

საქართველოს  
გეოლოგიური ინსტიტუტის  
მ რ ა მ ბ ე

BULLETIN DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE  
DE GÉORGIE

ტომი III  
Vol. III

ნაკვ. I  
Fasc. I

1—96 გვ., 1 კრილით  
და 22 სურათით ტექსტში

თბილისის სახელმწიფო უნ-ტის გეოლოგიური ინსტი-ტის გამომცემა

გამომცემლობა „ტიქნიკა და შრომა“  
თბილისი 1938 TBILISSI

БЮЛЛЕТЕНЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТА ГРУЗИИ

Том III

Вып. I

Г. ЧХОТУА

Б ПЕТРОГРАФИИ ДРЕВНИХ ОСНОВНЫХ  
И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ВЕРХОВЬЕВ  
РЕКИ КОДОРА В АБХАЗИИ

BULLETIN DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE GÉORGIE

G. TCHKHOTOUA

ZUR PETROGRAPHIE DER BASISCHEN UND  
ULTRABASISCHEN GESTEINE IM OBERKODORISCHEN  
GEBIETE IN ABKHASIEN

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ПРИ  
ТБИЛИССКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

Издательство „Техника და შრომა“  
ТБИЛИСИ 1938 TBILISSI

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის ბულეტენი

ტომი III

ნაკვ. I

გ. ჩხოტუა

გდ. კოდორის (აფხაზეთი) ხეობის ზემო  
ნაწილის ფუქე და ულტრაფუქე ქანების  
პეტროგრაფიისათვის

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიური ინსტიტუტის გამოცემა

გამომცემლობა „ტექნიკა და შრომა“  
თბილისი 1938 TBILISSI

Г. ЧХОТУА.

## К ПЕТРОГРАФИИ ДРЕВНИХ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ВЕРХОВЬЕВ Р. КОДОРА В АБХАЗИИ

### ВВЕДЕНИЕ

В 1932 году Грузин. Отделение Института Минерального Сырья на основании устных сообщений ряда лиц о наличии асбеста в верховьях р. Кодора командировало в этот район геолога В. И. Табагари для поисков месторождений асбеста. Последним по реке Хецкваре был обнаружен ряд асбестовых жил, секущих перидотиты и змеевики, и был собран ряд образцов горных пород, микроскопическое описание которых было произведено проф. Г. М. Смирновым (1).

В 1933 году, руководя поисковой партией на хромистый железняк и работая совместно с геологом В. И. Табагари и К. И. Чичинадзе, мне удалось сделать ряд маршрутов по главным правым притокам Кодора в области его верховьев и таким образом познакомиться с геологическим строением этого района.

Обработка сборов, результатом которой является настоящая работа, была произведена в Петрографическом Институте Академии Наук. Публикуя эту работу считаю своим долгом выразить благодарность проф. Д. С. Белянкину, как за предоставление возможности обработать материал в Петрине, так и за многочисленные ценные указания в процессе обработки. Профессору А. И. Джанелидзе за многочисленные ценные указания и помощь при подготовке работы к печати приношу благодарность.

## ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ПО РАЙОНУ

Сведения о геологическом строении нашего района крайне скудны. Несколько указаний мы находим в работе проф. И. В. Мушкетова (2), посвященной, впрочем, главным образом северному склону Кавказского Хребта и носящей крайне схематичный и беглый характер для южного.

Значительно больший материал собран в работе горного инженера Л. К. Конюшевского (3). Последняя представляет весьма обстоятельный труд, являющийся до настоящего времени наиболее полным для Абхазии. К сожалению эта работа затрагивает лишь небольшую часть района наших исследований.

Наконец, несколько замечаний о геологическом строении района находим в краткой заметке Пятницкого, посетившего в 1904 году Клухорский перевал.

За последние годы геолого-петрографические исследования почти в пределах нашего же района велись Петрографическим Институтом Академии Наук. К сожалению в печати пока имеется лишь краткая заметка проф. Д. С. Белянкина (4), носящая предварительный характер.

## ОБЩАЯ МОРФОЛОГИЯ

Район наших исследований представляет часть высокогорной Абхазии, расположенную в бассейне правых притоков реки Кодора.

С севера эта область ограничивается скалистыми вершинами и пиками, венчающими здесь повсеместно Главный Кавказский хребет. К югу от последнего располагается продольная депрессия долины реки Кодора, которая в свою очередь ограничена с юга горным хребтом близким к широтному направлению.

Последний является водоразделом с одной стороны левых притоков р. Кодора, а с другой рек Гализги, Мокви и др. Хребет этот в сущности является непосредственным продолжением Панавского хребта. В пределах нашего района местными жителями он именуется Барамбским, а еще восточнее Агарвским хребтом, по имени горы и горных пастбищ Агарва.

Река Кодор является основной водной артерией района. В низовьях она образует широкую долину близкую к меридианальному направлению. Лишь выше по течению, приблизительно на широте горы Адагуа, Кодор распиливает Панавский хребет, врезаюсь в толщу меловых известняков, причем долина сразу же приобретает вид узкого непроходимого ущелья. Только по выходе из этой известняковой толщи, выше Багадских скал, переменяв направление течения почти на широтное, долина реки вновь расширяется, появляются поселения, хутора и т. д. Это широтное направление и характер долины Кодор сохраняет почти вплоть до истоков, где, врезаюсь в кристаллические породы, река вновь приближается к меридиональному течению. Выше слияния с рекой Гвандрой, Кодор именуется Секеном.

Основные отделы реки лишь в общих чертах совпадают с указанными участками. Так, среднее течение сдвинуто вниз по нижнему меридианальному колену. Из наиболее крупных правых притоков укажем реку Чхалту, берущую начало на склонах Маруха, затем реки Клыч и Гвандру. Из левых притоков наиболее многоводной является река Барамба, впадающая в Кодор, несколько ниже сел. Ажары.

Отмеченные выше три морфологические зоны: 1) южный склон Главного хребта, 2) широтная депрессия долины р. Кодора, 3) Панавско-Барамбский хребет, являются основными геоморфологическими элементами района.

Такое зональное расположение морфологических единиц и наличие крупных продольных долин, как известно, является весьма характерной чертой южного склона Кавказского хребта. Достаточно вспомнить продольную долину реки Бзыби в Абхазии, Ингура и Цхенис-цхали в Сванетии и Лечхуме и, наконец, Риона в Раче.

В большинстве случаев, повидимому, приходится говорить о тесной зависимости в расположении продольных долин от линий крупных разломов. Такой характер имеет например, продольная

часть долины реки Бзыби, частично Кодора и Риона. С другой стороны устанавливается зависимость в расположении этих долин от крупной зоны депрессий, протягивающейся вдоль южного склона. Существуют данные, позволяющие думать, что эта зависимость намечалась уже в верхне-третичное время.

В этом отношении чрезвычайно интересными являются взгляды проф. А. И. Джанелидзе (5), показавшего зависимость в образовании продольной части долины р. Риона от положения Рачинско-Лечхумской синклинали. Формирование верхней, продольной части долины Риона указанный автор связывает с отступанием верхне-третичного моря. Лишь значительно позднее, ретроградной эрозией с юга, произошло пропиливание Хвамли-Ташавской горной гряды и спуск вод по современному руслу Риона. Таким образом, современный Рион по проф. А. И. Джанелидзе состоит из двух совершенно различных по возрасту частей.

К сожалению в настоящий момент я не располагаю достаточным фактическим материалом, чтобы сколько нибудь подробнее подойти к вопросу об истории развития реки Кодора. Следы более мелких явлений перехватов вод продольных долин меридиональными реками, мы встречаем и по ущелью реки Бзыби, на пр. у перевала Амтхела.

Все правые притоки Кодора, из которых как было уже указано, наиболее крупными являются Чхалта и Гвандра-Клыч, берут начало в водораздельной части Главного хребта, представляющей повсеместно чрезвычайно скалистую, малодоступную область, в пределах которой расположены многочисленные мелкие ледники и снежники. Высота отдельных вершин достигает до 3500—4000 м, как напр.: Домбай-Ульген, Белалакая, Хутия, Гвандра и др. В геологическом отношении эта область слагается древними кристаллическими породами. В этой части Главного хребта реки образуют глубокие ущелья с отвесными склонами, причем относительная ровность высот достигает до одного—полутора км. (См. рис. 1).

Несколько своеобразной является широкая долина истоков реки Секена, дно которой заполнено мощной толщей аллювиальных осадков, среди которых лениво меандрирует река. Сходную морфологию мы находим и в истоках реки Клыча, частично Гвандры и др. Это явление на столь большой высоте объясняется образованием „местных базисов эрозии“ в результате подпружи-

вания реки громадными обвалами и осыпями (см. рис. 2). Форма долины в истоках частично обуславливается также деятельностью ледников.

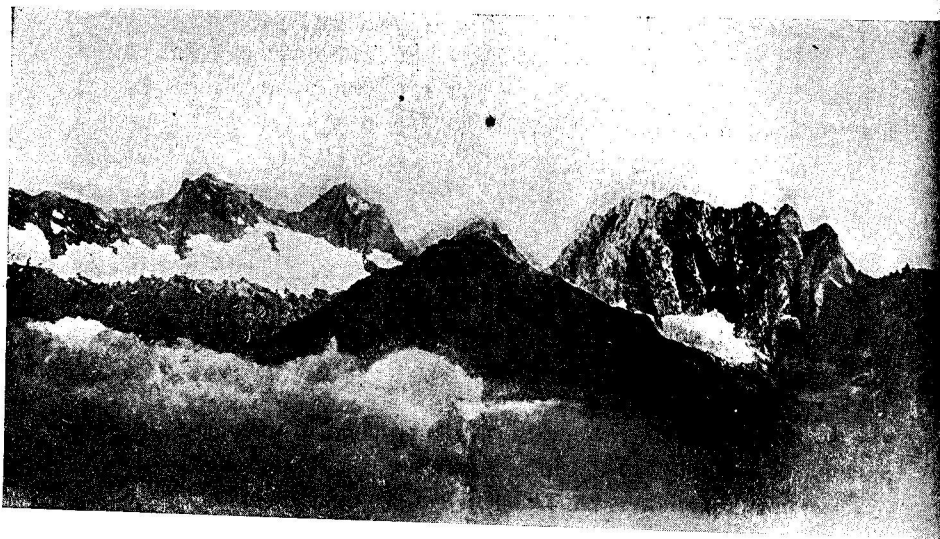


Рис. 1. Вид на Главный Хребет. Справа Домбай-Ульген (Фото Табагари В. И.).

В своем течении с севера на юг правые притоки, выходя из области истоков, в среднем течении пересекают толщу моноклиально падающих к северу аспидных сланцев. В этой полосе рельеф не столь скалистый, склоны менее круты и покрыты густым растительным покровом. Обнажения встречаются лишь по ущельям рек.

Далее к югу мы попадем в область развития средне-юрских туфогенных пород. Последняя характеризуется гористым рельефом, глубоко расчлененным рекой Кодором и его притоками Чхалтой, Барамбой, Зимой и др.

Древние оледенения оставили многочисленные следы в виде мелких частично высохших озер, сглаженных скал, террасированных склонов, трогов и моренных накоплений. Наиболее ярко выраженные следы древних оледенений можно наблюдать на склонах горы Хутии, близ сел. Ажары, по хребту Жургии, по Секену, по Хецкваре и в др. местах.



Рис. 2. Истоки реки Кодора. (Фото Табагари).

Чтобы закончить наш морфологический обзор отметим наличие ряда террас, из которых верхняя расположена на высоте около 80—100 м над современным уровнем Кодора. Соответствующие террасы фиксируются и по его притокам Птышу, Хецкваре и др., причем на террасах часто можно наблюдать моренные накопления—следы некогда спускавшихся по ущельям рек ледяных языков.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

В строении района принимают участие весьма разнообразные осадочные и изверженные породы. Здесь мы встречаем почти все известные для соседних районов Закавказья комплексы пород, причем в их распространении можно наметить некоторую зональность. Как уже было указано выше, водораздельная область слагается древними метаморфическими и кристаллическими породами. С юга эта полоса окаймляется зоной аспидных слан-

цев, возраст которых, согласно большинства геологов, определяется как лейяссовый. Далее к югу мы имеем в восходящем стратиграфическом разрезе толщу туфогенных пород средней юры, хорошо знакомую всем кавказским геологам. По ущелью реки Зимы удалось констатировать и верхне юрские отложения, на которых несогласно залегает нижний мел. Последний сменяется кверху средним, а затем и верхним мелом. Карбонатная толща мела венчается пачкой голубовато-серых мергелей, с рыбьими чешуями. Эти мергеля относятся уже к верхнему эоцену. Разрез мела фиксируется и по реке Кодору.

Ниже приводится более подробное описание отдельных свит.

**Кристаллическая формация.** Внимание кавказских геологов давно привлекают те древние метаморфические породы, которые складывают на значительном протяжении водораздельную область Главного Кавказского хребта и, обнажаются на Сев. Кавказе и в тех наиболее приподнятых частях Закавказья, где эрозия сняла оболочку прикрывающих их осадочных пород. По мнению кавказских геологов эти метаморфические породы представляют тот древний субстрат, на который трансгрессировало нижне-юрское море и положение которого определило дальнейший ход тектонических процессов.

Наиболее подробно метаморфическая толща была изучена на Северном Кавказе, где впервые проф. А. П. Герасимовым (6; 7; 8) была предложена схема возрастной классификации слагающих ее пород. Как известно, вкратце эта схема сводится к следующему.

Среди метаморфических пород различаются две толщи. Нижняя представлена в основном гнейсами, амфиболитами, рогово-обманковыми, биотитовыми и прочими кристаллическими сланцами. Все эти породы носят следы глубокого регионального метаморфизма. Возраст этой толщи проф. А. П. Герасимов, а за ним и остальные исследователи Сев. Кавказа определяют, как докембрийский.

Верхняя толща в отличие от нижней слагается значительно менее метаморфизованными породами, причем первоначальная их природа обычно еще может быть распознана под микроскопом. Здесь указывают филлиты, кварциты, а также различные хлоритовые, актинолитовые, эпидотовые и проч. сланцы и т. д.

Проф. А. П. Герасимов отмечает также для этой толщи весьма характерный горизонт немраморизованных известняков, обычно серого цвета. Возраст этой верхней филлитово-кварцевой толщи принимается как ниже палеозойский.

В. Н. Робинсон (9), разграничивая обе толщи, предлагает нижнюю называть „кристаллической“ в отличие от верхней, которую он называет „метаморфической“. Были также сделаны попытки более дробного расчленения нижней толщи на два горизонта с выделением пачки верхнего докембрия, сложенной преимущественно амфиболитами.

Среди изверженных пород входящих в состав кристаллической формации также различают несколько групп.

Наиболее древний возраст приписывается так называемым „серым микроклиновым гранитам“ или, как их еще называют, „центральным гранитам“. Возраст этих пород устанавливается на основании их взаимоотношении с одной стороны с кристаллическими сланцами и гнейсами нижней толщи, которую они прорывают, а с другой стороны из их взаимоотношений с верхней филлитово-кварцевой толщей, в которую по данным проф. А. П. Герасимова и др. исследователей они не переходят. Исходя из этих данных проф. Герасимов считает возраст этих интрузий за докембрийский. Эти же взаимоотношения гранитов с обоими свитами служат косвенным подтверждением правильности вывода о резком возрастном различии обеих толщ.

Древним „докембрийским“ гранитам противопоставляют так называемые „красные граниты“ или еще „северные граниты“, отличающиеся от первых в минералогическом отношении содержанием, наряду с микроклином, ортоклаза. Возраст этих гранитов предположительно считают ниже-палеозойским.

Наконец, весьма интересным комплексом входящим в состав кристаллической толщи являются серпентиниты и габбро. Выходы серпентинитов известны, как среди пород древней кристаллической толщи, так и среди ниже-палеозойской толщи. По той же схеме проф. Герасимова серпентинитам приписывается верхне-палеозойский возраст, предположительно герцинский.

В Дзирульском кристаллическом массиве по данным проф. Г. М. Смирнова (10), И. Г. Кузнецова (11), П. Д. Гамридзе (12), а также петрографов Груз. Отделения Инсти-

туда Минерального Сырья Т. Г. Казахашвили, Н. Ф. Татришвили (13) и др. мы имеем также две метаморфические толщи. Нижняя сложена различными слюдястыми кварцитами, амфиболитами и т. д., верхняя—филлитами, кварцитами и частично известняками. В Юго-Осетии, в районе сел. Цнелиси, Г. Н. Барсановым (14), а затем и И. Г. Кузнецовым, среди известняков подчиненных филлитовой толще были найдены археоциатиды, которые были определены А. Г. Вологдиным, как *Coscinocyathus caucasicus* sp. n. На основании этой находки оказалось возможным отнести известняки и вмещающие их филлиты к верхам нижнего кембрия.

Известняково-филлитовая толща Юго-Осетии и др. районов Дзирульского массива прорывается многочисленными интрузиями, так называемых „розовых Дзирульских гранитов“, возраст которых по мнению исследователей Дзирульского массива ниже-палеозойский. „Розовым“, заведомо палеозойским гранитам проф. Г. М. Смирнов и И. Г. Кузнецов противопоставляют кварцевые диориты или, как их часто называют, „серые граниты“, которым они приписывают по аналогии с Сев. Кавказом докембрийский возраст. Интрузии серпентинитов и габбро, встречаемые в Юго-Осетии, по данным проф. Г. М. Смирнова являются более молодыми.

Таким образом, возникает та же возрастная схема, что и для Сев. Кавказа. Общность геологического строения позволяет некоторым авторам говорить о возрастном единстве кристаллических толщ обоих районов.

На первых порах среди кристаллической формации я также различал две группы пород:

1. Свиту амфиболитов, гранулитов, биотитовых гнейсов, гранатовых, роговообманковых, слюдяных и проч. сланцев.

2. Свиту менее метаморфизованных пород — филлитов, кварцитов, хлоритовых, слюдяных и др. сланцев.

По реке Гвандре среди метаморфических пород мною были встречены также известняки. Последние представлены весьма характерными серыми, немраморизованными известняками, весьма напоминающими с одной стороны Юго-Осетинские, в которых были найдены археоциатиды, а с другой известняки, которые отме-

чены проф. Герасимовым в ниже-палеозойской толще Сев. Кавказа.

Кроме этих известняков по реке Хецкваре и Птышу были встречены в валунах грубозернистые мрамора. К сожалению известняки здесь отсутствуют, так что непосредственно наблюдать их взаимоотношения с мраморами не удалось. Наиболее вероятным является, что, если мрамора и несинхроничны с известняками, то во всяком случае относятся к одной и той же верхней толще. Из этой же толщи видимо происходят несколько подобранных нами валунов метаморфизованного конгломерата.

Однако наиболее распространенными породами верхней толщи являются кварциты и филлиты. Последние встречены почти по всем правым притокам р. Кодора, причем они как бы ограничивают с юга граниты Главного Хребта. Кварциты с подчиненными пачками филлитов встречены и по старому тракту Военно-Сухумской дороги, идущему по ущелью р. Клыча. Среди кварцитов и филлитов можно наблюдать небольшой выход габбро-диоритов, а несколько севернее филлитово-кварцитовая толща прорывается лерцолитами и серпентинами, причем на контакте последних с филлитами наблюдается некоторое оталькование. Не доходя с км до разветвления рек Нахары и Клухора, в гальках ручья, спускающегося с правой стороны, встречены своеобразные гросуляро-диопсидовые скарны, представляющие, видимо, результат контактного метаморфизма известняков, встреченных на том же протирании по реке Гвандре. Наконец, с севера филлитово-кварцитовая толща граничит с гранитами Клухорского перевала, представленными типичными „серыми микроклиновыми гранитами“.

Взаимоотношение гранитов с филлитами не отличается достаточной ясностью. Однако по мере приближения к гранитам в филлитах заметна перекристаллизация с появлением типичной роговиковой структуры. Роговиками сложен живописный Нахарский водопад. В то же время в контактовых зонах гранит обогащается биотитом и делается более темным.

За недостатком времени ознакомиться ближе с характером контакта не удалось. Указанные явления можно было бы объяснить более молодым возрастом гранитов по отношению к филлитово-кварцитовой толще, причем некоторые особенности контакта, как раздробленность пород, отсутствие дайк и апофизов, можно



было бы поставить в связь с последующей разрывной тектоникой.

Существуют и другие данные, говорящие за более молодой по отношению к кварцито-филлитовой толще возраст „центральных гранитов“. Это их взаимоотношения с габбро и с серпентинитами и амфиболитами. По рекам Хецкваре и Гвандре видно, что габбро и амфиболиты, с которыми связаны серпентиниты, секутся жилами пегматитов и гранитов, причем легко устанавливается связь этих пегматитовых и гранитных жил с более крупными выходами „центральных микроклиновых гранитов“. Если вспомнить, что габбро, амфиболиты и серпентиниты в нашем районе секут в свою очередь филлито-кварцитовую толщу и что такие же взаимоотношения устанавливаются для Сев. Кавказа и Закавказья, то мы должны будем принять палеозойский возраст и для „серых гранитов“.

Проф. Н. И. Безбородько (15) описавший впервые серпентиниты по ущельям Лабы и Белой, пришел к выводу о более молодом, по отношению к серпентинитам, возрасте развитых там гранитов. Однако, на вопросе о возрасте гранитов он не останавливается. В дальнейшем В. Н. Робинсоном (9) граниты, видимо, были вовсе пропущены. Лишь в последнее время контактовые воздействия гранитов на серпентиниты были подробно описаны Сердюченко (16), который с очевидностью показал более молодой возраст гранитов. Возникает вопрос, о каких гранитах идет речь. Сердюченко отмечает, что они входят в состав докембрийской толщи и считает возможным синхронизировать их с центральными гранитами. Судя по приводимым геологическим данным и микроскопическим описаниям гранитов, которые мы находим в работах Безбородько, Сердюченко и Игнатьева (17), наиболее вероятным было бы подобно тому, как это делает Сердюченко, сближать их с „центральными гранитами“. В небольшой статье С. П. Соловьев (18) на основании своих исследований в Осетии и в др. районах Главного Хребта также высказывается за палеозойский возраст „центральных гранитов“.

Интересно, что проф. Д. С. Белянкин (19) счел возможным сопоставлять „розовые Дзирульские граниты“, палеозойский возраст которых устанавливается вполне точно, ни с чем иным,

как именно с „центральными гранитами“. Синхронизация „Дзирульского розового гранита“ с „центральным гранитом“ мне кажется вполне убедительной.

Как известно, первая галька центральных гранитов встречается в низах среднего карбона. Все эти данные позволяют связывать внедрение „центральных гранитов“ скорее всего не с докембрийскими фазами, а с одной из ниже-палеозойских фаз складчатости.

Допуская более молодой возраст гранитов по отношению к серпентинитам, тем самым вносится новая неясность в вопрос возраста последних. До последнего времени серпентиниты считались наиболее молодыми членами кристаллического комплекса и их внедрение приурочивали к фазам герцинской складчатости. Серпентиниты, как известно, секут ниже-палеозойские отложения. С другой стороны они, в свою очередь, секутся дайками гранитов и пегматитов, которые в нашем районе нужно связывать с „центральными гранитами“. Этими данными возраст серпентинитов и связанных с ними габбро амфиболитов определяется как ниже-палеозойский.

В этом отношении чрезвычайно интересно следующее мнение проф. Герасимова высказанное им в одной из его последних работ (20): „До настоящего времени я полагал, что змеевики относятся к временам более древним, чем средний отдел карбона, но недавно мне пришлось встретить в известняках, точный возраст которых мы не знаем, зерна пикотита, а в связанных с ними конгломератах—гальки змеевика. Возможно, что известняки ниже-карбоновые, и тогда змеевики должны быть еще древнее и интрузия их падает или на период самых ранних фаз ирисийских движений, или даже на каледонскую эру. Если жилы аплитов и других кислых пород, которые секут змеевиковый миссив на Большой Лабе у г. Баден, связаны с красными гранитами совера, то мы должны будем сделать вывод о большей древности змеевиков по сравнению с возрастом красных гранитов“ (стр. 10, 20).

Конечно, можно было бы думать, что мы имеем не одну фалу серпентинитов и габбро, — в частности на Северном Кавказе имеются две полосы серпентинитов,—однако сходство между серпентинитами обеих полос столь большое, что и сам проф.

Герасимов отмечает: „Эти две змеевиковые полосы находятся в различных условиях—южная повидимому подверглась воздействию молодых гранитов и отличается более разнообразной металлоносностью, на северную граниты видимо не влияли,—но все же змеевики обеих полос одного и того же возраста, но ввергнуты они в различно построенные области“ (20, стр. 10).

В истоках Кодора, во всяком случае мы имеем одну основную интрузию, дифференциация которой, привела к образованию целой серии пород от дунитов и перидотитов до габбро. Все эти породы претерпели значительные изменения, причем габбро в значительной степени превращены в амфиболиты. Кроме этих древних габбро существуют еще более молодые, большей частью жильные габбро, с тенденцией к диабазам, однако их значение в строении кристаллической толщи совершенно ничтожно. По данным Г. М. Смирнова и Н. А. Канделаки (21) габбро, с которыми связаны серпентиниты окр. Чорчаны в Дзирульском массиве, также секутся дайками аплитов и пегматитов, не отличимых от тех, которые связаны с Дзирульскими „розовыми гранитами“. Проф. Г. М. Смирнов, исходя из предположения о более молодом возрасте серпентинитов по отношению к нижне-палеозойским „розовым Дзирульским гранитам“, вынужден для этих аплитов и пегматитов признать более молодой возраст предположительно верхне-палеозойский. Может быть было бы проще увязать эти аплиты и пегматиты с „розовыми гранитами“.

В том же Дзирульском массиве по Шрошинскому шоссе можно наблюдать многочисленные дайки розовых пегматитов и аплитов, секущих габбро и пироксениты, причем устанавливается связь этих дайк с более крупными интрузиями развитых там же „розовых нижне-палеозойских гранитов“.

Сопоставляя все эти данные, а также данные геологического исследования в пределах нашего района, где связь секущих серпентиниты пегматитов и аплитов с „центральными гранитами“ легко устанавливается, можно прийти к выводу о более древнем по отношению к „центральной гранитам“ возрасте серпентинитов и приняв для первых нижне-палеозойский возраст, мы должны и для серпентинитов принять тот же возраст, относя однако их образование к более ранним фазам нижне-палеозойской складчатости.

Некоторые авторы противопоставляют в возрастном отношении серпентиниты и перидотиты, как породы интрузивные, амфиболитам, причем последние рассматриваются, как составная часть метаморфической толщи, но отделяя их от слюдяных сланцев и прочих осадочных пород, слагающих толщу.

Описывая нижнюю метаморфическую толщу бассейна Лабы и Волы, В. Н. Робинсон (9) отмечает, что наиболее развитыми породами здесь являются различные гнейсы, из которых наибольшее распространение имеют слюдяные гнейсы, в верхних горизонтах часто переходящие в гнейсово-сланцевые сланцы и кварцевые гнейсы. Несколько менее распространенными являются амфиболиты и роговообманковые сланцы, причем „амфиболиты, роговообманковые и слюдяные сланцы, обычно образуют в гнейсовой толще отдельные свиты и прослои, связанные с ними постепенными и взаимными переходами“ (9, стр. 8). По данным того же автора амфиболиты и роговообманковые сланцы характерны для более глубоких горизонтов толщи.

Г. П. Агалин, изучавший под микроскопом сборы Робинсона отмечает: „...Другая группа гнейсов связана с присутствием роговой обманки, при увеличении количества которой, и с уменьшением количества кварца мы наблюдаем переходы от эпидото-сланцево-роговообманковых гнейсов к амфиболитам и роговообманковым сланцам. В некоторых случаях, особенно в нижних горизонтах, роговообманковые сланцы с увеличением количества граната образуют линзы, амфибол-гранатовых пород. В меньшем количестве гранат встречается в остальной части толщи кристаллических сланцев“ (9, стр. 8).

Описывая породы верхней толщи, тот же автор отмечает, „в связи с меньшей метаморфизацией находится и различие минералогического состава и структуры по сравнению с подлежащей кристаллическо-сланцевой толщей. Здесь почти совсем отсутствуют гранаты, биотит, мусковит, а главное значение приобретает эпидот, энфит, серицит, актинолит, тремолит, цоизит“ (9, стр. 10). Таким образом, минералого-петрографическое различие обеих толщ, автор объясняет зональностью метаморфизма с глубиной, в толщованиях Грубермана-Ниггли.

Как показывают изучение естественных обнажений и большое количество просмотренных микроскопических препаратов,

главная масса амфиболитов изверженного происхождения и связана с фазой габбро-серпентинитов. Изверженное происхождение следует принять и для гранулитов, а также для большинства гранито-гнейсов и гнейсов, причем последние увязываются с „серыми гранитами“.

При внедрении все эти породы в большей или в меньшей степени влияли, как на осадочный субстрат, так и друг на друга; так, например, биотитовые гнейсы с микроклином, обнажающиеся на склонах горы Хутии представляют продукт мигматизации филлитов гранитной магмой. Контактного происхождения являются также гранато-биотитовые сланцы и ставролит-гранато-андалузитовые кварциты и сланцы истоков реки Хецквары. Последние на выходах чередуются с полевошпатовыми амфиболитами, которые также содержат гранаты, ставролит, андалузит. Эти амфиболиты были интродуцированы в сланцы и в дальнейшем вместе с ними претерпели изменения.

Таким образом видим, что кристаллическая толща не столь уж гомогенна и складывается из различных, как по возрасту, так и по происхождению пород и что, если и существуют взаимные и постепенные переходы между отдельными ее компонентами и в частности между амфиболитами и слюдяными сланцами, то это скорее обуславливается последующим метаморфизмом. Таким образом, если и нельзя возражать против введения амфиболитов и гранито-гнейсов в состав кристаллической толщи, то нужно помнить, что в ней они тела чуждые, связанные с ней лишь территориально.

Разнообразие состава метаморфических пород, мне кажется, обуславливается не столько зональностью метаморфизма на глубину сколько разнообразием первоначального состава и теми локальными процессами метаморфизма, которые вызывались внедрением отдельных интрузий. Региональный метаморфизм накладывает лишь общий отпечаток на породы.

Проф. Герасимов указывает на малую измененность кристаллических сланцев под влиянием „серых гранитов“, из чего делает заключение, что они еще до их внедрения претерпели значительные изменения и таким образом приобрели устойчивый состав в условиях высокой температуры и давления“. Но возникает вопрос, не могут ли эти кристаллические сланцы, так часто полагающиеся в виде отдельных останцев среди гранитов, пред-

ставлять как раз результат перекристаллизации филлитов под влиянием последних? Подтверждением такой точки зрения служит быть может, наличие постепенных переходов от филлитов к кристаллическим сланцам, причем измененность пород увеличивается с приближением к отдельным интрузиям.

В нашем районе, вряд ли можно говорить о налегании, в стратиграфическом смысле, менее метаморфизованных пород на породы более измененные; скорее распространение последних связано с отдельными интрузиями. Может быть не было бы большой ошибкой считать для нашего района все эти породы более или менее одновозрастными, предположительно ниже палеозойскими. Некоторое подтверждение такого взгляда можно было бы видеть и том факте, что типичные осадочные гнейсы и пр. глубоко перекристаллизованные породы, столь характерные для докембрия других стран и занимающие часто обширные площади, у нас имеют подчиненное развитие.

**Аспидные сланцы лейяса.** Аспидные сланцы протягиваются непрерывной полосой по всему нашему району, окаймляя с юга зону кристаллических пород. Как с севера, так и с юга их распространение ограничено крупными разрывами. По северной границе на них надвинуты кристаллические породы. По южному борту аспидные сланцы сами надвинуты и ложатся, на туфогенные породы средней юры.

В литологическом отношении они не представляют большого разнообразия. Это свита однообразных аспидных сланцев с подчиненными прослоями песчаников и дайками диабазов и порфиритов. В бассейне реки Бзыби в основании толщи аспидных сланцев удалось обнаружить конгломераты и брекчии типа базальтовых. Последние состоят главным образом из материала кристаллических пород и фиксируют трансгрессивное залегание нижней юры. В том же бассейне р. Бзыби хорошо виден постепенный переход аспидных сланцев кверху в средне-юрскую туфогенную серию. У перевала Анчха, в верхах толщи аспидных сланцев мною найдены пластинчатожаберные, позволяющие отнести вмещающие их слои к верхам лейяса (об этом см. мой отчет в Геол. Ин-те Грузии за 1936 г.).

Постепенный переход от аспидных сланцев к туфопорфиритам средней юры устанавливается и в бассейне реки Кодора.

Особенно отчетливо взаимоотношение этих 2-х толщ можно наблюдать по хребту Жюргия. В районе сел. Ажары и далее к востоку в сторону сел. Гвинцвиш в верхних горизонтах толщи аспидных сланцев встречены линзы известняков. Эти известняки располагаются чаще всего на границе с туфопорфиритовой серией, или по близости от нее.

Двигаясь с юга на север от слоев более молодых, переходных к средней юре, мы попадаем в более древние слои представленные базальными конгломератами. Учитывая моноклинальное падение сланцев к северу, можно думать, что вся пачка аспидных сланцев опрокинута на юг.

Кроме этой непрерывной полосы выходов, небольшой выход аспидных сланцев встречен среди гранитов у самого Клухорского перевала в виде тектонической линзы. Появление здесь сланцев обусловлено крупным разрывом. На основании данных полученных при исследованиях в соседних районах, возраст аспидных сланцев мною принимается как лейяссовый.

**Известняковая свита.** Как уже было указано, местами в верхах толщи аспидных сланцев встречаются известняки в виде линз, размер которых сильно варьирует в пределах от нескольких метров до 1 км и больше.

Обилие известняков придает верхам толщи аспидных сланцев существенно карбонатный характер, значительно отличая ее таким образом по составу от ниже лежащих однообразных аспидных сланцев. Указанное литологическое различие и горизонтальная распространенность позволяют выделить эту карбонатную пачку в отдельный горизонт. Впервые известняковая свита была встречена мною по ущелью р. Гвинцвиша, несколько выше селения того же названия. Известняки обнажаются по обоим берегам ущелья, вскоре после последних выходов порфиристов. Известняки падают круто на NO. Преобладающее развитие здесь имеют серые до темных несколько мраморизованные известняки. Встречаются также и светлые, почти до белых разности, а также и глинистые, мергелистые известняки, обычно темные.

На левом берегу ущелья, среди известняков, встречен прослой конгломерата, с обильными гальками кварца, кристаллических пород и сланцев, неотличимых от аспидных. Темный цвет известняков также должен быть поставлен в связь с размывом глини-

стого материала — аспидных сланцев. Вся пачка известняков достигает до 30—35 м. мощности, причем известняки сильно раздроблены. Многочисленные трещины залечены кальцитом, жилки которого придают известнякам своеобразный полосчатый вид. Под микроскопом они оказываются вполне кристаллическими.

Выходы известняков прослеживаются и к западу в сторону реки Хецивары. На склонах, обращенных к сел. Ажары, в одном из обнажений удалось более точно наблюдать элементы залегания и мощность одной из линз. Известняки падают на NO 15° под углом 70—75°, причем мощность здесь достигает до 60 м. Двигаясь по простиранию легко заметить, что известняки не непрерывны в своем залегании, а обнажаются в виде небольших линз, включенных в аспидные сланцы.

Эти же известняки были встречены по р. Гвандре, несколько выше ее слияния с Кодором. Из ущелья Гвандры известняки переходят в соседнее к востоку ущелье притока р. Кодора. Причем и здесь они залегают линзообразно среди аспидных сланцев. На этом участке падение много положе, а в литологическом отношении они представлены желтоватыми, песчанистыми известняками.

Мною не найдены какие либо ископаемые позволившие бы непосредственно определить возраст известняковой пачки. Стратиграфическое положение пачки, — в верху толщи аспидных сланцев, на границе с туфопорфиритами, позволяет может быть отнести ее к верхам лейяса. Можно отметить, что такие же известняки, занимающие то же стратиграфическое положение, встречены мною и в верховьях реки Восточ. Гумысть, где они приурочены к фаунистически охарактеризованному верхнему лейясу. Однако несколько восточнее они встречаются, как видно, в более глубоких горизонтах лейяса.

**Порфиристовая свита средней юры.** Порфиристовая свита представлена тем же комплексом пород, что и повсеместно в Западн. Грузии. Это различные туфопесчаники, туфобрекчии, туфосланцы с подчиненными покровными излияниями и дайками порфиристов и мелафиров. В нижних горизонтах преобладающее развитие имеют неслоистые массивные туфобрекчии, в верхних горизонтах туфопесчаники и туфосланцы, часто зеленого цвета. Так, в районе сел. Ажары и по Чхалте нижние горизонты свиты представлены неслоистыми авгитовыми туфобрекчиями. По хребту

Жюргия в нижних горизонтах развиты также массивные туфобрекчии, но плагиоклазовые, с подчиненными покровными излияниями лабрадоровых порфиритов.

По ущелью реки Зимы, на туфогенную толщу налегают слюди-сто-кварцевые песчаники относимые мною предположительно к бату.

Исходя из стратиграфического разреза и тождества литологического состава с порфиритовой свитой Зап. Грузии возраст туфогенной серии можно считать байосским.

**Свита кварцево-слюдистых песчаников р. Зимы.** Эти породы были встречены только по ущелью реки Зимы. Залегая на средне-юрских туфогенах, они в свою очередь покрываются темными глинистыми сланцами, относимыми уже к верхней юре.

В литологическом отношении свита представлена желтоватыми или серыми кварцево-слюдистыми песчаниками с обильными эллиптическими и шарообразными конкрециями. Свита содержит обильные растительные остатки, стволы деревьев и небольшие пропластки смолистого угля.

Мощность всей толщи около 100—150 м. По стратиграфическому положению и сходности с разрезом Зап. Грузии можно думать, что эта свита относится к бату.

**Глинистые сланцы келловей-оксфорда.** По тому же ущелью р. Зимы на кварцево-слюдистые песчаники налегает видимо с небольшим несогласием свита темных глинистых сланцев. Во всем разрезе она весьма однообразна и представлена черными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаника. Мощность толщи около 200 м.

Из этой толщи была собрана фауна аммонитов, которая частично была обработана инж.-геологом И. Р. Кахадзе. По предварительному определению им указываются следующие формы:

*Phylloceras sabotusum* Kud. (в Западной Грузии—келловей-оксфорд).

*Phylloceras* sp. ind. ex gr. *Viator* d'Orb.

*Quenstedticeras* sp. ind. ex gr. *Henrici* R. Douv. (келловей-оксфорд).

*Phylloceras* sp.

*Oppelia* sp.

Кроме аммонитов были встречены также отдельные *Pelecypoda* и обильные *Montlivoltia*.

По этим данным, а также учитывая мощность толщи, нужно думать, что толща включает по крайней мере келловей и оксфорд. С юга распространение свиты ограничивается выходами трансгрессивно на ней залегающих ниже-меловых известняков.

**Меловая формация.** Осадки меловой формации имеют две обособленные области развития—южную и северную. Южная область—это выходы меловых известняков у сел. Амтхелы и Багдских скал.

В этой области нижний мел залегает трансгрессивно и начинается кварцевыми песчаниками, сменяющимися кверху песчанистыми известняками и еще выше массивными известняками ургонской фации, переполненными *Requienia ammonia* Goldf.

В восходящем разрезе последние сменяются мергелями апта, глинами альба и песчанистыми известняками, часто с примесью глауконита, относимыми предположительно к сеноману. Выше развиты верхне-меловые известняки, сперва розовые с обильными конкрециями красного кремня, относимые условно к турону, а затем и светлые известняки с преобладающими серыми кремневыми конкрециями.

Эти выходы меловой системы находятся за пределами нашего района и были осмотрены лишь мимоходом. Большой интерес для нас представляет разрез мела Северной зоны обнажающийся по Кодору и по речке Зиме около сел. Чхалты.

По р. Зиме на глинистые сланцы верхней юры несогласно и со следами глубокого размыва налегают кварцевые песчаники и базальные конгломераты низов мела, сменяемые кверху песчанистыми известняками, а еще выше несколько мраморизованными известняками, содержащими иногда конкреции серого кремня. К западу нижний мел ложится уже на размытую поверхность средней юры, а на хребте Киркипал залегает на размытой поверхности Гораб Киркипалской гранитной неогинтрузии.

В этой северной зоне мы уже не находим ни ургонской фации, ни столь характерных для нее *Requienia*.

В плазах мела лишь в некоторых случаях отмечены рифовые известняки. В большинстве же, за исключением белемнитов, и до в плохой сохранности, почти никакой фауны не встречается. Впрочем, в этой толще мною встречены несколько неопределенных аммонитов.

На нижне-меловые известняки повсеместно налегают мергеля апта, переполненные фауной. Главным образом это аммониты, из которых по определению доцента И. М. Рухадзе укажем:

*Ancyloceras aff. Waageni* Anth. sp.

*Acanthohoplites aschiltaensis* Anth. sp.

*Douvilleiceras Cornuelli* d'Orb. sp.

*Colchidites* sp. ind.

*Hibolites longus* Schw.

*Hibolites semicanaliculatus* Bl.

Затем обильные *Terebratula sella* Sow., *Rhynchonella* и др.

Мощность апта 4—5 м.

Аптские мергеля постепенно сменяются глинами альба. Альб представлен в ауцелиновой фации, причем некоторые горизонты буквально переполнены *Aucellina caucasica* Abich и *Aucellina gryphaeoides* Sow. Кроме ауцелин встречены: *Hibolites minimu* List, *Puzosia* sp. и др.

По р. Зиме глины альба постепенно сменяются глауконитовыми песчаниками с обильными *Inoceramus*; кроме иноцерамов встречены также *Puzosia* sp., *Belemnites* sp. Однако эта фауна находится в плохой сохранности и определить ее ближе не оказалось возможным. Возможно, что глауконитовые песчаники относятся к враконскому ярусу. Возможно также, они соответствуют сеноману.

На глауконитовые песчаники налегают розовые известняки с конкрециями красного кремня, относимые уже к турону. Выше в разрезе идут светлые известняки с серыми кремневыми конкрециями с *Belemnitella* sp. и с иноцерамами.

На хребте Киркипал и по Кодору верхний мел приведен в тектонический контакт с средне-юрскими порфиритами (см. карту).

**Третичные отложения.** По р. Зиме, приблизительно в 4 км от ее устья встречен небольшой выход голубовато-серых мергелей с рыбьими чешуями, которые по свидетельству доцента И. В. Качарава характерны для верхнего эоцена и встречаются обычно совместно с чешуями *Lygolepis*.

**Четвертичные отложения.** Четвертичные отложения представлены в высокогорной области моренными нагромождениями, конусами выноса, осыпями. В более низких областях это отложения террас, делювий и т. д.

**Изверженные породы юрского и после-юрского возраста.** Выше отмечены те древние изверженные породы, которые входят в состав кристаллической толщи, как слагающие ее элементы. Здесь в нескольких словах остановимся на более молодых породах.

**Диабазы.** Диабазы широко распространены как среди пород кристаллической толщи, так и среди аспидных сланцев, залегающая повсеместно то в виде секущих, то в виде пластовых жил, чаще незначительной мощности. Среди пород туфогенной толщи диабазы нами не наблюдались.

Среди диабазов нашего района можно различать несколько типов.

**Пироксеново-лабрадоровые диабазы.** При резко выраженной офитовой структуре в минералогическом отношении они характеризуются сложением из плагиоклаза ряда основного андезина-лабрадора и моноклинного пироксена. Обычны отдельные зерна ильменита, замещаемые лейкоксеном. В некоторых случаях содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе понижается до андезина и олигоклаз-андезина. Пироксен часто замещается роговой обманкой типа уралитовой, плеохроирующей в грязно-зеленых тонах. При полном замещении пироксена роговой обманкой получается второй тип — роговообманковые диабазы.

**Роговообманково-лабрадоровые диабазы.** Эти породы отличаются от первых под микроскопом лишь содержанием роговой обманки вместо пироксена, а в остальном вполне им аналогичны. В некоторых разностях структура приближается к панидиоморфной и породы должны быть названы спессартитами.

Третью группу составляют альбитовые диабазы, они образуются часто из крупных кристаллов плагиоклаза ряда альбита, расположенных часто под углом. Промежутки бывают заполнены хлоритом.

Геологическое взаимоотношение между этими разностями не вполне ясно. Иной раз можно говорить о постепенном переходе. Однако известно, что в других районах наравне с юрскими диабазами имеются и более молодые третичные, причем в зависимости состава диабазов от возраста совершенно не изучен.

В некоторых случаях можно было бы думать, что диабазы

представляют корни порфириновых интрузий и покровов так обильно расположенных в туфогенной свите средней юры. Действительно среди кристаллической толщи порой удается наблюдать сложные жилы, центральная часть которых слагается диабазом, а края афанитовым порфиритом. Однако, это видимо частный случай. Чаще встречаются жилы диабазов и порфиритов в отдельности, независимо друг от друга, причем иногда удается наблюдать, как порфириты секут диабазы.

**Порфириты.** Выходы порфиритов либо в виде дайк, чаще небольшой мощности, либо в виде пластовых жил встречаются, как в кристаллической толще, так и в лейясе и в порфириновой свите. Кроме того они широко развиты среди туфогенной серии в виде покровных излияний.

Среди порфиритов можно различать несколько групп: лабрадорные порфириты, авгитовые порфириты, наконец, роговообманковые порфириты. Последние являются по видимому наиболее молодыми из порфиритов. Среди порфириновой серии встречаются также и мелафиры иногда содержащие оливин.

**Неоинтрузии.** Под этим термином мною понимаются все те полнокристаллические породы, исключая диабазы, которые секут юрские и более молодые отложения.

Наиболее мощный выход неоинтрузии представляет Гораб-Киркипалский массив. Впервые эта неоинтрузия была описана Л. К. Конюшевским, который пришел к выводу о ее более молодом возрасте по сравнению с соприкасающимися с ней меловыми известняками. Проф. Д. С. Белянкин, посетивший эту неоинтрузию, считает ее дотуронской (4).

Породы неоинтрузии детально под микроскопом мною не изучались. На основании просмотренных с десятков шлифов, взятых с различных концов, можно думать, что в основном она представлена роговообманково-биотитовыми гранитами с фациями гранодиоритов, кварцевых диоритов и сиенитов.

В истоках реки Зимы хорошо видны взаимоотношения неоинтрузии с порфириновой толщей. Последняя прорывается многочисленными апофизами и дайками, исходящими от неоинтрузии. У самого контакта появляются мигматизированные породы. Кроме того породы порфириновой свиты на значительном протяжении превращены в роговики, то кварцево-биотитовые, то содер-

жащие диопсид. Некоторые разности до того перекристаллизованы, что представляют настоящие кристаллические сланцы.

Этими взаимоотношениями вполне точно устанавливается более молодой, по сравнению с средней юрой, возраст неоинтрузии.

С другой стороны по хребту Киркипал не менее отчетливо выступают взаимоотношения неоинтрузии с ниже-меловыми известняками. Нижний неокм ложится трансгрессивно на выветрелую и размытую поверхность гранита, подстилаясь слоем до одного—двух метров аркозового песчаника и базального конгломерата. Последний целиком состоит из округлых и остроугольных обломков как самой неоинтрузии, так и слагающих ее отдельных минералов. В частности аркозовые песчаники переполнены анортитом. Аркозы кверху сменяются сперва пачкой песчаных известняков, а затем рифовыми известняками, переходящими кверху в переполненные аптской фауной мергеля. Еще выше залегают глины альба.

В отличие от других участков граниты в этом районе с поверхности раздресвлены, выветрелы и окрашены в красноватые цвета, столь характерные для континентального выветривания. Таким образом, налицо размытая и выветрелая поверхность верхне-юрской суши и трансгрессия ниже-меловых известняков, причем сперва отлагаются мелководные рифовые известняки огибающие берег, а затем более глубоководные мергелистые фации апта.

Приведенные факты вполне точно устанавливают донимеловой возраст неоинтрузии. Прибегая к методу тектонических фаз, можно думать, что наша неоинтрузия отвечает эпохе андийской складчатости. Ниже приводится схематический разрез через Киркипал-Горный массив. См. рис. 3.

Кроме этого центрального крупного выхода в пределах нашего района встречен еще целый ряд мелких выходов преимущественно монцититового состава. К таковым относится ряд небольших выходов по хребту Жюргии, а также небольшая неоинтрузия по Военно-Сухумской дороге, обнажающаяся несколько ниже сел. Чхалты; ее петрографический состав описан Г. М. Заридия. Такой-же характер носит отмечаемая Л. К. Конюшевским небольшая неоинтрузия урочища Дауча.

Верхне-юрского возраста является также крупная Гумистин-

ская неинтрузия, находящаяся значительно западнее нашего района и обнажающаяся по ущельям обоих Гумист. Последняя залегает среди сланцев и песчаников лейяса, на которые несколько

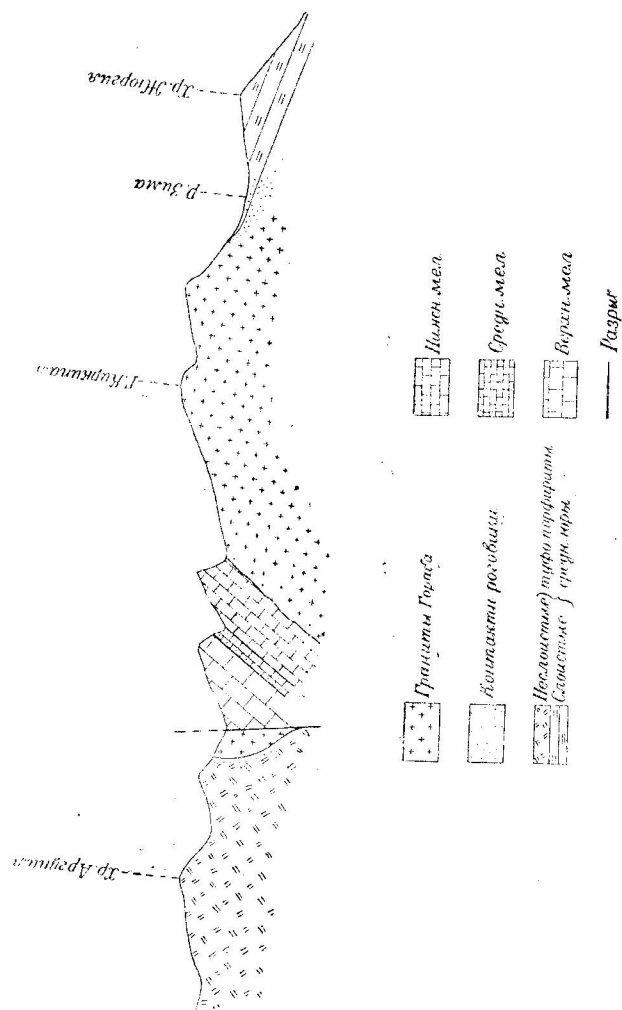


Рис. 3. Схематический геологический разрез через Горно-Киргипалатскую неинтрузию.

южнее ложится трансгрессивно нижний мел. Гальки этой неинтрузии встречены среди базального конгломерата неокома.

**Тектоника.** Тектоническое строение северной части района, т. е. южного склона Главного хребта, несколько отличается от строения более южных областей развития средней юры и мела. Основной чертой тектоники северной зоны является опрокинутое к югу залегание всех формаций и наличие крупных продольных разрывов, с падением плоскостей разрывов к северо-востоку под углом от  $30^\circ$  до  $70^\circ$ . Вдоль этих плоскостей происходило надвигание к югу отдельных толщ в опрокинутом залегании.

Двигаясь с севера на юг можно установить несколько разрывов. Первый разрыв был фиксирован на северном склоне Главного хребта во время кратковременной экскурсии к истокам Теборды, несколько выше впадения в нее р. Аманаус. Среди гранитов наблюдается падающая к югу под углом  $40-45^\circ$  плоскость надвига. Граниты нижнего крыла свежи на вид и массивны. Лишь непосредственно у зоны разлома они слегка рассланцованы и разбиты трещинами, причем можно выделить две системы вертикальных и одну систему горизонтальных трещин, разбивающих граниты на столбики. Трещина разлома заполнена синей глиноподобной массой, представляющей совершенно растертый гранит. Вдоль этой трещины граниты нижнего крыла приведены в контакт с залегающими на них гнейсовидными, легко отличимыми от нижних гранитами. У зоны разлома концентрируются несколько диабазовых дайк.

Второй разрыв установлен на южном склоне, несколько ниже Клухорского перевала. Разрыв фиксируется появлением среди гранитов пачки сильно перемятых аспидных сланцев. По простиранию той же линии несколько восточнее в контакт с гранитами приходят амфиболиты, причем никаких контактных воздействий, кроме сильной раздробленности пород, не наблюдается.

Южнее следует третий, видимо более значительный надвиг, по которому кристаллическая толща надвинута на аспидные сланцы лейяса. Этот надвиг хорошо прослеживается по всему району, а также и в соседних районах Абхазии, Сванетии, Рачи и т. д.

Сланцы лейяса, в свою очередь, по южному борту надвинуты на туфогенную юру.

В южной части нашего района можно различать две основные тектонические зоны.



Первая—это зона синклиальной депрессии пересекаемая Кодором ниже сел. Чхалты, и фиксируемая появлением около впадения реки Зимы в Кодор верхне-юрских и меловых отложений, причем по ущелью Зимы, как уже было отмечено, появляются и нижнетретичные отложения. К югу эта синклиальная зона сменяется крупным поднятием, ядро которого сложено мелко-складчатыми отложениями юры.

Далее, еще южнее, появляется следующая синклиналь, северное крыло которой представлено выходами меловых известняков Багадских скал.

Значительный интерес представляет выделенная нами северная синклиальная зона. Ее расположение лишь частично совпадает с продольной долиной Кодора. Эта зона не непрерывна, а нарушена в целостности последующей разрывной тектоникой. По р. Зиме, по Кодору и на хребте Киркипал мы имеем лишь северное, опрокинутое крыло синклинали, осложненное вдобавок разрывами. Первый разрыв более северный, видимо сбросового типа, хорошо фиксируется по р. Зиме, где третичные отложения и мел приведены в контакт с юрой. Этот же разрыв фиксируется по Кодору, где он проходит среди известняковой толщи мела. Второй разрыв хорошо наблюдается на горе Киркипал, где верхний мел приведен с юга в тектонический контакт с байосом и с включенными в него отторженцами Горабской неинтрузии. По этой же линии разлома на Военно-Сухумской дороге верхний мел приведен также в тектонический контакт с средней юрой и с включенной в нее небольшой Зимской неинтрузией.

Эта северная синклиналь, хотя возможно и не является непосредственным, геометрическим продолжением синклинали верховьев р. Бзыби, а отделена от нее более мелкими складками, но расположена на ее продолжении и составляет вместе с ней одну обширную синклиальную зону, протягивающуюся через всю Абхазию.

В геологическом строении Абхазии она играет такую же роль, как Рача-Лечхумская синклиналь для более восточных районов, видимо составляя вместе с последней одну депрессивную зону, расположенную вдоль южного склона Главного хребта.

Геологическая история района показывает, что образова-

ние этой продольной депрессии началось еще в средне-юрское время.

За это говорит распространение верхне-юрских морских отложений. Последние в морской фации развиты именно в этой зоне и сменяются к югу сперва мелководными, а затем континентальными фациями, причем во многих случаях удается установить, что осажженный материал приносился с юга. Особенно отчетливо это наблюдается в районе ущелья Бзыби, где вся область южнее водораздела Бзыбь-Гумиста сложена осадками лейяса, вскрытыми домеловой эрозией. Размываемая порфириновая серия и послужила материалом для накопления верхне-юрской пестроцветной толщи ущелья Бзыби (подробно см. в отчете автора о работе 1936 года. Геолог. Инстит. Грузии).

Приблизительно с положением этой депрессии совпадало положение домеловой синклинали, сменяемой к югу рядом волнистых складок. Существование Рача-Лечхумской синклиальной депрессии по крайней мере с верхне-юрского времени было показано проф. А. И. Джанелидзе.

Кончая этим тектонический обзор, хочу лишний раз подчеркнуть значение для южного склона верхне-юрских орогенических фаз, выразившихся в создании определенных складчатых структур и во внедрении мощных неинтрузий.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ДРЕВНИХ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Мы уже видели выше, что в строении кристаллической толщи деятельное участие принимают различные основные и ультраосновные породы. С одной стороны это породы типа перидотитов, душитов, пироксенитов, серпентинитов, с другой—различные габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, полосатые габбро, и т. д. С этими же породами, возможно, связаны некоторые розовообманковые кварцевые диориты и кварцевые габбро, встречающиеся среди пород кристаллической толщи. Этот основной комплекс воспроизводится своей жильной свитой, среди которой можно различить: в лейкократовой серии—разнообразные жильные лейкократовые габбро, габбро-пегматиты, плагиоклазиты, андезиты, плагиогаббро; в меланократовой серии это—разнообразные

жильные меланократовые габбро, габбро-диабазы, габбро-пегматиты, диабазы, горнблендиты и т. д. Тесно связанными с основной формацией являются также амфиболиты, эпидозиты и различные тальковые, роговообманковые, тремолитово-актинолитовые, хлоритовые сланцы, являющиеся продуктами метаморфизма вышеуказанных пород. С основной же формацией связана своеобразная свита метаморфических пород, генезис отдельных членов которой подчас если и не может быть решенным, то во всяком случае для которых устанавливается связанность в возникновении с основными породами. Это различные гранатово-пироксеновые, гранатово-амфиболово-плаггиоклазовые кристаллические сланцы.

Наибольшее развитие среди пород основного комплекса имеют габбро-амфиболиты и продукты их метаморфизма: амфиболиты, эпидозиты и т. д. Габбро и амфиболиты залегают подчас в виде крупных тел среди кристаллических сланцев.

Особенностью этих пород является их склонность к расщеплению, выражающаяся в появлении либо чередующихся слоев плаггиоклазового и амфиболового состава, в результате чего получаются полосатые габбро; либо в виде обособления неправильных шлировых участков отличных, как по химическому составу, так и по структуре (химические и текстурные такситы). Весьма часто шлиры неправильной формы имеют пегматитовое сложение, причем они слагаются из крупных кристаллов до 10 сантиметров и более, роговой обманки и плаггиоклаза. Часта также гигантоплазматическая текстура шлиров.

Из перидотитового ряда наиболее распространенными являются: перидотиты типа верлитов и саксонитов, менее распространены дуниты, энстатиты и пироксениты.

Выходы перидотитов и змеевиков обычно приурочены к полосам развития габбро-амфиболитов, залегая либо среди последних в виде пластообразных, штокообразных, или жилоподобных тел, либо поблизости от них среди кристаллических сланцев.

Как показывают полевые наблюдения и дальнейшая обработка собранного материала, все эти породы должны быть рассматриваемы, как продукты дифференциации одного основного комплекса. Для амфиболитов, тремолитовых и актинолитовых сланцев, как это уже отмечено выше, устанавливается образование за счет пород этого же комплекса. Основные черты, ход диффе-

ренциации, конечные продукты их взаимоотношения, наконец, сопутствующая жильная формация и метаморфические породы (гранато-амфиболовые, плаггиоклазовые и пр.), все это вместе взятое живо напоминает характерные черты дифференцированных основных комплексов Урала, описанных Б. П. Кротовым (35), П. М. Татариновым (39), Падалкой (38), академиком Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (29, 30), А. Н. Заварицким (36, 37, 31) и др. Выше отмечено, что в настоящее время отсутствуют какие либо данные, говорящие за наличие нескольких домезозойских фаз извержения основных пород, однако, с этой возможностью нужно считаться. Впрочем, если даже в дальнейшем удастся установить несколько таковых, то все же значительная часть описываемых мною пород должна будет рассматриваться, как продукты дифференциации одной фазы.

Описание пород основного комплекса начнем с перидотитов.

### Группа перидотитов.

Среди изученных нами перидотитов можно различать 2 группы породы: без окиси кальция или бедные ею,—это ряд оливинитов, дунитов, саксонитов, бронзититов, и с окисью кальция—типа верлитов и пироксенитов. Сюда же мы будем относить тремолитизированные перидотиты, делающие переход к тремолитовым и актинолитовым сланцам. Из пород первой группы наиболее распространенными являются саксониты.

**Саксониты.** Саксониты встречены в виде самостоятельных мелких массивчиков и жилоподобных тел по рекам Хецкваре, Птышу, и меньшей степени они встречены по рекам Гвандре, Обургану, Клычу где они ассоциируют с верлитами. По реке Хецкваре и на поревале Хецквара-Птыш саксониты залегают в виде отдельных линз, близко к широтному простиранию, среди роговообманково гранатовых и плаггиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Эти линзы обычно небольших размеров, причем часто перидотиты внезапно оканчиваются, уступая место по простиранию кристаллическим сланцам, так что создается впечатление ряда разрывов. Однако, в прилегающих кристаллических сланцах следов таковых не наблюдается.

Лишь на высоте 2800 м. был встречен более значительный выход саксонитов. Отличительной чертой встречаемых здесь сак-

сонитов является их слабая серпентинизация. Зато перидотиты здесь часто бывают тремолитизированными. При развитии процесса тремолитизации перидотиты превращаются в тремолитовые сланцы. Часто среди саксонитов и дунитов можно наблюдать округлые бомбы радиально лучистого сложения, состоящие из актинолита, часто с каемкой темной слюды.

У перевала Птыш-Хецквара удалось наблюдать выходы совершенно дезагрегированного дунита, превращенного в оливинный песок. При более близком ознакомлении оказалось, что этот песок целиком состоит из округлых совершенно свежих оливково-зеленых зерен оливина, окрашенных с поверхности окислами железа, в светло-буроватый цвет. Несмотря на такое выветренное состояние ни одно зерно оливина не оказалось серпентинизованным.

Саксониты Хецквары были мною несколько подробнее изучены.

Макроскопически это зеленые, зернистые породы, причем невооруженным глазом можно различать, среди зерен оливина отдельные мелкие зерна рудного минерала (хромита) и зеленые кристаллики актинолита. В минералогическом отношении наши саксониты характеризуются значительным преобладанием оливина над ромбическим пироксеном. Содержание последнего колеблется от 5 до 25%. Обычно содержится также тремолит и в небольшом количестве хромит, пикотит, клинохлор. Порядок образования минералов следующий: рудный минерал, оливин, ромбический пироксен, тремолит, клинохлор. Структура зернистая, паналлотриоморфная или в виду идиобластичности тремолита и некоторого идиоморфизма оливина перед ромбическим пироксеном приближается к гипидиоморфной. Часто составные части бывают неравномерно распределены по породе, и группируются кучно, создавая переходы к такситовой структуре. Образование тремолита происходило в уже твердой породе, за это говорит рассеивание иглами последнего, рядом лежащих зерен оливина и ромбического пироксена. Ниже приводятся характеристики отдельных минералов.

Оливин. Оливин в количестве от 65 до 95%, в виде округлых или полигональных, изометричных зерен, размером от 0,35 до 0,35 м/м до 0,5×0,6 м/м в большинстве около 0,45×0,45 м/м.

Обычно совершенно свежий. В соответствующих разрезах видна несовершенная спаянность по (010), иногда кристаллы имеют призматический габитус и тогда по виду несколько отличны от остальной массы округлых зерен. В некоторых зернах видны ограничения по (011), (100), (010) и др. Часто наблюдается своеобразная „полисинтетическая двойниковость“, однако при более подробном рассмотрении такие „двойники“ обнаруживают всегда небольшие трещины, вокруг которых отдельные индивидуумы повернуты один в отношении другого на небольшие углы. Подобная „полисинтетическая двойниковость“ оливинов аналогичных пород отмечена рядом авторов.



Рис. 5. Саксонит Хецквары. Николи скрещен.

Наш оливин характеризуется следующими константами:  $2V (+) 86-87$  (среднее из 20 замеров);  $Ng-Np=0,035-0,036$ ;  $Nm=1.670$ .

Эти константы отвечают содержанию в 8—9% фаялитовой молекулы.

Оливин саксонита Хецквары был тщательно отобран и проанализирован мною. (Растворение велось при слабом нагревании в соляной кислоте концентрации 1:1 дабы избежать растворения хромита и частично магнетита). В ниже приводимой, на стр. 35, таблице дается сопоставление оливина саксонита Хецквары с рядом оливинов саксонитов и дунитов, анализы которых собраны в работах Vogt'a (22); Duranc'a (26) и др. авторов.

Зависимости химического состава оливина от состава породы посвящено ряд детальных исследований (Vogt, Stark и др.). По Vogt'у для оливинов, дунитов и саксонитов отношение  $Mg(O):FeO$  колеблется от 8 до 12. Просматривая ряд анализов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11											
SiO <sub>2</sub>	42,78	713	41,25	687	41,43	690	39,78	663	40,11	666	40,05	666	42,80	713	42,81	713	41,89	696	42,61	710	38,79	646
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	002				0,39	004			0,39	004				0,79	008			0,14	001		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18					0,24	001			0,24	001											
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	007				2,36	014			2,36	014			2,61								
FeO	6,60	093	8,19	113	7,51	104	9,97	139	8,18	114	7,14	097	9,40	131	7,20	138	7,39	103	8,36	117	19,47	271
NiO	0,39	003				1,16	010			1,16	010			0,28	002		0,36	003	0,15	002		
MnO	0,14	001				0,20				0,20												
MgO	46,85	1170	50,56	1260	51,06	1275	50,25	1250	50,84	1270	46,68	1170	47,38	1173	45,12	1130	49,13	1230	48,86	1220	40,52	1012
CaO	0,20	004				1,08				1,08							0,06					
Na <sub>2</sub> O	0,06					0,08				0,08												
K <sub>2</sub> O	0,02	001				0,21				0,21												
H <sub>2</sub> O	0,75	040				0,80				0,80												
Влага	0,55												0,57				0,82		0,22	004	0,51	
	99,41	100	100	100	99,13	99,42	100,15	99,36	100,22	100,34	99,29											

1. Оливин саксонита Хецквары (анализ автора): 5. Оливин из дунита — Sondmøre, Норвегия.

2. Теоретический состав оливина с отношением

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 11.$$

3. Теоретический состав оливина с отношением

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 12.$$

4. Средний оливин дунитов Урала по Дюпарку.

6. " " " — Kentucky.

7. " " " — Dun Mountain, Новая Зеландия.

8. Оливин из саксонита — Riddle, Орегон, США.

9. Оливин из перидотита — Webster, Нов. Каролина.

10. Оливин из саксонита — Бавария.

11. Оливин из пикрита — Nassau на Рейне.

побранных Vogt'ом, Duparc'ом, Doelter'ом, и др. можно подметить некоторую тенденцию: для оливинов дунитов содержание кремнекислоты чаще около 40—41,5%; содержание MgO около 50%. В оливинах саксонитов содержание кремнекислоты тяготеет к 42%—43%; содержание MgO=46—47%.

Для оливинов Хецквары отношения  $\frac{2 \text{SiO}_2}{\text{RO}} = 1,12$ ;

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 11,7.$$

С данными анализа находятся в полном соответствии приведенные выше оптические константы, так:  $2V=(+)$  86—87;  $\text{Ng}-\text{Np}=0,035-0,036$ , что отвечает 8—9% фаялитовой молекулы. Таким образом, наш оливин принадлежит к бедным железом разновидностям.

Ромб. пироксен. В виде более или менее округлых зерен размером от 0,15×0,15 м/м до 0,40×0,35 м/м в большинстве около 0,3×0,3 м/м в количестве от 5 до 25%. Уже в проходящем свете часто бывает отличим от оливина по развитой спайности по (110) и легкому буроватому оттенку. Часто в виде цепочек окаймляет зерна оливина;  $2V=(+)$  68, 69, 68, 68, 72, 71, 70 в среднем около (+) 70;  $\text{Ng}-\text{Np}=0,011-0,012$ , эти константы отвечают приблизительно 6—7% содержания молекулы FeSiO<sub>3</sub>.

Тремолит. В виде идиобластических, призматических или шестоватых кристаллов без конечных граней, размеров 0,40×0,15 м/м пронизывающий и разрезающий ромбическим пироксен и оливин. В шлифах обычной толщины бесцветен, в толстых, слабо плеохроирует от светло зеленого по Ng, до бесцветного по Np;  $2V=(-)$  76, 77, 78; дисперсия  $v > p$  резкая;  $\text{Ng}-\text{Np}=0,026-0,027$ ;  $\text{CNg}=18-19^\circ$ .

Клинохлор — является постоянно присутствующей, хотя и незначительной по количеству составной частью саксонитов и дунитов. Принадлежность к клинохлору устанавливается по следующим константам.

Удлинение (—):  $2V=(+)$  10—20;  $\text{Ng}-\text{Np}=0,008-0,009$ . Часто в виде идиобластических листочков, с близким к прямому погасанию, sdвойникованных по слюдяному закону. Листочки клинохлора в этих породах главным образом группируются вокруг зе-

рен хромита и пикотита, причем последние обычно ими раз'едаются.



Рис. 6. Листочки клинохлора вокруг раз'едаемого зерна хромита (Николи скрещены).

Листочки клинохлора встречаются разбросанными в породе. Иногда раз'едание клинохлором хромита ведет к полному исчезновению последнего.

Присутствие клинохлора в перидотитах и близких по составу породах является известным фактом, неоднократно описанным. Локализация хлорита вокруг раз'едаемых им зерен хромита делает вероятным искать в хромите необходимый для образования клинохлора источник глинозема, а сам процесс должен быть рассматриваем скорее всего как одно из проявлений постмагматического изменения пород. За та-

При раз'едании остаточные зерна хромита часто защемляются в трещинах спайности клинохлора, в виде червообразных вытянутых в параллельном направлении зерен.

Это явление может быть описывается некоторыми авторами, указывающими на срастание хромита с хлоритом.

Иногда каемки клинохлора вокруг разбросанных зерен хромита соединяются друг с другом, создавая сеть прожилок, секущих породу. Значительно реже ли-



Рис. 7. Раз'едание хромита клинохлором.

кую точку зрения говорит связанность указанного процесса с процессом серпентинизации породы. Однако эта зависимость наблюдается лишь в общих чертах и в некоторых породах не выдерживается.

Ниже мною приводится анализ хромита из серпентинитов Северного склона и для сравнения средний состав клинохлора.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	MgO	CaO	MnO	H <sub>2</sub> O	Сумма
I	1,66	8,08	59,09	18,43	12,47	0,91	0,20	0,20	101,04
II	32,30	12,60	0,8	2,15	35,37	0,8	0,01	12,14	

I. Хромит Лабы (Безбородько Н. И., Змеевиков. пояс и его хромистые руды на Сев. Кавказе 1913 г.).

II. Средний состав клинохлора из 16 анализов.

Как видим, содержание глинозема, в хромите не столь уж резко отличается от содержания в клинохлоре и вполне может служить источником для его образования.

Можно было бы предполагать, что высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хромите, в анализе I об'ясняется неполным его отделением от хлорита. Однако низкое содержание SiO<sub>2</sub>=1,66% исключает эту возможность. Глинозем видимо находится в хромите связанным в магнезиальную шпинель. Просматривая анализы хромита, лишь в редких случаях можно наблюдать, что содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> падает до 4—5%. К такому же выводу о взаимоотношении клинохлора к хромиту в перидотитах пришел недавно Бетехтин на основании изучения Гокчинских серпентинитов и дунитов.

Ниже, на стр. 39, приводится химический анализ саксонита Хецквары и для сравнения несколько анализов дунитов и саксонитов, заимствованных из различных работ Vogt'a, Duparc'a и Заварицкого. См. таблицу химических анализов.

Vogt и Duparc дают среднее содержание кремнекислоты для дунитов равным 40—41%; MgO—49%.

Для саксонитов содержание кремнекислоты чаще до 42,5%—43%; MgO=43,5%; как видно наша порода ближе к саксонитам

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43,42	723	40,11	680	42,83	713	730	42,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	010	0,88	009	2,12	621	011	0,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	003	0,18	002	0,63	005	003	0,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	007	1,20	001	1,84	012	018	1,61
FeO	6,96	097	6,09	085	5,71	072	121	6,09
NiO	0,38	003		041	0,92	009	004	0,14
MnO	0,13	001		014	0,16	001	001	0,09
MgO	45,62	1140	48,58	1240	43,12	1073	1110	45,60
CaO	0,48	003		49,61	1,82	014	030	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,10						0,29	0,06
K <sub>2</sub> O	0,04						0,13	
H <sub>2</sub> O	0,55			1,4	0,73		4,51	
Влага	0,11		2,74	0,15				
	99,95	100	100,34	99,89	99,94	101,38	100,29	99,55

1. Саксонит Хецквары (анализ автора).
2. Средний уральский дунит по Дюпарку.
3. Дунит — Масон, Нов. Каролина.
4. Дунит — Рай-Из'а, по Заварицкому.
5. Саксонит — Walle del Boschetto у оз Лаго Маджоре.
6. Саксонит — St. Paul, Атлантич. Океан.
7. Саксонит — Rossland Mountains, Британ. Колумбия.
8. Саксонит — Рай-Из'а, по Заварицкому.

и в частности довольно близка к саксонитам Рай—Из'а для которых  $\frac{2 \text{ SiO}_2}{\text{RO}} = 1,13; \frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 10,9$ . Для нашей породы имеем  $\frac{2 \text{ SiO}_2}{\text{RO}} = 1,14; \frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} = 10,4$ .

Количественный минералогический состав нашей породы по анализу может быть определен следующим образом: определим количество хромита по Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; магнетита по Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; тремолита по CaO; оливина и ромбического пироксена по SiO<sub>2</sub> и MgO. Для определения количества ромбического пироксена воспользуемся анализами энстатитов аналогичных пород, собранных Vogt'ом и Doelter'ом. К даваемому Vogt'ом составу ромб-пироксена для саксонитов, весьма близко подходит найденный Чирвинским средний состав бронзита, а также данные анализа ромбического пироксена с северного склона, приводимые в работе Безбородько. Для определения количества тремолита воспользуемся приводимым на стр. 54 анализом.

В соответствие с указанным решая последовательно следующие уравнения получим:

$$42,80 \text{ Ol} + 54,1 \text{ Py} + 57,82 \text{ tr} = 43,4$$

$$46,0 \text{ Ol} + 31,1 \text{ Py} + 25,76 \text{ tr} = 45,0$$

$$1:6 \text{ tr} = 48.$$

Определив таким же путем содержание хромита, магнетита, получим минералогический состав нашей породы. С данными пересчета вполне согласуется состав породы полученный путем подсчета минералогического состава по трем шлифам.

Ниже дается сопоставление данных полученных пересчетом химич. анализа с пересчетом состава породы по 3-м шлифам.

Минералы	По анализу в весовых %	По трем шлифам. в весовых %
Оливина . . . . .	86,55	87,10
Ромбич. пироксена . . . . .	7,00	7,05
Тремолита . . . . .	4,10	3,00
Магнетита . . . . .	1,65	2,30
Хромита . . . . .	0,65	
Клинохлора . . . . .		0,55

Академик Левинсон-Лессинг недавно показал, что отношение  $\frac{2 \text{ SiO}_2}{\text{RO}}$  в дунитах может несколько варьировать, отличаясь от такового для моносиликата. Для нашей породы  $\frac{2 \text{ SiO}_2}{\text{RO}} = 1,14$  т. е. весьма близко к моносиликату. Однако для дунита содержание ромбического пироксена не должно превышать 4—5%. В данном случае химико-минералогический состав сближает нашу породу более с саксонитами.

**Дуниты.** — связаны постепенными переходами с саксонитами и почти не встречаются самостоятельно залегая участками в саксонитах.

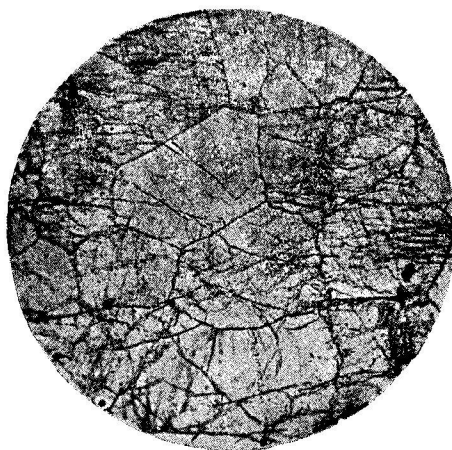


Рис. 8. Оливинит реки Хецквары.

Некоторые разности почти не содержат темного минерала и по составу приближаются к мономинеральным оливинитам. Часто в этих породах присутствуют отдельные призматические зерна тремолита, связывая оливиниты и дуниты с выделяемыми нами в отдельный тип, тремолитовыми перидотитами. Структура дунитов паналлотриоморфнозернистая. Они слагаются из округлых или полигональных изометричных, тесно прилегающих друг к другу зерен оливина размером от  $0,3 \times 0,3$  м/м до  $0,6 \times 0,6 \times 2$  мм.  $2V = (+) 86-87$ ;  $Ng-Np = 0,036$ . Часто наблюдается описанная „полисинтетическая двойниковость“. Дуниты также в различной степени бывают серпентинизированы, от совершенно незатронутых серпентинизацией пород до сплошных серпентинитов.

**Энстатиты.** Эти породы также тесно связаны в своем распространении с саксонитами и дунитами. Они встречаются большей частью в виде участков среди саксонитов. Минералогически характеризуются содержанием ромбического пироксена в

количестве от 70 до 90%, в подчиненном количестве содержится оливин, причем в некоторых шлифах он вовсе отсутствует. Несколько удалось подметить между энстатитами с одной стороны и оливинитами и саксонитами с другой стороны, постепенного, непрерывного перехода нет. Скорее можно говорить о расщеплении на фации, — богатую оливином и бедную им. Структура энстатитов зернистая, часто приближается к пойкилитовой. Они слагаются крупными призматическими кристаллами ромбического пироксена размером  $5 \times 2$  м/м, иногда прорастаемые округлыми зернами оливина размером до  $3 \times 2$  м/м.

Для оливина  $2V = (+) 86$ ;  $Ng-Np = 0,036$ .

Для ромбического пироксена имеем  $2V = (+) 74, 74, 75, 74$ ,  $Ng-Np = 0,012$ , что отвечает около 8—9% молекулы  $\text{Fe SiO}_3$ . Ромбический пироксен обычно интенсивно замещается тремолитом, антофилом, тальком, развивающимися в виде то спутанно волокнистого агрегата, то в виде беспорядочно расположенных шестоватых и призматических зерен. Константы тремолита следующие:  $CNg = 18-19^\circ$ ,  $2V = (-) 70-75$ ;  $Ng-Np = 0,026$ . Антофиллит — спутанно волокнистого строения (антофиллитовый асбест). Угасание прямое.  $2V = (-) 88-90$ ;  $Ng-Np = 0,025-0,026$ .

**Верлиты.** Породы этого типа были встречены по Гвандре и по Клычу, причем они залегают здесь в виде отдельных массивов среди амфиболитов и кристаллических сланцев.

С виду эти перидотиты часто бывают полосатыми, из за чередования слоев богатых моноклинным пироксеном со слоями дунитового состава, по Гвандре и Клычу эти перидотиты значительно озмеевикованы.

Под микроскопом структура некоторых разностей приближается к паналлотриоморфной, — некоторых к такситовой, причем под микроскопом чередуются слои богатые оливином с слоями богатыми моноклинным пироксеном и рудным минералом. Как показывают изучения в отраженном свете, рудный минерал чаще представлен магнетитом. Верлиты в общем являются более богатыми рудным минералом (магнетитом), который иногда вытягивается в тонкие прожилки, ветвясь, окаймляя зерна оливина и пироксена, напоминая сидеронитовую текстуру некоторых перидотитов. См. рис. 9.

Оливин в виде округлых зерен размером  $0,3 \times 0,3$  м/м до  $0,4 \times 0,4$  м/м в количестве от 60—85%.  $2V = (+) 88—90$  до  $(-)$ 88;  $Np—Ng = 0,039—0,040$ , что отвечает содержанию 13—14% фаялитовой молекулы. Эти данные находятся в полном согласии с таковыми даваемыми Vogt'ом для оливинов верлитов.

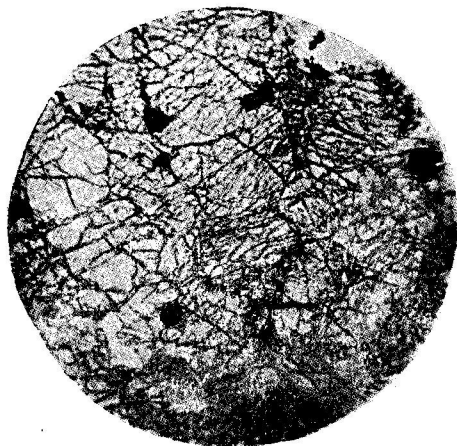


Рис. 9. Верлит р. Гвандры.

Тремолит. Обычно присутствует в породе в виде разбросанных призматических, шестоватых зерен, без конечных граней. В тонких шлифах бесцветен.  $2V = (-) 81—83$ ;  $CNg = 18—19^\circ$ ;  $Ng—Np = 0,024—0,026$ .

Обычно присутствует также в этих породах клинохлор; удлинение отрицательное  $2V = (+) 10—25$ ;  $Ng—Np = 0,008$ .

В связи с более высоким содержанием железа в оливине и пироксене этих пород, при серпентинизации эти минералы в проходящем свете делаются серыми от выделения рудной пыли.

**Пироксениты.** Близки к мономинеральным породам. Кроме моноклинного пироксена иногда содержат оливин в количестве от 5 до 25%. Структура мономинеральных разновидностей зернистая, при наличии оливина часто приближается к пойкилитовой. Макроскопически это черные породы, сложенные тесно прилегающими друг к другу кристаллами пироксена, причем в последнем иногда удается заметить характерную отдельность по первому пинакoidу,

Моноклинный пироксен в виде округлых или призматических зерен размером  $0,3 \times 0,3$ ,  $0,3 \times 0,4$  м/м, часто группируется в отдельные прослои, богатые также рудным минералом. По свойствам близок к диопсиду.  $2V = (+) 55—56$ ;  $CNg = 35—38^\circ$ ;  $Ng—Np = 0,023—0,25$ . При серпентинизации породы в пироксене по трещинкам спайности, выделяются обильные мелкие иглы рудного минерала, возможно ильменита?

позволяющую отнести ее к диалагу. Порой в пироксене и невооруженным глазом можно наблюдать включения округлых зерен оливина.

Размер отдельных кристаллов пироксена достигает до 2—3 сантиметров и больше.  $CNg = 39—41^\circ$ ;  $2V = (+) 56—58$  до 60,  $Ng—Np = 0,025—0,027$ .

Между этими породами и верлитами, также как между саксонитами и энстатитами, видимо не имеется постепенного перехода и здесь скорее происходит расщепление на фации.

В шлифах почти всегда присутствует бурая роговая обманка замещающая пироксен по периферии или участками, проникая в последний по трещинам спайности. Иногда роговая обманка находится в пироксене в виде многочисленных, округлых, мелких включений, одинаково ориентированных.

Такое закономерное „срастание“ пироксена и роговой обманки в аналогичных породах дает некоторым авторам повод предполагать первичный характер роговой обманки. Мне кажется, что здесь скорее приходится говорить не о синхроничном срастании, а о прорастании связанном с замещением.

**Тремолитовые (тремолитизированные) перидотиты.** Против выделения тремолитовых перидотитов в отдельный тип, можно сделать два возражения.

1. Вторичный характер тремолита.
2. Зависимость возникновения этих пород от процесса тремолитизации, ведущего к образованию тремолитовых и актинолитовых сланцев, с которыми перидотиты связаны постепенным переходом.

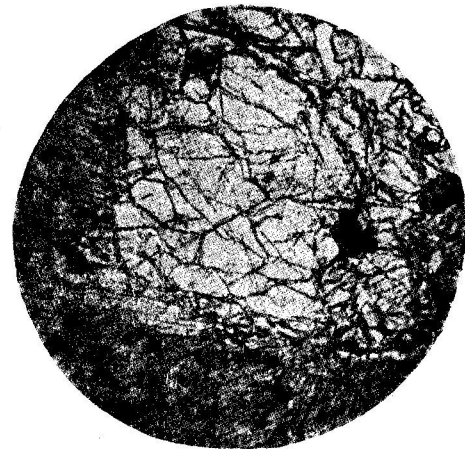


Рис. 10. Пойкилитовое прорастание пироксена оливином в пироксените.



Действительно никому не придет в голову выделять в отдельную группу более или менее серпентинизированные дуниты или перидотиты.

В то же время очевидно, ни связанность, постепенным переходом, ни вторичный характер процесса, в отдельности не являются еще решающими.

В данном случае диагностическими признаками для выделения породы в отдельный тип являются: 1) имеет ли данная порода какие либо специфические, индивидуальные, остающиеся более или менее постоянными черты, химико-минералогического состава или структуры, 2) носит ли она в своем распространении самостоятельное значение—слагает ли отдельные выходы.

Подходя таким образом, рассмотрим наши породы, начнем со второго возражения: в отношении распространения эти породы, если не более, то во всяком случае не менее распространены, чем дуниты. Процесс тремолитизации большей частью не доходит до образования актинолитовых либо тремолитовых сланцев, а выразился в частичной тремолитизации перидотитов. В значительной степени это обуславливается большей сопротивляемостью оливина, перед ромбическим пироксеном превращению в тремолит, причем после замещения последнего процесс почти останавливается. Таким образом, образовались своеобразные породы, сложенные округлыми зернами оливина, прорастаемые тремолитом и актинолитом.

В минералогическом отношении тремолитовые перидотиты в основном характеризуются присутствием двух минералов: оливина в количестве от 90 до 40—45% и тремолита, от 10 до 55—60%, бывает впрочем и ромбический пироксен. Макроскопически это массивные зернистые породы, светло серого или зеленого цвета. Массивность также отличает эти породы от тремолитовых и актинолитовых сланцев. Подобно дунитам, саксонитам и прочим перидотитам эти породы в различной степени бывают серпентинизированными.

Микроструктура этих пород несколько своеобразна, благодаря идиобластичности тремолита приближается к порфиробластичной.

Оливин образует округлые зерна размером от 0,3×0,3 до

0,6×0,6 м/м, часто зажатые между беспорядочно разбросанными, часто сходящимися под углом призмами тремолита. Тремолита замещает оливин или в'едааясь в последний по периферии в виде многочисленных параллельных иголочек, или замещая нацело зерна оливина.

Для оливина  $2V = (+) 86$ ;  $Ng-Np = 0,035 - 0,036$ .

Тремолит в виде призматических шестоватых зерен размером 0,3×0,05 м/м до 0,6×0,06 м/м;  $CNg = 19^\circ$ ;  $2V = (-) 79$  до  $(-) 84$ ;  $Ng-Np = 0,026 - 0,025$ . В проходящем свете бесцветен.

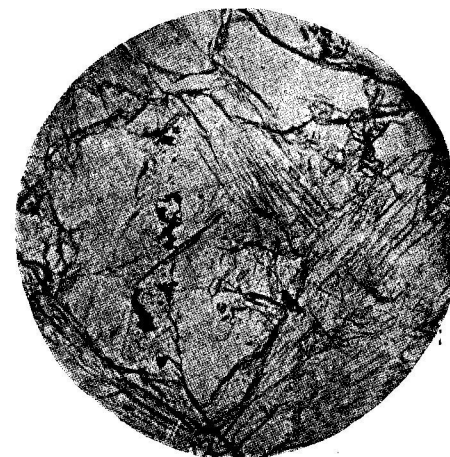


Рис. 11. Замещение оливина тремолитом в перидотите Хецквары.

Химический анализ тремолитового перидотита Хецквары.

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Влага	Сумма
46,15 750	нет	1,35 018	2,69 017	6,32 088	0,16 001	38,60 965	2,35 043	0,39 006	0,16 002	2,22	0,25	100,90

Табегари В. И. (рукопись в Груз. Отдел. ИМС. анализ. произ. в Груз. Отд. ИМС).

Ниже приводится в весовых количествах, сопоставление минералогического состава породы полученного путем пересчета химического анализа с учетом компонентов породы, с полученным путем непосредственного подсчета минералогического состава по трем шлифам.

	Оливи-на	Тремо-лита	Клино-хлора	Рудн. минерал.	Сумма
По анализу в весовых % . . . . .	69	20	6,40	3,94	99,34
По В-и шлифам в весовых % . . . . .	70	18,50	6,95	3,50	100

**Слюдяные перидотиты.** По той же реке Хецкваре были встречены отдельные гальки перидотитов, в которых невооруженным глазом, наряду с оливином, можно было различить коричневые листочки слюды.

В коренном залегании эти породы не были найдены и вряд ли они имеют самостоятельное значение. Вероятнее всего они залегают участками среди тремолитовых и пр. перидотитов.

В минералогическом отношении они слагаются из оливина, составляющего около 75—70% породы, биотита около 10%, актинолита около 10%. Магнетит, хромит, хлорит и пр. составляют около 6%.

Структура этих пород напоминает структуру тремолитовых перидотитов и приближается к порфиробластической. Отдельные призмы тремолита, актинолита, листочки биотита разбросаны в массе полигональных зерен оливина, причем биотит идиобластичен по отношению к оливину и амфиболу, а последний в свою очередь идиобластичен к оливину.

Константы оливина и тремолита не отличаются от таковых в тремолитовых перидотитах.

Для оливина имеем:  $2V = (+) 86-88$ ;  $Ng-Np = 0,035-0,036$ , при среднем размере зерна около  $0,4 \times 0,4$  м/м.

Для амфибола имеем:  $CNg = 19^\circ$ ;  $2V = (-) 79$  до  $82$ ;  $Ng-Np = 0,025-0,026$ , бесцветен или слегка окрашен в зеленый цвет.

Биотит;  $2V$ —мал. почти одноосен. Плеохроирует в желто-бурых тонах от светлого по  $Np$  до темного, с примесью красного цвета по  $Ng$ . Схема абсорбции нормальная  $Ng > Np$ .

Этот биотит по своим свойствам совершенно аналогичен тому, который встречается в виде каемок в актинолитовых бомбах среди перидотитов.

Биотит слагающий каемку актинолитовых бомб был тщательно отобран под бинокулярной лупой и проанализирован.

I. Биотит из каемки актинолитовых бомб в перидотитах Хецквары (Аналитик Цверва Д.).

II.  $Cr_2O_3 = 0,14$ . Слюда из слюдяного перидотита из Christlanberg. (anal Starkl) С. J. K. K.

III. Биотит керсантита из Schmidebach (anal Pohlmann R).

IV. Слюда из слюд. перидотита—Kaltles Tal. Гарц, Rosenbusch Elemente der Gesteinslehre.

V. Olivinglimmerfels Kaltes Tal. Гарц, Rosenbusch Elemente der Gesteinslehre.

	I		II	III	IV	V
SiO <sub>2</sub> . . . . .	36,45	607	39,54	38,72	36,12	34,85
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,02	—	—	0,75	7,68	5,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,20	159	13,45	16,26	14,89	10,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,58	029	8,07	7,40	7,25	4,40
FeO . . . . .	6,94	036	4,89	5,25	5,93	17,82
MnO . . . . .	—	—	—	—	—	—
MgO . . . . .	24,88	622	22,53	18,74	15,12	19,19
CaO . . . . .	4,32	077	3,38	1,86	0,68	0,44
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,55	009	1,22	8,89	1,56	0,56
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,46	048	4,13		9,35	5,19
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,60	089		2,60	1,05	1,26
Влага . . . . .	0,40					
	100,40		98,85	100,47	100,08	100,13

Как видим наша слюда относится к 'разностям биотита с содержанием суммы окислов железа около 10%;  $\frac{MgO}{FeO} = 5,06$ .

$$\frac{RO}{R_2O_3} = 4,2; \frac{RO}{R_2O} = 5,4.$$

Как известно слюдяной перидотит был описан Кохом в Kaltles Tal около Гарцбурга, где он залегает в виде линзообразных залежей в норите.

Слюдяные перидотиты описаны также в Кентуки, где они залегают в виде жил среди верхне-палеозойских сланцев. Кроме этих мест они встречены и описаны еще в ряде других мест, и в частности описаны Б. З. Коленко (32) у крутой губы по кругу Гайкальской жел. дороги. „Olivinglimmerfels“ Гарцбурга по Коху состоит в основном из оливина, коричневой слюды, некоторого количества голубой шпинели, в небольшом количестве встречается ильменит, редкие зерна основного плагиоклаза и авгита.

По П. Н. Чирвинскому объемный состав по трем шлифам Гарцбургского слюдяного перидотита выражается в следующем виде:

45,20%	оливина.
41,04%	биотита.
6,11%	шпинели.
3,65%	титан-магнетита
3,76%	плагиоклаза.
0,24	ромбич. пироксена.

Интересно, что Розенбуш отмечает, что структура этих породы гипидиоморфная, причем просматривая под микроскопом эти перидотиты, можно думать что он имел в виду идиобластичность биотита перед оливином.

В. Н. Лодочников (33) критически рассматривая химико-минералогический состав и взаимоотношения между минералами отмечает: „таким образом все и колебание в составе (шпинель, плагиоклаз, авгит) и структурные взаимоотношения, и условия залегания не позволяют считать породу в целом нормально магматической“. Несколько ниже читаем „невольно возникает вопрос, не может ли этот слюдяной перидотит представлять собою сильно контактово переработанные слои тех осадочных пород параллельно простиранию которых расположены длинные и тонкие его линзы“.

Не задаваясь целью выяснить происхождение этих пород вообще, отмечу что из моих материалов вполне очевиден генезис Хецкварских слюдяных перидотитов.

Биотит развивается и замещает актинолит-тремолит, причем этот процесс иногда доходит до полного замещения последнего.

Таким образом делается очевидным образование биотита в твердую фазу и в структурном отношении этот минерал нужно считать не идиоморфным, а идиобластичным.

С этим взглядом хорошо увязывается отмеченное рядом авторов присутствие в слюдяных перидотитах чуждых перидотитовой магме, флюидов, Cl, F, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, затем окиси титана и др. В некоторых шлифах ясно видно, что апатит и титан-магнетит образуются в связи с распадом роговой обманки.

Процесс замещения актинолита-тремолита биотитом наблюдается также и в актинолитовых сланцах, где часто он получает широкое развитие. Такие же взаимоотношения между этими минералами наблюдаются в актинолитовых бомбах находящихся среди перидотитов. На приводимой микрофотографии хорошо видно разделение и замещение биотитом актинолита. (См. рис. 12).

Слюдяной перидотит встречен был мною также и в Дзиркульском массиве, причем и здесь с очевидностью выступает вторичный характер биотита образующегося за счет амфибола.

Замещение амфибола слюдой и появление вермикулитовых и слюдяных каемок, по мнению многих авторов и в частности проф. Д. С. Белянкина (34) является весьма типичным проявлением воздействия кислой магмы на основную. Другие авторы считают этот процесс за проявление постмагматической деятельности.

В нашем случае видимо более подходящим было бы первое объяснение.

**Серпентиниты.** Макроскопически серпентиниты бывают либо окрашенными в светлые, зеленоватые тона, либо темными почти до черных. Это различие обуславливается происхождением из различных перидотитов. Серпентиниты образующиеся из дунитов и перидотитов типа саксонитов, в связи с меньшим содержанием рудного минерала, бывают светлыми.

Серпентиниты, образующиеся из перидотитов ряда верлитов и в связи с большим содержанием рудного минерала и в частности магнетита являются темными.

Под микроскопом серпентиниты оказываются сложными то антигоритом, то хризотилом, часто обоими вместе. Большее распространение имеют все же антигоритовые серпентиниты. Часто присутствует также тальк, при чем в особенности его бывает много в породах, содержащих ромбический пироксен.

Кроме талька обычен хлорит с субнормальными цветами полиризации. Встречаются также скопления карбонатов.

В непрозрачных шлифах можно наблюдать округлые, губчатые зерна хромита, реже магнетита, а также мелкие зерна кре-



Рис. 12. Биотит, темный, раз'едает и замещает актинолит в актинолит. сланце.

мового минерала, по определению Л. В. Радугиной—пентландита. Зерна пентландита преимущественно концентрируются в „пелтелях“ отделяющих зерна оливина. Среднее содержание NiO, на основании шести определений произведенных в Груз. Отд. ИМС'а можно считать равным 0,35—0,36%.

Микроструктура наших серпентинитов мало чем отличается от таковых описанных Кротовым (35) и др. авторами.

В некоторых случаях по реликтовой структуре бывает возможным восстановить первоначальный характер породы давшей серпентинит. Указаниями могут служить следующие признаки: при серпентинизации, ромбический пироксен и тремолит часто дают гомоосевые псевдоморфозы преимущественно сложенные антигоритом. Оливиновые разности могут быть распознаны по „перегородкам“ рудного минерала, фиксирующие контуры бывших полигональных зерен оливина.

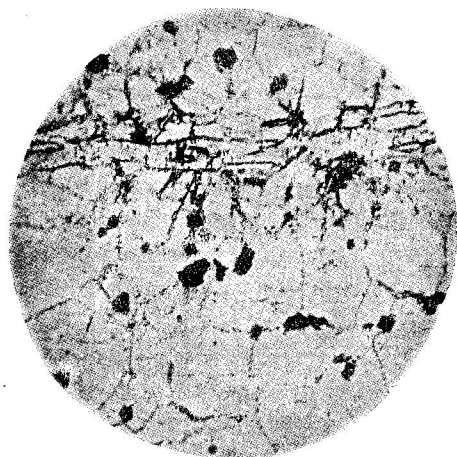


Рис. 13 Серпентинит Гвандры. Перегородки рудного минерала по контурам бывших зерен оливина.

Однако, часто процесс серпентинизации заходит так далеко, что никаких реликтовых структур не остается и под микроскопом мы имеем сплошную антигоритовую или хризотилую массу. Часто рудный минерал при серпентинизации выносится из массы породы и концентрируется в виде жил и полос по трещинкам. Центральная часть этих жил часто бывает сложена из

Моноклинный пироксен верлитов при серпентинизации часто выделяет по трещинкам спайности многочисленные мелкие иголки рудного минерала. В связи с большим содержанием железа в оливине и пироксене верлитов—при серпентинизации зерна последних в проходящем свете часто делаются серыми от выделения тончайшей рудной пыли, причем рудный минерал чаще является магнетитом.

Однако, часто процесс серпентинизации заходит так

тонко-волокнистого хризотила, более мощные жилки имеют многочисленные поперечные ответвления проникающие в тело породы и служащие артериями, по которым приносится рудный минерал.

Серпентиниты секутся жилами асбеста, в некоторых случаях, как показывает микроскоп — хризотилового, реже антофилитового. Однако проявление асбеста лишено какого либо промышленного значения.

По Военно - Сухумской дороге несколько ниже раздвоения рек Клыча и Нахара встречены весьма плотные нефритоподобные серпентиниты, окрашенные в приятный зеленоватый цвет.

Под микроскопом они оказываются сложенными антигоритом. Присутствующий в них рудный минерал, как показывают исследования в отраженном свете представлен главным образом хромитом, в небольшом количестве магнетит и мелкие зерна пентландита.

Обращает внимание высокое содержание хлорофана, его распространение в породе и взаимоотношение с рудным минералом, аналогичны описанным при саксонитах.

Ниже дается сопоставление химического состава серпентинита Гвандры с несколькими серпентинитами северного склона и Закавказья.

1. Серпентинит Гвандры (анализ автора).
2. Серпентинит Южной Осетии (А. А. Флоренский и Г. П. Барсанов): Произв. силы Юго-Осетии сб. IV.
3. Серпентинит из Южной Осетии. (А. А. Флоренский и Г. П. Барсанов). Произ. силы Юго-Осетии сб. IV.
4. Серпентинит горы Шапка (Безбородько. Змеёвский пояс и его хромистые руды Сев. Кавказа).
5. Серпентинит Малой Лабь. (Безбородько. Змеёвский пояс и его хромистые руды Сев. Кавказа).

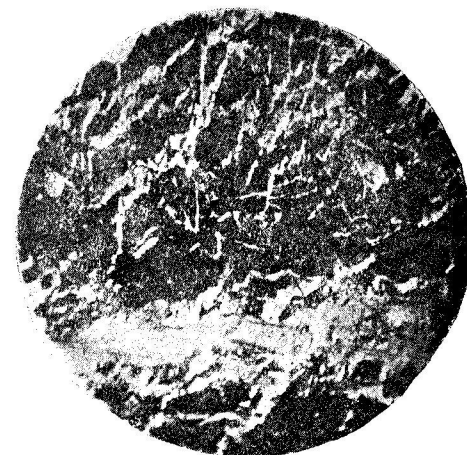


Рис. 14. Серпентинит Гвандры.

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	39,12	40,65	39,93	37,85	49,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	0,15	1,18	0,52	0,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,33	0,34	} 9,88	7,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,53	5,08	5,48		
FeO	5,40	2,68	0,79		
NiO	0,36	—	—	1,81	0,03
MnO	0,12	—	—	—	—
CaO	0,36	—	—	—	—
MgO	33,98	38,82	37,82	33,98	37,30
Na <sub>2</sub> O	0,80	—	0,03	—	—
K <sub>2</sub> O	0,02	—	0,06	—	—
SO <sub>3</sub>	0,80	0,52	1,65	1,19	2,25
H <sub>2</sub> O	12,52	11,70	12,75	13,80	13,45
Влага	0,20	—	—	—	—
	100,35	99,93	100,19	98,61	101,52

**Тремолитовые и актинолитовые сланцы.** При дальнейшем развитии процесса тремолитизации и актинолитизации перидотиты превращаются в тремолитовые и актинолитовые сланцы (см. микрофото № 11).

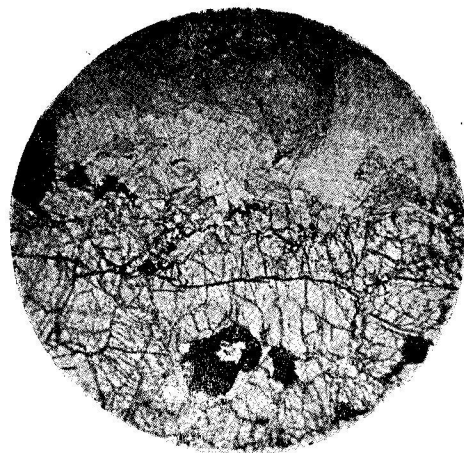


Рис. 15. Превращение перидотита в актинолитивый сланец.

видеть лишь несколько единичных игл, или призмочек тремолита. Обычно присутствует также тальк, являющийся, видимо, несколько

Однако, наибольшее количество тремолитовых сланцев, видимо, образовалось за счет богатых ромбическим пироксеном пород. Как указано выше, это находится в связи с большей легкостью превращения в тремолит ромбического пироксена, чем оливина. В то время, как кристаллы пироксена бывают нацело замещены развивающимися в их теле спутанно-волокнистыми агрегатами тремолита, часто с примесью антофиллита, в зернах оливина можно заметить

более поздним минералом. При увеличении содержания талька происходит спецификация в сторону тальковых сланцев. Этим же процессом обуславливается появление среди перидотитов жил и прожилков асбеста, причем длина отдельных волокон достигает до 10—12 сантим. По своему характеру асбест имеет антофилитовый характер; ввиду незначительности проявления промышленного значения не представляет.

Макроскопически актинолитово-тремолитовые сланцы представляют серо-зеленые или зеленые слоистые породы, соответственно сложенные тремолитом или актинолитом, реже антофилитом. Под микроскопом вертикальные оси кристаллов расположены или параллельно, или лежат в одной плоскости, причем поверхность срастания часто бывает зубчатой. Некоторые разности характеризуются сложением из крупных призматических кристаллов, чаще актинолита, с обычно хорошо выраженной спайностью по (110). Другие разности характеризуются волокнистым или игольчатым строением.

Тремолит. Для тремолита имеем:  $CNg=18-19^\circ$ ;  $2V=$   
 $=(-)84, 83, 85$ ;  $Ng-Np=0,026-0,027$ , в шлифах бесцветен.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Сумма
I	57,79	1,02	0,58	0,74	0,12	26,76	11,60	0,31	0,24	0,78	100,15
	963	011	006	010	001	669	207	005	003	004	
II	57,95	1,33	0,18	0,55	0,10	25,23	12,40	0,22	0,17	1,23	100,07
	965	011	002	007	001	648	221	033	002	—	

I. Тремолит из тремолитовых сланцев Хецквары. (Анализ автора).

II. Средний из 10 анализов тремолитов.

Пересчитывая состав нашего тремолита на молекулярные количества, соединяя MnO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с FeO и пересчитав Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на FeO, получим след. состав: 6,7 MgSiO<sub>3</sub>+2,07 CaSiO<sub>3</sub>+0,27 FeSiO<sub>3</sub>+0,08 (NaK)<sub>2</sub> SiO<sub>3</sub>+0,44 H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>

$$\frac{SiO_2}{RO+R_2O_3} = 1,06; \quad \frac{MgO}{CaO} = 3,28.$$

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Влага	Сумма
1	54,22	0,11	4,33	3,15	6,42	0,21	12,42	18,44	0,09	0,28	сл.	нет.	0,64	0,88	100,69
	903	—	0,12	0,19	0,89	0,03	221	461	0,02	0,03			0,83	0,13	99,98
2	54,02	0,11	3,93	1,67	6,28	0,12	8,03	23,42	0,84	0,49	сл.	0,11	0,83	0,13	99,98
	900		0,88	0,11	0,86	0,01	143	585	0,13	0,05			0,44		101,97
3	54,80	0,10	2,58	2,50	4,75	сл.	12,08	20,30	0,82	0,24			1,71	3,09	101,97
	913		0,25	0,16	0,66		214	507	0,13	0,02			0,94		98,83
4	54,95	сл.	2,88	0,76	6,29	сл.	11,53	21,02	0,25	0,16			0,99		98,83
	915		0,28	0,07	0,88		205	525	0,03	0,22					100,62
5	54,06	0,69	1,22	2,19	2,65	—	12,81	23,83	—	—			3,17		100,62
	901		0,12	0,14	0,32		229	595							

1. Актинолит из актинолитовой бомбы в перидотите Хецквары (аналитик Р. Накашидзе).

2. Актинолит из актинолитового сланца Хецквары (аналитик Р. Накашидзе).

3. Актинолит—Russell, St. Lawrence (anal. Penfield, 1907). Doelter, Handbuch der Mineralchemie.

4. Актинолит из актинолитового сланца—Langenbielaw. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—1,53. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre.

5. Val gorduno. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,18. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre.

Как видим состав минерала по анализу 1 вполне отвечает моносилкату.

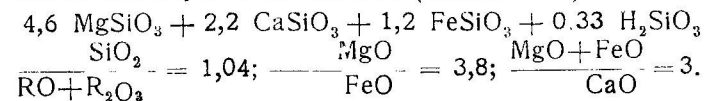
Состав нашего тремолита может быть представлен еще в следующем виде: H<sub>2</sub> Mg<sub>13</sub>Ca<sub>4</sub> (SiO<sub>3</sub>)<sub>19</sub>.

А ктинолит. Отличается в шлифах от тремолита плеохроизмом от светло-зеленого по Ng, до бесцветного по Np. 2 V=от (—) 78 до (—) 80, 81, 82, 80.

Актинолит и тремолит связаны постепенным переходом.

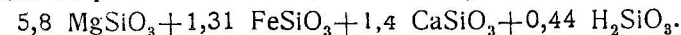
Ниже приводится химический анализ актинолитов Хецквары и для сопоставления ряда анализов актинолитов. (См. стр. 55).

Пересчитав на молекулярные количества, получим следующий состав для первого актинолита (анализ № 1)



Принимая во внимание исследования Кунитца и Гёсснера состав нашего актинолита может быть выражен также в следующем виде—(OH)<sub>2</sub> Mg<sub>4</sub>FeCa<sub>2</sub> [Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>]<sub>2</sub>.

Для второго актинолита (анализ № 2)



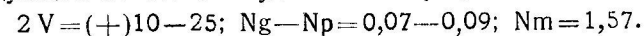
Антофиллит. Встречается в виде примеси в актинолитовых и тремолитовых сланцах, а также слагает жилки асбеста секущие серпентиниты.

Антофиллит устанавливается по следующим константам: угасание прямое или весьма близкое к такому. 2 V=(—) 88—90; Ng—Np=0,025—0,026. Обычно волокнистого сложения. Образец антофиллитового асбеста был проанализирован.

Как видим из приводимого на стр. 57 анализа наш антофиллит относится к разностям бедным железом.

Встречаются также зерна голубовато-зеленой шпинели.

Ромбический пироксен. 2 V=(+) 82—84; Ng—Np=0,012. Обычно присутствует также клинохлор определяемый по следующим константам: удлинение отрицательное;



### Группа габбро, габбро-амфиболитов

Эти породы встречены по Хецкваре, Гвандре, Птышу, Клычу и др. местах. Они связаны постепенным переходом с амфиболитами. Кроме этих древних габбро встречаются еще другие жиль-

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Влага	Сумма
58,02	0,04	0,64	5,16	2,92	0,12	30,13	1,19	нет	нет	0,74	0,39	0,82	0,48	100,65
966		006	082	040	001	752	021			011	004	044		
54,90	0,13	9,14	3,47	4,90	—	24,51	1,88	—	—	—	—	1,34	0,06	100,32
915	001	089	021	068	—	612	034	—	—	—	—	0,72	—	—
59,49	—	2,41	6,58	—	—	26,34	0,64	—	—	—	—	4,36	—	100,20
991	—	024	041	—	—	657	011	—	—	—	—	289	—	—
57,46	—	—	—	6,05	—	30,88	2,94	—	—	—	—	—	0,81	97,14
958	—	—	—	083	—	772	052	—	—	—	—	—	0,44	—
58,75	—	1,27	—	5,60	—	31,53	—	—	—	—	—	2,46	—	99,61
978	—	013	—	078	—	787	—	—	—	—	—	139	—	—

1. Антофиллитовый асбест реки Хецвары (Аналитик Р. Накашидзе).
2. Антофиллитовый сланец—Znapum, Норвегия. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre.
3. Купферит с SiO<sub>2</sub>—1,21; NiO—0,65. Ильменские горы (анал Негманн). Московск. Общество ест. испытателей 1895 г.
4. Антофиллит с острова Эльбы (d'Archiardi 1913). Doelter, Handbuch der Mineralchemie.
5. Антофиллит из Бекервиля (Penfield, Am. Journ., № 40, 1890).

ные, более молодые, габбро, габбро-диабазы. Ниже идет речь лишь о древних габбро входящих в основной комплекс.

Макроскопически это серые до темных, большею частью средне-зернистые массивные или несколько сланцеватые породы. В минералогическом отношении они характеризуются сложением из двух составных частей: плагиоклаза ряда основного андезина, лабрадора, и уралитовой роговой обманки. Иногда удается заметить спорадические зерна биотита, а также авгита — последний главным образом в виде остаточных зерен в роговой обманке. Из второстепенных минералов—округлые зерна апатита и зерна ильменита.

Структура этих пород панидиоморфная, иногда приближается к офитовой.

Плагиоклаз обычно в количестве 60—65% в виде призматических зерен, размером 0,7×0,3 м/м. Часто совершенно свежий, тонко полисинтетически сдвойникованный по альбитовому и в комбинации с карлсбадским и периклиновым законами. Принадлежность к лабрадору устанавливается по следующим контактам:

Измерения в зоне ⊥ РМ дают: 31°, 33°, 29°, 35°, 34°, 33°, 35°, что отвечает №№ 57, 61, 56, 65, 64, 62, 65.



Рис. 16. Габбро с реки Гвандры.

Закон	Ng	Nm	Np	2 V	№ плагио-клаза
B—(001)	68	71	32	(+)80	№ 60
B ⊥ (010)	32	65	74	(+)71	№ 58
B ⊥ (010)	34	65	71	(+)82	№ 64

Роговая обманка. Роговая обманка присутствует трех родов:

1. Наиболее распространенной является бесцветная или слабо плеохроирующая в грязно зеленых тонах уралитовая роговая.

обманка.  $2V = (-) 78, 82, 85, 87, 88$ ;  $CNg = 17-18^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,022-0,024$ .

2. Бурая типа обыкновенной роговой обманки, плеохроирует в зелено-бурых или грязно-зеленых тонах.

$CNg = 14-16^\circ$ ;  $2V = (-) +70, 72, 68, 69, 74, 76, 77$ ;  $Ng-Np = 0,018-0,022$ .

3. Голубовато-зеленая из ряда обыкновенных роговых обманок приближающаяся к полущелочным, разностям типа гастингсита.  $2V = (-) 60,64$ ;  $CNg = 26,28^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,006-0,008$ .

Сине-зеленая по Ng.

Травяно-зеленая по Nm.

Светло-желтая по Np:  $Ng \cong Nm > Np$ .

Все эти разности не могут быть строго разграниченными и связаны друг с другом постепенными переходами.

Биотит. Присутствует не во всех шлифах. В некоторых шлифах удается установить его вторичный характер. Последний развивается за счет роговой обманки. Это явление часто идет параллельно с появлением сине-зеленых разностей роговых обманок.

Процесс биотитизации роговой обманки сопровождается выделением избытка извести в виде апатита или эпидота (см. микрофото № 17).

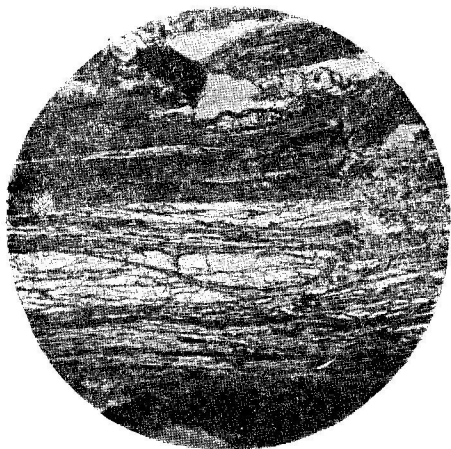


Рис. 17. Замещение роговой обманки, биотитом, и выделение зерен эпидота.

Миноклиновый пироксен. В виде мелких остаточных зерен среди кристаллов уралита.

Апатит. В виде круглых или удлинённых зерен иногда в значительном количестве.

Ильменит. Часто в виде крупных зерен причудливой формы, замещаемых по краям лейкоксеном.

В ниже приводимой таблице дается сопоставление химического анализа габбро реки Гвандры с несколькими

ми взятыми на угад анализами уральских габбро, платиноносных районов.

	1		2		3	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,88	814	48,70	811	47,54	792
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,15	014	0,81		0,91	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,90	195	16,27	160	20,56	202
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,65	010	2,00	013	2,56	016
FeO . . . . .	6,65	093	9,27	129	7,74	107
MnO . . . . .	0,17	001			0,05	
MgO . . . . .	5,30	132	6,68	167	3,25	080
CaO . . . . .	10,50	188	10,06	180	12,10	216
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,16	035	3,15	051	3,29	054
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,92	011	0,45	004	0,79	009
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,97	106	2,91		2,50	
Влага . . . . .	0,20					
	99,39		100,39		101,29	

1. Габбро реки Гвандры (анализ автора)

2. Уралитизованное габбро Тагила Duparc. Sur la composition chimique et l'uniformité petrographique des roches qui accompagnent la dunite dans les gisements platiniferes.

3. Уралитизированное габбро Светлый Бор. Sur la composition chimique et l'uniformité petrographique des roches qui accompagnent la dunite dans les gisements platiniferes.

Химическая характеристика нашей породы по академику Ф. Ю. Левинсон-Лессингу может быть выражена в следующем виде:  $2,25 RO R_2O_3 \cdot 4 SiO_2$ ;  $R_2O/RO = 1:9$ ;  $\alpha = 1,5$ .

Эта характеристика весьма близка к устанавливаемой академиком Ф. Ю. Левинсон-Лессингом средней характеристики габбро:  $2,6 RO R_2O_3 \cdot 4 SiO_2$ ;  $R_2O/RO = 1:9$ ;  $\alpha = 1,5$ . Для нашей породы отношение  $CaO : MgO : FeO = 1,9 : 1,3 : 1$ .

### Жильная свита

Выше мы уже отмечали возможность подразделения жильной свиты на две серии, на лейкократовую и на меланократовую. Описание начнем с лейкократовой.

Лейкократовая серия представлена различными жильными лейкократовыми габбро, габбро-пегматитами, габбро-диоритами; плагиоклазитами, плагиаплитами.

Все эти породы бывают несколько измененными, однако, изменения никогда не бывают такими глубокими, как в меланократовой серии.



**Лейкокатовые жильные габбро.** Лейкокатовые жильные габбро характеризуются присутствием плагиоклаза, ряда андезина до лабрадоров № 45—60 и подчиненного количества уралитовой роговой обманки. Роговая обманка так же, как и в описанных выше габбро бывают трех родов: уралитовая, бесцветная, типа тремолита, грязно-зеленая или бурая, типа обыкновенной и сине-зеленая. Константы аналогичны приведенным выше.

Габбро-пегматиты характеризуются часто гигантоплазматической структурой, в них плагиоклаз относится чаще к андезину.

Измерения в зоне  $\perp$  PM 20°; 22°; 23°—№№ 35—40 иногда и ниже до 30

(010)	Ng	Nm	Np	2V	№ плагиоклаза
$\perp$	17	73	89	(—) 87	№ 35.

**Плагиоклазиты.** Эти породы встречены по Птышу, на перевале Птыш-Хецквара и др. местах. Они залегают в виде жил и в виде полос среди габбро и амфиболитов, часто их ин'екцируя. По составу они представляют, близкие к мономинеральным, породы. Обычно присутствуют отдельные зерна роговой обманки, некоторые различия содержат также кварц. Под микроскопом удается установить целую серию пород, в которых № плагиоклазов колеблется от № 35 до 50—55. Структура чаще гранобластическая. Они слагаются из округлых или полигональных зерен плагиоклаза размером 0,6×0,6 м/м до 0,9×0,9 м/м. Последние обыкновенно свежие, тонко сдвойникованные по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. В некоторых различиях плагиоклаз относится к ряду андезин-лабрадора. Погасания в зоне  $\perp$  PM дают: 28°, 25°, 27°, 30°, 30°, 30°, 28°, 30°, 24°, 34°, 32°, 33°, 30°, 32°, 27°, что отвечает в среднем №№ 45—60.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2V	№ плагиоклаза
P— (010)	29	66	82	(+) 80	№ 50
B— [001]	65	55	46	(+ 80)	№ 50
B— $\perp$ (010)	24	68	87	(+ 86)	№ 45
B— $\perp$ (010)	21	71	84	(+ 88)	№ 45
P— (010)	25	66	87	(+) 88	№ 45
P— (001)	60	32	76		№ 47
B— $\perp$ (001)	27	67	82	(+ 82)	№ 50
P— (001)	62	30	79		№ 45
P— (010)	30	62	79		№ 45

В других различиях измерения в зоне  $\perp$  PM дают: 25°, 24°, 23°, 18°, 22°, 30°, 20°, 25°, 24°, что отвечает №№ 42, 45.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2V	№ плагиоклаза
P— (010)	18	72	84		№ 40
B— $\perp$ (010)	21	71	84	(+ 88)	№ 43
B— $\perp$ (010)	23	67	85	(+ 82)	№ 42
P— (010)	25	67	85		№ 44

В некоторых членах плагиоклазитового ряда содержание анортитовой молекулы понижается до андезина № 35—40 18°, 17°, 20°, 20°, 22°, 25°, 22°, 24°, 24°, 22°—№№ 35—40.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2V	№ плагиоклаза
P— (010)	15	76	88	(+) 86	№ 35
P— (001)	70	22	85		№ 35
P— (010)	17	73	84		№ 40

В этих различиях обычно присутствует также кварц, количество которого достигает до 20—25%.

**Плагиаплиты.** Макроскопически это белые зернистые породы. Они встречены по Гвандре и Хецкваре в виде небольших жилок, до 20 см. секущих габбро и амфиболиты. Они слагаются из плагиоклаза и кварца, иногда отдельные зерна роговой обманки.

Номер плагиоклаза в различных образцах варьирует, чаще в пределах олигоклаза, андезина. Погасание в зоне  $\perp$  PM 10°, 9°, 13°, 9°, 10,9°, №№ 25, 26, 27, 28.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2V	№ плагиоклаза
B— [010]	85	10	82	90	№ 17
P— (010)	5	87	86	(—) 86	№ 15
P— (001)	87	5	86	(+) 85	№ 20

**Меланократовая свита.** Здесь можно различать разнообразные габбро, габбро-диабазы, габбро-пегматиты, горнблендиты, обычно интенсивно измененные процессами уралитизации, сосюритизации и хлоритизации.

В минералогическом отношении они слагаются из плагиоклаза ряда андезин-лабрадора, часто альбитизированного и уралитовой роговой обманки. Обычны крупные зерна ильменита, зерна эпидота, цоизита, хлорита. Эти породы бывают иногда настолько измененными, что под микроскопом представляют сплошную хлорито-альбитово-сосюритовую массу. В связи с этим находится их зеленокаменный облик. Невооруженным глазом можно различать таблички рудного минерала, порой значительной величины. Изучение в отраженном свете позволяет установить принадлежность его к ильмениту. Эти же зерна под микроскопом видны в виде вытянутых скелетных кристаллов причудливой формы (см. микро-фотографию № 18).



Рис. 18. Скелетные кристаллы ильменита в жильном габбродиабазе.  $P=17^\circ, 18^\circ, 18^\circ$ , №№ 37—38.

**Карцевые габбро, габбро-диориты.** Эти породы встречены среди кристаллической толщи, причем они видимо связаны с основной формацией.

В большинстве это гипидиоморфно зернистые породы состоящие из плагиоклаза ряда андезина в количестве до 60% — 65%, кварца и небольшого количества биогита, и роговой обманки.

Плагиоклаз по максимальному угасанию в зоне

З а к о н	Ng	Nm	Np	2V	№ плагиоклаза
$B-\perp(010)$	21	71	84	(+)86	№ 41
$B-\perp(010)$	21	71	81	(+)88	№ 45
$B-\perp(001)$	63	24	76	(+)86	№ 39
$B-\perp(010)$	22	68	84	(+)84	№ 40

## А м ф и б о л и т ы

Многю были изучены, главным образом, амфиболиты реки Хецквары, те самые, среди которых залегают линзы перидотитов и серпентинитов

Кроме того были изучены с десятков шлифов амфиболитов реки Гвандры и горы Сигнальная Хутия. Этот материал дает возможность в общих чертах характеризовать амфиболиты.

Амфиболиты моих сборов могут быть подразделены на несколько типов.

Наиболее распространенными являются нормальные роговообманково-плагиоклазовый амфиболиты. При увеличении плагиоклазовой составной части они приближаются к полевошпатовым амфиболитам. При специализации в сторону роговой обманки—получаем роговообманковые сланцы.

В некоторых разностях полевошпатовых и плагиоклазо-роговообманковых амфиболитов присутствует также кварц, и таким образом получаем ветвь кварц-содержащих амфиболитов. Содержание последнего доходит в некоторых разностях до 20—30%. Весьма распространенными являются полосатые амфиболиты, в которых чередуются светлые полосы—полевошпатовые, с темными—роговообманково-плагиоклазовыми. Иногда полевошпатовые участки концентрируются в виде неправильных участков, или встречаются в виде жилок ин'екцирующих основную массу темных амфиболитов.

Эта полосатость амфиболитов скорее всего об'ясняется последующими ин'екциями плагиоклазитовой магмы, впрочем связанной с дифференциацией того же магматического очага.

В некоторых случаях может быть можно было бы об'яснить полосатость и шпироватость, дифференциацией массива на месте. За такую точку зрения говорит нахождение неправильных шпир сегрегационного характера.

По реке Гвандре и по Хецкваре полевошпатовые полосы переходят в эпидотовый агрегат, и таким образом получается эпидото-роговообманковые породы.

На склонах горы Сигнальная Хутия—амфиболиты обладают гранулитовой структурой и содержат округлые зерна граната. По

своему составу и по структуре они весьма приближаются к так называемым трапповым гранулитам, отличаясь от типичных содержанием роговой обманки вместо пироксена.

В обнажениях они находятся в тесном чередовании с кислыми гранулитами.

С увеличением содержания граната получаем ветвь гранатовых амфиболитов, причем некоторые разности уже должны быть отнесены к эклогитам.

Таким образом, среди амфиболитов можно выделить следующие типы:

1. Роговообманко-плагиоклазовые (без кварца или с кварцем).
2. Полевошпатовые (без кварца или с кварцем).
3. Роговообманковые сланцы.
4. Гранатовые амфиболиты.

**Роговообманково-плагиоклазовые амфиболиты.** Макроскопически они обычно темного цвета. Сланцеватость—в некоторых разностях ясная, в других разностях менее заметная.

Под микроскопом эти породы обладают гранобластической структурой и слагаются из удлиненных кристаллов роговой обманки, длинные оси которых расположены большей частью или параллельно, или в одной плоскости. Кроме роговой обманки присутствует плагиоклаз в виде округлых зерен, в некоторых разностях присутствует также и кварц. Из второстепенных минералов на первое место должен быть поставлен ильменит, затем сфен, реже рутил и апатит.

Иногда можно наблюдать остаточные зерна моноклинного пироксена. Содержание кварца иногда сильно увеличивается вплоть до того, что кварц делается существенной составной частью породы. В некоторых разностях кварц встречается в виде отдельных индивидуализированных зерен находящихся в гранобластическом срастании с роговой обманкой и плагиоклазом. В этих случаях видимо он является магматическим. В других разностях кварц встречается или в виде языков, или в виде отдельных зерен разбросанных по всей породе. Весьма часты также гранофировые прорастания роговой обманки плагиоклазом и кварцем. Кварцевые языки явно свидетельствуют о принесенном характере этого минерала.

Кварцевые разности большей частью связаны с площадями развития гранитов и должны быть поставлены в связи с контактовым воздействием последних.

Плагиоклаз этих пород обычно свеж. Встречаются в виде полигональных зерен, размером  $0,3 \times 0,4$  м/м тонко сдвойникованных, главным образом, по альбитовому и периклиновому законам.

Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах этой серии пород, подвержено колебанию, от андезина до битовнита. Чаще всего имеем лабрадор №№ 50—65,  $\perp$  PM  $32^\circ, 31^\circ, 34^\circ, 30^\circ, 33^\circ, 31^\circ, 31^\circ, 32^\circ, 29^\circ, 28^\circ, 30^\circ, 28^\circ, 29^\circ, 27^\circ$ .

З а к о н	Ng	Nm	Np	2 V	№ плагио- клаза
B $\perp$ (010)	28	66	78	(+) 78	№ 53
B $\perp$ (010)	24	64	82	(+) 84	№ 47
B $\perp$ (010)	27	66	76		№ 52

В более темных разностях № плагиоклаза доходит до битовнита и анортита  $\perp$  PM— $40^\circ, 42^\circ, 43^\circ, 39^\circ$ —№№ 80—90.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2 V	№ плагио- клаза
P (010)	42	64	60	(—) 84	№ 80
P (010)	45	56	62*	(—) 84	№ 85
P (001)	44	56	62	(—) 82	№ 80
B $\perp$ (010)	38	63	67		№ 78
B $\perp$ (010)	45	59	62	(—) 84	№ 88—90

Но существуют разности, которые по составу приближаются к диоритовым сланцам, в них содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе падает до № 35—40;  $\perp$  PM  $20^\circ, 21^\circ, 23^\circ$ —№№ 33—35. Часто в этих разностях присутствует так же и кварц, содержание которого иногда доходит до 20—30%.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2 V	№ плаггио- клаза
$V \perp (010)$	18	74	86		№ 35
$V \perp (010)$	20	70	88		№ 36
$V \perp (010)$	17	73	88	(+)85	№ 34

Роговая обманка чаще всего представлена обыкновенной плеохроирующей в грязно-зеленых тонах;  $CNg =$  до  $25^\circ$   $2V = (-) 88, 87, 88$ ,  $Ng - Np = 0,017$ .

Иногда появляются голубовато-синие разности;  $CNg = 26 - 27^\circ$ ;  $2V = (-) 67 - 72$ , а также светлая тремолит-актинолитового типа,  $CNg = 19 - 20^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,025$ ;  $2V = (-) 78, 79, 79, 78, 80, 82, 82, 80, 84$ .

Иногда удается наблюдать спорадические зерна биотита.

**Полевошпатовые амфиболиты.** Макроскопически они представляют белые, часто сахаровидные породы, сложенные плаггиоклазом, часто с примесью зерен кварца, и редкими зернами амфибола.

Под микроскопом структура гранобластическая или в виду крупных и редких включений роговой обманки в более мелкозернистой плаггиоклазовой массе приближается к порфиробластической.



Рис. 19. Полевошпатовый амфиболит реки Хецквары.

Амфибол представлен либо уралитовой, либо голубовато-зеленой обыкновенной роговой обманкой.

Плаггиоклаз относится большей частью к ряду основного андезина и лабрадора.

З а к о н	Ng	Nm	Np	2 V	№ плаггио- клаза
$P (001)$	62	30	79	(-) 88	№ 45
$V \perp (010)$	23	68	86	(+) 82	№ 44
$P (010)$	23	69	82	(+) 82	№ 42
$V \perp (001)$	69	20	88		№ 35
$V \perp (010)$	27	65	83	(+) 78	№ 48

Измерения в зоне  $\perp PM$  дают:  $22^\circ, 21^\circ, 22^\circ, 25^\circ, 26^\circ, 22^\circ, 25^\circ$ , что отвечает №№ 38, 37, 38, 46, 42, 45.

**Роговообманковые сланцы.** Эти породы при параллельнолинейной структуре характеризуются сложением, почти целиком из роговой обманки, иногда с небольшой примесью основного плаггиоклаза ряда битовнит-анортита, реже андезина. Роговая обманка представлена обыкновенной, плеохроирующей, то в грязно-зеленых тонах, то в голубовато-зеленых.

**Гранатовые амфиболиты.** Эти породы отличаются от описанных лишь содержанием округлых зерен граната. Некоторые тонко-зернистые гранато-содержащие разности приближаются к траповым гранулитам.

**Гранатово-роговообманковые породы (эклогиты).** Эти породы встречены по правому берегу Хецквары. В генетическом отношении они тесно связаны с гранатовыми амфиболитами. Возможно, появление этих пород по р. Хецкваре, нужно поставить в связь с контактным воздействием гранитов на габбро-амфиболиты. Под микроскопом можно наблюдать ряд постепенных переходов к амфиболитам, причем сперва появляются участки эклогитового строения.

Макроскопически они характеризуются большей частью красноватым цветом и массивно-зернистым сложением, причем уже невооруженным глазом можно различать зерна граната и темно-зеленой роговой обманки.

Под микроскопом они оказываются сложенными из крупных округлых зерен, слегка розоватого граната (альмандина) разме-



Рис. 20. Гранатово-роговообманковая порода (эклогит), реки Хецквары.

ром до  $0,6 \times 0,6$  м/м и в количестве до 70—80%. Промежутки между зернами граната заполнены плеохролирующей в зеленых тонах роговой обманкой. Кроме роговой обманки присутствует иногда плагиоклаз. Обычны зерна сфена, апатита и ильменита.

Состав плагиоклаза колеблется от андезина до лабрадора, чаще №№ 45—55;  $\perp$  PM 28°, 27°, 28°, 29°, 30°, 29°, 30°, 27°. Иногда впрочем опускается до №№ 35—40 ( $\perp$  PM 22, 20, 21, 24, 26).

З а к о н	Ng	Nm	Np	2 V	№ плагиоклаза
B $\perp$ (010)	28	63	57	(+) 80	№ 52
B $\perp$ (010)	26	64	80		№ 50
P (001)	57	72	35		№ 49

Роговая обманка, с нормальной схемой абсорбции, плеохроирует в зеленых тонах, от густо-зеленой по Ng до зеленой по Np; Ng—Np=0,017; 2 V=(—) 88, 88, 86; CNg=25°.

По константам должна быть отнесена к обыкновенной роговой обманке.

В некоторых разностях появляется лучистая, бесцветная роговая обманка и биотит. Помимо этих минералов встречаются спорадические зерна моноклинного пироксена.

**Гранатово-биотитовые породы.** По структуре аналогичны эклогитам. Отличаются только содержанием биотита вместо ро-

вой обманки. Плагиоклаз относится к ряду андезина до лабрадора. Биотит переходит в хлорит.

**Гранатово-хлоритовые породы.** При увеличении количества хлорита развивающегося за счет биотита и роговой обманки получаем гранатово-хлоритовые породы.

**Амфиболиты с гранатом, ставролитом, андалузитом.** В сообществе с эклогитами по Хецкваре, встречена своеобразная свита кристаллических сланцев.

Макроскопически—это массивные, чаще всего окрашенные в красноватые тона породы, с различными невооруженным глазом гранатом, плагиоклазом, биотитом, а иногда и андалузитом и ставролитом.

На выходах, эти породы чередуются с биотитово-гранатовыми, а также ставролитово-гранатовыми, кристаллическими сланцами, для которых устанавливается осадочное происхождение за счет филлитов и кварцитов.

Описываемые в этом разделе амфиболиты, со столь сложным минералогическим составом, должны быть рассматриваемы, как ин'екционно-внедренные и тесно смешанные с указанными осадочными породами. Подобно осадочным породам этого комплекса, они содержат в своем составе гранат, ставролит, кордиерит, андалузит, биотит; это их роднит с последними.

Однако, от последних они резко отличаются сложением, в основном крупными полиэдрическими зернами плагиоклаза ряда андезина до лабрадора.

В осадочных же членах основная масса состоит из кварцевого—или кварцевого биотитового агрегата, лишь иногда встречаются отдельные зерна плагиоклаза.

Отличает их от осадочных пород и значительное содержание рудного минерала, главным образом, ильменита и рутила.

Под микроскопом они состоят из полиэдрических зерен плагиоклаза ряда основного андезина-лабрадора, в которых разбросаны группирующиеся кучно крупные кристаллы граната, ставролита, андалузита, реже дистена. Кроме этих минералов присутствует роговая обманка, биотит, кордиерит, шпинель, фибролит иногда и кварц.

Структура этих пород, в виду крупности кристаллов граната, ставролита, андалузита, располагающихся в общей массе полигональных, или округлых



Рис. 21. Гранато-биотитовый сланец осадочного происхождения.

Измерения в зоне  $\perp PM$  дают:  $30^\circ, 27^\circ, 28^\circ, 26^\circ, 27^\circ, 27^\circ = \text{№ 55, 52, 50, 48, 50, 50}$ .

З а к о н	Ng	Nm	Np	$2V$	№ плагио- клаза
P (001)	57	31	72	(+) 83	№ 49
B $\perp$ (010)	26	65	80		№ 50
P (001)	70	22	34	(+) 86	№ 39
B $\perp$ (010)	25	68	81	(+) 86	№ 48
B $\perp$ (010)	18	77	81		№ 43
B $\perp$ (010)	31	62	83		№ 52
B [001]	65	27	39		№ 35

$\perp PM - 20^\circ - \text{№ 38}; 18^\circ - \text{№ 36}; 23^\circ - \text{№ 45}$ .

Кордиерит. В виде небольших зерен среди плагиоклазовой массы. Иногда удается заметить секториальные двойники. В проходящем свете минерал бесцветен  $Nm \approx 1,55$ . Изредка можно наблюдать столь характерные для этого минерала лимонно-желтые плеохроичные дворники;  $2V = (--) 63; (-) 64$ .

Роговая обманка представлена бесцветной, или светло-зеленой, лучистой разностью;  $2V = (-) 79, 82, 78, 84$ .

лигональных, или округлых зерен плагиоклаза, приближается к порфиробластической.

Из второстепенных минералов — апатит, сфен, ильменит.

Биотит и роговая обманка обычно заполняют промежутки между зернами граната.

Плагиоклаз в виде свежих тонко сдвойникованных кристаллов, размером до  $0,3 \times 0,3$  м/м,  $0,5 \times 0,5$  м/м, относится к ряду основного андезина-лабрадора.

В некоторых разностях она превалирует над биотитом, в других разностях наоборот, иногда встречается обыкновенная роговая обманка плеохроирующая в зеленых тонах.

Гранат. В виде округлых зерен, размером до  $1\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2}$  м/м и крупнее, часто с включениями силиманита и плагиоклаза.

Ставролит. В виде крупных порфиробластовых кристаллов, размером до  $1\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2}$  м/м. В проходящем свете плеохроирует в лимонно-желтых тонах. С несовершенной спайностью по (010);  $2V = (+) 82, 83; Ng - Np = 0,012$ .

В большинстве кристаллы ставролита бывают окруженными своеобразной каемкой. Эти каемки состоят из радиальных стеблей зеленой шпинели. Часто в них также присутствует кордиерит и рудный минерал, образующийся видимо в связи с распадом ставролита.

Эти реакционные, или как они названы Шрауфом, келифитовые каемки, иногда нацело замещают зерна ставролита.

Андалузит. В виде призматичных кристаллов. В проходящем свете узнается по высокому показателю преломления  $Nm \approx 1,63$ . Бесцветен или пятнисто плеохроирует в светло-розовых тонах. С хорошо развитой спайностью по призме, причем, как показывают измерения на универсальном столике, угол между призмами равен около  $88-89^\circ$ .

Плоскость оптических осей параллельна (010), причем Np совпадает с [001];  $2V = (-) 87, 88, 86$ . Удлинение отрицательное;  $Ng - Np = 0,010 - 0,011$ .

Местами среди андалузита наблюдаются остаточные кристаллы дистена, которые замещаются андалузитом.

Зерна андалузита подобно ставролиту бывают окруженными



Рис. 22. Зерно ставролита с каемкой из зеленой шпинели.

реакционной каймой, состоящей в основном из волокон зеленой шпинели и из кордиерита.

Дистен. В меньшем количестве чем андалузит. Главным образом, в виде остаточных зерен среди андалузита, но имеются и самостоятельные зерна. В проходящем свете отличим от андалузита несколько более высоким рельефом, спайность ясная по (100).

$R_{(100)} - 85 Ng; 88 Nm, 5 Np, 2 V = (-) 84; 83$  (по одному выходу). Удлинение положительное;  $Ng - Np = 0,012 - 0,013$ .

Дистен также бывает окружен каемкой того же состава. Подобные келифитовые каемки, в близких к нашим породам и в частности в породах гранулитово-амфиболитового ряда, были описаны Zirkel'ем и Suess'ом и др. авторами. Особенно интересными для нас являются описанные Suess'ом (44) \*) келифитовые каемки вокруг дистена, состоящие из зеленой шпинели и кордиерита, как видим та же ассоциация минералов, что и в наших породах.



Рис. 23. Зерно дистена с каемкой зеленой шпинели и кордиерита.

Шпинель. В виде волокнистого агрегата окружает зерна ставролита и др. минералов. Встречается также и в виде более крупных изометричных зерен окрашенных в густо-зеленый цвет.

Биотит плеохроирует в желто-бурых тонах.

Хлорит развивается главным образом за счет биотита.

Иногда зерна кварца. Обильные зерна апатита и зерна рудного минерала.

\*) К сожалению ознакомиться непосредственно с работой Suess'a не удалось, указанное описание Suess'a приводится в работе Б. З. Коленко (40).

**О генезисе гранатово-ставролитово-андалузитовых амфиболитов.** Из приведенного описания геологического залегания пород уже более или менее вырисовывается их генезис.

Наиболее вероятным мне кажется, что они представляют изверженные породы габбрового состава, которые ин'екцировали осадочный субстрат в виде филлитов и пр. Последние мы находим в тех гранатово-ставролитово-биотитовых сланцах, которые в выходах с ними чередуются.

За изверженное происхождение наших пород помимо минералогического состава (в основном плагиоклазовый) говорит также и постепенные и взаимные переходы к породам серий амфиболитов, эклогитов, для которых устанавливается изверженное происхождение, таким образом описываемые породы должны рассматриваться как члены того же ряда.

Сходство в содержании некоторых минералов, с минералами сопутствующих пород осадочного ряда (гранат, биотит, ставролит, андалузит) может быть можно было бы истолковать в том же духе, как это делает Lacroix (41) для несколько схожих с нашими пород du Pallet.

Lacroix предполагает, что кристаллические сланцы du Pallet представляют эндоморфно измененные габбровые и габбро-диабазовые породы, под влиянием ассимиляции материала слюдяных сланцев. К такому же выводу приходит Б. З. Коленко (40) для кордиеритовых гранулитов, схожих с нашей формацией, круго-Байкальской жел. дор. Weber (4), Sederholm (43)\*, считают основные гранулиты и схожие с ними породы за гибридные, образовавшиеся путем ассимиляции различных пород габбровой магмой.

Мне кажется, что явления ассимиляции играют важную роль и в образовании наших пород. Может быть за такую точку зрения говорит их расположение по периферии крупного амфиболитового массива. Однако, есть и другие факторы усложняющие понимание тех и без того сложных процессов приведших к образованию наших пород. Это те дайки серых гранитов и пегматитов, которые секут амфиболиты и связанные с ними породы. В некоторых случаях воздействие пегматитов на амфиболиты выразилось в поя-

\* По работе Б. З. Коленко (40).

влении в последних роговиковой структуры, в значительном окварцевании и в появлении ряда минералов: граната, андалузита и др. В этих же условиях появляется в амфиболитах биотит, часто развивающийся за счет роговой обманки. Секущие амфиболиты пегматиты в основном слагаются из решетчатого микроклина, кварца и мусковита. В одной из осыпей у скал сложенных амфиболитами были найдены валуны пегматита в котором наравне с микроклином и кварцем можно было различить крупные до 3—4 см в длину, хорошо ограниченные кристаллы кордиерита. Очевидно источник магнезии и возможно алюминия для образования этого минерала в пегматите нужно искать в амфиболитах, из которых окислы этих металлов были ассимилированы.

Окись магнезии и алюминия наравне с кремниевой кислотой видимо являются теми основными соединениями, которые главным образом подвергались переносу и миграции. Они присутствуют в ставролите, в кордиерите, в шпинели: окись алюминия в дистене и андалузите, соединяясь с окисью магния в шпинель и кордиерит они складывают келифитовые каемки.

## ВЫВОДЫ

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы:

В геологическом строении района принимают участие разнообразные изверженные и осадочные породы, причем в распространении последних существует некоторая зональность. Наиболее древние породы развиты в северной части нашего района, а именно в водораздельной области Кавказского хребта. Двигаясь отсюда к югу, мы попадаем в все более и более молодые отложения.

Как уже было указано, древнейшие образования нашего р-на представлены мощной толщей кристаллических сланцев и метаморфических пород. Среди пород слагающих указанную толщу присутствуют с одной стороны различные филлиты, кварциты и частично известняки, обычно несколько мраморизованные, а с другой стороны значительно более измененные породы, разнообразные слюдяные и пр. кристаллические сланцы. На основании сходства литологического состава и общности разрезов, филлито-кварцитовую

толщу нашего р-на можно параллелизовать с филлито-кварцитовой толщей Дзирульского массива в Закавказье и с такими же отложениями северного склона Главного Кавказского хребта. Как известно возраст известняков и вмещающих их филлитов Дзирульского массива определяются, как нижнепалеозойский. Возрастные взаимоотношения филлитово-кварцитовой толщи нашего района с более метаморфизованными породами нельзя считать вполне выясненными. Во многих случаях различие степени измененности пород метаморфической формации вызвано контактовым воздействием отдельных интрузий, столь обильно расположенных в пределах метаморфической толщи. Таким образом, можно думать, что по крайней мере большинство кристаллических сланцев нашего р-на должны также относиться к нижнему палеозою.

Из изверженных, пород секущих метаморфическую толщу отметим различные граниты, затем кварцевые диориты и целую серию основных и ультраосновных пород от габбро, габбро-амфиболитов до перидотитов и серпентинитов. Все эти основные и ультра-основные породы представляют продукты дифференциации одного магматического, основного комплекса.

Породы основного комплекса прорывают филлито-кварцитовую толщу и в свою очередь секутся дайками гранитов и пегматитов, которые связаны с более крупными телами серых микроклиновых, или как их называют „центральных“ гранитов. На основании этих взаимоотношений и данных исследователей северного склона, устанавливающих верхний возрастной предел этих гранитов, как средне карбоновый, можно думать, что как габбро-перидотиты, так и центральные граниты являются нижнепалеозойскими, причем последние видимо связаны с более поздними фазами горообразования.

Среди более молодых образований устанавливается свита аспидных сланцев относимая к лейясу.

На подстилающих породах метаморфической толщи, аспидные сланцы лейяса залегают трансгрессивно. Вся свита аспидных сланцев, моноклинально падает на NNO, большею частью с крутым падением, причем она находится в опрокинутом положении.

В верхних горизонтах свиты по рекам Гвинцвиш, Гвандре, и в ряде др. мест удалось обнаружить ряд выходов линзообраз-



но залегающих темных известняков. Установить точно возраст известняков не удалось. Учитывая что они залегают в верхах толщи аспидных сланцев можно и их отнести в целом к верхам лейяса. В восходящем стратиграфическом разрезе далее идет порфирировая толща байоса. По речке Зиме на туфопорфирировой свите байоса залегают кварцево-слюдистые песчаники с обильными растительными отпечатками и с прослоями угля. Эти песчаники по аналогии с разрезом соседних районов Западной Грузии можно отнести к бату. На слюдястых песчаниках залегают мощная толща глинистых сланцев, которая на основании фаунистических данных, должна быть отнесена к келловей и оксфорду.

Келловей—оксфордские глинистые сланцы, из юрских отложений в нашем районе являются наиболее молодыми образованиями. В стратиграфической колонке за ними следует нижний мел. Нижне-меловые известняки ложатся трансгрессивно, то на верхнюю юру, то на среднюю, а на горе Киркипал на размытую поверхность Горабско-Киркипалской неонинтрузии.

Кверху, нижний мел сменяется сперва средним, а затем и верхним мелом, а в разрезе речки Зимы встречен небольшой выход ниже-третичных рыбных мергелей.

Среди изверженных пород, после палеозойского возраста укажем во-первых различные порфириры. Последние чаще всего залегают то в виде даек небольшой мощности, то в виде покровов расположенных среди порфирировой серии байоса.

Затем отметим различные диабазы. Главным образом они встречаются в виде даек, прорывая толщу аспидных сланцев. Выходов жильных диабазов среди вышележащей туфогенной серии мною не встречено.

Из пород секущих—юрские отложения безусловно наиболее интересными являются, так называемые неонинтрузии. Наиболее крупным выходом является Горабско-Киркипалская неонинтрузия. В основном она повидимому представлена гранитами с фациями сиенитов и кварцевых диоритов. Кроме этого крупного тела имеются еще ряд более мелких выходов преимущественно монцовитового состава. Возраст наших неонинтрузий определяется, как верхне-юрский.

В тектоническом отношении в районе можно выделить несколько зон:

Первая, будет зона южного склона, она характеризуется рядом разрывов всбросового характера с простиранием плоскостей разрывов ONO, причем общее направление движения к югу.

Вторую зону представляет синклиальная депрессия фиксируемая появлением около сел. Чхалты верхне юрских, меловых и частично ниже-третичных отложений. Синклиналь эта сильно сжата и нарушена в цельности последующей разрывной тектоникой. В частности в нашем районе фиксируется лишь ее северное крыло, которое находится в опрокинутом положении и осложнено вдобавок рядом разрывов.

Указанная синклиальная зона по всей вероятности является продолжением синклинали верховьев р.ки Бзыби и видимо вместе с ней представляет западное продолжение более крупной зоны депрессии, тянущейся вдоль всей западной части южного склона Главного хребта, и известной в более восточных р-нах под именем Рача-Лечхумской синклинали.

Следующей к югу зоной является антиклинальное поднятие, фиксируемое выходами по среднему течению р. Кодора, мелко складчатых сланцев и туфопесчаников нижней и средней юры.

**Петрографическая часть.** Из пород выделяемого основного комплекса наибольшее распространение имеют различные габбро и амфиболиты, они залегают порой в виде крупных тел среди кристаллических сланцев и пород филлитово-кварцитово-толщи.

По рекам Хецкваре, Гвандре и частично по Клычу среди габбро-амфиболитов или поблизости от них, среди кристаллических сланцев были встречены небольшие выходы перидотитов и серпентинитов. Последние чаще всего залегают в виде штокообразных, линзообразных и дайкоподобных тел.

Среди перидотитов имеются разности не содержащие окиси кальция или содержащие ее в незначительном количестве; это ряд саксонитов, дунитов, энстатитов.

Вторую группу составляют перидотиты с окисью кальция: это ряд верлитов и пироксенитов.

Кроме этих пород были встречены своеобразные тремолитовые (актинолитовые) и слюдяные перидотиты „olivnglimmerfels“. Как показывают микроскопические изучения, тремолит в тремолитовых и биотит в слюдяных перидотитах являются минералами образовавшимися уже в твердой породе, и связанными возникно-

вением с процессами перекристаллизации перидотитов. Тремолитовые и слюдяные перидотиты образуются при метаморфизме различных перидотитов. При дальнейшей тремолитизации перидотиты превращаются в тремолитовые сланцы.

Перидотиты, тремолитовые и актинолитовые сланцы в большей или меньшей степени бывают серпентинизованными.

Среди габбро наиболее развитыми являются роговообманковые габбро.

Габбро в значительной степени бывают измененными и превращенными в амфиболиты.

Широкое развитие имеют различные полосатые габбро-амфиболиты, причем в них чередуются темные полосы богатые роговой обманкой, с светлыми полосами преимущественно плагиоклазового состава. Указанная полосатость в значительной степени обуславливается параллельными ин'екциями плагиоклазитов.

Габбро-амфиболиты сопровождаются свитой жильных пород среди которых в лейкократовой серии можно различать различные плагиоклазиты, плагиаплиты, жильные лейкократовые габбро и т. д. В меланократовой свите можно различать различные жильные меланократовые габбро, габбро-диабазы, габбро-пегматиты и т. д.

Среди амфиболитов имеются также несколько типов. Наиболее широко развитыми являются плагиоклазово-роговообманковые амфиболиты. Некоторые разности кроме плагиоклаза и амфибола содержат также кварц, иногда до 20—25%. Затем встречаются полевошпатовые амфиболиты, состоящие почти из одного плагиоклаза, иногда с небольшим содержанием мроговой обманки, иногда и кварца, причем содержание последнего достигает в некоторых разностях до 20—30%.

По реке Хецкваре автором была встречена своеобразная свита амфиболитов, некоторые разности которых содержат в большом количестве гранат и образуют переход к гранатово-роговообманковым породам. Эти разности могут быть названы эклогитами.

Другие разности амфиболитов, кроме указанных составных частей: плагиоклаз, роговая обманка характеризуются присутствием ряда минералов как: ставролит, кордиерит, андалузит, дистен, гранат, шпинель и др., причем весьма обычной является в этих породах келифитовая структура. Зерна ставролита, андалузита и

дистена бывают окружены каемкой, состоящей из радиальных волокон зеленой шпинели и зерен кордиерита.

Для уяснения генезиса описываемых пород важны следующие факты. На выходах описываемые породы чередуются и весьма тесно смешаны с метаморфическими породами осадочного происхождения, которые они ин'екцировали и частично мигматизировали. Распознать метаморфические осадочные и изверженные породы можно по минералогическому составу. В то время как первые в основном состоят из кварцево-биотитового агрегата, с небольшой примесью плагиоклаза, вторые имеют существенно плагиоклазовый состав и связаны постепенным переходом с полевошпатовыми амфиболитами. В то же время с осадочными породами, с которыми они чередуются, их роднит наличие одних и тех же минералов связанных появлением с перекристаллизацией: гранат, ставролит, кордиерит, андалузит, биотит и пр. Общность метаморфических минералов позволяет думать, что все эти породы совместно подверглись более позднему метаморфизму. В нашем случае причиной этого более позднего метаморфизма, является внедрение серых гранитов, многочисленные дайки которых, секут амфиболиты и чередующиеся с ними прочие кристаллические сланцы.

## ZUSAMMENFASSUNG

Im Jahre 1933 wurden vom Autor am südl. Abhange des Kaukasischen Hauptrückens am Oberlauf des Flusses Kodori geologisch-petrogr. Untersuchungen ausgeführt. Der Fluss Kodori, einer der grössten Flüsse am südl. Abhange, entspringt dem Wasserscheidegebiete des Hauptrückens. Die Untersuchungen konzentrierten sich gerade auf dieses Gebiet. Die vorliegende Arbeit gibt keine ausführliche geol.-petr. Beschreibung des Bezirks, sondern beschränkt sich hauptsächlich auf die der Folge von alten basischen u. ultrabasischen Gesteine, welche als Produkte der Differentiation eines basischen magmatischen Komplexes angesehen werden müssen.

Der petr. Beschreibung der Gesteine geht eine kurze geol. Beschreibung des Rayons voran. Die stratigraphische Kollonne kann folgendermassen dargestellt werden:

Zu Grunde des Profils liegt die Folge von metamorphen Gesteinen u. kristallinen Schiefen mit untergeordneten Intrusionen der Granite, Quarzdiorite u. verschiedenen basischen u. ultrabasischen Gesteine u. zwar von Gabbro-Amphiboliten bis Peridotiten u. Serpentinitten. Unter den Sedimenten, welche zu dieser Folge gehören, werden einerseits verschiedene Phyllite, Quarzite u. Kalksteine, andererseits verschiedene metamorphisierte Gesteine, nämlich Glimmergneise u. a. kristallinsche Schiefer festgestellt.

All diese Gesteine lassen auf weit gegangene Metamorphose schliessen u. gehören zu den ältesten Bildungen des Kaukasus. Auf Grund der Aehnlichkeit der Profile u. der lithologischen Gleichheit hält der Autor für möglich, die Phyllit-Quarz-Kalksteinfolge mit analogischen Gesteinen des Dsirula-Massivs in Transkaukasien u. teilweise mit den des nördl. Kaukasus, deren unterpäläozoisches Alter festgestellt wird, zu parallelisieren.

Die Frage über das Alter der stärker metamorphisierten Gesteine ist nicht ganz klar. Viele Autoren zählen sie zum Präkambrium, kristallinische Schiefer des Oberlaufes des Fl. Kodori aber ist der Autor geneigt, auch für Unterpaläozoikum zu halten, indem er ihre tiefe Veränderung auf lokale Wirkung der durch Eindringen der einzelnen Intrusionen hervorgerufenen Kontaktmetamorphose zurückführt. Hinsichtlich der Altersbezeichnungen der Eruptivgesteine rechnet der Autor die Gabbro-Amphibolite u. die mit ihnen verknüpften Peridotite u. Serpentinite zu den ältesten Gesteinen.

Ihr Alter ist am ehesten unterpaläozoisches. Im Vergleich mit Gabbro-Amphiboliten sind sog. „Zentralgranite“ augenscheinlich jünger, ihr Alter scheint nicht über die Grenze des unteren Paläozoikums hinauszugehen. Die Gesteine des kristallinischen Komplexes sind ausschliesslich im zentralen Teile des Rückens verbreitet.

Unter jüngeren Ablagerungen ist der Komplex der Dachschiefer, die schon dem Lias angehören, zu bezeichnen. Die unterliegende Folge der kristallinischen u. metamorphischen Gesteine wird von Dachschiefeln transgressiv überlagert. Die ganze Folge der Tafelschiefer fällt monoklinal nach NO zum grossen Teil unter steilem Winkel ein u. ist überkippt.

In oberen Zonen der Folge wurden längs der Flüsse Gwintzsch u. Gwandra u. an vielen anderen Stellen Kalksteine, meist von dunkler Farbe festgestellt. Ihr Alter ist noch nicht aufgeklärt; es ist nicht ausgeschlossen, dass sie oberliassischen Alters sind.

Im binaufsteigenden Profil liegt ferner eine Porphiritfolge der Bayeaux-Stufe des mittleren Juras.

Längs des Flusses Sima gelang es Quarzglimmersandsteine festzustellen, die man mutmasslich zum Bath rechnen kann. Auf diesen Sandsteinen lagert eine Tonschieferfolge, in welcher die Fauna der Ammoniten gefunden wurde. Auf Grund dieser Funde muss man schliessen, dass diese Folge Kelloway u. Oxford umfasst.

In dem Profil desselben Fl. Sima ist zu sehen, wie auf die denudierte Oberfläche Kelloway-Oxfords die untere Kreide transgressiv lagert. Nach Westen zu lagert sie schon über dem mittleren Jura bei dem Berge Kirkipal, dann aber über der denudierten Oberfläche der Kirkipaler Neointrusion, u. Im stratigraphischen Qu-

erschnitt folgen der unteren Kreide die Mittlere u. Obere. Dasselbe Profil wird auch entlang dem Fl. Kodori u. Bergrücken Kirkipal festgestellt.

Es ist noch die längs dem Fl. Sima getroffene Schichtenreihe von bläulich grauen Mergeln zu verzeichnen. Darin finden sich reichlich Fischschuppen. Zufolge gleichen Profils des Nachbarrayons zählt der Autor diese Fischmergel zum oberen Eocän. Unter den die jurassischen Ablagerungen durchbrechenden Gesteinen weist der Autor vor allem auf verschiedene Porphyrite, welche vorwiegend in der Porphyritserie als unbedeutende Decken vorkommen. Es werden dann verschiedene Diabase angegeben, welche sich oft in Schiefeln u. Lias finden.

In der tuffogenen Schichtenreihe hat der Autor Ausstriche von Diabasgängen beobachtet.

Unter den die jurassischen Ablagerungen durchsetzenden Gesteinen sind die sog. „Neointrusionen“ am interessantesten.

Am grössten ist der Ausbiss von Gorabi-Kirkipaler Neointrusion. Diesselbe ist vorwiegend durch Granite vertreten, welche fozial in Syenite u. Diorite übergehen können.

Neben diesem grossen Körper gibt es noch eine Reihe von unbedeutender Ausstrichen von monzonitischer Zusammensetzung.

Diese Intrusionen durchsetzen den mittleren Jura u. werden durch untere Kreide überlagert. Auf diese Weise wird ihr oberjurassisches Alter ganz genau festgestellt.

Bezüglich der Tektonik lassen sich in dem Bezirk mehrere Zonen hervorheben. Als erste Zone gilt die des südl. Abhanges. Als Hauptmerkmal ihres tektonischen Baues sind die überkippte Lagerung der einzelnen Formationen u. das Vorhandensein bedeutender Überschiebungen mit Streichen von WNW nach OSO. Das Fallen der Verwerfungsflächen ist nach Norden, die Richtung der Bewegung aber von Norden nach Süden gerichtet.

Die zweite Zone wird durch eine Synklinaledepression vorgestellt, welche durch ihre Lage beim Dorfe Tschahalta durch oberjurassische, kretazische u. z. T. untertertiäre Ablagerungen festgestellt ist. Diese Synklinale ist sehr zusammengezogen u. ihre Einheit durch später stattgehabte Bruchtektonik gestört. In dem betreffenden Rayon liegt nur ihr nördlicher Flügel, welcher überkippt u. dazu durch eine Reihe von Zerreissungen verwickelt ist, vor.

Die angegebene Synklinalzone scheint Fortsetzung der Synklinale vom Oberlauf des Flusses Bsibi zu sein u. stellt augenscheinlich westliche Fortsetzung der bedeutenderen Zone von längs dem ganzen südl. Abhang ziehenden Depressionen u. der in östlicheren Regionen bekannten Ratscha-Letschchumis Synklinale vor.

Folgende Zone nach Süden ist eine antikinale Hebung, fixiert durch Ausbisse am Mittellauf des Fl. Kodori, welche durch gefaltete Schiefer u. Tuffsandsteine des unteren u. mittleren Juras gekennzeichnet sind.

Unter den Gesteinen des vom Autor hervorgehobenen Hauptkomplexes haben verschiedene Gabbros u. Amphibolite die grösste Verbreitung. Sie sind den kristallinen Schiefen u. Gesteinen der phyllit-quarzitischen Folge oft als mächtige Körper eingelagert. Unter Gabbro-Ampholiten oder in ihrer Nähe wurden den Flüssen Chetzkwara, Gwandre u. z. T. Klitsch entlang die grössten Ausbisse von Peridotiten u. Serpentinitten beobachtet. Diese lagern sich am häufigsten als stockförmige, linsenförmige u. deckenartige Körper. Unter den Peridotiten gibt es Varietäten, welche CaO nicht enthalten oder an ihm sehr arm sind; das sind Sachsenite, Dunite, Enstatite.

Die zweite Gruppe bilden Peridotite mit CaO, das sind Verlite,—die Uebergangstypen zu Pyroxeniten liefern.

Neben diesen Gesteinen finden sich auch eigentümliche Tremolitperidotite u. Glimmerperidotite oder sog. Olivinglimmerfelse. Diese Tremolitperidotite sind bei der Tremolitisierung verschiedener Peridotite entstanden. Wie das mikroskopische Studium zeigt, sind Tremolit—u. Tremolitperidotiten u. Biotit in Biotitperidotiten schon in hartem Gestein gebildete Mineralien, u. ihre Bildung ist mit Vorgängen der Metamorphose des Peridotits verknüpft. Die Peridotite gehen bei der Metamorphose in Tremolit u. Aktiolit-schiefer über. Unter Gabbros sind Hornblendegabbros am meisten verbreitet.

Gabbro findet sich gewöhnlich im höchsten Grade verändert u. in Amphibolite umgewandelt. Eine grosse Verbreitung haben verschiedene gestreifte Amphibolite, deren Streifigkeit (zonare Struktur) durch Abwechseln der an Hornblende reichen dunklen Lagen mit an Plagioklas reichen hellen Lagen bedingt wird. Diese Streifigkeit ist hauptsächlich auf parallele Injektionen der Plagio-

klasite zurückzuführen. Bei der Metamorphose verwandeln sich die Plagioklaslagen in Epidositadern.

Gabbro-Amphibolite werden von Gangzügen begleitet, unter welchen in der leukokraten Folge verschiedene Plagioklasite u. leukokrate Gabbros u. a. unterschieden werden können. In der melanokraten Folge kommen verschiedene melanokrate Ganggabbros, Gabbro-Diabase, Gabbro-Pegmatite u. a. vor. Unter den Amphiboliten gibt es auch mehrere Typen. Am häufigsten sind Plagioklas-Hornblende-Amphibolite verbreitet; etliche Varietäten enthalten neben Amphibolen u. Plagioklasen auch Quarz.

Ferner kommen Feldspatamphibolite vor, welche fast ausschliesslich aus dem Plagioklas, zuweilen mit geringem Gehalt an Hornblende, manchmal auch an Quarz, zusammengesetzt sind.

Dem Flusse Chetzkwara entlang ist der Autor einem eigentümlichen Komplex von Amphiboliten begegnet, wovon einige Mineral Granat in grosser Menge enthalten u. einen Uebergang zu Granat-Hornblendegesteinen oder Eklogiten bilden.

Andere werden neben den Hauptbestandteilen durch eine Reihe von Mineralien u. zwar Staurolith, Kordierit, Andalusit, Disthen, Granat, Spinell u. a. gekennzeichnet, wobei die Keliplitstruktur für sie eine sehr übliche ist. Die Körner von Staurolith, Andalusit u. Disthen sind gewöhnlich durch einen Saum aus radialen Fasern von grünem Spinell u. Kordieritkörnern umschlossen. Die Entstehung dieser Gesteine hat nach Autors Meinung der durch die Decke der grauen Mikrokling granite hervorgerufenen Kontaktmetamorphose, durch welche die Amphibolite am Ausgehenden durchschnitten werden, zu verdanken.

### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Табагари В. И. — Отчет в Груз. Отд. Института Минерального Сырья, за 1933 г.
2. Мушкетов И. В. — Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. *Тр д Геол. Ком.*, 1896 г., XIV, № 4.
3. Конюшевский Л. К. — Отчет о геологических исследованиях в Сухумском Округе, Тбилиси 1915 г.
4. Белянкин Д. С. — Геолого-петрографические исследования в высокогорной Абхазии. Эксп. Акад. Наук СССР. 1933 г.
5. Джанелидзе А. И. — Доклад в Геологическом Инст-те Грузии 1933 г.
6. Герасимов А. П. — Обзор современных данных по геологии Кавказа, *Известия Геол. Ком.*, 1928 г., № 4.
7. Герасимов А. П. — Кавказская складчатость и вулканизм. *Природа*, 1922 г., № 3—5.
8. Герасимов А. П. — К вопросу о возрасте древнейших свит на Сев. Кавказе, *Известия Геол. Ком.*, 1929 г., № 7.
9. Робинсон В. Н. — Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Сев. Кавказе. *Труд., Всес. Геол. Разв. объедин.*, вып. 226, 1932 г.
10. Смирнов Г. М. — Из геологических наблюдений в восточной части Шорапанского уезда. *Закавк. Краев. Сборник*, 1930 г, том I сер. А.
11. Кузнецов И. Г. — Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. *Изв. Всес. Геол. об.*, 1931 г., вып. 100.
12. Гамкредидзе П. Д. — Геологическое описание части долины р.р. Дзирулы и Чхеримелы. 1932 г. вып. 2.
13. Казахашвили Т. Г. и Татриашвили Н. Ф. — Отчет в Груз. Отд. ИМС, 1936 г.
14. Флоренский А. А. и Барсанов Г. Н. — Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цхали в Юго-Осетии. Производител. силы Юго-Осетии (СОПС), сборн. IV, 1936 г.
15. Безбородько Н. И. — Змеевиковый пояс и его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубанской области. *Извес. Алекс. Донского Политехнич. Ин-та*, 1913 г., том II, отд. II.
16. Сердюченко Д. П. — Граниты Бескеса и Мошевой и их контакты со змеевиками, Сев. Кавказа. Петрограф. Экспедиция 1933 г. Издат. (СОПС). 1936 г.
17. Игнатъев Н. А. — Геолого-Петрографический очерк района р.р. Малой Лабы и ее притоков. Сев. Кавк. Петрограф. Экспедиц. 1933 г. Изд. (СОПС) 1936 г.
18. Соловьев С. П. — К вопросу о возрасте древнейших гранитов Кавказского хребта. *Запис. Всероссийск. Минералог. общества*, 1936 г., вып. 2, сер. II.
19. Белянкин Д. С. — Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Доклад Закавк. Конференции (СОПС) Акад. Наук 1/XII—1934 г.
20. Герасимов А. П. — Тектоника и вулканические циклы и металлогения Сев. Кавказа. *Геология на фронте индустриализации*, № 7—9, 1933 г.
21. Канделаки Н. А. — Отчет в Геол. Ин-те Грузии 1933.
22. Vogt J. — The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks, 1924.
23. Vogt J. — Geologie of the platinum metals.
24. Duparc L. — Le platine et les gites platinifères de l'Oural et du monde, 1920.
25. Duparc L. Sur la composition chimique et l'uniformité petrographique des roches qui accompagnent la dunité dans les gisements platinifères. 1922.
26. Duparc L. — Sur le produit de fusion de la dunité. 1919.
27. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — Что такое дунит. *Доклады Акад. Наук*, 1928 г.
28. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — О самом южном месторождении платины на Урале. *Извест. Петроград. Политех. Ин-та*. 1908.
29. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — О новом месторождении платины на Урале. *Извест. Петроград. Политех. Института*. I—а, 1909 г.
30. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — Опыт перекристаллизации горных пород в твердом состоянии. 1910.
31. Заварицкий А. Н. — Перидотитовый массив Рай-Из'а в Полярном Урале, 1932 г.
32. Коленко Б. З. — Перидотиты Крутой Губы. *Запис. Минерал. Общ.*, Петроград 1916 г., сер. 2, часть I.
33. Розенбуш — Описательная петрография, пер. под редакцией Лодчинова В. Н., 1934 г.
34. Проф. Белянкин Д. С. — Лысая сопка, *Извест. Геол. Ком.* 1932 г., вып. 55.
35. Кротов Б. П. — Петрографич. исследование южной части Миасской дачи. *Тр. Казан. общ. ест.*, 1915 г., XL VIII.

36. Заварицкий А. Н.—Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале, *Изв. Геол. Ком.* 1924 г., XIII, № 3.
37. Заварицкий А. Н.—Дуниты Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 мт. *Вестн. Геол. Ком.*, 1925 г., № 4.
38. Падалка Г. П.—Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Сев. Урале. *Труд. Г.Г.Р.У.*, вып. 50.
39. Татаринцов П. М.—Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. *Тр. Геол. Ком.*, 1928 г., вып. 185.
40. Коленко Б. З.—Петрографич. эскизы. Кордперитовые гранулиты и келифитовая структура. *Труды Ин-та Прикл. Минерал.*, 1926 г., вып. 24.
41. Lacroix A.—Les modifications endomorphes du gabbro du Pallet, 1898.
42. Weber M.—Metamorphe Fremdlinge in erstarret. Gest. 1910.
43. Sederholm I.—Synantetic minerals and related phenomena. *Bull. de la commiss. geol. de Finlande*, 1916, № 48.
44. Suess E.—Der Granulitzug v. Barry in Mähren, 1900.

## О Г Л А В Л Е Н И Е.

	Стр.
<b>Введение</b> . . . . .	3
<b>Обзор литературы</b> . . . . .	4
<b>Морфология района</b> . . . . .	4
<b>Геологическое строение района</b> . . . . .	8
Кристаллическая формация . . . . .	9
Аспидные сланцы лейяса . . . . .	18
Известняковая свита . . . . .	19
Порфиритовая свита средней юры . . . . .	20
Свита кварцево-слюдистых песчаников реки Зимы . . . . .	21
Глинистые сланцы Келдрей-Оксфорда . . . . .	21
Меловая формация . . . . .	22
Третичные отложения . . . . .	23
Четвертичные отложения . . . . .	23
Изверженные породы Юрского и Последюрского возраста . . . . .	24
Диабазы . . . . .	24
Порфириты . . . . .	25
Неоинтрузии . . . . .	25
Тектоника . . . . .	28
<b>Петрографическое описание древних основных и ультраосновных пород</b> . . . . .	30
Группа перидотитов . . . . .	32
Саксониты . . . . .	32
Дуниты . . . . .	41
Энстатиты . . . . .	41
Верлиты . . . . .	42
Пироксениты . . . . .	43
Тремолитовые перидотиты . . . . .	44
Слюдяные перидотиты . . . . .	47
Серпентиниты . . . . .	50
Тремолитовые и актинолитовые сланцы . . . . .	53
Группа габбро, габбро-амфиболитов . . . . .	56
Жильная свита . . . . .	60
Лейкократовые жильные габбро . . . . .	61
Плагноклазиты . . . . .	61
Плагиаплиты . . . . .	62

	Стр.
Меланократовая свита . . . . .	63
Кварцевые габбро, габбро-диориты . . . . .	63
А м ф и б о л и т ы . . . . .	64
Роговообманково-плагноклазовые амфиболиты . . . . .	65
Полевошпатовые амфиболиты . . . . .	67
Роговообманковые сланцы . . . . .	68
Гранатовые амфиболиты . . . . .	68
Гранатово-роговообманковые породы (эклогиты) . . . . .	68
Гранатово-биотитовые породы . . . . .	69
Гранатово-хлоритовые породы . . . . .	70
Амфиболиты с гранатом, ставролитом, андалузитом . . . . .	70
О генезисе гранатово-ставролитово-андалузитовых амфиболитов . . . . .	74
<b>Выводы</b> . . . . .	75
<b>Резюме на немецком языке</b> . . . . .	81
<b>Список цитированной литературы</b> . . . . .	86

Отв. редактор—проф. А. Джанелидзе.  
Корректор—Тугуши О.  
Выпускающий—Малания Н. В.  
Главлит № 6-91.  
Сдано в производство—23/II-38 г.  
Подписано к печати—14/IV-38 г.  
Тираж—600.  
Размер 6×10.  
Печатных листов—6.  
Заказ № 258.