55(98к)
Б 22

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

И. В. БУССЕН и А. С. САХАРОВ

ГЕОЛОГИЯ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

41615

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА

И. В. БУССЕН и А. С. САХАРОВ

ГЕОЛОГИЯ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1967

УДК ~~551.22 (471.21)~~

55 (98К)
Б 92

В работе рассматривается геология Ловозерских тундр, в пределах которых располагается один из крупнейших в мире массивов нефелиновых сиенитов и близких к ним пород, уже в течение длительного периода (около 20 лет) являющийся объектом исследований авторов. В данной работе особое внимание уделено форме и внутреннему строению Ловозерского щелочного массива, соотношениям слагающих его комплекс-плутонов и главной черте его геологии — первичной расслоенности. Важнейшие особенности первичной расслоенности, в том числе несовпадение положения слоев и контактов массива, определенные для Ловозерского массива, выявлены также при изучении других первично расслоенных интрузивных тел.

Ответственный редактор
проф. Н. В. ИВАНОВ

Кольский филиал
НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
АН СССР

2-9-2
250-67 (I пол.)

116153

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3
История исследования 7
Географический очерк 11
Геологическое положение и строение Луяврурта 14
Толщи, вмещающие щелочной массив 16
Свита гнейсов 16
Ловозерская осадочно-вулканогенная свита 20
Щелочной массив 27
Общие замечания 27
Возраст массива 27
Ограничения массива 27
Строение массива 29
Суждение о форме массива 38
Трещинная тектоника 40
Характеристика групп щелочных пород. Строение комплекс-плутонов 46
Общие замечания 46
Метаморфизованные щелочные породы (I группа пород) 50
Пойкилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты (II группа пород) 55
Мелкозернистые нефелиновые сиениты и ювиты 56
Порфировидные и равномернозернистые нефелиновые сиениты 57
Пойкилитовые и неравномернозернистые нефелино-содалитовые сиениты 58
Луявриты—фойяиты—уртиты (III группа пород) 63
Эвдиалитовые луявриты (IV группа пород) 73
Серия мурманитовых порфировидных луявритов (V группа пород) 80
Пегматоидные образования Луяврурта 83
Дайки щелочных лампрофиров (VI группа пород) 87
Четвертичные и современные отложения. Древняя кора выветривания 90
Особенности рельефа Луяврурта и их зависимость от геологии 94
О происхождении первичной расслоенности Ловозерского щелочного массива 99
Главные черты строения первично расслоенных массивов 99
О происхождении расслоенных массивов 102
Взгляды на генезис и причины возникновения раслоенности Ловозерского массива 103
Геологическая история Луяврурта 113
Литература 119

ВВЕДЕНИЕ

Ловозерские тундры (иначе Луяврурт) [1] давно привлекают внимание геологов. Расположенный здесь Ловозерский массив нефелиновых сиенитов — один из наиболее крупных массивов щелочных пород — по площади выходов уступает лишь Хибинскому. Сложное строение, первичная расслоенность слагающих его комплекс-плутонов, своеобразный химический состав щелочных пород и обилие редких минералов определяют разносторонний характер проводимых здесь исследований. Массив, возвышающийся почти на километр, сравнительно хорошо, хотя и неравномерно, обнажен, а горнобуровые работы позволяют изучать все новые и новые, в том числе и более глубокие его части.

Предлагаемая вниманию читателей книга отражает результаты исследований многих геологов, работавших в Ловозерских тундрах; имена их названы в соответствующих разделах. Непосредственно наши работы в Луяврурте начались в 1935 г. в составе коллектива геологов, руководимого тогда Н. А. Елисеевым и Д. Ф. Мурашевым; с тех пор они продолжаются с перерывами по настоящее время. Бóльшая часть контуров геологической карты Луяврурта, схематизированный вариант которой помещен в этой работе, нанесена по нашим данным. Равным образом нам принадлежит и принципиальное решение вопроса о внутреннем строении Ловозерского щелочного массива, подтвержденное буровыми работами. Кроме того, нами составлены нормальные разрезы трех (из пяти) комплекс-плутонов, установлен целый ряд петрографических разновидностей щелочных пород и произведена значительная часть наблюдений над их геологическими соотношениями.

Ловозерскому массиву посвящено много печатных работ и еще большее количество отчетов, хранящихся в фондах различных организаций. История изучения Ловозерского массива рассматривается в монографиях Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова (1953) и К. А. Власова с соавторами (1959), поэтому здесь приводятся лишь самые необходимые сведения прежде всего о геологических работах. На минералогических, геохимических и ряде других специальных исследований мы почти не останавливаемся.

География и геоморфология, а также четвертичная геология массива изложены очень кратко; бóльшая часть текста посвящена описанию

---

[1] Луяврурт, или Лой-явр-урт, — бурного озера горы (саамск.).

геологического строения щелочного массива, строения и взаимоотношения слагающих его комплекс-плутонов и первичной расслоенности — главной определяющей черты геологии Ловозерского щелочного массива. Значительное внимание уделено тектонике, в том числе характеристике трещин отдельности, а также связи рельефа с геологией, с исключительной отчетливостью проявившейся в Луяврурте. В заключение изложены взгляды на историю формирования этого участка земной коры.

Ограниченность приводимых петрографических сведений объясняется направленностью самой работы, имеющей целью дать описание геологического строения Луяврурта, а также тем, что краткая характеристика главных разновидностей щелочных пород Ловозерского массива имеется в работах Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова, К. А. Власова, В. И. Герасимовского и др. Более детальное петрографическое исследование пород Луяврурта сейчас заканчивается, и авторы рассчитывают опубликовать его результаты.

Необходимые сведения о составе и облике важнейших разновидностей пород приводятся при изложении геологии каждого комплекс-плутона.

При составлении схемы геологического строения массива, кроме планшетов детальных геологических съемок, данных геологоразведочных работ и маршрутных исследований, использовались планшеты аэрофотосъемки, на которых в ряде случаев хорошо наблюдается положение слоев пород различного состава, контактов, ксенолитов и трещин отдельности, результаты наших геоморфологических наблюдений, а также предварительные данные геофизических работ Г. Н. Шаблинского и Ю. И. Артемьева.

На схеме геологического строения Луяврурта и разрезах, приложенных к ней, отражены лишь данные геологических работ; экстраполяция проведена незначительно, поскольку сейчас результаты геофизических измерений еще окончательно не сопоставлены с геологическими материалами, а проходка структурных скважин только намечается.

Разбора дискуссионных вопросов и теорий здесь не дается, так как этому посвящены специальные статьи (Буссен и Сахаров, 1958а, 1959; Буссен, 1960; Герасимовский, 1947, и др.). Некоторые взгляды различных исследователей кратко охарактеризованы в ходе изложения материала, причем явно ошибочные, устаревшие и неверные сведения, опровергнутые дальнейшими работами, опущены без объяснения. Все заинтересованные в более подробном ознакомлении с этими вопросами могут обратиться к первоисточникам.

Полное и разностороннее изучение такого важного, сложного и крупного объекта, каким является Ловозерский щелочной массив, плодотворно может проводиться только целым рядом коллективов специалистов и в течение длительного времени. Все работы о Ловозерском массиве, публикуемые сейчас, так же как и отчеты, остающиеся в фондах, основаны на фактах и выводах, полученных большим числом исследователей — сотрудников различных учреждений.

Изучение Ловозерского массива, особенно его центральных и глубинных зон, далеко не закончено, но уже полученные результаты очень важны. Именно здесь установлен ряд закономерностей строения и изменения состава пород и их серий, свойственных не только Ловозерскому массиву и слагающим его комплекс-плутонам, но и целой группе геологических тел — первично расслоенным интрузивным массивам. Независимость состава и внутреннего строения комплекс-плутонов от положения контактов, тектоники и состава вмещающих толщ, закономерности изменения состава по разрезам комплекс-плутонов и дифференциация магмы, отразившаяся на составе продуктов последовательных эруптивных фаз, с наибольшей полнотой были изучены именно в Ловозерском массиве.

Многое еще остается неясным, в том числе генезис самой щелочной магмы, способ возникновения первичной расслоенности, причины многократного повторения слоев и их пачек, наконец, форма щелочного массива. Разрешение этих вопросов — дело будущего. Оно невозможно без участия широкого круга работников различного профиля, без глубокого структурного бурения, геофизических исследований и экспериментальных работ.

Руководство Кольского филиала АН СССР в лице А. В. Сидоренко и Е. К. Козлова, директора Геологического института И. В. Белькова, руководителя темы Т. Н. Ивановой, а также работники геологоразведочных организаций Министерства цветной металлургии СССР А. В. Ванидовская и М. П. Просняков обеспечили нам возможность вести целеустремленные исследования, часть которых и составила содержание этой книги. Мы неоднократно пользовались материалами и советами работавших в Ловозерских тундрах проф. Н. В. Иванова и его сотрудниц — О. М. Глазовой и Н. И. Поташовой, а также данными геофизиков и геологов Ю. И. Артемьева, В. Н. Басманова, П. Л. Румянцевой, Г. Н. Шаблинского и др.

Наша работа не была бы завершена без помощи наших товарищей — С. А. Егоровой, Л. Я. Лапаевой, Л. Н. Латышева, А. Н. Микляева, а также Н. П. Дьякова, изготовившего оригинал геологической карты, А. Г. Корня и В. К. Руденко, оформивших фотоснимки. Ю. М. Кирнарский, В. Н. Басманов и Т. Н. Иванова взяли на себя труд ознакомиться с рукописью и указали ряд недостатков. Всем этим лицам мы приносим искреннюю благодарность.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые упоминания о Ловозерских тундрах встречаются в работах Н. В. Широкшина (1835) и А. Миддендорфа (Middendorf, 1845). Описание рельефа, геологии, петрографии, минералов, четвертичной истории Ловозерских тундр, включая оледенения, опубликовал финский ученый В. Рамсей (Ramsay, 1890—1900; Ramsay u. Hackman, 1894) после экспедиций в Русскую Лапландию на рубеже XIX и XX вв. Его данные легли в основу дальнейших работ и отчасти не утратили своего значения даже сейчас.

Начиная с 1922 г. в Хибинах и Ловозерских тундрах работали отряды Академии наук СССР, руководимые А. Е. Ферсманом (Н. Н. Гуткова, Э. М. Бонштедт, Е. К. Костылева, Б. М. Куплетский, А. Н. Лабунцов и др.), сосредоточившие внимание на изучении пегматитов и минералов, многие из которых оказались новыми или очень редкими. Итоги работ этого периода составили два тома сборника «Хибинские и Ловозерские тундры» (1925 и 1928 гг.) и, кроме того, были опубликованы в ряде статей.

Открытие и начало разработки Хибинских апатитовых месторождений сразу повысили интерес к щелочным массивам.

С начала 30-х годов на основании суждения А. Е. Ферсмана о богатстве Ловозерских тундр цирконием разведочные и промышленные организации треста «Апатит» и Ленинградский геологоразведочный трест ставят поисковые работы на эвдиалит (Л. Б. Антонов и В. И. Котельников, С. Д. Покровский, К. К. Хазанович, В. И. Влодавец). Особенно интересные данные получил В. И. Влодавец, установивший во включении гнейса, впервые отмеченном Б. М. Куплетским (Хибинские и Ловозерские тундры, 1928), контакт с осадочными породами, определенный им как стратиграфический.

Характер исследований, проводимых в Ловозерских тундрах отрядами Академии наук СССР, в этот период также меняется, приобретая, кроме минералогического (Герасимовский, 1936, и др.), геолого-петрографическое (Воробьева, 1933, 1937, и др.) и геохимическое (Щербина, 1933) направления. В. И. Герасимовский, изучая пегматиты главным образом в юго-восточной части массива, открыл ряд новых и описал много редких минералов; О. А. Воробьева провела геолого-петрографическую съемку юго-восточного, отчасти центрального Луяврурта, дополнив сведения В. Рамсея о типах пород и их распространении. А. А. Григорьев (1934б) и И. Н. Гладцин (1928) изучали географию и геоморфологию района.

О. А. Воробьева и В. И. Герасимовский опубликовали ряд статей, в том числе в сборниках «Хибинские апатиты», выходивших в 30-х годах, и совместно с другими сотрудниками Академии наук СССР (исследователями Хибин и Луяврурта) издали монографию «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр» (1937) под редакцией А. Е. Ферсмана.

Важные результаты, полученные О. А. Воробьевой, В. И. Герасимовским и С. Д. Покровским, привели к постановке систематических и детальных геологических работ, проводившихся в 1935—1937 гг. большим коллективом геологов (И. В. Буссен, А. В. Ванидовская, Ц. Г. Златкинд, И. В. Зеленков, Л. В. Калафати, В. Ф. Масленников, Н. К. Нефедов, С. Д. Покровский, О. М. Римская-Корсакова, А. С. Сахаров, Н. А. Севрюгин, В. Т. Туров, В. Д. Тучапский, В. А. Унксов, Л. Е. Эгель, В. И. Эльтеков, а также Э. Е. Федоров и ряд других), руководимых Н. А. Елисеевым и Д. Ф. Мурашовым.

В итоге были составлены геологическая и структурная карты массива, установлено его сложное строение, определена последовательность формирования групп пород (комплексов), которая сохранилась и лишь дополнена в настоящей работе, выявлена первичная расслоенность как главная черта геологии щелочного массива, изучен нормальный разрез верхней части комплекса луявритов—фойяитов—уртитов, составлено краткое петрографическое описание щелочных пород и вмещающих толщ.

Важной не только для геологии массива, но и для всего Кольского полуострова явилась находка А. В. Ванидовской, Л. В. Калафати, В. А. Унксовым и С. Д. Покровским отпечатков растений в породах, до этого относимых к свите имандра-варзуга (Елисеев и др., 1937). Определения флоры, сделанные А. Н. Криштофовичем (1937), обосновали послеверхнедевонский возраст щелочной интрузии и позволили выделить в качестве самостоятельной геолого-структурной единицы Кольского полуострова ловозерскую осадочно-вулканогенную ($Д_3$—С) свиту (Геология СССР, 1958). Э. К. Герлинг с сотрудниками (1941) определили абсолютный возраст массива, подтвердив данные А. Н. Криштофовича. Результаты этих работ, кроме отчетов, освещены в статьях, бóльшая часть которых принадлежит Н. А. Елисееву (1936, 1937а, 1937б, 1941, 1946 и др.) или Н. А. Елисееву с соавторами (1937, 1938, 1939, 1940 и др.). Они же легли в основу монографии Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова (1953).

В изучении геологии Луяврурта были достигнуты значительные успехи, но вместе с тем с самого начала геологических работ (с 1935 г.) определились и расхождения во взглядах на форму, размеры, строение массива, происхождение его первичной расслоенности,[1] характер контакта щелочных пород и ловозерской свиты с гнейсами и на другие важные вопросы прежде всего между Н. А. Елисеевым и А. С. Сахаровым, а затем между Н. А. Елисеевым и О. А. Воробьевой. Другие геологи, работавшие в Луяврурте в те годы и позже, также высказывали различные суждения о генезисе, строении и форме щелочного массива, о происхождении его первичной расслоенности (Хазанович, 1936; Зеленков, 1940; Чумаков, 1947, и др.). Кратко основные положения, выдвигаемые и защищаемые этими исследователями, а равно и работниками, изучавшими массив в послевоенные годы, рассматриваются в данной работе. Более подробно эти вопросы изложены в ряде книг и статей, часто носящих дискуссионный характер (Елисеев, 1936, 1941, 1953, 1961; Воробьева, 1937, 1938, 1940

---

[1] Первично расслоенными телами изверженных горных пород здесь и в дальнейшем мы называем такие тела, слоистость которых возникла одновременно с самим образованием этих пород. Первичная расслоенность не идентична трахитоидной текстуре пород (Буссен и Сахаров, 1960б), означающей лишь субпараллельное расположение лейст полевых шпатов (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937).

и др.; Елисеев и Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958б, 1959, 1960б и др.; Буссен, 1959а, 1959б; Власов и др., 1959).

Прерванные Великой Отечественной войной исследования Луяврурта с 1946 г. развернулись вновь по инициативе М. П. Проснякова и А. В. Ванидовской. Горнобуровые работы сделали доступными глубины массива; использование данных геофизики расширило возможности геологов.

Повторные определения абсолютного возраста пород массива (Комлев и др., 1961) подтвердили прежние цифры, несколько уточнив их. Интересные материалы, свидетельствующие о воронкообразной форме массива и продолжении щелочных пород на значительную глубину, уточняющие положение контактов и коренного рельефа под мощными рыхлыми образованиями, получены в результате геофизических работ Г. Н. Шаблинского, Ю. И. Артемьева и Ю. Г. Товстенко.

Основное внимание, как и прежде, уделялось изучению строения массива и его первичной расслоенности.

Строением и составом комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов в 1946—1962 гг. занимались В. А. Антипин, А. В. Атаманов, В. Н. Басманов, Л. П. Бондаренко, И. В. Буссен, А. В. Ванидовская, В. И. Герасимовский, О. М. Глазова, Е. М. Еськова, Н. В. Иванов, Т. Н. Ионова, С. И. Кожанов, Л. Н. Латышев, Т. А. Морозова, В. П. Нестеров, А. И. Поляков, А. К. Поляков, Н. И. Поташова, П. Л. Румянцева, А. С. Сахаров, К. А. Севастьянов, Н. Д. Солод, Р. М. Яшина, Я. М. Фейгин, изучившие разрез этого комплекс-плутона почти на 2 км.

Первые данные о составе и строении не выходящих на поверхность частей разреза получили в 1957—1959 гг. А. В. Атаманов, Л. Н. Латышев, В. П. Нестеров, Н. Д. Солод и Я. М. Фейгин. Впервые эти сведения были опубликованы А. В. Атамановым, С. Ф. Луговым и Я. М. Фейгиным (1961) и в статье В. И. Герасимовского, А. И. Полякова и Я. М. Фейгина (1961). Обе статьи рассматривают общую схему строения всего комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов и содержат новые номенклатуры для его частей и отдельных слоев. Более детально части разреза, вскрытые лишь буровыми скважинами, были исследованы в 1959—1960 гг. О. М. Глазовой, Н. В. Ивановым и Н. И. Поташовой, изучившими состав, структуру и порядок чередования слоев пород. Н. В. Ивановым уже в 1955 г. была установлена ритмичная повторяемость крупных частей разреза — структурных единиц мощностью в несколько сот метров; возможная мощность плутона оценивалась не менее 3—5 км с прогнозированием горизонтов, богатых титанатами. В 1959 г. Н. В. Ивановым совместно с А. С. Сахаровым и Л. Н. Латышевым была разработана принятая в данной работе номенклатура отдельных горизонтов и крупных частей разреза. Особенности этой классификации изложены ниже.

Комплекс-плутон эвдиалитовых луявритов специально изучался И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (1962а). Мурманитовые и ловозеритовые порфировидные луявриты, впервые отмеченные О. А. Воробьевой, исследовались И. В. Буссен (1959а), а также П. Л. Румянцевой и О. П. Силичевым. Пойкилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты и связанные с ними породы прежде картировались без разделения, хотя и было известно слоистое строение участков, сложенных ими (Елисеев и Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958а). Более детально в 1958—1963 гг. они изучались И. В. Буссен, А. С. Сахаровым, А. В. Атамановым и др.

В последние годы охарактеризованы эруптивные брекчии массива (Буссен, 1962б), щелочные лампрофиры (Буссен, Зитта, Померанцева, 1960; Буссен, 1966), тектоника ловозерской свиты (Буссен, 1959б).

И. П. Тихоненков и Р. П. Тихоненкова (1960) изучали контакты и контактные породы Ловозерского массива, объясняя их особенности

широким развитием процессов метасоматоза. Минералогия, геохимия и состав комплекс-плутонов Ловозерского щелочного массива исследовались В. И. Герасимовским (1956, 1960 и др.), А. И. Поляковым с авторами (Герасимовский и др., 1961, 1962), Н. В. Ивановым совместно с А. М. Глазовой и Н. П. Поташовой (Иванов, 1960), Е. И. Семеновым (1963 и более ранние), К. А. Власовым, Е. М. Еськовой, М. В. Кузьменко (Власов и др., 1959), а также авторами настоящей работы.

Исключительно интересными оказались пегматиты и пегматоиды Луяврурта. Еще Рамсей (Ramsay, 1890) здесь обнаружил и изучил целый ряд новых, а также редких минералов. В течение длительного времени пегматоиды и их минералы изучались работниками АН СССР. Здесь работали с 1923 по 1937 г. Е. Е. Костылева (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), в 1927 г. — А. Н. Лабунцов (там же), в 1932—1966 гг. — В. И. Герасимовский (там же и позднейшие публикации), затем с 1947 г. — Е. И. Семенов, К. А. Власов, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськова (см. Литературу).

Изучение четвертичной геологии и рыхлого покрова Ловозерских тундр и прилегающей территории проводится М. К. Граве, А. Д. Армандом, В. Я. Евзеровым, А. С. Лихачевым, А. Н. Спициным (Арманд и Евзеров, 1964; Граве и Евзеров, 1964; Граве и др., 1964), отдельные вопросы рассмотрены в работах А. В. Сидоренко (1958, 1960).

Исследование Луяврурта продолжается и приобретает все более разносторонний характер.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Луяврурт, или Ловозерские тундры, — горный массив в центральной части Кольского полуострова, между озерами Умбъявр (Умба, Умбозеро) на западе и Луявр (Ловозеро) на востоке. На севере естественной границей Луяврурта вместе с его предгорьями служит депрессия, по которой течет речка Сергевань, на юге — понижение, прослеживающееся от Умбъявра почти до Луявра по цепи озер Пунча—Саранча—Яичные. Луяврурт лежит в пределах главного водораздела Кольского полуострова: оз. Умбъявр принадлежит бассейну Белого моря, Ловозеро р. Вороньей соединяется с Баренцевым морем. Площадь Луяврурта вместе с предгорьями составляет 850 км ^{2}, без предгорий — около 600 км ^{2}. В целом Луяврурт — это платообразный горный массив, почти на километр возвышающийся над холмистой, богатой озерами, местами заболоченной, лесистой равниной. Гряды моренных холмов опоясывают массив, располагаясь и на его предгорьях.

Рельеф Луяврурта резко расчлененный. Еще В. Рамсей (Ramsay u. Hackman, 1894) указывал, что Луяврурт надо рассматривать как единое прежде плато, понижающееся в восточном направлении, расчлененное долинами на отдельные платообразные или пологие куполообразные вершины.

Внешние склоны Луяврурта сравнительно пологие, причем южные и восточные обычно круче, чем северные и западные, что было подмечено В. Рамсеем (Ramsay u. Hackman, 1894) и подтвердилось дальнейшими исследованиями. Внутренние склоны гор к долинам и циркам обычно крутые, часто обрывистые. Ряды обрывистых карнизов, или уступов, сложенных твердыми породами, чередуясь с пологими терасками, прослеживаются на внешних склонах массива, выделяясь уже издали в виде темных и светлых полос, заметных как на пологих участках, так и на обрывах.

Главные вершины массива — горы Аллуайв, Кедыквырпахк, Ангвундасчорр, Сенгисчорр, Парга — расположены в северо-западной и западной частях массива и имеют близкие абсолютные высоты (1132—1051 м). Плато Маннепахк, Страшемпахк, Куйвчорр и Карнасурт поднимаются до высот 780—970 м. Вершины гор в южной и восточной частях массива — Энгпор, Суолуайв, Нинчурт, Пункаруайв, Куамдеспахк, Апуайв и Вавнбед — лежат в пределах 613—880 м.

Водораздел между бассейнами Белого и Баренцева морей, т. е. главный водораздел Кольского полуострова, проходит через массив, но не по главным его вершинам, а несколько смещаясь от них к востоку.

Разделяя бóльшую часть массива на две почти равные части, от его центра с запада на восток вытягивается обширная долина оз. Сейдъявр (рис. 1). На западных склонах массива ей отвечают широтные долины речек Тавайок, Сенгисйок и Азимут; в северо-восточной части массива расположена долина р. Вавнйок, также вытянутая в широтном направлении. Долины нескольких речек почти целиком (Киткуай, Куфтуай, Чивруай) или на значительном протяжении (Уэлькуай, Чинглусуай, Сейтуай, Метчисуай, Муруай) имеют северо-восточное направление. Долины (или отрезки долин), имеющие меридиональное направление, развиты в Луявруpте гораздо слабее. Все долины начинаются или в широких цирках, или на пологих понижениях среди плато. Они врезаются в глубь гор, превращаясь вскоре в типичный трог с круто вздымающимися обрывистыми стенками. Выйдя на предгорья массива, долины быстро теряются среди нагромождений моренных холмов, где с трудом прослеживается извивающееся русло водного потока. Часть долин сходится к впадине оз. Сейдъявр, обрамленной крутыми, скалистыми склонами. Долины ручьев часто представляют собой узкие ущелья, иногда образующие уступы вблизи устья («висячие долины»).

Цирки — типично альпийская форма рельефа — достигают в Луявруpте редкого совершенства (Буссен и Сахаров, 1964). Форма их в плане — сердцевидная, диаметр достигает 2 км, высота отвесных стен, внизу сменяющихся несколько более пологими склонами, а затем осыпями, 200—250 м. На дне, среди моренных холмов, лежат озера и снежники-перелетки, сохраняющиеся в узких ущельях и на затененных участках склонов.

Для Луявруpта типичны скульптурные формы рельефа, определяющие основные черты его орографии. Скалы грядами тянутся по склонам плато, придавая им ребристый терраспированный характер. Ребрышки и гребни, останцы и плоские выходы коренных пород встречаются на плато обычно на огромных пространствах, закрытых россыпями и местами задернованных. Аккумулятивный рельеф имеет подчиненное значение и развит только в зоне предгорий, в днищах широких долин и цирков, а также на равнине, окружающей массив. Но и здесь коренной рельеф как бы просвечивает сквозь наносы, определяя расположение моренных холмов, впадин, озер и долин, что особенно хорошо видно при изучении аэрофотоснимков. К аккумулятивным формам рельефа относятся моренные холмы и гряды, достигающие высоты 20—40 м, береговые валы озер и относительно ровные площади, покрытые перемытой мореной, озерными, флювиогляциальными и аллювиальными отложениями.

О глубине коренного ложа долин и цирков можно судить по данным вертикального электрозондирования (ВЭЗ), частично проверенного бурением. При этом установлено, что в центральных частях ряда цирков (например, цирков Раслака), в долинах озер Ильма и Сейдъявр, имеются продольные впадины коренного ложа, гораздо более узкие, чем современные днища долин и цирков. Эти впадины целиком заполнены рыхлыми образованиями, мощность которых достигает, по данным ВЭЗ и отчасти бурения, 60—100 м в цирках Раслака, превышает 90 м у выхода долины оз. Ильма из гор и составляет около 150 м на перемычке между озерами Сейдъявр и Луявр. Направление этих углублений совпадает с направлением современных долин, но максимум глубин не отвечает руслам современных потоков. Крупные озера — Умбъявр (150 м абс. выс.), Ловозеро (156 м абс. выс.), Сейдозеро (191 м абс. выс.) — лежат во впадинах коренного рельефа. Озера в цирках расположены в таких же впадинах, но отделены от долин моренными валами. Глубина оз. Умбъявр превышает 100 м, причем ось наибольших глубин располагается в его средней части и имеет юго-восточное направление. Глубина оз. Луявр невелика, не превышает 20—30 м, на нем часты острова, мели и подводные гряды

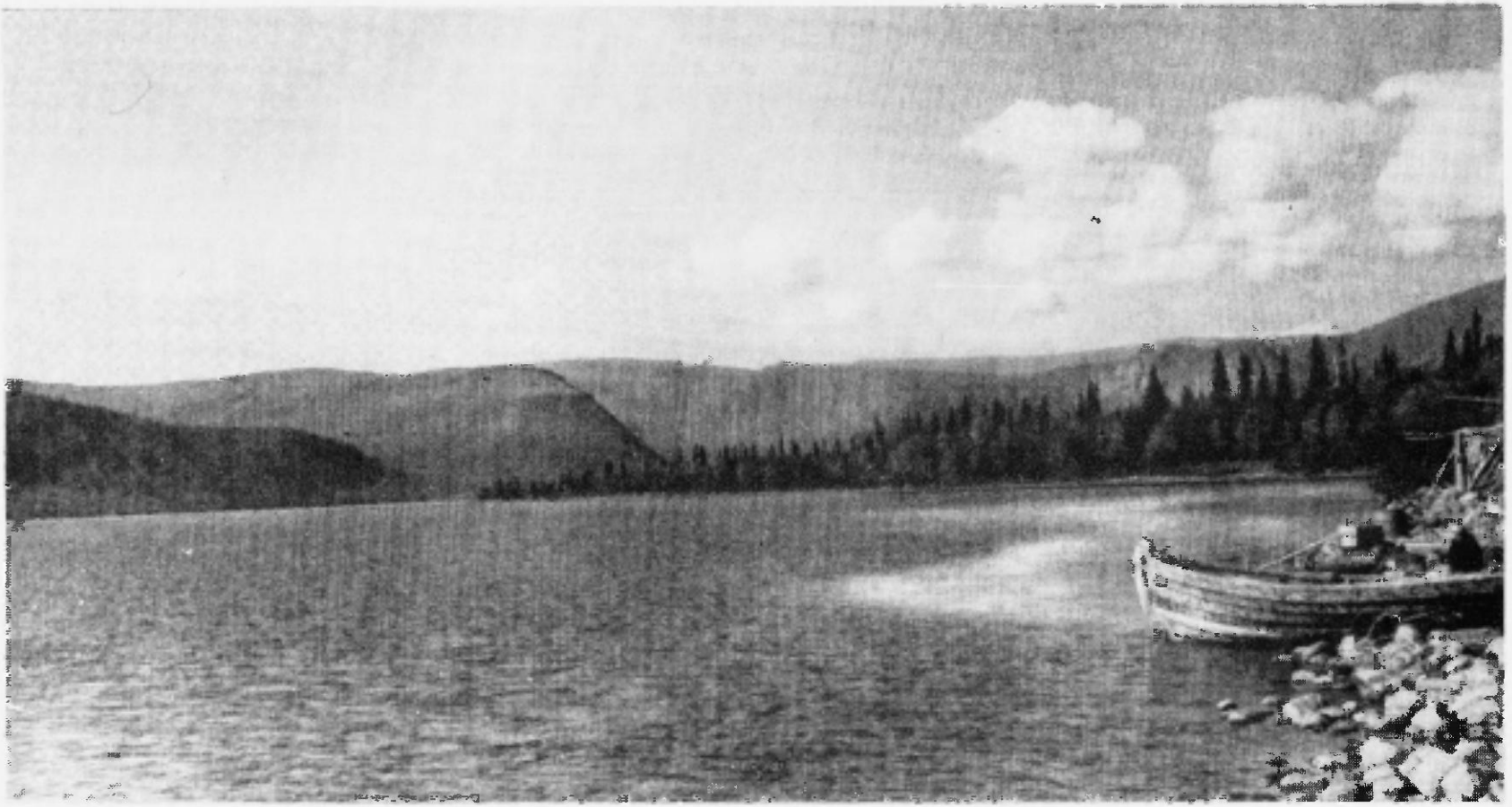
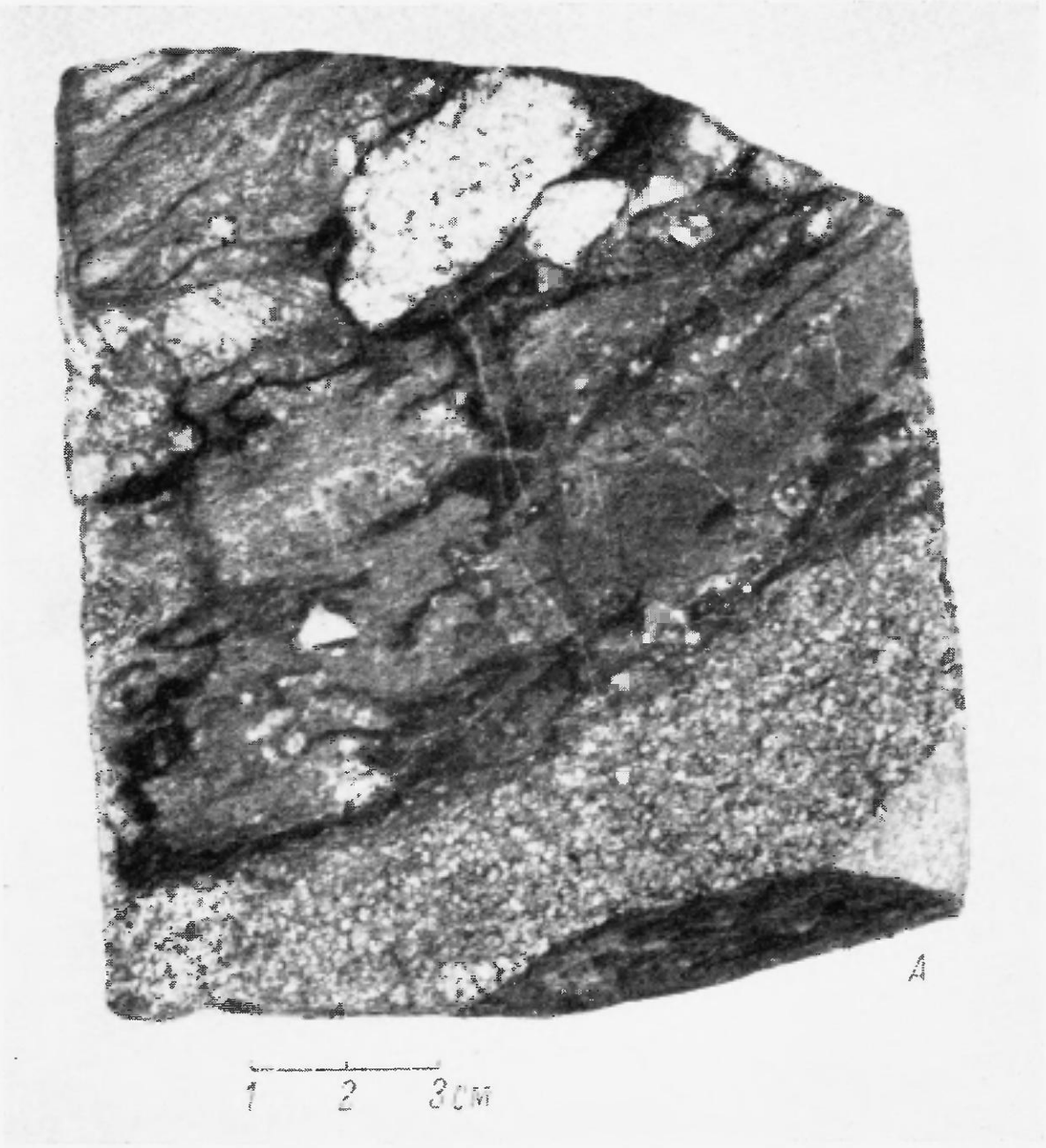


Рис. 1. Озеро Сейдъявр и плато центрального Луяврурта. (Фот. С. В. Икорского).



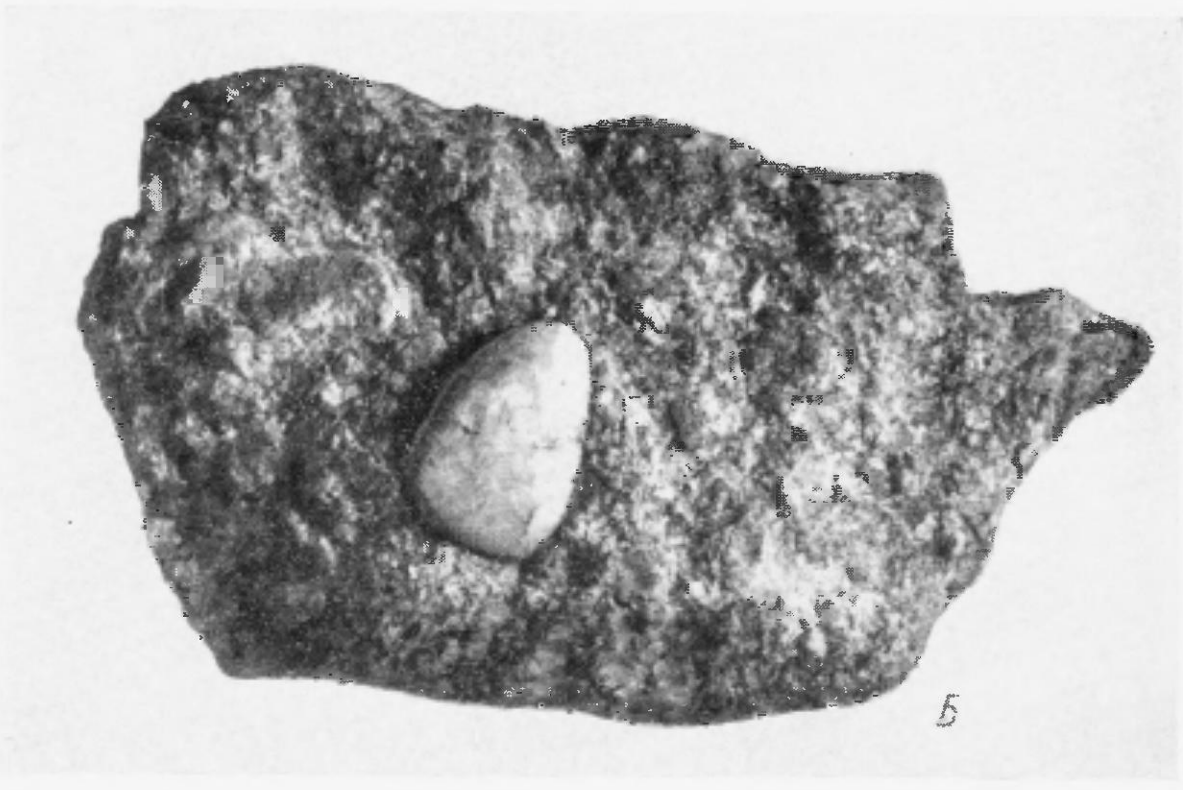


Рис. 3 (*к стр. 16*). Контакт гнейсов и осадочно-вулканогенной свиты.

А — гальки кварца и подстилающего гранита (пришлифовка штуфа с горы Киткньюн); *Б* — кварцевая галька в базальном конгломерате (натур. велич., гора Киткньюн).

(«корги»). Рельеф коренного ложа под озерами Умба и Луявр, а также к северу и югу от Луяврурта еще не изучен.

Горные речки Луяврурта имеют резко переменный дебит; значительная часть вод в долинах образует подрусловые потоки. Отмечаются также напорные трещинные воды в долинах, самоизливающиеся из скважин с глубины в несколько сот метров, т. е. большей, чем уровень оз. Умбъявр.

Горы Луяврурта безлесны и лишь местами покрыты покровом мха и лишайников. Лес в долинах поднимается до высоты 300—350 м, выше растут кустарники. Плато покрыты каменными россыпями — развалами глыб и валунами или, что реже, мелкоземом вместе со щебнем, дающим оплывины. Ниже обрывистых склонов, на крутых откосах, лежат осыпи и глыбы горных пород, иногда достигающие 5—10 м в поперечнике.

Обнажения коренных пород распределены в Луяврурте неравномерно. Обрывистые склоны долин и цирков дают сплошные разрезы, в то время как их днища, нижние части склонов, предгорья и значительная часть плато закрыты четвертичными и современными образованиями — элювиально-делювиальным покровом и мореной. Местами, в пониженных частях рельефа, распространены аллювий и отложения древних озер.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЛУЯВРУРТА

Сведения о строении Кольского полуострова и характеристика слагающих его толщ достаточно полно изложены в работах А. А. Полканова (1936) и Л. Я. Харитонова (Геология СССР, 1958). В. Рамсей первым указал на то, что Кольский полуостров является краевой частью Фенноскандии — крупного блока земной коры (Ramsay u. Hackman, 1894). Участки, сложенные архейскими и протерозойскими образованиями, вытягиваются с северо-запада на юго-восток. Зона, в которой располагаются заведомо герцинские щелочные интрузии Хибин, Ловозера, Контозера, а также Малого Ковдора, имеющего, по Н. А. Волотовской (1958), тот же возраст, пересекает под острым углом направление главнейших докембрийских структур. В этой зоне, кроме более древних образований, развиты породы ловозерской свиты. Длинные оси Хибинского и Ловозерского щелочных интрузивов, ориентированные почти в широтном направлении, расположены кулисообразно, со смещением к северо-востоку.

Кольский полуостров имеет мозаичное строение. Направление расколов отмечается гидрографической сетью, как было показано Г. Д. Рихтером (1936). Однако такие расколы лишь иногда служили путями движения эруптивных масс при их подъеме к поверхности земли. На Кольском полуострове и непосредственно прилегающей к нему с запада территории Фенноскандии отчетливо выделяются две пары направлений расколов. Наиболее резко выражены расколы северо-западного простирания и сопряженные с ними расколы северо-восточного простирания. На всей площади Кольского полуострова они располагаются примерно вдоль и поперек простирания докембрийских складчатых структур.

Два других сопряженных направления расколов проявились только в отдельных местах, но иногда очень резко. Это меридиональные и менее отчетливые широтные расколы.

Все отмеченные направления расколов были заложены еще в догерцинское время. В положении ограничений герцинских щелочных интрузивов (Хибинского и Ловозерского) широтное направление расколов преобладает над меридиональным, что отразилось и на форме горных массивов: для Хибин отношение длины к ширине равно 1.24, для Луяврурта — 1.18. Широтные стороны обоих массивов в плане более ровные, чем меридиональные; последние ступенчаты и выпуклы к западу. С широтными осями обоих массивов совпадают наибольшие долины (речки Гульи — в Хибинах и Сейдозера — в Луяврурте). Герцинский диастрофизм выразился не только в появлении интрузий щелочной магмы, но и в создании

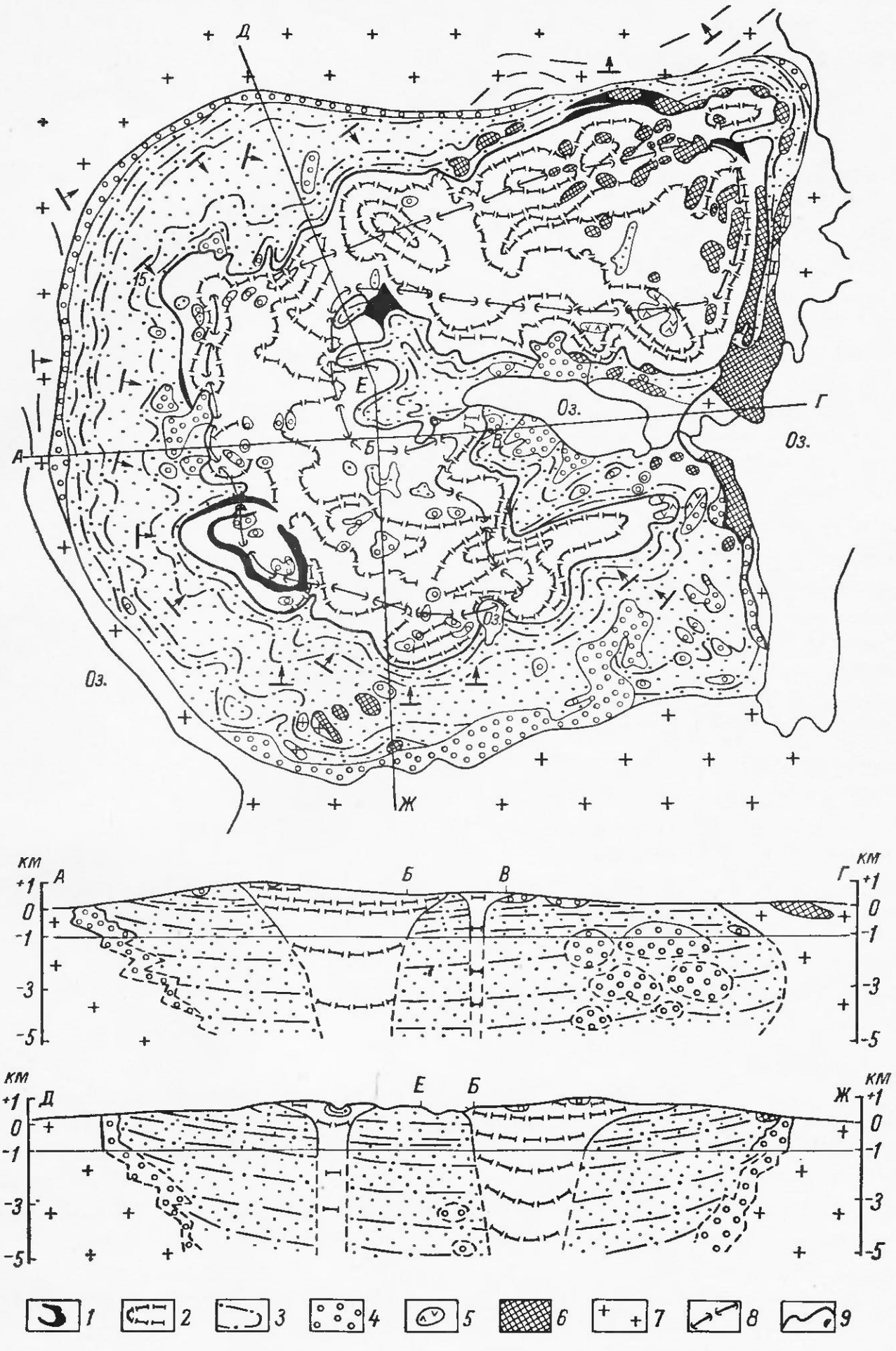


Рис. 2. Ловозерский щелочной массив. (Геологическая схема).

Карбон. Щелочные породы: *1* — ловозерито-мурманитовые порфировидные луявриты (V группа), *2* — эвдиалитовые луявриты (IV группа), *3* — луявриты—фойяиты—уртиты (III группа), *4* — пойкилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты (II группа) и брекчия этих пород в породах III группы, *5* — метаморфизованные щелочные породы (I группа); девон—карбон: *6* — ловозерская осадочно-вулканогенная свита; архей (и протерозой?): *7* —гнейсы, гранито-гнейсы, граниты, метаморфические сланцы, кварциты, амфиболиты; *8*—границы ареала прорыва; *9*—контакты щелочного массива. Разрезы глубже 1 км построены с учетом геофизических работ Г. Н. Шаблинского, поэтому границы в этой части даны *пунктиром*.

новых структурных элементов в общей тектонике Кольского полуострова. Почти широтное направление этих структурных элементов (разломов в гнейсах и в щелочном массиве, близких к широтному простиранию слоев в складках осадочной ловозерской свиты) нарушало прежние структуры. Нарушало эти структуры и само появление новых щелочных массивов, возникших на разломах, глубина заложения которых должна быть больше, чем глубина поверхности Мохоровичича, равная, по Г. Д. Панасенко (1963), почти 25 км под Хибинами и 40—42 км — под толщей гнейсов.

Ловозерский щелочной массив располагается в толще гнейсов, вблизи их границы с палеозойской осадочно-вулканогенной ловозерской свитой (рис. 2). Он сложен разнообразными нефелиновыми сиенитами и близкими к ним породами. Коренные породы на значительных площадях прикрыты плащом рыхлых отложений.

В плане контур выхода щелочных пород Ловозерской интрузии близок к положению подножия горного массива. Окружающая его равнина развилась на сильно дислоцированных гнейсах, состоящих из нескольких пачек разного возраста и разного происхождения, включающих залежи амфиболитов и мелкие массивы ультраосновных пород.

Осадочно-вулканогенные породы ловозерской свиты, смятые в складки, известны в виде ксенолитов в теле щелочного массива и остатков кровли в его краевых частях. Аналогичные образования встречены и северо-восточнее Луяврурта, в районе Контозера (Кириченко, 1957, 1962), а также в Хибинах (Ramsay, 1899; Елисеев, Ожинский, Володин, 1939).

Контакт между гнейсами и осадочно-вулканогенной свитой стратиграфический (Влодавец, 1933; Буссен и Сахаров, 1958а). Н. А. Елисеев (Елисеев и Федоров, 1953) расценивает его как тектонический, однако существование прослоя конгломерата, точнее, песчаника с гальками, на поверхности соприкосновения гнейсов и песчаника (рис. 3, *А*, *Б* — *см. вкл. к стр. 13*) доказывает справедливость суждений В. И. Влодавца. Контакт щелочного массива с вмещающими породами везде эруптивный (Елисеев и др., 1938; Елисеев и Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958а).

ТОЛЩИ, ВМЕЩАЮЩИЕ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ

Свита гнейсов

Гнейсы, окружающие Ловозерский массив, относятся к архею (Полканов, 1936); та же оценка их возраста (gn_1A_1) сохранена и в «Геологии СССР» (1958). Они объединены в нерасчлененный комплекс гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов с подчиненными пироксеновыми и амфиболовыми разновидностями. Существование в интенсивно дислоцированной толще гнейсов вблизи Ловозерских тундр пачки силлиманитовых сланцев, разведанных в 1936—1941 гг. С. Д. Покровским, и железистых кварцитов (данные С. Н. Пегова и В. И. Лемеца) дает право предполагать для части этой толщи верхнеархейский или нижнепротерозойский возраст (Геология СССР, 1958). Н. А. Островская относит силлиманитовые сланцы к червуртской свите кольской серии (Pt_1Cp).

Естественные обнажения гнейсов у Ловозерских тундр немногочисленны. Они встречены на западных предгорьях горы Аллуайв — выходы шириной в несколько метров и длиной с перерывами до 50 м; к югу от ручья Азимут широкой полосой у верхней границы леса на протяжении более чем 1 км; против долины ручья Ангвундасйок на расстоянии 0.5 км от оз. Умба; у северных предгорий горы Пьялкимпор, на северо-востоке массива у подножия горы Вавнбед и в лесу южнее р. Вавнйок; у юго-

восточных склонов горы Пункаруайв и к югу от горы Суолуайв. На большей части предгорий гнейсы закрыты ледниковыми отложениями.

Буровыми скважинами и горными выработками гнейсы вскрыты вдоль всего западного-северо-западного и значительной части северного края массива, от ручья Киткуай до горы Карнасурт, и далее до восточного склона горы Вавнбед. На юго-востоке массива гнейсы вскрыты скважинами у берега озера Луявр. На северных предгорьях, у подножия горы Пьялкимпор, ниже естественных выходов, гнейсы, чередующиеся с силлиманитовыми сланцами, пересечены буровыми скважинами, пройденными С. Д. Покровским в 1936—1941 гг.

Ксенолиты гнейсов в теле щелочного массива отмечены в ряде мест на небольшой высоте.

Чаще обнажения гнейсов известны на расстоянии 5—8 км от массива, в понижениях рельефа среди озер и болот (выходы у юго-западного края оз. Луявр — в губе Кверкис-Лухт близ устья р. Сары, к востоку от Пунчозера, у пос. Ревда), а также на вершинах холмов, например севернее пос. Ревда.

Площади, занятые гнейсами (см. вкладку), показаны на основании сопоставления данных естественных и искусственных обнажений с планшетами аэрофотосъемки и результатами геофизических (магнитометрия) работ Ю. И. Артемьева в 1956—1957 гг.

Сведения о составе и строении толщи гнейсов ограничены вследствие плохой ее обнаженности. Сложность строения и разнообразие пород еще больше затрудняют исследования и корреляцию изученных разрезов.

В составе толщи гнейсов вблизи Луяврурта известны плагиоклазовые и олигоклазомикроклиновые гранито-гнейсы, диорито-гнейсы, олигоклазовые гранито-гнейсы, силлиманито-кварцевые и андалузито-кварцевые сланцы, кварциты, амфиболиты и магнетитовые сланцы. Разделение свиты гнейсов на разновидности и выделение площадей, занятых ими, удается произвести далеко не всегда.

Преобладают массивные и слоистые олигоклазовые гранито-гнейсы, распространенные на северо-западной, западной и юго-западной окраинах Луяврурта. Между массивными и слоистыми разновидностями отмечаются переходы, такие же как между ними и двуслюдяными и олигоклазо-микроклиновыми гранито-гнейсами. Состав плагиоклаза в гнейсах меняется от олигоклаз-альбита до андезина. Амфиболовые и биотитовые гнейсы, выделенные у южных предгорий массива, по данным А. С. Сахарова, также связаны переходами с олигоклазовыми гнейсами. С последними связаны переходами и неявнослоистые диорито-гнейсы, содержащие диопсид вместо биотита. На северо-восточных предгорьях Луяврурта отмечены крупнозернистые олигоклазовые гнейсо-граниты аплитового состава и микроклиновые граниты, нанесенные на карту по данным С. Д. Покровского и А. В. Ванидовской. Здесь же встречены и пластовые залежи амфиболитов.

Гнейсы представляют собой светло-серые или розовато-серые породы, более темные при увеличении содержания биотита, иногда со слоистостью, выраженной чередованием слоев, то более, то менее обогащенных темноцветными компонентами. В неявнослоистых серых диорито-гнейсах наблюдаются параллельные полоски, сложенные зернами кварца.

Гнейсы смяты в складки, местами в них появляется плойчатость. Простирание осей складок различное. На северо-запад от массива, севернее пос. Ревда, оно преимущественно северо-западное при крутом (до 90°) падении пород. Горки севернее пос. Ревда, сложенные гнейсами, отвечают выходам оси небольшой синклинали. Вдоль северного края массива установлено постепенное изменение широтного простирания гнейсов, у западного края горы Пьялкимпор, с падением на север под

углом 45—50° на северо-восточное, также с крутыми углами падения, в обнажениях близ горы Вавнбед.

На восточной стороне массива, вблизи горы Апуайв, в гнейсах и диорито-гнейсах отмечено северо-северо-западное простирание (азимут 345°) и крутое (угол 60—70°) падение на восток-северо-восток, а также северо-восточное простирание (азимут 47—50°) с падением на юго-восток под углом 70—75°. У подножия горы Пункаруайв гнейсы имеют почти меридиональное простирание и крутое, до вертикального, падение. На юго-западном побережье оз. Луявр определено северо-западное простирание осей складок при крутом падении слоев. У подножия горы Аллуайв отмечается широтное простирание и крутое падение; у западного подножия горы Ангвундасчорр — устойчивое меридиональное простирание с падением на восток под углом 55—60°. В двух обнажениях крупных ксенолитов гнейсов на горе Киткньюн (Влодавец, 1933), из которых западное ранее считалось уже экзоконтактной зоной, отмечается устойчивое северо-восточное простирание при северо-западном падении. Подобные гнейсы встречены и на противоположном берегу Умбозера.

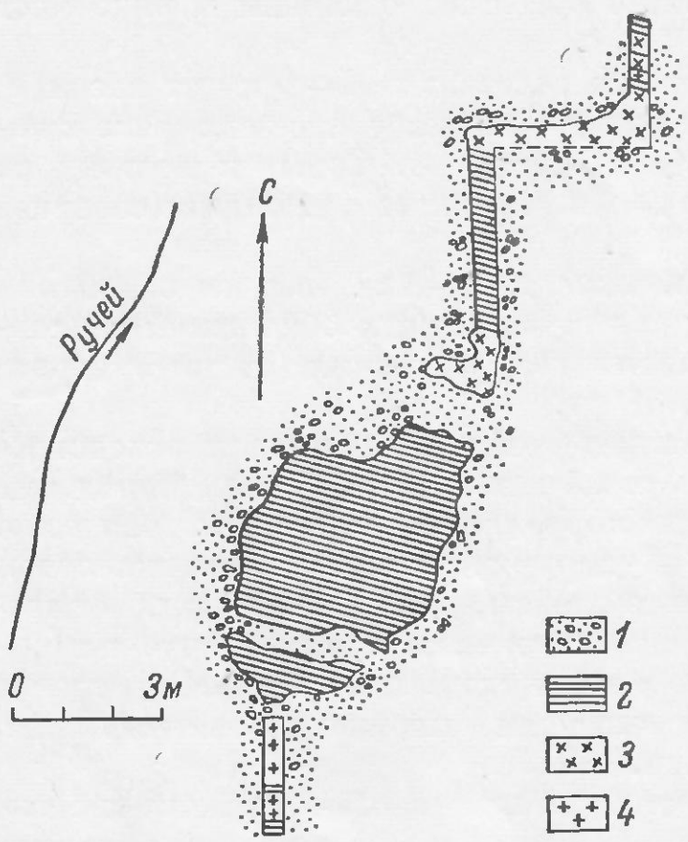


Рис. 4. Переслаивание гранито-гнейсов, гнейсов и сланцев. Подножие горы Пьялкимпор. (План).

1 — осыпь; *2* — андалузито-кварцевые и силлиманито-кварцевые сланцы; *3* — массивные гранито-гнейсы; *4* — слоистые гранито-гнейсы.

Внезапные изменения простирания осей крутопадающих складок в олигоклазовых гранито-гнейсах западной окраины Луяврурта дают основание предполагать существование глыбовых разломов и смещение отдельных глыб, причем участки с постоянным положением осей складок, вероятно, принадлежат одной и той же глыбе.

Вдоль западной границы Луяврурта намечается по меньшей мере четыре таких глыбы: первая, расположенная севернее щелочного массива, с северо-западным простиранием осей складок; вторая — на западном склоне горы Аллуайв, с широтным их простиранием; третья — вблизи западных склонов горы Ангвундасчорр, с меридиональным простиранием и последняя — у горы Киткньюн, с северо-западным простиранием осей складок.

Силлиманито-кварцевые сланцы на схеме нанесены по данным С. Д. Покровского. На северном склоне горы Пьялкимпор, у ее подножия, вблизи контакта со щелочным массивом олигоклазовые гранито-гнейсы и слоистые гнейсы переслаиваются с силлиманито-кварцевыми сланцами (рис. 4); мощность отдельных слоев сланцев достигает 1—2 м. В 0.5 км к северу от массива мощность пачек сланцев, по С. Д. Покровскому, достигает 10—50 м, причем сланцы многократно чередуются с гнейсами. Сланцы — неявнослоистые, среднезернистые, белые, розоватые или зеленоватые; в них среди зерен светлых силикатов видны вкрапленники апатита. На контакте со щелочным массивом сланцы изменяются, обогащаясь альбитом, и, что особенно характерно, — нарсарсукитом. Такие же сланцы отмечены восточнее, у северного подножия горы Вавнбед, в сере-

дине лога, идущего по контакту между щелочными породами и гнейсами. Силлиманитовые сланцы среди гнейсов на расстоянии около 40 км к северо-западу от массива обнаружил и разведал С. Д. Покровский в 1938 г.

На северном склоне горы Пьялкимпор в ксенолитах в теле щелочного массива А. В. Ванидовской в 1935—1936 гг. были найдены кварциты, которые отнесены также к свите гнейсов на основании сходства степени их метаморфизма с метаморфизмом кварцево-силлиманитовых сланцев. Н. А. Елисеев (Геология СССР, 1958) эти кварциты причислял к ловозерской свите.

Кварциты отмечены в двух ксенолитах. Площадь западного — около 0.2×0.4 км; восточного, оконтуренного в 1958 г. П. Л. Румянцевой, — несколько меньше. Простирание пород в западном включении широтное, падение на юг под углом 20°. А. В. Ванидовская отмечала и северное падение под тем же углом. Рассматриваемая серия пород состоит почти исключительно из сильно измененных кварцитов с тонкими прослоями (10—15 см) кордиерито-андалузитовых роговиков. Общая мощность серии не установлена. Вероятно, что до щелочной интрузии данные породы представляли собой кварциты с прослоями глинистых сланцев. Сейчас эти породы имеют светло-серый или серый цвет, они тонкозернисты, содержат зерна турмалина и всегда ороговикованы, причем в них развиваются эгирин, щелочной амфибол, альбит, слюды и т. д.

Породы серии кварцитов в рассматриваемых обнажениях граничат с туфобрекчией пикрит-порфиритов и авгитовых порфиритов в андезитовом цементе. Характер взаимоотношений эффузивов и кварцитов неясен, так как по их контакту проходит жила щелочного пегматита.

Полоса магнетитовых сланцев севернее массива намечена по данным магнитометрии; она тянется в северо-северо-западном направлении. Магнетитовые сланцы (типа железистых кварцитов), подобные оленегорским, обнаружены Ю. И. Артемьевым при магнитометрических работах, проверены В. Н. Басмановым шурфовкой, а затем и С. Н. Пеговым при бурении скважины в 5 км севернее пос. Ревда.

Кроме уже перечисленных пород, в толще гнейсов вблизи Луяврурта известны жилы зеленых метаморфизованных кристаллических пород — кварцевых диабазов, сходных с «имандритами», описанными Н. Г. Кассиным (1923) и И. С. Ожинским (Елисеев, Ожинский и Володин, 1939) из северо-западных предгорий Хибин. Такие жилы отмечены в обнажениях гнейсов к западу от подножия горы Ангвундасчорр, у гор Пьялкимпор и Апуайв, в буровой скважине западнее горы Аллуайв. Время образования этих диабазов не известно, но по аналогии с породами района станции Имандра их можно относить к протерозою.

Ультраосновные породы, залегающие в толще гнейсов, образуют сравнительно небольшие тела состава оливинитов—перидотитов—пироксенитов. На карте-схеме (см. вкладку) они нанесены по данным А. В. Ванидовской, С. Д. Покровского и нашим наблюдениям. Эти мелкие тела представлены (с запада на восток) серпентинитом у подножия горы Пьялкимпор, серпентинизированным перидотитом — ближе к оз. Пальга, сложным плутоном амфиболовых перидотитов-пироксенитов у северо-западного подножия горы Вавнбед (Буссен, Колесникова и Померанцева, 1960). При гравиметрических работах Г. Н. Шаблинскому удалось обнаружить крупный сложный массив ультраосновных и щелочных пород. Он расположен вблизи устья речки Курга (уже за пределами нашей схемы, в 7—8 км северо-восточнее Ловозерских тундр).

При бурении здесь и на западном берегу Луявра пересечены пироксениты, перидотиты, оливиниты и секущие их породы типа сиенитов и монцонитов, а также отдельные жилки щелочных пород. Бóльшая часть этого массива скрыта под водами оз. Луявр.

Оливиновые пироксениты интрузии Кургайоки обогащены титаном и в этом отношении сходны с ультраосновными породами Африканды. Ультраосновные породы массива у подножия горы Вавнбед напоминают породы Мончи, но отличаются от них первичным коричневым амфиболом, зерна которого пойкилитово включает в себя оливин (Буссен, Колесникова и Померанцева, 1960). Подобные породы известны только вблизи Мариупольского массива щелочных пород (Айнберг, 1933). Геологическое положение этих ультраосновных массивов, их форма и точные размеры, взаимоотношения с вмещающими толщами пока остаются неустановленными. Известно, что они моложе гнейсов, но древнее щелочных пород Курги и нефелиновых сиенитов Луяврурта. По сведениям Г. П. Колесникова, возраст массива Кургайоки определяется как каледонский.

ЛОВОЗЕРСКАЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ СВИТА

Выделение осадочно-вулканогенной палеозойской свиты в самостоятельную геолого-структурную единицу произведено при работах 1936—1938 гг. (Елисеев и др., 1937). Наименование «ловозерская свита» дано Н. А. Елисеевым, и впервые оно встречается в ч. I т. XXVII «Геологии СССР» (1958).

Принадлежность сравнительно слабо метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, известных в пределах Ловозерского массива, к палеозою — верхнему девону или нижнему карбону — установлена на основании определения А. Н. Криштофовичем (1937) растительных остатков, найденных А. В. Ванидовской, Л. В. Калафати, С. Д. Покровским и В. А. Унксовым в ксенолитах туфогенных сланцев в северо-восточной части массива (Елисеев и др., 1937). А. Н. Криштофович определил здесь *Psygmophyllum* sp., *Williamsoni* Natharst, *Archaeopteris* sp, *Rhachiopteris* sp. Эти определения позднее подтверждены изучением образцов из коллекции геологов Кольского филиала АН СССР. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы встречены также в 65—70 км северо-восточнее Луяврурта, в районе Контозера и описаны Л. А. Кириченко (1957, 1962). На основании сходства облика этих пород, степени их метаморфизма и петрографических данных С. Д. Покровский и А. С. Сахаров после ознакомления с коллекцией Л. А. Кириченко считают возможным отнести их к ловозерской свите, хотя полной корреляции пока и не произведено. Е. К. Фандерфлит (Кириченко, 1962) изучены выделенные из осадочных пород района Контозера споры растений, среди которых найдены *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* (Waltz) Naum., *Simozonotriletes subintortus* (Waltz) Naum., *Leiotriletes platirugosus* (Waltz) Naum., *Trematozonotriletes variabilis* var *valleculosus* (Waltz) Naum. и неопределимые до вида споры родов *Leiotriletes* Naum и *Euryzonotriletes* Naum., характерные для нижнекарбоновых отложений, что позволяет уточнить возраст ловозерской свиты.

До находки отпечатков флоры большинство исследователей относило осадочно-вулканогенные породы Ловозерского массива к протерозою, причисляя их к свите имандра-варзуга, несмотря на указание В. Рамсея (Ramsay u. Hackman, 1894) о принадлежности данных пород к периоду девон—карбон. Основанием для такого заключения В. Рамсею служила аналогия этих образований с палеозойскими толщами других районов Фенноскандии. Весьма вероятно, что среди метаморфических толщ, относимых к свите имандра-варзуга, отдельные пачки принадлежат к палеозою. Песчаники и сланцы, сходные с ловозерскими, известны на северо-западе и юго-востоке Хибин в виде ксенолитов в щелочных породах и участков в экзоконтактной зоне. Подробно они не изучены,

но, вероятно, относятся к ловозерской свите (Геология СССР, 1958). Не исключена возможность, что под болотами и озерами депрессии северо-восточнее Луяврурта также можно встретить палеозойские породы.

Породы ловозерской свиты — песчаники, алевролиты, ороговикованные филлиты, глинистые, мергелистые и туфогенные сланцы, основные эффузивы, туфы и туфобрекчии — имеют ограниченное распространение в пределах Ловозерского массива. Их выходы редко достигают значительных размеров, составляя обычно сотни и тысячи квадратных метров, реже — квадратные километры. Породы ловозерской свиты наиболее часты в кровле и краевых частях массива, а также на склонах гор к оз. Сейдъявр и вблизи его, где в виде мелких ксенолитов встречаются почти повсеместно. Н. А. Елисеев (Елисеев, 1946; Елисеев и Федоров, 1953; Геология СССР, 1958) в эту же свиту включает кварциты и силлиманито-кварцевые сланцы, выделяемые нами при описании гнейсовой толщи и относимые к докембрию, а также метаморфизованные щелочные породы, которые мы объединяем с остальными щелочными породами Ловозерского массива, рассматривая их как результат первой (наиболее ранней) эруптивной фазы проявления щелочного магматизма.

Отпечатки растений найдены в туфогенных сланцах. В песчаниках и алевролитах, а также в согласно залегающих с ними на горе Киткньюн измененных мергелистых и глинистых сланцах органических остатков не обнаружено. Поэтому более точное определение их возраста пока отсутствует, но по сходству условий залегания и степени метаморфизма эти породы объединены с заведомо палеозойскими туфогенными сланцами. Все породы ловозерской свиты значительно изменены под воздействием щелочной интрузии (ороговикованы и т. д.). В ряде случаев установить первоначальный характер пород невозможно, так как роговики, произошедшие за счет глинистых и туфогенных сланцев, могут быть чрезвычайно сходны.

Породы ловозерской свиты (D_3—C_1) налегают на размытую, неровную поверхность гнейсов; их разрез начинается базальным конгломератом.

Измененные аркозовые песчаники, алевролиты, ороговикованные сланцы, биотито-диопсидовые роговики. Все эти перечисленные породы известны только на горе Киткньюн, где ими сложена часть крупного ксенолита, зажатого среди щелочных пород (Буссен и Сахаров, 1966). Осадочные породы в этом ксенолите контактируют с гнейсами. Ширина ксенолита около 90 м, длина по азимуту 120° более 200 м, причем в северо-западном направлении элювиальная осыпь гнейсов, песчаников и сланцев, слагающих ксенолит, пересекая склон, прослеживается еще не менее чем на 400 м. Из общей ширины обнажения 70 м приходится на осадочные породы, 20 — на гнейсы. Простирание плоскости гнейсификации северо-восточное, азимут 47°, падение к юго-востоку, угол 70—75°. Поверхность контакта осадочных пород с гнейсами неровная, падающая в общем к северо-востоку под углом 60—70°. Непосредственно по контакту располагается песчаник, за ним — конгломерат. Слой песчаника имеет мощность 0.15—0.30 м, слой конгломерата — 0.07—0.20 м. Песчаник у поверхности гнейсов обогащен зернышками титано-магнетита, местами — биотитом и углистым веществом. В нем содержатся гальки, частично хорошо окатанные, частично угловатые, следующего состава: гранито-гнейс, подстилающий песчаник, кварц, серый мелкозернистый гранит, серый гнейс. Гальки распределены неравномерно, их объем не превышает 25—30% объема породы. Песчаник полимиктовый, разнозернистый, состоящий из округлых зернышек кварца, менее окатанных полевых шпатов, обломков и зернышек сфена, пироксенов, листочков биотита. Цемент песчаника и конгломерата кварцево-диопсидовый, с углистым веществом и светлым слюдистым ми-

нералом. Далее вновь располагается песчаник, становящийся более мелкозернистым и на расстоянии 1 м от контакта сменяющийся черным алевролитом. Мощность этого слоя 1—2 м; в нем вдоль слоистости располагается жила пикрит-порфирита мощностью до 1 м. Алевролит перекрыт слоем конгломерата с неровными ограничениями, состоящего из слабо окатанных, довольно крупных обломков сланцев и роговиков, таких же и более мелких, хорошо окатанных галек серых гранитов, гнейсов и кварца. Цемент конгломерата — полимиктовый песчаник; в его составе — округлые зернышки кварца, обломки полевых шпатов, актинолит со слюдой, хлоритом, сфеном и рудными минералами. Еще дальше от контакта залегают чередующиеся слои сланца, алевролита и песчаника (Буссен и Сахаров, 1966).

Простирание осадочных пород юго-восточное, азимут 115—120°, падение северо-восточное, под углом 70°. С. В. Икорским в этом обнажении обнаружены мелкие складки, оси которых располагаются под углом около 45° к простиранию пород.

На волнистой поверхности гнейсов удается различить следы древней коры выветривания: узкую зону каолинизации и пелитизации пород, сопровождающуюся обесцвечиванием биотита.

Характер границ пород, состав и структура осадков непосредственно у границы с гнейсами, отсутствие катаклаза в гнейсах и перекрывающих их породах, реликты древней коры выветривания, заметные на поверхности гнейсов и вдоль залеченных трещинок в этих породах, позволяют присоединиться к мнению первого исследователя уникальных обнажений горы Киткньюн — В. И. Влодавца о нормальном стратиграфическом контакте гнейсов и ловозерской осадочно-вулканогенной свиты, причем нижний слой конгломерата следует рассматривать как базальный.

Осадочно-вулканогенные сланцы и туфосланцы, частично ороговикованные, развиты в районе оз. Сейдъявр и, возможно, располагаются среди основных эффузивов в северной части Луяврурта. Эти сланцы залегают согласно с глинистыми сланцами, часто представляя собой биотито-диопсидовые роговики.

В нижней части южного склона горы Куамдеспахк имеются две крупные глыбы пород ловозерской свиты — западная и восточная. В западной глыбе, в разрезах по юго-западному склону горы Куамдеспахк, по Сланцевому ручью, общая ширина выходов сланцев составляет более 100 м, простирание слоев около 140—150°, падение на юго-запад под углом 75—85°. Сланцы смяты в изоклинальные складки, поэтому определить их истинную мощность нельзя.

Туфы, туфобрекчии и туфосланцы в обнажениях Сланцевого ручья, срезая восточную часть одной из складок северо-западного простирания, имеют несогласный контакт со сланцами (рис. 5).

Видимая мощность пачки туфов и туфосланцев в обнажениях восточнее Сланцевого ручья превышает 100 м. В этом месте слои поставлены «на голову». Их простирание азимут 325°, падение к юго-западу под углом 85°. Сами туфогенные сланцы также смяты в складки.

О с н о в н ы е э ф ф у з и в ы, и х т у ф ы и т у ф о с л а н ц ы. В эту серию входят пикрит-порфириты, авгитовые порфириты, туфы этих пород, олигофиры и олигоклазовые андезиты, туфосланцы основного состава и различные эруптивные брекчии, иногда сложного строения и разнообразного состава.

Туфогенные сланцы и туфы — темные, зеленовато-серые неявнослоистые породы, состоящие из обломков оливина, пироксена, плагиоклазов, авгитовых порфиритов, иногда пикрит-порфиритов и т. п. Восточная глыба палеозойских пород на горе Куамдеспахк сложена преимущественно туфами и туфогенными сланцами. На горе Куамдеспахк ширина их вы-

ходов вкрест простирания превышает 150 м. Простирание слоев азимут 80—100°; падение к северу под углом 34—60°. Истинные мощности не установлены, бóльшая часть глыбы закрыта.

Эффузивные породы нередко трудно отличить от пирокластических образований. Все породы этой серии известны только в виде ксенолитов в толще щелочного массива или плохо обнаженных участков — остатков кровли — у его контактов, поэтому внутреннее строение серии пока остается нерасшифрованным. В крупных обнажениях восточных предгорий горы Апуайв удалось в двух пересечениях установить строение разрезов авгитовых порфиритов, выделив ряд залежей различного облика и состава, располагающихся согласно.

Мощность однородных участков измеряется метрами, иногда долями метра; они прослеживаются в пределах всего обнажения, имеющего протяженность около 80 м. Простирание залежей юго-восточное, по азимуту

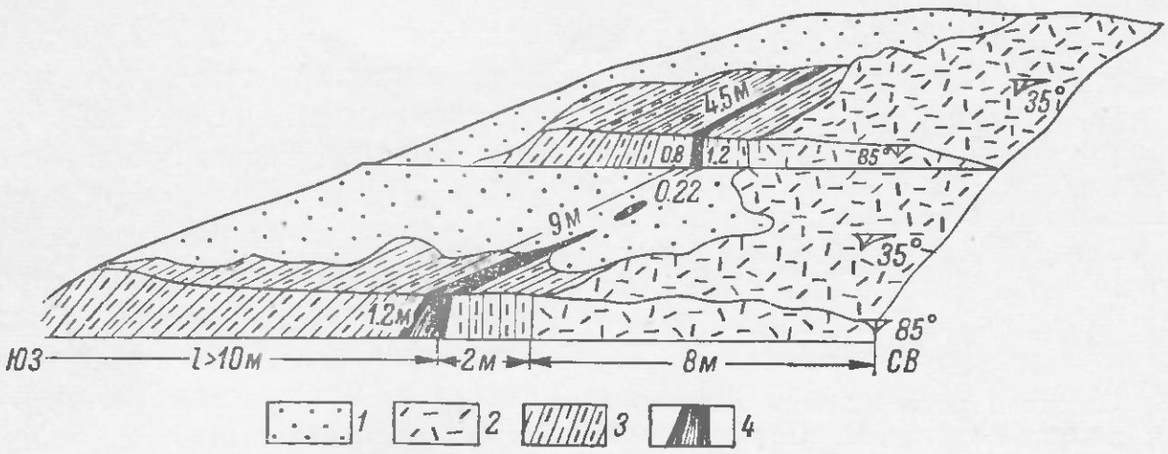


Рис. 5. Изоклинальная складка в сланцах и контакт с эффузивами. Гора Куамдеспахк, южный склон, Сланцевый ручей.

Справа — наклон склона. *1* — четвертичные отложения; *2* — эффузивы (преимущественно олигофиры); *3* — серые сланцы; *4* — черные сланцы.

110—130°, падение к северо-востоку и юго-западу, крутое, 70—80°, т. е. элементы залегания пород почти такие же, как и в районе Сейдъявра.

Авгитовые порфириты и их туфы являются наиболее распространенными породами в этой группе. Андезиты имеют подчиненное развитие. Именно авгитовые порфириты и их туфобрекчии слагают главную массу выходов основных эффузивов на предгорьях горы Апуайв и ее склонах к р. Вавнйок, на склонах гор Киткньюн, Страшемпахк, Карнасурт, Пьялкимпор и, по-видимому, на восточном склоне гор Нинчурт и Большой Пункаруайв. Андезиты встречаются среди авгитовых порфиритов и связаны с ними переходами; в естественных выходах обе эти разновидности часто различаются с трудом и не всегда разграничиваются. Н. А. Елисеев (Елисеев и Федоров, 1953) указывает на значительное распространение в ксенолитах южного обрыва горы Куамдеспахк и на горе Нинчурт трахитов и эссекситов. Нами в эффузивах юго-западного склона горы Куамдеспахк встречены лишь авгитовые порфириты, олигофиры, их туфы и туфосланцы. Близкие им породы встречены и в ксенолитах туфобрекчии на горе Нинчурт; эта туфобрекчия пересекается жилами нефелиновых сиенит-порфиров и ромбен-порфиров (рис. 6).

Все породы рассматриваемой группы в той или иной мере изменены воздействием щелочной интрузии. Особенно сильно изменена порода в мелких ксенолитах, нередко встречающихся группами (рис. 7).

Пикрит-порфириты — темные и черные, иногда с зеленоватым оттенком массивные породы, в которых даже невооруженным глазом удается

различить вкрапленники оливина. Структура — порфировидная, основная масса — панидиоморфнозернистая. Вкрапленники представлены оливином и клиноэнстатитом. Основная масса сложена клиноэнстатитом, биотитом и рудными минералами. Иногда присутствует апатит. Вторичные — серпентин, кальцит и рудный минерал. Отмечалось и образование бледно-зеленого пироксена по оливину. Вблизи контактов со щелочными породами возрастает количество апатита, биотита и появляется щелочная роговая обманка, затем — альбит и эгирин. Возникающие при этом роговики имеют гранобластическую структуру и состоят из биотита, рудного минерала, апатита, амфибола и эгирина.

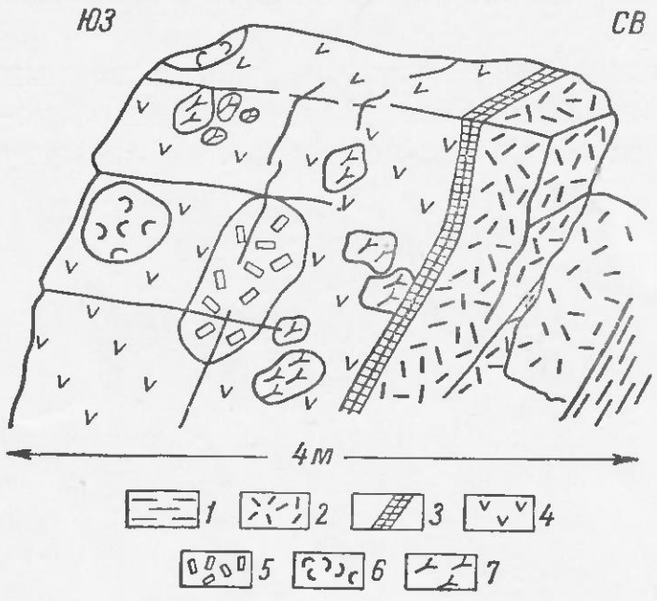


Рис. 6. Сложная брекчия: ксенолиты андезита и пикрит-порфирита в туфобрекчии авгитового порфирита. Гора Нинчурт, северный склон.

Справа — дайка нефелинового ромбен-порфира, за ней — луяврит III комплекс-плутона, включающий сложный ксенолит. *1* — луяврит; *2* — ромбен-порфир (дайка); *3* — эгириновая оторочка дайки; *4* — туфобрекчия авгитового порфирита; *5* — андезит; *6* — пикрит-порфирит; *7* — рассланцованные основные породы.

Авгитовые порфириты—темно-серые, зеленоватые, тонкозернистые массивные породы иногда с мелкими, едва различимыми простым глазом вкрапленниками пироксенов. В состав породы входят авгит, биотит, плагиоклаз, рудные минералы, амфибол. Щелочной метасоматоз приводит к образованию апатита, сфена, альбита, щелочного амфибола и эгирина.

Структура породы порфировая, основная ткань обычно лепидобластическая. Плагиоклаз относится к андезин-лабрадору. Амфибол принадлежит к ряду тремолит—актинолит.

Роговики, возникающие из авгитовых порфиритов, имеют состав тремолитового сланца, обогащенного апатитом и биотитом, иногда — эгирином. Авгитовые порфириты связаны переходами с андезитами.

Андезиты — темно-серые массивные породы без видимых вкрапленников пироксена. В их состав входят плагиоклаз, авгит, рудный минерал, биотит, амфибол, а также альбит и апатит, являющиеся вторичными образованиями. Структура андезитов порфировидная: крупные удлиненные лейсты плагиоклаза заключены в основной ткани, состоящей из мелких лейст плагиоклаза, авгита и рудных минералов. Структура основной массы — долеритовая. Плагиоклаз вкрапленников относится к андезину №№ 35—43; возможно, имеются и более основные вкрапленники.

Олигофиры — коричневые массивные породы с крупными вытянутыми вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаза до андезина №№ 15—35), светло-коричневыми с краев и белыми в середине. Размер вкрапленников достигает 10—12 см в длину при ширине до 1.5 см, их поперечные сколы напоминают неправильные ромбы. Тонкозернистая основная масса олигофиров состоит преимущественно из олигоклаза или альбит-олигоклаза и биотита; структура ее сходна с долеритовой. Структура всей породы в целом олигофировая.

Ловозерским олигофирам отвечают олигоклазовые ромбен-порфиры Норвегии (Хольтедаль, 1957). Разновидностью олигофиров являются породы, определенные как олигоклазовые андезиты. Это серые мелкозернистые массивные породы иногда с вкрапленниками олигоклаза. Состоят они преимущественно из альбит-олигоклаза, присутствуют биотит,



Рис. 7. Мелкие ксенолиты ультраосновных пород (*темные*) в рисчорритах II комплекс-плутона. Подножие горы Большой Пушкаруайв. (Фот. Я. А. Сахарова).



Рис. 8. Замки складок в туфосланцах ловозерской свиты. Гора Куамдеспахк, южные обрывы. (Фот. В. Ф. Казикина).



Рис. 9. Мелкая складчатость в сланцах ловозерской свиты. Обнажения горы Киткнюн. (Фот. С. В. Икорского).

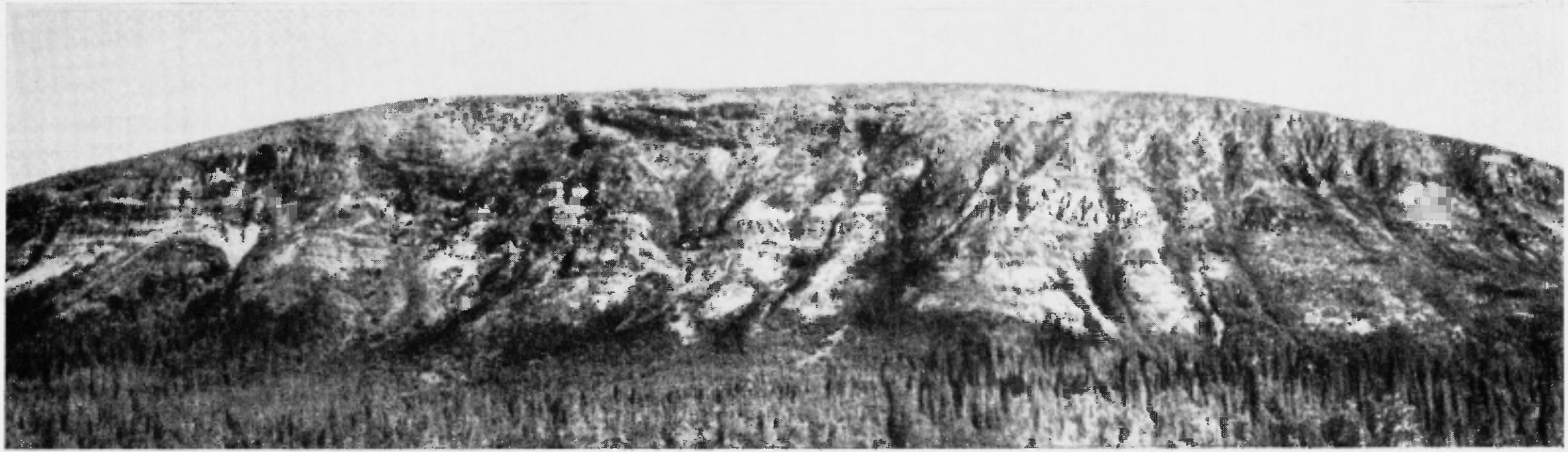


Рис. 10. Первичная расслоенность — чередующиеся слои луявритов (*темное*), фойяитов (*светлое*) и уртитов на южных обрывах горы Куамдеспахк.

Темные скалы вверху обрыва — эвдиалитовые луявриты.

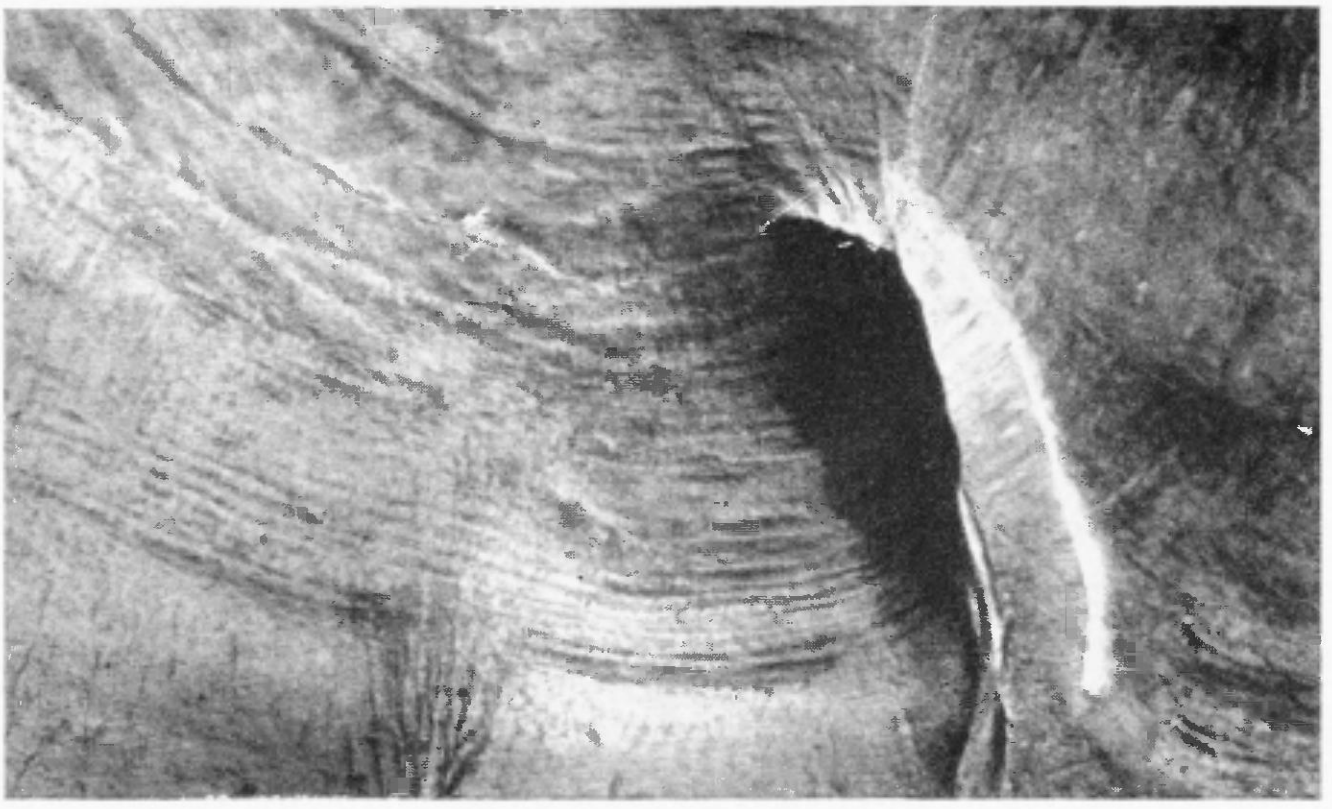


Рис. 11. Чередующиеся слои луявритов, фойяитов и уртитов III комплекса, образующие террасы на склонах массива. Ручей Аллуай течет прямо на запад. (Аэрофотосъемка).

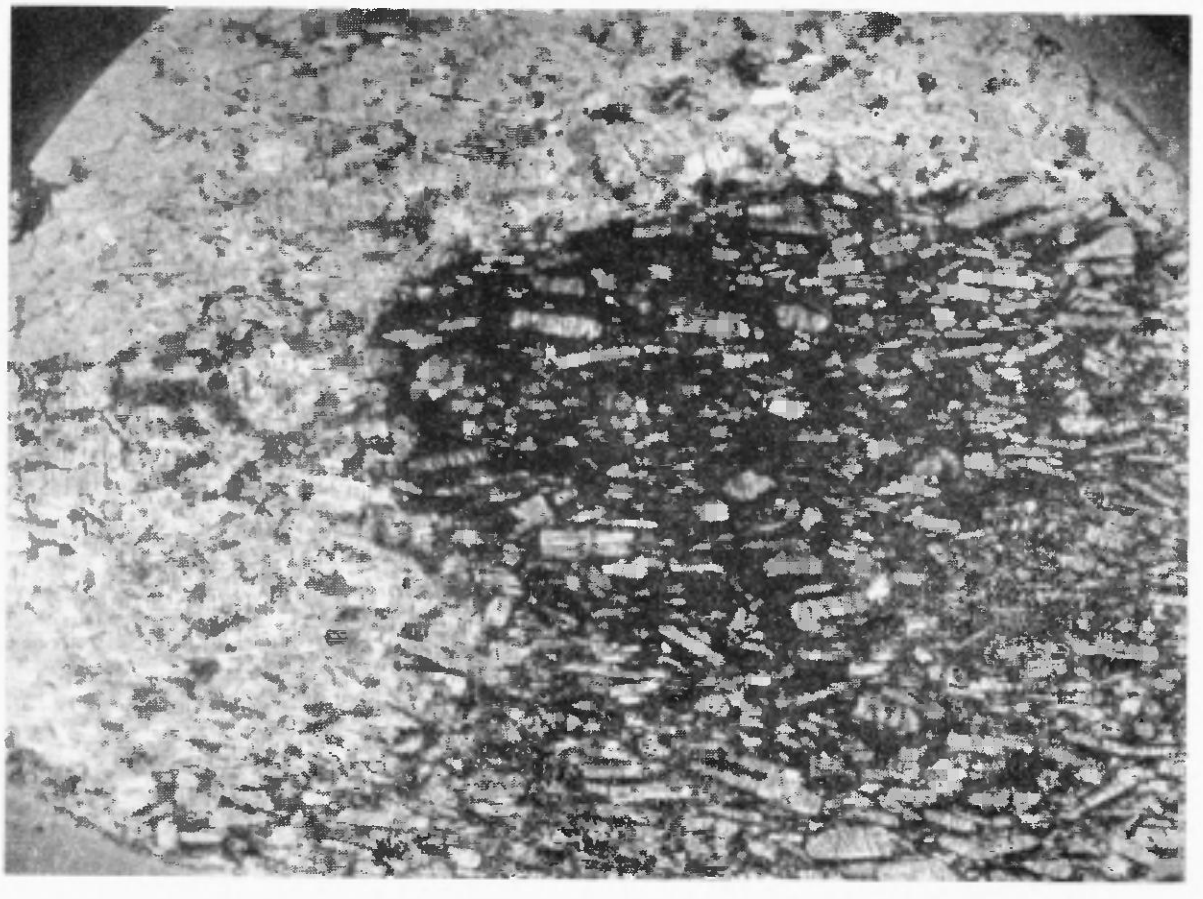


Рис. 12. Несовпадение положения трахитоидности и границ пород. (Фот. штуфа, 1 : 1).

Темное — луяврит; *светлое* — фойяит.

сфен и апатит; иногда отмечается бесцветный минерал, подобный анальциму, образующий мельчайшие ксеноморфные выделения. Количество этого минерала ничтожно.

Структуру рассматриваемых пород можно назвать долеритовой, а в случае присутствия вкрапленников — олигофировой. Они близки к олигофирам, несколько отличаясь составом, цветом и тем, что вкрапленники в них присутствуют не всегда и имеют меньшие размеры (сколы вкрапленников обычно не длиннее 1 см). В общем же и те и другие породы очень сходны, что особенно ясно выражается в близости структур. Олигофиры и олигоклазовые андезиты подобно ромбен-порфирам района Осло являются эффузивными аналогами авгитовых олигоклазовых сиенитов типа ларвикитов, наблюдаемых в интрузивном массиве Кургайоки, северо-восточнее Луяврурта.

Н. А. Елисеев (Елисеев и Федоров, 1953) описывает породы всей этой группы эффузивов как эссекситовые порфириты, в которых вкрапленники представлены плагиоклазом №№ 43—47, лейсты основной массы — №№ 36—38. Кроме того, в мезостазисе им отмечается калиевый полевой шпат в виде неправильных угловатых участков размером в сотые доли миллиметра. Пироксен вкрапленников — титансодержащий авгит с характерным плеохроизмом (бледно-розовый до коричневатого, с бледно-фиолетовым оттенком). Пироксен основной массы сходен с пироксеном вкрапленников. Кроме того, отмечаются биотит, хлорит, эпидот, рудный минерал. Эссексит-порфириты, по данным Н. А. Елисеева (Елисеев и Федоров, 1953), имеют переходы к авгитовым порфиритам и к трахитовым порфиритам, а их туфы переслаиваются с туфами трахитов и фонолитов. Нами для всей этой группы пород принято название андезиты, с тем чтобы оттенить их эффузивный характер и практически полную (или почти полную) насыщенность кремнекислотой (Заварицкий, 1956). Более кислыми эффузивами ловозерской свиты являются трахиты.

Трахиты — серые среднезернистые породы с вкрапленниками полевого шпата. Полевой шпат — щелочной (несдвойникованный микроклин, реже ортоклаз). Трахиты встречены нами в виде жилы, секущей гнейсы на северо-западном склоне горы Вавнбед, рядом с выходами ультраосновных пород.

Обломки несдвойникованного калиевого полевого шпата встречены в туфах олигофиров, в обнажениях южного склона горы Куамдеспахк. Данные Н. А. Елисеева (Елисеев и Федоров, 1953) о туфах трахитов приведены выше. Метаморфизованные щелочные породы формации нефелиновых сиенитов, т. е. ромбен-порфиры, овоидофиры и нефелиновые сиенит-порфиры следует по возрасту отделять от основных эффузивов, потому что эти щелочные породы не только имеют иные элементы залегания, чем основные эффузивы (там, где те и другие находятся в одних и тех же обнажениях), но и дают с основными эффузивами явный эруптивный контакт. Переходы от ромбен-порфиров к эссексит-порфиритам, т. е. переслаивание туфов ромбен-порфиров с туфами основных пород (Елисеев и Федоров, 1953), нами не встречены.

На южном склоне горы Куамдеспахк в трех отдельных глыбах-ксенолитах, сложенных сланцами и включенных в луявриты, обнаружены изоклинальные складки (Буссен, 1959б). Размер глыб около 2×3 м. Складки мелкие, их амплитуда (судя по видимой части) измеряется несколькими метрами (рис. 8). Во всех трех случаях складки опрокинуты на северо-восток. Простирание осей северо-западное. В шарнирных частях складок породы трещиноваты, но тем не менее замки видны совершенно отчетливо. Ксенолиты ограничены ровными плоскостями раскола и отделены от крупных выходов сланцевой толщи. Видимо, они были захвачены магмой и несколько передвинуты.

Позже (в 1959 г.) А. С. Сахаровым были найдены и более крупные складки в районе Сейдозера, а затем Р. П. Тихоненковой и С. В. Икорским (рис. 9) — мелкие складки на горе Киткньюн, что указывает на складкообразовательные движения в центральной части Кольского полуострова, время проявления которых следует датировать как послеверхнедевонское (герцинский цикл диастрофизма). Эти движения предшествовали эпохе крупных разломов, сопровождающихся подъемом щелочной магмы, но происходили несколько позже или одновременно с извержениями основной магмы. Поверхности, ограничивающие ксенолиты пород ловозерской свиты, пересекают складки под разными углами и вместе с эруптивным характером контактов щелочных пород дают основание полагать, что складки возникли до внедрения щелочной магмы.

По-видимому, складчатые структуры осадочно-вулканогенных пород возникали одновременно с изменением положения глыб гнейсов. Большие стороны массива имеют широтное направление. Это же направление имеют и длинные оси «клиньев» вмещающих пород в его кровле, остатки которых сохранились в широтных впадинах оз. Сейдъявр и долины речки Вавнйок (см. вкладку). Поэтому можно предполагать, что направление сжимающих усилий при внедрении щелочной магмы было близко к меридиональному. Это же направление имели сжимающие усилия и до внедрения щелочной магмы, так как простирание осей складок в ловозерской свите близко к широтному.

Ксенолиты гнейсов встречаются в нижних частях склонов, до 300 м абс. выс. Приблизительно на этом же уровне найдены обломки, в которых виден контакт гнейсов и пород ловозерской свиты. Выше известны только обломки осадочно-вулканогенных пород. Поэтому можно считать, что граница между свитами (по-видимому, весьма неровная) располагалась не выше чем на уровне, отвечающем современным отметкам до +300 м.

Отдельные ксенолиты, встреченные на горах Нинчурт, Куамдеспахк и на южных склонах массива, представляют собой эруптивную брекчию, в которой обломки сланцев, андезитов, олигофиров, пикрит-порфиритов и основных туфов сцементированы авгитовым порфиритом. Величина обломков различная. Некоторые ксенолиты сложены туфобрекчией чаще всего авгитового порфирита.

Воздействие щелочной магмы на вмещающие породы относительно невелико, и щелочной метасоматоз имеет небольшое значение. Туфосланцы, основные и ультраосновные эффузивы резко изменены обычно лишь на расстоянии нескольких дециметров от контакта, далее степень изменения настолько незначительна, что даже в мелких ксенолитах непосредственно в поле можно установить первичный характер пород. Особенно хорошо это видно на примере включений ультраосновных пород плато Кэулньюн, Киткньюн и в обрывах верховьев долины Коклухтиуай.

Полоса фенитов, образовавшихся по гнейсам, окаймляет массив, но непосредственно у контакта имеет небольшую мощность (1.5—3.4 м). В северо-восточной части массива, у предгорий горы Вавнбед известны фениты, в виде полос встречающиеся среди гнейсов даже на расстоянии нескольких сот метров от контакта и чередующиеся иногда со щелочными пегматоидными породами. Мощность полос фенитов достигает несколько метров, падение их (насколько удалось установить по редким выработкам) крутое. Здесь присутствуют жилы нефелиновых сиенитов второй эруптивной фазы, эвдиалитовых луявритов и пегматоидных нефелиновых сиенитов, не имеющих полных аналогов среди пород массива, а также дайки щелочных лампрофиров. Следует указать, однако, что о мощности и самом характере зоны экзоконтакта Ловозерского массива были различные

мнения (Елисеев и Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958а; Тихоненков и Тихоненкова, 1960), и вопрос о причислении тех или иных пород к контактным образованиям решается по-разному.

ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ

Общие замечания

Над обнажениями зоны контакта с гнейсами массив поднимается почти на километр. Вниз от эрозионного среза щелочные породы прослежены более чем на 1000 м, причем признаков близости «дна» массива не обнаружено и щелочные породы уходят на глубину. Таким образом, уже сейчас щелочной массив изучен почти на 2000 м по вертикали, или на 2500 м по мощности пород.

Особенности строения массива дают основание геологам рассматривать его как эруптивное образование — результат гипабиссальной интрузии, а возможно, и «субвулкан» (Полканов, 1946а, 1946б). О глубине, на которой некогда застывала щелочная магма, можно высказать лишь самые общие соображения. Щелочные породы со стекловатым базисом отсутствуют. Сходство структур и размеров зерна пород, как в самых верхних частях массива, так и в наиболее глубоко залегающих, при сходстве их состава указывают на то, что условия их формирования (давление, температура и скорость ее изменения) были близкими. Следовательно, перекрывающие толщи имели значительную мощность.

Возраст массива

В. Рамсей (Ramsay u. Hackman, 1894) относил щелочные интрузии Хибин и Ловозера к палеозою. Результаты изучения растительных остатков (Криштофович, 1937; Елисеев и др., 1937) позволили определить возраст интрузии как послеверхнедевонский и связать ее с герцинским циклом орогенеза (Полканов, 1936). Радиологические определения подтвердили это, установив возраст лопарита из щелочных пород Луяврурта (Комлев и др., 1961) при применении аргонового метода в 280—300 млн лет.[1] Подобные цифры получены и для хибинских щелочных пород, что позволяет датировать обе эти щелочные интрузии как верхнекарбоновые или даже пермские.

Щелочная магма внедрилась в гнейсы и палеозойские осадочные породы, уже смятые в складки. Сами щелочные породы участия в складкообразовании не принимали: они являются наиболее молодыми кристаллическими породами, если не считать щелочные лампрофиры.

В процессе формирования щелочного массива его породы неоднократно разламывались, небольшие по размерам тектонические нарушения дизъюнктивного характера имели место и после его окончательного застывания; слабые подвижки отмечаются и в четвертичное время (Буссен, 1964; Панасенко, 1963).

Ограничения массива

Контур выхода щелочных пород на дневную поверхность прослежен почти повсеместно. Характер и пространственное положение боковых

[1] Суждения Е. И. Семенова и И. Д. Шубы (1959) о каледонском возрасте Ловозерского щелочного массива, основанные на применении свинцового метода, противоречат геологическим данным.

контактов установлены не только по поверхностным выходам, но и на некоторой глубине, местами до 1000 м. В плане массив близок к трапециоиду, слегка вытянутому в северо-восточном направлении. Поверхности боковых контактов неровные и в плане, где они идут уступами, и в разрезе, где постоянно встречаются зоны брекчирования вмещающих пород.

Кроме того, от массива местами отходят жилы. Вдоль восточных контактов в гнейсах на протяжении почти 7 км прослеживается дайка (или может быть, серия даек, идущих кулисообразно), падающая то круто, то полого от массива, сложенная рамзаито-эвдиалитовыми луявритами, близкими к эвдиалитовым луявритам. Наиболее вероятно, что это апофиз массива.

Многочисленные мелкие жилы и дайки щелочных пород встречены при бурении северо-восточнее массива, а развалы пород, сходных с ловозерскими, найдены близ устья речки Кургайоки (материалы П. Л. Румянцевой и определения И. В. Буссен). Поверхность контакта щелочных пород с породами ловозерской свиты падает от массива под различными углами: то крутыми, то пологими. Боковыми ограничениями массива служат крутопадающие разломы гнейсовой толщи, имеющие или близкое к широтному, или же почти меридиональное направление. Контакты щелочных пород с гнейсами везде, где это удается наблюдать в обнажениях или прослеживать по кернам буровых скважин, имеют крутое падение и сложную неровную поверхность.

Северные контакты массива в плане почти прямолинейны; по данным буровых скважин, они вертикальны у подножия гор Аллуайв (угол 85—95°), Карнасурт (угол 90°) и Вавнбед (угол 80—90°). Вероятно, и южные контакты также (в общем) прямолинейные, имеют крутое падение. Западные ограничения в плане представляются слабо выпуклыми. По данным А. В. Атаманова и Н. Д. Солода, буровые работы показали, что поверхность контакта здесь имеет значительные углы падения, например на р. Аллуай она наклонена то на юго-восток (под углом 69°), то на северо-запад (под углом 76°), однако общий наклон — от массива; на глубине около 100—150 м гнейсы налегают на щелочные породы (рр. Аллуай, Куфтуай, Киткуай).

Сходное положение имеет и поверхность контакта на восточной окраине массива. В буровых скважинах, пройденных между горой Пункаруайв и оз. Луявр, после нескольких десятков метров фенитизированных гнейсов появлялись щелочные породы. Общий наклон контакта от массива 45—50°.

В районе Мотка-губы гнейсы образуют выступ, углом заходящий в массив. Ю. И. Артемьев, основываясь на магнитометрических измерениях, полагает, что контакт здесь сначала полого падает от массива, затем — в сторону массива. Далее, к северу от Мотка-губы, напротив гор Куамдеспахк и Апуайв, щелочные породы, судя по обнажениям, граничат с гнейсами по крутопадающим поверхностям. У северо-восточных предгорий горы Вавнбед контакты массива также имеют крутое падение, что подтверждено бурением до нескольких сот метров (данные А. В. Атаманова).

Несмотря на большой объем проведенных работ, форма массива и, следовательно, истинные его размеры продолжают оставаться неустановленными, так как исследования охватывают только верхнюю его часть. О том, какими породами сложен массив на глубине, как идут его контакты ниже уровня, достигнутого буровыми скважинами, и на какую глубину уходят щелочные породы, можно строить только более или менее обоснованные предположения, которые и рассматриваются в конце данной главы.

Строение массива

Первичная расслоенность. Ловозерский массив — сложное интрузивное тело, состоящее из нескольких разновозрастных групп щелочных пород, образующих первично расслоенные комплекс-плутоны.[1] Его внутреннее строение не зависит от строения вмещающих толщ разнородных пород. На контактах массива наблюдаются зоны брекчий, определяемых как эруптивные, причем размер обломков боковых пород, включенных в тело массива, иногда превышает сотни метров по длине и ширине. Ксенолиты вмещающих пород в ряде случаев состоят из образований, относимых к различным свитам (например, гнейсов и сланцев, гнейсов и песчаников). Они сохраняют свою ориентировку или же оказываются повернутыми, а нередко — опрокинутыми. Интрузивные жилы отходят от массива во вмещающие породы. Химический состав щелочных пород резко отличен от состава вмещающих их толщ не только наличием характерных редких элементов, но и количественным соотношением главнейших петрогенических элементов.

Все щелочные породы массива принадлежат к формации нефелиновых сиенитов. Среди них уже сейчас изучено свыше ста разновидностей. В ряде случаев близкие по составу породы занимают разное положение в геологическом строении массива.

Основная, определяющая черта геологии Ловозерского массива — его расслоенность. Слоистое расположение пород заметно даже на значительном расстоянии от гор (рис. 10 и 11).

Сменяющиеся слои пород наблюдаются в обнажениях, керне буровых скважин и даже в отдельных образцах. Каждый слой (или каждая пластообразная залежь) состоит из одной и той же породы. Состав и структура ее сохраняются по простиранию и падению, но изменяются по мощности. Границы между слоями отдельных пород нет, между ними существуют лишь переходы, то более, то менее постепенные. Даже в тех случаях, когда макроскопически мы видим очень резкую границу, в шлифах удается наблюдать, что многие зерна принадлежат обеим породам, причем удлиненные зерна (полевой шпат, эгирин) располагаются под углом к этой границе. Обычно угол небольшой, но в отдельных случаях он может достигать 90°. Такое несовпадение иногда удается видеть в образцах (рис. 12), часто оно отмечается в обнажениях (рис. 13), но лучше всего устанавливается при геологическом картировании. Так, например, на западном склоне горы Аллуайв, южнее ручья Аллуай, по данным Л. Н. Латышева, на участке длиной (по выходу) 605 м и протяженностью в глубь горы 345 м среднее простирание слоя малиньитов северо-восток 53°, падение на юго-восток под углом 15° (по семи пересечениям).[2] Трахитоидность в этом слое, по Т. А. Морозовой, простирается на северо-восток 15—53°, в среднем 38°, имея падение на юго-восток под углом 9—20°, в среднем 15°. Угол между плоскостью трахитоидности и положением слоя составляет в данном случае 6° при разнице в направлении падения в 15°. Поэтому положение выхода слоя на склоне горы изменяется независимо от положения плоскости трахитоидности. В рассматриваемом примере выход слоя опускается на 46 м по направлению юго-восток 225°, пересекая простирание трахитоидности под острым углом. Наклон выхода того же слоя к горизонту по направлению простирания трахитоидности на северном склоне горы Аллуайв между р. Шомиок и цирком Раслака, а также на северном склоне горы Карнасурт устанавливается названными авторами, а еще раньше — Н. К. Нефедовым. На юго-восточ-

---

[1] Термин «комплекс-плутон» см. у Н. А. Елисеева (1953).

[2] Выходы слоев на этом участке видны на рис. 12.

ном склоне горы Энгпор выходы верхних горизонтов луявритов поднимаются с восток-северо-востока на запад-юго-запад в сторону падения трахитоидности под углом 10—15° к простиранию последней; сходное положение наблюдается в восточной части горы Куфтньюн и т. д.

Ожидать совпадения положения трахитоидности и границ слоев в общем случае нет оснований, так как чередуются, согласно залегая, слои и трахитоидных, и массивных пород. В последних лейсты калинатрового полевого шпата не имеют ориентировки. Обычно разделение двух пород начинается с появления внутри одной из них, уподобляемый «матрице»,

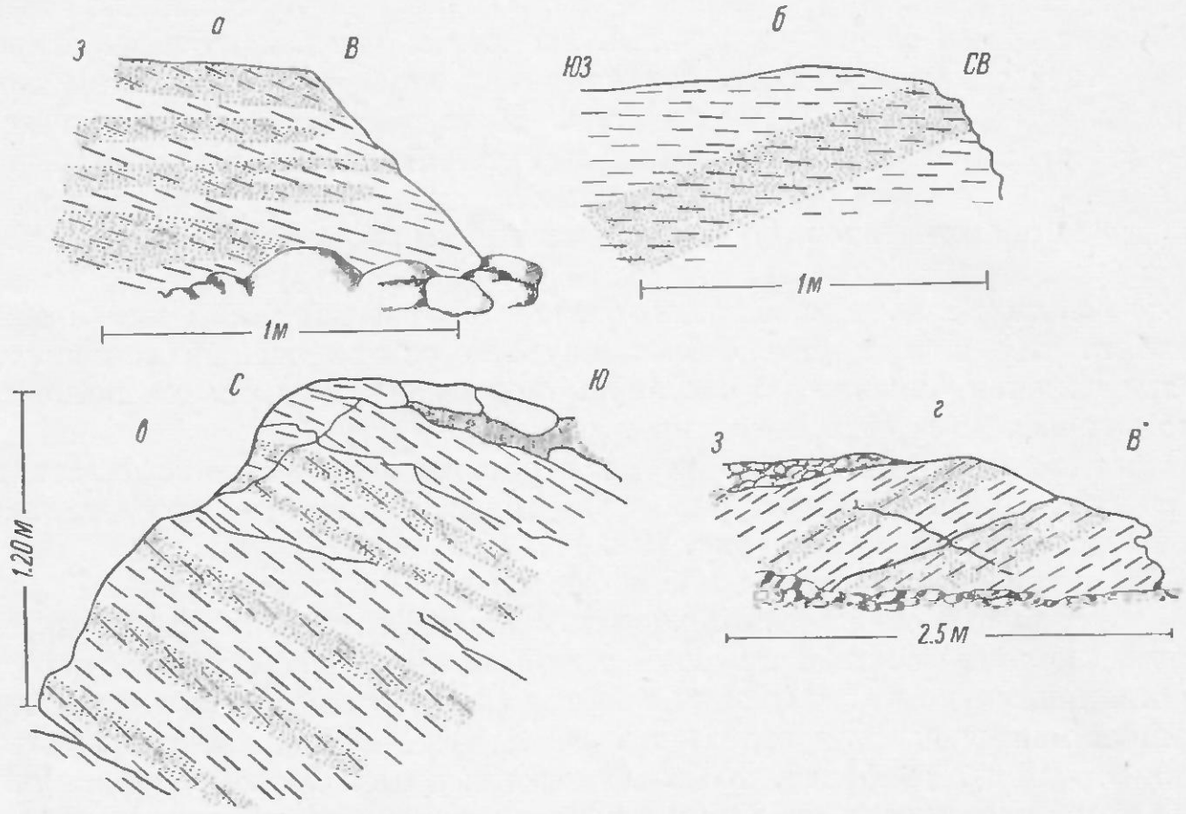


Рис. 13. Примеры несовпадения положения плоскости трахитоидности и слоев. Детали обнажений.

Значки поставлены параллельно положению лейст полевого шпата, *темным* показаны слои меланократовых пород. *а* — чередование светлых и темных слоев и линз в эвдиалитовых луявритах (слои пород лежат почти горизонтально, трахитоидность падает к востоку под углом 12—17°), Ловозеритовый мысок; *б* — прослой луяврита в трахитоидных фойяитах, III эруптивная фаза (падение луяврита к юго-западу, угол 12°; падение плоскости трахитоидности к северу, угол 3—5°), гора Куйвчорр, южные обрывы; *в* — прослои меланократового мелкозернистого луяврита в обычном луяврите, III эруптивная фаза (слои падают к югу, угол 23°; плоскость трахитоидности имеет более крутое падение в этом же направлении — до 29°), вершина плато Чивруайлядв; *г* — чередующиеся слои луяврита (*темное*) и фойяита, II эруптивная фаза (породы падают по азимуту 305°, угол 25—30°; плоскость трахитоидности падает по азимуту 280°, угол 35—36°), истоки ручья Коклухтиуай.

плоских линз и скоплений, обогащенных теми или иными, чаще темноцветными, минералами. Количество линз возрастает, и они сливаются в прослой, а последний — в сплошную массу — слой, среди которого участки первой породы постепенно исчезают. Если линзочки состоят из зерен, размер которых почти не отличается от размеров зерна «матрицы», то сомнений в одновозрастности пород не возникает и говорят о таситовой текстуре. Если же линзочки отличаются и составом, и размером зерна, то часто их рассматривают как брекчию, несмотря на то что границы линзочек представляют собой лишь быстрый переход и ряд зерен принадлежит как им, так и «матрице». Особенно часто состав подобных линз отвечает уртиту или ийолиту, располагающимся среди пород, богатых полевым шпатом (рис. 14).

Пластообразные залежи (или слои) щелочных пород в Луяврурте залегают или согласно (и тогда связаны между собой переходами, то быстрыми, то постепенными), или же несогласно.

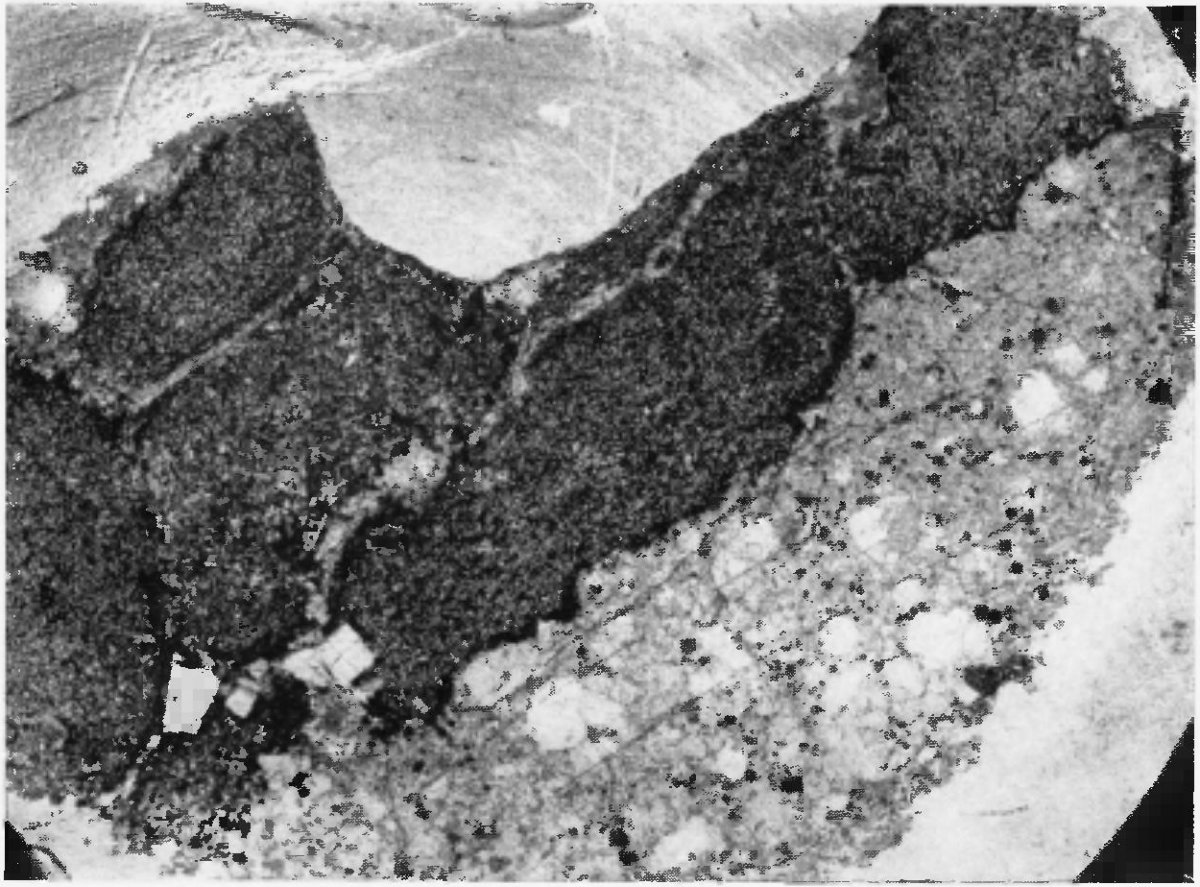


Рис. 14. Такситовая текстура апатитового ювит-уртита (линзочки мелкозернистого нефелита в ювите; горизонт III-5).

Темное — нефелит; *светлое* — ювит.

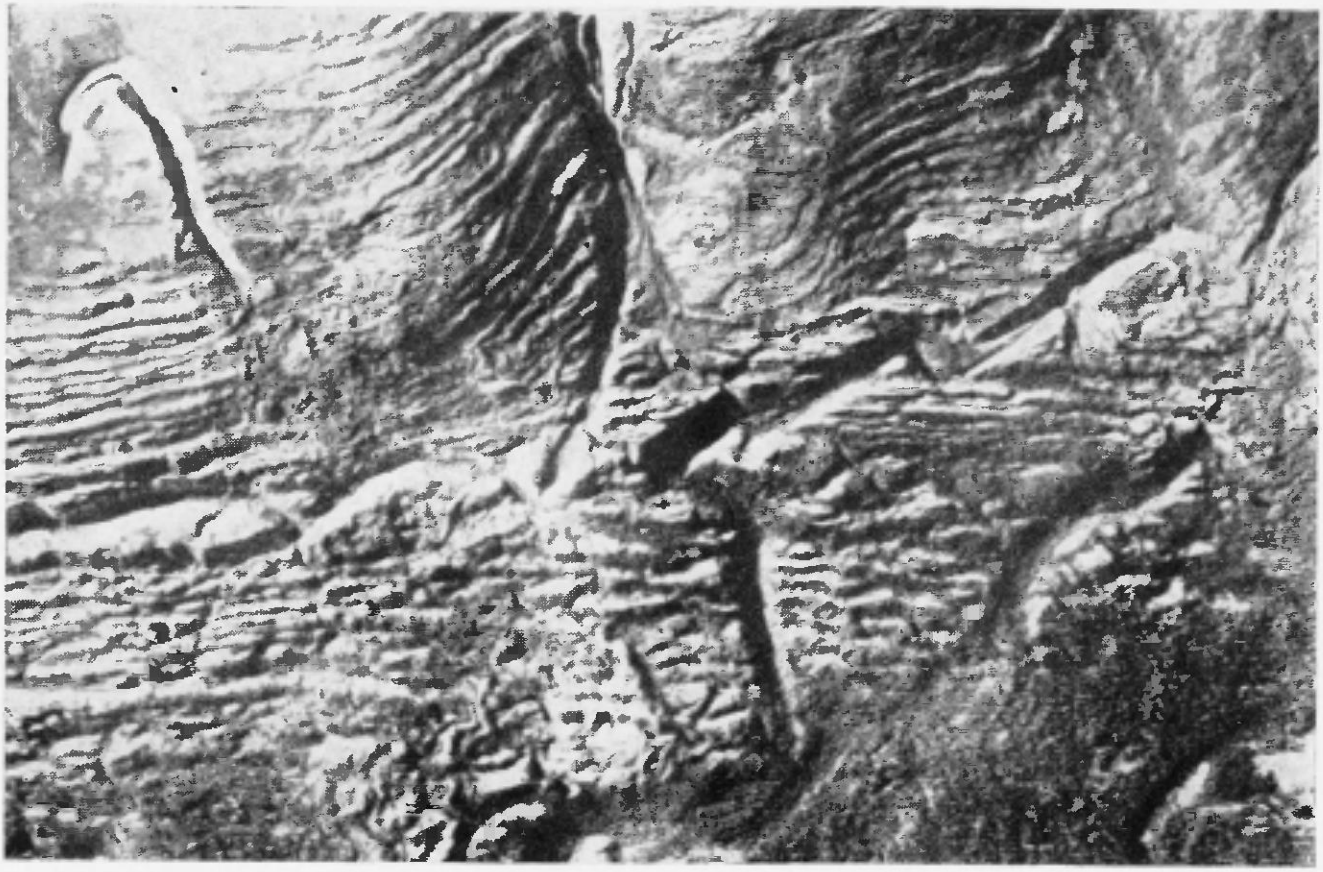


Рис. 19 (*к стр. 41*). Молодые (постмеловые) сбросы у юго-восточного края массива, проявляющиеся в виде прямолинейных, ступенчатых в плане логов. (Аэрофотосъемка).

В подавляющем большинстве случаев удается проследить слои по простиранию, связывая между собой отдельные обнажения. Залежи и слои щелочных пород, располагающиеся согласно и не пересекающиеся, а дающие лишь раздувы, пережимы, раздваивающиеся и сливающиеся вновь, относятся к одной геологической группе, обычно слагающей и единое геологическое тело — первично расслоенный комплекс-плутон.

Слои пород различных щелочных комплекс-плутонов залегают несогласно между собой, хотя не во всех обнажениях это несогласие отчетливо выражено. На контактах пород различных комплекс-плутонов наблюдаются брекчии, состоящие из обломков более ранних пород, цементируемых более поздними щелочными породами (рис. 15). От слоев поздних комплекс-плутонов щелочных пород отходят жилы в породы более ранних комплексов (Буссен и Сахаров, 1958а, 1958б, 1959).

Поверхности контакта пород двух разновременных комплекс-плутонов рвут структуру (срезают чередующиеся слои) более раннего комплекс-плутона. Наоборот, слои более поздних комплекс-плутонов часто приспосабливаются к положению этой поверхности (рис.16), иногда на ней появляются контактные разновидности и пегматоидные образования. Трахитоидность в более поздних породах, если она присутствует, располагается параллельно контакту (рис. 17) так же, как и в случае контакта щелочных пород с вмещающими толщами (Буссен и Сахаров, 1960а, 1960б).

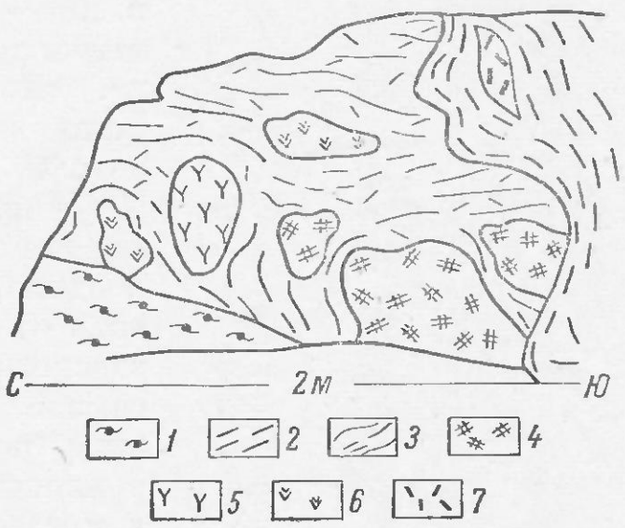


Рис. 15. Сложная эруптивная брекчия. Ксенолит, сложенный метаморфизованными щелочными сиенитами 1-го комплекса с обломками пород ловозерской свиты, на границе фойяитов и луявритов III эруптивной фазы. Нефелиновый сиенит имеет струйчатую текстуру. Речка Бухта, гора Нинчурт.

1 — фойяит; *2* — луяврит; *3* — метаморфизованный нефелиновый сиенит; *4* — андезит; *5* — туф авгитового порфирита; *6* — пикрит-порфирит; *7* — крупные кристаллы эгирина.

Группы щелочных пород Ловозерского массива, комплекс-плутоны и их относительный возраст. Щелочные породы Ловозерского массива по геологическим признакам объединяются в шесть групп, отвечающих шести этапам или фазам эруптивной деятельности. Ниже они перечислены в порядке их образования.

I. Метаморфизованные щелочные породы — нефелиновые сиенит-порфиры, ромбен-порфиры (включая нефелиновые ромбен-порфиры), овоидофиры (псевдомандельштейны) и др.

II. Группа пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов.
А. Мелкозернистые нефелиновые сиениты.
Б. Пойкилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты и связанные с ними рисчорриты, уртиты, ювиты, фойяиты, луявриты и эгириниты.

III. Луявриты—фойяиты—уртиты совместно с ювитами, ийолитами и малиньитами (сокращенно — группа луявритов—фойяитов—уртитов).

IV. Эвдиалитовые луявриты совместно с полевошпатовыми порфировидными луявритами, эвдиалитовыми фойяитами, эвдиалитовыми ювитами, тавитами и какортокитами (сокращенно — породы группы эвдиалитовых луявритов).

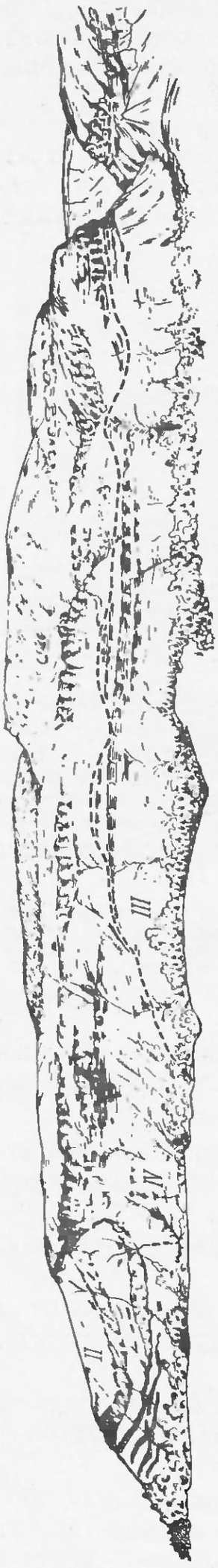


Рис. 16. Секущий контакт комплекс-плутонов (*пунктир*). Эвдиалитовые луявриты (*IV*); луявриты—фойяиты—уртиты (*III*); глыба (крупный ксенолит) пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов (*II*). Видно положение слоев. Гора Лешхе, северный склон.

V. Мурманитовые, ломоносовитовые, ловозеритовые и лампрофиллитовые порфировидные луявриты (породы серии мурманитовых порфировидных луявритов).

VI. Щелочные лампрофиры, разнообразные по составу (мончикиты, тьозиты, щелочные базальты, уачититы и др.).

Выделение трех больших групп щелочных пород (II, III, IV) и определение последовательности их образования было произведено в 1935— 1937 гг. коллективом геологов, работавших под руководством Н. А. Елисеева (см. гл. «История исследования»). Тогда же был установлен и наиболее ранний относительный возраст метаморфизованных щелочных пород (I группа). В отличие от Н. А. Елисеева (1946) мы пришли к выводу, что эти породы, более поздние, чем основные эффузивы, нельзя отрывать от прочих групп щелочных пород Ловозерского массива. Позже удалось установить самостоятельный характер малых интрузий и жил пород из серии мурманитовых порфировидных луявритов (Буссен, 1959а), а затем в пределах второй группы выделить два этапа формирования пород, т. е. две последовательные субфазы интрузии в группе II (А и Б). Детально взаимоотношения между группами пород рассматриваются ниже.

Определение относительного возраста перечисленных групп пород произведено на основе изучения пространственных и структурных взаимоотношений, характера границ и контактных изменений. Большую роль при этом сыграли наблюдения над эруптивными брекчиями, иногда гигантскими, имеющими широкое распространение в Луяврурте, а также над отдельными ксенолитами (Буссен, 1962б).

Поля эруптивных брекчий встречаются по всему массиву. Размеры их весьма различны: площадь составляет от нескольких квадратных метров до 1—2 км^2. В широких пределах колеблются размер обломков и степень насыщенности ими. Наблюдаются все переходы от групп ксенолитов к участкам, пересеченным густой сетью жил и прожилков более молодых пород.

Эруптивные брекчии Луяврурта можно подразделить на два типа. К первому относятся брекчии, в которых обломки представлены вмещающими массив породами, а цементом являются щелочные породы; ко второму — брекчии, обломки и цемент которых сложены щелочными породами различного возраста. В каждом из этих типов могут встречаться своеобразные «двойные брекчии», или «брекчиро-

ванные брекчии», в которых обломки в свою очередь сложены эруптивной брекчией.

Брекчии первого типа, образованные гнейсами и кристаллическими сланцами архея и протерозоя, очень редки. Напротив, эруптивные брекчии, в которых обломки сложены палеозойскими осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами ловозерской свиты, распространены широко. Особенно крупные поля таких брекчий развиты в восточной и северо-восточной частях массива — на горах Флора, Пьялкимпор, Вавнбед, Апуайв, Куамдеспахк и на северном склоне горы Нинчурт. На двух последних горах известны брекчии, в которых обломки, сцементированные щелочными породами, сами представлены туфобрекчией, содержащей обломки олигофира и пикрит-порфирита, заключенные в туфе авгитового порфирита. Размеры и форма обломков туфобрекчий различны. На северном и восточном склонах горы Нинчурт известны сложные брекчии: в породах комплекса луявритов—фойяитов—уртитов заключены обломки основных пород, пересеченные жилами и жилками измененных щелочных сиенитов и ромбен-порфиров I фазы интрузии.

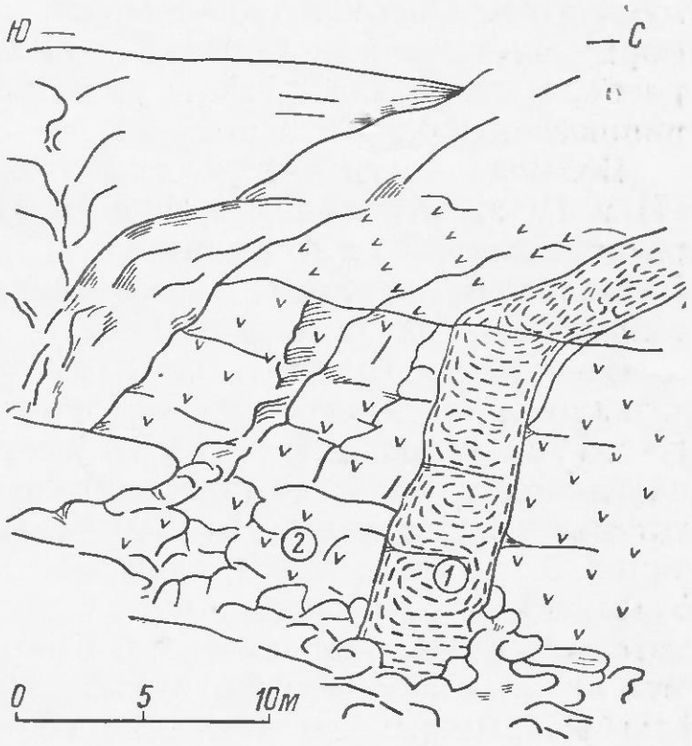


Рис. 17. Дайка луяврита (*1*) в метаморфизованных щелочных сиенитах (*2*).

Расположение значков в луяврите соответствует расположению лейст полевого шпата. Долина речки Бухты, левый борт.

Во втором типе известны все возможные сочетания состава обломков и цементирующих щелочных пород. Здесь также нередки сложные, или «двойные брекчии». Их изучение дает дополнительный и важный материал, подтверждающий последовательность образования интрузивных комплексов. Так, обломки метаморфизованных щелочных пород располагаются в пойкилитовых нефелиновых сиенитах на горе Нинчурт, среди пород комплекса луявритов—фойяитов—уртитов — на горах Аллуайв и Нинчурт, среди эвдиалитовых луявритов — на плато Сенгисчорр и Куамдеспахк. Форма обломков неправильная, иногда плитообразная. Размеры их — от долей метра до десятков и сотен метров по длине.

Породы II фазы интрузии — пойкилитовые, неравномернозернистые и порфировидные нефелиновые и содалитовые сиениты — образуют обширные поля гигантских эруптивных брекчий как по периферии массива, так и в его верхней части, на плато. Крупные обломки, вероятно остатки первоначально единого тела, сложенного некогда этими породами, встречаются во многих местах у внешних контактов массива. Особенно часты они вдоль западных, южных и восточных склонов, а также у оз. Сейдъявр. Как правило, эти крупные тела сопровождаются полями эруптивных брекчий, размер обломков в которых от долей метра до десятков метров в поперечнике. Форма обломков неправильно округленная или пластинообразная. В последнем случае они нередко ориентируются широкой стороной согласно с плоскостью раздела слоев вмещающих пород — луявритов—фойяитов—уртитов или эвдиалитовых луявритов.

Интересными являются «двойные» брекчии, в которых обломки состоят из пород I группы, нередко расслоенных, пронизанных жилами пород, принадлежащих ко II группе и включенных в более поздние породы.

Породы III фазы интрузии (луяврит, фойяиты, уртиты) также встречаются в виде ксенолитов, иногда гигантских, до километра в диаметре, сложенных целой серией пород. Такие ксенолиты, располагающиеся среди эвдиалитовых луявритов, известны главным образом в центральной части массива — на плато Маннепахк и Сенгисчорр, в истоках речки Элемарайк, по ручьям Поденуай, Тулбньюнуай, Чунглусуай, в долине р. Вавнйок, между плато Пьялкимпор и Куамдеспахк, а также в цирках горы Аллуайв. Здесь же, а также на горах Леппхе, Чивруайлядв, Парга известны и полосы эруптивной брекчии, обломки в которой представлены породами комплекса луявритов—фойяитов—уртитов, а цементирующей массой служат различные разновидности пород из комплекса эвдиалитовых луявритов. Обломки неправильной формы: крупные нередко имеют форму плиты или пластины. Границы ксенолитов и эвдиалитовых луявритов, как правило, резкие; по контактам развивается маломощный эгириновый или пегматоидный эгирин-эвдиалитовый прослой.

Бóльшая часть поверхности Ловозерских тундр сложена породами III и IV эруптивных фаз; породы II фазы имеют значительно меньшее распространение, в то время как доля пород I, V и VI фаз очень мала. Незначительна и площадь, занимаемая суммарно ксенолитами вмещающих толщ внутри щелочного массива.

Слои пород группы луявритов—фойяитов—уртитов и пород группы эвдиалитовых луявритов образуют соответственно комплекс-плутоны III и IV эруптивных фаз. Породы группы пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов известны сейчас на поверхности Ловозерского массива в виде включений самых различных размеров среди более молодых пород. Близ контактов с гнейсами, особенно на глубине, эти же породы слагают сплошные зоны, протягивающиеся на несколько десятков километров, а по ширине местами превышающие несколько сот метров. Сходство отдельных разновидностей пород этой группы даже в территориально разобщенных выходах позволило (Буссен и Сахаров, 1958а, 1966) прийти к заключению, что и они прежде слагали единое тело первично расслоенного комплекс-плутона. В центральной части это тело было разбито на глыбы и обломки при позднейших внедрениях щелочной магмы, но в периферических частях массива оно местами сохранилось.

Породы серии мурманитовых порфировидных луявритов образуют различной формы секущие, реже пластовые, тела преимущественно среди эвдиалитовых луявритов; в крупных залежах пород этой серии также установлено первично расслоенное строение (Буссен и Сахаров, 1958а; Буссен, 1959а, 1962а).

Метаморфизованные щелочные породы залегают в виде различных по форме и размерам ксенолитов, включенных в более поздние щелочные породы. В этих ксенолитах также устанавливается расслоенность: слои состава щелочных или нефелиновых сиенит-порфиров и нефелиновых ромбен-порфиров, или же нефелиновых сиенит-порфиров и овоидофиров чередуются друг с другом. Как указано выше, нами не наблюдались туфы фонолитового состава, так же как и согласное залегание слоев пород ловозерской свиты и метаморфизованных щелочных пород. Наоборот, обломки пород ловозерской свиты постоянно встречаются внутри метаморфизованных щелочных пород в виде ксенолитов, несущих следы контактного воздействия щелочной магмы. Повсеместно наблюдаемый метаморфизм и катаклаз пород первого комплекса и некоторые особые черты химизма отделяют их от прочих щелочных пород Луяврурта. Широкое распространение в целом ряде горизонтов овоидов, линз и прожилков, сложенных анортоклазом или альбитом, иногда с нефелином, а также быстрое изменение мощности и крутые изгибы слагающих их слоев на относительно коротких расстояниях невольно наводят на мысль об экструзивном харак-

тере рассматриваемой группы пород. Не установлено, представляли ли они в момент своего образования единое расслоенное тело или слагали несколько самостоятельных тел. Последнее предположение выглядит более вероятным.

Щелочные лампрофиры Ловозерского массива отличаются разнообразием (Буссен, 1966). Здесь встречаются породы, близкие, с одной стороны, к мончикитам (тьозиты, уачититы и др.), с другой — к щелочным базальтам. Породы этой группы пересекают все более ранние комплекс-плутоны и выходят во вмещающие толщи, образуя обычно крутопадающие, часто почти вертикальные дайки и неправильные жилы. Дайки эти обычно располагаются вдоль надежно установленных сбросов. Расслоенность внутри даек не наблюдалась. Преимущественной приуроченности отдельных разновидностей пород, например обогащенных полевым шпатом и более основных пород (как указано выше), к каким-либо направлениям, зонам или комплексам не установлено.

Породы каждого комплекс-плутона имеют характерные петрографические особенности, общие для различных пород одной группы, но различные в однотипных породах различных групп. Одной из важнейших и легко заметных петрографических особенностей нескольких групп щелочных пород, слагающих (или слагавших) отдельные комплекс-плутоны, является форма развития некоторых минералов, прежде всего эвдиалита, всегда идиоморфного в эвдиалитовых луявритах и в породах серии мурманитовых порфировидных луявритов, но всегда ксеноморфного в породах группы пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов, а также в группе луявритов—фойяитов—уртитов, за исключением некоторых залежей пегматоидов. Особенности структуры и облика отдельных пород, несмотря на близкий в ряде случаев валовый состав, позволяют относить их к определенной группе. Названия групп пород и комплекс-плутонов даны по преобладающим петрографическим разновидностям.

Для двух комплекс-плутонов (III и IV фазы) установлен и изучен на значительную мощность «нормальный разрез», т. е. определенный порядок чередования слоев (или пластообразных залежей) отдельных пород. Для комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов это сделано при геологическом изучении и картировании массива (Елисеев и др., 1938; Герасимовский, 1947; Буссен и Сахаров, 1958; Иванов, 1960; Герасимовский и др., 1961; Атаманов и др., 1961), для комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов — лишь в последнее время (Буссен и Сахаров, 1962а). С толщами, вмещающими Ловозерский щелочной массив, и с более ранними щелочными породами каждый из этих главных комплекс-плутонов граничит любыми частями своего нормального разреза. Общее строение массива и каждого комплекс-плутона не определяется строением боковых пород и положением его ограничений, что установлено нами при геологических работах 1935—1937 гг. и отражено на сводных геологических картах Луяврурта (Елисеев и др., 1938; Елисеев и Нефедов 1940; Елисеев и Федоров 1953; Буссен и Сахаров, 1958а). На схеме геологического строения Луяврурта (см. вкладку) хорошо видно, что значительная часть слоев комплекс-плутона луявритов — фойяитов—уртитов, выходящих вдоль его западного контакта по мере продвижения на восток вдоль северной окраины массива, как бы «упирается» в линию контакта с гнейсами, не показываясь на поверхности на крайнем северо-востоке. Внешний контакт этого комплекс-плутона расположен на западе Луяврурта на высоте около 400—450 м, а на востоке значительно ниже — на высоте около 250 м. При этом самое низкое положение слоев отмечается близ оз. Пальго. Далее к востоку слои вновь несколько поднимаются.

Как видно из данных А. В. Атаманова, О. М. Глазовой, Н. В. Иванова, В. П. Нестерова, Н. И. Поташовой, П. Л. Румянцевой, Н. Д. Со-

лода и наших наблюдений, буровые скважины, пройденные на северо-западном, юго-западном, юго-восточном и северо-восточном углах массива, вскрывают на глубине нескольких сот метров те части комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, которые здесь на поверхность не выходят (рис. 18).

Граница каждого комплекс-плутона представляет собой зону эруптивного контакта, обычно с полосами брекчий шириной до 100 и даже 200 м и пегматитовым прослоем непосредственно по контактам разновременных пород.

Поверхность контакта располагается несогласно относительно слоев ранних комплексов пород, но и слои более позднего комплекса не располагаются параллельно этой поверхности, прилегая к ней под некоторым углом. Отдельные слои пород и залежи пегматитов, отходящие от комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, врезаются в пойкилитовые и порфировидные нефелиновые сиениты, образуя сложную поверхность, которую в разрезе можно уподобить гребенке.

Показанное на рис. 18 относительное положение слоев и ограничений комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов установлено в западной и северо-западной частях массива по серии геологических профилей, построенных, по данным горнобуровых работ, рядом геологов (А. В. Атаманов, В. П. Нестеров, Н. Д. Солод, Я. М. Фейгин и др.).

Пегматитовый прослой, развивающийся на контактах разновременных пород, по составу отвечает щелочному или даже нефелиновому сиениту и нередко обогащен эгирином, причем кристаллы последнего, а также калинатрового полевого шпата располагаются наискось или даже перпендикулярно к контактовой поверхности. Дальше от контакта в слоях пород плоскость трахитоидности (план — параллельная ориентировка лейст полевого шпата) располагается параллельно контакту, но довольно быстро при удалении от него приобретает общее для данного участка положение (Елисеев и Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958а). Более ранние породы у контакта обогащаются сфеном, эгирином, рамзаитом, апатитом, магнетитом и другими минералами.

Степень проявления первичной расслоенности неодинакова в различных комплекс-плутонах Ловозерского массива. Наиболее отчетливо она выражена в комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов (Елисеев и др., 1938; Елисеев и Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958а и более поздние работы), где слои луявритов, фойяитов, уртитов, ювитов и ийолитов, залегающие в одном и том же порядке, прослежены по обнажениям и буровым скважинам на десятки километров.

Расслоенность в комплекс-плутоне эвдиалитовых луявритов выражена менее отчетливо. Породы здесь залегают не только слоями, но и в виде линзообразных залежей, имеющих постоянный порядок чередования по разрезу (Буссен и Сахаров, 1962а).

Залежи пород серии мурманитовых порфировидных луявритов также расслоены (Буссен, 1959а, 1962а).

Строение комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов изучалось нами в 1961—1962 гг. Слоистое строение этого комплекс-плутона было известно и ранее, однако определить положение, мощность и порядок чередования слоев в ряде мест удалось только сейчас, и в результате сделана попытка дать сводный разрез.

Установлена расслоенность и в первом комплекс-плутоне, но изучена она пока недостаточно. Щелочные лампрофиры, как указано выше, не расслоены.

Валовый химический и минеральный состав комплекс-плутонов Ловозерского массива закономерно изменяется от ранних к более поздним. Можно считать установленным, что общее содержание щелочей и алюминия

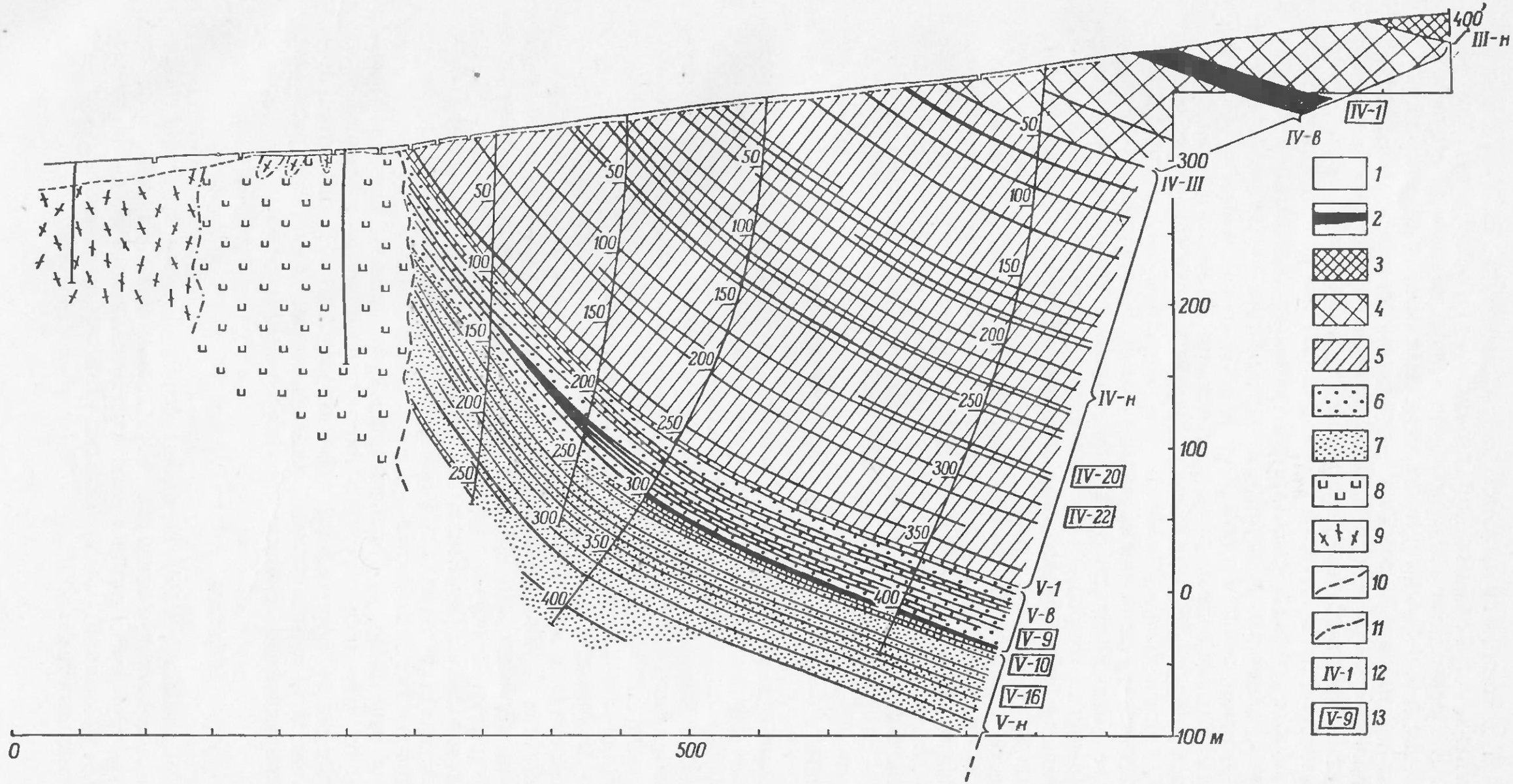


Рис. 18. Положение слоев в краевой части и разрез комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов близ р. Шомйок. (Составлен Л. Н. Латышевым и А. С. Сахаровым по данным В. А. Антипина, А. В. Атаманова, О. М. Глазовой, Н. В. Иванова, Л. Н. Латышева, В. Н. Нестерова, С. Н. Пегова, А. С. Сахарова, К. А. Севастьянова, Я. М. Фейгина и др. В основу разделения разреза на пачки и отдельные слои положены данные О. М. Глазовой).

1 — четвертичные отложения; *2* — уртиты; *3* — нижняя пачка третьей единицы ритма (III-н), *4* — верхняя пачка четвертой (IV-в), *5* — нижняя пачка четвертой (IV-н), *6* — верхняя пачка пятой (V-в), *7* — нижняя пачка пятой единицы ритма (V-н); *8* — породы комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов; *9* — породы толщи архейских гнейсов; *10* — границы комплекс-плутонов; *11* — внешний контакт щелочного массива; *12* — номера горизонтов уртитов; *13* — маркирующие горизонты уртитов. Расстояния указаны в метрах.

от комплекса к комплексу падает; количество титана, железа, магния, т. е. элементов, характерных для меланократовых составных частей, возрастает. В соответствии с этим меняется общий облик и цвет пород — от светлых сиенитов до темных, почти черных щелочных лампрофиров.

Взаимоотношения главных комплекс-плутонов. Ареал прорыва. Доступная изучению часть щелочного массива сложена преимущественно породами двух главных комплекс-плутонов: луявритов—фойяитов—уртитов и эвдиалитовых луявритов; на глубине возрастает роль пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов. При этом эвдиалитовые луявриты прорывают и перекрывают комплекс-плутон луявритов—фойяитов—уртитов, залегая с ним резко несогласно. В свою очередь комплекс-плутон пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов был прорван при интрузии луявритов—фойяитов—уртитов.

Область, внутри которой наблюдаются ксенолиты (включения) луявритов—фойяитов—уртитов среди эвдиалитовых луявритов, эруптивные брекчии и секущие контакты двух этих комплекс-плутонов, нами обозначена как «ареал прорыва». Располагаясь в центральных частях массива, она имеет в плане форму, напоминающую букву «С» (или подкову), открытую на юго-восток.

Пока остается неизвестным, имеются ли здесь три пересекающихся крупных разлома или серии пересекающихся мелких трещин с близким к широтному и почти меридиональным простиранием. Участки, сложенные породами более ранних комплекс-плутонов, располагаются как среди эвдиалитовых луявритов, так и среди пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, нередко вблизи границ последнего. Мурманитовые порфировидные луявриты пересекают все более ранние комплекс-плутоны. Наиболее часто они встречаются также в пределах ареала прорыва.

Топографически ареал прорыва располагается в центральном Луяврурте, огибая впадину оз. Сейдъявр и местами выходя к нему (рис. 2). Границы ареала прорыва проведены путем соединения тех мест, где известны секущие контакты главных комплекс-плутонов, ксенолиты и брекчии пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов среди эвдиалитовых луявритов. Направление ограничений ареала прорыва в общем близко к направлению ограничений самого массива.

Секущее положение поверхности контакта эвдиалитовых луявритов с комплекс-плутоном луявритов—фойяитов—уртитов наблюдается в обрывистых склонах долин западного и центрального Луяврурта — Азимут, Тулбньюнуай, Чинглусуай, Муруай, Мотчисуай, Элемарайк, Чивруай, а также в цирке оз. Райявр и в цирках Раслака. Такие же наблюдения на обнажениях в долинах рек Ильма и Киткуай дополняются данными буровых работ. Во всех случаях эта поверхность очень неровная, но в общем наклонена внутрь массива.

Подобные очертания, но бóльшие размеры, видимо, имела область прорыва пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов в теле пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов. Последний, очевидно, первоначально имел размеры, близкие к размерам (в плане) современного Ловозерского щелочного массива.

Суждения о форме массива

В. Рамсей (Ramsay, 1890) определил форму Ловозерского щелочного массива как лакколитообразную. К. К. Хазанович (1936), а также О. А. Воробьева в своих ранних работах отмечали воронкообразную его форму; А. А. Полканов (1946б) относил Ловозерский массив к интрузиям центрального типа.

Н. А. Елисеев (1937а, 1953; Елисеев и Федоров, 1953) на основании структурного анализа пришел к выводу о силлоподобной форме массива. К его мнению присоединились О. А. Воробьева (1946 и более поздние работы), а также ряд других геологов.

Геологическое картирование Луяврурта, дополненное теперь данными бурения и результатами геофизических работ, позволяет обосновать иные суждения о форме и строении массива, выдвинутые нами еще в 1935 г.

Первоначально поверхность щелочного массива, как это следует из наличия остатков кровли и положения пологопадающих трещин отдельности, была близка к современной поверхности Ловозерских тундр, если пренебречь ее расчленением долинами и цирками. Предположение В. Рамсея (Ramsay u. Hackman, 1894) о близости верхней границы плато к кровле массива сохраняет свое значение. Считать, что подводящие каналы интрузии находятся где-то вне контура выходов щелочного массива, не позволяет общее падение слоев внутрь от внешних контактов (см. вкладку и рис. 18). Внешние контакты двух главных комплекс-плутонов там, где их положение удается установить, наклонены внутрь массива, поэтому можно полагать, что на глубине они сближаются (см. разрезы на вкладке). Наиболее вероятно, что и внешние контакты массива сближаются где-то на глубине.

Сопоставление полученных сведений дает основания относить Ловозерский массив к воронкообразным (или грибообразным) интрузиям с выпуклой кровлей (Буссен и Сахаров, 1958а, 1962г), по форме близким к этмолитам или лакколитам. Наиболее широкая часть этого тела (24×29 км) приурочена к зоне контакта гнейсов и ловозерской свиты, в которую щелочная магма проникла на незначительное расстояние — всего около одного километра. Бóльшая часть интрузивного тела оказалась заключенной в гнейсах.

Форма и внутреннее строение Ловозерского щелочного массива (в первом приближении) показаны на рис. 2. Щелочной массив по направлению внутрь от его внешних ограничений оказывается сложенным все более молодыми комплекс-плутонами II, III и IV фаз эруптивной деятельности.

Внутри этих частично разбитых комплекс-плутонов заключены обломки более ранних пород, ксенолиты вмещающих толщ и метаморфизованных щелочных пород, и все они в свою очередь пересечены порфировидными луявритами, жилами и дайками щелочных лампрофиров. Хотя положение нижних ограничений массива и его общая форма остаются неизвестными, но ясно, что с силлом Ловозерский массив ничего общего не имеет. Нельзя относить его и к межформационным плутонам. Подводящие каналы интрузии следует искать не у периферии массива или вне его, а в центральных частях, по-видимому вблизи о. Сейдъявр, в пределах выделяемого нами «ареала прорыва» (рис. 2; Буссен и Сахаров, 1958а).

С такими представлениями о форме массива хорошо согласуются результаты сейсмо- и гравиметрии, проведенной в 1960 г. Г. Н. Шаблинским (1963), по суждениям которого Ловозерский массив в целом можно уподобить грибообразному телу с широким основанием и крутопадающими контактами. Внутри зоны «основания», или «ножки», должны находиться породы более легкие, нежели нефелиновые сиениты, известные на поверхности. Эти суждения не противоречат развиваемым нами взглядам на форму и строение массива (см. выше), которые приняты в настоящее время рядом геологов (Атаманов и др., 1961; Герасимовский и др., 1961). Схематически форма и строение щелочного массива на разных этапах его образования показаны в заключительной части данной работы.

Сбросы и сбросо-сдвиги. Различать эти два вида дизъюнктивных дислокаций в Луяврурте мы пока не можем. Геологическим картированием доказано присутствие мелких сбросов только в пределах щелочных комплекс-плутонов. Часть сбросов может быть установлена по косвенным признакам: сопутствующим сбросам зонам интенсивного развития трещиноватости и дайкам щелочных лампрофиров. На равнине, окружающей Луяврурт, покров рыхлых отложений скрывает гнейсы и их тектонику. Предположение Рамсея (Ramsay u. Hackman, 1894) о сбросовом характере Умбозерской впадины находит подтверждение в прямолинейности долин речек севернее Умбозера. Отдельные участки этих долин имеют почти меридиональное (азимут 7—10°), другие — почти широтное (азимут 90—95°) направление, т. е. идут в плане уступами, причем преобладают меридиональные участки. Прямолинейность и пересечение структурных элементов под прямыми углами свойственны расколам кристаллических пород, но не моренному рельефу. Поэтому можно предполагать, что севернее Умбозера действительно имеются меридиональные расколы в гнейсовой толще. Однако установить, был ли здесь сброс или взброс, не представляется возможным. Разломы (или зоны интенсивного проявления трещиноватости) северо-западного простирания также характерны для гнейсовой толщи этого района. Они проявляются в направлении долин ряда рек и водотоков — р. Чуда у северо-восточного края Хибин, древних водотоков у оз. Ревда, р. Сергевань севернее Ловозерских тундр, а также вытянутых, заросших мхом озер и болот между горами и сел. Ловозеро, крайним юго-восточным звеном которых служит Попово озеро. Несмотря на то что северо-западное направление является, как уже подчеркнуто, главным для расколов по всему Кольскому полуострову, об их проявлении в толще гнейсов мы можем часто судить только по косвенным признакам, в то время как сбросы внутри щелочного массива установлены достоверно.

Мелкие сбросы в пределах комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов наблюдались в северо-западной части массива на горах Аллуайв и Карнасурт. Сброс на горе Аллуайв был обнаружен в 1938 г. М. Л. Золотарем, Л. Е. Эгелем и другими геологами. Простирание сброса азимут 75°, падение юго-восточное под углом 65°. По сбросу проходит дайка мончикита; вертикальное смещение около 0.5 м. На горе Карнасурт, в ее северо-западной части, по данным Л. Н. Казаринова и Т. А. Морозовой, дополненных позднее А. К. Поляковым и А. П. Недорезовой, обнаружено несколько сбросов, наибольший из которых имеет амплитуду смещения по вертикали 6—7 м. Простирание сброса азимут 83—93°, падение на юг под углом 30—40°, поднято южное крыло. Вдоль поверхности сброса и в этом случае почти везде проходит дайка мончикита; наблюдаются «глина трения», а также рассланцованные и брекчированные участки пород, сцементированные цеолитами. Этот сброс прослежен на протяжении 600 м. Несколько более мелких сбросов северо-восточного простирания с амплитудой смещения по вертикали около 0.2—0.7 м прослежены на расстояние нескольких сотен метров каждый. Падение сбрасывателей крутое; сбросы устойчивы и иногда сопровождаются дайками щелочных лампрофиров (типа мончикита).

Мелкие сбросы в юго-западной части Луяврурта установлены в 1947 и 1948 гг. На горе Куфтньюн в четвертом сверху слое уртитов (горизонт III-1) отмечен вертикальный сброс с амплитудой 0.20 м, простирание его — азимут 280°. На горе Страшемпахк, в третьем сверху слое уртитов (горизонт II-2), наблюдался сброс северо-восточного простирания, почти вертикальный, с амплитудой 0.4 м. Образование сбросов в условиях

Луяврурта, как указано, часто сопровождается внедрением даек щелочных лампрофиров. Несмотря на то, что выходы даек на поверхности редки, буровые скважины, пройденные в долинах рек, всегда пересекают дайки. Видимо, это связано с образованием трещин отдельности параллельно сбросам и последующим развитием речных долин в зонах интенсивной трещиноватости. По данным Ю. И. Артемьева, сбросы в Ловозерском щелочном массиве хорошо фиксируются при наземных магнитометрических измерениях. Подробнее это явление не изучено.

Сбросы обычно имеют крутое падение. Однако в эвдиалитовых луявритах в верховьях ручья Поденуай отмечены слабо наклонные полосы брекчий шириной от нескольких сантиметров до 2—3 дм. Материал брекчий — эвдиалитовые луявриты, сцементированные тонкокристаллическим коричневым полевым шпатом, цеолитами и штаффелитом. Пологий сброс, по которому проходит жила щелочного лампрофира, встречен и в комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов в скважине у выхода р. Тавайок на предгорья. Молодые сбросы небольшой амплитуды (рис. 19 — *см. вкл. к стр. 31*), по которым идут резко выраженные прямолинейные лога, секущие моренные холмы, известны у юго-восточных предгорий массива (Буссен, 1964). Крупный лог с прямолинейными очертаниями и очень ровным дном, протягивающийся у подножия горы Вавнбед почти в широтном направлении, также, по-видимому, обязан своим происхождением сбросу молодому, но доледниковому, так как выстлан моренными отложениями.

Трещины отдельности. Наблюдения над трещинами отдельности в Луяврурте велись главным образом в щелочных породах. Гнейсы и палеозойские породы изучены в этом отношении гораздо слабее, так как они обычно закрыты рыхлыми отложениями. В гнейсах, примыкающих к Ловозерскому массиву с севера и запада, преобладают крутопадающие трещины северо-восточного и менее резкие — северо-западного простирания. Сходное направление отдельности отмечено и в гнейсах, окружающих массив близ гор Вавнбед и Апуайв (северо-восток массива). На аэрофотоснимках участков, прилегающих к щелочному массиву с юго-запада и юга, в моренном рельефе намечается как бы ромбическая сетка, образованная вершинами холмиков и впадинами между ними, вытянутая в северо-восточном направлении (тупой угол ромба 105—110°). Вероятнее всего, ориентировка моренного рельефа зависит от положения трещин в коренных породах — гнейсах. В гнейсах отмечаются также крутопадающие широтные и меридиональные трещины, наклонные трещины иных направлений, которые не удается свести в определенные системы, и, наконец, пологие трещины отдельности.

В породах ловозерской свиты, особенно в авгитовых порфиритах, обычно отмечается 3—4 направления трещин отдельности, наклоненных к горизонту под углами 45—60°; выявить среди них правильные системы пока не удалось.

В комплекс-плутонах щелочных пород трещины отдельности выражены очень хорошо; они иногда прослеживаются на сотни метров и даже на целые километры. Наблюдаются крутопадающие, наклонные и пологопадающие, а также куполовидные и дугообразные отдельности. В каждой из таких систем выражены два направления раскола, падающие навстречу друг другу и отличающиеся по простиранию на 5—10° (рис. 20). Имеющиеся наблюдения относятся преимущественно к эвдиалитовым луявритам и комплекс-плутону луявритов—фойяитов—уртитов, так как именно эти два комплекс-плутона обнажены на большей части поверхности Ловозерских тундр. Расположение и характер отдельности сходны в обоих комплекс-плутонах.

На большей части Ловозерских тундр наиболее отчетливо выражены крутопадающие трещины (рис. 21), простирание которых близко к широтному; отклонения от этого направления на 7—15° к юго-востоку или к северо-востоку имеются на участках массива, расположенных южнее и севернее оз. Сейдъявр. Эти трещины выражены в щелочном массиве повсеместно, кроме крайнего его юго-запада и северо-запада, где они сменяются крутопадающими соответственно юго-восточного и северо-восточного простирания. Наиболее резко проявляются широтные трещины отдельности в центральной части Луяврурта, к востоку от вершин гор Парга и Сенгисчорр, между верховьями речек Сенгисйок, Муруай, Уэлькуай, Чивруай, Киткуай, Куфтуай, Тавайок. На этой площади, размером около 8×5 км, хорошо прослеживаются отчетливо видные на аэрофотоснимках

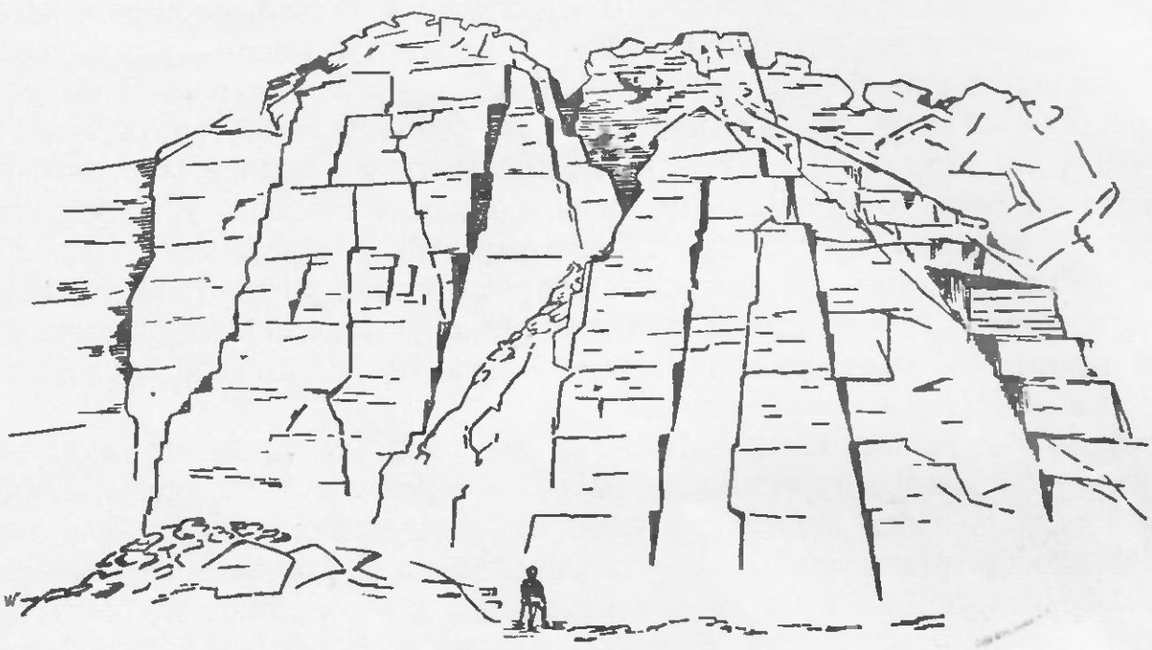


Рис. 20. Меридиональные трещины в эвдиалитовых луяврите (перпендикулярные плоскости рисунка). Долина р. Чивруай, юго-восточный склон.

крутопадающие широтные трещины отдельности двух направлений: одни, идущие почти строго с запада на восток, и другие, отклоняющиеся к юго-востоку; угол между ними достигает 12°. Отдельные расколы протягиваются на 1—3 км. Особо резко выражены широтные трещины отдельности и у верховьев р. Иидычйок — «ущелье Ферсмана», на противоположной этому ущелью стороне долины речки Чивруай, на восточном краю горы Нинчурт и на юго-восточных обрывах горы Куамдеспахк. Здесь этому направлению трещин соответствует появление узких ущелий. Выше ущелий в щелочных породах иногда отмечается образование линейной коры выветривания в виде зон рухляков, имеющих то же положение, что и широтные трещины отдельности.

Крутопадающие трещины меридионального простирания менее ровны, угол между двумя направлениями расколов, их составляющих, больше, чем у широтных трещин. Общий их вид показан на рис. 20. Они развиты так же, как и крутопадающие трещины почти широтного простирания, повсеместно в породах III и IV эруптивных фаз. Однако в комплексплутоне луявритов—фойяитов—уртитов эти трещины развиты явно слабее, чем широтные; в эвдиалитовых же луявритах разница интенсивности трещин обеих направлений меньшая. Меридиональное направление крутых скалистых склонов долин горных речек отмечается гораздо реже, чем широтное, и то лишь на сравнительно коротких отрезках. Однако долины речек Азимут, Ангвундасйок, Сенгисйок и Паргайок в средней

части образуют Г-образные изгибы (с прямыми углами), причем короткая сторона этого изгиба отвечает меридиональному направлению отдельности в комплекс-плутоне луяврито—фойяитов—уртитов. Последнее указывает на значительную интенсивность развитых здесь крутопадающих трещин меридионального простирания на участках длиной до 0.5—1.0 км.

Крутопадающие трещины отдельности юго-восточного простирания юго-западной окраины Ловозерских тундр и соответствующие трещины северо-восточного простирания, развитые в северо-западной части Луяврурта, примечательны тем, что они прослеживаются на большие расстояния (до 3—5 км). В рельефе местности параллельно им на горах Парганьюн, Куфтньюн и Киткньюн появляются два ряда ущелий, идущих строго по одному и тому же направлению. На северо-западных склонах горы Аллуайв эти трещины отмечаются почти вертикальными обрывчиками до 1—5 м высотой, тянущимися наискось по склону горы на протяжении

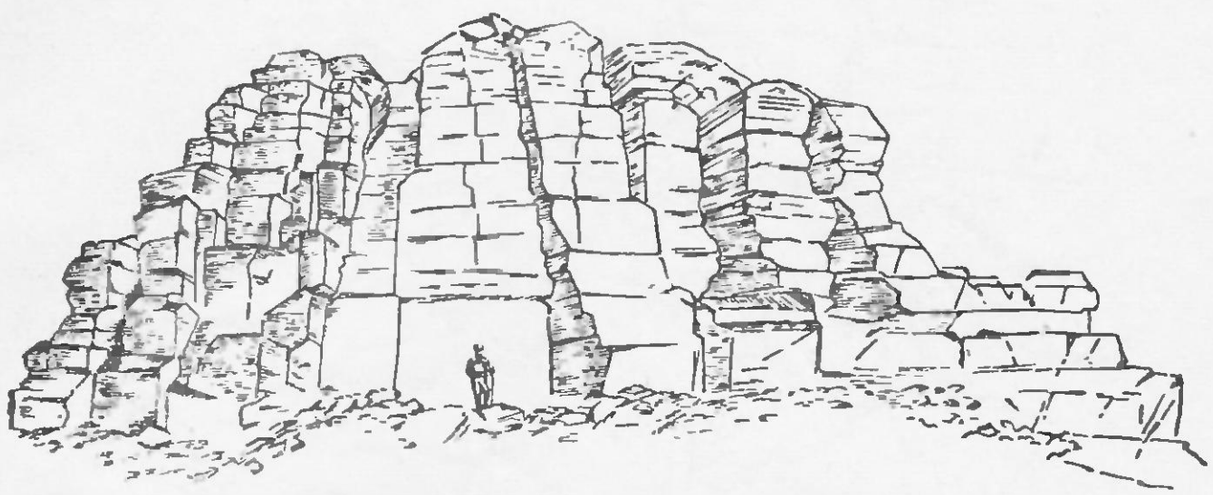


Рис. 21. Широтные трещины (перпендикулярные плоскости рисунка) в эвдиалитовых луяврита х. Долина р. Чивруай, юго-восточный склон.

500—1000 м. В обоих случаях рассматриваемые трещины располагаются в комплекс-плутоне луяврито—фойяитов—уртитов, однако на южной окраине массива зоны расколов подобного направления известны в гнейсах вблизи щелочного массива, где они выражены цепью озер, расположенных на продолжении указанных выше ущелий.

Наиболее отчетливо выделяются в Луяврурте, хотя и в зонах ограниченной ширины, крутопадающие трещины отдельности северо-восточного простирания. Именно по этому направлению располагаются трогообразные долины ручьев Киткуай и Чивруай, как бы продолжающие одна другую; долина нижнего течения речек Тулбньюнуай и Чинглусуай и среднего течения речек Муруай, Уэлькуай; долина речки Вавнйок в ее среднем течении от верховий и почти до оз. Пальга. Узкое ущелье северо-восточного направления отмечается у крутого изгиба среднего течения речки Вавнйок. Это ущелье располагается на расстоянии 150—200 м на юго-восток от излучины речки; горка высотой до 100 м над руслом речки, сложенная эвдиалитовыми луяврита ми, прорезается глубоким ущельем длиной около 0.5 км.

Интенсивные трещины отдельности северо-восточного простирания длиной до 3—5 км прослеживаются как к юго-востоку от цирков Раслака (т. е. в центральном Луяврурте, среди эвдиалитовых луяврито в), так и к северо-западу от этих цирков среди пород комплекса луяврито—фойяитов—уртитов, хотя в последнем случае интенсивность рассматриваемых трещин и уменьшается. Отмечаются длинные трещины такого же направления и на северных склонах горы Карнасурт среди пород комплекс-плутона луяврито—фойяитов—уртитов. На западных склонах

горы Агвундасчорр, там, где речка Ангвундасйок выходит на предгорья, в породах третьей эруптивной фазы отмечается зона интенсивного развития крутопадающих трещин отдельности северо-восточного простирания. Ширина этой зоны около 150—250 м, длина более 2.5 км; располагается она северо-западнее речки Ангвундасйок, но юго-западная ее часть пересекает долину речки. Крутопадающие трещины отдельности северо-восточного простирания особенно интенсивны в эвдиалитовых луявритах, но и среди пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов зоны трещиноватости подобного направления также встречаются в ряде мест. Видимо, именно эти крутопадающие трещины, локально развитые в щелочном массиве, и связаны со сбросами. Сбросы, наблюдаемые в моренных

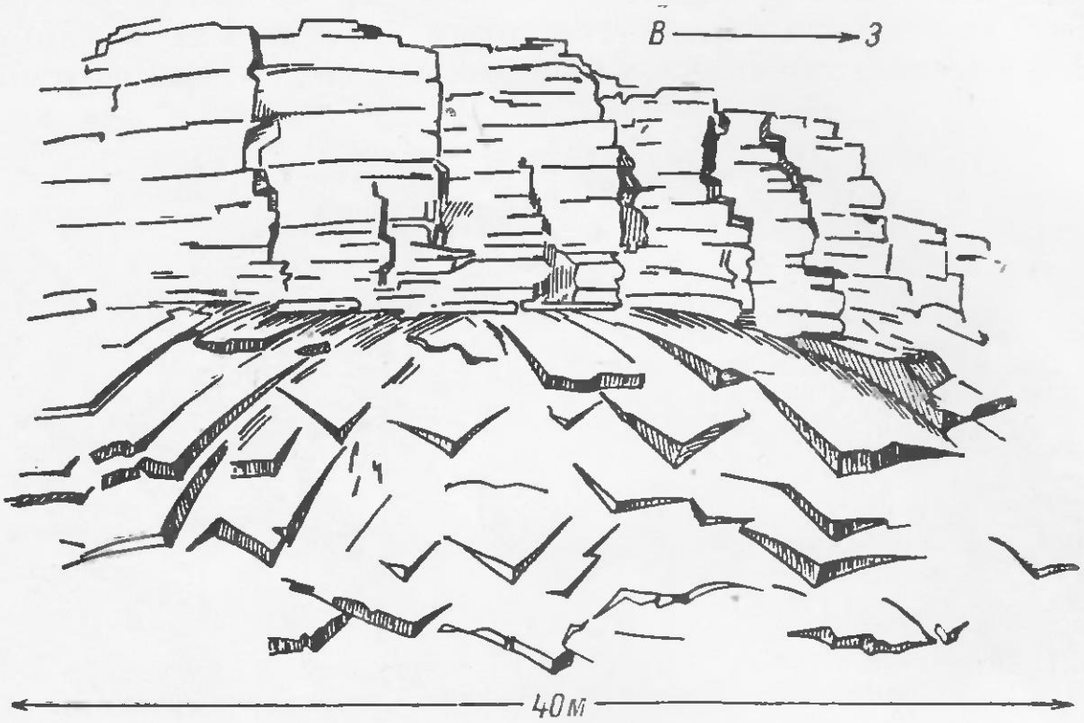


Рис. 22. Куполовидные сколы в эвдиалитовых луявритах. Долина ручья Чивруай.

грядах, а также бо́льшая часть даек щелочных лампрофиров имеют почти такое же направление.

Кроме крутопадающих трещин отдельности, в щелочных породах повсеместно присутствуют пологопадающие «лежачие» трещины. В трахитоидных породах третьей эруптивной фазы одна из систем пологопадающих трещин совпадает с трахитоидностью, т. е. обычно наклонена внутрь массива. В эвдиалитовых луявритах эти трещины располагаются чаще всего независимо от трахитоидности, положение которой здесь непостоянно. Кроме того, на внешних склонах гор Вавнбед, Страшемпахк и Аллуайв, на склонах гор к долине р. Вавнйок отмечаются пологопадающие трещины, наклоненные в ту же сторону, что и склоны гор, но под бо́льшим углом. Вероятно, эти трещины отражают положение контакта с бывшим здесь включением роговиков или остатками кровли, так как параллельно поверхности контакта с ксенолитами всегда наблюдается хотя бы одна система трещин.

Куполовидные сколы пока наблюдались лишь в отдельных местах средней части разреза эвдиалитовых луявритов (рис. 22). Вблизи контакта с ксенолитами трещины отдельности изменяют свое направление. Видимо, этим же объясняется и дугообразная форма искривляющихся крутопадающих трещин, наблюдаемых в коренных породах на бортах долины оз. Сейдъявр. Трещины эти имеют чаще всего широтное простирание и вогнутой стороной направлены к долине, т. е. на север или на юг.

Закономерное положение трещин отдельности в щелочном массиве отражает те тектонические усилия, которые испытали комплекс-плутоны во время своего возникновения. Наблюдения показывают, что бóльшая часть трещин отдельности проявляется не сразу при проходке штреков и штолен, а через некоторое время. Сходное явление имеет место при изготовлении шлифов: трещины отдельности, пересекающие границы зерен отдельных минералов, располагаются параллельно друг другу, но становятся заметными лишь в процессе изготовления шлифа. Правильнее всего думать, что трещины отдельности выражают потенциальные направления наиболее легкого раскола горных пород, лишь проявленные позднейшими воздействиями (тектонические подвижки, силы эрозии, удар молотком, шлифование).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУПП ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД. СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКС-ПЛУТОНОВ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Характеристике групп пород Ловозерского массива необходимо предпослать некоторые замечания о терминологии, укоренившейся в практике геологов, работающих в Луяврурте.

Номенклатура щелочных пород Ловозерского массива, начало которой положено В. Рамсеем, В. Брёггером, а затем О. А. Воробьевой, основана на особенностях структур и текстур, а также на количественных соотношениях между минералами.

Весовые соотношения между важнейшими группами минералов в главных типах ловозерских щелочных пород с лейстовым калинатровым полевым шпатом и принятые нами границы между отдельными разновидностями показаны на рис. 23.

Главными составными частями щелочных пород Ловозерского массива являются калинатровые полевые шпаты (преимущественно микроклин-пертит) и альбит, фельдшпатоиды (нефелин, содалит) вместе с образующимися по ним цеолитами (натролит, анальцим) и щелочные метасиликаты — эгирин, затем щелочной амфибол, иногда биотит, лампрофиллит. Во многих разновидностях количество второстепенных, но характерных составных частей (эвдиалита, сфена, апатита и т. д.) суммарно достигает 10—15% по объему.

Названия некоторых ловозерских пород нуждаются в пояснении. Нефелиновые сиениты из Луяврурта с лейстовидным (таблитчатым) калинатровым полевым шпатом и трахитоидной текстурой получили наименование луявритов еще в XIX в. (В. Брёггер, по коллекции В. Рамсея — см.: Левинсон-Лессинг и Струве, 1937; В. Рамсей в кн.: Ramsay u. Hackman, 1894). Лейкократовые разновидности таких пород, названные В. Рамсеем (там же) фойяитовыми луявритами, О. А. Воробьева (1937) определила как фойяиты. Нетрахитоидные разновидности нефелиновых сиенитов с лейстовым калинатровым полевым шпатом О. А. Воробьева называла дитроитами. Все ловозерские «фойяиты» по соотношениям важнейших минералов соответствуют «ювитам» В. Брёггера (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937) с тем отличием, что ювиты из Ювет не содержат альбита. Аналогичное применение термина «фойяит» было у Х. Вашингтона и у Холланда еще в начале XX столетия. «Дитроит» О. А. Воробьевой оказывается породой, средней по составу между фойяитом и уртитом. Сейчас такую породу при лейстовой (таблитчатой) форме зерен калинатрового полевого шпата в Ловозерском массиве называют «ювитом» (см. также: Полканов и Елисеев, 1941, для ювита Гремяха—Вырмес). Однако Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953), а также К. А. Власов, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськова (1959) называют ювитами полевошпатовые уртиты, а Н. В. Иванов

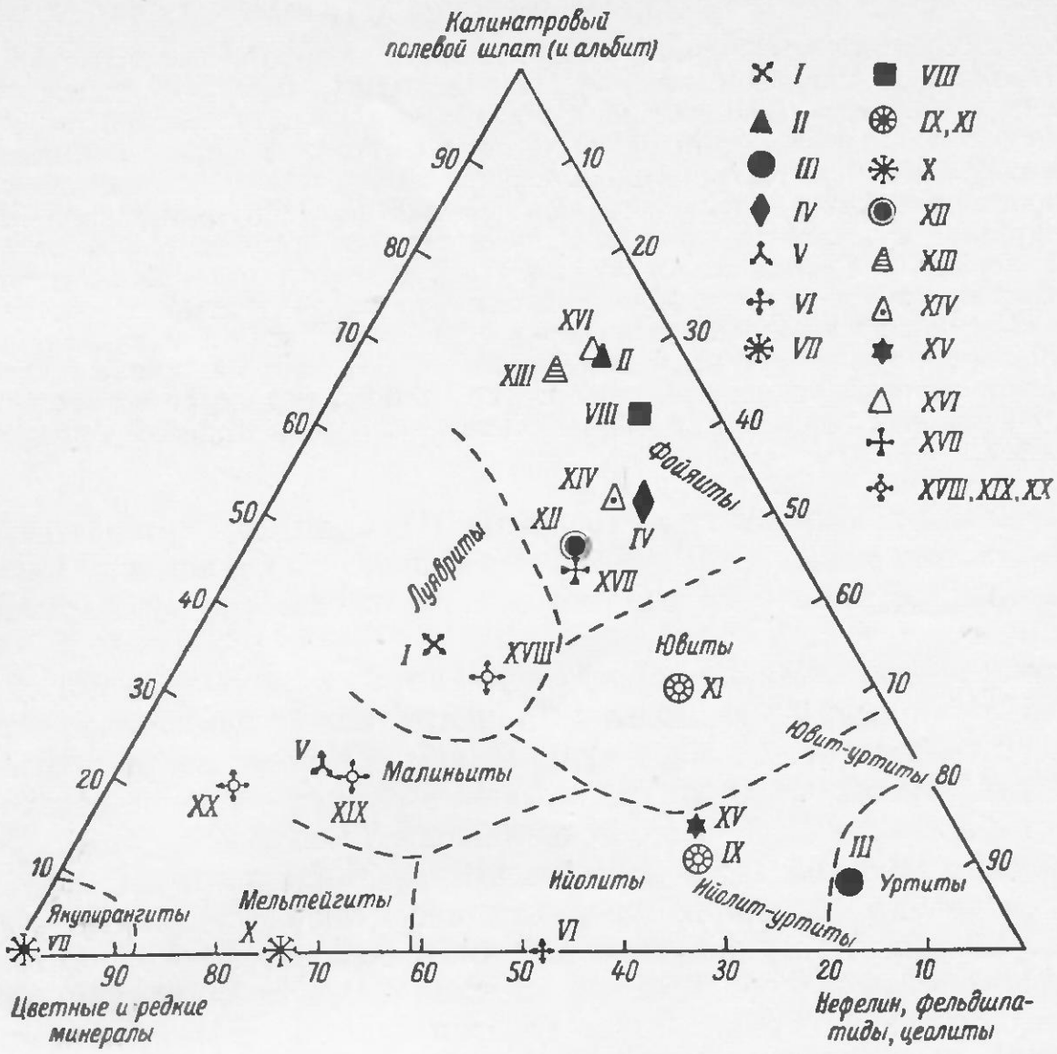


Рис. 23. Разделение щелочных пород с лейстовым калинатровым полевым шпатом и некоторых других по весовым соотношениям важнейших групп минералов.
Опорные наименования пород:

Номера пород	Породы	Калинатровые полевые шпаты и альбит, %	Нефелин совместно с содалитом, канкринитом и цеолитами, %	Цветные и рудные минералы, %
I	Луяврит	35	24	41
II	Фойяит	67	24	9
III	Уртит	7	79	14
IV	Ювит	51	36	13
V	Малиньит	21	20	59
VI	Нйолит	—	52	48
VII	Якупирангит	—	1	99
VIII	Дитроит	61	31	8
IX	Науяит	10	63	27
X	Мельтейгит	—	26	74
XI	Науяит	30	5	19
XII	Тингуаит	46	32	22
XIII	Фойяит	65	21	14
XIV	»	52	33	15
XV	Суссексит	14	60	36
XVI	Фойяит	68	23	9
XVII	Хибинит	44	33	23
	Какортокиты:			
XVIII	белый	31	32	37
XIX	красный	20	24	56
XX	черный	19	13	68

Примечание. I—VIII, X, XII, XV—XVII — по В. С. Трегеру (Tröger, 1935); XIII — по А. А. Полканову (1946б); XIV — по Б. М. Куплетскому (1950); XVI — по Х. Вашингтону (Washington, 1902); IX, XI, XVIII—XX — данные рассчитаны по Н. В. Уссингу (Ussing, 1912).

(1960) вообще не применяет термин «ювит». Нами все нефелиновые сиениты с лейстами (здесь табличками или пластинками) калинатрового полевого шпата относятся к группе луявритов—фойяитов и частично — ювитов, как отмечено выше. Породы внутри этой группы разделяются по количественно-минералогическим соотношениям. Крайним членом группы оказывается уртит, часто с пойкилитовой структурой, так как идиоморфные зерна нефелина пойкилитово включены внутри более крупных кристаллов шахматного альбита, канкринита или эгирина. Часть ювитов также имеет аналогичную пойкилитовую структуру. Переходные разновидности от уртитов к ийолитам среди ловозерских пород называются ийолит-уртитами; однако ийолит-уртиты, содержащие таблички калинатрового полевого шпата и рудные минералы, получили наименование «малиньита» (Нефедов, 1938), которое вошло в литературу. Определения ловозерских щелочных пород по составу, структуре и текстуре, применяемые различными геологами, в общем совпадают, однако границы пород твердо не установлены.

Положение границ между породами, связанными постепенными переходами, является условным. Количественные соотношения между минеральным составом групп пород отражены на диаграмме (см. рис. 23).

На той же диаграмме видно, что одинаковые количественные соотношения между главными группами минералов имеют различные щелочные породы, отличающиеся своей структурой. Разновидности нефелиновых и щелочных сиенитов, в которых зерна калинатрового полевого шпата не имеют форму лейст, вообще не включены нами в диаграмму.

Породы, в которых зерна фельдшпатидов, близкие по размеру, пойкилитово включены в зернах калинатрового полевого шпата, получили название пойкилитовых нефелиновых (или содалитовых) сиенитов. Если в подобной породе, обладающей пойкилитовой структурой основной массы, имеются значительно более крупные кристаллы нефелина или полевого шпата, то породу относят к порфировидным нефелиновым сиенитам. Нефелиновые сиениты без вкрапленников и без пойкилитовой структуры, в которых калинатровый полевой шпат не имеет формы лейст, сохранили название «нефелиновые сиениты», подразделяющиеся на равномерно- и неравномернозернистые, и т. д.

В нефелиновых сиенит-порфирах и ромбен-порфирах относительно крупные вкрапленники нефелина или калинатрового полевого шпата резко выделяются среди тонкозернистой основной массы. У овоидофиров ту же роль играют овоиды, чечевицы и линзы, иногда искривленные, сложенные щелочным полевым шпатом, иногда вместе с нефелином.

Структуры ловозерских щелочных пород не укладываются в рамки существующих классификаций и требуют специального изучения. Здесь применяется, кроме общепринятых, термин «луявритовая» для обозначения той разновидности гипидиоморфнозернистой структуры, в которой расположение таблиц и призм метасиликатов обусловлено размером и положением идиоморфных таблиц (лейст) калинатрового полевого шпата и зерен нефелина. Краевые части кристаллов полевого шпата и нефелина при этом оказываются неровными в силу большего идиоморфизма метасиликатов.

Применяется нами также определение «каркасная структура» для обозначения особенностей гипидиоморфнозернистой структуры основной ткани ряда порфировидных луявритов. В этих породах относительно крупные, резко идиоморфные иглы эгирина, пересекаясь под разными углами, образуют как бы каркас породы, значительно повышая ее крепость. Для мелко- и тонкозернистых пород с «луявритовой» разновидностью структуры основной ткани в соответствии с принятыми обозначениями применяется термин «микролуявритовая структура».

Уточнение применяемых нами определений необходимо и для описания строения отдельных комплекс-плутонов.

В комплекс-плутонах закономерно и многократно чередуются горизонты (залежи) трахитоидных и нетрахитоидных пород, обогащенных или нефелином, или полевым шпатом, или метасиликатами вплоть до анхимономинеральных слоев. Наиболее детально это чередование изучено в комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов, где установлены крупные, охватывающие значительные части разреза «единицы ритма» и слагающие их простейшие «элементы ритмичности» (терминология, примененная Л. Р. Уэджером; Wager, 1953). Ритмическое чередование слоев и частей разреза установлено и в комплекс-плутонах эвдиалитовых луявритов, а также пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов.

Элементом ритмичности в первично расслоенных интрузивных массивах является устойчиво повторяющееся сочетание двух или нескольких слоев пород. В комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов элемент ритмичности состоит из массивных (верхняя часть) и трахитоидных (нижняя часть элемента ритмичности) слоев пород. Между массивными и трахитоидными породами имеется или быстрый переход, или отчетливая граница; иногда их разделяет пегматоидный прослой. Массивные породы представлены уртитами, ийолитами или ювитами, вверх по разрезу переходящими в фойяит-ювиты и фойяиты (рис. 24). Трахитоидные породы элемента ритмичности представлены луявритами, луяврит-ювитами или фойяитами, по направлению вниз переходящими в массивные фойяиты. Не всегда обособление пород доходит до появления ювита или уртита, непосредственно над слоем луяврита может залегать фойяит, лишь несколько обогащенный нефелином. Сразу выше зоны перехода и в самой этой зоне, в прослое мощностью 1—20 см накапливаются цветные и окрашенные, а также тяжелые минералы: эгирин, сфен, рамзаит, эвдиалит, апатит и др. Подобное строение «элемента ритмичности» встречается наиболее часто, являясь типичным. Однако оно может осложняться. Так, при появлении внутри массивных пород, богатых нефелином, прослоя пород, обогащенных полевым шпатом, обычно трахитоидных (например, луяврита, луяврит-ювита, фойяита или фойяит-ювита, пегматоидного фойяита или пегматоида), содержание тяжелых минералов резко падает. Некоторые горизонты уртита по простиранию переходят в пегматоиды, что особенно характерно для горизонтов апатитового ювита, или же раздваиваются, а затем сливаются вновь.

Единицами ритма названы крупные части разреза комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, состоящих из нескольких повторяющихся элементов ритмичности. В каждой единице ритма вверху преобладают горизонты лейкократовых пород (верхняя пачка — преимущественно фойяиты), а внизу — пород более меланократовых (нижняя пачка — преимущественно луявриты). В верхней пачке каждой единицы ритма обычно у самой нижней границы находится относительно более мощный (3—10 м) горизонт уртитов (или ювитов). Самой же границей между верхней и нижней пачками считается висячий бок ближайшего слоя луявритов, лежащего ниже этого уртитового горизонта. Границы между единицами ритма выделяются всегда несколько условно — там, где луявриты низов одной пачки переходят в фойяиты другой, лежащей еще ниже. Внутри каждой единицы ритма учитываются все элементы ритмичности и все горизонты уртитовых (и ювитовых) пород.

Нумерация единиц ритма (*римские цифры*) сверху вниз — общая по разрезу; нумерация уртитовых горизонтов своя для каждой единицы ритма (*арабские цифры*), — также сверху вниз.

Деление нормального разреза комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов на части и нумерация уртитовых горизонтов, принятые в настоящей работе, были предложены в 1959 г. Н. В. Ивановым,

О. М. Глазовой и Н. И. Поташовой совместно с Л. Н. Латышевым и А. С. Сахаровым. Детальное описание этого разреза дано при описании самого комплекс-плутона III эруптивной фазы. Здесь же нужно лишь указать, что данное разделение не является совершенным, так как не полностью отражает свойства нормального разреза.

Если принять за основу выделения элемента ритмичности, кроме смены пород, также постепенность и резкость переходов между ними, то элементы ритмичности выделились бы несколько иначе, а именно от висячего бока трахитоидных пород (луяврито в) вверху до лежачего бока пород массивных (уртитов) внизу. В этом случае пришлось бы иначе выделить и границы между единицами ритма, принимая также за границы лежачий бок мощных горизонтов уртитов. Разделение единиц ритма на верхнюю и нижнюю пачки позволяет учитывать и эту особенность чередования слоев пород.

Принятые в настоящей работе границы единиц ритма во многом близки к границам «серий», рассмотренных в статье А. В. Атаманова, С. Ф. Лугова и Я. М. Фейгина (1961). Однако в указанной статье объединены общей номенклатурой горизонты различного состава единственно по признаку удобства применения их в качестве маркирующих слоев. Такой подход приводит к постоянной ренумерации уртитовых слоев в зависимости от того, признается ли он в этом году маркирующим или нет. Значительное число уртитовых горизонтов (около половины) вместе с вмещающими их элементами ритмичности вообще не учитывается, что недопустимо. Кроме того, выпадает из нумерации II единица ритма.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ (I ГРУППА ПОРОД)

В составе этой группы известны:

1. Нефелиновые сиенит-порфиры.
2. Нефелиновые и щелочные ромбен-порфиры.
3. Овоидофиры.
4. Тонкозернистые нефелиновые и щелочные сиениты.
5. Нефелиновые ороговикованные породы.

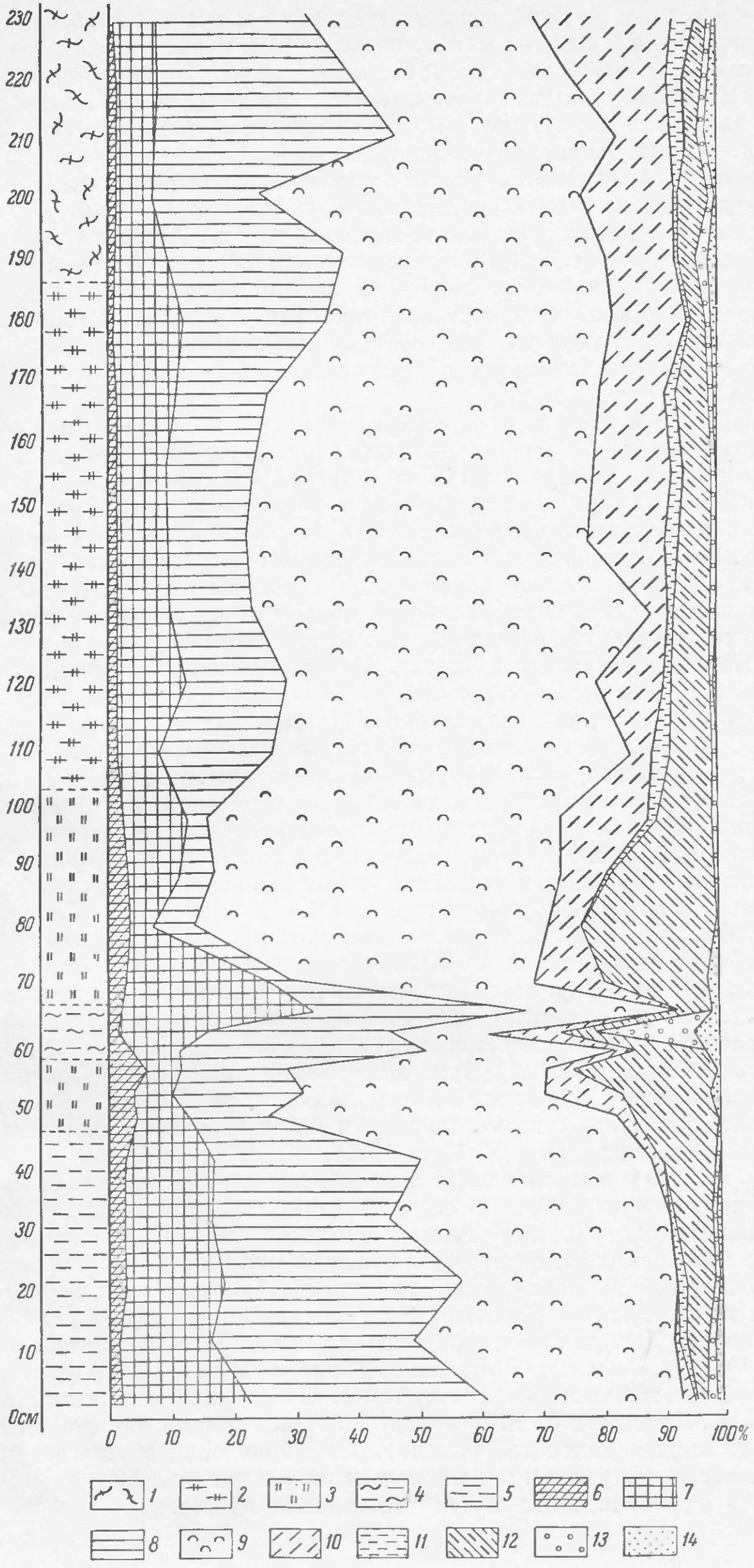
Для всех пород характерен катаклаз, проявляющийся или вдоль узких зон (полосок), или охватывающий всю породу в целом.

Текстура метаморфизованных щелочных пород массивная или неявнослоистая, структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая или овоидная, местами пойкилитовая (пойкилобластическая) или роговиковая.

В породах с порфировидной структурой количество вкрапленников, представленных нефелином и калинатровым полевым шпатом, сильно меняется. Иногда оно настолько возрастает, что структура породы приближается к неравномернозернистой. Неоднократное воздействие щелочной магмы, которому подвергались ксенолиты, привело к интенсивному метаморфизму, выразившемуся в широком развитии метасоматических и контактных минералов, в повсеместном катаклазе, захватившем и вкрапленники, и минералы основной ткани, а также в появлении роговиковых структур.

Рис. 24. Изменение минерального состава и границы пород в пределах одного элемента ритмичности (горизонт III-5), среднее по 5 пересечениям. (По Н. В. Иванову и др.).

Породы: *1* — фойяит, *2* — юдит, *3* — уртит, *4* — чередование пегматоидов и луяврита, *5* — луяврит; минералы: *6* — титанаты, *7* — эгирин, *8* — калинатровый полевой шпат вместе с альбитом, *9* — нефелин, *10* — цеолиты, *11* — содалит, *12* — апатит, *13* — эвдиалит, *14* — прочие минералы.


230
220
210
200
190
180
170
160
150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0см
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100%
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Нефелиновые сиенит-порфиры — мелкозернистые и тонкозернистые породы, розовато-серые до жемчужно-серых, с массивной, реже неявнослоистой текстурой; структура их порфировидная, структура основной массы гипидиоморфнозернистая до роговиковой. Вкрапленниками являются нефелин и реже калинатровый полевой шпат (анортоклаз и, видимо, микроклин). Основная масса сложена нефелином, калинатровым полевым шпатом вместе с альбитом и метасиликатами. Последние представлены чаще всего щелочным амфиболом с характерным плеохроизмом в мутных голубовато-зеленых тонах. Хороших кристаллов амфибол не образует. Эгирин появляется вместе с грануляцией нефелина, поэтому неясно, является ли он первичной составной частью пород, так же как и присутствующие иногда сфен, эвдиалит, минералы типа перовскита и сульфиды. На составе нефелиновых сиенит-порфиров сильно сказалось контактное воздействие более поздних щелочных интрузий.

Нефелиновые и щелочные ромбен-порфиры — зеленовато-серые до розовато-серых, неравномернозернистые породы, неявнослоистые, с характерной порфировидной структурой. Вкрапленниками служат кристаллы зеленовато-серого калинатрового полевого шпата, ромбовидные поперечные сколы которого резко выделяются в мелкозернистой массе породы. Иногда появляются вкрапленники нефелина, изредка — авгита. Размер вкрапленников полевого шпата достигает 1—2 см по длинной оси. Основная масса состоит из мелких зерен калинатрового полевого шпата, нефелина, щелочного амфибола или реже — эгирина. Иногда присутствует биотит. Отмечаются апатит, сфен, кальцит, сульфиды. Соотношение количества вкрапленников и основной массы изменяется очень сильно (вкрапленники составляют от $^1/_{10}$ до $^3/_4$ объема породы). Количество нефелина может значительно уменьшаться. Полевой шпат первоначально был анортоклазом, но сейчас он почти весь превращен в альбит. Авгит вкрапленников не связан переходами с эгирином основной массы; его идиоморфные, почти изометричные зерна, слегка зеленоватые или желтоватые в шлифе, замещаются иногда с краев мелкими зернышками эгирин-авгита. Внешне некоторые разновидности ромбен-порфиров очень напоминают ромбен-порфиры из района Осло (Хольтедаль, 1958), отличаясь от них составом полевых шпатов. В то время как для ромбен-порфиров Норвегии, по У. Хольтедалю, типичен плагиоклаз, в ловозерских ромбен-порфирах вкрапленники представлены альбитом или анортоклазом. По своему химизму значительная часть ловозерских пород рассматриваемой группы является калинатровой.

Ловозерские ромбен-порфиры оказываются подобными норвежским щелочным породам, сейчас именуемым ларвикит-порфирами, т. е. именно тем разновидностям, которые впервые и были названы Леопольдом фон Бухом ромбен-порфирами (Tröger, 1935).

Овоидофиры вызывают наибольший интерес в данной группе. Это темно-серые или черные породы, очень тонкозернистые, с белыми овоидальными выделениями. Размер овоидов колеблется от долей сантиметра до нескольких сантиметров по большей оси. Форма — от правильно-эллипсоидальной до каплевидной и чечевицеобразной; иногда они изогнуты и дают отростки. Количество овоидов достигает $^1/_3$ и даже $^3/_4$ всей массы породы. Термин «овоидофиры» взят нами в кавычки, так как в отличие от Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937) мы применяем его чисто морфологически. Некоторые разновидности этих пород Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) определяют как фонолитовый порфир и миндалекаменный фонолит. По форме овоиды иногда сходны с миндалинами эффузивов, однако они не имеют признаков, позволяющих допускать их образование путем выполнения пустот.

Постепенные переходы связывают эти «овоидофиры» с породами, обладающими «сетчатой» текстурой. Сетка жилок в них образована предельно растянутыми «овоидами». Овоиды сложены калинатровым полевым шпатом — анортоклазом, часто полностью распавшимся на альбит и микроклин,[1] местами с нефелином и очень редко с малым количеством цеолитов. Размер зерен минералов, слагающих «овоиды», сильно варьирует; они всегда несут следы катаклаза. Иногда удается видеть, что весь овоид представляет собой единый индивид калинатрового полевого шпата, имеющий овоидальные или линзообразные очертания. Иногда, наоборот, контуры единого кристалла калишпатрового полевого шпата, имеющего не вполне правильные грани, выходят за пределы овоида (что видно при скрещенных николях), переполняясь мелкими пластинками биотита. Последний, однако, не проникает внутрь овоида.

Нефелин внутри овоидов может образовывать зерна неправильной формы, имеющие извилистые границы с зернами анортоклаза, или же в виде изометрических зерен оказывается пойкилитово включенным в полевой шпат, но чаще всего два-три гранулированных зерна нефелина располагаются в краевых частях альбитизированного овоида. В этом случае судить о первоначальных структурных взаимоотношениях не представляется возможным. Основная масса представлена мелкими зернами щелочного полевого шпата иногда с нефелином и пластинками темной слюды (биотита).

Тонкозернистые нефелиновые и щелочные сиениты[2] представляют собой серые или светло-серые, коричневатые массивные породы с гипидиоморфной или порфировидной структурой. Вкрапленниками служат хорошо образованные таблички калинатрового полевого шпата. Н. А. Елисеев (Елисеев и Федоров, 1953) указывает на присутствие в этих породах вкрапленников авгита. Основная масса состоит из мелких лейсточек калинатрового полевого шпата, часто — нефелина и метасиликатов. В ряде разновидностей темноцветные компоненты представлены биотитом, в других — мутно-голубым амфиболом. Постоянно отмечается дымчато-фиолетовый апатит.

Характерной особенностью структуры основной ткани является расположение лейст полевого шпата почти под прямым углами, в результате чего образуется прямоугольная сетка, хорошо заметная под микроскопом при скрещенных николях.

Нефелиновые ороговикованные породы (нефелиновые роговики) наименее изучены из всей группы метаморфизованных щелочных пород. Цвет их темно-серо-зеленый или зеленовато-черный; текстура обычно массивная. Породы тонкозернистые с гранобластической структурой. Состоят нефелиновые роговики из нефелина, альбита, эгирина, иногда — щелочного амфибола; присутствуют эвдиалит, сфен, сульфиды, апатит. Часто невозможно установить, за счет какой первичной породы образовались эти роговики.

Преобладающими породами в первом комплексе являются светло-серые нефелиновые сиенит-порфиры. Ромбен-порфиры, щелочные сиениты и особенно овоидофиры встречаются значительно реже. По-видимому, эти породы и первоначально имели незначительное распространение.

Метаморфизованные щелочные породы в настоящее время залегают в виде ксенолитов, различных по форме и размерам, включенных в более поздние щелочные породы. В крупных ксенолитах заметна расслоенность, — чередование слоев, различных по составу и структуре. Мощность отдель-

---

[1] Распад обычно устанавливается лишь рентгенометрией.

[2] Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) подобные породы описывают как фонолиты и фонолит-порфиры.

ных слоев колеблется от долей метра до нескольких метров, слои имеют резкие границы или связаны переходами.

Наиболее мощные слои, в том числе и слои овоидофиров, прослеживаются на протяжении десятков или даже сотен метров в зависимости от размеров самого включения. Маломощные слои нередко выклиниваются через несколько метров или же огибают ксенолиты вмещающих пород. Объем, занимаемый породами рассматриваемой группы в изученной части Ловозерского массива, составляет не более 2—3%. Самые крупные ксенолиты метаморфизованных щелочных пород располагаются на плато и склонах гор Куамдеспахк и Нинчурт. Включения на плато Куамдеспахк сложены различными нефелиновыми сиенит-порфирами и тонкозернистыми нефелиновыми, а также щелочными сиенитами. Нефелиновыми сиенит-

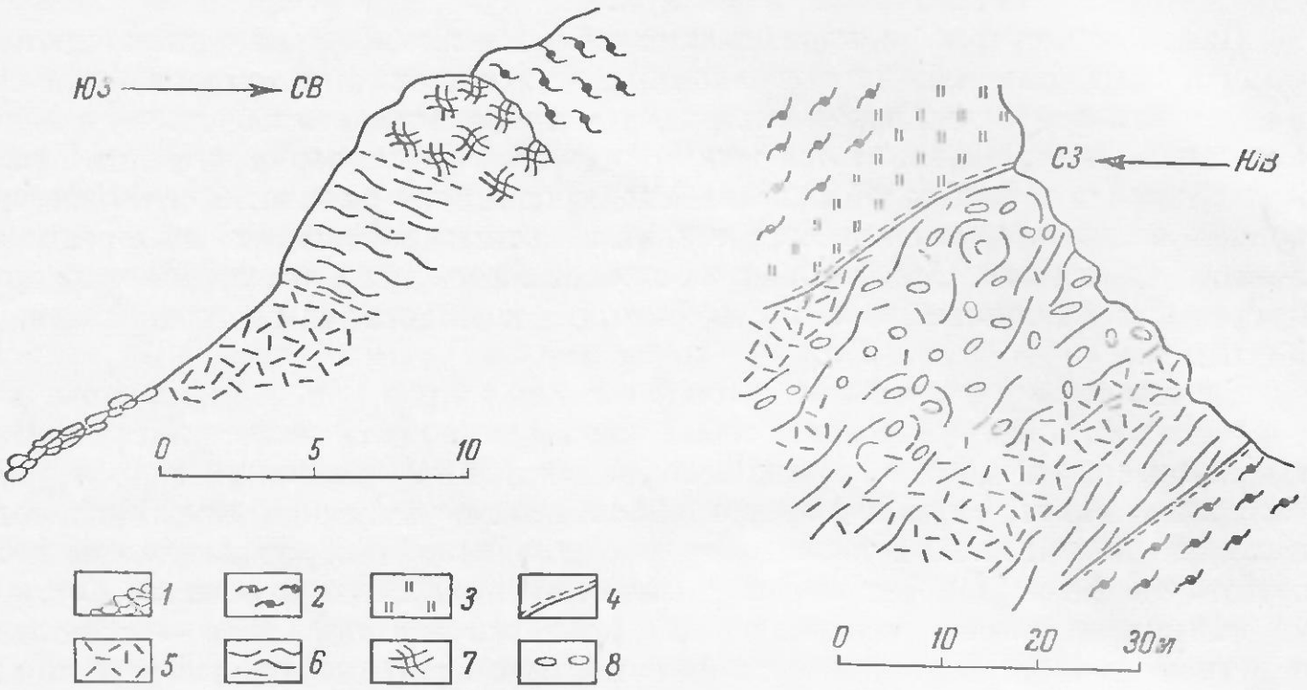


Рис. 25. Слоистость метаморфизованных щелочных пород. Южный склон горы Куамдеспахк.

1 — осыпь; породы III комплекс-плутона: *2* — фойяиты, *3* — уртиты, *4* — контакты; метаморфизованные щелочные породы: *5* — массивный тонкозернистый нефелиновый сиенит, *6* — «струйчатый» порфировидный нефелиновый сиенит, *7* — щелочной сиенит с «сетчатой» текстурой, *8* — овоидофир.

порфирами, овоидофирами и тонкозернистыми нефелиновыми сиенитами сложены включения на южном склоне горы Куамдеспахк (рис. 25) и на склонах этой горы к долине речки Сулуай. Большинство включений не отмечено на карте вследствие малых (менее 50 м в поперечнике) размеров.

Включения метаморфизованных щелочных пород на плато отрога Кэулньюн представлены тонкозернистыми нефелиновыми и щелочными сиенитами. Многие включения пород этой группы при геологическом картировании в 1935—1937 гг. в районе горы Пьялкимпор, на склоне к р. Вавнйок, были объединены с породами ловозерской свиты. На северо-западе массива метаморфизованные нефелиновые сиениты были встречены на южном склоне плато Кедыквырпахк, на высоте около 690 м, в долине ручья (мелкий выход на карте не показан) и на северных склонах горы Карнасурт. Нефелиновые сиенит-порфиры вместе с ромбен-порфирами слагают крупное тело на восточной окраине плато Нинчурт, образуя обособленную вершинку, похожую на пирамиду. Обнажаются они и по ущельям к северо-востоку от этой вершинки. Многочисленные мелкие включения промыты долинами ручьев, идущих по северному склону горы Нинчурт и на северо-восточных ее предгорьях. На юг от горы Нинчурт включения метаморфизованных пород не встречаются, за исключением

одного обнажения близ речки Анкисуай. В западной и северо-западной частях массива метаморфизованные щелочные породы пока не найдены. В центральной части массива обрывистые склоны и закрытые мореной днища долин не могут быть обследованы детально, поэтому судить окончательно об отсутствии этих пород нельзя. Не найдены они пока и на горе Вавнбед — на крайнем северо-востоке массива.

В обнажениях по западному борту теснины речки Бухты (северный склон горы Нинчурт) видны жилы метаморфизованных нефелиновых сиенит-порфиров, секущие эффузивно-осадочные породы ловозерской свиты. В ряде других обнажений также можно проследить их жилы и дайки, секущие породы, относимые к ловозерской свите. На горах Куамдеспахк и Нинчурт наблюдаются контакты метаморфизованных щелочных пород, определяемые как эруптивные, с туфогенными сланцами авгит-порфиритового и андезитового состава, на что и указывалось ранее. Во многих местах известны эруптивные брекчии, в которых обломки представлены породами ловозерской свиты, а цемент — метаморфизованными щелочными породами. При этом непосредственно в контакте с включениями нефелиновый сиенит-порфир приобретает состав нефелинового ромбен-порфира, т. е. во вкрапленниках появляются нефелин и калинатровый полевой шпат. Эти вкрапленники образованы монокристаллами, в ряде случаев со следами катаклаза.

Метаморфизованные щелочные породы, по наблюдениям в обнажениях, являются более ранними, чем породы, относимые ко второй эруптивной фазе. Так, на северо-восточном крае горы Нинчурт, ниже ее пирамидальной вершинки, в обнажении «щели», видно, что слои метаморфизованных щелочных пород, представленных нефелиновыми сиенит-порфирами и нефелиновыми ромбен-порфирами, срезаются эруптивным контактом с породами группы пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов. Жилы состава пойкилитовых нефелиновых сиенитов наблюдались в метаморфизованных щелочных породах на северном склоне горы Нинчурт. Поэтому мы и рассматриваем образование нефелиновых сиенит-порфиров, ромбен-порфиров и тому подобных пород как результат наиболее ранней фазы эруптивной деятельности щелочной магмы, предшествовавшей во времени прочим этапам возникновения Ловозерского щелочного массива. Вернее всего их рассматривать как экструзивные образования, возможно с частичным выходом щелочной магмы на поверхность.

Установить форму тела, образованного прежде метаморфизованными щелочными породами, и его объем не удается. При последующих этапах эруптивной деятельности тело (или тела), ныне сложенное метаморфизованными щелочными породами, было разбито на отдельные обломки, которые перемещались, поворачивались и вновь дробились, что явствует из положения слоев пород в огромных эруптивных брекчиях.

Кроме того, все метаморфизованные щелочные породы характеризуются значительными изменениями первичного минерального состава, часто явно обусловленными воздействием более поздних щелочных интрузий.

ПОЙКИЛИТОВЫЕ И ПОРФИРОВИДНЫЕ НЕФЕЛИНО-СОДАЛИТОВЫЕ СИЕНИТЫ (II ГРУППА ПОРОД)

Комплекс-плутон пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов слагается преимущественно теми породами, которые и дали ему название. Выделение главных пород комплекс-плутона и их наименование произведено О. А. Воробьевой в 1935 г.

Рассматриваемая группа состоит из трех серий щелочных пород.

А. Мелкозернистые нефелиновые сиениты и ювиты.

Б. Порфировидные и равномернозернистые нефелиновые сиениты.
В. Пойкилитовые и неравномернозернистые нефелино-содалитовые сиениты и согласно залегающие с ними фойяиты, щелочные сиениты и другие породы.

Геологические соотношения указанных серий выяснены недостаточно. Их объединяет одинаковое положение среди прочих групп щелочных пород. Наименее точно определено место, занимаемое мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами (и ювитами). На дневную поверхность они почти не выходят, их непосредственных контактов с метаморфизованными щелочными породами наблюдать не удалось. Неясно соотношение этих пород и с порфировидными нефелиновыми сиенитами, хотя в шлифах видно, что некоторые породы обеих серий имеют близкую структуру. Мелкозернистые нефелиновые сиениты и ювиты встречены в керне скважин чаще всего в виде отдельных участков среди пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, но также и среди пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов. Размеры таких включений достигают (максимально) нескольких десятков метров, обычно они меньше нескольких сантиметров. На границах включений мелкозернистых нефелиновых сиенитов в пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов появляется тонкий прослой пегматоидов (мощностью 0.1—10 см), иногда пегматитовые образования отсутствуют. Контактных изменений, устанавливаемых визуально, не наблюдается. Однако в мелкозернистых нефелиновых сиенитах вблизи контакта всегда появляются сульфиды, количество которых может достигать 1—3% (по объему). Такие же соотношения наблюдаются и на контактах с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами у сфеновых фойяитов (или фойяит-ювитов), принадлежащих к породам III эруптивной фазы. Местами среди участков мелкозернистых нефелиновых сиенитов, не имеющих определенной формы, появляются более крупные лейсты калинатрового полевого шпата, которые нередко располагаются вкрест границ, переходя из мелкозернистых нефелиновых сиенитов в прожилки фойяитов.

Несогласный контакт порфировидных нефелиновых сиенитов с метаморфизованными щелочными породами был отмечен в обнажениях на восточном слоне плато горы Нинчурт (см. вкладку). Здесь выходы согласно залегающих слоев метаморфизованных щелочных пород имеют ширину более 80 м; контакт срезает эти слои под углом (в плане) около 60°. Непосредственные границы между порфировидными и пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами в крупных обнажениях не отмечались. Пойкилитовые включения фельдшпатидов в калинатровом полевом шпате иногда наблюдаются среди пород, относимых к порфировидным нефелиновым сиенитам. Геологические соотношения, наблюдаемые между породами различных серий, позволяют допускать не один, а два этапа (или субфазы) эруптивной деятельности, которым и отвечают выделенные серии пород: IIA, а затем IIБ и IIВ одновременно.

Зона приконтактных брекчий, наподобие бордюра окаймляющая щелочной массив с запада, северо-запада и юго-запада, более чем наполовину состоит из пород III эруптивной фазы — пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов вместе с неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами, включающими мелкозернистые нефелиновые сиениты; участки этих пород сцементированы пегматоидными или обычными фойяитами и ювитами III эруптивной фазы.

Мелкозернистые нефелиновые сиениты и ювиты

Сюда относятся:
1. Мелкозернистые нефелиновые сиениты.

2. Мелкозернистые ювиты.

Макроскопически обе разновидности обычно различить не удается. Цвет пород серый, до темно-серого, микротекстура слоистая за счет чередования прослоев, обогащенных то нефелином, то полевым шпатом. Характерна структура пород, близкая к бостонитовой, но отличающаяся веероподобными срастаниями индивидов полевого шпата. Размер зерна мелкозернистых нефелиновых сиенитов очень непостоянен; здесь известны, кроме мелкозернистых, тонкозернистые и среднезернистые разновидности.

При этом структурный рисунок пород и характер слагающих их минералов остаются одними и теми же. Первичное строение тел, сложенных мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, неизвестно. Провести корреляцию участков, встреченных даже в двух соседних скважинах, не удается. Вместе с тем вдоль всего западного края Ловозерских тундр в кернах скважин встречены мелкозернистые нефелиновые сиениты и ювиты, причем на крайнем северо-западе массива они непосредственно контактируют с гнейсами. В обнажениях эти породы встречены на горах Нинчурт, Пункаруайв и на северном склоне горы Карнасурт.

На схеме геологического строения Луярурта площади, занятые мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и ювитами, не выделены, так как размеры таких участков слишком малы, а располагаются эти породы совместно с пойкилитовыми или порфировидными нефелиновыми сиенитами. Вместе с тем внутри тел (или участков) последних пород мелкозернистые нефелиновые сиениты не занимают определенного положения.

Наиболее вероятно, что мелкозернистые нефелиновые сиениты и ювиты являются результатом более раннего подъема щелочной магмы, чем пойкилитовые нефелиновые сиениты. Катаклаз, характерный для метаморфизованных щелочных пород, в мелкозернистых нефелиновых сиенитах и ювитах не является постоянным признаком.

Порфировидные и равномернозернистые нефелиновые сиениты

В эту серию входят:

1. Порфировидные нефелиновые сиениты.
2. Равномернозернистые нефелиновые сиениты.

О. А. Воробьева (1937) отмечала переходы между названными разновидностями. Наблюдаемый местами катаклаз заметно изменяет облик пород, придавая им черты сходства с метаморфизованными нефелиновыми сиенитами.

Порфировидные нефелиновые сиениты — зеленовато-серые породы, приобретающие розовый цвет вблизи дневной поверхности. Текстура массивная. Порфировидная структура определяется вкрапленниками нефелина, имеющими размер до 0.5—1.5 см в поперечнике и особенно хорошо заметными в случае шпреуштейнизации нефелина.

Разновидности порфировидных нефелиновых сиенитов с пойкилитовой структурой основной ткани и с аллотриоморфной ее структурой, при которой зерна нефелина и полевого шпата срастаются по неправильным поверхностям, во время картирования объединялись. На геологической карте нами выделены только порфировидные нефелиновые сиениты, распространенные в юго-восточной, западной и северо-западной частях массива. Внутреннее строение тел, сложенных этими породами, осталось нерасшифрованным.

Равномернозернистые нефелиновые сиениты на геологической карте показаны совместно с порфировидными нефелиновыми сиенитами. Это массивные среднезернистые породы, беловато-серые в свежем состоянии и розовато-серые в начальной стадии выветривания. Их структура гипидиоморфнозернистая.

Равномернозернистые нефелиновые сиениты найдены в юго-восточной части массива на горах Нинчурт и Пункаруайв, а также на северном склоне горы Карнасурт, но, вероятно, они имеют более широкое распространение.

Пойкилитовые и неравномернозернистые нефелино-содалитовые сиениты

В составе данной серии выделяются следующие разновидности.

1. Породы с неправильнопризматическими зернами калинатрового полевого шпата: пойкилитовые нефелино-содалитовые (амфиболо-эгириновые) сиениты, в том числе крупно- и гигантозернистые, среднезернистые, мелкозернистые; пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты биотитовые (рисчорриты); неравномернозернистые нефелино-содалитовые сиениты.

2. Породы с лейстами калинатрового полевого шпата: ювиты, фойяиты, фойяит-луявриты, луявриты, щелочные сиениты, умптекиты (?) и ильменитовые сиениты.

3. Бесполевошпатовые породы: уртиты и йолит-уртиты, эгириниты.

Пойкилитовые включения мелких идиоморфных зернышек фельдшпатидов в относительно более крупных кристаллах калинатрового полевого шпата свойственны целому ряду разновидностей пород этой серии, особенно крупно- и гигантозернистым. Нефелин часто замещен содалитом или гидросодалитом, а также агрегатом мелких кристаллов натролита. Состав и структура пород могут изменяться как резко, так и постепенно, поэтому часты такситовые и неравномернозернистые разновидности.

Фойяиты, луявриты, ювиты и уртиты комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов отличаются от соответствующих пород III и IV эруптивных фаз своими петрографическими особенностями. Так, например, для фойяитов данного комплекс-плутона характерны сростки лейст калинатрового полевого шпата в виде трехгранных углов. Внутри последних располагаются фельдшпатиды и метасиликаты. Эта же особенность присуща щелочным сиенитам и ильменитовым сиенитам II эруптивной фазы. В луявритах лейсты полевого шпата имеют форму вытянутых прямоугольников, обычно явно искривленных. Нефелин уртитов сходен с нефелином пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов, в его зернах по спайности располагаются тончайшие иголки эгирина. Такого рода особенности форм развития отдельных минералов и облик всей породы в целом позволяют отличать эти породы от одноименных, но принадлежащих к другим комплекс-плутонам.

Распространенность перечисленных пород различна. Обычно преобладают пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты, затем — неравномернозернистые нефелиновые и нефелино-содалитовые сиениты. Вместе они слагают более $^2/_3$ площади распространения пород II эруптивной фазы.

Менее распространены фойяиты и щелочные сиениты. Уртиты, ювиты, луявриты, рисчорриты и эгириниты, а также умптекиты встречаются редко и, как правило, в виде слоев или залежей незначительной мощности. Луявриты этого комплекс-плутона, встреченные пока лишь в обнажениях близ оз. Сейдъявр, в глубинных зонах не отмечались.

Анхимономинеральные породы (уртиты, эгириниты) имеют ограниченное распространение и известны пока лишь в районе оз. Сейдъявр и отчасти на восточных склонах горы Пункаруайв. Принадлежность к данной серии умптекитов, встреченных на восточных контактах массива, у подножия горы Пункаруайв, не вполне доказана.

По сравнению с другими группами щелочных пород массива, среди группы пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов преобладают лейкократовые разновидности. Часть пород не содержит или почти не содержит нефелина (или содалита) и должна быть отнесена к щелочным сиенитам и умптекитам.

Выходы пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, а также связанных с ними пород имеют на поверхности Ловозерских тундр ограниченное распространение, занимая не более 7% общей площади массива. Наиболее крупные участки пород этой группы обнажаются в юго-восточной части массива (горы Суолуайв, Пункаруайв), в его центре — близ оз. Сейдъявр (горы Маннепахк, Лепшхе, Чивруайлядв, Куйвчорр и Кэулньюн) и в западной части Луяврурта (горы Сенгисчорр, Ангвундасчорр, Парга). Известны обнажения сходных пород и в приконтактной зоне Луяврурта, у его южных, северных, восточных и западных склонов, а также на горе Пьялкимпор и в других местах массива, на самых различных гипсометрических уровнях и среди всех более молодых пород. Площадь выхода отдельных тел достигает 1—2 и даже 4 км², но наиболее часто она колеблется от 100 до 1000 м². Для некоторых тел установлены и верхний, и нижний контакты с вмещающими породами. При этом во многих случаях отдельные включения пород данной группы располагаются по контакту «главных» комплекс-плутонов. Горизонты пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов и переслаивающихся с ними фойяитов и других щелочных пород срезаются поверхностью контакта как эвдиалитовых луяврито. так и пород комплекс-плутона луяврито—фойяитов—уртитов. Трахитоидность в более поздних щелочных породах располагается параллельно поверхности контакта с более ранними пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами. Кроме того, жилы пород обоих «главных» комплекс-плутонов пересекают как включения, так и участки пойкилитовых нефелиновых сиенитов в краевых частях щелочного массива. С другой стороны, жилы и прожилки пород, принадлежащих к группе пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, внедряются в ксенолиты метаморфизованных щелочных пород и пород ловозерской свиты. Обычно во всех этих случаях наблюдается приконтактное обогащение метасиликатами, растущими почти перпендикулярно поверхности контакта, а также образование пегматоидных прожилков (рис. 26).

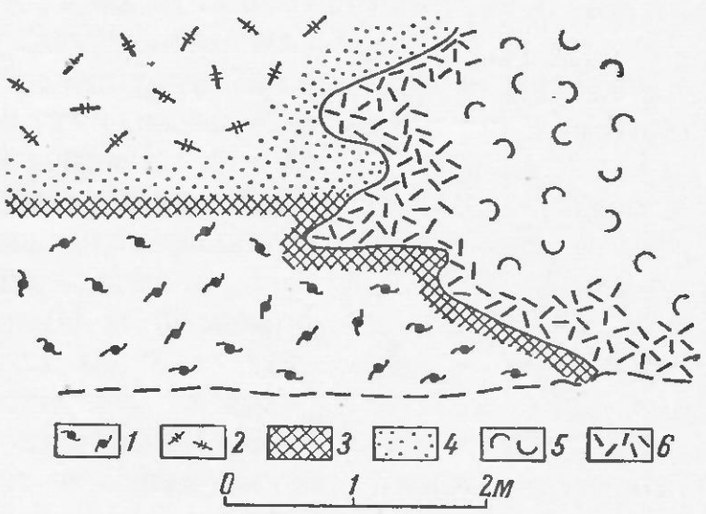


Рис. 26. Часть ксенолита пойкилитового содалитового сиенита. Краевые зоны обогащены крупными выделениями эгирина. Слои вмещающих пород огибают включение. Гора Карнасурт.

1 — фойяит; *2* — ювит; *3* — малиньит; *4* — ювит, обогащенный титанатами; *5* — пойкилитовый содалитовый сиенит; *6* — крупнопризматический эгирин.

* * *

Таким образом, относительный возраст щелочных пород рассматриваемой группы определяется вполне достоверно. Сходство отдельных разновидностей пород группы пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов даже в территориально разобщенных выходах

позволило (Буссен и Сахаров, 1958а) прийти к заключению, что прежде они слагали единое тело крупного первично расслоенного комплекс-плутона, в центральных частях разбитого на обломки при позднейших внедрениях щелочной магмы, но в какой-то мере сохранившегося вблизи внешних контактов. Проведенные за последние годы работы (данные А. С. Сахарова, а также А. В. Атаманова, С. Ф. Лугова и Я. М. Фейгина (1961) показали гораздо более широкое распространение рассматриваемых пород в краевых зонах массива, залегающих широкой полосой, ширина которой увеличивается с глубиной. Те же работы дали возможность дешифрировать данные аэрофотосъемки и пересмотреть интерпретацию геофизических работ Ю. И. Артемьева (магнитометрия).

В результате представилось возможным связать отдельные выходы в краевых частях массива и показать на карте близ контакта сплошные зоны, протягивающиеся на несколько километров, сложенные породами группы пойкилитовых нефелиновых сиенитов, брекчированными и пронизанными жилами фойяитов и ювитов III эруптивной фазы. Распространение на глубине этих пород можно видеть на разрезах (см. вкладку).

Сопоставление имеющихся данных приводит к заключению о сложности состава и строения глубинных частей комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов.

Расслоенность в рассматриваемом комплексе выражена не всегда отчетливо. Она проявляется в чередовании согласно залегающих слоев различного состава или структуры подобно чередованию слоев в других комплекс-плутонах щелочных пород Луяврурта. В керне буровых скважин видно, что содалитовые фойяиты, обычно нетрахитоидные, переслаиваются с пойкилитовыми гидросодалитовыми сиенитами и неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами и т. д. (рис. 27).

Горизонты пород чаще отличаются текстурно-структурными признаками и в меньшей мере — составом. В ряде ксенолитов отчетливо устанавливаются выдержанные горизонты (или пластообразные залежи) пойкилитовых уртитов, эгиринитов с редкими крупными кристаллами лопарита, луяврито в, рисчорритов и фойяитов, но и здесь преобладают залежи пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов. Границы слоев нечеткие, часто неровные. Мощность слоев различная: от долей метра до нескольких десятков метров. Некоторые залежи имеют линзовидную форму.

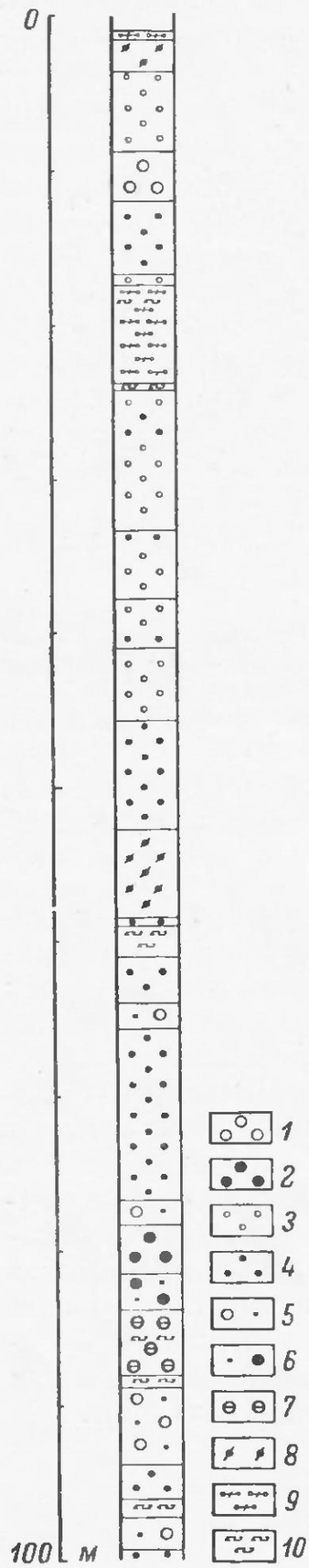


Рис. 27. Характер чередования пород в комплекс-плутоне пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов. (Часть документации буровой скважины). Гора Пункаруайв.

1 — крупнозернистый нефелиновый сиенит; *2* — крупнозернистый содалитовый сиенит; *3* — среднезернистый нефелиновый сиенит; *4* — среднезернистый содалитовый сиенит; *5* — неравномернозернистый нефелиновый сиенит; *6* — неравномернозернистый содалитовый сиенит; *7* — крупнозернистый пегматоидный пойкилитовый нефелиновый сиенит; *8* — крупнозернистый такеитовый фойяит; *9* — фойяит-ювит; *10* — пегматит.

Пространственное положение слоев удается установить не всегда. Судя по наблюдениям на крупных обнажениях, преобладает пологое или почти горизонтальное залегание, но вместе с тем в ряде тел отмечено наклонное положение слоев, иногда крутое, в некоторых случаях являющееся вторичным, так как ксенолиты не только перемещены, но и повернуты.

В обнажениях на горе Леппхе слои падают на север под углом 45°. Здесь обнаружены многочисленные, хотя и маломощные, прослои уртитов, дающие переходы к перемежающимся с ними пойкилитовым нефелино-содалитовым сиенитам; наблюдаются также пластообразные залежи пегматоидов, располагающиеся согласно со слоями остальных пород. Верхняя часть залежей пегматоидов имеет состав сиенита или фойяита, нижняя часть представлена эгиринитом.

Породы в краевой зоне массива залегают наклонно, под углом до 45° и более. Направление падения слоев не установлено (вероятно, к центру массива).

Именно с породами данной группы связана бóльшая часть широко известных залежей пегматитов и пегматоидов Ловозерского щелочного массива, отличающихся обилием редких и редкометальных минералов. Эти образования детально изучались В. И. Герасимовским и К. А. Власовым с сотрудниками (Власов и др., 1959), прежде всего — Е. И. Семеновым. Ряд минералов, открытых здесь, в других местах пока еще не обнаружен (карпинскиит, беловит, куплетскит, сейдозерит и др.).

При сопоставлении разрезов, изученных по различным участкам, отмечается общее изменение состава пород данной группы в направлении с запада на восток. На западе значительно большее распространение имеют неравномернозернистые разновидности нефелиновых сиенитов. На востоке и в центре массива резко преобладают пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты. Рисчорриты и умптекиты пока известны лишь на восточных контактах щелочного массива.

Наконец, вскрытая скважинами краевая зона массива, окаймляющая его с северо-запада, запада и востока, прослеженная вдоль контакта более чем на 25 км, сложена, как сказано выше, чередующимися залежами неравномернозернистых и пойкилитовых нефелиновых, а также нефелино-содалитовых сиенитов, включающими в себе участки мелкозернистых нефелиновых сиенитов, многократно перемежающихся с пегматоидными фойяитами и ювитами. Общая ширина зоны более 500 м, а глубина изученной здесь ее части превышает 200 м, но породы рассматриваемой группы уходят и еще глубже, как мы полагаем, не менее чем на 2.5 км. Породы многократно чередуются, поэтому на карте они показаны без разделения.

Все эти разрезы (рис. 28) не повторяют друг друга. Видимо, они первоначально слагали различные части комплекс-плутона.

Для выяснения первоначальной формы комплекс-плутона и его внутреннего строения необходимо произвести сопоставление прежде всего наиболее крупных участков, несмотря на то что это сопряжено с большой долей условности. Отдельные залежи не всегда выдержаны по простиранию, а одинаковые по составу породы, взятые из различных частей массива, отличаются по текстуре и размеру зерна.

Наибольшие по мощности разрезы обнажаются в центральном Луяврурте к югу и северу от оз. Сейдъявр, на склонах горки Паура (северо-восточный отрог горы Маннепахк) и долины Коклухтиуай. В обоих случаях нижние части сложены пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами. Выше, на горе Паура, располагаюгся фояйиты, чередующиеся с залежами пойкилитовых содалитовых сиенитов, ювитов, луяврит-ювитов и уртитов; на горе Кэульньюн (долина р. Коклухтиуай) — фойяиты со

слоями луявритов и залежами пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов. Общая мощность разрезов составляет 250—270 м. Их можно принять за одну часть комплекс-плутона. Западнее и юго-западнее, на горе Лепхе и на склонах горы Маннепахк к ручью Сейтуай, число уртитовых слоев больше, фойяитов и луявритов почти нет, но очень разнообразны пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты, включающие залежи эгиринитов и пегматоиды, а также гигантозернистые разновидности пород. Отличие от разрезов горы Паура и долины р. Коклухтиуай значительное; по-видимому, это уже другая часть комплекс-плутона. Мощность ее не менее 100 м. Суммарная мощность около 350—400 м.

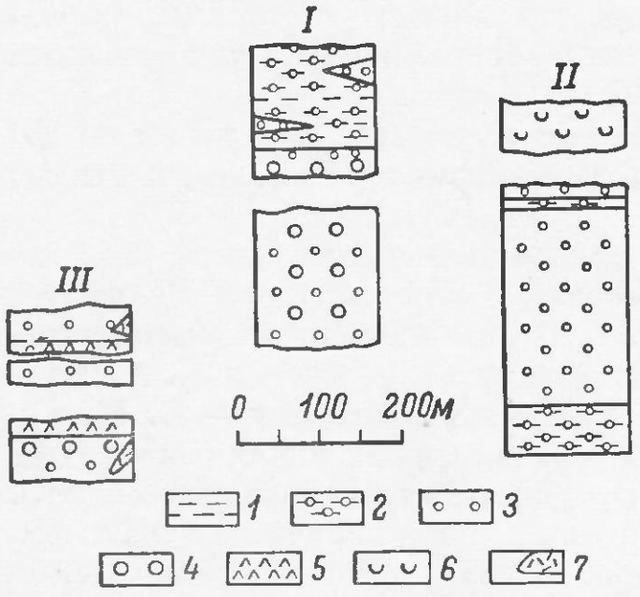


Рис. 28. Схематические разрезы комплекс-плутона II эруптивной фазы.

I — центральная часть массива (горка Паура, долина речки Коклухтиуай, гора Лепхе); *II* — гора Нинчурт и предгорья горы Пункаруйав; *III* — предгорья горы Аллуайв. *1* — луявриты; *2* — фойяиты и ювиты (с уртитами); *3* — пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты среднезернистые; *4* — пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты крупнозернистые; *5* — неравномернозернистые нефелиновые сиениты; *6* — порфировидные нефелино-содалитовые сиениты; *7* — мелкозернистые нефелиновые сиениты; при переслаивании пород границы между ними на разрезах не показаны.

На восточных склонах массива — на горах Нинчурт, Пункаруайв, Суолуайв — известны не только пойкилитовые, но и порфировидные, а также такситовые фойяитоподобные разновидности пород рассматриваемого комплекс-плутона. Мощность залежей порфировидных нефелиновых сиенитов здесь не установлена; во всяком случае она не менее 50—100 м. Контакт порфировидных и пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов не обнажен. Южнее горы Нинчурт значительных обнажений порфировидных нефелиновых сиенитов нет; здесь располагаются различные пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты, несущие залежи фойяитов, ювитов и единичные слои луявритов. Общая мощность разреза превышает 400 м.

Чередование пойкилитовых, порфировидных и неравномернозернистых нефелиновых сиенитов характерно и для западных склонов массива. Аналогичные породы встречаются также и в цирке Сенгисъявр. Суммарная мощность вскрытой части разреза здесь составляет не менее 150 м, иногда даже 250—300 м. Сопоставление этих участков с другими затруднительно. Они сходны с залежами зоны эруптивной брекчии, вскрытой скважинами вдоль западных контактов массива. Суммарная вертикальная мощность залежей пород рассматриваемой группы в последнем случае превышает 200 м.

Таким образом, общая мощность комплекс-плутона превышала 900 м (см. рис. 28 и разрезы на вкладке); по-видимому, она была сходна с мощностью комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, т. е. превышала 2—3 км.

Площадь, которую занимал некогда комплекс-плутон пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов, очевидно, была сравнительно близка к общей площади Ловозерского щелочного массива. О первичном характере залегания слоев этого комплекс-плутона можно судить лишь по аналогии с «главными» комплекс-плутонами, которые и на поверхности сохранились как единые тела. Вероятнее всего, что и здесь пластообразные залежи и слои первоначально залегали «блюдцеобразно», а общая форма комплекс-плутона напоминала очень широкую воронку.

ЛУЯВРИТЫ—ФОЙЯИТЫ—УРТИТЫ (III ГРУППА ПОРОД)

В самостоятельную геолого-структурную единицу Ловозерского щелочного массива рассматриваемый комплекс пород выделен в 1935 г. геологами, работавшими под руководством Н. А. Елисеева. Название его различно у разных авторов: комплекс фойяитов—уртитов—луявритов, или расслоенный, дифференцированный комплекс.

В состав этого комплекс-плутона входят следующие породы.

1. Луявриты — «нормальные», лейкократовые и меланократовые. Дополнительно выделяют амфиболовые луявриты (среди лейкократовых и меланократовых разновидностей).

2. Фойяиты — массивные и трахитоидные. Обе разновидности связаны постепенными переходами между собой, а часть трахитоидных фойяитов очень сходна с некоторыми лейкократовыми луявритами.

3. Уртиты, в том числе полевошпатовые уртиты; ювиты, луявит-ювиты, фойяит-ювиты.

4. Ийолиты и ийолит-уртиты; малиньиты.

5. Такситовые ийолит-ювиты — апатитовые и сфено-ильменитовые.

Кроме того, в нормальный разрез этого комплекс-плутона входят пластообразные залежи пегматоидов (Буссен, Сахаров, 1958а, 1962б). Преобладающими породами являются луявриты, затем фойяиты. Уртиты, ийолиты и т. д. играют резко подчиненную роль.

Комплекс-плутон луявритов—фойяитов—уртитов занимает не менее 50% объема изученной части Ловозерского массива. Он образует крупное (единое с геологической точки зрения) тело, слагающее горный массив, кроме верхних его частей, и многочисленные крупные и мелкие ксенолиты, заключенные в эвдиалитовых луявритах.

В периферических частях массива верхняя граница комплекса луявритов—фойяитов—уртитов обнажается на высоте около +900 м в северо-западной части массива; по направлению на восток она постепенно понижается до уровня +500 м. В долинах также можно проследить понижение контакта — постепенное вначале и затем крутое в центральных частях массива до отметки +500, +400 м.

Положение нижней границы неизвестно, на отметке —600 м абс. выс. признаков ее близости не установлено.

Контакты с гнейсами — крутые, неровные (Елисеев и др., 1938; Буссен и Сахаров, 1958а). Контакты с породами ловозерской свиты обычно более пологие, падающие в сторону от массива. Границы с «бордюром» из пород комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов, пронизанных жилами фойяитов и ювитов, падают внутрь массива то круто, как на севере (угол 45—70°), то более полого — на западе массива (ручьи Аллуай — угол 31—55—58°, Азимут, Тавайок — угол около 25°; данные А. В. Атаманова и Н. Д. Солода). Установлены и очень крутые контакты пород III и II эруптивных фаз (ручей Анкисуай). Представление о форме верхней части комплекс-плутона дают разрезы на рис. 2 и на вкладке. В самых общих чертах ее можно уподобить широкой воронке, постепенно сужающейся на глубине.

В пределах ареала прорыва, на плато Маннепахк, Сенгисчорр, в верховьях ручьев Муруай, Уэлькуай, Тулбньюнуай, Поденуай и по притокам речки Вавнйок, обнажаются крупные ксенолиты, состоящие из нескольких слоев пород комплекса луявритов—фойяитов—уртитов. Ксенолиты, залегающие среди эвдиалитовых луявритов, располагаются на самых различных гипсометрических уровнях; некоторые из них явно приподняты и повернуты. В одном из крупных ксенолитов на ручье Сейтуай слои располагаются вертикально, в некоторых — наклонно. Контакты эвдиалитовых луявритов с породами ксенолитов отчетливые. Площадь

выхода крупных ксенолитов составляет доли квадратного километра, достигая целого квадратного километра. Мелкие и очень мелкие ксенолиты, нередко образующие целые полосы эруптивной брекчии, встречаются во многих местах; лучше всего они наблюдаются в обрывах цирков среди порфировидных луявритов.

Общая мощность комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов не установлена. В западной половине массива сейчас вскрыто уже почти 2000 м. Ниже залегают породы, принадлежащие к зоне приконтактной брекчии, преимущественно из группы пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов. Нет оснований предполагать, что известная нам мощность является предельной, так как слои не параллельны ограничениям комплекс-плутона.

Разрез комплекс-плутона выдерживается по всему массиву. Постоянство разреза, доказанное для верхней, обнажающейся части комплекс-плутона и для всей его западной окраины, дает основание предполагать постоянство и его нижней части по всему массиву, за исключением области «ареала прорыва». Однако мощность слоев не остается постоянной; наблюдается также очень постепенное изменение состава слоев пород по простиранию: уртит переходит в ювит, луяврит — в трахитоидный фойяит.

Подобное изменение состава слоев, а также общее ухудшение расслоенности обычно отмечаются в центральных частях массива.

Близ контактов с более ранними породами в уртитах появляются участки пегматоидного характера; кроме того, иногда маломощные слои уртитов на отдельных участках заменяются в разрезе пегматоидами. Некоторые слои уртитов присутствуют не во всех пересечениях, представляя собой серию очень вытянутых, пластообразных залежей, располагающихся в одном и том же месте разреза. Такие случаи выделены в дальнейшем описании.

Наиболее высоко слои пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов подняты у северо-западного края Ловозерского массива, на горах Аллуайв и Сенгисчорр. Отсюда слои постепенно опускаются на юг и несколько более круто — на восток, достигая самого низкого положения в районе горы Пъялкимпор, западнее Пальгозера. В районе Сейдозера устанавливается падение слоев пород в северном направлении — к северу от озера, в южном направлении — к югу от него (первые сведения: Воробьева, 1937; Елисеев и др., 1938). В районе к западу от Сейдозера, на горе Сенгисчорр, отмечается куполообразный перегиб слоев, как это видно на зарисовке И. В. Буссен (Елисеев и Федоров, 1953). Таким образом, намечаются две области, овальные в плане, внутрь которых падают слои луявритов—фойяитов—уртитов. Одна область охватывает западный и центральный Луяврурт, другая — северо-восточный. Очертания этих областей в общем совпадают с намеченным нами «ареалом порыва» эвдиалитовых луявритов. Углы падения слоев вблизи ареала прорыва обычно не превышают 5—10°, но к северу от оз. Сейдъявр достигают 27—30°, быстро выполаживаясь до 10—15°. У внешних контактов угол падения возрастает до 20—30° на западе и до 30—50° — на северо-западе массива (рис. 18). Как правило, в пределах известной части комплекс-плутона падение слоев пологое (5—15°), в целом — внутрь массива, с волнообразными изгибами, что хорошо видно в обрывах многих долин (например, в долине речки Чивруай, на склонах гор Вавнбед, Куамдеспахк, Нинчурт).

«Длина волны» подобных прогибов определяется сотнями метров, амплитуда — десятками или единицами метров, углы наклона крыльев от 1—3 до 5°. Изгибы прямые, симметричные, без разрывов в замковых частях; установлены и более мелкие изгибы с амплитудой всего в несколько десятков сантиметров.

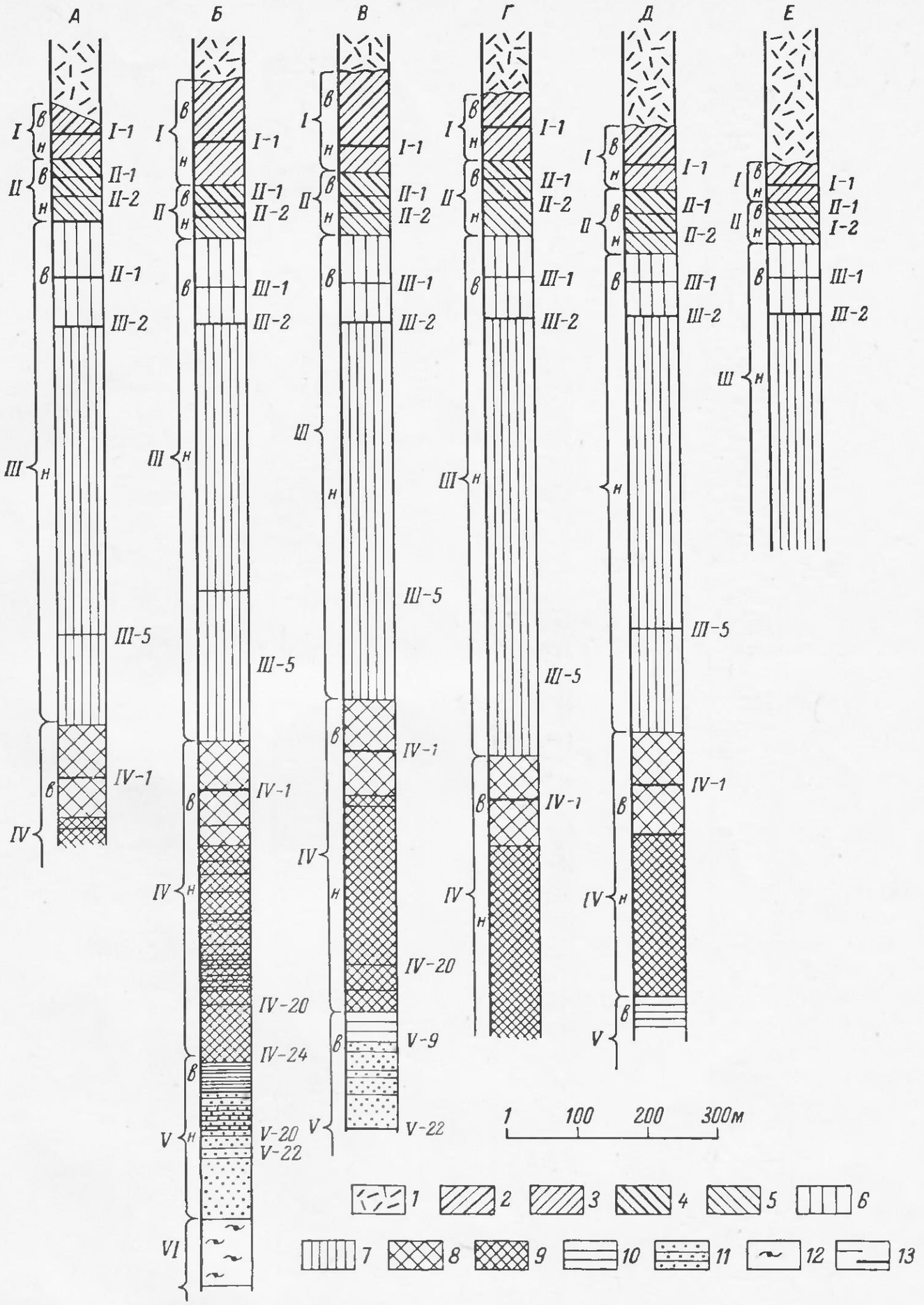


Рис. 29. Нормальные разрезы комплекс-плутона луявритов-фойяитов-уртитов

А — гора Карнасурт; *Б* — гора Аллуайв; *В* — р. Тавайок; *Г* — р. Киткуай; *Д* — гора Нинчурт и юго-восточный склон горы Пункаруайв; *Е* — гора Куамдеспахк, южный склон. Слева от колонок — единицы ритма: *в* — верхняя, *н* — нижняя пачки; справа — номера горизонтов уртитов. *1* — эвдиалитовые луявриты; *2* — пачка I-в (вверху — фойяиты, внизу — мощный горизонт уртитов); *3* — пачка I-н (луявриты с мощным горизонтом лейкократовых луявритов); *4* — пачка II-в (чередующиеся луявриты и фойяиты с двумя горизонтами уртитов); *5* — пачка II-н (горизонты луявритов с прослоями фойяитов между ними); *6* — пачка III-в (фойяиты с горизонтами уртитов); *7* — пачка III-н (луявриты с маломощными горизонтами фойяитов и уртитов). *8* — пачка IV-в (фойяиты с мощным горизонтом уртитов); *9* — пачка IV-н (чередующиеся луявриты, фойяиты и уртиты); *10* — пачка V-в (фойяиты, включающие в себя горизонты луявритов и уртитов); *11* — пачка V-н (луявриты, включающие горизонты фойяитов и уртитов); *12* — VI единица ритма (фойяиты со слоями уртитов, ийолитов и участками мелкозернистых и пойкилитовых нефелиновых сиенитов; зона брекчий); *13* — горизонты уртитов (*а* — маломощные, *б* — мощные).

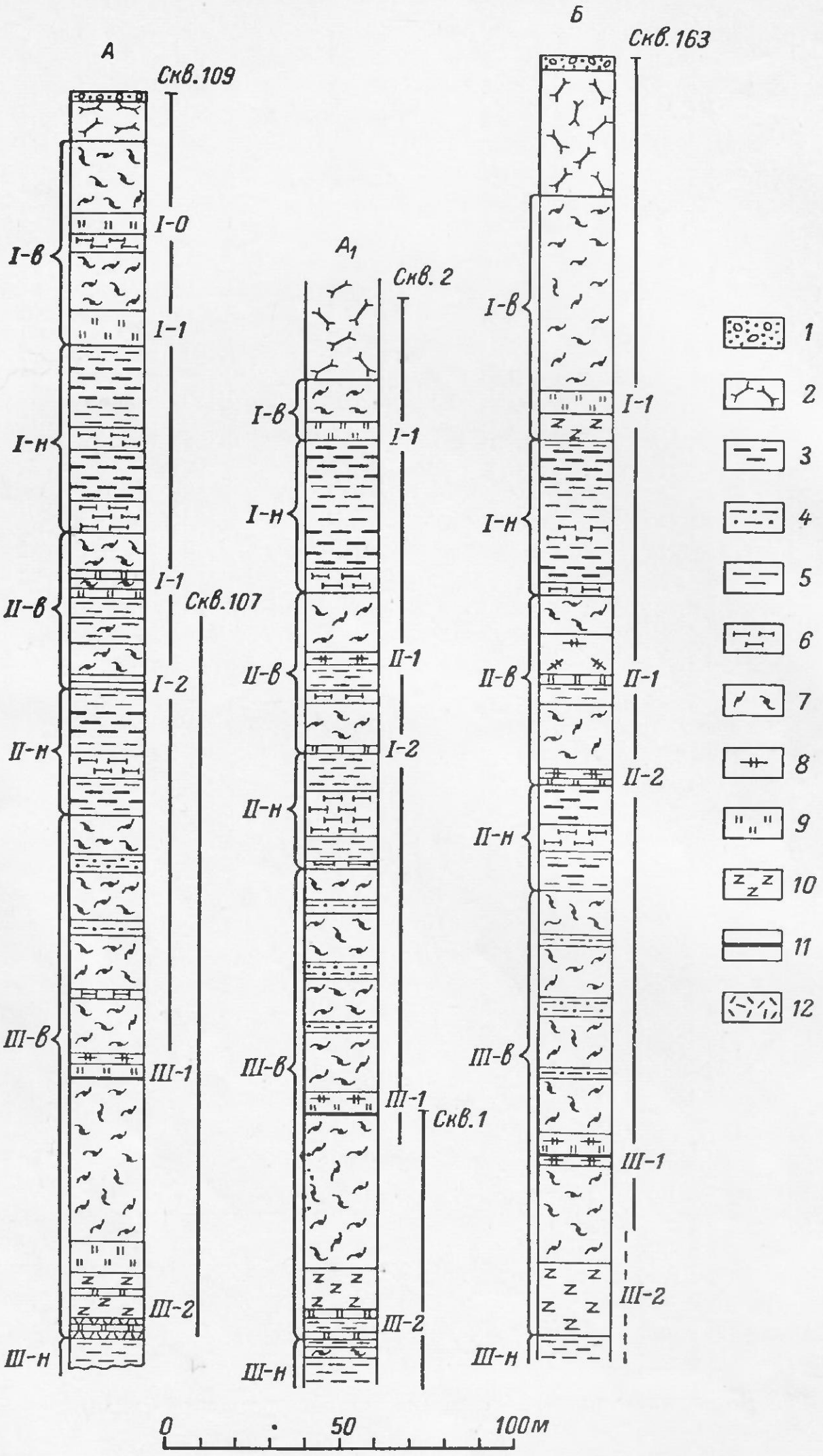


Рис. 30. Нормальные разрезы верхней части комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов.

А — гора Карнасурт (скв. 109—107); A_1—долина р. Ильма (скв. 2 и 1); *Б*—гора Аллуайв, северный склон (скв. 163 и естественные обнажения);

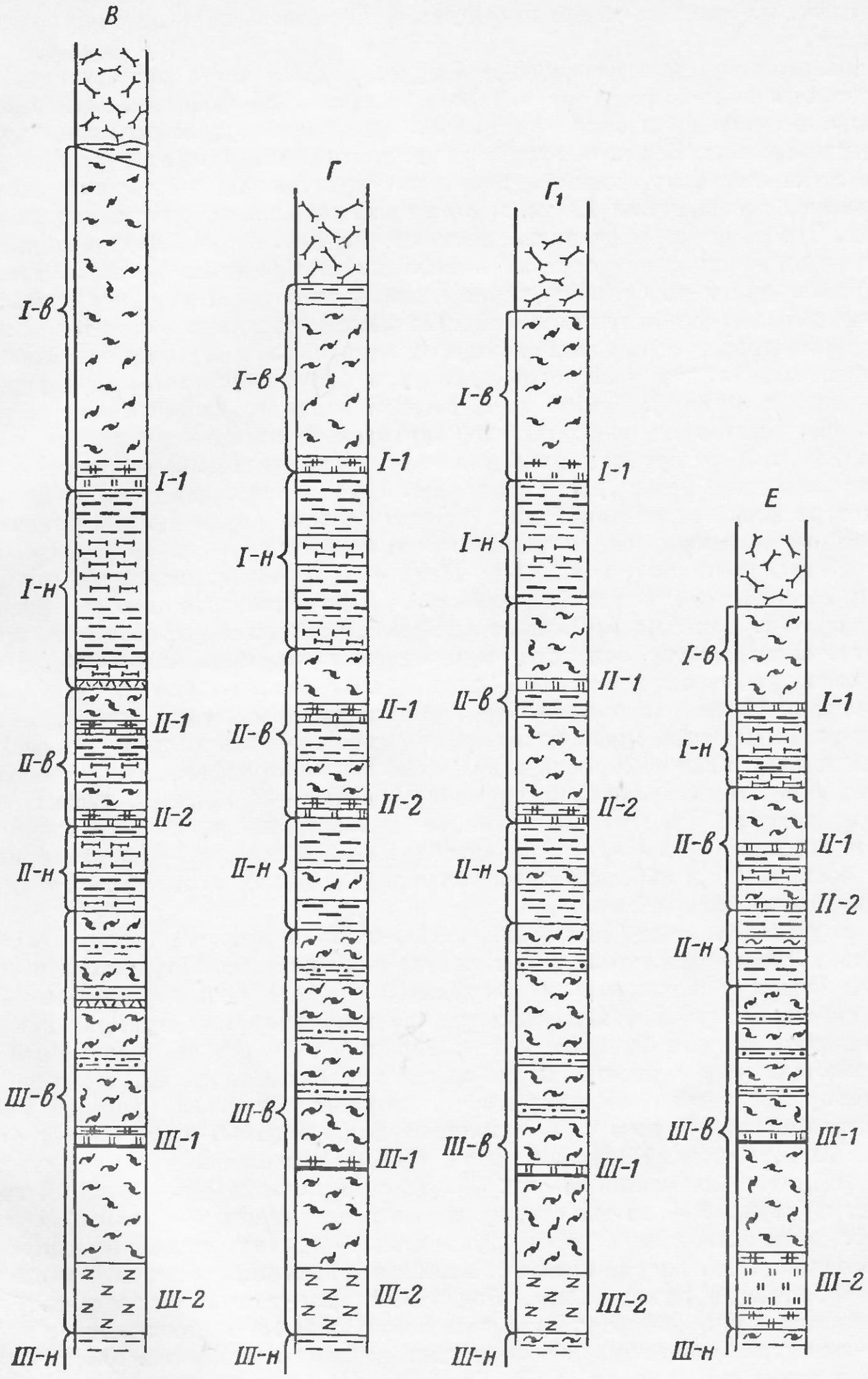


Рис. 30 (*продолжение*).

В — р. Тавайок (естественные обнажения и скв. 43); *Г* — долина р. Киткуай (скв. 21, 8 и естественные обнажения); $Г_1$ — гора Сенгисчорр, восточный склон (естественные обнажения); *Е* — гора Куамдеспахк, южный склон. *1* — рыхлые образования; *2* — эвдиалитовые луявриты; *3* — меланократовые луявриты; *4* — амфиболовые луявриты; *5* — луявриты; *6* — лейкократовые луявриты; *7* — фойяиты; *8* — ювиты; *9* — уртиты; *10* — ийолит-уртиты; *11* — малиньит; *12* — пегматит. Остальные обозначения те же, что и на рис. 29.

Нормальный разрез комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов показан на рис. 29. В известной части разреза выделяется шесть единиц ритма.

Первая единица ритма (I-в+I-н) охватывает часть нормального разреза комплекс-плутона от верхнего контакта до фойяита, залегающего ниже второго горизонта луявритов, где граница проводится по пегматоидному слою. Верхняя и нижняя части этой единицы ритма разделяются по лежачему боку мощного горизонта уртитов (I-1), Мощность первой единицы ритма около 150 м, местами меньше, так как верх иногда сорван. Строение единицы ритма показано на рис. 30. Мощность горизонта I-1 ювито-уртитового состава колеблется в пределах 4—12 м. Первая единица ритма на большей части Луяврурта состоит из одного элемента ритмичности, усложненного существованием горизонта фойяитов или же лейкократовых луявритов внутри мощного слоя луявритов. Поэтому ранее выделяли в этом слое луявритов два меланократовых горизонта (первый и второй). Кроме того, внутри верхнего фойяита на северном склоне Карнасурт располагается уртитовый прослой (горизонт «0» — нулевой). Этот прослой подстилается иногда маломощным слоем луяврита, иногда трахитоидным фойяитом. На северном берегу оз. Сейдъявр, на горе Куамдеспахк, на том же месте разреза пачки I-в располагается прослой меланократового содалитового фойяита.

Вторая единица ритма (II-в+II-н) — от фойяита, лежащего под вторым горизонтом луявритов, до лежачего бока четвертого сверху горизонта луявритов. Граница верхней и нижней частей ритма проводится по уртиту, залегающему над этим горизонтом луявритов. Мощность второй единицы ритма колеблется от 74 до 106 м. Строение второй единицы ритма показано на том же рис. 30. Эта единица ритма состоит из двух элементов ритмичности, причем горизонт луяврита, подстилающий уртиты II-2, сам имеет сложное строение: два слоя меланократовых луявритов разделяются лейкократовым луявритом, местами — фойяитом. Таким образом, нижний элемент ритмичности оказывается здесь усложненным, а в верхнем уртит часто сменяется ювитом, иногда — пегматоидными образованиями, обогащенными лампрофиллитом, эвдиалитом и тому подобными минералами.

В третью единицу ритма (III-в+III-н) включены породы от висячего бока мощного фойяитового горизонта, подстилающего луявриты четвертого (сверху) горизонта до следующей мощной пачки фойяитов. Этот фойяитовый горизонт включает три слоя амфиболовых луявритов и два слоя уртитов или близких к ним пород (малиньиты и ийолит-уртиты). Граница между верхом и низом третьей единицы ритма проходит по лежачему боку слоя ийолит-уртитов. Мощность третьей единицы ритма составляет от 640 до 700 м, причем на долю верхней части падает от 90 до 140 м. Строение верхней части (III-в), состоящей преимущественно из фойяитов, показано на рис. 30. Здесь находится один мощный горизонт луявритов — пятый сверху и два менее мощных — шестой и седьмой. Метасиликаты в этих луявритах — преимущественно щелочные амфиболы. Поэтому два нижних, а иногда и верхний горизонт называются «амфиболовыми луявритами». Над этими луявритами нет уртитов, наблюдаются лишь фойяиты; зато уртитовый слой III-1 появляется в пачке III-в внутри фойяитов, лежащих выше мощного горизонта ийолит-уртитов и уртитов (горизонт III-2). Горизонт III-1, несущий в своей нижней части прослой малиньитового состава, в верхний своей половине обогащен темно-серым содалитом и содержит мурманит. Подстилается горизонт III-1 трахитоидным фойяитом, который по направлению вниз по разрезу теряет ориентировку лейст калинатрового полевого шпата; текстура породы становится массивной, а затем фойяиты переходят в ювит,

составляющий верхнюю часть горизонта III-2. Горизонт III-1 иногда раздваивается, а затем сливается вновь (рис. 31).

Ниже по разрезу залегают ийолит-уртиты — горизонт III-2, имеющий мощность от 14 до 20 м. Это самый мощный горизонт уртитовых пород в Ловозерском массиве. Слой ийолит-уртита составляет в горизонте III-2 лишь небольшую часть его мощности (около 3—4 м из 20). Ийолиты располагаются несколько ниже середины горизонта III-2 (рис. 32), но присутствуют не везде: на юге, около ручья Киткуай, их уже нет, а в восточной части массива, близ оз. Сейдъявр, бо́льшая часть слоя III-2 состоит из ювита. Ийолиты здесь не обнаружены. Ниже горизонта III-2 (как непосредственно на границе с нижележащим трахитоидным фойяитом, так и в толще луявритов) находятся пластообразные залежи пегматоидов. Узкая «зона перехода» от уртита к пегматоиду (или прямо к трахитоидному фойяиту) содержит тонкий (1—2 см) меланократовый прослой, обогащенный апатитом и титанатами.

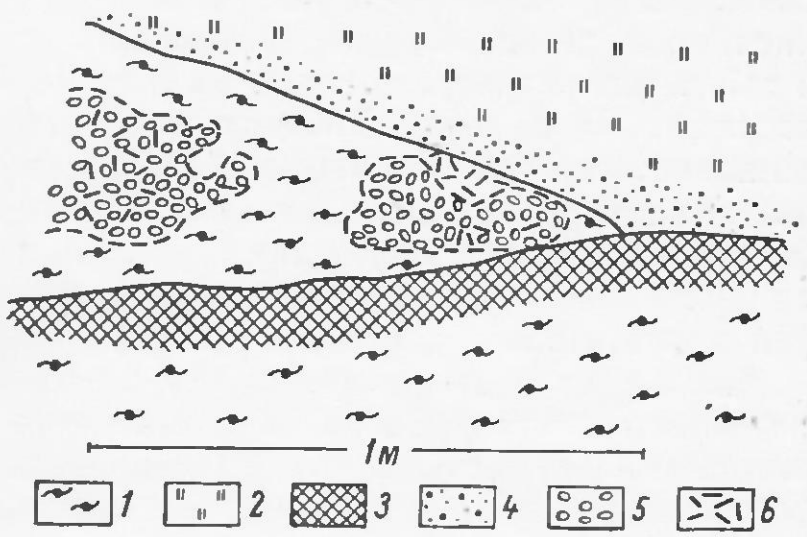


Рис. 31. Раздвоение горизонта III-1 на горе Карнасурт. Уртит, внизу обогащенный тяжелыми минералами, располагается выше линзовидной залежи фойяитов с пегматоидными участками, а полевошпатовый ийолит — ниже.

1 — фойяит; *2* — уртит; *3* — полевошпатовый ийолит; *4* — тяжелые минералы (сфен, рудные и т. д.); *5* — эвдиалит; *6* — крупные кристаллы эгирина.

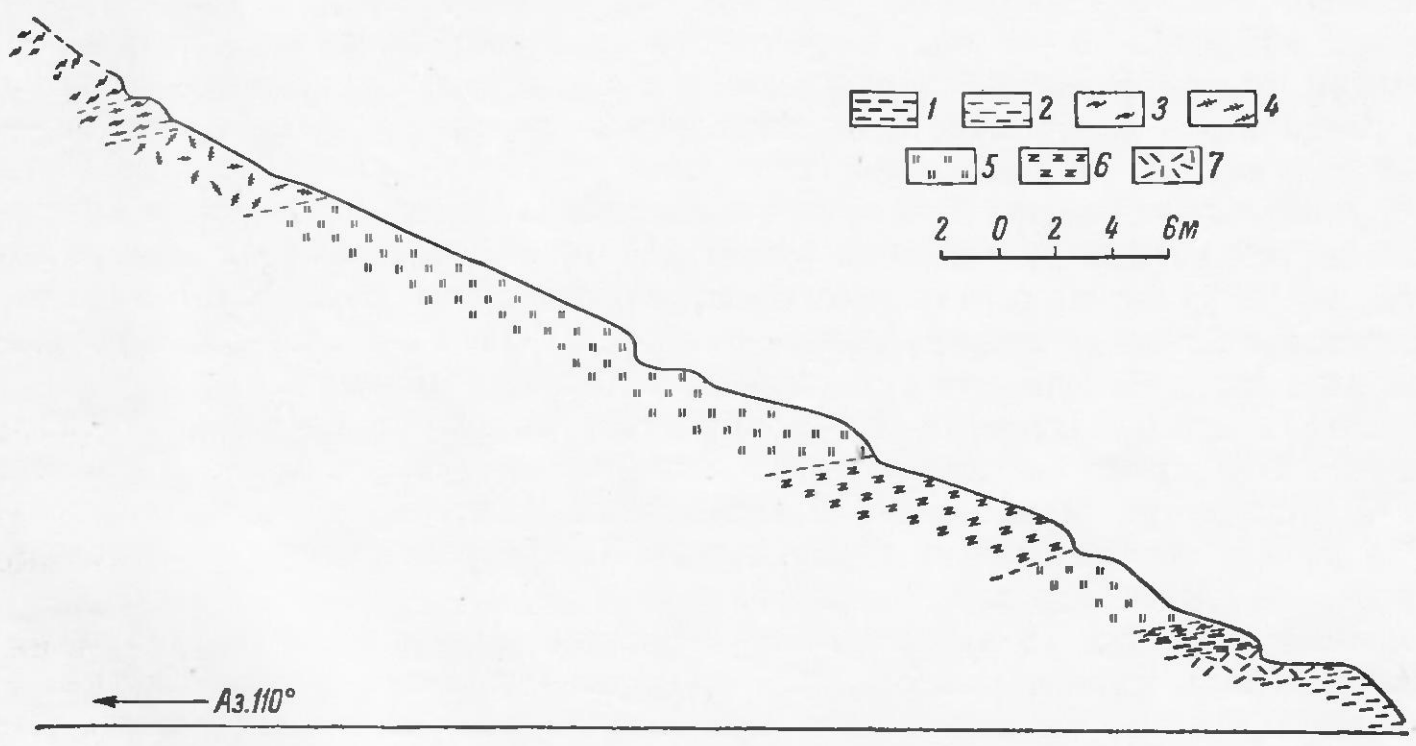


Рис. 32. Строение горизонта III-2. Гора Аллуайв, ручей Шомйок.

1 — луяврит меланократовый; *2* — луяврит нормальный; *3* — фойяит; *4* — ювит; *5* — уртит; *6* — ийолит и ийолит-уртит; *7* — пегматоид.

Строение низов третьей единицы ритма (III-н) показано на рис. 33. Бо́льшая часть этой пачки — луявриты, в которых появляются прослои лейкократовых луявритов, фойяитов, пегматоидов и уртитов или ювитов. Горизонты III-3, III-4 и III-5 — это апатитовые ювиты или ювит-уртиты. Горизонт III-3 очень непостоянен и часто исчезает совсем. Горизонты

III-4 и III-5 имеют сложное строение. Внутри их располагаются луявритовые или пегматитовые прослои; горизонт III-5 иногда (как на северном склоне горы Карнасурт) заменяется пластовой залежью пегматоидов. Неоднородность пачки III-н выражается не только чередованием слоев резко различного состава в низах пачки, но и появлением многочисленных слоев более меланократового и более лейкократового луяврита в той части разреза, которая на рис. 34 обозначена единым значком «луявриты». На аэрофотоснимках видно, что именно в этой части разреза комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов наиболее резко проявляется чередование слоев различного состава, почему и происходит быстрая смена уступов и террасок. По простиранию уступы и терраски выдерживаются очень устойчиво, прослеживаясь на несколько километров и прерываясь в речных долинах или около ксенолитов.

Четвертая единица ритма (IV-в+IV-н) включает горизонт фойяитов с мощным слоем уртитов (верхняя часть единицы ритма) и пачку луявритов, преимущественно лейкократовых, с чередующимися горизонтами фойяитов и уртитов (нижняя часть единицы ритма). Здесь 15—18 раз чередуются элементы ритмичности: слои луявритов, фойяитов, уртитов, а всего известен 21 горизонт ювитов и уртитов. По данным О. М. Глазовой и Н. В. Иванова, луявриты в разрезе по речке Шомйок заметно преобладают над фойяитами, однако следует иметь в виду, что некоторые горизонты щелочных пород, выделенные в этой части комплекс-плутона как лейкократовые луявриты, по своему минеральному составу отвечают трахитоидным фойяитам. Мощность четвертой единицы ритма около 450 м.

Строение четвертой единицы ритма (III-в+IV-н) показано на рис. 34. Горизонт уртитов и ювитов (IV-1) очень выдержан; мощность его равна 10—14 м. На северо-западе массива в самых верхних частях этого горизонта отмечаются мелкие выделения состава и облика пойкилитовых нефелиновых сиенитов, окруженные апатитовой оторочкой. Ширина такой оторочки 2—6 см. Характерное расположение горизонта IV-1 внутри пачки фойяитов выдерживается по всему Луяврурту. Нижняя граница этого горизонта с подстилающим его трахитоидным ювитом — постепенная; в восточной половине массива (гора Суолуайв, гора Пункаруайв) он становится более полевошпатовым. Чередование слоев в нижней пачке четвертой единицы ритма (IV-н) очень сложное. Интересно появление уртитовых (или ювитовых) слоев внутри горизонтов луявритов; такое строение имеют слои IV-6, IV-7, IV-11, IV-17, 1V-20; перекрывающий их слой фойяита (или ювита) очень маломощный.

Горизонт ювит-уртитов (IV-2) присутствует далеко не всегда и часто заменяется прослоем пегматоидов или вообще отсутствует. Горизонт IV-3 иногда представляет собой апатитовый ювит. Кроме того, апатитовые уртиты известны и в горизонте IV-8, который содержит заметные количества рамзаита и келдышита.

В низах пачки IV-н, начиная с фойяита, над горизонтом IV-5 появляется очень характерный «мелкозернистый» фойяит, отчетливо трахитоидный. Он как бы начинает заменять луяврит в элементах ритма. Некоторые из горизонтов (или слоев) уртитов в этой пачке оказываются очень невыдержанными и, будучи встреченными в одних пересечениях, отсутствуют в других; таковы слои IV-8 и IV-2. Для ряда обогащенных нефелином горизонтов, обозначенных на разрезах как уртиты, характерно сложное строение: тонкие прослои уртита в них многократно чередуются с ювитами, лейкократовыми луявритами, фойяит-ювитами, что видно на примере детально изученного горизонта IV-20 (рис. 35).

Пятая единица ритма (V-в+V-н; рис. 34) состоит из многочисленных горизонтов фойяитов, чередующихся со слоями луявритов и уртитов.

Граница между верхней и нижней частью проводится по лежачему боку мощного горизонта уртитов (V-9). В верхней части единицы ритма преобладают фойяиты, в нижней значительно возрастает количество луявритов. Мощность пятой единицы ритма около 215 м.

Верхняя пачка (V-в) состоит из фойяитов с прослоями ювитов, причем внизу ее залегает слой уртита V-9 мощностью 0.8—1.5 м, на месте которого в пересечении, показанном на рис. 35, располагается залежь гигантозернистого пойкилитового содалитового сиенита, возможно своеобразной разновидности пойкилитового ювита. Некоторые слои ювитов этой части разреза сливаются в один мощный горизонт. Ниже нижней границы пачки V-в наблюдается частое чередование уртитов и луявритов.

Нижняя пачка пятой единицы ритма (V-н) состоит из многократно чередующихся элементов ритма, причем многие из них неполные. Обращает на себя внимание обилие прослоев трахитоидных мелкозернистых фойяитов — особенность, объединяющая V и VI единицы ритма. Нижней границей пятой единицы ритма принят луяврит, подстилающий горизонт V-31.

К шестой единице ритма отнесены породы, лежащие ниже пачки V. Они вскрыты непрерывно на мощность около 80—100 м по вертикали и лишь в двух пересечениях. По составу это пачка фойяитов с несколькими горизонтами уртитов, ювитов, луяврит-ювитов и шлирами такситовых ийолит-ювитов (рис. 34). Еще на 170 м ниже по вертикали была встречена эруптивная брекчия, где пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты, включающие участки мелкозернистых нефелиновых сиенитов, чередуются со слоями крупнозернистых фойяитов, в том числе ильменитовых, и слоями такситовых ийолит-ювитов. При этом на долю пород II эруптивной фазы приходится около 104 м, т. е. примерно 61%, причем эти 104 м и составляются из 19 участков керна длиной от 0.2 до 17 м. Мощность отдельных слоев ювитов, фойяитов и ийолит-ювитов здесь лежит в пределах 0.2—3.0 м.

Геологическое положение пачки неясно. Открывшие ее геологи (Атаманов и др., 1961) отнесли ее к комплексу луявритов—фойяитов—уртитов, что и нам представляется наиболее вероятным. Видимо, это верхняя пачка шестой единицы ритма. Однако уртиты и фойяиты в самом низу пачки чередуются с равномернозернистыми нефелиновыми сиенитами, причем по структуре фойяиты иногда оказываются очень сходными с типичными фойяитами комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов. Уртит верхней части пачки вполне подобен уртитам нижней части. И уртиты, и ийолиты здесь обогащены сфеном и ильменитом. В то же время в этой пачке находятся мелкозернистые трахитоидные фойяиты, совершенно сходные с такими же породами из вышележащих четвертой и пятой единиц ритма. Здесь обычен виллиомит, характерный для комплекс-плу-

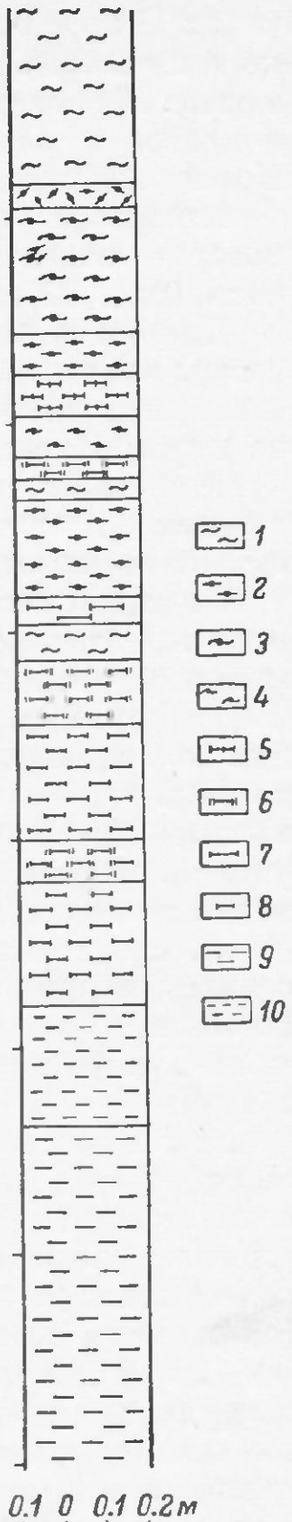


Рис. 35. Строение горизонта IV-20. (Деталь документации, по А. С. Сахарову).

1 — луяврит-фойяит; *2* — фойяит меланократовый мелкозернистый; *3*—фойяит среднезернистый; *4*—фойяит мелкозернистый; *5* — фойяит-ювит; *6* — луяврит-ювит; *7* — луяврит лейкократовый среднезернистый; *8* — луяврит лейкократовый мелкозернистый; *9*—луяврит среднезернистый; *10* — луяврит мелкозернистый.

тона луявритов—фойяитов—уртитов и значительно более редкий в породах II эруптивной фазы. Типичные луявриты в шестой единице ритма пока не встречены; имеются лишь луяврит-ювиты и такситовые ийолит-ювиты. Такситовые ийолит-ювиты представляют собой наиболее меланократовую разновидность пород, известную в шестой единице ритма. Положение нижней границы шестой единицы ритма неизвестно.

Мощности горизонтов и самих первой и второй единиц ритма установлены надежно и по многим пересечениям в различных частях массива (рис. 29).

Данные о мощности третьей единицы ритма, особенно ее нижней части, являются предварительными; то же следует сказать и о мощности отдельных частей разреза в четвертой единице ритма для пересечений по горам Карнасурт, Нинчурт и Пункаруйав, речкам Тавайок и Киткуай. Тем не менее мощности отдельных сходных частей нормального разреза для разных участков массива очень близки. Общая мощность шестой единицы ритма не установлена.

На схеме геологического строения Луяврурта представилось возможным выделить не все слои, а лишь части разреза, т. е. пачки слоев, сложенные преимущественно фойяитами или луявритами, а затем мощные и маркирующие уртитовые горизонты. Здесь сверху вниз выделены верхняя пачка первой единицы ритма (I-в), сложенная фойяитами, и особо мощный горизонт уртитов, принятый за нижнюю границу пачки, затем — нижняя пачка той же единицы (I-н), сложенная преимущественно луявритами. Горизонты лейкократовых луявритов или фойяитов внутри пачки не выделены. Ниже показана верхняя пачка второй единицы ритма (II-в), представленная чередующимися фойяитами и луявритами, вместе с двумя горизонтами уртитов. Нижний из последних выделен на карте. Нижняя пачка второй единицы ритма (II-н), представленная горизонтами луявритов с прослоями фойяитов между ними, показана одним значком.

Еще ниже по разрезу показаны фойяиты верхов третьей единицы ритма (III-в), чередующиеся с луявритами. При этом на карте обозначены горизонты уртитов III-1 и мощный горизонт III-2 (пятый сверху горизонт уртитовых пород). В лежащей ниже мощной пачке луявритов (III-н) выделен лишь уртитовый горизонт III-5. Фойяиты верхов четвертой единицы ритма (пачка IV-в) несут мощный горизонт уртитовых пород (IV-1, или девятый, если считать сверху), также выделенный на карте. Нижняя часть четвертой единицы ритма и пятая единица на карте объединены под наименованием «чередующихся луявритов, фойяитов и уртитов». На карте показаны уртитовые горизонты IV-12, IV-20 и V-9. Как сказано выше, слои V-9, V-15 на поверхность рельефа коренных пород выходят лишь на участке между речками Тавайок и Куфтуай.

Границы слоев луяврита и фойяита обычно являются условными, поскольку они связаны переходами. Кроме того, при документации нижних частей разреза мелкозернистые трахитоидные фойяиты некоторыми геологами в ряде случаев относились к луявритам; к луявритам же относились и трахитоидные ювиты. Тем не менее порядок чередования слоев сохраняется, даже если принять, что мощность луявритовых горизонтов иногда должна быть уменьшена.

Обращает на себя внимание увеличение количества уртитовых и ювитовых горизонтов в четвертой и пятой единицах ритма. Это особенно заметно при сравнении данных пачек с гораздо более монотонной мощной пачкой луявритов, лежащей выше (пачка III-н). Следует ли ожидать ниже, в шестой единице ритма, возрастания количества лейкократовых пород или можно предполагать, что там преобладают слои более меланократовых пород — луяврит-ювитов и ийолит-ювитов, пока неизвестно.

Во всяком случае увеличение относительного количества нефелина в VI пачке является установленным фактом.

Слои иногда раздваиваются. Раздвоение слоев отмечено для уртитовых горизонтов, например для горизонта III-1, внутри которого появляется фойяит, и горизонта II-2 (Буссен и Сахаров, 1960а).

В нормальный разрез комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов входят пластовые залежи пегматоидов (Буссен и Сахаров, 1962б). Ряд залежей этого типа до 1947 г. причислялся к «пластовым жилам». Пегматоидные залежи располагаются на границе пачек I-н и II-в, отделяясь от второго (сверху) горизонта луявритов лишь прослоем фойяита мощностью около 0.5—1.0 м. Эта залежь по внешним склонам массива наблюдается почти повсеместно, но значительной мощности (5 м) достигает только на западном склоне горы Сенгисчорр (данные А. С. Сахарова). Благодаря своей выдержанности она служит хорошим маркирующим слоем для большей части щелочного массива. Пегматоиды часто появляются в уртите II-1, лежащем над третьим (сверху) слоем луявритов. Пегматоидный характер на юго-западе массива (близ речек Куфтуай—Киткуай) принимает и ювит, разделяющий малиньитовый прослой горизонта III-1 в месте раздвоения. На одном из участков горы Куфтньюн малиньитовый прослой вообще исчезает, заменяясь пегматитом. Несколько пластообразных залежей пегматоидов располагаются на границе пачек III-в и III-н, ниже мощного горизонта уртитовых пород III-2. Положение этих залежей в разрезе не всегда постоянно: иногда здесь наблюдается одна, а иногда — три залежи, но всегда залегает слой «фойяитов с пегматитами». Очень часто заменяется пегматоидным луявритом и пегматоидной породой апатитовый уртит III-5, что особенно характерно для горы Карнасурт. Пегматоиды появляются в уртитовых горизонтах и вблизи внешних контактов комплекс-плутона. Уссингитовые пегматоиды горы Малый Пункаруайв приурочены к слою IV-3. Несомненно, что такие же пегматоиды могут быть вскрыты и южнее тех, что отмечены на карте, в пределах того же слоя IV-3.

ЭВДИАЛИТОВЫЕ ЛУЯВРИТЫ (IV ГРУППА ПОРОД)

Комплекс-плутон эвдиалитовых луявритов слагается следующими разновидностями щелочных пород.

1. Луявриты — эвдиалитовые, крупнозернистые (богатые эвдиалитом и бедные эвдиалитом): лампрофиллитовые, эвдиалитовые среднезернистые; эвдиалитовые «очковые» («эгириновые луявриты»); «оспенные» (с вкрапленниками эвдиалита); эвдиалитовые «серые» (эгирино-амфиболовые); сфеновые и эвдиалито-сфеновые.

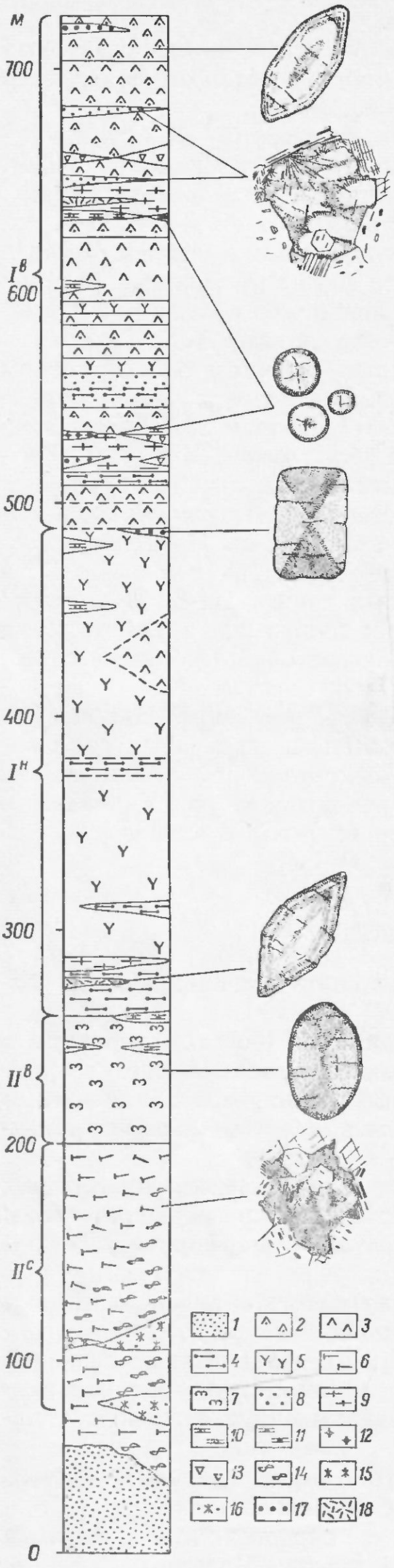
2. Фойяиты и другие лейкократовые породы — фойяиты эвдиалитовые крупнозернистые, а также неравномернозернистые и порфировидные; эвдиалитовые луяврит-фойяиты и лейкократовые порфировидные луявриты (с вкрапленниками полевого шпата).

3. Ювиты и луяврит-ювиты — ювиты и луяврит-ювиты эвдиалитовые порфировидные; ювиты титанатовые порфировидные.

4. Ийолиты и другие меланократовые породы — такситовые сфеновые луяврит-ийолиты; сфеновые ийолит-ювиты и ийолит-уртиты; ийолит-уртиты содалитовые (тавиты); ийолиты эвдиалитовые; эгириниты; какортокиты.

Главная петрографическая особенность пород рассматриваемой группы — постоянный идиоморфизм зерен эвдиалита.

Краткая характеристика разновидностей пород комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов приведена в нашей статье (Буссен и Сахаров, 1962а).



Породы комплекса эвдиалитовых луяврито слагают верхние части массива, т. е. все его плато (за исключением невысоких гор Суолуайв и Пункаруайв на юго-востоке), а также склоны от высоты 300—500 м в восточной и центральной частях массива и от 700—900 м в высокогорной северо-западной части. В цирках и в ряде долин центрального Луяврурта эвдиалитовые луяврито уходят на глубину, скрываясь под четвертичными образованиями. Определить положение их нижней границы пока невозможно.

Наибольшей мощности видимая часть этого комплекс-плутона достигает в западной и центральной частях массива. Непрерывные его разрезы здесь прослеживаются на протяжении 500—600 м по высоте.

Эвдиалитовые луяврито почти повсеместно перекрывают породы комплекса луяврито—фойяитов—уртитов. Исходя из обилия ксенолитов вмещающих пород в верхах комплекса эвдиалитовых луяврито, можно предполагать (Ramsay u. Hackman, 1894), что эрозия зашла неглубоко, поэтому мощность вскрытой части комплекса может быть оценена в 600—800 м суммарно (рис. 36). По периферии массива и у оз. Сейдъявр его нижний контакт прослеживается совершенно отчетливо. По контакту с более ранними породами обычно залегают полевошпатовые порфировидные луяврито — контактная фация эвдиалитовых луяврито. Форма и внутреннее строение комплекс-плутона эвдиалитовых луяврито долго оставались недостаточно ясными. Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) указывали, что этот

Рис. 36. Сводный схематизированный разрез комплекс-плутона эвдиалитовых луяврито.

1 — четвертичные образования (осыпи, морена и т. д.); *2* — эвдиалитовые луяврито крупнозернистые, богатые эвдиалитом; *3* — эвдиалитовые луяврито крупнозернистые, бедные эвдиалитом; *4* — эвдиалитовые луяврито среднезернистые, меланократовые; *5* — эвдиалитовые луяврито среднезернистые; *6* — эвдиалитовые луяврито амфиболо-эгириновые («серые»); *7* — лейкократовые эвдиалитовые луяврито и эвдиалитовые фойяиты неравномернозернистые; *8* — эвдиалитовые луяврито «осыпные» (с вкрапленниками эвдиалита); *9* — эвдиалитовые фойяиты и лейкократовые эвдиалитовые луяврито, крупнозернистые; *10* — эвдиалитовые порфировидные ювиты и луяврит-ювиты; *11* — эвдиалитовые порфировидные ювиты, обогащенные титанатами; *12* — содалитовые ийолиты без эвдиалита; *13* — содалитовые ийолиты с эвдиалитом; *14* — сфеновые ийолит-ювиты и луяврито; *15* — такситовые эвдиалитовые ювит-ийолиты; *16*—такситовые сфеновые ийолит-ювиты и ийолиты; *17* — какортокиты; *18*—залежи пегматоидов. Индексы слева — номера пачек, справа — характерные формы развития эвдиалита.

комплекс-плутон представляет собой незакономерное сочетание отдельных пластообразных залежей нефелиновых сиенитов (и отчасти близких им пород), резко изменяющих свой состав даже на коротких расстояниях так, что отдельные разрезы нельзя сопоставить между собой. Форма комплекс-плутона, образованного в результате трех этапов интрузивной деятельности, характеризовалась Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым как пластообразная. По нашим данным, форма комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов и сейчас остается невыясненной окончательно, но, как показано на разрезах к геологической карте, ее можно уподобить лакколиту или этмолиту, как бы плоской воронке с широким основанием (Буссен и Сахаров, 1958а, 1962а). В плане выход пород комплекс-плутона напоминает букву «С». При внедрении эвдиалитовых луявритов более ранние щелочные породы были разломаны и местами перемещены. Положение боковых и частично нижних контактов комплекс-плутона наблюдается во многих долинах и цирках, а также установлено буровыми скважинами на горах Аллуайв, Кедыквырпахк и Карнасурт. Выводными каналами для интрузий служила система трещин, между которыми располагались крупные глыбы-ксенолиты более ранних пород (ареал прорыва). Крупные ксенолиты показаны на карте, но многочисленные мелкие включения пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов, а также пород комплекс-плутона луявритов-фойяитов—уртитов здесь опущены так же, как и мелкие включения пород «кровли».

Породы, слагающие комплекс-плутон эвдиалитовых луявритов, за исключением части пегматоидов, залегают согласно между собой в виде пластообразных тел — слоев или залежей; они имеют сходные петрографические особенности и часто связаны взаимными переходами. Установлена единая схема разреза всего комплекс-плутона. Все это и дает право считать их производными одной и той же фазы интрузии, образовавшей единый первично расслоенный комплекс-плутон. Залежи равномернозернистых и трахитоидных пород вмещают прослои, плоские шлиры или пласты нетрахитоидных порфировидных или равномернозернистых пород, но иного состава. Залежи или резко отграничены друг от друга, как например залежи порфировидных ювитов в крупнозернистых эвдиалитовых луявритах, или же связаны постепенными переходами, причем границы их как бы «расплываются» и породы становятся однородными. Размер зерен главных породообразующих минералов: калинатрового полевого шпата, нефелина, щелочных метасиликатов и эвдиалита сохраняется в пределах каждой из залежей. Выдерживаются в общем и количественные соотношения между минералами. Одни и те же залежи равномернозернистых эвдиалитовых луявритов часто прослеживаются на многие сотни метров и даже километры при мощности в несколько метров. Наоборот, пластообразные залежи неравномернозернистых эвдиалитовых фойяитов (мощностью также до нескольких метров) гораздо менее постоянны и часто переходят по простиранию или в неравномернозернистые, или в порфировидные лейкократовые эвдиалитовые луявриты. Еще менее постоянны прослойки и тонкие пласты порфировидных эвдиалитовых ювитов, залегающих в крупнозернистых эвдиалитовых луявритах; мощность их часто измеряется несколькими сантиметрами при длине от одного до нескольких метров. Имеются, однако, и выдержанные залежи порфировидных титанатовых ювитов, переходящих в луяврит-ювиты, длина которых достигает десятков и даже сотен метров при мощности 1—4 м (см. вклейку). Такая устойчивость названных залежей сопряжана с устойчивостью залежей вмещающих их пород: «эгириновых» (очковых) луявритов (сверху) и неравномернозернистых эвдиалитовых фойяитов или лейкократовых луявритов (снизу). В этом же комплексе находятся наиболее тонко расслоен-

ные серии пород — какортокиты. Мощность отдельных слоев, слагающих линзовидные залежи какортокита, составляет от 2—3 до 5 мм (рис. 37).

Горизонты пород залегают согласно и полого падают к центру массива. В отдельных местах, чаще всего вблизи ксенолитов, углы падения увеличиваются, достигая 15—20°.

Вдоль восточного склона массива у подножия горы Апуайв в меридиональном направлении протягивается несколько жил, также принадлежащих, судя по их составу, к IV фазе интрузивной деятельности. Ширина выходов жил 80—100 м, мощность от нескольких метров до 20—30 м. Жилы сложены такситовыми породами, местами напоминающими порфировидный луяврит, а местами — пегматоидную породу, обогащенную эвдиалитом и рамзаитом. Простирание жил почти меридиональное, видимое падение — на восток, под углом 30—60°. Кроме того, серии мелких жил и даек пород состава эвдиалитовых порфировидных луявритов, часто типичных, по данным П. Л. Румянцевой, встречены буровыми скважинами в гнейсах и метаморфических сланцах к северо-востоку от Ловозерского массива по направлению к Кургайокскому массиву и среди слагающих его олигоклазовых сиенитов и ультраосновных пород.

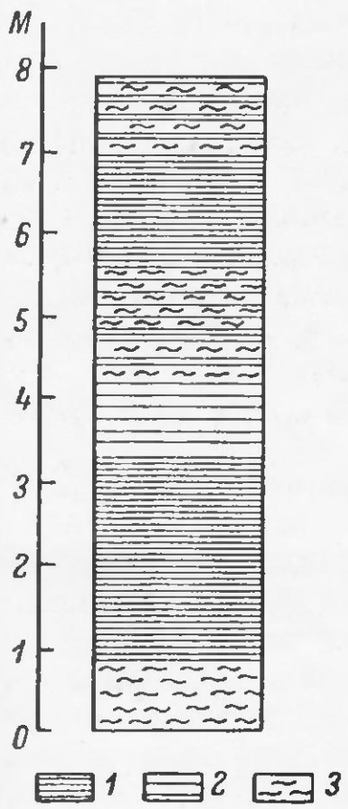


Рис. 37. Тонкослоистое строение залежи какортокитов.

1 — тонкослоистые, богатые эвдиалитом какортокиты; *2* — то же, бедные эвдиалитом; *3* — эвдиалитовые луявриты.

Нормальный разрез комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов не остается постоянным; отдельные части изменяют свою мощность или вообще выпадают. При этом в западном и центральном Луяврурте вскрыты верхние части разреза, на север от оз. Сейдъявр — более глубокие его части. Разрезы, составленные для различных гор, вполне сопоставимы между собой (рис. 38). Корреляцию осложняло то обстоятельство, что склоны платообразных вершин Ловозерских тундр в значительной мере закрыты делювием, а склоны долин и цирков часто недоступны в силу своей крутизны и обрывистости. В этих условиях, учитывая к тому же изменяющееся падение и перегибы отдельных залежей, удалось составить лишь ряд колонок-проекций на вертикальную плоскость выходов отдельных пород или их пачек. Неизбежное при этом искажение вертикальных мощностей залежей, обнажающихся на пологих склонах плато, не является непреодолимым препятствием при сравнении порядка чередования слоев, т. е. «нормального разреза» комплекса эвдиалитовых луявритов в различных участках Ловозерских тундр.

Сводный разрез комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов в северо-западной, центральной и юго-западной его частях можно схематически представить в следующем виде: вес разрез, доступный изучению, разделяется на две части: верхнюю (первую) и среднюю (вторую). Верха третьей (нижней) части появляются только в местах наиболее низкого эрозионного среза (в долине ручья Сулуай), а бо́льшие глубины комплекс-плутона без бурения скважин не могут быть изучены.

Верхняя часть разреза состоит из двух пачек: первой верхней и первой нижней. Пачка первая верхняя — это преимущественно крупнозернистые эвдиалитовые луявриты. Среди чередующихся горизонтов и пластообразных залежей луявритов, богатых и бедных эвдиалитом, на горах Ангвундасчорр, Сенгисчорр и Маннепахк появляются мелкие

линзы крупнозернистых эвдиалитовых фойяитов и «оспенных» эвдиалитовых луявритов. В этой же части разреза включены линзовидные залежи какортокитов (на горах Маннепахк и Страшемпахк), эвдиалитовых ийолитов (гора Маннепахк) и «очковых» эгириновых луявритов (гора Кедыквырпахк). Общая мощность первой верхней пачки достигает 150—200 м.

Мощность отдельных горизонтов и залежей составляет около 1—5 м для фойяитов, ийолитов и тому подобных пород и до 30—40 м — для горизонтов эвдиалитовых луявритов. Сфен и апатит в породах этой части разреза отсутствуют, зерна эвдиалита имеют вытянутую бипирамидальную или скаленоэдрическую форму (кроме «оспенных» луявритов, где эвдиалит образует округлые изометричные зерна).

Пачка первая нижняя — это преимущественно среднезернистые эвдиалитовые луявриты. В верхней ее части отдельные горизонты содержат сульфиды; ниже залегает мощный горизонт меланократовых эвдиалитовых луявритов, часто содержащих амфибол. В этой же части разреза встречаются залежи порфировидных ювитов. Низы пачки сложены темными меланократовыми луявритами, иногда крупнозернистыми, местами без эвдиалита, типа «очковых» луявритов. Ниже располагаются пласты или линзовидные залежи порфировидных луявритов и ювитов, прослеженные на горах Аллуайв, Кедыквырпахк, Ангвундасчорр и Сенгисчорр. Здесь проходит граница верхней и средней части разреза. Отсутствие сфена и апатита является характерной особенностью первой нижней пачки пород. В фойяитах этой пачки эвдиалит образует овальные вытянутые зерна, в ювитах эвдиалит имеет изометричные очертания. Общая мощность первой нижней пачки около 200 м.

Средняя часть разреза сложена в общем более лейкократовыми породами по сравнению с верхней частью комплекс-плутона. Ее также можно подразделить на две пачки: верхнюю (вторая верхняя), сложенную преимущественно лейкократовыми луявритами, и нижнюю (вторая нижняя), в которой часто встречаются залежи такситовых пород.

Средняя часть разреза начинается горизонтом порфировидных ювитов. В тех местах, где он отсутствует — на горах Кедыквырпахк, Карнасурт, Энгпор— меланократовые среднезернистые луявриты низов вышележащей пачки I-н обогащены лампрофиллитом. Сложена эта часть разреза преимущественно среднезернистыми, сравнительно лейкократовыми породами. Вверху залегает мощная (30—120 м) пачка залежей неравномернозернистых и порфировидных фойяитов (пачка II-в), часто по простиранию переходящих в лейкократовые порфировидные луявриты (с вкрапленниками полевого шпата). И те и другие породы неправильно трахитоидные и содержат заметное количество мурманита. Низы этой пачки на западных склонах массива скрываются под осыпью у дна долин. Эвдиалит образует идиоморфные, почти изометричные зерна.

Ниже неравномернозернистых и порфировидных фойяитов и лейкократовых луявритов залегают «серые» эвдиалитовые луявриты общей мощностью около 100—120 м. Это светлые, неявнотрахитоидные, среднезернистые породы с почти бесцветным неправильно изометричным пойкилитовым эвдиалитом, содержащие сфен и апатит. На восточных отрогах гор Сенгисчорр и Ангвундасчорр, между ручьями Муруай, Чинглусуай, Тулбиьюнуай и в обрывах горы Кедыквырпахк, среди серых эгириноамфиболовых луявритов встречаются залежи такситовых пород, состоящих из линз и прослоев неравномернозернистых или порфировидных луяврит-ювитов или ювитов, разделенных эвдиалитовыми луявритами. Общая мощность таких пород превышает десятки метров. Внутри «серых» эвдиалитовых луявритов располагается также весьма характерный горизонт такситовых («брекчиевидных») луяврит-ийолитов, в котором порода состава эвдиалитового луяврита, богатого эвдиалитом,

цементирует мелкие (1—3 см в поперечнике) шлиры состава безэвдиалитового ийолита. Такситовый луяврит-ийолит среди «серых» эвдиалитовых луявритов встречен в обрывах горы Кедыквырпахк к долине реки Ильма и на склонах горы Карнасурт к ручью Поденуай. Горизонт этот на северо-западе массива не представляет собой непрерывного целого; в пачке серых эвдиалитовых луявритов залегают отдельные прослои, пропластки и неправильные тела такситовых эвдиалитовых луяврит-ийолитов длиной от нескольких дециметров до нескольких метров при мощности от долей метра до 1—2 м. Тем не менее эти мелкие тела прослеживаются одно за другим на восточных склонах горы Кедыквырпахк и встречены на склоне горы Карнасурт к речке Элемарайк. Залежи такситовых ийолит-ювитов, луяврит-ийолитов или ийолит-луявритов быстро увеличивают свою мощность до нескольких метров на южных склонах плато Кэуньюн, Куамдеспахк, обращенных к долинам рек Кохлухтиуай, Сулуай. В них появляется характерный длиннопризматический сфен. Вместе с этим уменьшается количество эвдиалита в подстилающих и особенно в перекрывающих лейкократовых луявритах. Последние становятся сфеновыми лейкократовыми луявритами; одновременно в луявритах появляются залежи, сложенные сфеновым полевошпатовым ийолитом и сфеновым (или апатито-сфеновым) ювит-ийолитом (последние породы изучены А. И. Поляковым и В. И. Герасимовским).[1] Протяженность залежей составляет местами несколько сот метров, судя по данным аэрофотосъемки и редким выходам. Сфеновые луявриты и ийолиты совместно с такситовыми сфеновыми и эвдиалитовыми луяврит-ийолитами известны, кроме участка к северу от оз. Сейдъявр, также на северном склоне горы Нинчурт (обнаружены Л. Н. Латышевым в 1959 г.) и по ручью Мотчесуай (обнаружены Ю. А. Балашовым в 1959 г.). Весьма вероятно, что они могут быть найдены на склонах горы Куамдеспахк к долине речки Вавнйок.

Лежащие еще ниже обогащенные апатитом и сфеном ювит-ийолиты и сфеновые луявриты (рис. 38—*см. вкл. к стр. 70*) могут быть отнесены или к низам второй пачки, или уже к верхам третьей, нижней части разреза. Единственные обнажения этой части разреза — выходы самых нижних горизонтов пород комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов — известны в долине речки Сулуай, разделяющей плато Куйвчорр и Куамдеспахк и выходящей к оз. Сейдъявр. Они представлены лейкократовыми сфеновыми луявритами. Ниже этих выходов дно долины закрыто мореной. Какие породы слагают более глубокие части комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов и всего массива, неизвестно. Можно лишь утверждать, что сфеновыми луявритами разрез комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов (и всего массива) не исчерпывается.

К востоку от долин ручьев Ильма—Элемарайк (горы Куйвчорр, Карнасурт, Куамдеспахк, Флора, Пьялкимпорр, Вавнбед и Апуайв) в разрезе комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов преобладают относительно светлые среднезернистые эвдиалитовые луявриты, несущие сфен и апатит, близкие по облику и составу к «серым» эгирино-амфиболовым эвдиалитовым луявритам центральной и западной частей массива. Они совершенно постепенно переходят в сфеновые эвдиалитовые луявриты и ийолит-

[1] В. И. Герасимовский и А. И. Поляков (1962) рассматривают сфено-апатитовые ювит-ийолиты как контактово-метосоматические образования, возможно за счет метаморфизма пород ловозерской свиты. Сходные породы Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) определяли как нефелиновые твейтозиты — основные эффузивы, измененные контактным воздействием щелочной магмы. К. А. Власов с соавторами (1959) все эвдиалитовые луявриты относит к гибридным породам, возникшим при глубокой переработке щелочной магмой пород ловозерской свиты.

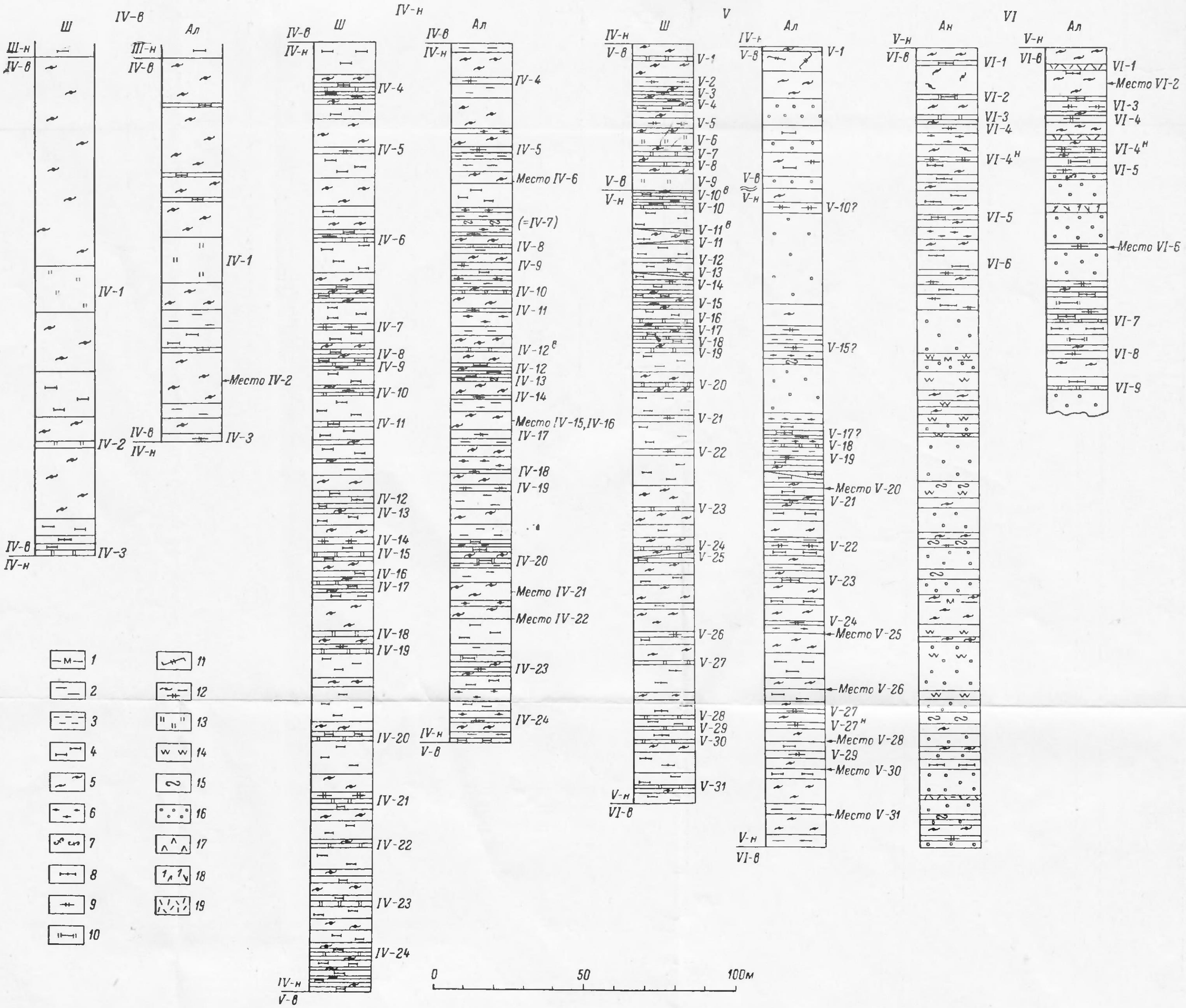


Рис. 34. Строение IV, V, VI единиц ритма комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов.

Ш — ручей Шомйок (документация О. М. Глазовой, Н. В. Иванова); *АЛ* — ручей Аллуайв; *АН* — ручей Ангвундасйок, северо-западный край массива (документация А. С. Сахарова). Мощности по Л. Н. Латышеву и А. С. Сахарову. Слева от колонок — номера пачек, справа — номера уртитовых горизонтов. *1* — мончикит; *2* — луяврит среднезернистый; *3* — луяврит мелкозернистый; *4* — луяврит лейкократовый; *5* — фойяит среднезернистый; *6* — фойяит мелкозернистый; *7* — фойяит пегматоидный; *8* — фойяит-ювит; *9* — ювит; *10* — луяврит-ювит; *11* — пегматоидный пойкилитовый содалитовый ювит; *12* — чередование луяврита, фойяита и ювита; *13* — уртит; *14*—такситовый йолит-ювит; *15* — пегматит; *16* — пойкилитовый нефелиновый сиенит; *17* — нефелиновый сиенит неравномернозернистый; *18* — щелочной сиенит; *19* — нефелиновый сиенит мелкозернистый.

ювиты. Такие же светлые эвдиалитовые луявриты распространены и на горе Нинчурт. Породы, отмеченные О. А. Воробьевой (1933) на горе Пункаруайв как эвдиалитовые луявриты, представляют собой луявриты, лейкократовые луявриты и частично фойяиты комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов. Это устанавливается как по их согласному залеганию с прочими горизонтами третьей эруптивной фазы и сохранению обычного порядка чередования слоев, так и по ксеноморфизму эвдиалита, количество которого здесь действительно повышено. По границе лейкократовых «серых» эвдиалитовых луявритов и вышележащей пачки среднезернистых пород на горах Пьялкимпор и Вавнбед нередко наблюдается образование линзовидных или очень неправильных тел, сложенных эвдиалитовыми пегматитами (ортотектитами, по А. Е. Ферсману, 1932). Ни положение в разрезе, ни характерная бипирамидальная форма зерен эвдиалита не позволяют объединять их с богатыми эвдиалитом залежами какортокитов горы Энгпор и верховьев ручья Куфтуай.

При картировании и документации в более крупном масштабе удается выделить и мелкие пласты или прослои пород (рис. 39). Однако следует помнить, что резкие границы между отдельными породами комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов наблюдаются лишь при значительном обогащении пород нефелином или содалитом; в остальных случаях границы расплывчатые. Интересно соотношение пород на границе верхней и средней частей комплекс-плутона. Здесь обогащенные эгирином меланократовые равномернозернистые эвдиалитовые луявриты «очковой» текстуры залегают выше луяврит-ювитов и ювитов, несущих гораздо больше нефелина. Удельный вес порфировидных ювитов (2.700—2.770) выше, чем вышележащих луявритов (2.680—2.750), вследствие обогащения их титанатами и эвдиалитом. Нижележащие неравномернозернистые эвдиалитовые фойяиты имеют меньший удельный вес (2.500—2.600). Такие соотношения при согласном залегании всех этих пластообразных тел не позволяют допускать их образования за счет всплывания более легких минералов, например нефелина. Аналогичное распределение минералов имеет место и в верхней части разреза комплекс-плутона, где лейкократовые «оспенные» эвдиалитовые луявриты с удельным весом 2.757 перекрываются ийолитами (также с вкрапленниками эвдиалита), более тяжелыми (удельный вес 2.810) и обогащенными эгирином.[1]

Рассмотрение особенностей строения комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов позволяет сказать, что схема его строения является в основных чертах одной и той же на всей площади распространения, хотя степень расслоенности может быть различной в различных участках, и отдельные залежи могут вообще выпадать из разреза.

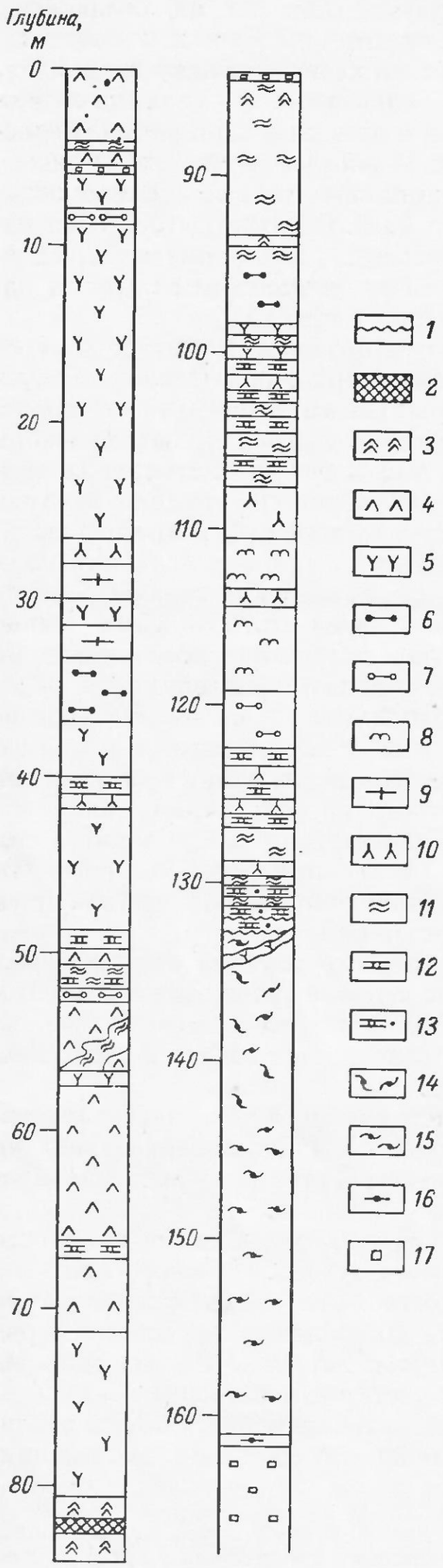
Даже вблизи крупных ксенолитов, известных в комплекс-плутоне, разрез сохраняется. Породы с порфировидной и неравномернозернистой структурой определенного петрографического состава залегают, как правило, в определенных местах нормального разреза.

Установление разреза эвдиалитовых луявритов дало возможность выявить внутреннее строение этого комплекс-плутона. Наблюдения по рекам Муруай и Уэлькуай показывают существование здесь прогиба пачки среднезернистых эвдиалитовых луявритов. Наибольшее опускание пород намечается близ верхней части долины ручья Муруай. Погружение залежей эвдиалитовых луявритов к этому участку отмечается и с запада — со стороны верхней части долин речек Тавайок и Сенгисйок. Залежи эвдиалитовых луявритов обычно изменяют свой наклон очень постепенно,

---

[1] При многократном чередовании слоев сходных по составу пород, нельзя изолированно рассматривать лишь два слоя, непосредственно граничащих друг с другом в разрезе. (*Прим. отв. ред.*).

но наблюдаются и резкие перегибы. Особого внимания заслуживает то обстоятельство, что на границах близких групп пород — эвдиалитовых луявритов и мурманитовых порфировидных луявритов — изменения эвдиалитовых луявритов обычно не наблюдаются. Мурманитовые же луявриты, наоборот, нередко образуют контактные мелкозернистые разновидности. В то же время ориентировка лейст полевого шпата и в тех, и в других породах у границы может быть одна и та же.



На геологической схеме (см. вклейку) выделены не все разновидности пород, входящих в комплекс-плутон эвдиалитовых луявритов, а только их пачки и некоторые горизонты, играющие роль маркирующих. В верхней части разреза удалось оконтурить выходы крупнозернистых, богатых и бедных эвдиалитом разновидностей, эвдиалитовых фойяитов, обычных эвдиалитовых луявритов и слои ийолитов, ювитов, оспенных эвдиалитовых луявритов, какортокитов.

В средней части показаны неравномернозернистые, обычно светлые эвдиалитовые луявриты и порфировидные эвдиалитовые фойяиты, в нижней — «серые» и богатые амфиболом разновидности, такситовые ийолиты и совместно апатито-сфеновые ийолиты, ювиты, ювит-ийолиты и ийолит-ювиты. Масштаб чертежа не позволил показать всех разновидностей пород, отмеченных при детальных работах.

СЕРИЯ МУРМАНИТОВЫХ ПОРФИРОВИДНЫХ ЛУЯВРИТОВ (V ГРУППА ПОРОД)

Несмотря на сходство основных черт текстуры, структуры и состава,

Рис. 39. Деталь строения комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов. Тонкое чередование слоев пород. (Документация керна скв. 167).

1 — пегматиты и пегматоиды; *2* — щелочные лампрофиры; *3* — эвдиалитовые луявриты крупнозернистые, богатые эвдиалитом; *4* — эвдиалитовые луявриты крупнозернистые, бедные эвдиалитом; *5* — эвдиалитовые луявриты среднезернистые; *6* — эвдиалитовые луявриты среднезернистые, меланократовые; *7* — эвдиалитовые луявриты среднезернистые, лейкократовые; *8* — эвдиалитовые фойяиты лейкократовые неравномернозернистые и порфировидные; *9* — эвдиалитовые фойяиты крупнозернистые; *10* — порфировидные эвдиалитовые луявриты; *11* — полевошпатовые порфировидные луявриты; *12* — порфировидные ювиты; *13* — контактные порфировидные ювиты; породы III комплекс-плутона: *14* — фойяиты массивные, *15* — фойяиты трахитоидные, *16* — фойяиты мелкозернистые; породы II комплекс-плутона: *17* — порфировидные нефелиновые сиениты.

мурманитовые порфировидные луявриты весьма неоднородны, поэтому правильнее говорить о породах серии мурманитовых порфировидных луявритов. Выделяя (вслед за О. А. Воробьевой) разновидности по преобладающим минералам вкрапленников, среди пород этой серии следует различать мурманитовые, ломоносовитовые, лампрофиллитовые, лампрофиллито-мурманитовые, ловозерито-мурманитовые, ловозерито-ломоносовитовые, ловозеритовые, амфиболо-мурманитовые, рамзаито-мурманитовые, шизолито-мурманитовые и эгирино-мурманитовые порфировидные луявриты, а также своеобразные энигматитовые порфировидные ювиты и ийолиты (Буссен, 1959а).

Выходы пород, относимых к серии мурманитовых порфировидных луявритов, известны в целом ряде пунктов Ловозерского массива на различных высотах на горах Аллуайв, Ангвундасчорр, Парга, Маннепахк, Карнасурт, Пьялкимпор, Апуайв, Вавнбед и Энгпор, в долинах речек Элемарайк и Тавайок. Наибольшее число залежей сосредоточено в западной, а также в центральной и северо-восточной частях массива.

Площадь выходов мурманитовых порфировидных луявритов оценивается в 0.5—1% общей площади массива. Мурманитовые порфировидные луявриты образуют жилы, жилоподобные, пластообразные и штокообразные тела, иногда — настоящие дайки. В ряде случаев положение их нижних границ не установлено.

Размеры штокообразных и пластообразных залежей мурманитовых луявритов весьма различны и могут достигать длины 1—2 км при видимой мощности свыше 150 м. Жилы и жилоподобные тела обычно прослеживаются на несколько сотен метров. Дайка горы Энгпор имеет длину свыше 2 км. Все же преобладают небольшие тела, площадь выходов которых измеряется сотнями или тысячами квадратных метров.

Наиболее широко распространены мурманитовые порфировидные луявриты в пределах «ареала прорыва» вблизи контактов главных комплекс-плутонов в центральных зонах массива, а также в его краевых частях, иногда в непосредственной близости к внешнему контакту.

По отношению ко всем комплекс-плутонам Ловозерского массива залежи мурманитовых порфировидных луявритов занимают секущее положение. Чаще всего они встречаются в пределах комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов, располагаясь в общем случае несогласно с положением его горизонтов. Они граничат с любыми частями разреза этого комплекс-плутона и выходят иногда, как например крупная дайка на горе Энгпор и залежи гор Пьялкимпор, Апуайв и Аллуайв, в более ранние, в том числе и во вмещающие породы. На рис. 2 схематически показана форма тел мурманитовых луявритов в вертикальном сечении.

В распространении различных типов залежей можно отметить определенную закономерность: в центральных, глубинных зонах массива наиболее часты штокообразные тела и вертикальные, широкие в плане жилы. Ближе к внешним краям комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов чаще образуются пластообразные залежи, располагающиеся вдоль контакта, и жилы, отходящие от них. В более ранних породах, в комплексе луявритов—фойяитов—уртитов и среди авгитовых порфиритов ловозерской свиты, отмечены настоящие дайки и зоны брекчирования, в которых цементом служат мурманитовые порфировидные луявриты. Здесь же появляются тонкие ветвящиеся жилы и жилки этих пород.

Границы мурманитовых порфировидных луявритов с вмещающими породами различные. Там, где крупные тела мурманитовых порфировидных луявритов располагаются в эвдиалитовых луявритах, их ограничения представляют собой неправильно изгибающиеся поверхности. В этих случаях в эвдиалитовых луявритах не удается наблюдать ни раскола лейст полевого шпата, ни возникновения контактных прослоев, тогда

как в мурманитовых луявритах обычно отмечаются лишь некоторое уменьшение крупности зерен и замена таблитчатого ломоносовита ксеноморфными выделениями и пластинками мурманита и вместе с тем обогащение эвдиалитом. Мощность такой породы составляет 0.5—3 м.

Границы вертикальных и крутопадающих жил мурманитовых порфировидных луявритов с эвдиалитовыми луявритами более ровные. Иногда наблюдается явное несовпадение положения директивной текстуры мурманитовых луявритов с трахитоидностью эвдиалитовых луявритов. В тонких жилах и жилках отчетливо видно, что директивная текстура мурманитовых порфировидных луявритов ориентирована параллельно их ограничениям и является секущей по отношению к трахитоидности вмещающих пород.

Пластообразные тела мурманитовых порфировидных луявритов, располагающиеся вдоль контактов комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов, имеют с более ранними породами всегда резкий и отчетливо секущий контакт, часто сопровождающийся развитием зон брекчий. Непосредственно по границе с породами комплекса луявритов—фойяитов—уртитов развивается контактный такситовый порфировидный ювит или ийолит, образующий неправильные прослои мощностью до 2 м. На контакте с эвдиалитовыми луявритами изменений состава пород заметить не удается. Подобный характер контакта указывает на сравнительно небольшое различие в физико-химическом состоянии внедряющихся масс и вязких еще эвдиалитовых луявритов.[1] Разница в состоянии субстрата резче проявилась при проникновении магмы по сети расколов вдоль внешних контактов массива или уже в затвердевшие породы II и III фаз интрузии, а также в авгит-порфириты, где развились типичные контактные явления. В центральной части массива благодаря незначительному различию в составе, температуре и вязкости контактирующих масс заметных изменений не произошло, и местами граница неотчетлива. Наблюдения в поле дают право полагать, что здесь имело место как бы «вжимание», вдавливание мурманитовых порфировидных луявритов в незатвердевшие и вязкие еще породы. Поэтому отсутствуют явления катаклаза, а пластинчатые минералы обеих пород местами ориентируются параллельно контактной поверхности. Иногда последняя различается с большим трудом, и создается впечатление, что породы связывает постепенный переход, т. е. что здесь имеется «слепой» контакт.

Первичная расслоенность проявилась только в крупных телах, сложенных породами серии мурманитовых порфировидных луявритов. Эти тела состоят из согласных, связанных постепенными переходами, почти горизонтальных слоев и линз. Суммарная их мощность превышает сотни метров.

Мощность отдельных слоев и линз обычно колеблется в пределах от 1 до 10 м; граница между соседними породами нечеткая, и переход обычно совершается на протяжении нескольких сантиметров или нескольких десятков сантиметров.

По простиранию такие слои и линзы в крупных залежах прослеживаются на десятки, а иногда и на сотни метров. Эти слои не параллельны ни границам самих тел, ни слоям (горизонтам) вмещающих их комплекс-плутонов щелочных пород, ни слоям толщ, вмещающих Ловозерский щелочной массив (в случае, если залежи мурманитовых порфировидных луявритов располагаются в его контактной зоне).

Изучение строения залежей облегчается тем, что различные по составу и структуре разновидности пород по-разному реагируют на воздействие

---

[1] Вязкое состояние эвдиалитовых луявритов представляется недоказанным. (*Прим. отв. ред.*).

агентов поверхностного выветривания. Поэтому отдельные слои легко прослеживаются даже на пологих участках склонов по скалистым уступам устойчивых пород или, наоборот, по наклонным задернованным террасам, развивающимся на малоустойчивых породах (рис. 40).

Различается и вид россыпей, возникающих на выходах отдельных разновидностей пород из серии мурманитовых порфировидных луявритов, что также способствует выявлению внутреннего строения их залежей.



Рис. 40. Чередование уступов и террас, развитых на устойчивых и легко разрушающихся разновидностях пород в мурманито-ловозеритовых порфировидных луявритах. Верховье долины Элемарайк (Ловозеритовый мысок, длина мыска около 1 км). Вид с запада.

1 — мурманитовые и ловозеритовые порфировидные луявриты; *2* — эвдиалитовые луявриты.

Самая крупная залежь мурманитовых порфировидных луявритов располагается вблизи вершины горы Парга. Однако в настоящее время наиболее детально изучены залежи Ловозеритового мыска (у его северо-восточного края), находящегося в истоках р. Элемарайк в центральной части массива, и горы Вавнбед. Именно на Ловозеритовом мыске были взяты образцы пород, изученные О. А. Воробьевой; здесь же В. И. Герасимовским был найден цирконосиликат, названный им ловозеритом. Менее полные данные имеются о залежах гор Парга и Пьялкимпор, а также Аллуайв, Сенгисчорр и других. Приуроченность залежей мурманитовых порфировидных луявритов к ареалу прорыва эвдиалитовых луявритов свидетельствует об общих путях движения магмы при этих двух последовательных фазах интрузии.

ПЕГМАТОИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЛУЯВРУРТА

Пегматоиды щелочной магмы, а также образования, относимые А. Е. Ферсманом (1932) к ортотектитам, широко распространены в Ловозерском массиве, встречаясь почти на всей его территории. По сложности и своеобразию минерализации ловозерские пегматоиды очень интересны. Монография К. А. Власова с соавторами (1959) является наиболее полным изложением данных по минералогии и пегматитам Луяврурта, в том числе и по большому числу минералов, вновь открытых или новых для Луяврурта и даже для территории Советского Союза в целом. В данной работе эти сведения не повторяются, и основное внимание сосредоточено на характеристике геологического положения пегматоидов.

Пегматоиды занимают различное положение в теле массива, и если состав их изучен с почти исчерпывающей полнотой, то геологическое положение тел пегматоидов, как правило, определяется неточно. Принятая во многих фондовых и печатных работах классификация пегматоидов только по форме залежей и составу не отражает в полной мере связи тел с вмещающими породами и их расположения в пространстве. Поэтому такие данные не могут быть использованы для поисков залежей аналогичного типа. Представляется более правильным основываться на строении

и геологическом положении тел и классифицировать пегматоиды Луяврурта именно по этому признаку (Буссен и Сахаров, 1961б).

При этом выделяются:

1. Залежи, приуроченные к определенным частям нормального разреза комплекс-плутонов.

2. Залежи, располагающиеся на контактах.

3. Пегматоиды, выполняющие секущие и пластовые трещины щелочных пород.

4. Пегматоиды, геологическое положение которых не выяснено.

Наиболее крупные залежи принадлежат к первой группе. Они располагаются в комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов, где отдельные пластообразные тела прослеживаются по естественным выходам иногда на несколько километров при мощности от долей метра до нескольких метров. Размеры прочих тел пегматоидов обычно более мелкие: от нескольких дециметров до нескольких десятков метров по наибольшей протяженности выходов.

Состав ловозерских пегматоидов отвечает нефелиновым или щелочным сиенитам; от вмещающих их пород они отличаются значительно большей величиной зерен, неоднородностью состава и строения соседних участков и большим разнообразием минералов, иногда очень редких, содержащих редкие элементы и летучие компоненты. Кроме того, здесь широко развиты явно гидротермальные (включая позднегидротермальные) и гипергенные образования, в течение длительного периода изучающиеся В. И. Герасимовским, а также Е. И. Семеновым.

Приуроченность пегматоидов к определенным частям нормального разреза комплекс-плутонов впервые была установлена А. С. Сахаровым в 1947 г. для залежей в комплексе луявритов—фойяитов—уртитов и позже отмечалась многими геологами (Власов и др., 1959). Так расположены в разрезе (рис. 41) пегматоиды ниже второго (сверху) горизонта луявритов (наиболее хорошо известная залежь), пегматоиды ниже так называемого горизонта ийолит—уртитов (горизонт III-2) и в «апатитовых уртитах» (горизонт III-5), пегматоидные ювиты внутри малиньитового слоя при его раздвоении (горизонт III-1), линзовидные залежи уссингитовых пегматоидов горы Малый Пункаруайв, близ горизонта IV-3, а также пегматоидные обособления в уртитах горизонта IV-1 и многие другие. Для этого комплекс-плутона установлена связь залежей пегматоидов с горизонтами уртитовых пород, причем последние могут по простиранию переходить частично или полностью в пегматоидные образования. Это хорошо заметно в залежи пегматоидов внутри малиньитов на горах Куфтньюн и Карнасурт, а также в горизонте III-5 на горе Карнасурт и в горизонте уртитов II-1 на горах Нинчурт, Сенгисчорр и др. В последнем горизонте часто образуются эгирино-ламprофиллито-эвдиалитовые скопления, вытянутые согласно с положением слоев. Резкие границы уртитов с подстилающими породами отмечаются только там, где на этой границе присутствуют пегматоидные прослои.

Закономерное положение залежей пегматоидов в нормальном разрезе комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов при близости их состава к составу слоев нефелиновых сиенитов, а также существование переходов между пегматоидами и вмещающими их слоями дают основание предполагать, что пегматоиды этого типа представляют собой образования, происхождение которых аналогично происхождению прочих слоев массива.

В комплексе эвдиалитовых луявритов определенное положение занимают залежи эвдиалититов, подобные шлировидным обособлениям. Они обычно располагаются между слоями меланократовых (сверху) и более лейкократовых (снизу) эвдиалитовых луявритов и в ряде случаев (горы

Страшемпахк, Маннепахк) связаны переходами с какортокитами. В других случаях, например на горах Вавнбед, Апуайв, в долине Куфтуйа, этих переходов не наблюдается. Эвдиалититы подобного типа можно рассматривать и как ортотектиты (Ферсман, 1932). Авторы, расценивающие их как «жилы» (Елисеев и Федоров, 1953), обоснований своих взглядов не приводят.

Некоторые пегматоиды залегают в виде настоящих жил, в том числе пластовых. Отличие их от пластообразных сингенетичных залежей требует особого внимания.

Пегматоидные обособления в комплексе пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов в ряде случаев также являются лишь пластообразными залежами, входящими в «нормальный» разрез. Подтверждение этому имеется на горе Лешхе, где пластообразные тела эгиринитов и пегматоидных фельдшпатоидных сиенитов залегают согласно с общим положением залежей пород, несколько раз чередуясь с нефелино-содалитовыми сиенитами. При этом эгириниты располагаются у лежачего бока, а пегматоидные сиениты и фойяиты — у висячего бока сложной залежи. Протяженность выходов пегматоидов измеряется несколькими десятками метров при мощности до 1—3 м. Подобные эгириниты были встречены И. В. Буссен в 1936 г. на горе Лешхе и А. К. Поляковым — в 1956 г. на горе Карнасурт, где они обогащены редкими титанатами, но обычно эгириниты содержат только ильменит или сфен, а также эвдиалит.

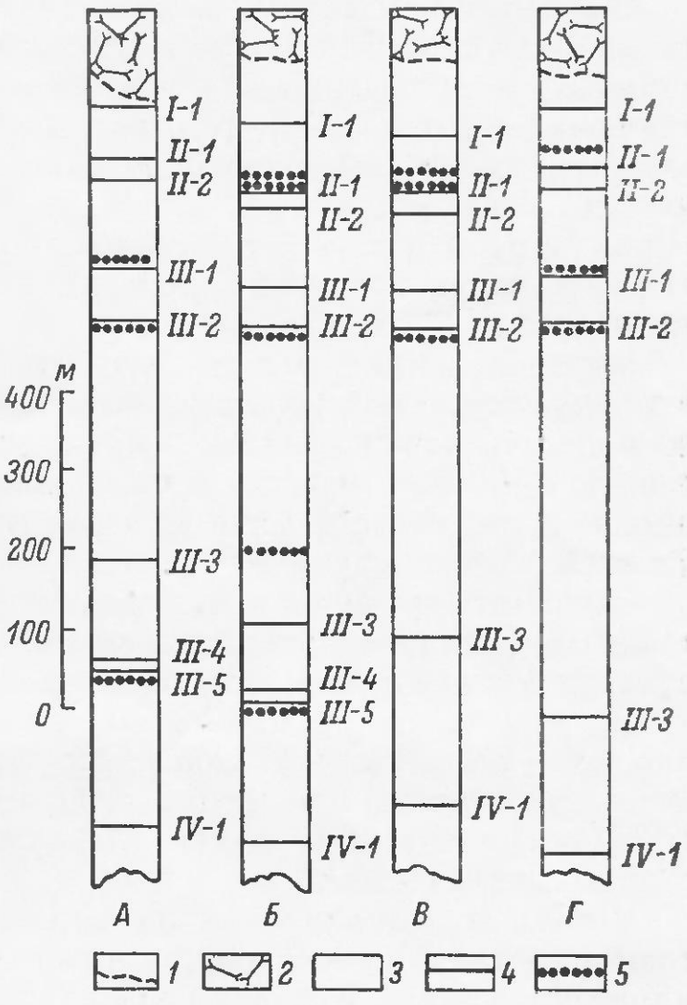


Рис. 41. Положение пегматоидов в комплекс-плутоне луяврито — фойяитов — уртитов.

А — гора Карнасурт; *Б* — гора Аллуайв; *В* — р. Товайок; *Г* — гора Киткньюн. Слева от колонок римскими цифрами обозначены единицы ритма: *в* — верхняя, *н* — нижняя пачка; справа — номера горизонтов уртитов. *1* — контакт комплекс-плутонов; *2* — эвдиалитовые луявриты; комплекс-плутон луявритов—фойяитов—уртитов: *3* — фойяиты и луявриты; *4* — уртиты, ювиты, малиньиты, ийолит-уртиты; *5* — пегматоидные залежи.

Кроме пластообразных залежей пегматоидов, обломки комплекс-плутона пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов несут значительное количество пегматоидных участков неправильной формы, геологическое положение которых пока не выяснено. На горах Суолуайв, Куйвчорр (южный склон) и Аллуайв (северо-западный склон) пегматоидные участки связаны с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами постепенными переходами.

К контактам комплекс-плутонов с более ранними породами, особенно с породами, вмещающими щелочной массив, приурочено большое количество образований, которые можно причислить к пегматоидам, отнеся их возникновение за счет пород эндоконтактной зоны. Размеры подобных участков бывают иногда значительными, достигая (на горах Вавнбед и Аллуайв) нескольких сот метров по длине и десятков метров по ширине. Состав их отвечает щелочному сиениту, иногда содержащему рудные и редкие минералы. Контактные породы Луяврурта изучались сотруд-

никами ИМГРЭ — И. П. Тихоненковым и Р. П. Тихоненковой (1960), которые приписывают им контактно-метасоматическое происхождение. Связь размера залежей и состава пегматоидных образований с составом пород, граничащих с вмещающими толщами, не изучена, хотя известно, что в ряде случаев пегматоиды имеют очень малую мощность или не образуются совсем.

Видимо, к контактным образованиям относятся и альбититы (и альбитовые пегматиты) гор Флора и Пьялкимпор с нарсарсукитом, рамзаитом и голубым литийсодержащим амфиболом рибекитового ряда (Бондарева, Рогачев, Сахаров, 1959). Контактово-измененные силлиманитовые сланцы северных предгорий горы Вавнбед несут в себе эти же акцессорные минералы. Генезис альбититовых залежей горы Малый Пункаруайв и долины ручья Сулуай остается неустановленным. В этих залежах присутствуют амфибол, сфен, катаплеит, рамзаит, эвдиалит, нептунит и тому подобные минералы.

Многочисленные мелкие пегматоидные выделения, имеющие состав лейкократового или меланократового нефелинового сиенита, наблюдаются на контакте пород комплекса луявритов—фойяитов—уртитов с пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами. Их мощность обычно не превышает долей метра. В ряде случаев в них появляются характерный медово-желтый сфен и кирпично-красный эвдиалит.

Эвдиалитовые луявриты, контактируя с породами комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, также образуют пегматоидные прослои состава лейкократового сиенита обычно с рамзаитом и эвдиалитом.

По контактам мурманитовых луявритов с породами комплекса луявритов—фойяитов—уртитов образуются ювиты с крупными пойкилитовыми кристаллами энигматита и щелочного амфибола. Другие минералы, содержащие титан и редкие элементы, присутствуют здесь в незначительных количествах.

Контакты эвдиалитовых луявритов с породами эффузивно-осадочной толщи иногда сопровождаются альбититами пегматоидного облика с редкими минералами. Контакты эвдиалитовых луявритов с гнейсами известны лишь в предгорьях горы Ацуайв. Вдоль контакта здесь прослеживается пегматоидный прослой, состоящий из калинатрового полевого шпата и щелочного метасиликата, но известны также и выходы разрушенных альбититов.

Секущая пегматитовая жила с достоверно установленными элементами залегания известна в комплекс-плутоне эвдиалитовых луявритов в долине ручья Тулбньюнуай. Состав жилы отвечает лейкократовому нефелиновому сиениту. Для нее характерны обогащение эвдиалитом, рамзаитом и появление крупных пластин мурманита. Отдельные участки сложены только полевым шпатом.

Пластовые пегматитовые жилы встречаются повсеместно среди эвдиалитовых луявритов и имеют зональное строение с зонами, параллельными контактам. Их валовый состав соответствует нефелиновому сиениту, но содержание главных минералов (калинатрового полевого шпата, нефелина и других фельдшпатоидов, щелочных метасиликатов, цирконо- и титаносиликатов) в отдельных зонах может сильно варьировать. Кристаллы полевого шпата обычно ориентируются перпендикулярно к поверхностям ограничения жил.

К группе пегматоидов с невыясненным геологическим положением относятся зональные тела неправильной формы, залегающие в ксенолитах пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов на горах Карнасурт, Лепихе, Куйвчорр. Они имеют сложный состав, содержат редкие и редкометальные минералы и, по-видимому, пережили сложную историю формирования. Во всяком случае гидротермальные процессы проявились

в них широко, значительно изменив состав в первую очередь центральной, наиболее крупнокристаллической зоны.

На северном склоне горы Карнасурт, за вторым восточным ручьем, известно шесть неправильнолинзовидных зональных тел размером до 50×20 м, расположенных в пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитах вблизи их контактов с породами комплекса луявритов—фойяитов—уртитов.

Краевая зона пегматоидных залежей обогащена метасиликатами, иногда она сложена почковидными сростками игл эгирина, среди которого присутствуют фельдшпатоиды. Местами присутствуют ненадкевичит, стенструпин, эвдиалит и нептунит. Промежуточная зона более крупнозернистая и состоит в основном из полевого шпата, эвдиалита и эгирина. В центральной, грубозернистой зоне, в основном сложенной гакманитом или натролитом, появляются разнообразные цеолиты, карнасуртит, шизолит, литиевые слюды и гидрослюды, соединения бериллия и тория, монтмориллонит, гидраты окиси марганца и т. д., в том числе очень редкие минералы — бериллит, эпидидимит, стенструпин, карпинскит (Власов и др., 1959; Семенов, 1957, 1963; Шилин, 1953).

Залежи на горе Лепхе имеют аналогичное строение, но среди минералов здесь появляются соединения кальция: апатит, содержащий торий и редкие земли (Семенов, 1963), сфен и другие, а также слюдки типа тайниолита (Семенов, 1957, 1963; Власов и др., 1959).

Разнообразные и редкие минералы из пегматитов и пегматоидных залежей Ловозерского массива украшают коллекции многих музеев. Прекрасные образцы нептунита, эвдиалита, уссингита, натролита, розового полевого шпата, крупные кристаллы апатита, эгирина, щелочного амфибола и лампрофиллита отсюда вывезены во многие города страны и за границу. Редчайшие минералы — нарсарсукит, нордит, чкаловит, беловит, карнарсуртит, ловозерит и другие, имеющиеся в различных коллекциях, также получены из пегматоидных залежей Луяврурта.

ДАЙКИ ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ (VI ГРУППА ПОРОД)

Дайки, секущие все щелочные породы Ловозерского массива и встреченные за его пределами во вмещающих породах, сложены щелочными лампрофирами, разнообразными по составу и структуре. Возникновение даек относится к последней фазе эруптивной деятельности, отделенной длительным промежутком времени от эпохи формирования самого щелочного массива. Появление дайковой лампрофировой формации типично для заключительных этапов становления магматогенных пород во многих районах, и Луяврурт в этом отношении не является исключением. Своеобразие ему придает только щелочной характер жильных пород.

Щелочные лампрофиры образуют дайки или неправильные и ветвящиеся жилы широтного или восток-северо-восточного, реже меридионального простирания. Дайки располагаются группами, иногда встречаются одиночные жилы. Имеющиеся данные позволяют считать, что наиболее часты дайки и жилы щелочных лампрофиров в западной, северо-западной и центральной частях массива, но так как эти породы на поверхности легко разрушаются, образуя мелкоплитчатую осыпь и дресву, часть выходов может оказаться заваленной крупноглыбовыми россыпями окружающих пород и ускользнуть от внимания геолога.

Размеры даек меняются в широких пределах. Мощность колеблется от 0.5 до 2.5 и даже до 5 м, но иногда фиксировались апофизы значительно меньшей мощности (всего доли сантиметра). Длина, на которую удалось проследить некоторые дайки, достигает полукилометра; обычно же дайки

(или их видимые выходы) значительно короче. Падение даек вертикальное или крутое южное, реже северное; замеренные углы падения 65—87°. Изредка отмечались пологопадающие жилы или пологие участки в общем крутопадающих жил. Форма даек может быть очень простой, контакты исключительно ровными. Но некоторые дайки и жилы меняют элементы залегания, ветвятся, от них отходят апофизы, следующие обычно параллельно жиле (рис. 42) или сложно пересекающиеся. Внутри жил встречаются ксенолиты боковых пород (рис. 43). Разломы, служившие путями проникновения магмы щелочных лампрофиров, неоднократно возобновлялись. Некоторые подвижки происходили в период внедрения или застывания пород, что привело к образованию зон автобрекчий (Буссен, Зитта и Померанцева, 1960). Многие дайки рассланцованы и в зоне действия гипергенных процессов превращены в бурую глинистую массу.

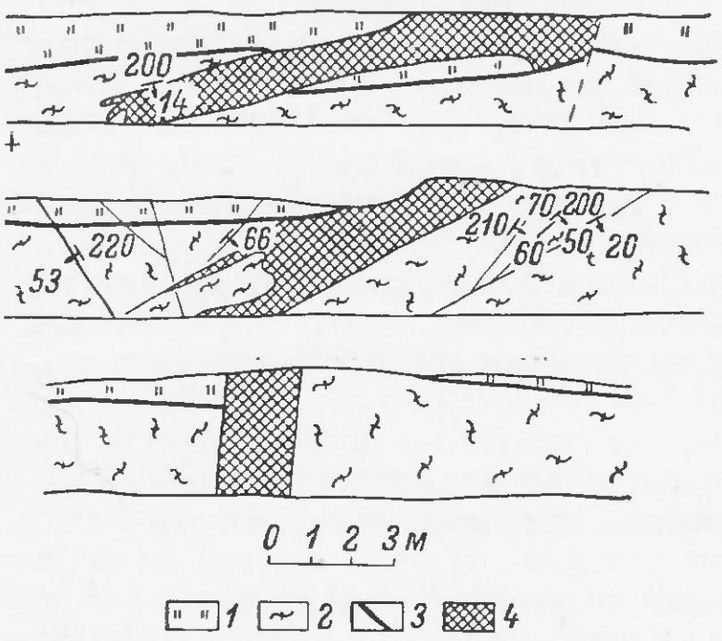


Рис. 42. Дайки щелочных лампрофиров (разрезы по падению). Гора Карнасурт, северо-западный склон. (Документация А. П. Недорезовой).

Вверху и в центре — неправильно ветвящиеся, пологопадающие жилы; внизу — правильная крутопадающая дайка, выполняющая трещину сброса (смещение слоев устанавливается по положению прослоя малиньита). *1* — уртит; *2* — фойяит; *3* — малиньит; *4* — щелочные лампрофиры.

По минеральному составу и структурам породы дайковой формации исключительно разнообразны, и ни одна из изученных разновидностей точно не отвечает приводимым в справочниках (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937; Куплетский, 1944; Заварицкий, 1960; Tröger, 1935). Состав вкрапленников, их размеры и относительное количество, структура основной ткани и ее состав меняются в широких пределах. В общем эти породы можно разделить на две группы: наиболее распространенные бесплагиоклазовые разновидности и более редкие плагиоклазовые породы (Буссен, 1966).

Среди пород первой группы выделяются три разновидности. Во-первых, тьозиты — плотные, темно-серые породы с вкрапленниками оливина, калинатрового полевого шпата и титансодержащего авгита. Полнокристаллическая основная ткань породы имеет микродолеритовую (лампрофировую), реже стекловатую структуру, состоит из моноклинного пироксена, амфибола, рудных минералов, иногда биотита. Вулканическое стекло почти везде превращено в агрегат вторичных минералов (Буссен, Зитта и Померанцева, 1960). Далее наблюдались черные афанитовые таннбушиты, часто со стекловатым базисом и вкрапленниками оливина, реже авгита, не содержащие санидина, иногда с биотитом (биотитовый таннбушит). Несколько особняком стоят породы третьей разновидности, полнокристаллические, богатые биотитом и определенные как оливиновые уачититы. Их структура порфировидная, основная ткань состоит из диопсида, рудного минерала, санидина, анальцима и биотита, иногда канкринита, кальцита, флюорита. Вкрапленники — диопсид, биотит, реже санидин и перовскит.

Во вторую группу отнесены породы с вкрапленниками основного плагиоклаза (№№ 56—62), очень редко оливина, со стекловатым гиалопелитовым, микролитовым или вариолитовым базисом. Эти породы определя-

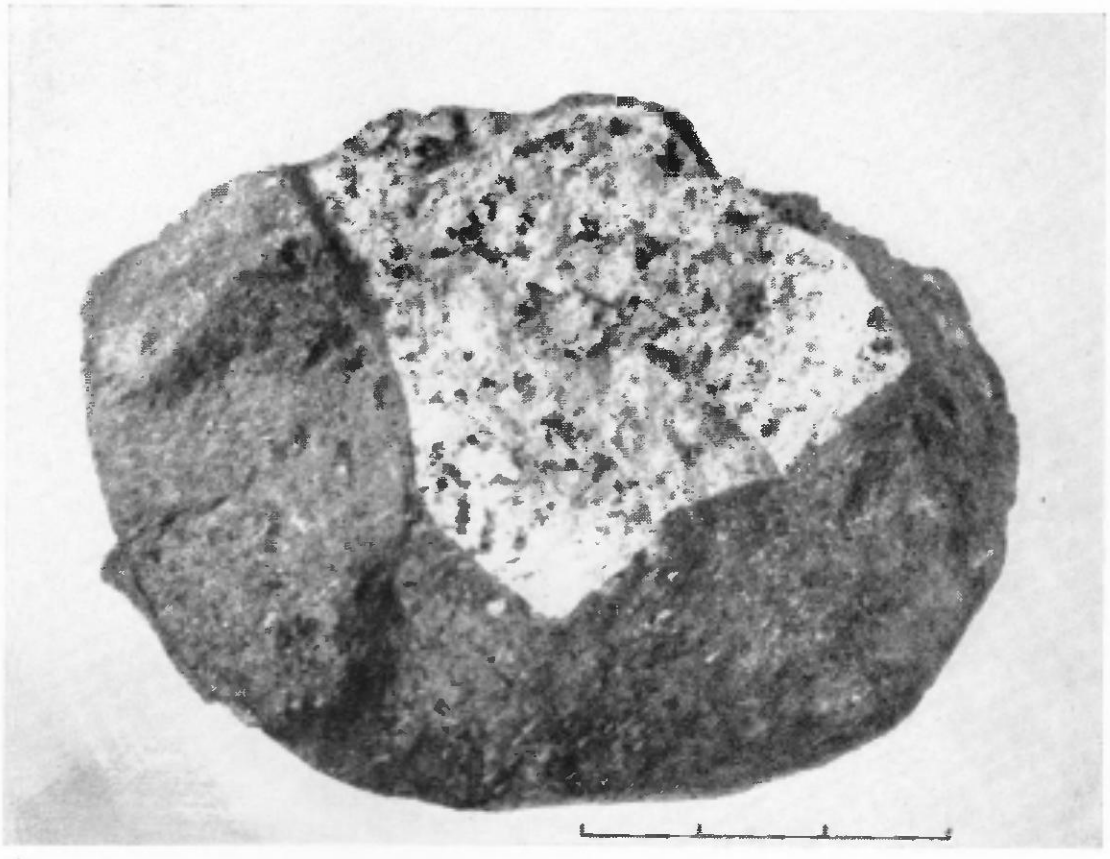


Рис. 43. Обломок (ксенолит) фойяита (*светлое*) в оливино-анальцимовом яччитите (*темное*). (Фот. части керна скв. 301, долина р. Тавайок).

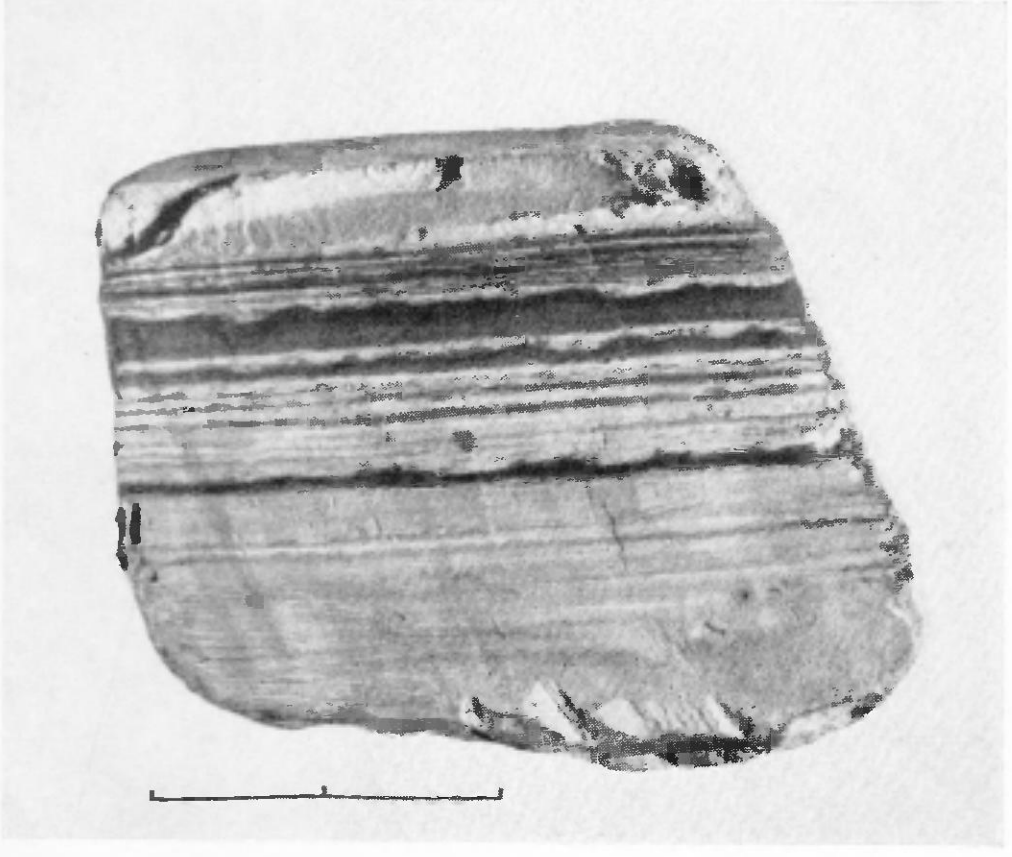


Рис. 44. Ленточная глина из низовьев долины речки Элемарайк. (Фот. штуфа).

лись как щелочные, иногда нефелиновые базальты. Детально изученная порода такого типа оказалась близкой к минвериту, точнее. оливиновому минвериту, но более щелочной.

Хорошие обнажения даек и интрузивных жил редки, поэтому возрастную последовательность формирования жильных пород различного состава установить не удалось. Уачититы, слагающие пологие, нередко почти горизонтальные жилы, обычно значительно изменены, рассланцованы и представляются наиболее ранними среди пород дайковой формации, в то время как щелочные базальты (минвериты) выглядят более свежими, и возможно, являются последними по времени образования.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Четвертичные и современные образования ложатся непосредственно на кристаллические породы архея и палеозоя. Мощность рыхлого покрова очень непостоянна. На крутых склонах, в обрывах и частично на вершинах плато обнажаются скальные породы; встречаются обнаженные участки и в предгорьях, а также на равнине — у самого берега озер или по краям болотистых пространств. В некоторых цирках, например в цирках Раслака, мощность рыхлых отложений превышает 60—100 м, а во впадине коренных пород на перемычке между озерами Сейдъявр и Луявр — даже 150 м. Равнины, предгорья и нижние части склонов покрыты мореной, причем отдельные крупные валуны гранитов и гнейсов встречаются даже на самых высоких вершинах. М. К. Граве и др. (1964) указывают, что четвертичные отложения в Луяврурте представлены мореной, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и озерными отложениями. Эти авторы выделяют морены двух стадий последнего покровного оледенения и, кроме того, морену местного оледенения, причем отмечают два этапа образования местной морены: один — одновременно со второй стадией покровного оледенения и другой — с еще более поздними. Согласно их данным, вторая стадия последнего покровного оледенения охватывает период, включающий как верхнечетвертичное, так и раннеголоценовое время ($gIQ_{III_2-IV_{1-2}}$). Первая стадия оледенения относится к более раннему времени (gIQ_{III_1}).

Низы разреза рыхлых (преимущественно четвертичных) отложений залегают во впадинах рельефа коренных пород. Они имеют мощность, судя по данным ВЭЗ, более 50 м, причем основание не было достигнуто.

Изученные части разреза представлены песчано-глинистой толщей, получившей название Сейдозерской; вскрытая ее мощность в районе Сейдозера доходит до 100 м.

Снизу вверх толщу слагают (основание неизвестно):

1. Супеси серого цвета с прослоями серых суглинков и зеленовато-серых плотных глин. В суглинках и частично в супесях отмечается ленточная слоистость. Мощность . . . . . более 20 м.
2. Пески тонкозернистые, серого цвета, с редкими прослоями глин. Мощность . . . . . 6—23 м.
3. Пески мелкозернистые, серые. Мощность . . . 4—10 м.

Эти три пачки объединяются в нижнюю часть сейдозерской толщи (fgl Q).

Выше располагается верхняя часть сейдозерской толщи ($fglQ_{III_1}Q_{III_2}$): пески разнозернистые, максимальной мощностью 25—34 м. В них в одном пересечении встречены пески с валунами местных пород в количестве до 30%; мощность песков 4 м. Эти валунные пески интерпретируются М. К. Граве, В. Я. Евзеровым и др. (1964) как морена ранней стадии валдайского оледенения (glQ_{III_2}). Валунные пески разграничивают (в пределах верхней части сейдозерской толщи) верхнечетвертичные и олигоценовые отложения.

Там, где в верхней пачке сейдозерской толщи отсутствуют валунные пески, разделить эти два отдела не удается. Породы рассматриваемой пачки представляют собой частично озерно-ледниковые, частично флювиогляциальные отложения.

Породы трех нижних пачек сейдозерской толщи располагаются ниже отметки 200—180 м абс. выс., подобно покрову перекрывая нижележащие породы и повторяя их неровности. Верхняя пачка сейдозерской свиты залегает сходным образом на высотах 220—180 м. В настоящее время на основании определений диатомей и пыльцевого анализа бóльшую часть сейдозерской толщи М. К. Граве, В. Я. Евзеров и А. И. Егорова относят к солоноватоводным отложениям бореальной трансгрессии (Граве и др., 1965). Сейдозерская свита перекрыта мореной второй стадии валдайского оледенения ($glQ_{III_2-IV_{1-2}}$). Она представляет собой несортированный пылевато-глинистый песок с галькой и валунами; мощность морены от 1 до 35 м. Флювиогляциальные и частично озерно-ледниковые отложения раннего голоцена выделены под названием пинчуртской толщи. Располагаясь на 180—220 м абс. выс., они имеют небольшую мощность и незначительное распространение. По составу это разнозернистые пески с галькой, переслаивающиеся с галечниками, супесями и суглинками.

Отнесение нижней части известного нам разреза четвертичных отложений к отложениям бореальной трансгрессии, сделанное М. К. Граве и др., представляется весьма правильным. М. Л. Лаврова (1960) указывает на отложения этой трансгрессии на высотах более 180 м в котловине р. Поной. Ранее, в 1951 г., нами отмечалось «древнее высокое стояние вод» на основании широкого распространения однородных серых песков в центральной части Кольского полуострова, от села Ловозеро до верховьев р. Поной, на отметках около 165—180 м. В рыхлых породах седозерской свиты накапливаются минералы «тяжелого шлиха». На возможность такой их концентрации и места их скоплений впервые указано в работах Н. В. Иванова в 1955 г.

В разрезах четвертичных отложений, данных М. К. Граве, В. Я. Евзеровым и др. (1964), не отмечены голубовато-зеленоватые ленточные глины, развитые на значительных площадях в низовьях долины речки Элемарайк. Эти глины, обнажающиеся в омутах на отметках 180—186 м абс. выс., впервые отметил Б. М. Куплетский в 1923 г. (Хибинские и Ловозерские тундры, 1925). Мощность глин не менее 4—6 м, слоистость тонкая, очень правильная (рис. 44), на 1 см приходится от 12—15 до 18—20 слоев. Слоистость глин обусловлена изменением размера зерен и их составом. Темные, тонкозернистые, обогащенные глинистым и слюдистым веществом полоски более узкие, их ширина — десятые доли миллиметра, светлые полосы шире и сложены более крупнозернистым материалом, содержат обломки салических минералов. По А. П. Афанасьеву и В. Я. Евзерову (1964), эта глина является физической глиной перетирания.

Наши наблюдения позволяют считать, что эти глины состоят в значительной мере из слюдоподобных минералов (Буссен и Успенская, 1966). Ленточные глины перекрыты серыми грубозернистыми косослоистыми

песками или прямо перемытой мореной (валунным суглинком), выше которой лежит почвенный слой. Вся область развития ленточной глины имеет очень ровную поверхность, не считая речных русел, и сильно заболочена. Площадь распространения ленточной глины, судя по размерам ровного участка, лишенного морены, но окруженного моренными холмами, не менее 1 км^2.

Сам факт отложения глины во внутреннем, фактически изолированном бассейне, расположенном в центре щелочного массива (причем вся область питания этого бассейна не выходила за пределы массива), имеет важное геологическое значение. Глина низовьев р. Элемарайк является конечным результатом выветривания нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. Она отлагалась в течение длительного периода в стабильных условиях изолированного бассейна. Принимая количество слоев — светлых и темных — на 1 см мощности равным 12—15 (минимально) или 6.75 сезонных циклов, на всю мощность получаем свыше 6.75×4.10^2 лет. Итак, в течение более 2000 лет на этой площади существовал режим, при котором в озерную котловину, расположенную между гор, сносился только тончайший материал, по-видимому, во время кратких периодов слабого таяния льда, сковавшего все окружающие горы.

Относительно местного оледенения к сведениям М. К. Граве и др. нужно добавить, что еще В. Рамсей (Ramsay u. Hackman, 1894) отметил для западного склона Луяврурта три ступени отложения морены местных ледников: у выхода долин на предгорья (валы, запирающие долины), у верхней границы лесной зоны и в верхнем конце долин. Три ступени отложения местных морен отмечаются и в центральном Луяврурте, причем местная морена у предгорий сливается с мореной покровного оледенения. Время образования этих ступеней более точно не установлено.

Озерные отложения, располагающиеся грядами и валами вдоль западного берега оз. Луявр, представлены песками и галечниками. Они залегают, по данным М. К. Граве, В. Я. Евзерова и др. (1964), на высоте до 20 м над современным уровнем этого озера, перекрывая морену второго покровного оледенения, и имеют переменную мощность, местами доходящую до 14 м. Береговые валы древнего Ловозера протягиваются по его западному берегу на абсолютных высотах около 160 м. и ниже.

Древний уровень береговой линии отмечается и в 3 км северо-западнее села Ловозеро, на абсолютной высоте около 165 м.

М. К. Граве и В. Я. Евзеров полагают, что еще раньше береговая линия Луявра проходила на западном берегу на высоте 172 м и на востоке — на высоте 162 м, считая разницу этих отметок результатом дифференциальных движений берегов по вертикали. М. К. Граве отметил также бóльшую глубину северных берегов Умбозера, допуская, что в сравнительно недавнее время здесь произошло опускание.

Значительная часть древних озер затянута сейчас покровом торфяников, под которыми скрывается диатомиты, широко распространенные и вблизи оз. Луявр, у устья речки Сергевань. Геологическая характеристика этих образований приведена в статьях А. А. Григорьева, С. Ф. Егорова и Н. В. Полонского, помещенных в «Кольском диатомитовом сборнике» (1934). Диатомиты прикрыты торфом и частично песчанистыми грунтами. Разрез голоценовых отложений литологически сходен с разрезами отложений в прибрежной полосе к югу от Финского залива, хотя несомненно и относится к более позднему времени, по М. А. Лавровой (1960) — к атлантическому. К сожалению, торфяники Ловозерских тундр в последнее время также не изучались. Залегая на диатомитах, они продолжают свое развитие вплоть до наших дней.

Интенсивное образование современных рыхлых отложений в пределах Луяврурта продолжается и в настоящее время преимущественно в виде элювия, осыпей, а также озерных и речных песков.

До последних лет предполагалось, что на Кольском полуострове, в стране классического развития многофазного оледенения, не могли сохраниться ни древняя кора выветривания, ни рыхлые осадочные образования доледникового периода, так как лед при своем движении должен был их совершенно уничтожить.

Работы Н. В. Иванова в 1955 г., затем А. В. Сидоренко (1958, 1960), М. Д. Дорфмана (1962), а также М. К. Граве, В. Я. Евзерова, А. С. Лихачева, А. Н. Спицына (1964) опровергли это и показали, что на гнейсах, гранитах, метаморфических сланцах, на щелочных породах Луяврурта и Хибин местами сохранились остатки древней (доледниковой) коры выветривания.

Доледниковую кору выветривания, особенно хорошо заметную на сравнительно малоустойчивых породах — фойяитах, пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах Ловозерского массива, удается наблюдать в шурфах, пройденных в контактной зоне у подножия гор (Граве и др., 1964), где она сохранилась под моренами и озерно-ледниковыми отложениями, а местами — и на склонах, иногда под небольшим слоем рыхлых отложений. Кора выветривания в этих местах представляет собой охристые дезинтегрированные породы часто с сохранившейся текстурой и структурой. Количество глинистых частиц обычно невелико, минералы группы каолинита отсутствуют (Афанасьев и Евзеров, 1964). Иногда образуются настоящие глинистые продукты (иллиты, монтмориллониты), замещающие коренные породы как с поверхности, так и по трещинам. Обычно измененные породы имеют мощность до 1 м. Разложение по трещинам может заходить на глубину 500 м, а вероятно, и более. По трещиноватым крутопадающим зонам, по сбросам и вдоль даек встречаются участки разложенных пород, нередко нацело превращенных в гидрослюды, иллит, монтмориллонит, охры, нонтронит и другие продукты, характерные для трещинной коры выветривания. Широкое распространение в щелочных породах виллиомита усиливает разложение пород.

Время образования древней коры выветривания можно определить весьма приблизительно как верхнемезозойское или третичное.

Кроме того, признаки очень маломощной, еще более древней (до верхнекарбоновой) коры выветривания устанавливаются на поверхности гранито-гнейсов в том месте, где их перекрывают осадочные породы ловозерской свиты. Эта кора выветривания определяется по разложению (каолинизации, пелитизации) полевых шпатов, обесцвечиванию биотита, появлению железистых пленок. Она встречена в обнажениях горы Киткньюн.

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ЛУЯВРУРТА И ИХ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ГЕОЛОГИИ

В географическом очерке Луяврурта указано, что основные черты его рельефа определяются геологией данного участка земной коры: составом и положением пород, их текстурой, структурой, сочетанием различных пород, трещинной тектоникой. И эта зависимость прослеживается от макро- до микроформ рельефа.

Массив щелочных пород совершенно аналогично Хибинскому в виде платообразной возвышенности почти на километр поднимается над холмистой равниной, развившейся на породах гнейсовой свиты, причем внешний контакт щелочного интрузива проходит вблизи подножия гор, несколько смещаясь в сторону равнины. Положение этого контакта обычно фиксируется в виде уступа рельефа. Естественные обнажения контакта чрезвычайно редки, часто здесь прослеживается углубление в коренном рельефе, заполненное рыхлыми образованиями.

Предположения М. К. Граве и В. Я. Евзерова (1964) о горстовом характере Луявруртa противоречат известным геологическим фактам. Эти авторы полагают, что горст Ловозерских тундр не совпадает со щелочным интрузивом, а, видимо, ограничен системой разломов как на периферии интрузива, так и за его пределами. Однако ни на геологических картах, ни на аэрофотоснимках вблизи контактов не видно следов смещения слоев щелочных пород. В условиях расчлененного рельефа Луявруртa при пологом залегании и малой мощности слоев такое смещение должно было бы проявиться. Нет следов столь крупных смещений (даже суммарных) и в скважинах, пройденных в приконтактной зоне. Как видно на схеме геологического строения Луявруртa (см. вкладку), ширина полосы щелочных пород, полностью закрытых рыхлыми отложениями, не превышает 1 км. Существование в этих местах системы сбросов суммарной амплитудой в сотни метров не могло бы остаться незамеченным. Если же относить бóльшую часть предполагаемого вертикального смещения за счет сбросов в толще гнейсов (на расстояние 2—3 км от массива), то эти гнейсы должны были бы ожерельем гор окружать котловину щелочного массива. Последнее вытекает из того, что, по мнению М. К. Граве, В. Я. Евзерова и др. (1964), толща гнейсов в целом более устойчива против разрушения при денудации, чем массив щелочных пород.

Плоские вершины массива, близкие, очевидно, к положению его кровли (см. гл. «Геологическое строение») сложены мощной пачкой неявнослоистых неправильно трахитоидных эвдиалитовых луявритов, очень креп-

ких, устойчивых против процессов выветривания. Они прикрыли менее устойчивые породы комплекс-плутона луяврито́в—фойяитов—уртитов, предохранив их от разрушения, благодаря чему верхняя часть щелочного интрузива сохранилась в виде горной страны Луяврурт, возвышаясь над сильно денудированными гнейсами, оказавшимися в данных условиях сравнительно менее устойчивыми.

Обширные плато, ровные, слабо наклонные или слегка волнистые, развиваются только там, где местность сложена эвдиалитовыми луяврита́ми. Смена пород вызывает и смену облика вершин на куполообразную или овальную.

Общая мощность пород, в частности эвдиалитовых луяврито́в, больше в северо-западной части массива. Соответственно этому здесь располагаются и главные его вершины.

Долины обычно начинаются на плато с включений или участков пород, разрушающихся легче, чем обычные эвдиалитовые луявриты. Даже в тех случаях, когда такие включения отсутствуют, о том, что они некогда были, но теперь уничтожены, свидетельствуют пологие частые трещины отдельности в эвдиалитовых луяврита́х, наклоненные в сторону долины.

Направления долин в Луяврурте отвечают направлению крутопадающих трещин отдельности, т. е. почти широтному и близкому к меридиональному, причем первое преобладает. Долины закладывались и развивались там, где находились зоны интенсивной трещиноватости, особенно частые вблизи ксенолитов, а также — вдоль сбросов. Начинаясь, как правило, среди эвдиалитовых луяврито́в, долины затем врезаются в неоднородную толщу чередующихся луяврито́в, фойяитов и уртитов III эруптивной фазы. При этом днища сразу расширяются; часто несколько изменяется и направление долин.

Некоторые долины (Тулбньюнуай, Элемарайк, Шомпок, Азимут, Куфтуай и др.) меняют свое направление, изгибаясь почти под прямым углом, при переходе от использования одной системы трещин отдельности к другой, ей почти перпендикулярной.

Цирки развиваются независимо от экспозиции склонов, и только там, где в мощной толще крепких, устойчивых, массивных, слабо трещиноватых пород (т. е. тех же эвдиалитовых луяврито́в) имеются включения легко разрушающихся пород, чаще всего пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов (Буссен и Сахаров, 1964). Последние дезинтегрируются, продукты выветривания выносятся, а крепкие породы, раскалываясь под действием морозного выветривания по вертикальным трещинам отдельности, обусловливают крутизну стенок. Там, где эвдиалитовые луявриты сменяются фойяитами верхов III комплекс-плутона, уменьшается и крутизна стенок цирков, а плоские днища почти всегда лежат на мощном верхнем горизонте меланократовых луяврито́в этого комплекс-плутона. Меланократовые луявриты устойчивы, имеют пологое залегание и отчетливо выраженную матрацевидную (пластовую) отдельность. В их толщу врезаются только узкие борозды, служащие руслом потока, иногда скрытого в рыхлых отложениях. В результате цирки оказываются как бы «нанизанными» на линию контакта III и IV комплекс-плутонов.

Крутые, обрывистые склоны долин, сплошные скалы, тянущиеся на несколько километров, также характерны для эвдиалитовых луяврито́в (рис. 45 — *см. вкл. к стр. 89*). Скалистые обрывы появляются и в местах развития верхней части комплекс-плутона луяврито́в—фойяитов—уртитов, но вообще этой группе пород более свойственны пологие, во всех случаях террасированные склоны: в уступах террас выходят устойчивые меланократовые луявриты (рис. 46 — *см. вкл. к стр. 89*), более плоские участки отвечают уртитам, фойяитам или лейкократовым луяврита́м. Террасы

тянутся вдоль всех склонов (именно это обстоятельство делает так хорошо заметным первично расслоенное строение Ловозерского массива) и привлекают к себе внимание даже на большом расстоянии.

Нижние части склонов, обычно сложенные почти однородной пачкой, так называемыми нормальными луявритами, имеют более ровные очертания. Выходам неустойчивых фойяитов, а особенно легко разрушающихся пород комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов, отвечают пологие участки склонов, пологие понижения на плато, иногда даже небольшие плоские углубления, как например на плато Маннепахк, где на месте включения пойкилитовых нефелиновых сиенитов образовалось мелкое озеро. Вершины гор здесь округлые, куполовидные (гора Суолуайв), долины рек расширяются, а если и имеются крутые скалистые участки и узкие долины, скалы все равно имеют округлые, сглаженные формы (рис. 47). Плоские, очень пологие нижние части склонов в западной, северо-западной и южной частях массива отвечают выходам полосы пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов или эруптивных брекчий, везде закрытых мореной, но установленных бурением.

Дайки в обрывах видны хорошо, но на плато они легко разрушаются, и на их месте часто образуются прямолинейные мелкие углубления. На выходах пегматитов и пегматоидов возникают плоские терраски или понижения, иногда — болотца, как это хорошо видно на восточном склоне горы Пункаруайв, на северном склоне горы Карнасурт и в других местах.

Сланцы включений и кровли разрушаются очень легко, и коренные их выходы редки. Авгит-порфириты, пикрит-порфириты, туфы основных пород, роговики и щелочные породы I фазы интрузии разрушаются неравномерно вследствие сильного контактного воздействия и неправильной частой трещиноватости. Местам их развития свойствен сложный мелко расчлененный, труднопроходимый, часто скалистый рельеф.

Гнейсы и ороговикованные песчаники менее устойчивы против воздействия процессов физического выветривания, чем нефелиновые сиениты, во всяком случае — чем луявриты. Это видно по тому, что на месте их включений развиваются плоские участки склонов, пологие понижения, или ложки. По контактам всего массива, отдельных комплекс-плутонов и включений процессы эрозии идут интенсивнее, и за редкими исключениями, по ним возникают углубления коренных пород, заполненные наносами, сильно увлажненные, иногда служащие руслом водных потоков.

Каждому типу пород отвечает свой характер россыпей, покрывающих плато, вершины и склоны: эвдиалитовые луявриты при разрушении дают толстые неправильные плиты, параллелепипедальные глыбы (рис. 48, справа), остроугольные плитки, часто на больших площадях стоящие ребром; меланократовые луявриты III эруптивной фазы распадаются на крупные, правильные плиты с очень ровными поверхностями; лейкократовые луявриты распадаются на более мелкие и менее правильные плиты; фойяиты, ювиты и уртиты — на неправильные или округленные обломки с участками дресвы. Еще более мелкозернистый элювий образуется при выветривании пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов (рис. 48, слева). Их обломки имеют неправильно округлую, «комковатую» форму. Большие площади в местах распространения этих пород заняты мелкоземом с характерным полигональным узором («polygon boden») и широким развитием явления солифлюкции.

Щелочные лампрофиры на поверхности распадаются на мелкие обломки и дресву, и тогда вдоль выходов даек тянутся ровные прямые ложки, или же они заваливаются крупноглыбовыми осыпями окружающих пород.

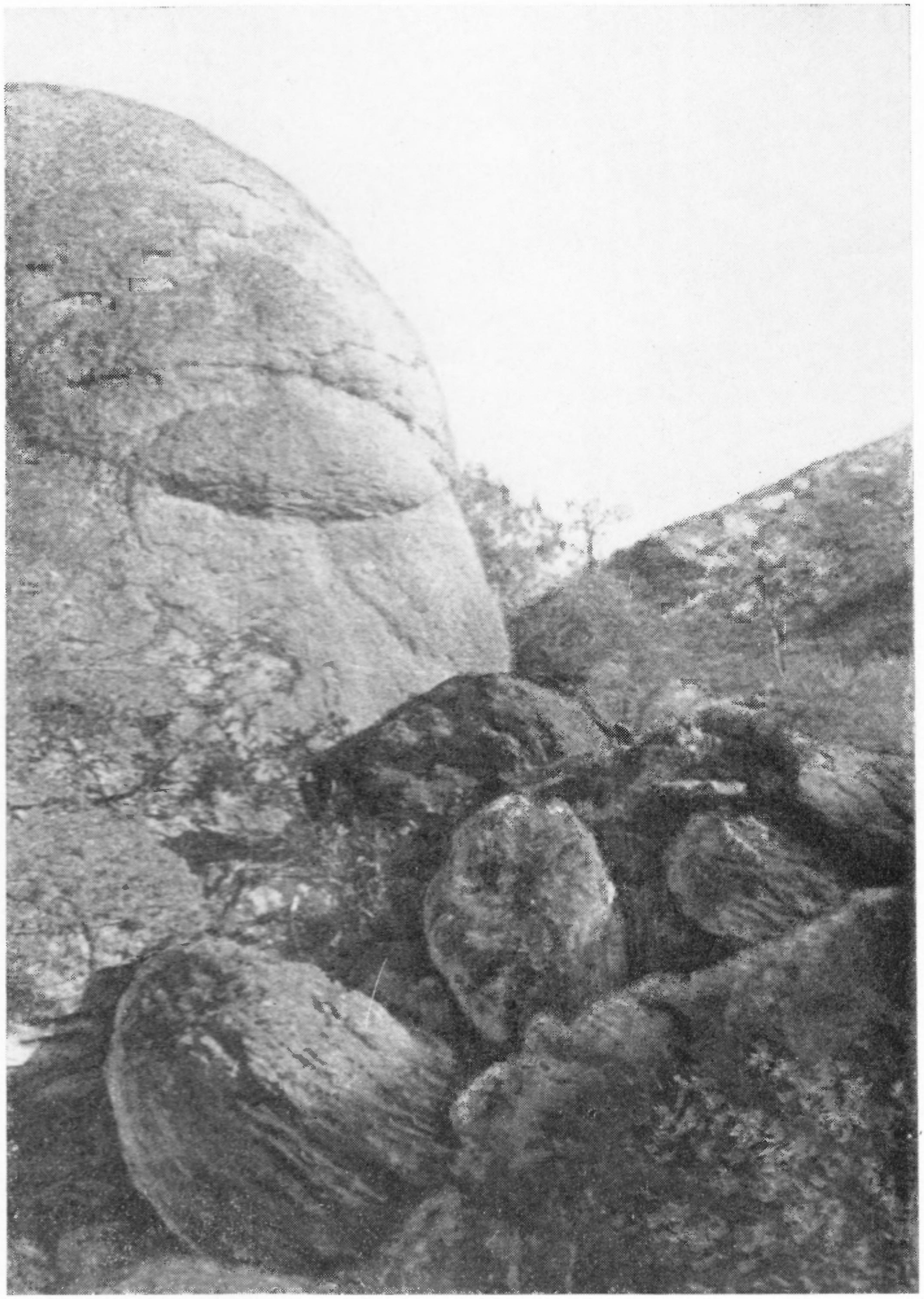


Рис. 47. Округлые скалы, сложенные пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами. Долина ручья, бегущего с горы Паура.



Рис. 48. Характер россыпей. Плато Маннепахк.

Справа — неправильные угловатые плиты и глыбы (элювиальные россыпи эвдиалитовых луявритов); слева — мелкоглыбовая осыпь нефелиновых сиенитов.

В распределении моренных холмов также можно иногда подметить зависимость от характера коренных пород. Так, на южных, а отчасти и на северных склонах Луяврурта моренные холмики идут строго параллельными рядами, что обычно им несвойственно. Геологическая съемка, магнитометрия и просмотр аэрофотоснимков показали, что ряды моренных холмов располагаются прямо на продолжении террас, образовавшихся на скалистых выходах устойчивых пород — слоев луявритов в тонко расслоенном комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов. Там, где этот комплекс-плутон сменяется неслоистыми пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами, исчезают и правильные гряды морены, расположение которых обусловлено рельефом коренного ложа.

Особый интерес вызывает впадина оз. Сейдъявр, на происхождение которой высказываются различные точки зрения.

О. А. Воробьева и С. Д. Покровский еще в 1933—1934 гг. высказали мнение, что впадина оз. Сейдъявр образована в результате опускания участка массива по сбросам. Сейчас такая же точка зрения защищается М. К. Граве, В. Я. Евзеровым и др. (1964). Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) присоединились к мнению В. Рамсея (Ramasay a. Hackman, 1894) об эрозионном происхождении этой впадины.

Широтная впадина о. Сейдъявр вместе с широтными же долинами речек центрального и западного Луяврурта расположена в одной зоне интенсивной трещиноватости, имеющей то же направление. Эта зона соединяет максимальную выпуклость западной стороны щелочного массива с максимальной вогнутостью его восточной стороны.

Вертикальное электрозондирование, проведенное Ю. Г. Товстенко, выявило депрессию коренного рельефа, тянущуюся вдоль впадины Сейдъявра. Ширина депрессии 400 м и глубина 150 м; она заполнена рыхлыми четвертичными образованиями, которые пока не пересечены буровыми скважинами.

На склонах гор к Сейдъявру большие участки сложены породами ловозерской свиты, метаморфизованными нефелиновыми и щелочными сиенитами I эруптивной фазы и особенно пойкилитовыми и порфировидными нефелино-содалитовыми сиенитами. Выходы этих пород располагаются на различных гипсометрических уровнях, чаще невысоко и даже у самого озера.

Слои пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов к югу от оз. Сейдъявр и к северу от него приподняты, их падение в нижних частях разреза более крутое, чем в верхних, всегда в стороны от озера, т. е. к северу и юго-востоку. Широтные трещины отдельности в породах этого комплекс-плутона к югу и к северу от впадины оз. Сейдъявр идут очень часто, они искривлены и вогнутой стороной обращены в ее сторону, как бы огибая этот участок. Сопоставляя эти особенности строения центральной части Луяврурта с распространением на склонах окружающих гор легко разрушающихся пород, включенных в породы комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, следует предположить, что на месте современной впадины оз. Сейдъявр находился гигантский ксенолит или участок эруптивной брекчии, может быть выступ кровли, сложенный породами ловозерской свиты, I и II комплекс-плутонов, в котором преобладали легко разрушающиеся пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты. Несколько ниже современного уровня озера этот выступ кровли заканчивался, и далее вниз шли уже нормальные луявриты, о чем свидетельствуют их выходы вблизи северо-восточного конца озера у Черничной горки (см. вклейку), в толще которых и задержалась эрозия.

Таким образом, впадина оз. Сейдъявр имеет эрозионное происхождение, но эрозия проявилась в зоне интенсивной трещиноватости. Появление глубокой депрессии в его дне следует объяснять так же, как и происхо-

ждение многочисленных широтных ущелий, молодых прорезей рельефа или «щелей», известных на склонах гор Нинчурт, Куамдеспахк и в других местах, где вдоль узких и сравнительно длинных широтных зон интенсивной трещиноватости происходит усиленное выветривание пород, причем щебень и мелкозем быстро выносятся, а более крупные глыбы загромождают дно. Смещения стенок отсутствуют. Геология района Сейдъявра не дает оснований для предположений о существовании здесь сбросов с амплитудой в несколько сот метров. Эрозия и во впадине оз. Сейдъявр, и в прилегающих долинах врезалась в тело массива на одну и ту же глубину.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПЕРВИЧНОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Происхождение первичной расслоенности, пути и способ возникновения ритмически повторяющихся слоев и пачек в массивах горных пород, определяемых как изверженные, еще не имеют удовлетворительного объяснения.

Решение этой проблемы, важной не только для теоретической, но и для практической геологии, невозможно без крупных экспериментальных работ. Тем не менее следует привести мнения различных исследователей о происхождении первичной расслоенности Ловозерского и некоторых других массивов, а также и наши суждения о наиболее вероятном способе ее возникновения.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПЕРВИЧНО РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ

Изверженные породы «первично расслоенных» массивов принадлежат:

1. К ультраосновной — основной ветви (оливиниты—перидотиты—пироксениты до габбро-пироксенитов и габбро-норитов).

2. К основным (до щелочных) породам (анортозиты—габбро—тералиты до плагиоуртитов).

3. К формации нефелиновых сиенитов и близких к ним ийолит-уртитов и т. д.

Между этими группами имеются переходы.

Располагаются первично расслоенные массивы чаще всего у окраины относительно стабильных участков земной коры («платформ», «щитов», «зон кратогена»), или же в более подвижных участках («геосинклиналях», «зонах орогена»), но после консолидации последних. Подобные массивы обычно ограничены поверхностями раскола вмещающих толщ и состоят из одного комплекса согласно залегающих слоев пород или же из нескольких таких комплексов, несогласных друг с другом. Каждый из комплексов в этом последнем случае представляет собой отдельный комплекс-плутон. Таким образом, массивы могут быть простыми (однофазными) или сложными, возникшими в результате нескольких эруптивных фаз.

Форма массивов в плане бывает различной: отмечена изометрическая, С-образная, овоидная до каплевидной и правильно вытянутая вплоть

до линейной (дайки). В поперечном разрезе чаще всего каждый комплекс-плутон в общем напоминает гриб или воронку (Wager, 1953); широко распространены и клиновидные массивы.

Размеры отдельных первично расслоенных массивов, или комплекс-плутонов также разнообразны: площадь распространения — от долей квадратного километра до нескольких сот квадратных километров, мощность — от нескольких десятков (или, возможно, первых сотен) метров до нескольких километров. Мощность отдельных слоев и залежей всегда во много раз меньше, нежели их протяженность. Иногда мощность падает до долей сантиметра, но может достигать и нескольких десятков метров. Тонкая слоистость обычно присутствует в случае чередования рудных и силикатных прослоев (Африканда — рудные мелилитовые оливиниты, образцы музея Кольского филиала АН СССР; Бушвельд — рудные анортозиты и хромиты, Lombaard, 1950; Cameron a. Emerson, 1959). Грубая слоистость, на глаз заметная лишь издали, но устанавливающаяся при детальном изучении образцов, отвечает переслаиванию некоторых силикатных пород (например, пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин и Луяврурта). При этом слои не параллельны расположению в них кристаллов отдельных минералов (Буссен и Сахаров, 1958а, 1960а, 1960б; Taubeneck a. Poldervaart, 1960), и по ориентировке лейст полевых шпатов (расположению трахитоидности) или иным директивным текстурам в общем случае нельзя определять положение слоев.

Общей чертой в составе отдельных слоев самых разнообразных первично расслоенных массивов является тенденция к разделению (обособлению) вещества, при раскристаллизации которого образуются, с одной стороны, алюмосиликаты, а с другой — мета(орто)силикаты или рудные минералы. Эта особенность, иногда осложненная или проявляющаяся не в абсолютно чистом виде, прослеживается и в пачках мощных слоев, и в тончайших прослойках.

Важнейшими объектами изучения должны являться соотношения между залежами отдельных пород, их пространственное положение по отношению к направлению силы тяжести и поверхностям внешних ограничений массивов, а также характер границ между слоями.

Положение слоев в пространстве определяет внутреннее строение массивов и отличается большим разнообразием. Так, известно почти горизонтальное положение слоев (диабазы Палисад — Walker, 1940); воронкообразное их залегание (фойяиты Хибин — Галахов, 1959; габбро и пироксениты Виллоу-Лэйк — Taubeneck, Poldervaart, 1960; основные породы других массивов — Wager a. Brown, 1957), залегание слоев в виде плоской чаши (луявриты—фойяиты—уртиты Ловозерского массива — Буссен и Сахаров, 1958, 1960а, 1960б; Лысогорский массив основных пород — Волохов и Иванов, 1963). Установлен также наклон слоев в одну сторону (габбро Скергаард — Wager a. Deer, 1936; ультраосновные и основные породы Застейд-II — Сахаров, 1960; габбро Синих гор — Лебедев, 1921). Слои, лежащие воронкообразно в поперечном разрезе комплекс-плутона, могут также иметь наклон вдоль длинной оси к его середине (ультраосновные и основные породы Великой дайки Родезии — Hess, 1951) или к одному из его краев (ультраосновные и основные породы гор Ниттис—Кумужьей—Травяной в Монче-тундре, данные приведены у З. А. Образцовой; 1952; такие же породы в массиве Мэскокс — Smith, 1961). Известно и вертикальное положение слоев (габбро-тералиты горы Горячей, данные В. Г. Михалева). В ряде случаев слои волнообразно изогнуты (какортокиты — Ussing, 1912; луявриты—фойяиты—уртиты — Буссен и Сахаров, 1958, 1960б) и даже смяты в складки (анортозиты Бушвельда — Lombaard, 1950; габбро Виллоу—Лэйк — Taubeneck a.

Poldervaart, 1960; бедные апатитовые руды Хибин — Антонов, 1934).

Отмечаются такситовые («брекчиевидные») текстуры отдельных залежей внутри единых комплекс-плутонов (уртиты в бедных апатитовых рудах Хибин — Елисеев, 1937; эвдиалитовые луяврит-ийолиты, апатитовые ювиты, сфеновые ийолит-ювиты в Ловозерском щелочном массиве — данные авторов). Согласное залегание пластообразных тел, слоев или горизонтов отдельных щелочных пород, которые могут иметь различную (массивную, трахитоидную или такситовую) текстуру. различную величину зерна и различную структуру, является достаточным основанием для признания всей пачки этих залежей (или слоев) за единый комплекс-плутон, геологически одновременный (Левинсон-Лессинг, 1949б; Елисеев, 1953). Из всех особенностей строения расслоенных массивов наиболее интересной представляется относительная независимость их внутреннего строения от положения внешних ограничений, что впервые отметили еще А. Гики и И. Тилл (Geikie, Teall, 1894) в конце прошлого столетия. Далее об этом, также очень коротко, упоминал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1900 г. (Левинсон-Лессинг, 1949б). Такую же картину установили Н. В. Уссинг (Ussing, 1912) для щелочных интрузий Гренландии, а также Уэджер и Дир (Wager, Deer, 1936). Для Ловозерского массива это было показано нами еще в 1935—1936 гг. А. А. Полканов в 1954 г. указывал на возможность подобного соотношения слоев и контактов для крупных интрузивов, где, как он полагал, господствовала гравитационная дифференциация. Г. Д. Вилсон (Wilson, 1956) в своей сжатой статье дал обзор строения ряда первично расслоенных массивов, где подчеркнул рассматриваемую особенность для Бушвельдского массива, Великой дайки Родезии, массивов Инсизва, Кунгве-Бей и лополита Седбери. Позднее об этом же писал Ц. Х. Смит (Smith, 1961) для массива Мэскокс (Канада) и А. С. Сахаров (1963) — для массива Застейд-II. Л. Р. Уэджер и Г. М. Браун (Wager, Brown, 1957) выразили свое согласие с положениями Г. Д. Вилсона и подчеркнули ту же особенность в строении массива габбро Дулут, считая ее общей для всех воронкообразных массивов. Такое же соотношение положения слоев и положения контактов, по материалам П. К. Семенова и А. В. Галахова, имеет и расслоенный комплекс-плутон ийолитов—уртитов—луяврито в—малиньитов в Хибинах, несущих в своих верхах залежи апатитовых руд, Лысогорский массив (Волохов и Иванов, 1963), массив габбро Виллоу—Лэйк (Taubeneck, Poldervaart, 1960); некоторое различие в углах наклона слоев и плоскости контакта известно и в Монче-тундре (Иванова и Козлов, 1958).

Знание этой особенности расслоенных массивов позволяет обосновывать геологические и буровые работы, открывать новые слои и рудные залежи, не выходящие на поверхность.

Часто в расслоенных массивах обнаруживается тенденция к обогащению более тяжелыми породами нижних частей интрузии (Buddington, 1936; Полканов, 1954; Wilson, 1956), однако в ряде случаев прямая зависимость здесь отсутствует; рудные горизонты оказываются приуроченными не обязательно к нижним частям массивов, но чаще — к границе двух резко разнородных частей комплексов или пород (Wilson, 1956; Smith, 1961). Вместе с тем верхние части расслоенных ультраосновных и основных массивов бывают обогащены более тяжелыми минеральными разновидностями (более железистый оливин и клинопироксены, иногда более кальциевый плагиоклаз), хотя может иметь место и обратный порядок в распределении минералов (Wager, Deer, 1936). Обычным также является обогащение пород железом от более ранних этапов интрузии к более поздним.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ

На происхождение расслоенности в массивах изверженных горных пород существуют различные точки зрения. Иногда предполагается метасоматическое замещение первичноосадочных сложных серий пород (Wegmann, 1938; van Bilyon, 1950), или слоистое строение массивов объясняется последовательным внедрением порций магмы по пластовым трещинам отдельности ранее затвердевших пород (Воробьева, 1940; Герасимовский, 1947), автоинтрузиями (Боуэн, 1934; Воробьева, 1940). Встречаются указания на ритмическую кристаллизацию параллельно внешним ограничениям (Власов и др., 1959) и т. д. Однако в геологической литературе, как отечественной, так и иностранной, пока еще господствует мнение, что образование первичной расслоенности интрузивных массивов следует объяснять накоплением твердых кристаллов, прежде всего нефелина, оливина или полевого шпата. Предполагается, что для образования слоев такие кристаллы должны или тонуть, или всплывать (в последнем случае либо самостоятельно, либо путем газового переноса). Само это перемещение должно происходить либо в состоянии относительного покоя, либо во время поступательного движения, либо, наконец, во время сложного конвекционного перемешивания эруптивного субстрата (Wager a. Deer, 1936; Walker, 1940; Елисеев, 1953; Wilson, 1956; Полканов, 1954; Matheas, 1956; Wilson, 1956; Николаев, 1957). Даже присутствие более тяжелого, т. е. более железистого, оливина в верхних частях первично расслоенных ультраосновных и основных массивов — явление, довольно частое — не мешает объяснять появление слоев перемещением кристаллических зерен при движении.

Т. Н. Иванова и Е. К. Козлов (1958), изучавшие дифференцированный Мончегорский плутон, пришли к выводу, что его ассиметричное (в вертикальном и горизонтальном направлении) строение обусловлено гравитационной кинематической дифференциацией родоначальной магмы, образовавшейся при движении по корневым частям и в полости, занятой в настоящее время массивами Сопча—Нюд—Поаз. Кристаллизация происходила в движении, выделившиеся кристаллы оливина, а затем ромбического пироксена, отставая от жидкой магмы, собирались в полосы-пласты, определяя изменения состава пород в горизонтальном направлении.

Общей чертой большинства существующих мнений о происхождении первичной расслоенности интрузивных массивов является предположение, что слои образовались именно там, где они сейчас располагаются. Однако уже А. Гики и И. Тилл (Geikie, Teall, 1894), впервые установившие существование первичной расслоенности, пришли к необходимости отказаться от предположения об однородности магмы и допустить внедрение уже расслоенного, т. е. неоднородного, субстрата. Позже Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, описывая в 1900 г. полосатое габбро Денежкина Камня, указывал на постоянно наблюдающееся обособление лейкократовой и меланократовой частей магмы как на важнейшую особенность ее дифференциации. При этом Ф. Ю. Левинсон-Лессинг подчеркивал, что дифференциация полосатого габбро должна была произойти не в том месте, где оно застывало. Причину же обособления отдельных слоев он усматривал в ликвации или неполной смешиваемости полевошпатсвого и железисто-магнезиального силикатного расплавов. Возможность ликвации силикатного расплава магмы вновь начинает получать признание среди геологов только в самое последнее время. Так, А. П. Лебедев (1959) полагает, что в образовании некоторых сложных слоистых интрузий существенная роль принадлежит ликвационной дифференциации, которая происходила, по его мнению, в промежуточном очаге. Одним из основных факторов ликвации

являлось неравномерное распределение летучих компонентов в магме в пределах этого промежуточного очага.

Итак, по мысли указанных авторов, образование слоев следует связывать именно с составом магмы и изменением условий ее существования и состояния еще до внедрения. Суждения о возможности метасоматического происхождения первично расслоенных массивов, высказываемые некоторыми геологами, видимо, не имеют должного обоснования (Соболев, 1957), что было отмечено в 1952 г. первым петрографическим совещанием (Решение. . ., 1953).

ВЗГЛЯДЫ НА ГЕНЕЗИС И ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ РАССЛОЕННОСТИ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Почти все упомянутые выше гипотезы привлекались различными исследователями и для объяснения происхождения расслоенности Ловозерского щелочного массива. О его форме также высказывались различные суждения.

Магматическое происхождение Ловозерского массива признается подавляющим большинством исследователей, связывающим его слоистое строение с самим процессом формирования щелочных пород.

Первый исследователь Ловозерских тундр В. Рамсей (Ramsay, 1899), установив магматическую природу массива и сложность его строения, полагал, что расслоенность является следствием ориентировки кристаллов параллельно стенкам пространства, в котором затвердевала магма. Говорить о послойном внедрении, по его мнению, можно было бы лишь в том случае, если бы наблюдались пересечения слоев. Подчеркивая тесную связь Хибинского и Ловозерского массивов, В. Рамсей считал, что щелочные породы уходят на глубину и горные массивы являются верхними частями лакколитов.

В. В. Щербина (1933), отнеся щелочные породы Луяврурта к магматическим образованиям, установил зональность распределения пород, минералов и химических элементов в вертикальном разрезе массива, выделяя полосу нормальных луявритов, затем — более молодых тингуаитов и пластовых жил уртитов, а также неправильные участки содалитовых пород. Разнообразие пород он объяснял процессом дифференциации магмы, крайним членом которого явились мончикиты. Лампрофиллитовые и эвдиалитовые луявриты, слагающие вершины гор, рассматривались как продукты более поздней кристаллизации, чем нормальные луявриты нижней части горных склонов.

К. К. Хазанович (1936) на основании своих работ 1933—1934 гг. пришел к выводу, что особенности строения Ловозерских тундр, сложенных магматическими породами, наряду с дифференциацией обязаны своим происхождением также повторным интрузиям, идущим согласно пластовой отдельности ранее образовавшихся пород. Порфировидные луявриты он относит к контактной фации нормальных луявритов, эвдиалитовые луявриты — к результатам повторной интрузии, имеющей пластовый характер, а фойяиты и уртиты наряду с пегматитами и луяврит—порфирами — к жильным образованиям. Тавиты рассматриваются как результат автометасоматоза луявритов. Форма массива определяется как воронкообразная на основании положения плоскости трахитоидности.

С. Д. Покровский, работавший в Луяврурте в 1932—1936 гг., считает слоистость Ловозерского щелочного массива результатом последовательных интрузий, причем отмечает наличие осадочных пород и в кровле, и в постели интрузии.

О. А. Воробьева (1937 и др.) вначале, следуя В. Рамсею, причисляла Ловозерский массив к интрузиям типа лакколита. Позже О. А. Воробьева

(1940 и др.) присоединилась к точке зрения Н. А. Елисеева на пластовый характер интрузии, объясняя, однако, слоистое строение массива циклом сложного прогрессирующего процесса автоинтрузии. Весь «полосчатый» комплекс, куда О. А. Воробьева причисляет также и эвдиалитовые луявриты, расценивается ею как результат дифференциации магматического расплава, причем в еще пластичную массу материнской луявритовой магмы, по ослабленным зонам, параллельно плоскости первичной слоистости (синоним «трахитоидности»), т. е. по пластовой отдельности, внедрялся остаточный фойяитовый расплав. При этом образование комплекса произошло в одну фазу, но не одновременно, так как фойяитовый расплав внедрялся отдельными порциями.

Уртиты представляют собой контактовую фацию фойяитов. Последовательность образования отдельных комплексов щелочных пород представлялась О. А. Воробьевой следующей (в порядке от более ранних пород к более поздним): порфировидные нефелиновые сиениты; луявриты (включая эвдиалитовые луявриты), фойяиты совместно с уртитами; пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты, связанные переходами с фойяитами; жильные щелочные породы.

Н. А. Елисеев (1936, 1937а, 1937б, 1941, 1953; Елисеев и Федоров, 1953) рассматривает Ловозерский щелочной массив как сложный пластообразный (силлоподобный) плутон, внедрившийся в полого наклонную плоскость и сложенный в основном двумя также пластообразными комплексами. По его мнению, магма двигалась в широтном направлении и корни интрузии следует искать у восточных границ массива. Интрузия происходила при активности магмы и пассивности рамы, причем, помимо пологих расколов, были и вертикальные, по которым проникли «копьевидные интрузии» эвдиалитовых и порфировидных луявритов «второго» комплекса.

Общая мощность плутона Н. А. Елисеевым принималась равной видимой мощности, т. е. 1000—1300 м; слои, выходящие у контактов с гнейсами, расценивались как донные.

Н. А. Елисеевым (Елисеев и Федоров, 1953) особо выделялись и постоянство состава минералов всех комплексов, и постоянство валового состава самих комплексов пород. Он также считает, что положение плоскости трахитоидности, как правило, совпадает с положением слоев, подчеркивая гармоническую сопряженность положения слоев и контактов. Отмечая конформность полос различного состава, взаимопереходы пород и постоянство характера минералов всех пород, Н. А. Елисеев расценивает это как свидетельство их сингенетичности в пределах каждого расслоенного комплекса. Первичная полосчатость, согласно гравитационно-кинематической теории Н. А. Елисеева, есть результат перераспределения в пространстве кристаллов (прежде всего всплывания и накопления кристаллов нефелина) и жидкой фазы в процессе течения магмы. Возникающие при этом слои вследствие различного трения двигались с различной скоростью, однако движение и гравитация не были единственными факторами перераспределения вещества, существенная роль отводится и газовому переносу. Ряд минералов, прежде всего эвдиалит, относится к автометасоматическим образованиям.

А. А. Полканов (1946а, 1946б) указывал на несомненно магматическое происхождение щелочных пород Ловозерского массива и оценивал его, подобно Хибинскому массиву, как моноцентральный субвулкан. Перемежающаяся повторяемость щелочных пород субвулкана с постоянной несимметричностью строения свидетельствует о гравитационном фракционировании (Полканов, 1954).

Отмечается почти горизонтальное расположение расслоенности пород массива, за исключением его краевых частей. Эта новая особенность

структуры может быть объяснена кальдерным опусканием. «Преимущественно гравитационное фракционирование проявляется не только в формировании серий несимметрично расположенных горизонтов пород большой протяженности (почти по всему грандиозному массиву) — особенность, свойственная, как мной указывалось, интрузивным телам, образовавшимся при гравитационной дифференциации» (Полканов, 1954).

А. Е. Ферсман (1941), принимая предложенные Н. А. Елисеевым (1937 и др.) генезис, схему строения массива и расчленение его на комплексы, подчеркивает сходство Ловозерского массива с Хибинским, с одной стороны, и с массивами южной Гренландии — с другой.

А. А. Чумаков (1947) рассматривает щелочные породы Луяврурта как магматические, объясняя расслоенность внедрением уртито-фойяитовой магмы в ранее образовавшиеся луявриты и новыми внедрениями меланократовых луявритов. Разделение фойяита и уртита происходит, по А. А. Чумакову, путем погружения кристаллов нефелина.

В. И. Герасимовский (1947, 1956 и др.) также считает Ловозерский массив интрузивом и объединяет его щелочные породы в комплексы, в общем согласно с Н. А. Елисеевым (Елисеев и др., 1938). Пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты В. И. Герасимовский (1956, 1960) относит частью к самым ранним, частью — к поздним группам пород.

Вместе с тем В. И. Герасимовский предполагает, что различные породы каждого комплекса неодновременны и являются следствием разных этапов интрузии. Уртит он рассматривает как приконтактную фацию фойяитов. Полосчатость и трахитоидность, по В. И. Герасимовскому, располагаются согласно с контактной поверхностью. Слоистое строение комплекса, называемого нами комплексом луявритов—фойяитов—уртитов, объясняется, как и О. А. Воробьевой, внедрением фойяитовой магмы по субпараллельным плоскостям первичной полосчатости луявритов, сопровождающимся опусканием постели массива.

Н. В. Иванов (1960), много работавший в Луяврурте, щелочные породы Ловозерского массива относит к интрузивным. Форма массива, деление его на комплексы и возрастные взаимоотношения между ними в настоящее время принимаются согласно Н. А. Елисееву (Елисеев и Федоров, 1953, и др.). Главные факторы, обусловившие особенности распределения всех магматических минералов и возникновение расслоенности рассматриваемой интрузии, — гравитация и затем движение. Асимметрия крупных частей разреза комплекса луявритов—фойяитов—уртитов и отдельных элементов ритмичности является наиболее характерной особенностью его строения.

Важнейшей причиной повторяемости трехчленных и двучленных пачек следует считать вязкость, увеличивающуюся в процессе кристаллизации магматического расплава и его охлаждения. Наиболее вероятной схемой образования интрузива луявритов—фойяитов—уртитов является следующая: магматический расплав поступает в грубогоризонтальную полость из подводящего канала, положение которого надежно не установлено, при погружении ложа и при сравнительно активном участии магмы в завоевании пространства. Кристаллизация магматического расплава, вероятно, началась во время его движения, причем первыми кристаллизовались нефелин и микроклин. Салические минералы всплывали вверх, расплав перемещался вниз. Это привело к различию состава крупных частей разреза. У кровли наблюдается наибольшее скопление лейкократовых минералов при одновременном увеличении количества тяжелых компонентов в нижней части кристаллизующегося субстрата. Амплитуда взаимных перемещений кристаллов и магматического расплава резко сократилась при наступлении массовой кристаллизации, так как при этом увеличилась вязкость субстрата. В верхней, более охлажденной части интрузива уже наступила массовая кристаллизация, в то время как

в глубоких частях, где еще сохранилась достаточно высокая температура, продолжалась медленная кристаллизация микроклина и нефелина с относительным перемещением кристаллов в жидкости. Части интрузии, в которых уже происходила массовая кристаллизация, являлись препятствием для всплывания более легких минералов. Это и определило границы крупных частей комплекс-плутона. Во время массовой кристаллизации происходило деление отдельных частей интрузии на трехчленные и двучленные пачки фойяит—уртит—луявритовых пород (анизотропия мелкого масштаба). Минералы, имеющие больший удельный вес, чем расплав, при этом опускались, а остаточный расплав вытеснялся вверх.

Летучие компоненты из остаточного расплава частично перемещались в верхние части пачек, т. е. в почти сформировавшиеся фойяиты, где происходило скопление соответствующих акцессорных минералов.

Пегматоидные залежи и луявриты внутри уртитовых слоев представляют собою позднейшие послойные внедрения.

Н. В. Иванов подчеркивает параллельность слоев и почти горизонтальных контактных поверхностей, нарушаемую только в узкой приконтактной зоне, где слои примыкают к контакту под острыми углами.

Б. А. Рухин (личное сообщение, 1949 г.) впервые предложил теорию ритмичной кристаллизации отдельных слоев параллельно кровле (частично ассимилированной).

Л. Н. Когарко и В. П. Волков (1963) вслед за предшественниками признают магматическое происхождение Ловозерского массива; возрастные взаимоотношения интрузивных комплексов принимаются по В. И. Герасимовскому.

Ритмическая слоистость в комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов рассматривается ими как результат кристаллизационной дифференциации силикатного расплава при остывании его снизу вверх и одновременном отжимании также вверх интерстициальной жидкости.

А. В. Ванидовская (по работам 1946—1950 гг.) рассматривала Ловозерский массив как магматическое образование, принимая разделение пород на комплексы и их возрастные взаимоотношения, согласно схеме, выработанной работниками, руководимыми Н. А. Елисеевым, при ее непосредственном участии.

Р. М. Яшина высказывала суждения, близкие к суждениям О. А. Воробьевой и В. И. Герасимовского, рассматривая массив как сложное, многофазное, пластовое интрузивное тело. Последовательность возникновения отдельных комплексов принята ею такая же, как у О. А. Воробьевой. Расслоение (иногда Р. М. Яшиной применяется термин «псевдостратификация») объясняется первичномагматическими процессами, причем утверждается, что комплекс луявритов—фойяитов—уртитов («дифференцированный») имеет симметричное строение.

К. А. Власов, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськова (Власов и др., 1959) считают все породы Ловозерского массива геологически одновременными образованиями, выделяя, однако, и группу эвдиалитовых луявритов (рассматривая их в значительной мере как метасоматические образования), и группу луявритов—фойяитов—уртитов («дифференцированный комплекс»), и различные пойкилитовые нефелиновые сиениты, относя их к продуктам наиболее поздней кристаллизации. Слоистое строение «дифференцированного комплекса» возникло в результате ритмичной кристаллизации при остывании сверху вниз.

А. В. Атаманов, С. Ф. Лугов и Я. М. Фейгин (1961) считают щелочной массив магматическим образованием и полагают, что здесь интенсивно проявились процессы кристаллизационной дифференциации. Однако последний процесс еще не решает вопросов распределения рудных минералов.

А. П. Виноградов (1962) полагает, что образование ритмической полосчатости при зонной плавке силикатных систем аналогично возникновению ритмичного строения Ловозерского щелочного массива. Для объяснения этого строения, по А. П. Виноградову, можно представить процесс очень медленной кристаллизации силикатной породы из первичного гомогенного расплава, причем диффузия не выравнивает состава расплава, а охлаждение идет сверху вниз.

Наши представления о возникновении Ловозерского щелочного массива и его расслоенности излагаются ниже.

На эруптивную природу щелочных пород, слагающих Ловозерский массив, указывает прежде всего независимость состава отдельных слоев щелочных пород и всех комплекс-плутонов в целом от состава и строения вмещающих их толщ, влияние которых сказывается лишь в узкой приконтактной зоне. О том же свидетельствует образование гигантских эруптивных брекчий и маломощных полос контактных роговиков, причем даже для мелких ксенолитов, включенных внутри щелочного массива, устанавливается их первоначальная порода. Характер главных породообразующих минералов и сам состав пород (нефелин+калинатровый полевой шпат+щелочной метасиликат) нередко близки к составу эффузивных пород, т. е. заведомо изверженных.

По суждению большинства геологов, первично расслоенные массивы представляют собой эруптивные образования. Основания такого суждения указаны были В. С. Соболевым (1957), а ранее — Р. А. Дели (Daly, Molengraaf, 1924).

Единая схема дифференциации и направленное изменение химического состава разновременных комплекс-плутонов ловозерских щелочных пород указывают на общность причин, вызывающих эту дифференциацию. Естественно связывать такую дифференциацию прежде всего с особенностями состава самой щелочной магмы.

Значительное изменение валового химического состава последовательно образовавшихся комплекс-плутонов Ловозерского щелочного массива, отмеченное многими геологами (Ramsay, 1894; Буссен и Сахаров, 1958а.; Иванов, 1960), указывает на разделение магмы еще в подкоровом очаге на части — «порции», обладавшие своими, именно им присущими химическими особенностями. Средний удельный вес комплекс-плутонов (в доступной изучению их части) при этом оказывается последовательно возрастающим.

Единство разреза комплекс-плутонов указывает на первичность происхождения расслоенности комплекс-плутонов, т. е. на ее возникновение вместе с образованием каждого из этих тел, отвечающих одному этапу становления Ловозерского щелочного массива. Единство разреза указывает и на спонтанность возникновения первичной расслоенности. Если бы возникновение расслоенности было обусловлено причиной, внешней по отношению к поступающему эруптивному субстрату, то по пути действия этой причины (или же по пути движения субстрата) расслоенность комплекс-плутона изменялась бы от минимума до максимума (Буссен, 1960). Этого, как показано выше, не наблюдается — разрез комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, если не считать мелких отклонений, оказывается исключительно постоянным. Достаточно постоянен и разрез комплекс-плутона эвдиалитовых луявритов.

Сохранение нормального разреза двух главных комплекс-плутонов указывает на постоянство условий во время их образования. Там, где сейчас располагаются эти комплекс-плутоны, такого постоянства геологических условий нет.

У внешних контактов комплекс-плутона слои луявритов—фойяитов—уртитов падают круто, под углом от 19—35 до 50°, постепенно выпола-

живаясь по направлению к центру массива, где угол падения составляет 5—7°. Мощность слоев при этом почти не изменяется. Таким образом, в краевой зоне комплекс-плутона и его центральных частях слои (и пачки слоев) оказываются расположенными различно по отношению к направлению действия силы тяжести: на большей части массива — почти перпендикулярно, в краевых частях — под некоторым острым углом. При этом слои оказываются примыкающими к поверхности ограничения каждого комплекс-плутона под острым углом, величина которого быстро возрастает по мере удаления от контакта. Иногда отдельные слои могут «растекаться» около контакта, иногда упираться в него, прерываясь, или же вся слоистая пачка разделяется на две части около включения или выступа вмещающих пород, причем порядок чередования слоев сохраняется. Сходное положение слоев отмечается и в комплекс-плутоне эвдиалитовых луявритов (IV фаза), где вместе с общим наклоном слоев отмечается резкое их прогибание в пределах центрального Луяврурта.

Общее, почти горизонтальное положение слоев должно объясняться воздействием эффекта гравитации при их возникновении.

Само положение слоев по отношению к гравитационному полю Земли при сохранении порядка их чередования указывает на возникновение наклона уже после образования расслоенности. Возрастание угла наклона близ внешних контактов может быть вызвано позднейшим опусканием еще пластичных слоев («проседанием») вглубь после первого толчка каждого этапа интрузии или же явлением типа «усадочной раковины». Ловозерские породы при опытных плавках, любезно проведенных Ю. К. Митюниным, дали максимальную усадку (против расплава): фойяит — 20%, луяврит — 28%, уртит — 27% (проценты объемные, погрешность определения 2—3%). Усадка возрастает с повышением температуры расплава, которая соответственно равна для указанных пород 1360, 1480 и 1460° при атмосферном давлении.

Эти опыты являются основанием для предположения о значительной величине усадки затвердевающих слоев в условиях интрузии. Резкая разница наклона слоев у широтных и субмеридиональных ограничений комплекс-плутона может быть связана с существованием в данном месте земной коры сжимающих усилий меридионального направления.

Различие геологических условий в пределах одного и того же слоя или одной и той же части нормального разреза выражается и в присутствии включений более ранних пород.

Местные изгибы слоев вызываются также обилием включений вблизи кровли каждого комплекс-плутона. Исчезновение или ухудшение расслоенности непосредственно у контактов и образование здесь пород пегматоидного облика, в которые постепенно переходят обычные слои нормального разреза, приводят к мысли о возможности перемешивания бывших здесь ранее слоев. Огибание слоями щелочных пород крупных ксенолитов указывает не только на пластичность вещества слоев, но вместе с тем и на достаточную его вязкость (или связность) во время интрузии. Высота и ширина ксенолитов, известных в породах всех комплексов, часто превышает мощность соприкасающихся с ними слоев в десятки и сотни раз, и все же эти ксенолиты не изменяют ни порядка чередования слоев, ни их мощности и состава.

Там, где слои комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов прорезают включения более ранних щелочных пород, порядок чередования слоев также сохраняется. Это хорошо видно на западном склоне горы Сенгисчорр, где внутри участка порфировидных нефелиновых сиенитов располагается уртитовый горизонт II-1 вместе с перекрывающим фойяитом и подстилающим луявритом (Буссен и Сахаров, 1960б) (рис. 49). Эруптивные контакты с включениями более ранних пород имеют любые слои

этого комплекс-плутона (например, уртит горизонта IV-1 контактирует с включением гнейса на южном клоне горы Киткньюн). Относительное обогащение одних слоев (или залежей) нефелином, а других — калинатровым полевым шпатом может сопровождаться и накоплением в них щелоч-

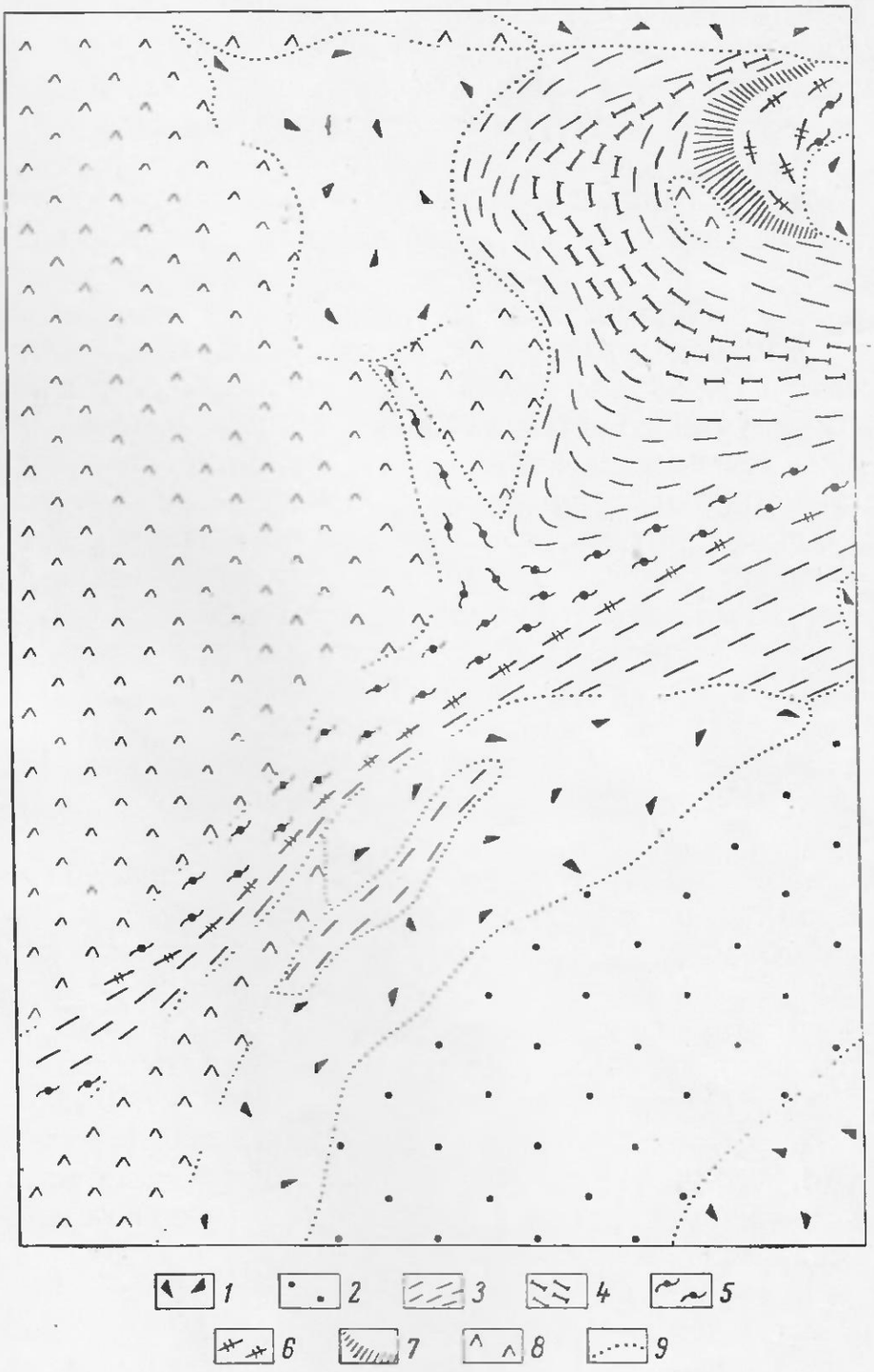


Рис. 49. Схема геологического строения части западного склона горы Сенгисчорр.

1 — осыпи; *2* — морена; *3* — луявриты; *4* — лейкократовые луявриты; *5* — фойяиты; *6* — ювиты; *7* — уртиты (*3*—*7* — комплекс-плутон луявритов — фойяитов—уртитов); *8* — порфировидные и неравномернозернистые нефелиновые сиениты; *9* — границы комплексов пород.

ного метасиликата. Обычно луяврит содержит больше щелочных метасиликатов, чем ювит или уртит. Но в горизонте III-1 эгирин накопился именно на границе уртита и нижележащего трахитоидного фойяита, а в горизонте III-2 ийолит-уртитовый слой располагается значительно выше этой границы (рис. 30). Вместе с тем в различных комплекс-плутонах ювит или уртит, обогащенный нефелином, оказывается то выше, то ниже луявритов, обогащенных эгирином или амфиболом. Такое чередование

слоев, по нашему мнению, не позволяет связывать их относительное положение с физическими свойствами твердых минералов — с удельным весом и формой зерен.

Наличие жил, отвечающих составу слоев, отпрысками которых они являются, в том числе и жил анхимономинеральных уртитов (Буссен и Сахаров, 1958б), исключает возможность образования этих слоев за счет накопления твердых минералов, тем более что протоклаз в породах жил и жилок практически отсутствует. Об этом свидетельствует и отсутствие протоклаза в нефелине и других минералах почти всех щелочных пород массива.

Лишь в метаморфизованных щелочных породах первой фазы эруптивной деятельности нефелин и калинатровый полевой шпат испытали дробление. И в этих породах удается проследить все стадии развития катаклаза.

Характерной особенностью всех комплекс-плутонов ловозерских щелочных пород является ритмичность в строении, т. е. наличие повторяющихся мелких пачек слоев («элементов ритмичности») и повторяемость в чередовании крупных частей разреза, «единиц ритма», что указывает на спонтанность появления самих слоев. Очевидно, во всем объеме каждого из комплекс-плутонов проявилось действие одних и тех же причин, вызывавших образование слоев, элементов ритмичности и единиц ритма (последних — в тех комплекс-плутонах, где их удается выделить).

Постоянство облика и состава как всей породы в целом, так и отдельных ее минералов в пределах каждого слоя также указывает на постоянство и общность условий обособления слоев.

Выше приведены соображения, указывающие на магматическую природу расслоенных комплекс-плутонов и на необоснованность предположения, что слои в Ловозерском массиве образовались там, где они сейчас располагаются.[1]

Существование взаимопереходов между слоями различных пород как по мощности, так и по простиранию свидетельствует об отсутствии поверхности раздела между ними в момент их кристаллизации. Ясная граница между наиболее отличающимися соседними слоями — уртитом и луявритом — связана с присутствием на этой границе пегматоидных прослоев. Определенное геологическое положение пегматоидных залежей в разрезе, переходы пегматоидов по простиранию в обычные по текстуре породы того же состава дают право считать их залежи слоями того же происхождения, что и все прочие слои каждого комплекса.

Во всех отмеченных случаях у резких границ слоев наблюдается такое изменение минерального состава, которое дает основание предполагать присутствие минерализаторов уже в самом силикатном расплаве. В комплекс-плутоне луявритов—фойяитов—уртитов нижние части уртитовых (или ювитовых) горизонтов обогащены минералами, несущими титан, фосфор и т. д. В комплекс-плутоне эвдиалитовых луявритов распределение таких минералов в залежах ювитов более равномерно; однако вышележащий луяврит, заметно обогащенный эвдиалитом (относительно ювита), титанатов и мурманита почти не содержит. Наиболее заметным свойством пород ряда комплекс-плутонов Луяврурта является особенность развития в них эвдиалита (идиоморфный и ксеноморфный эвдиалит). Характер его развития не зависит от количественных соотношений между минералами. Изучение структур пород показывает, что в первом случае эвдиалит выделялся несколько раньше эгирина, во время конца кристаллизации нефелина и калинатрового полевого шпата; во втором — после

---

[1] Суждения авторов о необоснованности предположения об образовании слоев на месте их современного расположения субъективны и противоречат сложившимся взглядам. (*Прим. отв. ред.*).

окончания кристаллизации всех минералов, включая эгирин. Вместе с тем обогащение слоев и залежей эвдиалитом, равно как и другими породообразующими минералами, несущими тяжелые металлы, подчиняется тем же закономерностям, что и распределение в слоях трех главных минералов щелочных пород (нефелина, калинатрового полевого шпата и эгирина).

Эвдиалит — лишь один из главных породообразующих минералов, последовательность кристаллизации которых оказывается различной для различных комплекс-плутонов.

Широкое распространение в Ловозерском массиве такситовых щелочных пород (причем обособляются обычно линзовидные шлиры ийолитов или ювитов, а пластообразные залежи такситовых пород входят в нормальный разрез комплекс-плутонов) указывает на шлировый характер таких обособлений. Вероятно, минерализаторы и особенно летучие вещества, позднее обособившиеся в виде газовой фазы, способствовали появлению шлиров и слоев в остывающей магме.

Само возникновение неоднородности в силикатных расплавах, подтвержденное экспериментально, видимо, и является ключом к решению вопроса о причинах появления первичной расслоенности, известной не только в щелочных, но и в основных и ультраосновных массивах.

Предположение о неоднородности силикатного расплава еще в предкристаллизационный период подтверждается известными опытами Д. П. Григорьева и Е. В. Искюль (1937), а также Н. А. Торопова и Ф. Я. Галахова (1956). Близкие к ним данные о неоднородности силикатных расплавов получал В. В. Лапин (1938, 1949), изучавший состав обособившихся фаз как в шлифах под микроскопом, так и путем химического анализа. Аналогичные сведения приводятся О. А. Есиным (1957), который на основании литературных данных и своих экспериментов по измерению физических констант приходит к заключению о существовании в силикатном расплаве комплексных кремнекислородных ионов. Л. Н. Овчинников (1959), обсуждая в своей статье состояние силикатных расплавов по результатам экспериментальных работ ряда исследователей, приходит к выводу, что неоднородность магмы заложена в самой ее природе как сложного силикатного расплава.

В суждениях многих геохимиков (Щербина, 1953; Белов, 1953) указывалось на вероятность обособления в силикатном расплаве компонентов, отвечающих тем или иным будущим минералам. К минералам ранней кристаллизации, с точки зрения В. С. Соболева (1949), принадлежит оливин; к ним же принадлежит и нефелин. Более раннее выделение нефелина по сравнению с другими минералами при агпаитовом порядке кристаллизации магматического расплава оказывается сходным с более ранней кристаллизацией оливина в известных опытах Н. Л. Боуэна (1934). Изучение структур щелочных пород Луяврурта неизбежно приводит к выводу о наиболее раннем образовании нефелина почти во всех случаях. Сходство массивов, несущих слои (залежи) уртитов и оливинитов, давно и неоднократно подмечалось геологами. Необходимо признать, что во время раздельного существования каждой «порции» щелочной магмы, но еще до ее проникновения туда, где произошло ее затвердение, проявилась возможность обособления слоев различного химического состава в зависимости от сил химического сродства между элементами, воздействия гравитационного поля и насыщенности отдельных участков магмы летучими компонентами. Разделение должно было происходить в сравнительно спокойной обстановке, одинаковой для каждой «порции» щелочной магмы. Только в таких условиях и могло возникнуть первичное горизонтальное положение слоев. Затем одновременно с разломом и дроблением толщ, ныне вмещающих Ловозерский массив, вязкий субстрат подни-

мался вверх и затвердевал. При этом изменялось и исходное горизонтальное положение слоев, а иногда нарушалась и сама расслоенность.

В каждом ловозерском комплекс-плутоне закономерное изменение состава с глубиной хорошо увязывается с изложенной выше схемой интрузии и с изменением валового состава отдельных комплекс-плутонов.

Не отрицая возможности ликвации щелочной магмы, укажем, что постепенные переходы между всеми породами каждого комплекса и отсутствие ясных поверхностей раздела между ними не дают оснований предполагать для этого случая существования ликвации (в точном значении этого термина) силикатного расплава непосредственно перед кристаллизацией пород главных комплекс-плутонов.

Возможность обогащения отдельных участков силикатного расплава, т. е. магмы, теми или иными компонентами отнюдь не предусматривает именно ликвации, на что указывал и Д. П. Григорьев еще в 1946 г. Следует признать, что в силикатном расплаве еще до его кристаллизации силы связи между определенными группировками атомов могут оказаться сильнее, чем вязкость расплава.

Моделирование спонтанных процессов, приводящих к возникновению расслоенных тел из сложного силикатного расплава, явится необходимой ступенью при выработке более обоснованных гипотез.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛУЯВРУРТА

Древнейшие толщи, развитые в районе Луяврурта, т. е. гнейсы, рассматриваются как нижнеархейские образования, входящие в свиту кольских гнейсов (gn_1A_1; Геология СССР. 1958). Чередование массивных и слоистых разновидностей гранито-гнейсов с кварцево-силлиманитовыми сланцами, наблюдаемое в естественных обнажениях и буровых скважинах у северного подножия горы Пьялкимпор, позволяет допустить, что значительная часть пород, относимых к толще гнейсов, является глубоко метаморфизованными осадками.

Аплитовидные олигоклазовые граниты, отмеченные в гнейсах у северо-восточного подножия горы Вавнбед, возникли позже. Время изменения первичного залегания пород толщи гнейсов и образования олигоклазовых гранито-гнейсов для всего Кольского полуострова Л. Я. Харитонов (Геология СССР, 1958) относит к саамской складчатости. Микроклинизацию олигоклазовых гнейсов и возникновение целых участков, картируемых как микроклиновые граниты, следует признать одновременными. Л. Я. Харитов (там же) относит эти процессы к верхнему архею. По аналогии с районами Хибин, Мончи и Сальных тундр можно полагать, что возникновение микроклиновых гранитов имело место еще до образования жил имандритов, найденных на западном и восточном склонах Луяврурта. Время внедрения имандритов связывается (Елисеев и др., 1938) со временем образования протерозойской свиты имандра-варзуга, причем имандриты прорывают покровы основных эффузивов этой свиты.

Время образования кварцитов и силлиманитовых сланцев, включенных нами в гнейсовую толщу (ксенолиты у контакта на северном склоне горы Пьялкимпор), пока остается неопределенным. В прилегающих районах аналогов этих пород не имеется, если не считать кварциты Рижгубы и кварциты у северо-западных контактов Хибинского массива, относимые к протерозою. Н. А. Островская относит кварциты и силлиманитовые сланцы Луяврурта к протерозою (к червуртской свите кейвской серии). Включать кварциты в ловозерскую свиту, как это сделано в ч. I т. XXVII «Геологии СССР» (1958), нет оснований. Позже произошли интрузии ультраосновных пород, обнажающихся сейчас на предгорьях Пьялкимпора и в северной части Луявра, а затем уже началась эрозия гнейсовой толщи. Каледонский возраст ультраосновных интрузий является наиболее вероятным, что подтверждают и материалы Г. П. Колесникова. Эрозия докембрийской гнейсовой толщи, очевидно, происходила в течение очень длительного времени — от протерозоя до девона.

Проявление каледонского диастрофизма указано выше. Последующее изменение физико-географических условий региона отмечается появлением отложений ловозерской свиты, относимых нами к образованию шельфа. Малая мощность (1 м) базального слоя песчаника, содержащего гальки кварца диаметром 1—3 см, позволяет допускать отсутствие фации скал и камней, наводя на мысль об ингрессии водных масс, а не о трансгрессивном их наступании.

Мощность заведомо терригенных осадков в ловозерской свите невелика и измеряется несколькими десятками метров. Присутствие не только туфов, но и туфосланцев основных пород свидетельствует о длительном существовании водного бассейна, в котором отлагались пирокластический материал и терригенные частицы. Преобладающими в ловозерской свите являются авгитовые порфириты, причем наиболее вероятно, что в пределах Луяврурта лавы основного состава полностью перекрыли лежащие ниже осадки. Центр излияний должен был находиться где-то не очень далеко. Совершенно аналогичные авгитовые порфириты находил В. Рамсей (Romsay u. Hackman, 1894) в виде глыб на склонах горы Куэльпор в Хибинах (эти сведения позднее не проверялись) и Л. А. Кириченко (1957, 1962) вблизи Контозера. Согласно У. Хольтедалю (1957), сходные породы распространены в районе грабена Осло. Поэтому появление основной магмы подобного типа следует считать явлением, характерным для Фенноскандии. Н. В. Уссинг (Ussing, 1912) отмечает подобные же палеозойские основные эффузивы из окрестностей интрузивов Игалико и Илимауссак.

Однако основные порфиры Урала и горы Горячей, относящиеся к этому же времени, значительно отличаются по своему облику от авгитовых порфиритов Луяврурта.

Судя по образцам, имеющимся в нашем распоряжении, не сходны с ними и авгитовые порфириты Пай-Хоя.

Олигофиры и родственные им породы верхних частей разреза эффузивов ловозерской свиты близки по составу к олигоклазовым сиенитам рядом лежащего Кургинского массива. Вполне возможно, что образовались они почти одновременно. С образования этих пород и начинается герцинский цикл диастрофизма. Герцинская складчатость, захватившая и терригенные, и вулканогенные породы ловозерской свиты, должна была проявиться и в других местах Кольского полуострова, сложенных палеозойскими образованиями.

Весьма вероятно, что смятые в складки песчаники и туфогенные сланцы, известные в ряде мест Кольского полуострова, при геологических работах относят к свите имандра-варзуга, как это и было в свое время с ловозерской свитой.

Ловозерский щелочной массив есть лишь частное проявление активности щелочной магмы эпохи герцинского диастрофизма, с которой связаны массивы Хибин, Ловозера, Илимауссак, Игалико (Гренландия), горы Горячей (Красноярский край), экструзии района Осло и другие, имеющие много сходных черт в составе и строении. Подъем щелочной магмы во всех случаях происходил по крупным разломам.

В Луяврурте эта интрузия носила пульсирующий характер и продолжалась в течение длительного периода времени, причем состав магмы постепенно и закономерно изменялся.

Сложное строение массива и история его формирования в схематизированном виде показаны на рис. 50.

I фаза эруптивной деятельности — мелкие приповерхностные интрузии, может быть экструзии щелочных и нефелиновых сиенитов, в ряде случаев расслоенные. Пересекая толщу гнейсов, они

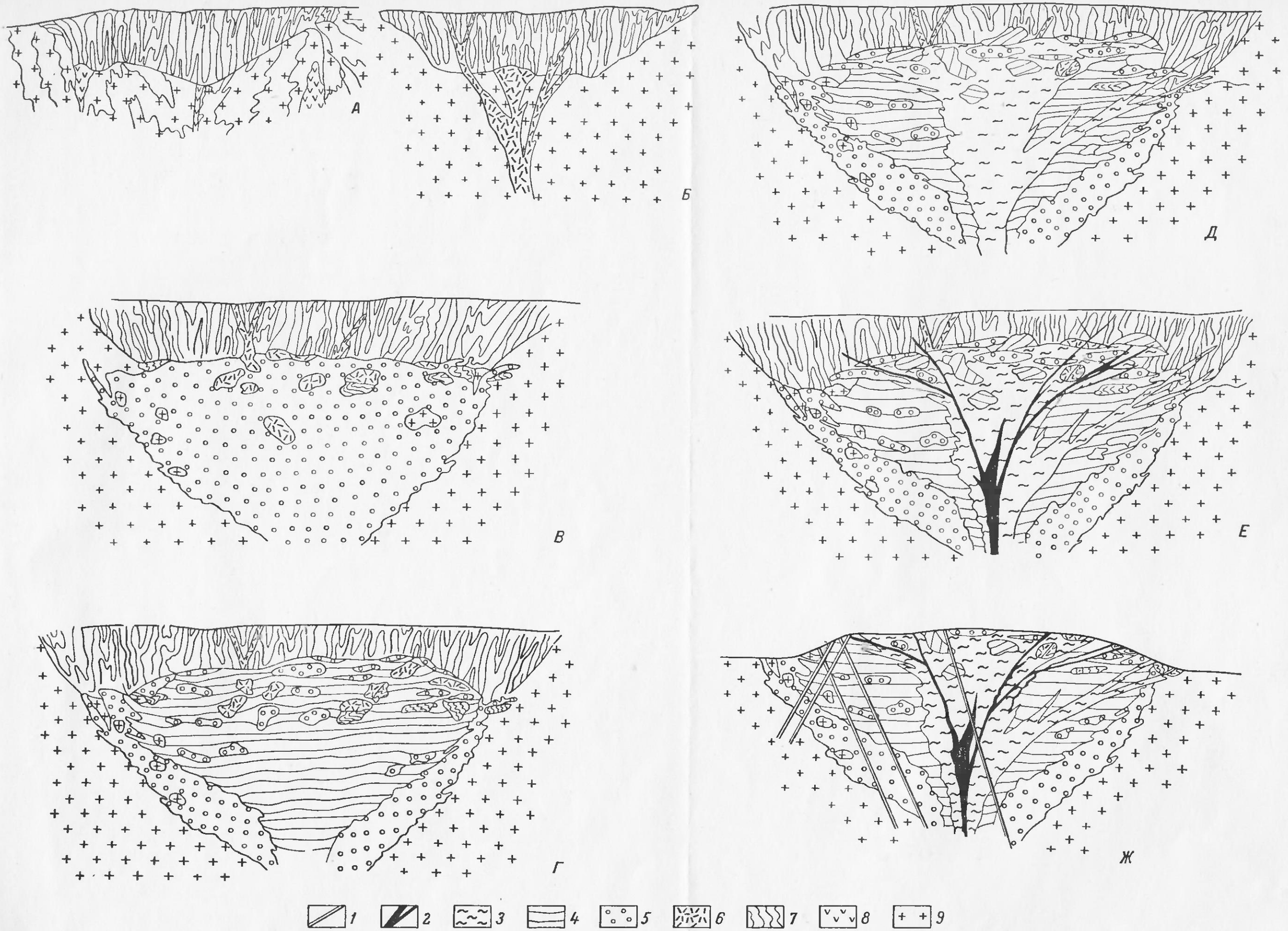


Рис. 50. Последовательные этапы формирования Ловозерского щелочного массива.

А — дислоцированная толща гнейсов, перекрытая ловозерской осадочно-вулканогенной, также дислоцированной свитой; *Б* — I, *В* — II, *Г* — III, *Д* — IV, *Е* — V эруптивные фазы; *Ж* — современный схематизированный разрез массива (дайки показаны условно). *1* — дайки щелочных лампрофиров; *2* — породы серии мурманитовых порфировидных луявритов; *3* — эвдиалитовые луявриты; *4* — луявриты—фойяиты—уртиты; *5* — пойкилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты; *6* — метаморфизованные щелочные породы; *7* — ловозерская осадочно-вулканогенная свита (D_3—C_1?); *8* — основные и ультраосновные породы (Pz—Ptz); *9* — гнейсы (архей).

проникли по разломам в дислоцированные, местами интенсивно складчатые палеозойские породы.

В настоящее время породы этой фазы, как уже отмечено, сохранились только в виде ксенолитов, заключенных в более поздних щелочных породах, нередко в ассоциации с осадочно-вулканогенными породами ловозерской свиты. После образования щелочных пород I фазы прошел, насколько можно судить, значительный промежуток времени, прежде чем произошло новое поднятие щелочной магмы.

II ф а з а — образование первично расслоенного комплекс-плутона пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов. Общий объем щелочных пород этой фазы значительно превышал объем более ранних щелочных пород. В самой фазе намечаются два этапа: IIA — возникновение мелкозернистых нефелиновых сиенитов и ювитов; IIБ и В — возникновение пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов и других пород этой группы.

III ф а з а — поднятие огромных масс первично расслоенного магматического субстрата, образовавшего комплекс-плутон луяврито в—фойяитов—уртитов. Магма поднялась по разломам в гнейсах и несколько распространилась вширь по контакту их с ловозерской свитой, в которую проникла только верхняя часть возникающего плутона на высоту около 800 м. Обломки более древних пород, в том числе и щелочных пород I и II фаз интрузии, оказались включенными в тело этого массива, в первую очередь в его краевые и верхние части.

IV ф а з а. После значительного промежутка времени произошла новая крупная интрузия по разломам в центральной части массива, образовавшая комплекс-плутон эвдиалитовых луяврито в.

Когда краевые части комплекс-плутона эвдиалитовых луяврито в уже затвердели, а его центральные зоны еще оставались вязкими, произошла новая подвижка магмы. В результате этой поздней V фазы (или субфазы) эруптивной деятельности в краевых зонах комплекс-плутона эвдиалитовых луяврито в возникли жилы и пластообразные залежи мурманитовых порфировидных луяврито в, в то время как в центральной, еще вязкой, зоне этого комплекс-плутона смогли образоваться только крупные неправильно-штокообразные тела, иногда с неясными контактами. По отдельным трещинам и системам расколов магма проникла и в породы III фазы интрузии, иногда по их контакту с вмещающими толщами образуя сетки жил и крупные дайки.

Наконец, после весьма значительного перерыва, когда все породы массива уже окончательно затвердели, неоднократно возникали серии мелких разломов, сопровождающихся небольшими подвижками и внедрением магмы щелочных лампрофиров, застывших в виде даек и жил.

Аналоги пород каждой фазы формирования Ловозерского массива можно найти в других щелочных массивах, принадлежащих той же герцинской эпохе дистрофизма. Нефелиновые сиенит-порфиры Луяврурта совершенно сходны с нефелиновыми сиенит-порфирами, также метаморфизованными, закартированными И. С. Ожинским в северо-западной части Хибинского массива (Елисеев, Ожинский, Володин, 1939). Очень похожие породы, по наблюдениям А. С. Сахарова, имеются в массиве горы Горячей. Это жильные эгириновые нефелиновые сиениты, секущие, по данным Н. В. Лучицкого и В. Г. Михалева (личное сообщение), тефриты-тералиты («горячиты»), а также и плагиоуртиты. Таким образом, эти породы в районе горы Горячей заканчивают герцинский эруптивный цикл щелочноземельной и щелочной магмы, а в Хибинах и Луяврурте лишь начинают его.

Аналогами метаморфизованных щелочных пород Луяврурта являются ларвикит-порфиры и некоторые ромбен-порфиры окрестно-

стей число, судя по сведениям, приведенным В. Е. Трегером (Tröger, 1935).

В щелочных массивах юго-западной Гренландии (Илимауссак, Игалико) аналоги метаморфизованных щелочных пород Луяврурта не отмечены.

Следующие фазы интрузии щелочной магмы в Луяврурте также оказались частным проявлением эруптивной деятельности гораздо более широкого масштаба. Сходные породы, принадлежащие к герцинскому циклу диастрофизма, установлены в Илимауссаке Уссингом (Ussing, 1912; Sørensen, 1962); в Хибинах — В. Рамсеем (1897 и др.), Б. М. Куплетским (1937), Н. А. Елисеевым, И. С. Ожинским, Е. Н. Володиным (1939), А. В. Галаховым (1959), С. И. Заком (1963), в Ковдоре (Малый Ковдорский массив) — Н. А. Волотовской (1958).

В Илимауссаке вслед за интрузиями тералитов происходило образование согласно залегающих фойяитов (вверху разреза) и пойкилитовых содалитовых сиенитов (ниже). Для обоих пород характерно богатство титаном (ильменит, сфен), разнообразие редких минералов и ксеноморфизм эвдиалита. Затем внедрились эвдиалитовые луявриты, несущие пачку тонкослоистых какортокитов. Для двух последних групп пород характерен идиоморфный эвдиалит. Таким образом, в Илимауссаке есть аналоги ловозерских комплекс-плутонов пойкилитовых и порфировидных нефелиновых сиенитов, а также эвдиалитовых луявритов. Сопоставить Ловозерский и Хибинский массивы не так легко. Хибинские щелочные комплекс-плутоны также расслоены. Слои видны на внешних склонах гор даже на расстоянии нескольких километров. Особенно четко они прослеживаются на аэрофотоснимках. Это подтверждается на месте, например при подъеме на гору Вудъяврчорр, против истока р. Белой. Внутреннее строение и возрастные соотношения комплекс-плутонов, слагающих Хибинский массив, пока точно не установлены, и суждения геологов разноречивы (Куплетский, 1928; Елисеев, Ожинский, Володин, 1939; Елисеев, 1941; Иванова, 1963; Галахов, 1959; Зак, 1963). Поэтому приходится пока ограничиться сопоставлением сходных петрографических разновидностей в обоих массивах.

Сходство некоторых щелочных пород Хибин и Луяврурта впервые было отмечено В. Рамсеем (Ramsay, 1890). Однако и сейчас, когда петрография массивов изучена более детально, пород, отвечающих хибинским массивным и трахитоидным хибинитам, в Ловозерском массиве не найдено. Пойкилитовым нефелиновым сиенитам (рисчорритам, по А. В. Галахову, 1959) Хибин отвечают пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты Луяврурта. «Среднезернистые» нефелиновые сиениты (некоторые разновидности) и фойяиты Хибин соответствуют неравномернозернистым сиенитам и фойяитам из групп пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов Луяврурта. «Продуктивная толща» Хибин, включая апатито-нефелиновые породы («апанеиты»), имеет аналоги в породах комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов Луяврурта, а ловозерским эвдиалитовым луявритам и мурманитовым порфировидным луявритам соответствуют тингуаиты некоторых даек Хибин. Близки и щелочные лампрофиры Хибин и Луяврурта (Буссен, Зитта и Померанцева, 1960).

Различия в строении рассматриваемых щелочных массивов, в химическом составе и петрографических особенностях их пород, видимо, правильнее всего объяснить самостоятельностью этих интрузий. И все же различия в валовом химическом составе щелочных массивов Хибин и Луяврурта не больше, чем различия составов отдельных комплекс-плутонов внутри этих массивов. Мнение В. Рамсея (Ramsay u. Hackman, 1894) о происхождении и Хибинского, и Ловозерского массивов за счет одного магматического очага или, лучше сказать, одного бассейна сохраняет свою силу и сегодня.

В районе Ковдора пойкилитовые нефелиновые сиениты Малой Ковдорской интрузии, по мнению Н. А. Волотовской (1958), принадлежат к тому же палеозойскому этапу внедрений щелочной магмы, который образовал интрузивы Хибин и Ловозера.

Нефелиновые сиениты района Контозера, по данным В. И. Влодавца (1928), сходны с эвдиалитовыми луявритами Ловозерского массива. Отдельные шлифы коллекции Ю. М. Кирнарского из этого района, с которыми нам удалось познакомиться, удивительно похожи на шлифы порфировидных луявритов из Луяврурта. Правда, образцы нефелиновых сиенитов были взяты из россыпей и развалов. Нефелиновые сиениты из коренных обнажений не обладали столь поразительным сходством с породами ни одного из известных на Кольском полуострове щелочных массивов.

После возникновения палеозойских щелочных массивов на Кольском полуострове наступил период денудации, подразделяющийся на два этапа, с образованием пенеплена между ними. Верхние ограничения Мончи, Хибин и Луяврурта представляют собой типичную поверхность пенеплена, лишь впоследствии изрезанную долинами и цирками (Ramsay u. Hackman, 1894). Крупные послемезозойские (третичные) поднятия пенепленизированной страны установлены и для соседних участков северной Фенноскандии (Хольтедаль, 1958).

Именно в кайнозое вырабатываются разности высот между вершинами Ловозерских гор и прилегающей равниной с резкими переломами рельефа, которые отсутствовали на стадии существования пенеплена. Это следует связывать с различным действием факторов денудации. Современному, преимущественно морозному выветриванию нефелиновые сиениты Хибин и Луяврурта противостоят гораздо лучше, чем сильно трещиноватые толщи гнейсов.

Весьма вероятно, что во время образования горного рельефа действовали преимущественно физические, а не химические факторы выветривания, наиболее интенсивно проявлявшиеся до этого в теплом климате мезозоя.

Не исключена возможность, что в течение некоторого периода разности высот были больше, чем сейчас, и что глубины Кольского фиорда, озер Имандра, Умба и других отвечали днищам глубоких долин, как это принимается для Скандинавии (Хольтедаль, 1958). Об этом же свидетельствует и большая крутизна нижней части склонов Хибин и Луяврурта, не соответствующая их сравнительно небольшим высотам.

Вероятно, к этому же периоду относится образование подземных зон выветривания в практически водонепроницаемых скальных изверженных породах, на глубинах, превышающих местный базис эрозии. В Луяврурте известно существование напорных трещинных вод, идущих с глубин, на 150 м больших, чем отметка дна оз. Умба.

Великое оледенение четвертичного периода застало рельеф Луяврурта уже в основном сформировавшимся, как отметил В. Рамсей (Ramsay u. Hackman, 1894), а позже — и целый ряд других геологов, в том числе М. К. Граве и В. Я. Евзеров (1964). Неоднократность оледенения, смену относительно более теплых периодов таяния льда похолоданием и наступлением ледников можно считать доказанным.

В последнее межледниковье бореальная трансгрессия захватила и центральные части Кольского полуострова, так что Хибинские и Ловозерские тундры в это время были островами.

Тектоническая жизнь Фенноскандии не замерла и сейчас. Следы молодых доледниковых и послеледниковых дизъюнктивных дислокаций мы находим и в Ловозерском массиве, наиболее отчетливые — у его предгорий, на южной и северной окраинах массива. Слабые землетрясения фиксируются постоянно и в наши дни.

В пределах Луяврурта молодые смещения типа сбросов проявились в возникновении прямолинейных логов северо-восточного и меридионального направления, секущих моренные гряды и разделяющие их понижения на южном и северном склонах массива (Буссен, 1964).

Колебание уровня Луявра в послеледниковый период нашло свое отражение в следах высокого стояния вод. Можно полагать, что древний Луявр в послеледниковое время был значительно больше современного озера, распространяясь на северо-восток и частично на юг. Сейчас общий уклон стока воды из оз. Луявр в Баренцево море так же, как и из оз. Умбы в Белое, составляет примерно 4 мин. (для расстояния 150 км). Как следует из данных В. Рамсея (Ramsay, 1900) о высоте древних морских террас над современным уровнем моря (около 60 м у пос. Рында) и поверхности абразии близ Кандалакши на высоте около 200 м (т. е. разница высот около 140 м на 270 км), уже в четвертичное время имело место увеличение наклона в направлении с юго-запада на северо-восток примерно на полторы минуты. Последняя величина вполне сопоставима с общим наклоном стока воды из водораздельных озер в этом направлении. Вероятно, уже во время четвертичного периода, возможно еще до оледенения, общий наклон полуострова к югу был большим, чем сейчас. Это могло значительно изменять направления стока воды из оз. Луявр и прилегающей водораздельной части местности. Сейчас лежащее на водоразделе Пунчозеро имеет отметку около 180 м, отметка Луявра — около 156 м. Вероятность таких смещений следует учитывать при определении направления древнего стока и общей картины гидрографической сети, особенно в предледниковую эпоху. Нам не известны работы, где это обстоятельство принималось бы во внимание. Между тем именно в нем лежит обоснование предположений о древнем (доледниковом) стоке вод Луявра на юг или юго-запад и соответствующем сносе материала россыпей.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что изучение геологической истории Луяврурта в кайнозое должно быть продолжено.

ЛИТЕРАТУРА

Айнберг А. Ф. 1933. Приазовский щелочной массив. Тр. Всес. геологоразв. упр., вып. 196.

Антонов Л. Б. 1934. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. В сб.: Хибинские апатиты, т. VII, Госхимтехиздат, Л.

Апухтин Н. И. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. В сб.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, Госгеолтехиздат, Л.

Арманд А. Д. 1961. Новые данные о последнем оледенении на Кольском полуострове. ДАН СССР, т. 138, № 4.

Арманд А. Д. и М. Д. Дорфман. 1959. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского массива. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 1. Петрозаводск.

Арманд А. Д., В. Я. Евзеров. 1964. О некоторых континентальных отложениях Кольского полуострова и вторичных изменениях в их строении. В сб.: Рельеф и геолог. строение осадочн. покрова Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Атаманов А. В., С. Ф. Лугов, Я. М. Фейгин. 1961. Новые данные по геологии Ловозерского массива. Вопр. сов. геологии, № 2.

Афанасьев А. П., В. Я. Евзеров. 1964. О составе переотложенных продуктов выветривания нефелиновых сиенитов. В сб.: Четверт. отлож. и грунт. воды Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Белов Н. В. 1953. Особенности застывания алюминосиликатных расплавов. Тр. 4-го совещ. по экспер. минер. и петрогр., вып. II, Изд. АН СССР, М.

Билибин Ю. А. 1939. Диссоциация молекул в магматическом расплаве как фактор дифференциации магмы. ДАН СССР, т. 24, № 8.

Бондарева А. М., Д. Л. Рогачев и А. С. Сахаров. 1959. Литийсодержащий щелочной амфибол из контактной зоны Ловозерского массива. Зап. Всес. минер. общ., ч. 88, вып. 6.

Боуэн Н. А. 1934. Эволюция изверженных пород. Пер. с англ. под ред. В. И. Лучицкого. ОНТИ, М.—Л. — Новосибирск.

Буссен И. В. 1959а. Интрузия мурманитовых порфировидных луявритов в Ловозерском щелочном массиве. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, Петрозаводск.

Буссен И. В. 1959б. К тектонике осадочно-вулканогенной ловозерской свиты. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4,Петрозаводск.

Буссен И. В. 1960. Замечание по поводу гравитационно-кинематической теории дифференциации магмы. Зап. Всес. минер. общ., сер. II, ч. 89, вып. 5.

Буссен И. В. 1962а. Мурманитовые порфировидные луявриты Ловозерского щелочного массива. В сб.: Матер. по минер. Кольск. п-ва, вып. 2, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты.

Буссен И. В. 1962б. Гигантские эруптивные брекчии Ловозерского щелочного массива. В сб.: Магматические образ. Кольск. п-ова, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В. 1964. Проявление молодых послеледниковых дизъюнктивных дислокаций у юго-восточных предгорий Луяврурта. В сб.: Рельеф и геолог. строение осадочн. покрова Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Буссен И. В. 1966. Дайки щелочных лампрофиров Ловозерского массива. В сб.: Щелочные породы Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Буссен И. В., Е. Ф. Зитта и Н. Г. Померанцева. 1960. Дайка щелочного лампрофира с горы Карнасурт. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В., В. В. Колесникова и Н. Г. Померанцева. 1960. Амфиболовые перидотиты северо-восточных предгорий Луяврурта. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 2, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1958а. Строение Ловозерского щелочного массива. Зап. Всес. минер. общ., сер. II, ч. 87, вып. 1.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1958б. К вопросу о состоянии вещества при образовании Ловозерского щелочного массива. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 5, Петрозаводск.

Буссен И. В., А. С. Сахаров. 1959. О применении структурного анализа к Ловозерскому щелочному массиву. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2, Петрозаводск.

Буссен И. В., А. С. Сахаров. 1960а. О некоторых деталях строения и о взаимоотношениях двух главных комплекс-плутонов Луяврурта. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 2, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В., А. С. Сахаров. 1960б. О проявлении первичной расслоенности в Ловозерском щелочном массиве. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1962а. Комплекс-плутон эвдиалитовых луявритов в Ловозерских тундрах. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 4, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1962б. Геологическое положение пегматоидов Луяврурта. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1962в. О рецензии Т. Н. Ивановой и А. В. Галахова на книгу К. А. Власова, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой «Ловозерский щелочной массив». Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1962 г. Первичная расслоенность интрузивных массивов как проявление магматической дифференциации. В сб.: Магматические образ. Кольск. по-ва, Изд. АН СССР, М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1964. Цирки Луяврурта. В сб.: Рельеф и геолог. строение осадочн. покрова Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1966а. Комплекс-плутон пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов Ловозерского массива. В сб.: Щелочные породы Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. 1966б. Контакт гнейсов и Ловозерской осадочно-вулканогенной свиты. В сб.: Древн. осадочно-вулканогенные и метаморф. компл. Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Виноградов А. П. 1962. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в земле. Геохимия, № 3.

Власов К. А., М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова. 1959. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, М.

Влодавец В. И. 1928. О двух новых месторождениях щелочных пород на Кольском полуострове. ДАН СССР, сер. А, № 18—19.

Влодавец В. И. 1933. Циркониевые месторождения юго-западной части Ловозерских тундр. В сб.: Хибинские апатиты, т. VI, Изд. НИС НКТП, 1.

Волотовская Н. А. 1933. Ксенолиты нефелиновых сиенитов в массивном хибините северной части Хибинского массива. Зап. Всес. минер. общ., ч. 18, вып. 1.

Волотовская Н. А. 1958. Ковдорский массив. В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. Госгеолтехиздат, М.

Волохов И. М., В. М. Иванов. 1963. Лисогорский габбро-пироксенитдунитовый интрузивный комплекс западного Саяна. Тр. Инст. геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск.

Воробьева О. А. 1933. Петрографо-геохимическая съемка юго-восточной части Ловозерских тундр. В сб.: Хибинские апатиты, т. VI, ОНТИ, Л.

Воробьева О. А. 1937. Очерк петрографии Ловозерских тундр. В сб.: Минералогия Хибинских и Ловозерских тундр, Изд. АН СССР, М.—Л.

Воробьева О. А. 1938. К вопросу о генезисе лопаритовых месторождений Ловозерского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Воробьева О. А. 1940. О первичной полосчатости Ловозерского щелочного массива. В сб.: Производит. силы Кольск. п-ова, т. 1, Изд. АН СССР, М.—Л.

Галахов А. В. 1959. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. Изд. АН СССР, М.—Л.

Галахов А. В. 1961. Геолого-петрографический очерк Хибинского массива и задачи дальнейших научных исследований. В сб.: Вопр. геол., минер. и петрогр. Хибинских тундр, Изд. АН СССР, М.—Л.

Геология и петрография траппповых формаций. 1950. Под ред. А. П. Лебедева. ИЛ, М.

Геология СССР. 1958. Т. XXVII, ч. I. Госгеолтехиздат, М.

Герасимовский В. И. 1936. К вопросу о генезисе лопаритовых и мурманитовых месторождений Ловозерских тундр. Редкие металлы, № 5, Изд. Мин. металлург. пром. СССР, М.

Герасимовский В. И. 1939. Пегматиты Ловозерского щелочного массива. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 18, минер.-геохим. сер., № 5.

Герасимовский В. И. 1947. О строении луявритового комплекса пород Ловозерского массива. ДАН СССР, Т. LVI, № 9.

Герасимовский В. И. 1956. Геохимия и минералогия нефелиново-сиенитовых интрузий. Геохимия, № 5.

Герасимовский В. И. 1960. Геохимия редких элементов Ловозерского щелочного массива. Докл. сов. геологов на XXI сесс. Междунар. геол. конгр., Геохимические циклы, Госгеолтехиздат, М.

Герасимовский В. И., В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков, Т. В. Сапрыкина, Ю. А. Балашов. 1966. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд. «Наука», М.

Герасимовский В. И. и В. И. Лебедев. 1958. О соотношениях стронция и кальция в породах Ловозерского массива. Геохимия, № 6.

Герасимовский В. И., А. И. Поляков и Я. М. Фейгин. 1961. Строение дифференцированного комплекса пород луявритов—фойяитов—уртитов Ловозерского массива. ДАН СССР, т. 136, № 3.

Герасимовский В. И., А. И. Поляков. 1962. Сфен-амфиболовый нефелин-мельтейгит из Ловозерского массива. ДАН СССР, т. 143, № 5.

Герлинг Э. К., Л. В. Комлев, К. Н. Соколова и В. Г. Баркан. 1941. О возрасте Ловозерских тундр. ДАН СССР, т. 31, № 2.

Гладцин И. Н. 1928. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. В сб.: Хибинские и Ловозерские тундры, т. II (Тр. Инст. по изуч. Севера, вып. 39), Изд. Научн.-техн. упр. ВСНХ, М.

Граве М. К., В. Я. Евзеров. 1964. Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр. В сб.: Четверт. отложения и грунт. воды Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Граве М. К., В. Я. Евзеров, И. А. Егорова. 1965. Межледниковые отложения в центральной части Кольского полуострова и бореальная трансгрессия. ДАН СССР, т. 160, № 3.

Граве М. К., В. Я. Евзеров, А. С. Лихачев, А. Н. Спицын. 1964. Новые данные о рыхлых отложениях и формировании рельефа Сейдозерского района. (Ловозерские тундры). В сб.: Рельеф и геолог. строение осадочн. покрова Кольск. п-ова, изд. «Наука», М.—Л.

Григорьев А. А. 1934а. Геоморфология Кольского полуострова по новейшим исследованиям. Изд. Инст. Большого советского атласа мира при ЦИК СССР, М.

Григорьев А. А. 1934б. Пути и некоторые предварительные результаты изучения кольских диатомитов. Кольский диатомитовый сборник, Тр. Геоморфолог. инст., вып. 8.

Григорьев Д. П. 1946. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. В сб.: Академику Д. С. Белянкину, под ред. А. Е. Ферсмана, Изд. АН СССР, М.

Григорьев Д. П. и Е. В. Искюль. 1937. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух не смешивающихся жидкостей, Изв. АН СССР, № 1.

Дорфман М. Д. 1962. Минералогия пегматитов и зон выветривания в нефелин-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. Изд. АН СССР, М.—Л.

Дэли Р. О. 1936. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ НКТП СССР, Л.—М.

Егоров С. Ф. 1934. Морфологические условия залегания диатомитов некоторых месторождений Кольского полуострова. Кольский диатомитовый сборник, Тр. Геоморфолог. инст., вып. 8.

Елисеев Н. А. 1936. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Пробл. сов. геолог., № 1.

Елисеев Н. А. 1937а. Структуры рудных полей в первично расслоенных плутонах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Елисеев Н. А. 1937б. Хибинские апатитовые месторождения. Зап. Всес. минер. общ., т. 66, вып. 3.

Елисеев Н. А. 1941. О происхождении первичной полосчатости в Ловозерском плутоне. Зап. Всес. минер. общ., т. 70, вып. 1.

Елисеев Н. А. 1946. Девонские эффузивы Ловозерских тундр. Зап. Всес. минер. общ., т. 75, вып. 2.

Елисеев Н. А. 1953. Структурная петрология. Изд. ЛГУ.

Елисеев Н. А. 1961. Новые данные по структуре Ловозерского массива. Вестн. ЛГУ, № 12, вып. 2.

Елисеев Н. А., А. В. Ванидовская, С. Д. Покровский, А. С. Сахаров и В. А. Унксов. 1937. О палеозое в центральной части Кольского полуострова. Пробл. сов. геол., № 4.

Елисеев Н. А., И. В. Зеленков, Н. К. Нефедов и В. А. Унксов. 1938. Геологическое строение и петрографический состав Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Елисеев Н. А., И. В. Зеленков, Н. К. Нефедов, А. С. Сахаров, В. А. Унксов. 1939. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. II, ОНТИ, М.—Л.

Елисеев Н. А. и Н. К. Нефедов. 1940. Лопаритовые месторождения Луяврурта. В сб.: Производ. силы Кольск. п-ова, Изд. АН СССР, М.—Л.

Елисеев Н. А., И. С. Ожинский и Е. Н. Володин. 1937. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., Северная экскурсия, Кольский полуостров, ОНТИ, М.—Л.

Елисеев Н. А., И. С. Ожинский и Е. Н. Володин. 1939. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Лен. геол. упр., вып. 19, Гос. научн.-техн. изд. Л.—М.

Елисеев Н. А. и Э. Е. Федоров. 1953. Ловозерский плутон и его месторождения. Тр. Лабор. докембрия АН СССР, вып. 1.

Есин О. А. 1957. О строении расплавленных силикатов. Успехи химии, т. 26, вып. 12.

Есин О. А. и Б. М. Лепинских. 1957. Исследование свойств жидкого шлака методом электродвижущих сил. В кн.: Физико-химические основы производства стали. Изд. АН СССР, М.

Заварицкий А. Н. 1956. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.

Заварицкий А. Н. 1960. Пересчеты химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Госгеолтехиздат, М.

Зак С. И. 1963. Тектоника Хибинского щелочного массива. В сб.: Магматизм и геол. Кольск. п-ова, Госгеолтехиздат, М.

Зеленков И. В. 1940. Новый лопаритоносный горизонт в Ловозерских тундрах. ДАН СССР, т. 28, № 2.

Иванов Н. В. 1960. Распределение минералов в породах комплекса фойяитов—луявритов—уртитов. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л.

Иванов Н. В. 1963. Новое направление в опробовании рудных месторождений. Госгеолтехиздат, М.

Иванова Т. Н. 1963. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М.

Иванова Т. Н. и Е. К. Козлов. 1958. О дифференциации в горизонтальном направлении в основных породах Мончегорского плутона. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, Петрозаводск.

Кассин Н. Г. 1923. Геологические исследования вдоль Мурманской железной дороги. Геологический комитет РСФСР. Матер. по общей и прикл. геол., вып. 43, Госиздат, Пгр.

Кириченко Л. А. 1957. Новые данные о палеозойских породах на Кольском полуострове. Бюлл. научн.-техн. информ., № 3 (8).

Кириченко Л. А. 1962. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова. В сб.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР, вып. 3, Госгеолтехиздат, Л.

Когарко Л. Н., В. П. Волков. 1963. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с его ритмической расслоенностью. В сб.: Химия земной коры, т. 1, Изд. АН СССР, М.

Кольский диатомитовый сборник. 1934. Тр. Геоморфолог. инст. АН СССР, вып. 8.

Комлев Л. В., А. Д. Михалевская, С. И. Даниловичч. 1961. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр. ДАН СССР, т. 136, № 1.

Криштофович А. Н. 1937. Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Куплетский Б. М. 1928. Петрографический очерк Хибинских тундр. В сб.: Хибинские и Ловозерские тундры, т. II (Тр. Инст. по изуч. Севера, вып. 39), Изд. Научн-техн. упр. ВСНХ, М.

Куплетский Б. М. 1932. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. 1, вып. 1. Изд. АН СССР, Л.

Куплетский Б. М. 1936. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2/3.

Куплетский Б. М. 1937. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Петрография СССР, сер. 2, № 3, Изд. АН СССР, Л.

Куплетский Б. М. 1944. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Куплетский Б. М. 1950. Количественно-минералогическая характеристика фельдшпатоидных пород. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, Изд. АН СССР, М.

Лаврова М. А. 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л.

Лапин В. В. 1938. Ликвация силикатного расплава в металлургическом шлаке. Тр. Петрогр. инст. АН СССР, вып. 13.

Лапин В. В. 1949. О ликвации некоторых фосфор-, фторсодержащих силикатных расплавов. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 106, сер. петрогр., № 30.

Лебедев А. П. 1921. О генезисе полосатой структуры в изверженных горных породах. Изв. Донск. унив., т. 1 (45—55).

Лебедев А. П. 1959. Дифференцированные траповые интрузии «Вилюйских гор». Тр. Инст. геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохим. АН СССР, вып. 29.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1949а. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Избр. тр., т. I. Изд. АН СССР, М.—Л.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1949б. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Избр. тр., т. I, Изд. АН СССР, М.—Л.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1950. Заметка о щелочных породах. Избр. тр., т. II, Изд. АН СССР, М.—Л.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Э. А. Струве. 1937. Петрографический словарь. ОНТИ, Л.—М.

Ломакин В. В. 1942. Рельеф и четвертичные породы Ловозерских тундр на Кольском полуострове. Автореф. канд. дисс. Изд. Кольск. базы АН СССР, Сыктывкар.

Лучицкий И. В. 1960. Щелочные породы Красноярского края. Изд. АН СССР, М.—Л.

Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. 1955. Тр. Первого Всес. петрогр. совещ., Изд. АН СССР, М.

Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. 1937. Под ред. А. Е. Ферсмана. Изд. АН СССР, М.—Л.

Моисеев И. В. 1962. К вопросу о процессе формирования Ловозерского щелочного массива. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 9.

Нефедов Н. К. 1938. Некоторые новые породы Ловозерского плутона на Кольском полуострове. Зап. Всес. минер. общ., сер. 2, ч. 66, вып. 3.

Николаев В. А. 1957. О картировании и геологическом изучении интрузий в комплексах низких-средних ступеней регионального метаморфизма. В сб.: Метод. руководство по геол. картированию метаморф. компл., Госгеолтехиздат, М.

Образцова З. А. 1952. Структурный анализ массива Ниттис-Кумужья-Травяная в Монче-тундре. Тр. Инст. «Гипроникель», № 1.

Овчинников Л. Н. 1959. Некоторые вопросы магматического рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Ожинский И. С. 1936. Геология западного контакта Хибинского щелочного массива. Изв. Лен. геол. треста, № 3 (12).

Панасенко Г. Д. 1963. О мощности земной коры на Кольском полуострове. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 4, Изд. АН СССР, М.—Л.

Полканов А. А. 1936. Геология Кольского полуострова. Тр. Аркт. инст., т. 53.

Полканов А. А. 1946а. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Полканов А. А. 1946б. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. Юбилейной научн. сесс. ЛГУ, Изд. ЛГУ.

Полканов А. А. 1954. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. Матер. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, Изд. АН СССР, Л.

Полканов А. А. и Н. А. Елисеев. 1941. Петрология плутона Гремяха—Вырмес. Изд. ЛГУ.

Полонский Н. В. 1934. Материалы к вопросу о географическом распространении диатомитовых отложений на Кольском полуострове. Кольский диатомитовый сборник, Тр. геоморфолог. инст., вып. 8.

Решения Первого петрографического совещания. 1953. АН СССР, М.

Рихтер Г. Д. 1936. Орографические районы Кольского полуострова. Тр. Инст. физ. географии АН СССР, вып. 18.

Сахаров А. С. 1960. Ультраосновной массив Застейд-II. В сб.: Вопр. геол. и минер. Кольск. п-ова, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л.

Сахаров А. С. 1963. Некоторые вопросы поисков и разведки рудных залежей в первично расслоенных массивах изверженных горных пород. В сб.: Магматизм и геол. Кольск. п-ова, Госгеолтехиздат, М.

Семенов Е. И. 1957. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в Ловозерском щелочном массиве. В сб.: Вопр. минер., геол. и генез. месторожд. редких элементов (Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 1), Изд. АН СССР, М.

Семенов Е. И. 1963. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, М.

Семенов Е. И. и И. Д. Шубина. 1959. О геологическом возрасте Ловозерских тундр и других щелочных массивов Кольского полуострова. Тр. Инст. рудн. месторожд., геол. и петрогр. АН СССР, вып. 28.

Сидоренко А. В. 1958. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.

Сидоренко А. В. 1960. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова. В сб.: Вопр. геоморф. и геол. осадочн. покрова Кольск. п-ова, вып. 1, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты.

Соболев В. С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст., т. XVIII, Изд. Главсевморпути, Л.

Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. унив. им. И. Франко.

Соболев В. С. 1957. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. Зап. Всес. мин. общ., сер. 2, ч. 86, вып. 2.

Тихоненков И. П. 1963. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. Изд. АН СССР, М.

Тихоненков И. П. и Р. П. Тихоненкова. 1960. Контактовые породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкометальной минерализации. Тр. Инст. минер., геохим. и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 4.

Торопов Н. А., Ф. Я. Галахов. 1956. Ликвация в системе ZrO_2—SiO_2 Лен. инст. химии силикатов АН СССР, Тез. докл. на 5-м совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр., Изд. АН СССР, М.

Торопов Н. А., Ф. Я. Галахов, И. А. Бондарь. 1956. Диаграмма состояния тройной системы CaO—BaO—SiO_2. Лен. инст. химии силикатов АН СССР, Тез. докл. на 5-м совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр., Изд. АН СССР, М.

Ферсман А. Е. 1922. Результаты экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры. ДАН СССР, сер. А.

Ферсман А. Е. 1923. Полезные ископаемые Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Сев. научн.-пром. экспед., № 16, Изд. АН СССР, Пгр.

Ферсман А. Е. 1932. Пегматиты, т. I. Изд. АН СССР, Л.

Ферсман А. Е. 1941. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л.

Хазанович К. К. 1936. Геологический очерк и полезные ископаемые северо-западной части Ловозерских тундр. Тр. Лен. общ. естествоиспыт., т. XV, вып. 1, изд. ЛГУ.

Хибинский массив. 1923. Под ред. А. Е. Ферсмана. Тр. Сев. научн.-пром. экспед., Изд. Научн.-техн. отд. ВСНХ, М.—Пгр.

Хибинские и Ловозерские тундры. 1925. Под ред. А. Е. Ферсмана. Т. I. Маршруты. Тр. Научн.-исслед. инст. по изуч. Севера; т. II. Физико-географический очерк, петрография месторождения. Изд. Научн.-техн. упр. ВСНХ, М., 1928.

Хольтедаль У. 1957. Геология Норвегии, т. 1. Пер. с норв. Под ред. Т. Дембо. ИЛ, М.

Хольтедаль У. 1958. Геология Норвегии, т. 2. Пер. с норв. Под ред. Т. Дембо. ИЛ, М.

Чумаков А. А. 1947. О причинах возникновения уртитовых горизонтов в расслоенном комплексе щелочных пород Луяврурта (на Кольском полуострове). ДАН СССР, т. 108, № 5.

Шаблинский Г. Н. 1963. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов. Тр. Лен. общ. естествоиспыт., т. XXIV, вып. 1.

Шилин Л. Л. 1953. О литиевых слюдках из пегматитов щелочных магм. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 5.

Широкшин Н. В. 1835. Геологический обзор берегов Канадалакшской губы и Белого моря до г. Кеми в Архангельской губ. Горн. журн., т. I, № 3, СПб.

Щербина В. В. 1933. Петрографический и геохимический очерк горных пород юго-западной части Ловозерских тундр. Тр. СОПС АН СССР, сер. кольск. ч. 2, вып. 3.

Щербина В. В. 1953. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. В сб.: Вопр. петрогр., минер., т. 1, Изд. АН СССР, М.

Biljon S. van. 1950. The transformation of the Pretoria series in the Bushweld complex. Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, vol. LII.

Brögger W. C. 1890. Die Geologischen Verhältnisse der Pegmatitgäng des Christianiagebietes. Zeitschr. Kristall. u. Miner., Bd. XVI.

Buddington A. F. 1936. Gravity stratification as a criterion in the interpretation of the structure of certain intrusives of the Adirondacks. Intern. Geolog. Congr. Rep. XVI sess. U. S. A., vol. 1, Washington.

Cameron E. H. a. M. E. Emerson. 1959. The origin of certain chromit deposits of the eastern part of the Bushveld complex. Econ. Geol., vol. 54, № 7.

Daly R. A. a. G. A. F. Molengraaf. 1924. Structural relations of the Bushveld complex, Transvaal. Journ. Geol., vol. XXXII, № 1.

Elftman A. H. 1895. Notes upon the bedded and banded structures of the gabbro and upon area of troctolite. The geological and natural history survey of Minnesota. The 24th ann. Rep. for. the J. 1894. Minneapolis.

F o c k e m a R. A. P. a. E. M e n d e l s s o n. 1954. Note on an unusual occurence of chromite in the eastern Transvaal. Trans. Proc. Geol. Soc. South Africa, vol. LVII.

G e i k i e A. a. I. T e a l l. 1894. On the banded structure of some tertiary gabbros in the Isle of Skye. Quart. Journ., Geol. Soc., vol. 50.

H e s s H. H. 1951. Vertical mineral variation in the Great Dyke of Southern Rhodesia. Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, vol. LIII.

L o m b a a r d A. F. 1950. Die Geologie van die Bosveldkompleks langs Bloedrivier. Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, vol. LII.

L o m b a a r d A. F. 1956. Chromite and dunite of the Bushveld complex. Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, vol. LIX.

M a t h e a s M. 1956. The petrology of the Messum Igneous Complex South West Africa. Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, vol. LIX.

M i d d e n d o r f A. 1845. Bericht über einer Abstecher durch das Innere Lapland. Blitr. Z. Kennt. d. Russ. Reich.

R a m s a y W. 1890. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Nebsteinem Anhauge-Petrographische Beschreibung der Gestein des Lujavrurt. Fennia, B.III, № 7.

R a m s a y W. 1897. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. II. Fennia, BXV, № 2.

R a m s a y W. 1898. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, BXV, № 1.

R a m s a y W. 1899. Neue Beiträge zur Geologia der Halbinsel Kola. Fennia, BXV, № 4.

R a m s a y W. 1900. Ueber die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, BXVI, № 1.

R a m s a y W. u. V. H a c k m a n. 1894. Das Nepheliensyenitgebiet au der Halbinsel Kola, I. Fennia, BXI, № 2.

S m i t h C. H. 1961. Notes on the Muskox intrusion, Coppermine River Area, district of Mackenzie. Geol. Surv. of Canada. Dep. Min. a. Techn. Surv., paper 61—25.

S ø r e n s e n H. 1962. In the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq. Medd. om Grønland, Bd. 167, № 1.

S t e w a r t F. H. a. L. R. W a g e r. 1947. Gravity stratification in the Cuillin Gabbro of Sky. Geol. Mag., vol. LXXXIV, № 6.

S t r e c k e i s e n A. 1960. On the structure and origin of the nepheline-syenite complex of Ditro (Transilvania, Rowmania). Rep. 21st sess. Int. Geol. Congr., pt. XIII.

T a u b e n e c k W. H. a. A. P o l d e r v a a r t. 1960. Geology of the Elkhorn Mountains, northeastern Oregon, p. 2. Willow Lake intrusion. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 71, № 9.

T r ö g e r W. E. 1935. Spezielle petrographische der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Berlin.

U s s i n g N. W. 1912. Geology of the country around Julianehaab, Greenland. Meddelelser om Grönland, XXXVIII.

W a g e r L. R. 1953. Layered intrusions. Meddelelser fra Dansk. Geol. Forening., vol. 12.

W a g e r L. R. a. G. M. B r o w n. 1951. A note on rhythmic Layering in the ultrabasic rocks of Rhum. Geol. Mag., vol. LXXXVIII, № 3.

W a g e r L. R. a. G. M. B r o w n. 1957. Funnel—shaped layered Intrusions. Bull. Geol. Soc., Amer., vol. 66.

W a g e r L. R. a. W. A. D e e r. 1936. Geological Investigations in East Greenland. The Petrology of Skaergaard Intrusion. Medd. om Grönland, Bd. 105, № 4, Köbenhavn.

W a l k e r F. 1940. Differentiation of the Palisade Diabase, New Jersey. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 54, № 7.

W e g m a n n C. E. 1938. Geological investigations in Southern Greenland. Medd. om Grönland., Bd. 113, № 2.

W i l s o n H. D. B. 1956. Structure of Lopoliths. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 67.

Ирина Владиславовна Буссен.
Алексей Сергеевич Сахаров

ГЕОЛОГИЯ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

Утверждено к печати

Кольским филиалом им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства *Н. П. Скорынина*

Технический редактор *И. М. Кашеварова*

Корректоры *Г. М. Гельфер* и *Н. П. Яковлева*

Сдано в набор 24/II 1967 г.
Подписано к печати 20/VI 1967 г.

РИСО АН СССР № 189—43В.

Формат бумаги 70×108 1/16. Бум. л. 5 1/2.
Печ. л. 8 + 8 вкл. +1 вкладка. (3 печ. л.). =
= 15,40 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 13.
Изд. № 3111. Тип. зак. № 127. М-22764. Тираж 650.
Бумага типографская № 2. *Цена 94 коп.*

Ленинградское отделение издательства «Наука»

Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука».
Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ

Вопросы геологии Кольского полуострова. (Стратиграфические соотношения главных комплексов, слагающих Балтийский щит, обзор изучения месторождений железистых кварцитов и др. работы). 1962. 148 стр. Цена 96 к.

Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова.

Вып. 1. 1958. 192 стр. Цена 20 к.

Вып. 2. 1960. 259 стр. Цена 40 к.

Вып. 3. 1960. 243 стр. Цена 30 к.

Галахов А. В. **Рисчорриты Хибинского щелочного массива.** 1959. 172 стр. Цена 89 к.

Геологическая изученность СССР. Том 1. Мурманская область. Опубликованные работы за 1951—1955 гг. 1964. Цена 64 к.

Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. Труды Лаборатории геологии докембрия. Том 9. 1960. 414 стр. Цена 2 р. 41 к.

Герасимовский В. И. **Геохимия Ловозерского щелочного массива.** 1966. 395 стр. Цена 2 р. 33 к.

Граниты Кольского полуострова и Карелии. Труды Лаборатории геологии докембрия. Том 15. 1963. 337 стр. Цена 2 р. 49 к.

Дорфман М. Д. **Минералогия пегматитов и зон выветривания в нефелин-эгиринах горы Юкспор Хибинского массива.** 1962. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

Дудкин О. К. и др. **Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр.** 1964. 236 стр. Цена 1 р. 47 к.

Карбонатные породы Кольского полуострова как минеральное сырье. 1966. 88 стр. Цена 38 к.

Кицул В. И. **Петрология карбонатных пород Ладожской формации.** 1963. 171 стр. Цена 99 к.

Кратц К. О. **Геология карелид Карелии.** Труды Лаборатории геологии докембрия. Том 16. 1963. 210 стр. Цена 1 р. 56 к.

Магматические образования Кольского полуострова. 1962. 196 стр. Цена 1 р. 29 к.

Петерсилье И. А. **Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова.** 1964. 180 стр. Цена 1 р. 24 к.

Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. 1964. 134 стр. Цена 85 к.

Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. 1966. 132 стр. Цена 84 к.

Заявки на книги издательства «Наука» направляйте в магазины конторы «Академкнига»

Адреса магазинов:

Москва, В-463, Мичуринский пр., 12,
«Академкнига», магазин «Книга — почтой»;

Ленинград, Д-120, Литейный пр., 57,
«Академкнига», магазин «Книга — почтой»

Заказы выполняются наложенным платежом