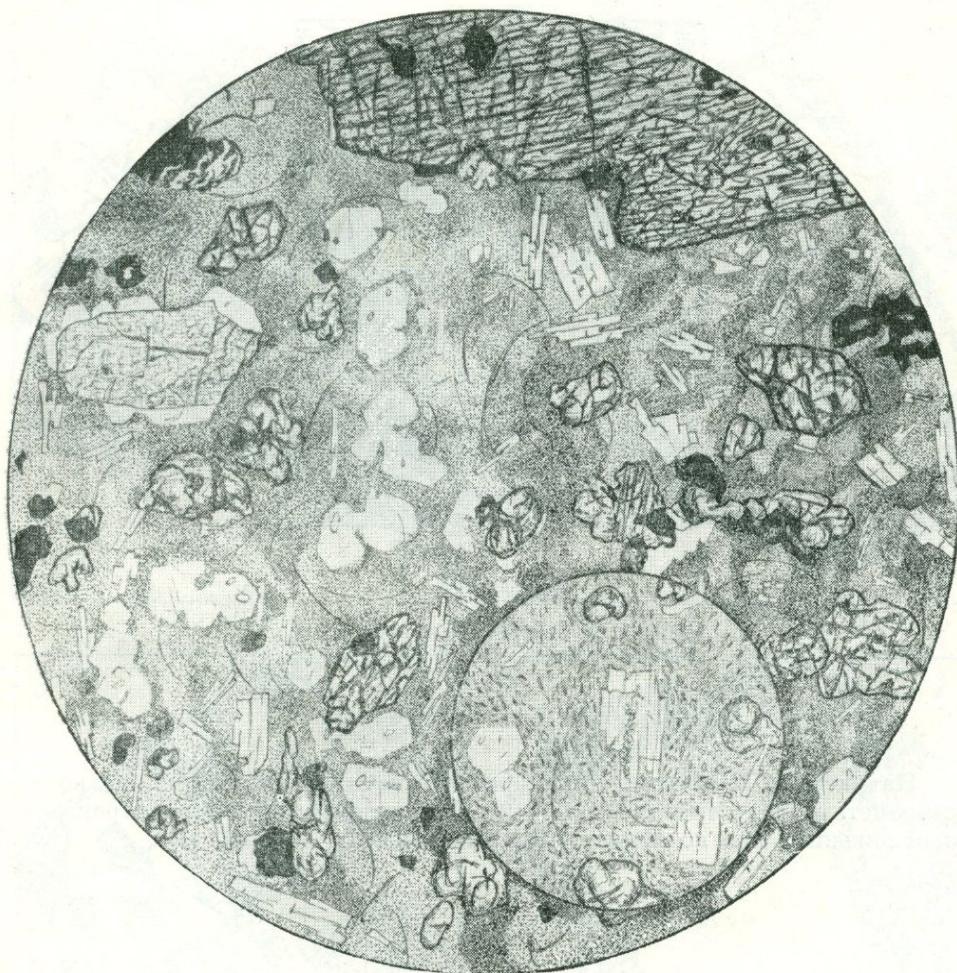
В состав породы входят авгит округлыми зернами, тонкие длинные (до 0,2 мм) иголочки основного плагиоклаза, много рудного минерала, изредка мелкие чешуйки биотита (тонкая штриховка).

Базисом, выполняющим промежутки между этими минералами, является калишпат, с низким рельефом и иногда в простых двойниках. Некоторые промежутки выполнены слегка буроватым и разложенным, как бы запыленным веществом; возможно, что это лейцит (?).

А. С. Остроумова применяет к породе название калиевый базальт, данное Д. С. Белянкиным.

Структура гемеромикропорфированная и спорадофорированная. Структура основной массы полнокристаллическая, близкая к микродиабазовой.

ГАЮИНОВЫЙ ТЕФРИТ



Фиг. 368.

Армения, Западный Даралагез. Дайка. Колл. А. С. Остроумовой (1962). Без анализ.;
 $d = 2,4$ м.м.; малый круг $d = 0,27$ м.м.

Рис. И. Маликовой

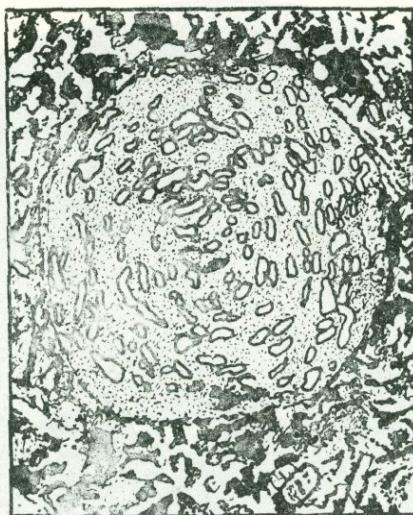
Крупными (около 4 мм) фенокристаллами являются сложные сростки зонального авгита, с включениями магнетита, реже биотита и мелких двойников плагиоклаза.

Более мелкие фенокристаллы представлены таким же зональным авгитом, полисинтетически сдвойникованым основным плагиоклазом, гаюином (бесцветный, низкий рельеф) и рудным минералом. Отдельные широкие призмы апатита также достигают размеров фенокристаллов (у левого края рисунка такой апатит обрастает гаюином).

Основная масса — бурое неравномерной окраски стекло. Оно содержит микролиты (малый круг) тех же минералов и неопределенные буроватые кристаллиты.

В стекле видны окружные трещинки, как бы зачатки перлитовой текстуры. Структура породы *порфировая*; структура основной массы *гиалиновая*.

ОРДАНШИТ (ТЕФРИТ), ДЕТАЛЬ СТРУКТУРЫ



Фиг. 369.

Франция; Овернь. Заимствовано у
Брусса (Brousse, 1961). Без анализ.;
увел. 240.

Рис. Н. Леонтьевой

На рисунке изображен идиоморфный кристалл анальцима, на котором заметны грани трапецидрида (112). Включения микролитов пироксена расположены в нем по концентрическим зонам.

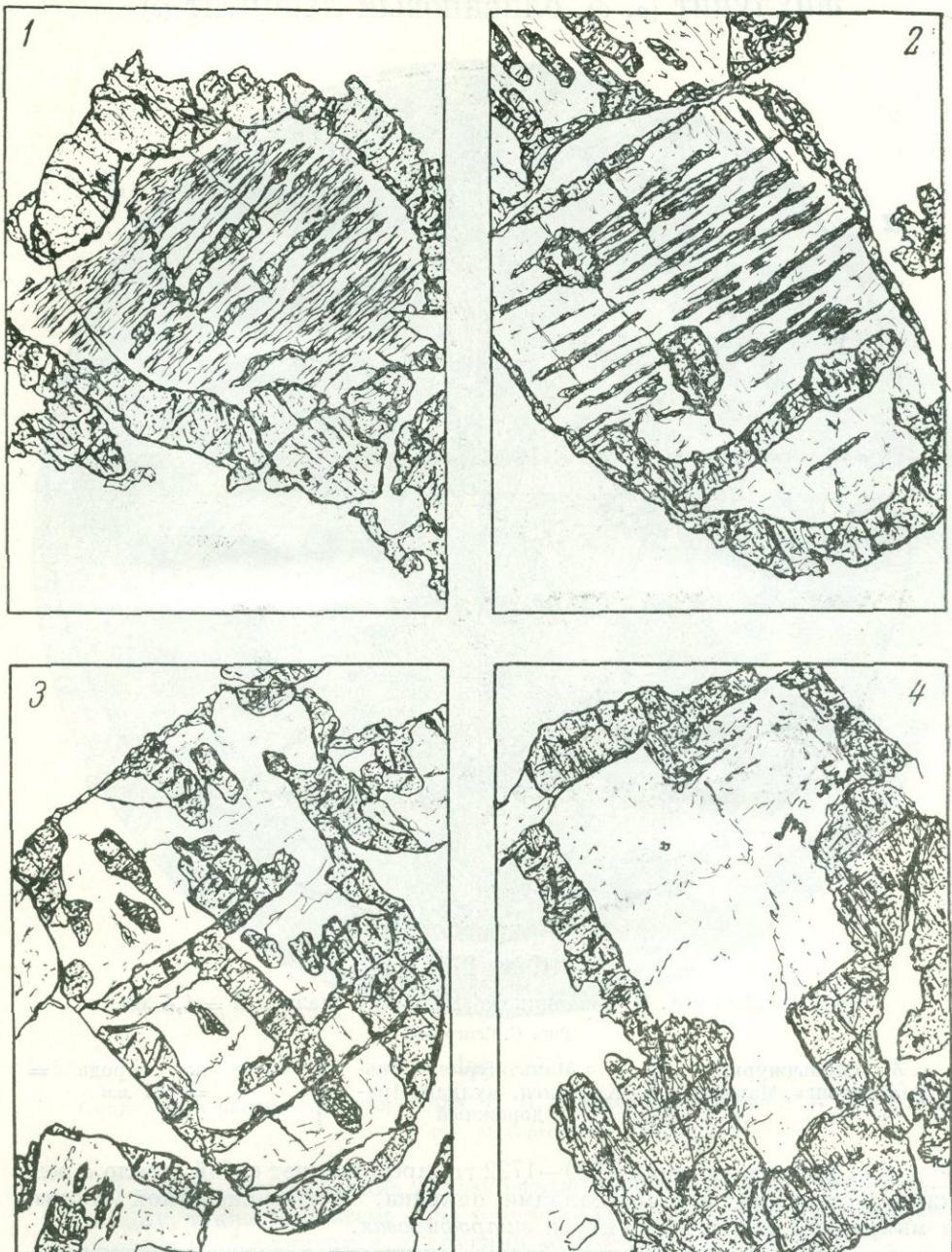
НЕФЕЛИН-КАЛЬСИЛОВЫЕ ФЕНОКРИСТАЛЛЫ

На рисунке изображены стадии изменения нефелин-кальсильитовых фенокристаллов в гломеропорфировых нефелинитовых лавах. Сростки фенокристаллов достигают 2 см, в некоторых случаях — 7 см. Размер отдельных фенокристаллов от 0,1—0,2 до 1 мм.

1 — внутренняя зона (ядро) фенокристалла представляет собой более или менее тонкий микроперитит, т. е. кальсильит, проросший тонкими шнурами нефелина. Ядро окружено узкой прозрачной зоной кальсильита, свободного от вростков нефелина; затем следует более широкая наружная зона однородного нефелина. Николи +; увел. 80;

2 — постепенно в ядре фенокристалла исчезают тонкие вростки нефелина и за их счет развиваются толстые прямоугольные пластинки его. Николи +; увел. 75;

3 — тонких вростков нефелина в ядре кальсильита больше нет, т. е. исчезает микроперититовая структура; видны только грубые прямоугольные вростки и периферическая кайма нефелина. Николи +; увел. 120;



Фиг. 370.

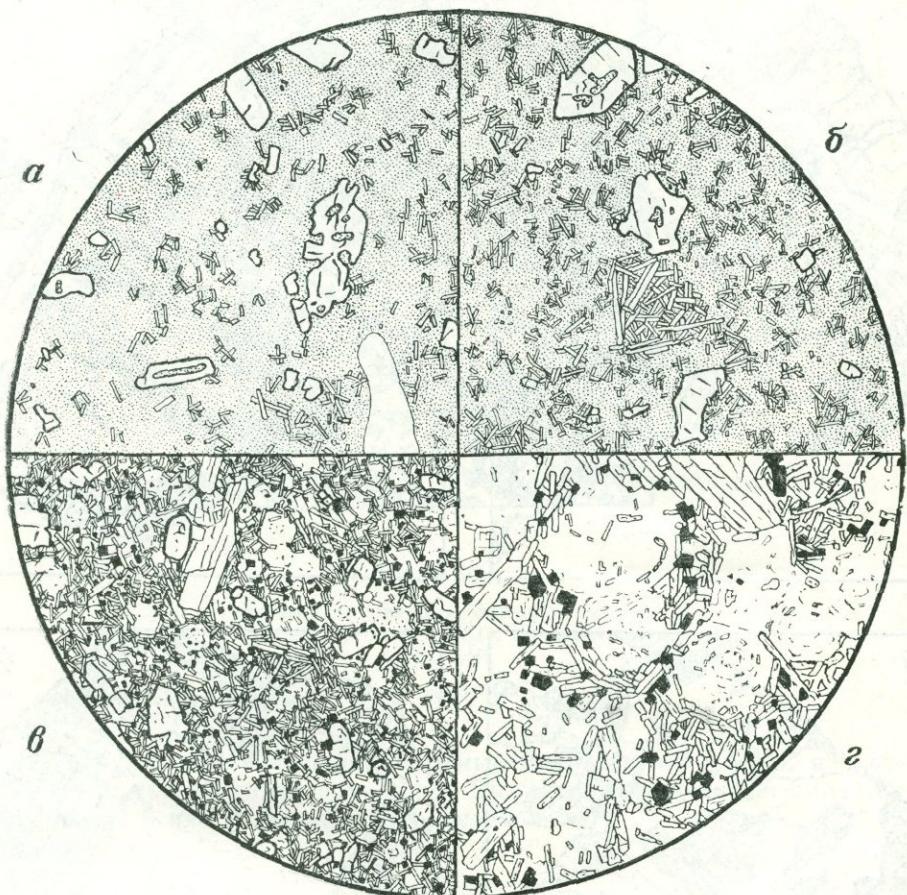
Конго, вулкан Ниирагонго. Заимствовано у Сахама (Sahama, 1960).

Рис. С. Сергеевой

4 — конечная стадия изменения фенокристалла характеризуется наличием однородного кальцилитового ядра с прямоугольными ограничениями, окруженного однородной нефелиновой периферической зоной. Николи + ; увел. 85.

Автор связывает образование таких фенокристаллов с ранним выделением их при высокой температуре. При понижении температуры происходит распад первоначально однородных кристаллов на две фазы с образованием нефелин-кальцилитового микропертита в ядре фенокристалла.

ШИХЛУНИТ (*а, б*). ОЛИВИНОВЫЙ ЛЕЙЦИТИТ (*в*)



Фиг. 371.

Заимствовано у А. Н. Заварицкого (1955). Без анализ.; $d = 1,4$ мм.
Рис. С. Сергеевой

а, б — Маньчжурия;
Уюнь Холдонги, Мэргенъ

в — Маньчжурия; Уюнь-
Холдонги, вулкан При-
дорожный

г — та же порода $d =$
 $= 0,31$ мм

а — лава извержения 1720—1722 гг. представляет собой стекло с редкими и мелкими фенокристаллами оливина, частью скелетной формы, и микролиты авгита. Структура *витрофировая*.

б — участок, содержащий больше микролитов авгита, которые местами становятся крупнее и образуют скопления, играющие роль фенокристаллов. На рисунке видны два таких скопления.

в — очень мелкие фенокристаллы принадлежат оливину (резкий рельеф), лейциту (низкий рельеф, зональные включения) и реже авгиту (вверху кристалл с продольной спайностью).

Основная масса полнокристаллическая с большим количеством тонких призм авгита и рудным минералом. Структура *микропорфировая*.

г — основная масса того же оливинового лейцитита при большем увеличении. Видны округлые идиоморфные кристаллы лейциита с низким рельефом и зональным расположением включений, идиоморфные призмы авгита и зерна магнетита. Структура основной массы *панидиоморфозернистая*.

ЛИМБУРГИТ



Фиг. 372.

Скважина в районе г. Перми. Колл. Н. П. Старкова. Без анализ.; $d = 3,6$ м.м.

Рис. С. Сергеевой

В породе видны мелкие идиоморфные фенокристаллы оливина и, по-видимому, также пироксена. Оба минерала сильно разложены и замещены серпентином, боулингитом и другими вторичными продуктами.

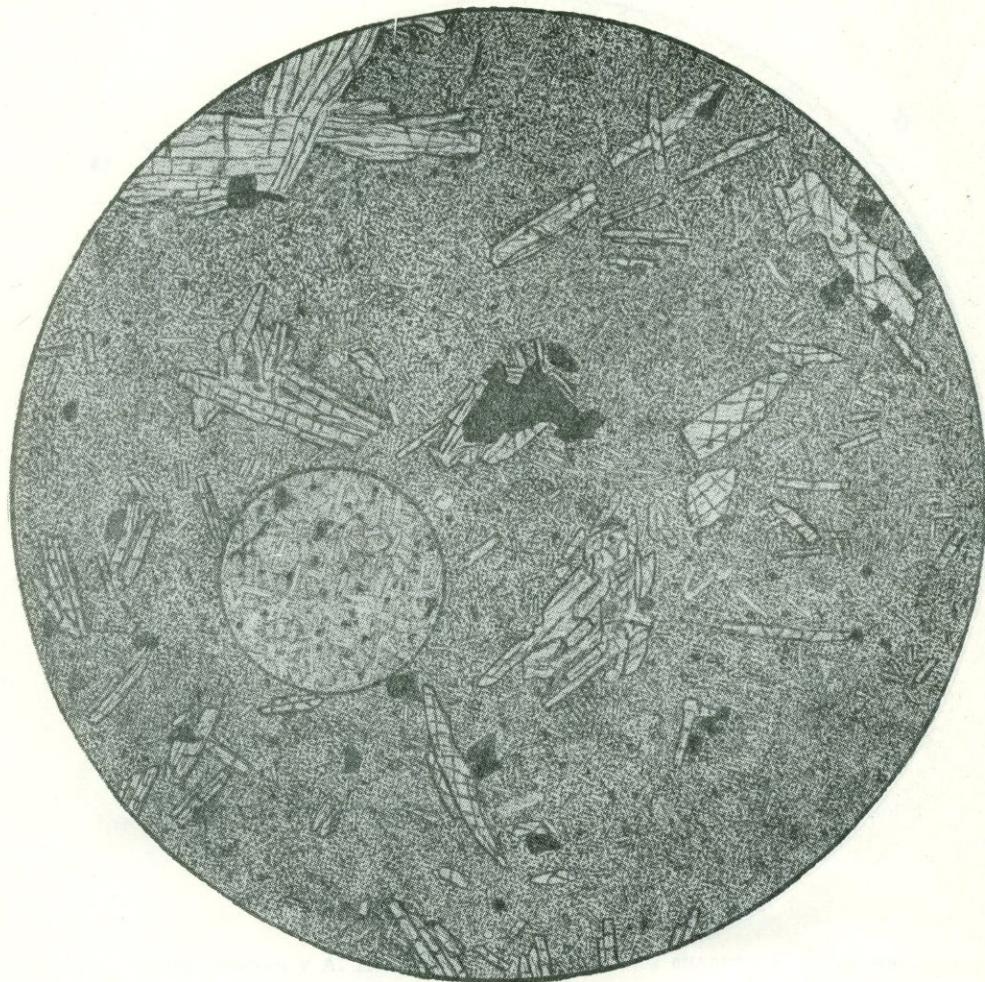
Кроме того, видны также мелкие миндалины с зональным выполнением карбонатом, хлоритом и цеолитами.

Основная масса неоднородна. В ней видны очень мелкие, размером 1—1,5 мм и менее, шары того же минерального состава, но лучше раскристаллизованные и вследствие этого более светлые. В составе основной массы и шаров установлены призмочки титан-авгита, иголочки бурой роговой обманки, немного бурого биотита, лейкоксен, ильменит, магнетит, апатит и разложенный стекловатый базис.

Структура микропорфировая; структура основной массы *витрофирио-микролитовая*.

Текстура *микрошаровая, миндалекаменная*.

АВГИТИТ



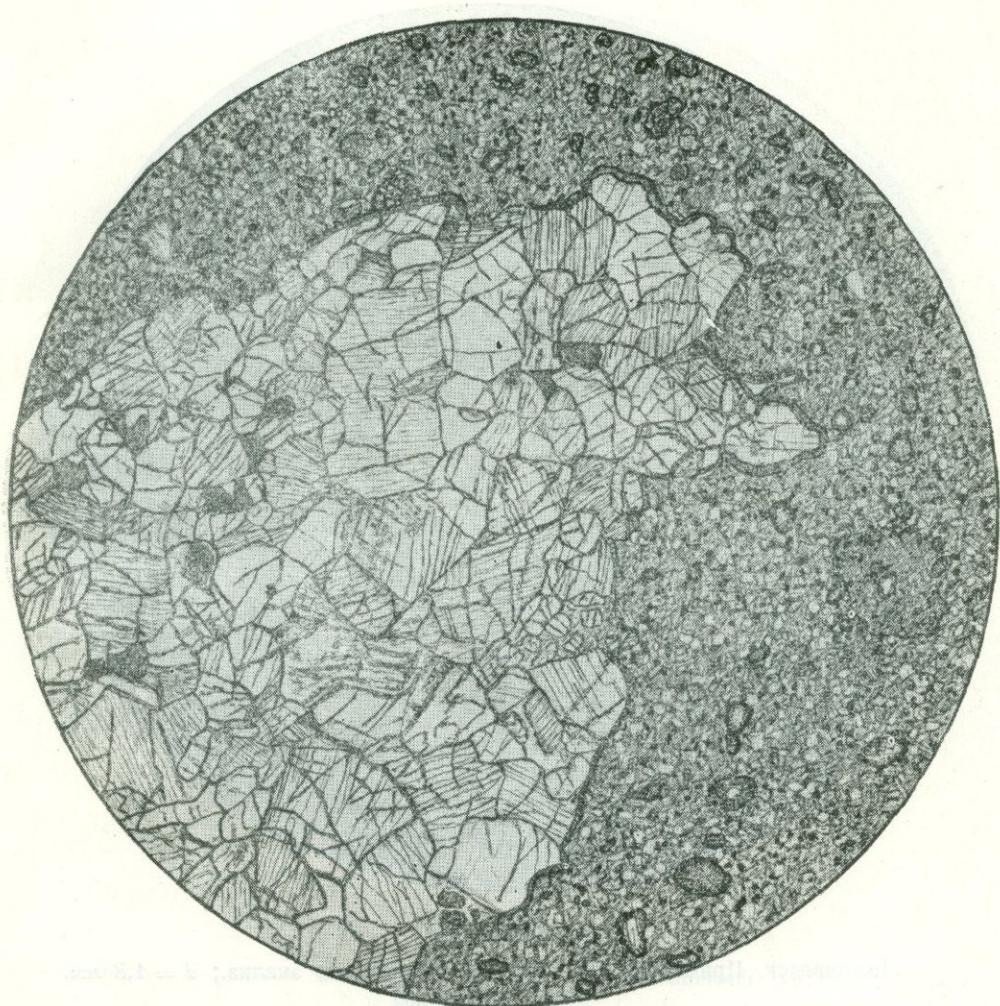
Фиг. 373.

Север Красноярского края, низовья рек Маймечи и Котуя. Эффузив нижнего триаса.
Колл. Е. А. Бутаковой (1962). Без анализ.; $d = 1,8$ мм; малый круг $d = 0,1$ мм.

Крупные и мелкие фенокристаллы представлены призмами авгита или их сростками, а также рудным минералом. Основная масса сложена бурым основным стеклом и микролитами авгита и рудного минерала (малый круг).

Структура гломеропорфировая; основная масса гиалопицитовая.

АНКАРАТРИТ



Фиг. 374.

Приморье, гора Медвежья. Колл. Г. М. Гапеевой (1957). Без анализ.; увел. 12.

Рис. Н. Леонтьевой

Большая часть поля зрения занята крупным «сростком железо-магниевого силиката» (Гапеева, 1957), состоящим из оливина, пироксена и в меньшей мере шпинели. По периферии сростка, представляющего собой «родственное включение», развивается красная каёмка, как результат оплавления его под воздействием магмы анкаратрит-пикрита.

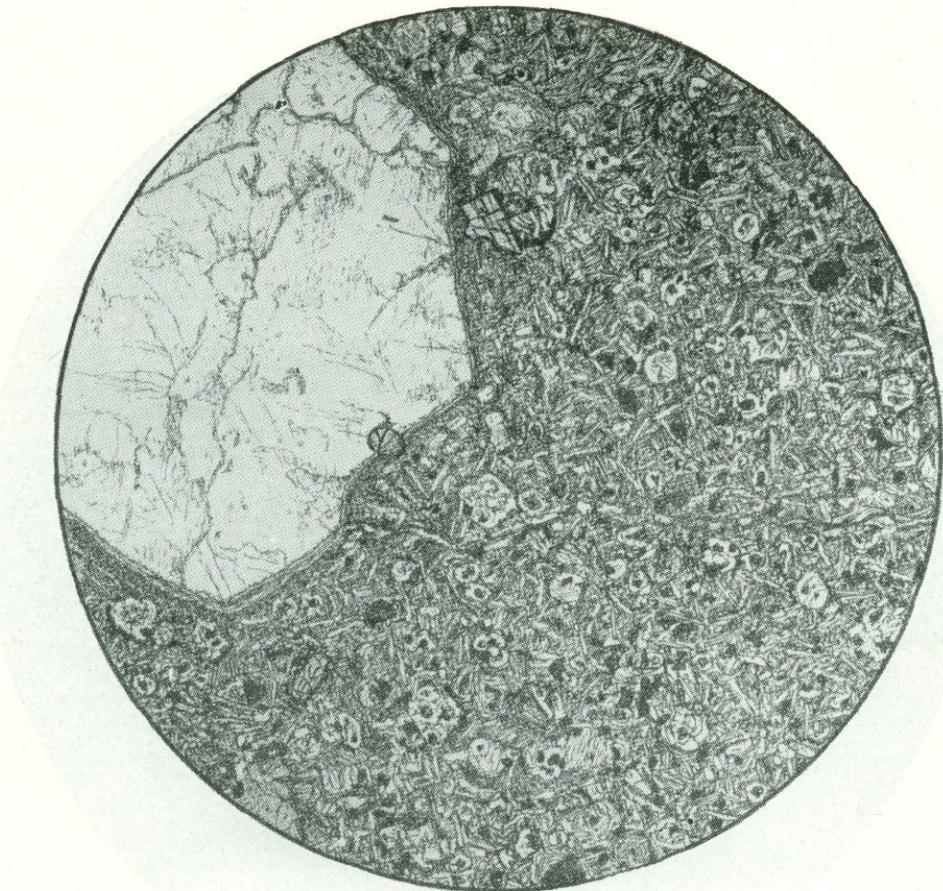
Структура сростка гранобластовая.

Видны также многочисленные мелкие обломки и осколки кристаллов, почти всегда сильно разложенных и неопределенных и окруженных красной железистой каймой (темное на рисунке).

В самом анкаратrite устанавливаются многочисленные мелкие призмочки титанавгита, нефелин в квадратных разрезах, оливин, титаномагнетит, анальцим.

Структура его микропаницио морфно зернистая.

ЛЕЙЦИТОВЫЙ АНКАРАТРИТ



Фиг. 375.

Лесозаводск, Приморье. Колл. Г. М. Гапеевой. Без анализ.; $d = 1,8$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода характеризуется наличием посторонних, чуждых ее составу кристаллов. Таковы ксенокристаллы давленого полевого шпата размером около 3 мм (слева), моноклинного пироксена (около 1,5 мм), а также разложенные, замещенные иддингситом ксенокристаллы оливина, не попавшие в поле зрения.

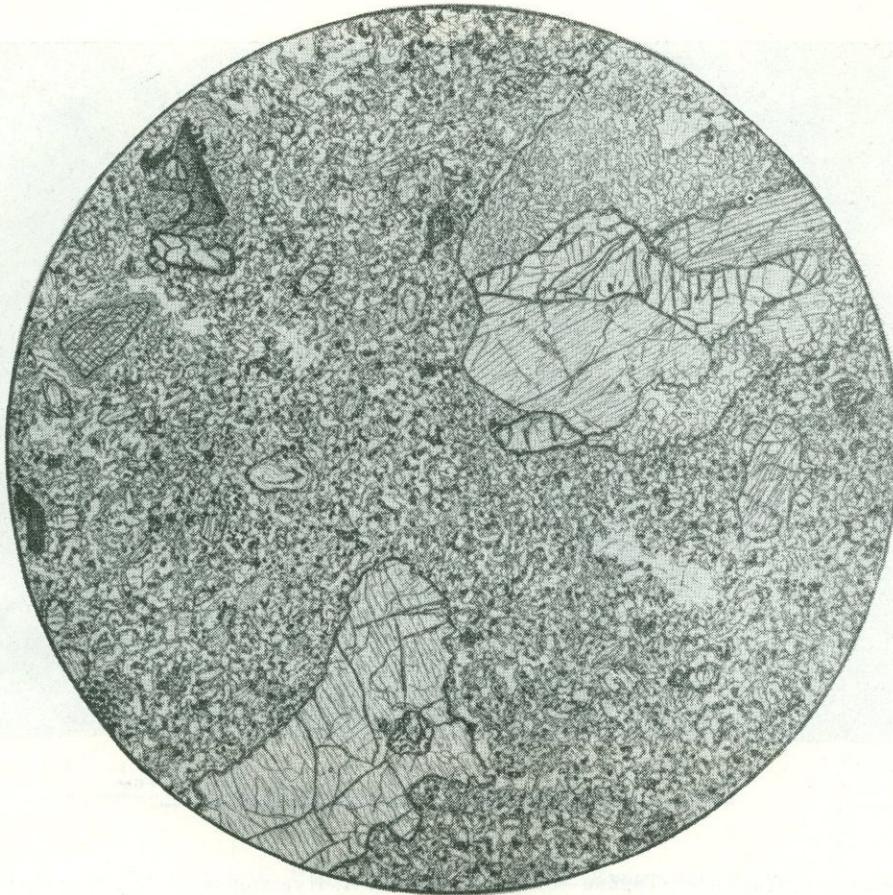
В самом анкаратrite установлены оливин, призмочки авгита, реже баркевикита, микролиты плагиоклаза и довольно много лейцита в мелких идиоморфных индивидах размером около 0,1 мм, рудный минерал, немного слюды и стекла.

Часть призмочек авгита достигает больших размеров (0,3—0,4 мм) и играет роль микрофенокристаллов.

Структура породы *микропорфированная, микролитовая*.

По наличию крупных чуждых породе кристаллов Г. М. Гапеева называет такую структуру псевдопорфировой. Термин этот неточный и к употреблению не рекомендуется; крупные кристаллы или их сростки, как не принадлежащие самой породе, не обусловливают ее порфировой структуры и не могут быть причиной применения к породе термина «порфировая» в той или иной его модификации.

АНКАРАТРИТ — ПИКРИТ



Фиг. 376.

Приморье, Кировская возвышенность. Колл. Г. М. Гапеевой (1957). Без анализ.;
 $d = 6,3$ мм.

Рис. С. Сергеевой

Порода состоит из посторонних обломков — родственных включений — и из тонкозернистой массы базальтоида.

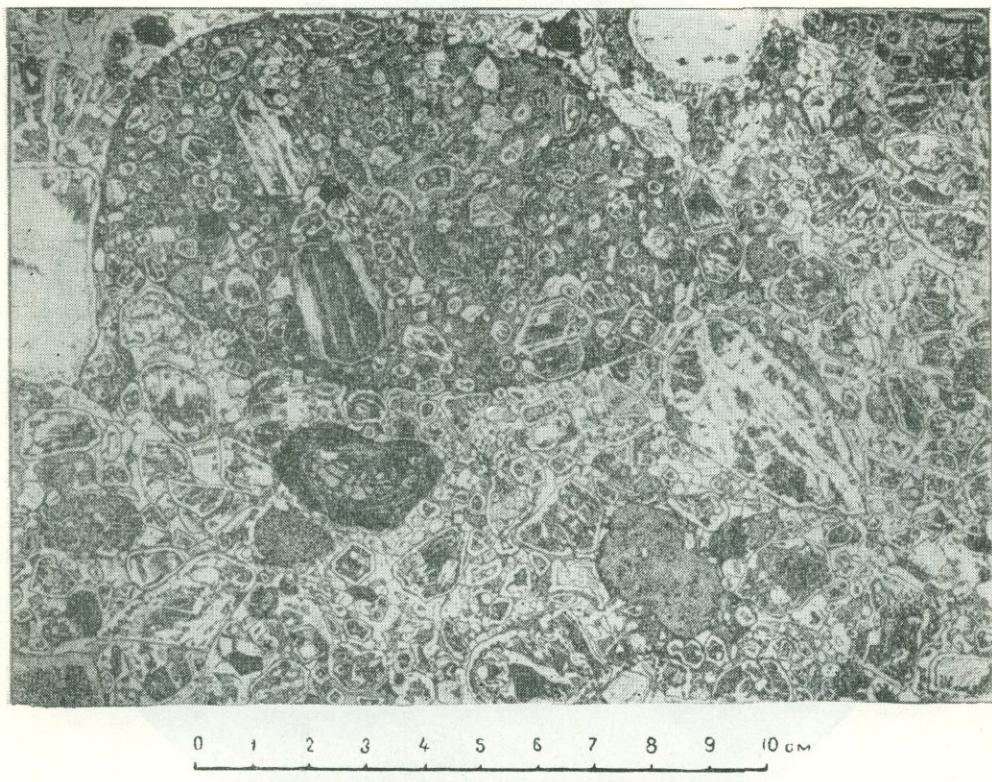
В поле зрения попали два крупных и несколько более мелких обломков — сростков железо-магниевых силикатов. Обломки часто оплавлены и окружены красной железистой каймой; это хорошо видно в нижней части рисунка. В других случаях наблюдается грануляция обломка, т. е. замещение слагающих его крупных зерен пироксена агрегатом мелких, различно ориентированных зерен (верхний правый обломок). В состав обломков кроме пироксена (в данном случае ромбического) входит также оливин.

Базальтоидная масса — *полнокристаллическая, тонкозернистая*. В ней преобладают призмочки титанавгита, много мелких индивидов нефелина, рудный минерал, оливин.

Часть индивидов оливина достигает 0,15—0,2 мм и имеет идиоморфные ограничения; их надо считать микрофенокристаллами.

Структура анкаратрит-пикрита *микропорфированная*; структура основной массы *микропанидиоморфнозернистая*.

КИМБЕРЛИТ



Фиг. 377.

Сибирь, р. Даалдын. Трубка «Мир». Колл. Н. А. Курьяловой (1958). Без анализ.

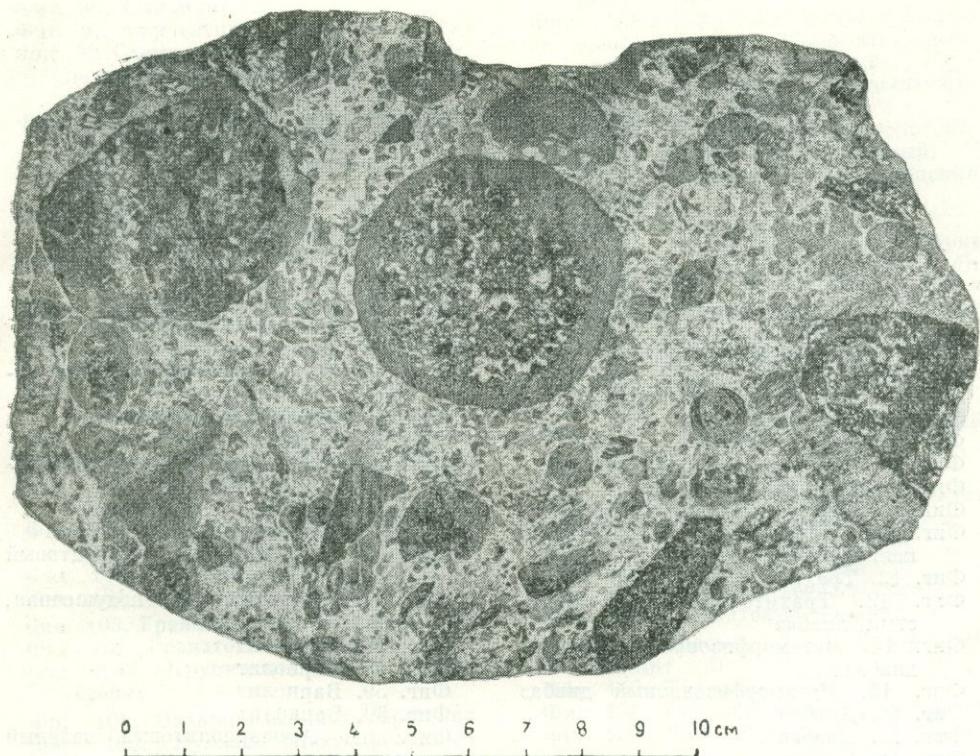
Рис. В. Колесниковой

Участок кимберлитовой брекции. Слева вверху — большой обломок слюдяного пикритового порфирита с реликтами атакситовой структуры. Внутри обломка светлый фенокристалл серпентинизированного оливина, а немного ниже — фенокристалл флогопита, несколько хлоритизированный.

Более мелкие обломки принадлежат оливину, пикритовому порфириту и гранату, окруженному радиальной оболочкой из хлорита или серпентина и биотита. Обломок граната с темной оболочкой виден на рисунке ниже большого обломка пикритового порфирита.

Связующая масса в породе представлена серпентином.
Текстура породы своеобразная; это — брекчия с округлыми формами обломков.

КИМБЕРЛИТОПОДОБНАЯ БРЕКЧИЯ



Фиг. 378.

Трубка взрыва на о. Еловом, Кандалакша. Колл. Н. А. Курылевой. Штуф нат. величины.

Рис. В. Колесниковой

Брекчия состоит из обломков гранат-пироксеновых эклогитоподобных пород и измененного порфириита; реже встречаются обломки ультраосновных пород, а также пород, вмещающих трубку, — гранита, пегматита и мигматита. Связующая масса состоит из такого же более перетертого материала с размерами частиц 1—5 мм, а также карбоната, хлорит-серпентинового вещества и цеолитов. Размеры обломков в среднем 2—5 см, но встречаются обломки и до 30 см в поперечнике.

Обломки гранат-пироксеновых пород часто окружены каймой плотного темного порфириита, принадлежащего первой порции поднятия магмы и позднее снова взломанного и вынесенного последующим взрывом.

Наличие такой каймы или оболочки придает округлую форму первоначально угловатым обломкам эклогитовых пород. Иногда оболочка окружает несколько обломков (слева) и, наоборот, есть обломки, у которых оболочка сохранилась не полностью (справа). Обломки гранитовых пород обычно порфиритовой каймы не имеют.

Структура брекчевая с угловатой или округлой формой обломков.

СПИСОК ИЛЛЮСТРИРОВАННЫХ ПОРОД

- Фиг. 1. Габбро
 Фиг. 2. Оливиновое габбро, близкое к троктолиту
 Фиг. 3. Меланократовый троктолит
 Фиг. 4. Троктолит
 Фиг. 5. Пятнистый троктолит
 Фиг. 6. Полосатое габбро
 Фиг. 7. Шаровой норит
 Фиг. 8. Кварцевый габбро-диабаз
 Фиг. 9. Оливиновый диабаз
 Фиг. 10. Мелкозернистый диабаз
 Фиг. 11. Конга-диабаз (а); участок конга-диабаза (б)
 Фиг. 12. Трахитоидное габбро
 Фиг. 13. Трахитоидный грубозернистый диабаз
 Фиг. 14. Метаморфизованный габбро-диабаз
 Фиг. 15. Метаморфизованный диабаз
 Фиг. 16. Диабаз
 Фиг. 17. Диабаз
 Фиг. 18. Габбро
 Фиг. 19. Габбро
 Фиг. 20. Троктолит
 Фиг. 21. Оливиновый гиперит — коронит
 Фиг. 22. Друзит
 Фиг. 23. Окварцированное и обогащенное микропегматитом габбро
 Фиг. 24. Амфиболизированное и микроклинизированное габбро
 Фиг. 25. Кордиеритовый норит
 Фиг. 26. Кыштымит
 Фиг. 27. Лабрадорит
 Фиг. 28. Анортозит
 Фиг. 29. Пироксеновый анортозит
 Фиг. 30. Пятнистый пироксеновый анортозит
 Фиг. 31. Полосчатый габбро-лабрадорит
 Фиг. 32. Крупнозернистый лабрадорит
 Фиг. 33. Метасоматический лабрадорит
 Фиг. 34. Анортозитизированный лерцолит
 Фиг. 35. Долерит
 Фиг. 36. Долерит
 Фиг. 37. Долерит
 Фиг. 38. Долерит — интрузивный трап
 Фиг. 39. Долерит
 Фиг. 40. Габбро-долерит
 Фиг. 41. Первичная полосчатость в троктолитовых долеритах
 Фиг. 42. Микрогаббро-норит (а) Габбро-порфирит (б, в)
 Фиг. 43. Порфировидное лейкократовое габбро
 Фиг. 44. Одинит
 Фиг. 45. Долерит
 Фиг. 46. Анамезит
 Фиг. 47. Базальт
 Фиг. 48. Базальт
 Фиг. 49. Палагонитовый долерито-базальт
 Фиг. 50. Долерито-базальт
 Фиг. 51. Базальт
 Фиг. 52. Атакситовый авгитовый порфирит
 Фиг. 53. Спилит
 Фиг. 54. Миндалекаменный спилит
 Фиг. 55. Амфибол-эпидот-хлоритовый сланец (зеленый сланец)
 Фиг. 56. Шаровая, или подушечная, лава в спилитах
 Фиг. 57. Вариолит
 Фиг. 58. Вариолит
 Фиг. 59. Вариолит
 Фиг. 60. Вариолит
 Фиг. 61. Аповариолитовый зеленый сланец
 Фиг. 62. Аподиабазовый амфиболит
 Фиг. 63. Аподиабазовый амфиболит
 Фиг. 64. Ортоамфиболит
 Фиг. 65. Ороговикованный диабазовый порфирит
 Фиг. 66. «Кедабекит»
 Фиг. 67. Миндалекаменный базальт
 Фиг. 68. Гиалобазальт
 Фиг. 69. Гиалобазальт
 Фиг. 70. Базальтовые пузырьки
 Фиг. 71. Базальтовая лава
 Фиг. 72. Трубчатые пустоты в базальте
 Фиг. 73. Пузыристая текстура базальта
 Фиг. 74. Грубопузыристый базальт
 Фиг. 75. Базальтовый туф
 Фиг. 76. Базальтовый туф
 Фиг. 77. Базальтовый витрокластический туф (гиалокластит)
 Фиг. 78. Шальштейн
 Фиг. 79. Шальштейн
 Фиг. 80. Кристаллический шальштейн
 Фиг. 81. Шальштейн
 Фиг. 82. Диаллагит (а) Бебстерит (б) Горнблендит (в)
 Фиг. 83. Пироксенит — косьвит
 Фиг. 84. Крупнозернистый гиперстенит с гранатом (а) Мелкозернистый гардбургит с гранатом (б)
 Фиг. 85. Верлит (а) Саксонит (б) Гардбургит (в)
 Фиг. 86. Очень крупнозернистый пойкилитовый гардбургит

- Фиг. 87. Лерцолит
 Фиг. 88. Шрисгеймит
 Фиг. 89. Роговообманковый перидотит (шрисгеймит)
 Фиг. 90. Оливинит
 Фиг. 91. Серпентинизированный дунит
 Фиг. 92. Схема кристаллизации плагиоклазовых кумулатов из габброидной магмы
 Фиг. 93. Схема структуры адкумулата, гетерадкумулата и гарризитового кумулата, образованных из габброидной магмы
 Фиг. 94. Тонкослоистая порода — оливиновый хромитит и дунит
 Фиг. 95. Слоистый оливиновый хромитит
 Фиг. 96. Бронзитит
 Фиг. 97. Гарризитовый прослой
 Фиг. 98. Соотношение двух гарризитовых прослоев
 Фиг. 99. Часть крупного кристалла оливина из гарризитового прослоя
 Фиг. 100. Часть крупного кристалла оливина из гарризитового прослоя
 Фиг. 101. Серпентинизированный гарризит
 Фиг. 102. Полосатый тектитовый перидотит
 Фиг. 103. Полосчатый дунит
 Фиг. 104. Гранатовый лерцолит
 Фиг. 105. Гранат-пикотитовый лерцолит
 Фиг. 106. Гранатовый вебстерит
 Фиг. 107. Крупнозернистый гиперстенит
 Фиг. 108. Окварцованный гиперстенит
 Фиг. 109. Куммингтонитизированный и окварцованный гиперстенит
 Фиг. 110. Цоизитизированный и уралитизированный пироксенит
 Фиг. 111. Оливинизированный пироксенит
 Фиг. 112. Апопироксенитовый серпентинит
 Фиг. 113. Апогардбургитовый серпентинит
 Фиг. 114. Апогардбургитовый антигоритовый серпентинит
 Фиг. 115. Серпентинит
 Фиг. 116. Аподунитовый серпентинит
 Фиг. 117. Мелкозернистый антигоритовый серпентинит
 Фиг. 118. Хризотиловый серпентинит
 Фиг. 119. Хризотиловый серпентинит
 Фиг. 120. Хризотиловый серпентинит (а). Антигоритовый серпентинит (б)
 Фиг. 121. Хризотиловый серпентинит
 Фиг. 122. Серпентинит
 Фиг. 123. Тонкошлосчатый серпентинит
 Фиг. 124. Лимонитизированный и магнезитизированный серпентинит
 Фиг. 125. Выщелоченный серпентинит с жилками керолита
 Фиг. 126. Лиственит
 Фиг. 127. Кварц-доломитовый лиственит — типичный лиственит (а). Окварцованный брейнеритовый лиственит (б)
 Фиг. 128. Серпентин-карбонатный лиственит (а). Хлорит-кварц-карбонатный лиственит (б). Кварц-карбонатный лиственит (в)

- Фиг. 129. Мелкозернистый оталькованный пироксенит (а). Тальковохлоритовый сланец (б)
 Фиг. 130. Апопикритовый хлорит-тальковый сланец
 Фиг. 131. Серпентин-тремолит-хлоритовый сланец (а). Тремолит-серпентин-хлоритовый сланец (б)
 Фиг. 132. Плагиоклаз-тремолитовый сланец (апопикритовый)
 Фиг. 133. Диопсид-тремолит-флогопитовый сланец (апопикритовый)
 Фиг. 134. Роговообманковый кварцевый диорит
 Фиг. 135. Гиперстеновый диорит
 Фиг. 136. Роговообманковый диорит (а). Меланократовый диорит (б). Микротинит (в)
 Фиг. 137. Шаровой (кварцевый) диорит
 Фиг. 138. Сфераид из шарового диорита
 Фиг. 139. Сфераид из шарового диорита
 Фиг. 140. Кварцевый диоритовый порфирит
 Фиг. 141. Кварцевый дпоритовый порфирит
 Фиг. 142. Спессартит
 Фиг. 143. Биотит-пироксеновый андезит
 Фиг. 144. Роговообманковый андезит
 Фиг. 145. Пироксеновый андезит
 Фиг. 146. Пироксеновый андезит
 Фиг. 147. Андезит (вейзельбергит)
 Фиг. 148. Андезитовый порфирит
 Фиг. 149. Андезит (а). Перлитовый андезит (б)
 Фиг. 150. Туфоловая андезита
 Фиг. 151. Туф андезитовых порфиритов
 Фиг. 152. Туф андезитовых порфиритов
 Фиг. 153. Роговообманковый гранодиорит
 Фиг. 154. Биотитовый гранодиорит
 Фиг. 155. Биотитовый гранит
 Фиг. 156. Роговообманковый плагиогранит
 Фиг. 157. Биотитовый гранит (детали структуры)
 Фиг. 158. Биотитовый гранит
 Фиг. 159. Биотит-роговообманковый гранит
 Фиг. 160. Биотитовый гранит
 Фиг. 161. Мирмекит в чарнокитовом граните (а). Мирмекит в биотитовом граните (б). Гранулированная реакционная зона вокруг калиевого полевого шпата (в)
 Фиг. 162. Микроклин-микроперит (а). Ленточный микроклин-микроперит (б). Мезоперит (аплитоидный гранит, в)
 Фиг. 163. Мезоперит
 Фиг. 164. Порфировидный биотитовый гранит
 Фиг. 165. Гибрядный биотитовый гранит
 Фиг. 166. Биотит-роговообманковый граносиенит
 Фиг. 167. Крупнозернистый (биотитовый) чернокварцевый гранит
 Фиг. 168. Порфировидный гранит
 Фиг. 169. Порфиробластовый гранит
 Фиг. 170. Порфиробластовый гранит (рапакиви)
 Фиг. 171. Порфиробластовый гранит

- Фиг. 172. Турмалинизованный гранит
 Фиг. 173. Кордиеритовый «гранит»
 Фиг. 174. Кордиеритовый «гранит»
 Фиг. 175. Кордиеритовый «гранит»
 Фиг. 176. Кордиеритовый гранит
 Фиг. 177. Катаклазированный гранит
 Фиг. 178. Катаклазированный гранит
 Фиг. 179. Катаклазированный гранит
 Фиг. 180. Милонитизированный гранит
 Фиг. 181. Милонитизированный порфировидный гранит
 Фиг. 182. Милонитизированный гранит
 Фиг. 183. Милонитизированный порфировидный гранит
 Фиг. 184. Милонит порфировидного гранита
 Фиг. 185. Рапакиви (выборгит)
 Фиг. 186. Выборгский рапакиви
 Фиг. 187. Рапакиви (детали структуры)
 Фиг. 188. Порфировидный рапакиви
 Фиг. 189. Выборгский рапакиви
 Фиг. 190. Крупнооvoidный рапакиви
 Фиг. 191. Рапакиви
 Фиг. 192. Рапакиви (деталь структуры)
 Фиг. 193. Рапакиви
 Фиг. 194. Рапакиви
 Фиг. 195. Зачаточно-орбикулярный гранит
 Фиг. 196. Орбикулярный гранит
 Фиг. 197. Шаровой гранит
 Фиг. 198. Крупносфероидный шаровой гранит
 Фиг. 199. Шаровой гранит (детали структуры)
 Фиг. 200. Шаровой гранит (деталь структуры)
 Фиг. 201. Шаровой гранит (деталь структуры)
 Фиг. 202. Шаровой гранит
 Фиг. 203. Шаровой гранит (деталь структуры)
 Фиг. 204, 205. Шаровой гранит
 Фиг. 206. Гранодиорит-порфир
 Фиг. 207. Гранит-порфир
 Фиг. 208. Письменный гранит (а). Гранит-порфир (б)
 Фиг. 209. Гранит-порфир
 Фиг. 210. Кварцевый порфир
 Фиг. 211. Гранит-порфир
 Фиг. 212. Гранит-порфир и гранодиорит-порфир
 Фиг. 213. Гранит-порфир
 Фиг. 214. Гранит-порфир (а). Граносиенит-порфир (б)
 Фиг. 215. Сферолитовый гранит-порфир
 Фиг. 216. Грорудит
 Фиг. 217. Грорудит
 Фиг. 218. Грорудит
 Фиг. 219. Грорудит
 Фиг. 220. Зальбанд грорудитовой дайки
 Фиг. 221. Кварцевый порфир
 Фиг. 222. Гранофор
 Фиг. 223. Аплит
 Фиг. 224. Пегматит
 Фиг. 225. Пегматит
 Фиг. 226. Трахилипаратовый порфир
 Фиг. 227. Фельзитовый порфир
 Фиг. 228. Кварцевый кератофор
 Фиг. 229. Фельзитовый порфир
 Фиг. 230. Фельзитовый алльбифор

- Фиг. 231. Фельзит
 Фиг. 232. Флюидальный сферолитовый фельзитовый порфир
 Фиг. 233. Дацитовый порфир
 Фиг. 234. Дацитовый порфир
 Фиг. 235. Дацит
 Фиг. 236. Лишаритовый порфир
 Фиг. 237. Перлитовый липаритовый порфир
 Фиг. 238. Сферолоидный липаритовый порфир
 Фиг. 239. Сферолоид из сферолоидного лишаритового порфира
 Фиг. 240. Сферолоид из сферолоидного липаритового порфира
 Фиг. 241. Плотный сферолоид
 Фиг. 242. Сферолоид
 Фиг. 243. Сферолоид (а). Сферолоид липаритового порфира (б)
 Фиг. 244. Формы кристаллитов
 Фиг. 245. Кристаллиты в вулканических стеклах
 Фиг. 246. Мельчайшие микролиты в вулканических стеклах
 Фиг. 247. Обсидиан
 Фиг. 248. Перлит
 Фиг. 249. Обсидиан
 Фиг. 250. Пересяливание липаритового перлита и обсидиана
 Фиг. 251. Перлитовый липарит с прослойками черного обсидиана
 Фиг. 252. Обсидиан с лиофизами
 Фиг. 253. Литофизы (а, б)
 Фиг. 254. Литофизы в литоидном риолите
 Фиг. 255. Схема строения различных лиофиз
 Фиг. 256. Литофизы в лишарите докембрия
 Фиг. 257. Литофизы в лишарите докембрия
 Фиг. 258. Кварц-полевошпатовые шлиры в лишарите докембраия
 Фиг. 259. Трахилипаратовый порфир (агломератовая лава)
 Фиг. 260. Агломератовый трахилипаратовый порфир
 Фиг. 261. Лавовидный трахилипаратовый палеогнимбрит
 Фиг. 262. Лавовидный трахилипаратовый палеогнимбрит
 Фиг. 263. Трахилипаратовый палеогнимбрит
 Фиг. 264. Лишаритовый палеогнимбрит
 Фиг. 265. Лишаритовый игнимбрит
 Фиг. 266. Лишарит-порфировый игнимбрит
 Фиг. 267. Эвтакситовый порфир (игнимбрит)
 Фиг. 268. Эвтакситовый порфир
 Фиг. 269. Игнимбрит
 Фиг. 270. Псевдоигнимбрит
 Фиг. 271. Спекшийся туф
 Фиг. 272. Кристалл-литокластический туф
 Фиг. 273. Дацитовые туфы. Артикий туф (а). Бюраканский туф (б). Ереванский туф (в)
 Фиг. 274. Стекловатый туф пеплового потока
 Фиг. 275. Спекшийся туф пеплового потока

- Фиг. 276. Пемзовый туф
 Фиг. 277. Пемзовый туф
 Фиг. 278. Стекловатый спекшийся туф
 Фиг. 279. Спекшийся туф
 Фиг. 280. Спекшийся туф
 Фиг. 281. Спекшийся туф
 Фиг. 282. Спекшийся туф
 Фиг. 283. Авгит-рогообманковый сиенит (а). Лейкократовый сиенит (б)
 Фиг. 284. Сиенит
 Фиг. 285. Миаролитовый сиенит
 Фиг. 286. Щелочной сиенит (а). Нордмаркит — щелочной кварцевый сиенит (б). Умптикт (в)
 Фиг. 287. Щелочной амфиболовый сиенит
 Фиг. 288. Биотит-рогообманковый диорито-сиенит
 Фиг. 289. Монцонит
 Фиг. 290. Монцонит
 Фиг. 291. Сиенит-порфир (а). Сиенит-аплит (б). Альбитит (в)
 Фиг. 292. Кварцевый сиенит-порфир
 Фиг. 293. Бостонит
 Фиг. 294. Сёльвесергит (а). Та же порода из зальбандовой части дайки (б)
 Фиг. 295. Минетта
 Фиг. 296. Минетта
 Фиг. 297. Вогезит
 Фиг. 298. Вариолитовый вогезит
 Фиг. 299. Ортофир
 Фиг. 300. Трахит
 Фиг. 301. Альбитофировый туф
 Фиг. 302. Трахитовый туф
 Фиг. 303. Трахитовый туф
 Фиг. 304. Нефелиновый сиенит-фойяит
 Фиг. 305. Нефелиновый сиенит
 Фиг. 306. Апатитовый нефелиновый сиенит
 Фиг. 307. Микроклин-изоперитит
 Фиг. 308. Мариуполит
 Фиг. 309. Мариуполит
 Фиг. 310. Пегматоидный эгирин-альбит-нефелиновый сиенит
 Фиг. 311. Мариуполит (детали структуры)
 Фиг. 312. Мариуполит (деталь структуры)
 Фиг. 313. Нефелинизированный пироксеновый сиенит
 Фиг. 314. Нефелинизированный пироксеновый сиенит
 Фиг. 315. Крупнозернистый полосчатый миаскит
 Фиг. 316. Гнейсовидный рисчоррит
 Фиг. 317. Гнейсовидный рисчоррит
 Фиг. 318. Нефелиновый сиенит
 Фиг. 319. Эвдиалитит
 Фиг. 320. Карбонатизированный эгирин-авгитовый уртит
 Фиг. 321. Эвдиалитизированный уртит
 Фиг. 322. Уртит (деталь структуры)
 Фиг. 323. Уртит (деталь структуры)
 Фиг. 324. Ийолит
 Фиг. 325. Нефелин-апатитовая порода
 Фиг. 326. Псевдолейцитовый сиенит
 Фиг. 327. Псевдолейцитовый сиенит
 Фиг. 328. Псевдолейцитовый сиенит (деталь структуры)

- Фиг. 329. Псевдолейцитовый тингуант
 Фиг. 330. Псевдолейцитовый тингуант
 Фиг. 331. Берешит
 Фиг. 332. Фонолит
 Фиг. 333. Мелкозернистый оливинит с первовскитом
 Фиг. 334. Нефелинизированный пироксенит
 Фиг. 335. Пироксен-нефелиновая порода (а). Карбонатит (б)
 Фиг. 336. Метасоматическая порфиробластовая пироксен-нефелиновая порода
 Фиг. 337. Якупирангит — мельтейгит
 Фиг. 338. Мелилитовый мельтейгит
 Фиг. 339. Кальцитовый мельтейгит
 Фиг. 340. Твейтозит
 Фиг. 341. Апатитовый твейтозит
 Фиг. 342. Мелилитовый нефелинит
 Фиг. 343. Метасоматически измененный нефелиновый долерит
 Фиг. 344. Шонкинит (а). Оливиновый тералит (б). Малиньит (в)
 Фиг. 345. Тералит
 Фиг. 346. Фергусит
 Фиг. 347. Фергусит
 Фиг. 348. Фергусит и псевдолейцитовый шонкинит
 Фиг. 349. Миссурит
 Фиг. 350. Миссурит
 Фиг. 351. Оливин-амфибол-авгитовый слюдит
 Фиг. 352. Турьянит
 Фиг. 353. Турьянит
 Фиг. 354. Камптонит
 Фиг. 355. Камптонит
 Фиг. 356. Эруптивная брекчия камптонита
 Фиг. 357. Мончикит
 Фиг. 358. Фурчит (а). Уачитит (б)
 Фиг. 359. Лампрофир
 Фиг. 360. Меланократовый лампрофир
 Фиг. 361. Меймечиты
 Фиг. 362. Биотит-авгитовый пикритовый порфирит
 Фиг. 363. Пироксеновый трахибазальтовый порфирит
 Фиг. 364. Мидалекаменный пироксеновый трахибазальтовый порфирит
 Фиг. 365. Пироксеновый трахибазальтовый порфирит
 Фиг. 366. «Вариолитовый» трахибазальтовый порфирит
 Фиг. 367. Шопонит (калиевый базальт)
 Фиг. 368. Гаюиновый таффит
 Фиг. 369. Орданшит (таффит, деталь структуры)
 Фиг. 370. Нефелин-кальцилитовые фенокристаллы
 Фиг. 371. Шихлунит (а, б). Оливиновый лейцитит (в, г)
 Фиг. 372. Лимбургит
 Фиг. 373. Авгитит
 Фиг. 374. Анкараратит
 Фиг. 375. Лейцитовый анкараратит
 Фиг. 376. Анкараратит — пикрит
 Фиг. 377. Кимберлит
 Фиг. 378. Кимберлитоподобная брекчия

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
Структуры и текстуры изверженных горных пород	8
Группа габбро — базальта	10
Группа ультраосновных пород	97
Группа диорита — андезита	153
Группа пересыщенных кремникислотой горных пород	175
Группа сиенита — трахита	317
Группа нефелинового сиенита — фонолита	340
Породы сложных щелочных — ультраосновных интрузий	370
Группа щелочных меланократовых пород	383
Список иллюстрированных пород	420

Половинкина Юлия Иринарховна
**СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД**

Ведущий редактор *Л. В. Власова.*

Технический редактор *В. В. Быкова*

Внешнее оформление художника *Г. И. Юдицкого.* Корректоры: *Л. М. Безлонова, П. А. Денисова*

Подписано к набору 8/VII 1966 г.

Подписано к печати 19/X 1966 г.

Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 1.

Печ. л. 26,5.

Усл. л. 37,1.

Уч.-изд. л. 30,0.

Т-14320. Тираж 16 800 экз.

Зак. № 791/2430—1.

Цена 2 р. 63 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 проспект, 91.

2 p. 53 r.

15799
8.2, T.1

ИЗДА · 1966