

С. Б. Абовян

**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
ОЗЕРА СЕВАН**

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Բ. ԱԲՈՎՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ԱՓԻ
ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՕԴՏԱԿԱՐ
ՀԱՆԱԾՈՒՆԵՐԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. Б. АБОВЯН

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
ОЗЕРА СЕВАН**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1961

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР*

Работа представляет собой монографическое обобщение многолетних (1950—1960 гг.) исследований автора по северо-восточному побережью озера Севан — одному из интереснейших районов Армянской ССР. В работе большое внимание уделено уточнению геологического строения региона, изучению закономерностей распространения формации ультраосновных и основных интрузивных пород, их петрографического состава и полезных ископаемых, связанных пространственно и генетически с этими породами.

Работа представляет интерес для геологов, изучающих бассейн озера Севан и петрографию формаций ультраосновных и основных интрузивных пород.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время, в связи со значительным развитием в Закавказье цветной металлургии, машиностроения, химической и электротехнической промышленности и созданием черной металлургии, проблема обеспечения Закавказья местной хромитовой рудой и высокоогнеупорными изделиями приобретает особую актуальность.

Предлагаемая работа посвящена геологии северо-восточного побережья озера Севан, основным геологическим особенностям формации ультраосновных и основных пород и месторождениям полезных ископаемых (хромита, магнезита, асбеста, золота и др.), связанным пространственно и генетически с этими породами.

Работа является результатом исследований, проведенных автором на северо-восточном побережье озера Севан в течение 1950—1960 гг. В 1950—1954 гг. автор, будучи аспирантом Института геологических наук АН АрмССР, без отрыва от производства, работал в Управлении геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР в качестве геолога Шоржинской, а затем Севанской партий. За это время им проводились разведочно-эксплуатационные работы на Шоржинском месторождении хромистого железняка и были начаты поисково-разведочные работы на магнезит, сопровождавшиеся геологической съемкой северо-восточного побережья озера Севан. Полученные итоги автором были изложены в промежуточных отчетах за 1952 и 1953 гг. Впоследствии, аспирантом с отрывом от производства, а с 1955 г. научным сотрудником того же института он продолжал начатые работы до 1960 г. включительно.

На основании собранного фактического материала по новому трактуется геологическое строение исследованного района, а также дается детальное описание месторождений хромита, микроскопическая и химическая характеристика хромитовых руд, проведенная для месторождений северо-восточного побережья озера Севан впервые. По месторождениям магнезита в работу включены все новейшие материалы по этому вопросу, впервые описываются связанные с ними новые для Армении минералы. Проявления асбеста и железных руд, выявленные автором в процессе поиско-

во-съемочных работ, а также никеленосность и кобальтоносность ультраосновных пород также описываются впервые в литературе.

Камеральная обработка материалов проводилась в ИГН АН АрмССР и в Минераграфической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Химические анализы ультраосновных и основных пород, их метаморфических разновидностей, хромшпинелидов, магнезита и асбеста выполнены в химических лабораториях ИГН АН АрмССР и Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Термические анализы магнезита проведены в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР.

При обработке материалов автор пользовался консультацией действительных членов АН АрмССР К. Н. Паффенгольца, И. Г. Магакьяна, доктора геолого-минералогических наук Г. А. Соколова и кандидата геолого-минералогических наук В. П. Логинова. Определения верхнемеловой фауны проведены кандидатом геолого-минералогических наук В. Л. Егояном, а палеоцен-эоценовой фауны — членом корреспондентом АН АрмССР А. А. Габриеляном. Всем указанным лицам автор выражает глубокую признательность.

Работа в целом выполнялась под научным руководством академика А. Г. Бетехтина, которому автор считает приятным долгом выразить глубокую благодарность за общее направление работы и ценные советы.

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

1. ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северо-восточное побережье озера Севан расположено примерно в осевой части Малого Кавказа. В геоморфологическом отношении район охватывает юго западные отроги Арегунийского (Гюнейского) и Севанского (Шахдагского) хребтов, являющихся водоразделом между бассейном озера Севан и речной системой правых притоков среднего течения р. Куры. По Севанскому хребту проходит граница между Армянской и Азербайджанской ССР (фиг. 1).

На северо-западе, к северу от сел. Шоржа, Севанский хребет узкой перемычкой соединяется с Арегунийским хребтом (вершина Киркити-даг—2740,6 м), а на юго-востоке, к востоку от вершины Гинял (3373 м) — с Муровдагским хребтом. Водораздел Арегунийского хребта проходит на сравнительно низких высотах 2400—2600 м, среди которых выступают отдельные вершины: Киркити-даг (2740,6 м), Союх-Булак (2673 м). Водораздел Севанского хребта к северо-западу от вершины Шахдаг (2984 м), проходя на тех же сравнительно низких высотах к юго-востоку быстро поднимается и на протяжении 40 км проходит на однообразных высотах 2800—3000 м, среди которых выступают отдельные вершины: г. Коджа (3317 м), Кара-Архач (3062 м).

Водораздельная линия Арегунийского хребта отстоит от озера на расстоянии всего 1—1,5 км. На северо-западе водо-

раздельная линия Севанского хребта отстоит от озера на расстоянии 3 км и по направлению к юго-востоку отступает все дальше и дальше от берега. Верхние части обоих хребтов крутые, местами почти отвесные. Отсюда начинается ряд поперечных, террасированных отрогов коротких, но глубоких ущелий, впадающих в озеро. Речки маловодные, часто в летний период иссякают. В весеннее время они несут большое количество талых и дождевых вод, устремляющихся в долины бурными потоками. Периодически выпадающие среди лета дожди иногда создают потоки разрушительной силы, несущие с собой большое количество каменного материала, образуя нередко конусы выносов. Главными стоками эрозионных продуктов юго-западного склона Арегунийского и Севанского хребтов являются рр. Тохлуджа, Джил, Бабаджан, Шмперт, Памбак, Караван-Сарай, Сатанахач, Кясаман, Джанахмед, Конгур и др.

На юго востоке района располагается обширная Мазринская равнина, которая к северо-западу постепенно сужается и в виде узкой полосы шириной в 50—500 м окаймляет северо-восточное побережье озера. Эти равнинные участки являются древним дном озера и ныне представляют собою районы преимущественной аккумуляции осадков (аллювиально-пролювиальные образования конусов выносов и др.).

Таким образом, в исследованном районе можно выделить две геоморфологические единицы.

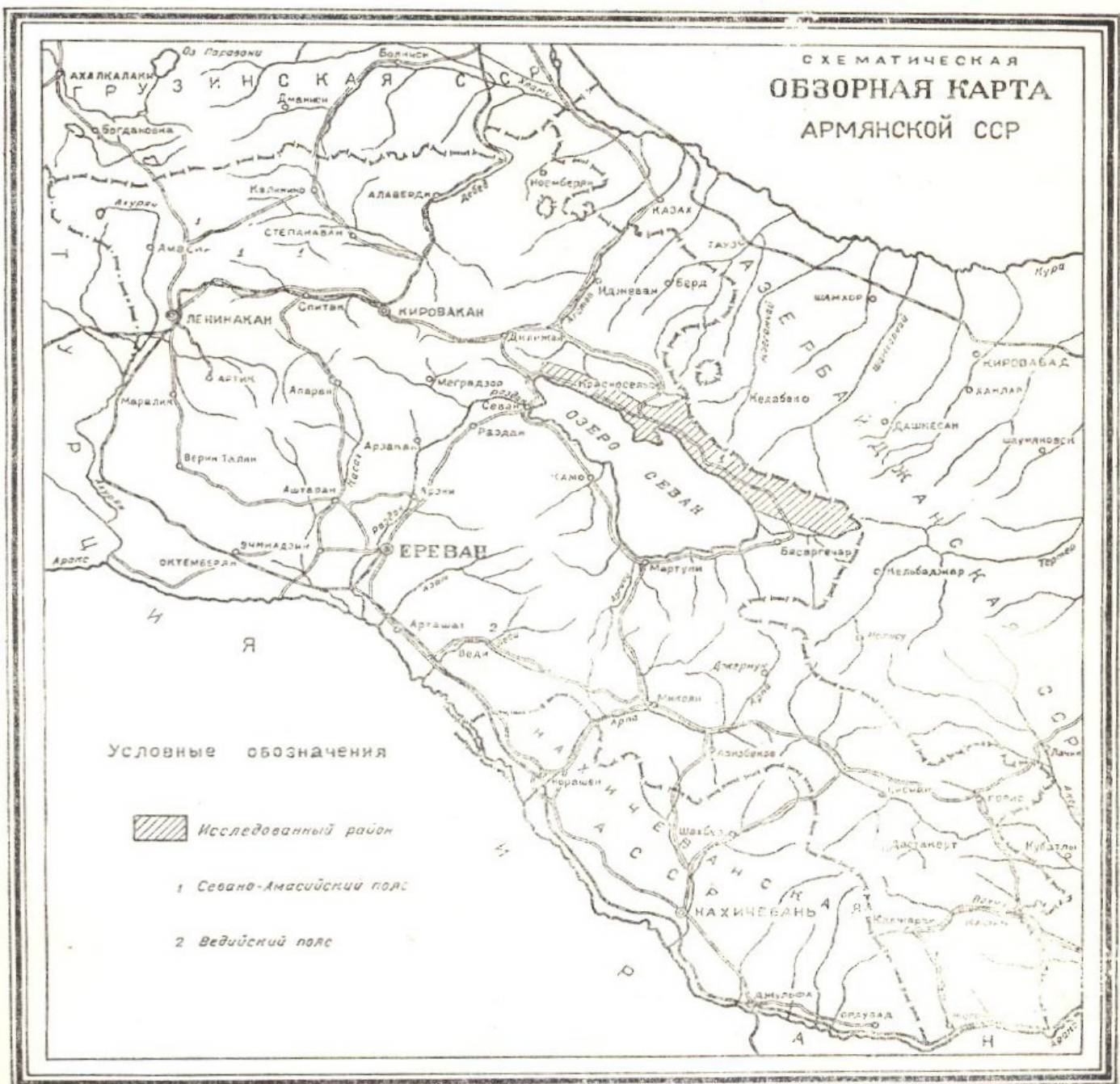
а) Высокогорную область Арегунийского и Севанского хребтов с резко расчлененным рельефом, являющуюся районом преобладающей денудации;

б) Область Мазринской равнины и равнинной полосы побережья озера Севан, представляющую собой район преимущественной аккумуляции осадков.

2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА

Первые сведения по геологии Севанского бассейна, представляющие ныне лишь исторический интерес, относятся к началу XIX века.

Первым выдающимся геологом, исследовавшим весь Кавказ — был «отец геологии Кавказа» русский академик Г. В. Абих (1867, 1882), труды которого сохранили свою ценность



Фиг. 1. Схематическая обзорная карта Армянской ССР.

до наших дней. Касаясь геологии северо-восточного побережья озера Севан, Г. В. Абих, схематично, но в основном правильно, выделил древние эффузивные образования — диабазы и зелено-каменные породы, порфириды и порфиры с отдельными «пятнами» меловых и эоценовых известняков, а также габбро и перидотита.

Позднее горный инженер М. Ф. Митте (1891), не приводя новых данных по геологии Севанского бассейна, высказывает полностью подтвердившееся впоследствии мнение о связи колебаний уровня озера с климатическими изменениями.

В работе Е. С. Маркова «Озеро Гокча» (1911) приводятся данные по изучению географических особенностей бассейна озера, климата, гидрологии, дна озера и пр. Им была составлена первая батиметрическая карта озера, чем были опровергнуты неверные данные о 175—500-метровых глубинах, державшиеся еще в 90-х годах прошлого века.

Большое значение в изучении строения Севанского бассейна и Малого Кавказа в целом имели работы Ф. Ф. Освальда (1910, 1912). По его данным Севанский хребет сложен верхнемеловыми интрузивами серпентинитов и габбро. В тектоническом развитии Армении он выделяет домиоценовую складчатость и образование разломов и глыбовые движения в послемииоценовое время, сопровождающиеся вулканической деятельностью и возникновением больших озер. Тектонические взгляды Ф. Ф. Освальда имели большое влияние на выводы последующих исследователей Севанского бассейна.

Советский период в изучении северо-восточного побережья озера Севан характеризуется широким развитием поисково-съёмочных и геолого-разведочных работ. Кавказская секция Геолкома во главе с ныне действительным членом АН Армянской ССР К. Н. Паффенгольцем с 1923 г. начала работать по изучению месторождений Малого Кавказа. С 1929 по 1934 гг. К. Н. Паффенгольцем был покрыт геологической съёмкой бассейн озера Севан. Результаты этих работ опубликованы в труде «Бассейн озера Гокча» (1934), который сохраняет до сих пор свою большую ценность.

В связи с подготовительными работами по реконструкции Севан-Разданского бассейна с 1927 по 1930 гг. экспедиция АН СССР, под руководством академика Ф. Ю. Левинсона-Лессин-

та, проводила комплексное изучение бассейна озера Севан. Описание итогов ее работ приведено в многотомном труде «Бассейн озера Севан», с приложением геологических, гидрогеологических, почвенных, геоботанических карт и карт донных осадков озера. Из трудов экспедиции, посвященных геологии, гидрогеологии и петрографии северо-восточного побережья озера, необходимо отметить ценные работы С. С. Кузнецова (1929, 1930) и А. С. Гинзберга (1929, 1930). С. С. Кузнецов оспаривал отдельные геологические построения К. Н. Паффенгольца. Однако геологическая карта, составленная им, является бесструктурной и отражает лишь петрографический состав отложений.

К этому же периоду относится начало поисково-разведочных работ, связанных с минеральными богатствами района, которые были известны еще задолго до революции. В 1924—1925 гг. петрография ультраосновных пород северо-восточного побережья изучалась С. Е. Айвазовым (напечатано в работе К. Н. Паффенгольца в 1934 г.), однако начатые исследования не были доведены до конца в связи с его безвременной смертью. Им впервые были установлены признаки платиноносности на Шоржинском перидотитовом массиве.

Детальным исследованием ультраосновных пород района и связанных с ними месторождений хромистого железняка занимался в 1930 г. А. Г. Бетехтин. Он же приступил к изучению платиноносности Шоржинского перидотитового массива (1932) и впоследствии дал промышленную оценку месторождений хромита на северо-восточном побережье озера Севан. В его труде «Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще» (1937), в противоположность существующим теориям о происхождении этих месторождений, дана проработка всего главного материала по этому вопросу в свете новой гипотезы образования хромитовых месторождений.

В 1931—1932 гг. по линии Закавказского геологического управления Г. А. Кечек проводил детальные поисково-разведочные работы с целью выявления месторождений хромита на северо-восточном побережье озера Севан и их промышленной оценки.

Большие работы в районе были проведены в 1935—1938 гг. геологами А. В. Кржечковским и Г. М. Арутюняном. Первым были изучены ультраосновные породы и месторождения хромитов и магнезитов района, а вторым разведаны Джильское месторождение хромита («Главная жила»), а на некоторых месторождениях магнезита Джильской и Бабаджанской групп подсчитаны запасы.

С конца 30-х годов до 1951 г. включительно меловые отложения Севанского хребта и бассейнов рр. Тертер и Акеры изучались В. П. Ренгартенем (1941, 1952), который внес некоторые изменения в стратиграфическом расчленении этих отложений. По новым фаунистическим данным В. П. Ренгартена, вулканогенно осадочная толща Севанского хребта имеет не туронский, как это считал К. Н. Паффенгольц (1934)*, а коньякско-сантонский возраст, а вышележащая карбонатная толща — верхнесенонский возраст.

С 1942 по 1951 гг. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР на договорных началах с Ереванским заводом «Хромпик» проводились разведочно-эксплуатационные работы на Шоржинском месторождении хромистого железняка. Были разведаны более глубокие горизонты центральной части месторождения и, в основном, выяснено, что дунитовые выходы, отмеченные на поверхности, на глубине расширяются и в связи с этим увеличивается их перспективность в смысле хромитоносности. Результаты этих работ отражены в отчетах С. П. Чумаковой, Х. К. Бойчарова, С. И. Аванесяна, Т. Х. Татевосяна и С. М. Матевосяна.

Исследованием ультраосновных пород Джил-Сатанахачского массива в связи с их магнезитоносностью занимался в 1945 г. Ю. А. Арапов (1946). Петрографическими исследованиями основных и ультраосновных пород юго-восточной части района занимался в 1946—1948 гг. Т. Ш. Татевосян (1952), который пришел к выводу о двух возрастах интрузивов — предэоценовом и верхнеэоценовом. Им также отмечены выходы древних метаморфических пород кембрия-докембрия у сел. Гейсу. Однако наличие интрузивов древнее верхнего эоцена и ме-

* Тогда фауна, собранная К. Н. Паффенгольцем из этой толщи, В. П. Ренгартенем ошибочно была определена как туронская.

таморфических сланцев кембрия-докембрия нашими исследованиями не подтвердились.

Минералогическими исследованиями прибрежных отложений озера Севан занимался в 1949 г. С. Г. Саркисян, который, на основании детального изучения этих отложений, выделяет наиболее благоприятные участки под сельскохозяйственные культуры.

Исследованием минералогии коренных пород и аллювия рек западной и северо-восточной частей бассейна озера Севан в 1948 г. занималась И. Г. Гаспарян (1956). Ею составлена шлиховая карта этих районов, на которой впервые отмечены ореолы распространения таких минералов, как самородное золото, киноварь, касситерит и монацит.

На основании данных, полученных И. Г. Гаспарян, в 1951 г. геологами В. Г. Сарибекковым и Т. М. Степаняном было открыто месторождение золота на Зодском перевале, а в 1953 г. И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном — коренное оруденение ртути к северо-востоку от сел. Кясаман.

В 1950—1954 гг. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, а с 1955 г. Институтом геологических наук АН Армянской ССР проводились поисково съемочные и геолого-разведочные работы на магнезит, хромит и асбест. Работы эти проводились под руководством автора, которым составлена геологическая карта района и детально изучены месторождения и проявления хромита, магнезита и асбеста. Результаты этих работ частично опубликованы в отчетах автора за 1952—1955 гг. и в ряде статей за период 1956—1959 гг. Одновременно с автором в период 1950—1954 гг. геологическими исследованиями бассейна озера Севан занимались Е. Е. Милановский, П. Л. Епремян (Басаргечарский район) и Г. М. Акопян (Красносельский район). В настоящее время в районе ведется разведка месторождений магнезита и золота.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

I. СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез северо-восточного побережья озера Севан, согласно исследованиям автора, представляется следующим образом (снизу вверх, фиг. 2).

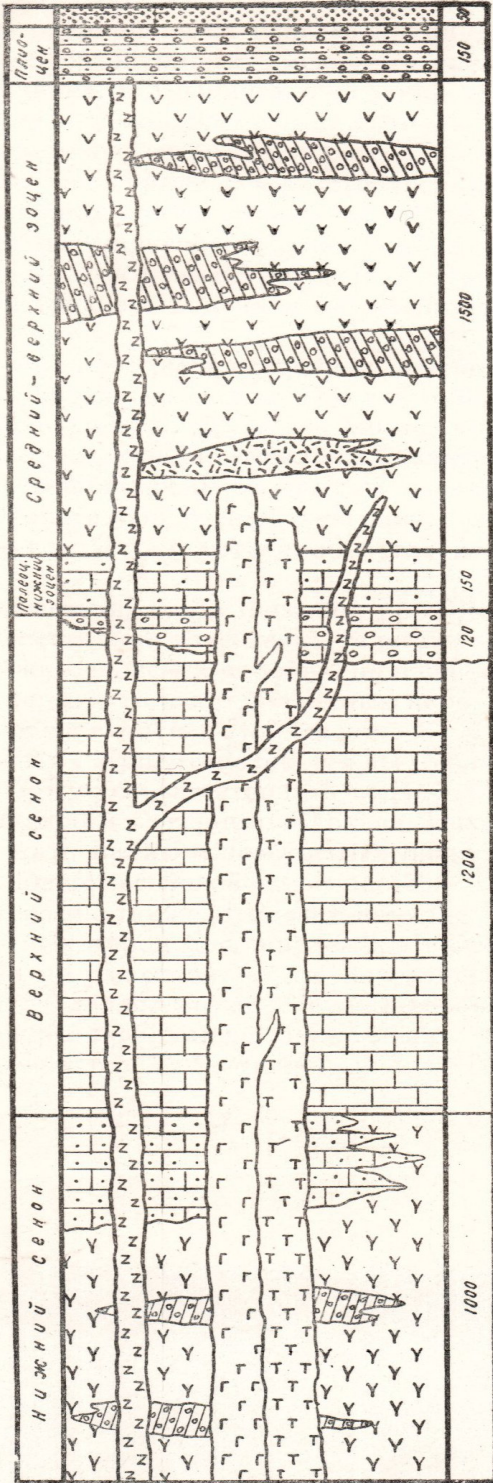
1. Наиболее древние — это вулканогенно-осадочные породы нижнесенонского возраста, обнажающиеся к востоку от сел. Бабаджан (порфириды, туфобрекчии, туфоконгломераты).

2. На них согласно залегает свита известняков и мергелей, развитая вдоль всего северо-восточного побережья озера Севан. Возраст ее устанавливается фаунистически как верхний сенон.

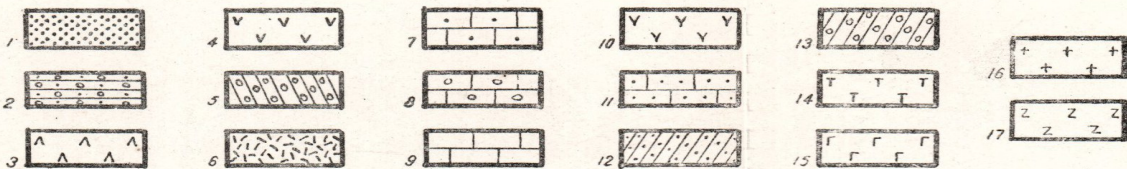
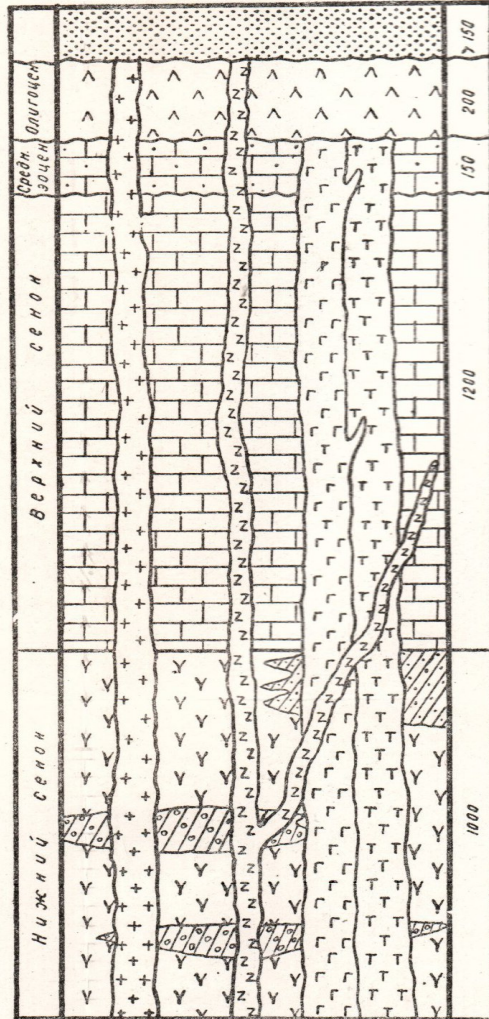
3. Выше, без видимого углового несогласия, но с размывом, они сменяются отложениями палеоцена и эоцена. Отсутствие отложений датского яруса, по видимому, соответствует стратиграфическому перерыву указанного времени. Из отложений эоцена наиболее развиты вулканогенные породы среднего и верхнего эоцена. Значительно меньшим развитием пользуются образования палеоцена, нижнего и среднего эоцена, сложенные в нижней своей части базальным конгломератом, а в верхней — песчанистыми известняками.

4. Следующим по возрасту является олигоценовая толща эффузивных пород (андезиты, липариты), развитая в юго-восточной части района. Толща эта залегает несогласно на средне-эоценовых известняках.

Западная часть



Восточная часть



Фиг. 2. Стратиграфические колонки северо-восточного побережья озера Севан.

1 — Современные аллювиально-делювиальные стяжения; 2 — плиоцен, конгломераты, брекчи; 3 — олигоцен, андезиты, липариты; 4 — средний, верхний эоцен, порфириды (плагноклазовые и авгитовые); 5 — средний, верхний эоцен, туфобрекчи, туфоконгломераты; 6 — средний, верхний эоцен, туфогенные породы (туфы, туффиты, туфопесчаники); 7 — палеоцен, нижний, средний эоцен, известняки песчанистые (нуммулитовые); 8 — палеоцен, нижний эоцен, базальный конгломерат (известняковый); 9 — верхний сенон, известняки, мергели; 10 — нижний сенон, порфириды (пироксеновые и диабазовые); 11 — нижний сенон, песчаные известняки и известковистые песчаники; 12 — нижний сенон, туфогенные породы (туфы, туффиты, туфопесчаники); 13 — нижний сенон, туфобрекчи, туфоконгломераты; 14 — верхний эоцен, ультраосновные породы; 15 — верхний эоцен, основные породы; 16 — миоцен, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты; 17 — миоцен; дайки диабазов; диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов.

5. Наиболее молодыми отложениями района являются осадки плиоцена, представленные конгломератами и брекчиями с прослойками суглинков. Они имеют ограниченное распространение и обнажаются к западу от сел. Памбак.

6. Разрез заканчивается современными аллювиально-делювиальными образованиями, имеющими широкое развитие на юго-востоке района, в Мазринской равнине, а также прибрежными озерными отложениями, развитыми вдоль всего северо-восточного побережья озера.

Как видно из прилагаемых стратиграфических колонок (фиг. 2), в западной части района мы имеем более или менее полный разрез, за исключением олигоценовых отложений, в восточной же части — в разрезе отсутствуют вулканогенная толща нижнего и среднего эоцена и отложения плиоцена (карта района—фиг. 3).

В районе большое распространение имеют интрузивы ультраосновных и основных пород, которые обнажаются в виде отдельных, обособленных друг от друга, крупных и мелких массивов вдоль юго-западного склона Севанского хребта. Они прорывают отложения среднего эоцена и перекрываются трансгрессивно вулканогенной толщей олигоцена (к востоку от сел. Зод). Отсюда возраст их устанавливается как верхнеэоценовый.

Следует отметить, что в бассейне рр. Шмперт, Памбак и Конгур верхнесенонские известняки залегают без углового несогласия на нижнесенонских породах, но в основании их наблюдается конгломерат с галькой различных пород, среди которых имеются и серпентиниты. По мнению К. Н. Паффенгольца (1934), гальки этих серпентинитов чужды Севанскому бассейну и по возрасту могут соответствовать верхнепалеозойским ультраосновным породам Северного Кавказа. Исходя из этого необходимо признать наличие нескрытых интрузивов ультраосновных пород доверхнесенонского возраста.

Т. Ш. Татевосян также отмечает наличие галек ультраосновных и основных пород под сенонскими известняками, которые около г. Катар-кая налегают на интрузивы габбрового состава. Отсюда он делает вывод о существовании кроме верхнеэоценовых интрузивов, также интрузивов палеозойского и мезозойского возрастов. Т. Г. Яшвили и А. В. Потеряхина при-

мерно на этих же участках и непосредственно к западу от Зодского перевала отмечают трансгрессивное налегание верхнесенонских известняков на породы габбрового состава, на основании чего они делают вывод о доверхнесенонском (по их данным известняки здесь имеют маастрихтский возраст) возрасте интрузивов.

Однако детальный осмотр всех вышеуказанных участков не позволил установить трансгрессивного налегания верхнесенонских известняков на интрузивы габбрового состава. Можно заметить, что в ряде мест были отмечены лишь согласные с известняками полого падающие пластовые интрузивы, которые и были, по видимому, приняты за те габбровые интрузивы, на которых трансгрессивно налегают известняки.

Из других интрузивных пород отмечено несколько небольших выходов кислых пород, представленных кварцевыми диоритами, плагиогранитами и гранодиоритами. Выходы их встречены:

- 1) в среднем течении бассейна р. Дали,
- 2) в верховьях р. Сатанахач около водораздела Севанского хребта,
- 3) в 2,5 км к северу от сел. Караиман,
- 4) к северо-востоку от сел. Зод (мелкие выходы),
- 5) на Кясаманском массиве к северу и северо-западу от сел. Кясаман.

В исследованном районе они прорывают породы до верхнего эоцена включительно. В бассейне же озера Севан, по данным К. Н. Паффенгольца (1934), они прорывают вулканогенную толщу олигоцена, в связи с чем возраст их предположительно определяется как нижнемиоценовый (?)^{*}.

А. Отложения сенона

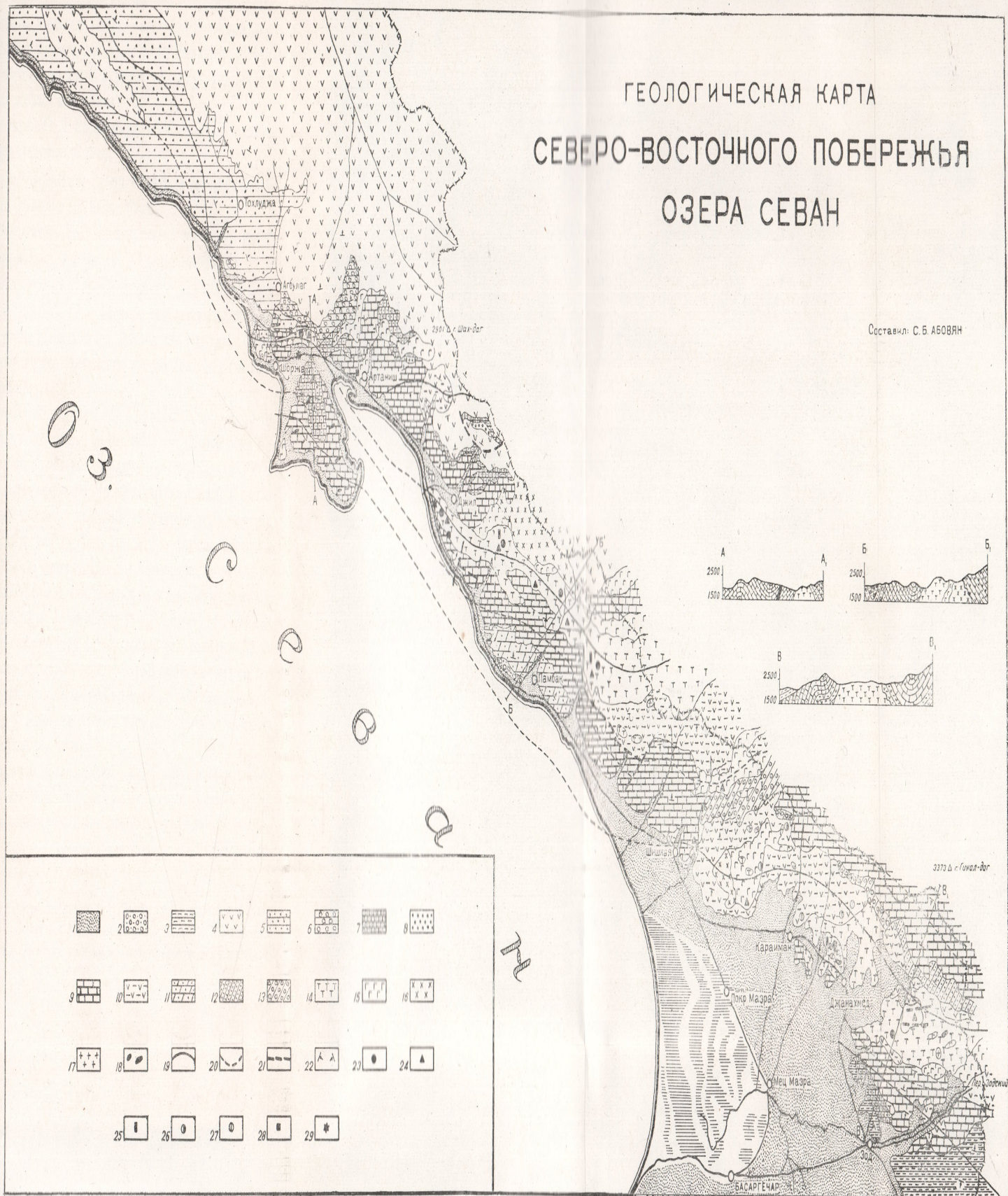
а) Вулканогенно-осадочная толща нижнего сенона

Вулканогенная толща нижнего сенона имеет большое развитие по северо-восточному побережью озера Севан, вдоль юго-западного склона Севанского хребта, уходя далее на юго-восток за его водораздел в бассейны рр. Тертер и Акеры.

^{*} Эти кислые и средние породы, вероятно, являются фацией ультраосновных и основных (верхнеэоценовых). Ред.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

Составил: С. Б. АБОВЯН



Фиг. 3.

1—Современные аллювиально-дельтавые отложения; 2—плиоцен, конгломераты, брекчи; 3—олигоцен, липариты, андезиты; 4—Средний, верхний эоцен, порфириты; 5—средний, верхний эоцен, туффиты, туфопесчанки; 6—средний, верхний эоцен, туфоконгломераты, туфобрекчи; 7—палеоцен, нижний, средний эоцен, песчанистые известняки (нуммулитовые); 8—палеоцен, нижний эоцен, базальный конгломерат (известняковый); 9—верхний сенон, известняки, мергели; 10—нижний сенон, порфириты (пироксеновые и диабазовые); 11—нижний сенон, песчанистые известняки и известковистые песчанки; 12—нижний сенон, туфогенные породы (туфы, туффиты, туфопесчанки); 13—нижний сенон, туфобрекчи, туфоконгломераты; 14—верхний эоцен, ультраосновные породы; 15—верхний эоцен, основные породы; 16—верхний эоцен, кварцевые диориты; 17—миоцен, гранодиориты, кварцевые диориты, плагιοграниты; 18—миоцен, дайки диабазов, диабазовых порфиритов, диорит-порфиритов; 19—оси антиклиналей; 20—оси синклиналей; 21—тектонические нарушения; 22—падение и простирание пород; 23—30 месторождения и проявления; 23—хромита; 24—магнетита; 25—асбеста; 26—ртути; 27—молибдена; 28—железа; 29—платины.

К. Н. Паффенгольц (1934) возраст этой толщи сначала считал туронским, а позднее (1948), в связи с переопределением фауны, туронско-нижнесантонским. В. П. Ренгартен (1941), главным образом по фауне рудистов, обосновал коньякский и сантонский возраст этой толщи*.

Из образцов П. Л. Епремяна из этой толщи В. Л. Егояном определены следующие формы:

Pugazus pyramidatus Egoian, *Rostellaria* sp. nov., *Deilluta* sp. nov., *Haustator* aff. *fitioni* Münst.

По заключению В. Л. Егояна, первые три формы имеют коньякский возраст, а последняя — нижнесенонский.

Из наших сборов, произведенных в этой толще к северу от сел. Шишкая, В. Л. Егояном определены гастроподы: *Piesioptygmatis bicincta* Bronn, *Puzosia* cf. *marchardi* Gross, датирующие по его заключению коньяк-сантонский возраст этих отложений.

Несколько неожиданной явилась трактовка возраста части этой толщи которую дает В. П. Ренгартен (1953) в своей последней работе по меловым отложениям Малого Кавказа. Метаморфизованные эффузивы (порфириты), входящие в состав этой толщи вместе с красными кварцитами радиоляритами (описаны ниже как глинисто-кремнистые сланцы кирпично-красного цвета) считаются им как «домеловые, но не старше верхней юры». Вывод этот делается на основании родового состава радиолярий (определения Р. А. Липман) из красных кварцитов-радиоляритов (ввиду плохой сохранности видовых определений не удалось произвести). В свете этих данных необходимо провести новые, более детальные работы с целью обоснования и выяснения границ распространения выделенных стратиграфических единиц.

Литологически толща представлена сильно разложенными, местами ожелезненными диабазовыми и пироксеновыми порфиритовыми лавами, переслаивающимися друг с другом и их пирокластолитами — туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфо-

* По устному сообщению К. Н. Паффенгольца, возраст этой толщи нижнесенонский, так как фауна, определенная ранее В. П. Ренгартеном ошибочно как туронская, ныне им же переопределена как нижнесенонская.

песчаниками, туфами, туффитами, глинисто-кремнистыми породами красного цвета, а также линзами и глыбами мраморизованных рифовых известняков, спорадически встречающихся среди них. К нижнему же сенону, согласно стратиграфическим взаимоотношениям, относятся песчанистые известняки и известковистые песчаники, обнажающиеся между сс. Бабаджан и Сатанахач. Между указанными породами в поле часто нельзя провести границы. На прилагаемой карте нами отграничены три комплекса пород — толща диабазовых и плагиоклазовых порфиритовых лав, которым подчинены прослой туффитов, туфопесчаников и глинисто-кремнистых красных сланцев, затем толща туфоконгломератов и туфобрекчий и толща туфопесчаников. Наибольшее развитие из них имеют диабазовые и порфиритовые покровы; туфоконгломераты и туфобрекчии развиты значительно меньше и обнажаются в бассейне рр. Шишкая и Гейсу и к северу от сс. Джанахмед и Инакдаг. Еще меньшую площадь занимают выходы туфопесчаников, развитых в бассейне верхнего течения р. Конгур.

Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи нижнего сенона — 1000 м; юго-восточнее, в бассейне р. Тертер, где она имеет весьма широкое развитие, мощность ее доходит до 1,5—2,0 км.

Пироксеновые порфириды представляют собой мелкозернистые плотные породы от зеленовато-серого до темно-серого цветов, на поверхности которых легко заметны порфиристые вкрапленники плагиоклазов, размерами до 2 мм.

Структура пород порфиритовая с микрокристаллической или пилотакситовой основной массой. Под микроскопом вкрапленники состоят из моноклинного пироксена, реже плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса, состоящая из микролитов плагиоклаза, пироксена и реже кварца, характеризуется сильной разложенностью — она хлоритизирована, эпидотизирована и карбонатизирована.

Моноклинный пироксен представлен авгитом с характерной призматической спайностью. $cNg = 44^\circ$, $Ng-Np = 0,028$, $2v = +54^\circ$. Реже моноклинный пироксен представлен диопсидом. Для него характерно $cNg = 36^\circ$, $Ng-Np = 0,027$, $2v = +52^\circ$. Как авгит, так и диопсид сильно хлоритизированы. В начальных стадиях изменения хлорит развивается по перифе-

рии пироксенов в виде каемки, при глубоко зашедшем процессе изменения хлорит полностью замещает пироксены и от них местами сохраняются лишь реликты.

Плагиоклазы вкрапленников по углу погасания (30°) в зоне $\perp 010 Np : 010$ относятся к лабрадору. Встречаются также зональные выделения плагиоклаза — более основной в центре и кислый по периферии. Из вторичных минералов, развивающихся по плагиоклазу, наблюдаются эпидот, иногда полностью замещающий зерна плагиоклаза, каолин и серицит.

Роговая обманка представлена зеленой разностью, обладает отчетливым плеохроизмом по схеме: Nm —темно-зеленый, Np —светло-зеленый, Nr —желтовато-зеленый, угол $cNg = 12^\circ$, $Ng - Nr = 0,022$, $2v = -76^\circ$. Роговая обманка также подвержена процессу хлоритизации, который местами полностью замещает минерал.

Рудный минерал представлен магнетитом, образующим идиоморфные кристаллы размерами до 0,3 мм.

Диабазы представляют мелкозернистые плотные породы с ровным изломом, цвет которых варьирует от зеленого до серого, в зависимости от степени изменения. Структура офитовая.

Под микроскопом диабазы состоят из мелких лейст плагиоклазов и моноклинных пироксенов, размерами менее 0,5 мм. Эти породы характеризуются сильной разложенностью — они в основном хлоритизированы, пелитизированы, эпидотизированы и карбонатизированы. Нередко порода вмещает миндалины размерами от 1 до 5 мм, выполненные тонкочешуйчатым хлоритом, реже карбонатом. Местами наблюдаются обильные выделения водных окислов железа, придающих породе коричневатокрасный цвет.

Некоторые разности диабазов имеют явно порфировую структуру, причем в фенокристаллах наблюдаются как плагиоклазы, так и пироксены, размеры которых не превышают 1,5 мм в поперечнике.

Плагиоклаз обычно пелитизирован и эпидотизирован. В относительно свежих разностях он представлен лабрадором (угол погасания 32° в зоне $\perp 010 Ng : 010$).

Моноклинный пироксен представлен диопсидом (угол $cNg = 32^\circ$, $Ng - Nr = 0,022$, $2v = +54^\circ$). В свежем се-

стоянии он встречается редко, обычно хлоритизирован и карбонатизирован.

Рудный минерал представлен магнетитом, титанитом и пиритом, образующими зерна размерами до 0,5 мм.

Туфоконгломераты и туфобрекчии макроскопически представляют типичную кластическую породу, преимущественно грязно-зеленоватого, реже буроватого и красного цветов, в которых обломки представлены, главным образом, диабазами, реже порфиритами; размерами от нескольких сантиметров до 0,5 м в поперечнике.

Под микроскопом обнаруживается кластическая природа породы, состоящей из зерен хлоритизированных полевых шпатов, авгита и роговой обманки, а также мелких непрозрачных сгусткоподобных выделений коричневато-красных гидроокислов железа, нередко маскирующих структуру породы; изредка встречаются зерна кварца. Цемент обломков представлен хлоритовым веществом, кальцитом, среди которых в виде тонких пылевидных выделений наблюдается рудный минерал. Местами в цементе преобладает глинистое и кремнистое вещество. Количество обломков составляет примерно 50—70% от общей массы породы.

Глинисто-кремнистые сланцы по внешнему виду представляют тонкозернистые плотные яшмовидные породы буро-красного цвета, с раковистым изломом, часто рассеченные тонкими (от 1 до 6 мм) прожилками кварца и карбоната.

Под микроскопом сплошь состоят из плотной глинисто-кремнистой массы, на которую совершенно не действует поляризованный свет. Иногда они сложены скрытокристаллическими зернами кварца, обладающих реликтовой структурой. Реже зерна кварца образуют относительно крупные скопления более или менее округлой формы, напоминающие органогенные остатки. Почти всегда в породе наблюдаются хлопьевидные выделения ржаво-красных водных окислов железа, обуславливающих общую окраску породы в красноватые тона. Нередко встречаются тонкие прожилки более позднего кварца и карбоната, пересекающие породу в различных направлениях.

Известковистые песчаники и песчаные известняки макроскопически представляют мелкозернистые плотные породы

темно-серого и зеленовато-серого цветов, нередко-обладающие шаровой поверхностью выветривания.

Микроскопически они сложены карбонатом, остатками полевых шпатов, хлоритом и, реже, кварцем (фиг. 4). Встречаются также мелкие обломки эффузивных пород. Указанные минералы цементируются глинисто-известковым веществом. Карбонат составляет примерно 40% породы и образует агрегатные скопления с неправильными очертаниями, нередко включающие остатки микроорганизмов. Полевые шпаты сильно разложены, на их месте развивается пелитовое вещество, хлорит, серицит. Обломки эффузивных пород сильно хлоритизированы. Встречаются также пылевидные выделения рудного минерала, приуроченные к обломкам эффузивных пород.

Мраморизованные известняки по внешнему виду представляют плотные породы белого цвета, образующие линзы и бесформенные глыбы, спорадически встречающиеся среди описанных выше вулканогенных пород нижнего сенона.

Под микроскопом видно, что они сложены исключительно из агрегатов тонкозернистого, ясно сдвойникового кальцита с отдельными участками ближе неопределимых остатков микроорганизмов. Размеры зерен кальцита не превышают 1 мм.

б) Свита известняков и мергелей верхнего сенона

Свита известняков и мергелей верхнего сенона имеет исключительное развитие вдоль северо-восточного побережья озера Севан от сел. Шоржа до Зодского перевала. Макроскопически она сложена ясно слоистыми, сильно трещиноватыми, местами плитчатыми известняками и мергелями серого и светло-серого цвета, с редкими включениями фауны.

Под микроскопом видно, что известняки и мергели состоят из сплошной пелитоморфной массы серого цвета с многочисленными мелкими включениями, представленными неопределимыми остатками микроорганизмов (фиг. 5). Местами наблюдается полная раскристаллизация карбоната — кальцита, среди которого имеются отдельные включения обломочного материала, представленного плагиоклазом, кварцем и роговой обманкой, размерами до 0,5 мм. Количество обломочного материала не

превышает 20% общей массы породы. Реже встречаются неправильные скопления и тонкие прожилки более позднего тонкозернистого кальцита. Еще реже отмечаются единичные зерна глауконита и отдельные обломки основной массы эффузивов.

Плагиоклаз несколько преобладает среди включений обломочного материала. Свежие зерна его встречаются редко, обычно же они сильно изменены — пелитизированы и серицитизированы. Среди измененных плагиоклазов двойники редки. В некоторых случаях мелкие органогенные включения в значительной степени окремнены (окремнение проявляется в виде мелких зерен кварца и, реже, халцедона). Иногда известняки обнаруживают псевдооолитовое строение, имея аркозово-песчанистый состав. Обломки в них представлены довольно свежими зернами полевых шпатов и редко кусками сильно разложившихся эффузивных пород.

Наконец, встречаются разности известняков, в которых главное место занимает туфогенный материал, состоящий из обломков, местами окатанных зерен плагиоклазов. Реже наблюдаются зерна роговой обманки эффузивных пород с трахитовой основной массой.

К. Н. Паффенгольц (1934) считал, что эта свита представляет собой полный разрез от нижнего сенона до эоцена включительно, так как ее трудно расчлениить, вследствие ее однообразия и редкого нахождения фауны. Отсюда им собрана фауна иноцерамов и ежей, а в верхах свиты — фауна нуммулитов (лютетского яруса среднего эоцена), причем иноцерамы и ежи были определены Д. В. Добрышевым как маастрихтские.

В результате более детального картирования, нами точно разграничены верхнесенонские известняки от эоценовых, на основании фаунистических данных и литологических свойств, которыми они отличаются друг от друга (1956). В частности, эоценовые известняки обычно темно-серого и желтовато-серого цвета, грубослоистые и сильно песчанистые в отличие от верхнесенонских, характеризующихся мергелистостью и светло-серыми оттенками цветов.

Из наших сборов фауны, проведенных к северу от сс. Джил, Бабаджан, Памбак и Дара и в других пунктах свиты известняков и мергелей, В. Л. Егояном определены: *Micraster* ex. gr. Stol.; *Echinocorys* sp., *Inoceramus balticus*



Фиг. 4. Известковистый песчаник. Увелич. 20. Без анализатора.



Фиг. 5. Известняк. Увелич. 35. Без анализатора.

Böhm., In. regularis d'Orb, In. decipiens Zeitt, In. aff.. cycloedes Weg. Слои, содержащие указанную фауну, по мнению В. Л. Егояна, относятся к верхнему сенону.

Полный разрез свиты известняков, изученный К. Н. Паффенгольцем (1934) в районе перевала Агехуш, следующий (сверху вниз):

а) Аркозовый песчанистый известняк. Под микроскопом видны остатки Lithothamnium, Echinodermata и Pelecypoda. Главная масса состоит из кристаллического кальцита и обломочного материала (20—25%), представленного кварцем и полевым шпатом, размерами около 0,2 мм.

б) Глобигериновый, слегка глинистый известняк с размерами глобигерин до 0,1 мм.

в) Кремнисто-глинистый тонкозернистый известняк, переполненный сплошь кальцитизированными спикулами однолучевых губок.

Далее идет разрез в обратном порядке:

г) Органогенный известняк в значительной степени окремненный, состоящий из остатков Rotolidae, Bryozoa и Echinodermata (реже). Окремнение выражено в виде кварца и халцедона.

д) Порода близка к «б», отличается присутствием Globigera и более чистой кальцитовой массой.

е) обломочно-органогенный известняк, отчасти псевдооолитовый с включениями остатков Echinodermata, Bryozoa и фораминифер.

ж) Псевдооолитовый аркозово-песчанистый известняк, несколько приближающийся к породе «а». Размеры обломков, представленных плагиоклазом, доходят до 0,2—0,4 мм, размеры псевдооолитов — 0,2 мм.

з) Известковистый туффит. Туфогенный материал состоит из плагиоклазов, реже роговых обманок и обломков эффузивных пород с трахитовой основной массой. Из организмов присутствуют иглокожие, встречаются псевдооолиты.

и) Псевдооолитовый известняк, включающий в незначительном количестве сильно разложенные полевые шпаты.

Ниже располагается без углового несогласия нижнесенонская («туронская» по К. Н. Паффенгольцу, 1934) вулканогенная толща.

Определение мощностей отдельных горизонтов затруднительно, так как разрез не выдерживается по простиранию и различие пород выявляется только под микроскопом. Общая же мощность известняков— 1200 м.

Б. Отложения палеогена

а) Свита базальных конгломератов и песчанистых известняков палеоцена, нижнего и среднего эоцена

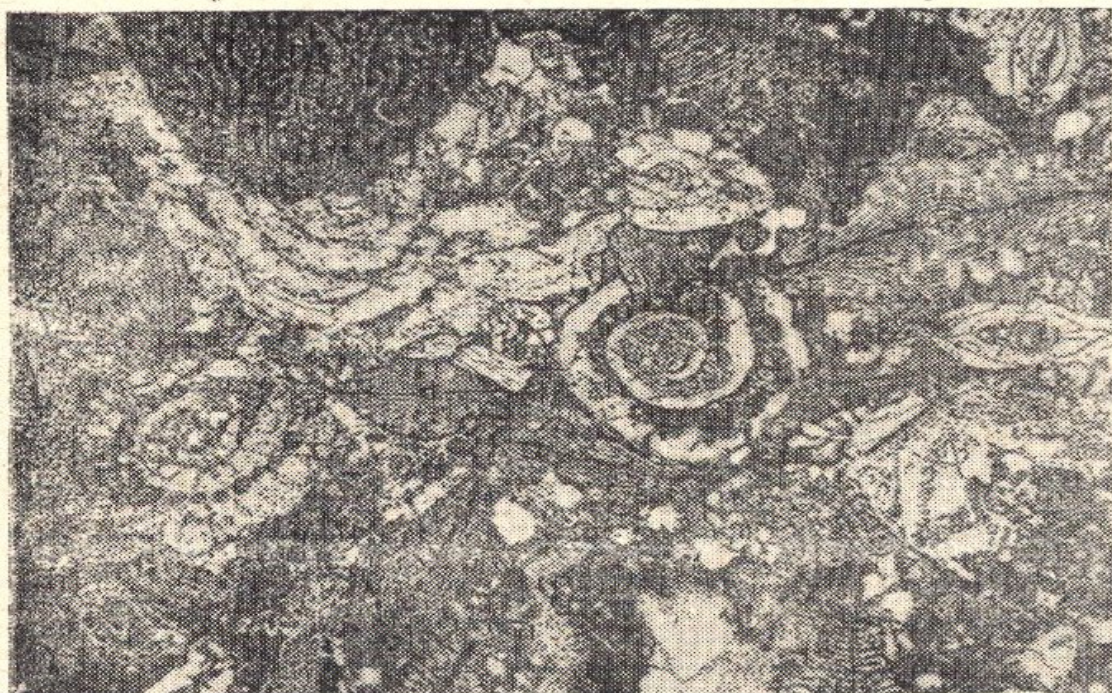
Палеоцен, нижний и средний эоцен сложены трансгрессивной свитой базальных конгломератов и песчанистых известняков с нуммулитовой фауной, мощностью до 170 м. Часто базальный конгломерат отсутствует и тогда на известняки и мергели верхнего сенона залегают непосредственно песчанистые известняки.

Палеоцен-эоценовые известняки имеют значительно меньшее распространение, чем верхнесенонские. Их выходы приурочены, главным образом, к северо-западной части района между меридианами сс. Шоржа и Бабаджан; небольшая полоса этих известняков отмечена также на юго-востоке, между сс. Инакдаг и Зод. Известняки эти, в большинстве случаев, в виде отдельных останцев сохранились от размыва в ядрах синклинальных структур, образуемых подстилающими известняками и мергелями верхнего сенона.

Везде в северо-западной части района переход от верхнесенонских известняков к вышележащим известнякам происходит трансгрессивно, хотя часто без видимого углового несогласия. В юго-восточной же части между сс. Инакдаг и Зод среднеэоценовые известняки залегают с резким угловым несогласием на верхнесенонских известняках.

Макроскопически известняки палеоцена, нижнего и среднего эоцена представляют сильно песчанистую грубослоистую породу чаще темно-серого, реже желтовато-серого цвета, содержащую местами обильную фауну нуммулитов и пектенид. Микроскопически они состоят из остроугольных обломков кварца, плагиоклаза и карбоната, сцементированных глинисто-известковым тонкозернистым материалом. Размеры обломков не превышают 0,5 мм. Наблюдаются также частые включения остат-

ков нуммулитов и большого количества ближе неопределимой микрофауны, внутренние полости которой заполнены карбонатом и халцедоном (фиг. 6).



Фиг. 6. Известняк нуммулитовый. Увелич. 35. Без анализатора.

Фауна нуммулитов из известняков района севернее сел. Артаниш впервые была описана С. С. Кузнецовым (1929). Среди определенных им форм *Nummulites planulatus* am., датирующий нижнеэоценовый возраст и ряд форм среднеэоценового возраста (*Nummulites atacicus* Laym., *Nummulites irregularis* Desh и др.). На основании указанных форм С. С. Кузнецов датирует возраст этих известняков как среднеэоценовый, хотя логичнее было бы допустить их нижне- и среднеэоценовый возраст.

Эоценовый возраст пород между сс. Инакдаг и Зод был установлен В. Е. Хайным (1950). Из образцов Е. Е. Милановского, собранных отсюда же, А. А. Габриеляном определены: *Nummulites subatacicus* Douv., *Nummulites oosteri* de la Harpe, *Nummulites lucasi* d'Arch. По заключению названного исследователя, определенные им формы датируют лютетский возраст включающих известняков.

Из наших сборов, произведенных в районе к северу и северо-западу от сс. Артаниш и Джил, А. А. Габриеля-

ном определены: *Nummulites planulatus* Lam., *Nummulites subatacicus* Douv. *Nummulites atacicus* Leym., *Nummilites irregularis* Desh. Из перечисленных форм наибольший интерес по указанному автору представляет *Nummulites planulatus* Lam., которая является характерным видом для палеоцена и нижнего эоцена. Остальные формы обычно встречаются как в нижнем, так и в среднем эоцене, но главным образом, в нижней части лютетского яруса. Хотя и не исключена их принадлежность к низам среднего эоцена, однако упомянутый исследователь все же склонен считать вмещающие их известняки палеоценового и нижнеэоценового возраста, так как среди этих форм совершенно отсутствуют характерные для среднего эоцена Армении крупные нуммулиты, ассилины и дискоциклины.

Из всего вышеизложенного можно считать, что известняки к северу и северо-востоку от сс. Артаниш и Джил имеют палеоценовый и нижнеэоценовый возраст, а между селами Инакдаг и Зод — среднеэоценовый.

Базальный конгломерат сложен из крупных галек (до 10 см) и валунов (до 0,6 м) верхнесенонских известняков и мергелей, заключенных в песчанисто-известняковом же цементе. Последний по литологическому составу весьма сходен с нуммулитовыми песчанистыми известняками.

Относительно возраста базального конгломерата Е. Е. Милановский в 1953 г. высказал неопределенное предположение. В своей работе в одном месте он указывает, что базальный конгломерат, возможно, отвечает основанию эоцена, в другом — датскому ярусу — палеоцену. Наши наблюдения над этой толщей приводят к выводу об их палеоценовом возрасте, так как она выше постепенно переходит в песчанистые известняки, содержащие фауну палеоцена и нижнего и среднего эоцена.

б) Вулканогенно-осадочная толща среднего и верхнего эоцена

По данным К. Н. Паффенгольца (1934), эоценовая вулканогенная толща, широко развитая на Арегунийском хребте, на востоке заканчивается около сел. Шоржа. В последних работах

(1948) границу их распространения он отодвинул к востоку до меридиана сел. Артаниш.

Наши наблюдения (1956) позволили установить присутствие этой толщи еще восточнее — на водоразделе и юго-западном склоне Севанского хребта к северу от сс. Джил, Бабаджан, Памбак, где К. Н. Паффенгольцем показывались вулканогенные породы нижней юры, полого надвинутые на сенонские известняки. По его данным... «Переход от описанных выше известняков* к вышележащим туфогенным породам на всем протяжении Шагдагского хребта несогласный. Это несогласие тектонического происхождения, так как туфогенная толща срезает различные горизонты сильно дислоцированных верхнемеловых и эоценовых известняков, не имея в основании конгломерата с галькой известняков»...

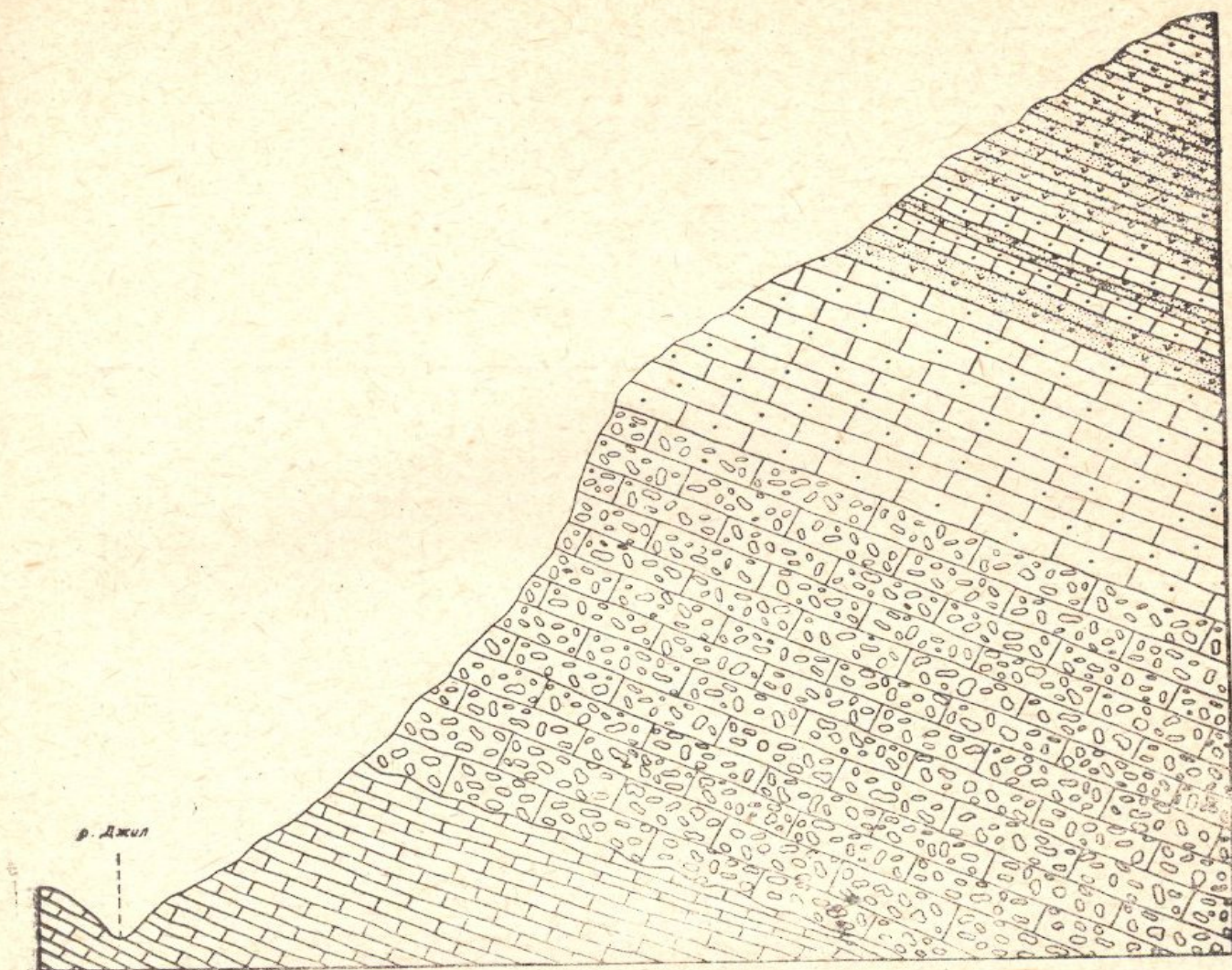
По данным Е. Е. Милановского, наблюдается обратная картина — на нуммулитовые известняки... «совершенно согласно, без следов размыва и каких-либо тектонических нарушений, по отчетливой, хорошо сложенной границе налегает вулканогенно-осадочная толща эоцена, представленная в нижней части, в основном туфопесчаниками, туфами, туффитами, туфобрекчиями, аргиллитами серого, зеленого, лилового цвета, а выше — преимущественно порфиритами и туфобрекчиями, реже туфо-конгломератами, слагающими гребневую часть горы Шагдаг»...

Разрез эоценовых отложений, хорошо наблюдаемый в верховьях р. Джил, на правом борту ее ущелья (фиг. 7), представляется (Абовян, 1956) в следующем виде:

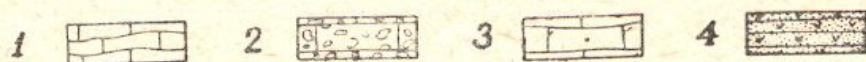
1) Внизу обнажаются светло-серые, ясно-слоистые известняки и мергели верхнего сенона, содержащие фауну мелких ежей и иноцерамов.

2) Над ними, трансгрессивно, но без видимого углового несогласия залегает толща галечных и валунных конгломератов, состоящих из обломков верхнесенонских известняков, заключенных в песчанисто-известняковом цементе. Они являются базальным конгломератом палеоэоценовых и среднеэоценовых известняков. Мощность ее 100—120 м.

* Известняки эти, по данным К. Н. Паффенгольца, имеют сенон-эоценовый возраст.



М 10 0 10 20 30 М



Фиг. 7. Схематический разрез палеоценовых и эоценовых отложений в верхьях р. Джил.

1 — Известняки и мергели верхнего сенона; 2 — базальный конгломерат палеоцена; 3 — песчаные известняки палеоцена и нижнего эоцена; 4 — туффиты и туфопесчаники среднего-верхнего эоцена.

3) Последние согласно переходят в темно-серые песчаные известняки с нуммулитовой фауной палеоцен, нижнеэоценового возраста, мощностью 70—80 м.

4) В верхних частях нуммулитовые известняки переслаиваются с туффитами и туфопесчаниками черного и зеленовато-серого цветов, которые выше по разрезу переходят в порфириды, туфобрекчии и туфоконгломераты. Среди обломков в туфоконгломератах сравнительно часто встречаются гальки изве-

стняков и мергелей верхнего сенона (фиг. 8) и реже — палеоцен-эоценовых известняков.

Согласное залегание вулканогенной толщи над нуммулитовыми известняками, их переслаивание и наличие галек верхнесенонских и эоценовых известняков среди обломков туфоконгломератов позволяет определить возраст вулканогенной толщи как средний и, возможно, верхний эоцен.



Фиг. 8. Образец туфоконгломерата из толщи среднего и верхнего эоцена с включением гальки известняка верхнего сенона, 1/2 натур. велич.

Наибольшая мощность вулканогенных пород среднего и верхнего эоцена — 1500 м наблюдается на Севанском хребте к северо востоку от сел. Шоржа.

Литологически толща представлена порфиритами, туфогенными породами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфами. Они встречаются в различных количественных взаимоотношениях и переслаиваются друг с другом.

Порфириты макроскопические представляют зеленовато-серые, коричневатожелтые, обычно сильно выветрелые породы, в которых вкрапленники представлены плагиоклазами и

реже, пироксенами. Размеры вкрапленников доходят до 5 мм, количество их колеблется в пределах от 10 до 40% от общей массы породы.

Структура — порфировая с гиалопилитовой, реже витрофировой основной массой. Под микроскопом как вкрапленники, так и основная масса характеризуются сильной разложённостью. Основная масса сильно карбонатизирована и хлоритизирована.

Плагиоклазы вкрапленников образуют таблитчатые зерна и имеет состав от андезина (№ 30—35) до лабрадора (№ 55—60). Они часто зональны, нередко образуют крестовидные двойники. Вторичные минералы, развивающиеся по плагиоклазу, представлены серицитом и карбонатом.

Пироксен представлен авгитом, нередко характеризуется сильной разложённостью, в большинстве случаев он хлоритизирован. В свежих разностях авгит характеризуется призматической спайностью, угол $eNg=40^\circ$, $Ng-Np=0,026$, $2v=+58^\circ$.

Из акцессорных минералов в порфиритах встречается апатит в виде единичных зерен, размерами до 0,1 мм.

Рудные минералы представлены магнетитом, размерами до 0,1 мм. Обычно они рассеяны среди основной массы и довольно часто встречаются внутри зерен сильно разложённых авгитов.

Туфогенные породы представлены ясно-слоистыми, местами плитчатыми, весьма плотными или тонкозернистыми разностями зеленовато-синего или серого цветов, обладающих ровным или плоско-раковистым изломом. Местами они представлены крупнообломочными разностями. Иногда по внешнему виду — слоистости и раковистому излому они очень похожи на известняки, тем более, что легко вскипают при действии соляной кислоты, в связи с сильной карбонатизацией породы.

Под микроскопом плотные разности характеризуются аморфной основной массой, среди которой встречаются угловатые зерна кварца, тонко сдвойникованных плагиоклазов и кусочки основной массы лав. Обломочно-брекчиевидные разности представляют типичную микротуфобрекцию, в которых роль брекчиевидных включений выполняют кусочки основной массы лав разных цветов и структур, перемешанных с обломочками разложённых плагиоклазов. Обе разности туфогенных пород

характеризуются весьма сильной карбонатизацией, вследствие чего, нередко основная масса становится трудно определяемой.

Туфы. Среди пород вулканогенно-осадочной толщи эоцена встречаются две разновидности туфов — кристаллические и агломератовые.

Кристаллические туфы представляют большей частью плотную породу однородного сложения зеленого, желтоватого, серого, зеленовато-серого и фиолетового цветов.

Под микроскопом основная масса определяется трудно из-за сильной измененности породы. Обычно она хлоритизирована, эпидотизирована и карбонатизирована, а на отдельных участках наблюдаются пылевидные выделения бурого вещества, представленного гидроокислами железа. В состав основной массы входят также мелкие угловатые обломочки кварца и полевых шпатов.

Агломератовые туфы по внешнему виду отличаются от кристаллических. Они представляют мелкообломочную породу зеленовато-серого, фиолетового, красно-бурого цветов.

Под микроскопом основная масса состоит из мелких угловатых обломочков плагиоклаза, реже роговой обманки и кварца, сцементированных мелкими чешуйчатыми выделениями хлорита и бурыми хлопьевидными выделениями гидроокислов железа. Последние в некоторых разновидностях составляют довольно значительную часть породы. Видимо, ими же обусловлена буровато красная окраска породы.

К. Н. Паффенгольцем (1934) в шлифах этих пород встречены обломки нуммулитов весьма плохой сохранности.

Туфобрекчии и туфоконгломераты представляют типичные вулканические брекчии и конгломерат грязно-синевого и серого цвета с размерами обломков от нескольких сантиметров до 0,5 м. в поперечнике. Местами они представляют результат выветривания брекчиевидных порфиритов. Литологически обломки представлены порфиритами, различными туфогенными породами, реже известняками и мергелями верхнего сенона и песчанистыми известняками палеоцена, нижнего и верхнего эоцена.

Под микроскопом цемент представлен сильно хлоритизированным и карбонатизированным туфогенным материалом с кластической структурой. Среди цемента часто встречаются вклю-

чения мелких угловатых обломков зерен разложенных полевых шпатов и кварца; местами наблюдаются хлопьевидные выделения бурых гидроокислов железа. Обломки брекчий и конгломератов, представленных порфиритами, туфогенными породами и известняками, под микроскопом ничем не отличаются от соответствующих пород, описанных выше.

в) Вулканогенная толща олигоцена

Развита в южной части северо-восточного побережья озера Севан между сс. Инакдаг и Зод, а также к югу от Зодского перевала.

Впервые олигоценовый возраст этой толщи был установлен К. Н. Паффенгольцем (1934) в бассейне р. Тертер, где липариты и андезиты перекрываются толщей туфогенных пород с прослоями известняков, содержащих обильную фауну нуммулитов верхнеолигоценового возраста. На основании этого нижележащие липариты и андезиты им были отнесены к нижнему олигоцену.

Последующие исследователи — М. А. Кашкай, В. Е. Хаин и Э. И. Шихалибейли (1950) значительно повысили возраст этой толщи до нижнего плиоцена, а Е. Е. Милановский — до нижнего миоцена.

Так как на северо-восточном побережье озера Севан обнажается лишь небольшая часть этой толщи и собранный нами отсюда материал не позволяет судить о ее возрасте, то, основываясь на данных К. Н. Паффенгольца, нами принят олигоценовый возраст этой толщи.

Толща эта залегает с резким угловым несогласием на размытой поверхности крутопадающих (80—85°) среднеэоценовых нуммулитовых известняков и падает полого на юго запад под углом 15—20°.

Литологически она представлена андезитами, андезито-дацитами, липарито-дацитами, липаритами, туфобрекчиями, туфогенными породами и известняками, из которых в исследованном районе развиты лишь андезиты и липариты.

Видимая мощность олигоценовой вулканогенной толщи, обнажающейся между сс. Инакдаг и Зод и к югу от Зодского перевала, достигает 200 м; наибольшая же мощность ее

2000 м— наблюдается, по данным К. Н. Паффенгольца (1934) в бассейне р. Тертер (АзССР).

Андезиты макроскопически представляют сильно измененную порфировую породу серого, грязно-серого, коричневатокрасного и фиолетового цветов. Порфиновые вкрапленники, размерами до 5 мм, представлены плагиоклазом, роговой обманкой, реже биотитом и пироксенами. Структура породы порфировая с гиалопилитовой, реже трахитовой основной массой.

Плагиоклаз вкрапленников составляет примерно 10—12% общей массы породы. Нередко они зональны, с возрастающей от центра к периферии кислотностью. Состав плагиоклазов варьирует от андезина до лабрадора.

Роговая обманка бурого цвета составляет 8—10% общей массы породы; образует призматические кристаллы с ясно выраженной спайностью и, видимо, относится к базальтической разности. Обладает резко выраженным плеохроизмом: по Ng — темно-коричневый; Nm — зеленый, Np — светло-желтый, угол $cNg = 12—14^\circ$, $Ng—Np = 0,028$, $2v = -79^\circ$. Нередко наблюдается опацификация роговой обманки.

Биотит образует таблитчатые зерна, размерами в 2—3 мм. Часто встречается вместе с роговой обманкой. Как биотит, так и роговая обманка нередко замещены хлоритом.

Пироксен представлен как моноклинной (авгитом), так и ромбической (гиперстеном) разностью.

Из других минералов в породе местами наблюдаются выделения халцедона, располагающегося как среди основной массы, так и среди вкрапленников плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены редкими зернами магнетита, апатита и первичного кварца.

Липариты макроскопически представляют порфировую породу светло-серого и белого цвета, характеризующуюся стекловатым, местами пористым (вследствие выветривания) обликом и полосчатым строением. Порфиновые вкрапленники размерами до 5 мм представлены, главным образом, кварцем, реже кислым плагиоклазом.

Структура — порфировая со стекловатой, местами фельзитовой основной массой. Под микроскопом кроме кварца и плагиоклазов в качестве вкрапленников редко встречаются обрывки зерен биотита, роговой обманки и пироксена.

Плагиоклаз вкрапленников иногда характеризуется сильной разложенностью и по составу относится к олигоклазу. Размеры его призмочек не превышают 2—3 мм.

Биотит, роговая обманка и пироксен в значительной степени изменены — хлоритизированы. Биотит обладает резко выраженным плеохроизмом, схема абсорбции следующая: $N_g > N_m > N_p$. Роговая обманка представлена бурой разностью; схема плеохроизма: по N_g — темно-коричневый, N_m — зеленый, N_p — зеленовато-желтый, угол $cN_g = 12^\circ$, $N_g - N_p = 0,028$, $2v = -76^\circ$. Пироксены встречаются довольно редко и представлены ромбической разностью. Из аксессуарных минералов встречаются магнетит и единичные зерна апатита.

В. Отложения неогена (?)

а) Толща конгломератов и брекчий плиоцена

Отложения плиоцена имеют весьма ограниченное распространение на северо-восточном побережье озера Севан и обнажаются в виде узкой полосы длиной в 2 км к западу от сел. Памбак. Представлены они толщей конгломератов и брекчий с прослойками суглинков, имеющей видимую мощность около 150 м.

Еще в 1934 г. К. Н. Паффенгольц определил возраст этой толщи как верхний плиоцен — нижнечетвертичный, но впоследствии (1950), учитывая ее сильную дислоцированность, стал рассматривать как олигоценовую.

М. А. Кашкай, В. Е. Хаин и Э. Ш. Шихалибейли (1950), назвавшие эту толщу «Гюнейской свитой», учитывая ее большую дислоцированность по сравнению с «Сарыкаинской толщей» (западное побережье озера Севан), возраст которой определяется всеми исследователями как верхний плиоцен, отнесли ее предположительно к нижнему плиоцену.

В вопросе определения возраста этой толщи мы придерживаемся данных Е. Е. Милановского, детально изучившего «Сарыкаинскую толщу». Последнюю он расчленил на 8 свит и доказал полное соответствие 3 свиты с толщей конгломератов и

брекчий северо-восточного побережья озера Севан и определил ее возраст как плиоценовый*.

В нашем районе толща эта залегает на размытой поверхности нижнесенонских пород и круто падает на юго-запад под углом 60—70°.

Конгломераты и брекчии состоят из слабо, реже хорошо окатанных валунов (до 1 м) и галек, заключенных в плотный светло-серый цемент; часто обломки мелкие и обычно угловатые. Литологически они представлены габбро, серпентинитами, порфиритами, известняками, мергелями и другими породами, слагающими юго-западный склон Севанского хребта.

По данным И. Г. Гаспарян (1956) цемент конгломератов и брекчий известковистый, с большой примесью разнотернистого песчано-гравийного материала. Сложен, главным образом, из кальцита (42,4%), остальную часть составляют сильно разложившиеся зерна плагиоклаза, реже кварца и серпентинита. Наблюдается также значительная примесь (2,5%) вулканического стекла и пемзовых частиц, указывающих на наличие синхронического с формированием толщи извержением.

Строение и состав толщи говорят за ее пролювиально-делювиальное происхождение. Слабая окатанность, неотсортированность материала и присутствие пемзового вещества указывают, что накопление ее происходило в условиях вулканической деятельности и слабого развития постоянно выработанной речной сети.

Г. Современные отложения

Современные отложения широко развиты на юго-востоке района, где они слагают Мазринскую равнину; кроме того, они слагают узкую береговую полосу озера, которая расширяется около устьев рек. Отложения эти выражены аллювиально-делювиальными наносами, представленными галечниково-щебневым, галечным и песчано-глинистым материалами.

Мазринская равнина сложена аллювиально-делювиальными, озерными и болотными отложениями. Причем прибрежные

* Указанный автор отнес Зодскую вулканогенную толщу (олигоцен К. Н. Паффенгольца) к нижнему миоцену, в то время как она представляет фацию „Сарыкаинской толщи“. Ред.

отложения этой равнины сложены тонким неотсортированным материалом.

Узкая полоса прибрежных отложений в результате спуска озера постепенно расширяется, в связи с чем систематически обнажаются донные осадки. Последние состоят из рыхлых разнoзернистых береговых песчаных полос, среди которых нередко встречаются и плотные образования, где крупнозернистые пески с частыми включениями обломков и галек пород размерами от 1 до 20 см, цементируются весьма крепким карбонатным цементом. За береговой линией прибрежная полоса сложена бесформенными скоплениями глыб и обломков пород различных размеров, щебнем и дресвой, сносимых с юго-западного склона Севанского хребта. Около самих устьев рек прибрежная полоса сильно расширяется и обычно здесь большое развитие получают конусы выносов, куда поступает скатывающаяся с ущелий вода и часто, теряясь в них, подземным путем доходит до озера.

Мощность современных отложений превышает 100 м.

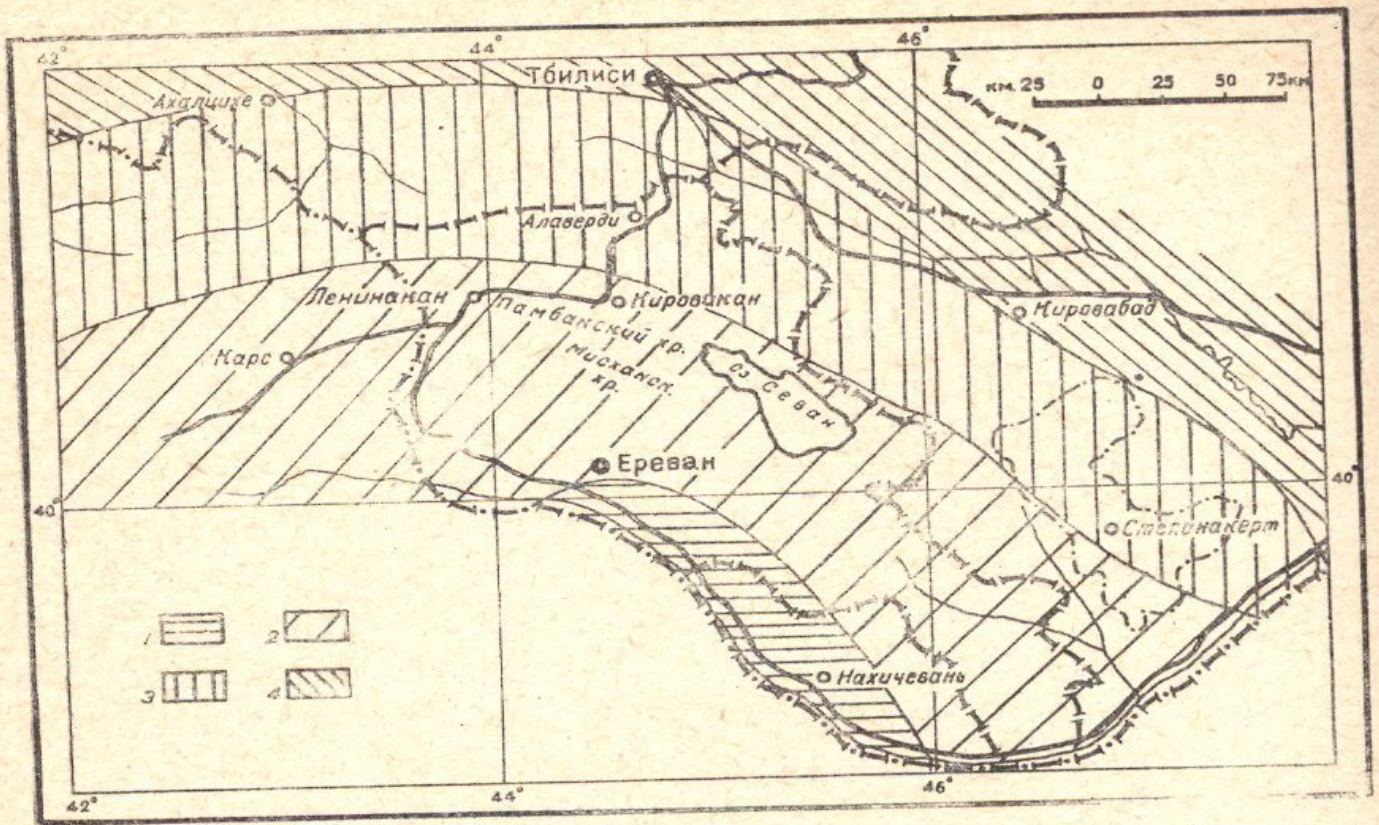
2. СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

К. Н. Паффенгольц (1948) Малый Кавказ расчленяет на следующие тектонические зоны:

- I. Аджаро-Триалетскую складчатую зону,
- II. Сомхето-Ганджинскую полого-складчатую зону,
- III. Складчатую зону Армении и
- IV. Нахичеванскую складчатую зону.

Как видно из прилагаемой схемы (фиг. 9), указанные зоны располагаются параллельно друг другу и вытянуты в общекавказском — северо-западном направлении.

В 1949 г. Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин (1950) создали новую схему тектонического строения Малого Кавказа. По их данным Малый Кавказ представляет собой единый мегантиклинорий, сложенный из ряда взаимопараллельных антиклинальных и синклинальных зон (или сложно построенных крупных антиклинориев и синклинориев), которые соответствуют существовавшим ранее на их месте геоантиклинальным поднятиям и геосинклинальным прогибам. С северо-востока на юго-за-



Фиг. 9. Схема тектонического расчленения Малого Кавказа по К. Н. Паффенгольцу.

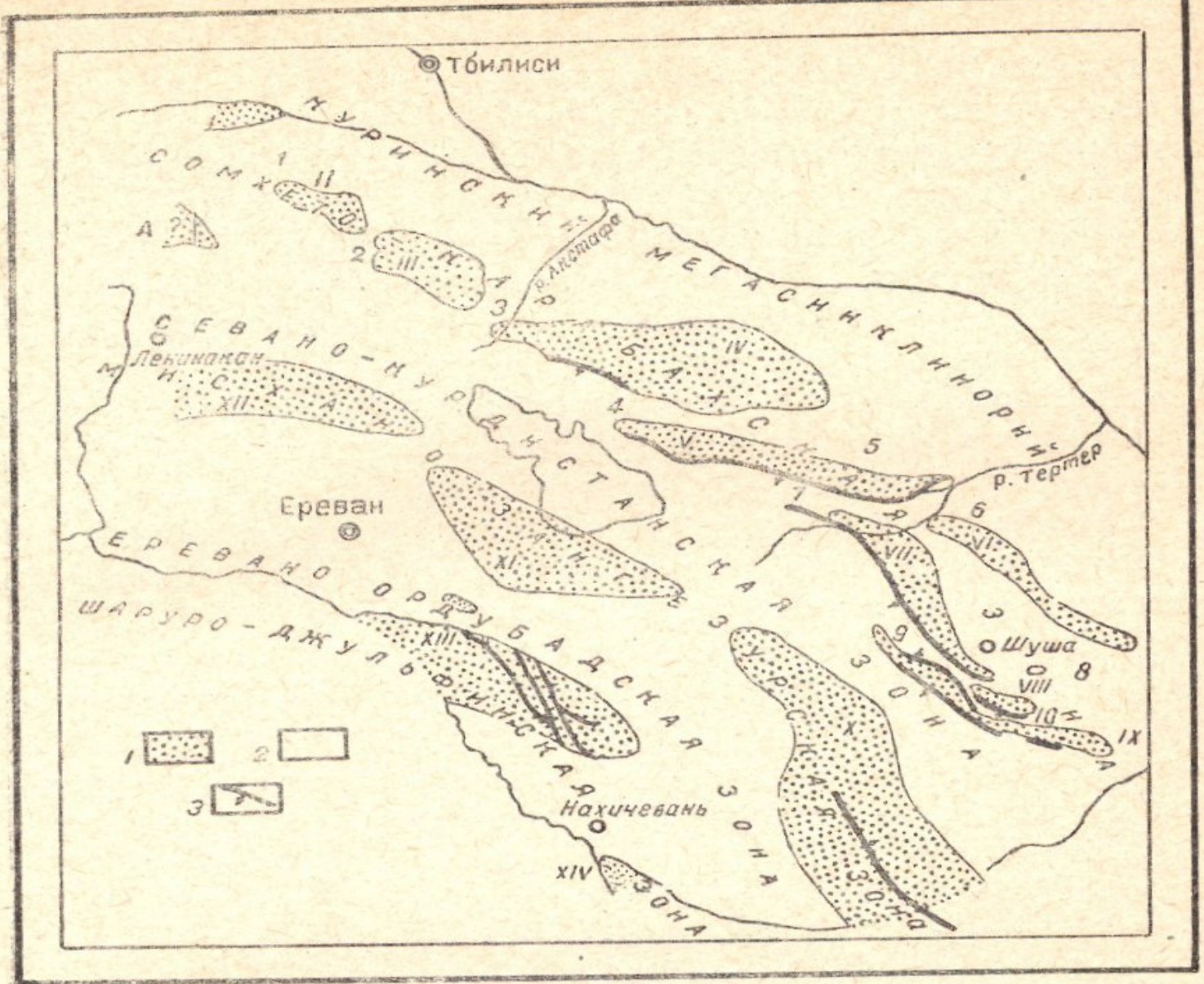
1. Нахичеванская зона, 2. Складчатая зона Армении,
3. Сомхето-Ганджинская зона, 4. Аджаро-Триалетская зона.

пад Л. Н. Леонтьев (1949) выделяет следующие зоны (фиг. 10):

- I. Сомхето-Карабахскую антиклинальную зону,
- II. Севано-Курдистанскую синклинальную зону,
- III. Мисхано-Зангезурскую антиклинальную зону,
- IV. Еревано-Ордубадскую синклинальную зону и
- V. Шаруро-Джюльфинскую антиклинальную зону.

В каждой из этих 5 зон в свою очередь выделяются антиклинории низшего порядка, ориентированные в близширотном направлении, под некоторым углом к простираению зон и кулисообразно друг к другу.

При сравнении этих зон с зонами, выделенными К. Н. Паффенгольцем, нетрудно заметить, что Л. Н. Леонтьев по существу выделяет те же тектонические зоны, но под другими названиями. Так, Сомхето-Карабахская антиклинальная зона Л. Н. Леонтьева соответствует Сомхето-Ганджинской полого-складчатой зоне К. Н. Паффенгольца, Севано-Курдистанская, Еревано-Ордубадская синклинальные зоны и разделяющая их



Фиг. 10. Схема тектонического расчленения Малого Кавказа по Л. Н. Теонтьеву.

1. Антиклинории второго порядка, 2. Синклинальные зоны (синклинории первого порядка) и синклинории второго порядка внутри антиклинальных зон (антиклинориев первого порядка), 3. Главнейшие тектонические разрывы и направления движения по ним.

Мисхано-Зангезурская антиклинальная зона соответствуют Складчатой зоне Армении, где К. Н. Паффенгольц описывает эти же зоны, называя их интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями. И, наконец, отдельные участки Еревано-Ордубадской и Шаруро-Джультинской антиклинальных зон Л. Н. Теонтьева соответствуют Нахичеванской складчатой зоне К. Н. Паффенгольца.

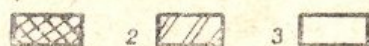
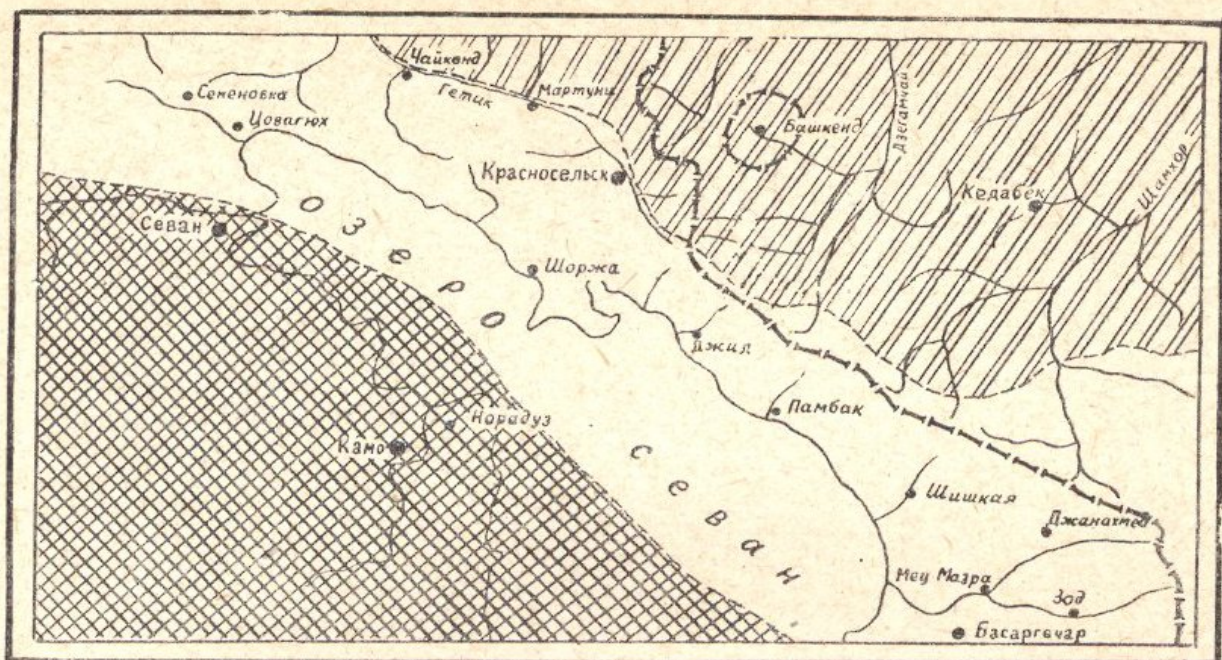
Район северо-восточного побережья озера Севан входит в Складчатую зону Армении (по К. Н. Паффенгольцу) и распо-

лагается в средней части ее северной окраины, слагая Севанскую интрагеосинклиналиную зону. Границей этой зоны с Сомхето-Ганджинской полого-складчатой зоной является Муровдагский надвиг (поддвиг), плоскость которого падает полого на северо-восток*.

В исследованном районе Севанская интрагеосинклиналиная зона характеризуется широким развитием мощных вулканогенных и карбонатных отложений нижнего сенона (2200 м), на юго-западном склоне Севанского хребта, вулканогенных отложений эоцена на юго-западном склоне Арегунийского хребта и на Севанском хребте к северу от сел. Шоржа, Артаниш, Джил, Бабаджан и Памбак (1500 м) и вулканогенных отложений олигоцена на юго-востоке района. Для зоны также характерно сокращение мощностей отложений палеоцена, нижнего и среднего эоцена, выраженных в карбонатных фациях.

В течение всего верхнесенонского периода эта зона обнаруживала геосинклиналиные тенденции развития с накоплением мощных вулканогенно-карбонатных пород. На общем фоне интенсивно прогибающегося дна сравнительно узкого нижнесенонского моря существовали отдельные небольшие выступы — острова, сложенные теми же вулканогенными породами. Одновременно с общим накоплением вулканогенных пород происходил интенсивный размыв этих выступов, с образованием горизонтов, сложенных вулканогенно-обломочными породами — туфоконгломератами, туфобрекчиями и др. На фиг. 11 и 12 приведены палеогеографические схемы, иллюстрирующие предполагаемое расположение моря и суши в нижнем и верхнем сеноне. На границе между нижним и верхним сеноном местами (на участках современных бассейнов рр. Шмперт, Памбак и Конгур) происходит кратковременное поднятие, сменившееся затем новым опусканием и трансгрессией в верхнем сеноне. Верхнемеловой цикл осадконакопления завершается регрессией в датском ярусе, в течение которого происходит общее поднятие зоны.

* Согласно последней схеме тектонического районирования АрмССР, данной А. Т. Асланяном (1958), район северо-восточного побережья озера Севан входит в Присеванскую мегасинклиналиную зону Севанского оротектонического пояса.



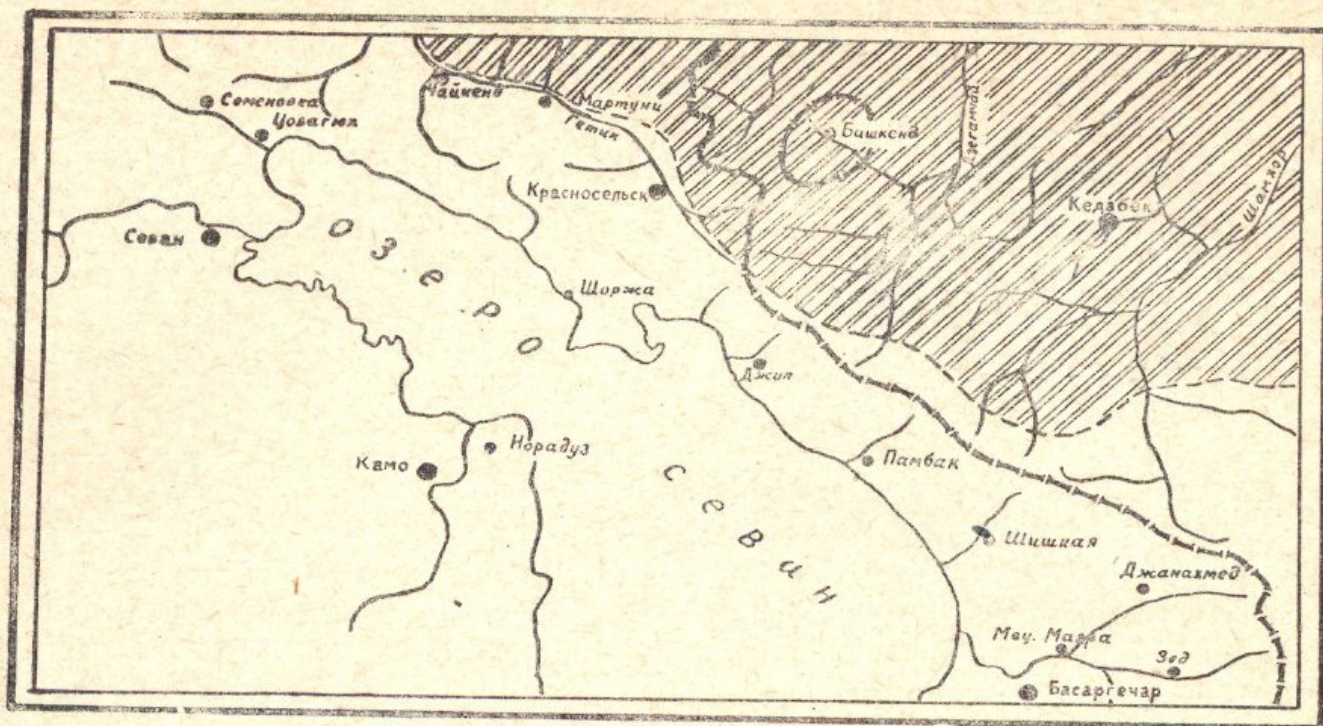
Фиг. 11. Палеогеографическая схема северо-восточной части Севанской интрагеосинклинали. Нижний сенон.

- 1 — суша, сложенная Арзаканским палеозойским комплексом;
 2 — суша, сложенная юрой; 3 — нижнесенонское море.

В третичное время в западной части района осадконакопление начинается с палеоцена — нижнего эоцена (фиг. 13), а в восточной части — со среднего эоцена. Отложения указанных периодов представлены мелководными карбонатными фациями (нуммулитовые известняки), которые трансгрессивно, местами с угловым несогласием, залегают на верхнесенонских отложениях.

В среднем и верхнем эоцене происходит быстрое погружение зоны — море наступает с северо-западной стороны и доходит на юго-востоке до меридиана сел. Памбак. Дальнейшее погружение дна бассейна сопровождалось интенсивным излиянием вулканических продуктов. В восточной части района в течение верхнего эоцена господствовал континентальный режим (фиг. 14).

С олигоценового периода в восточной части района также начинается погружение, сопровождающееся излиянием лав андезитового и липаритового состава, залегающих трансгрессивно с резким угловым несогласием на породах среднего эоцена и верхнего мела.

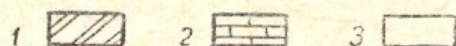
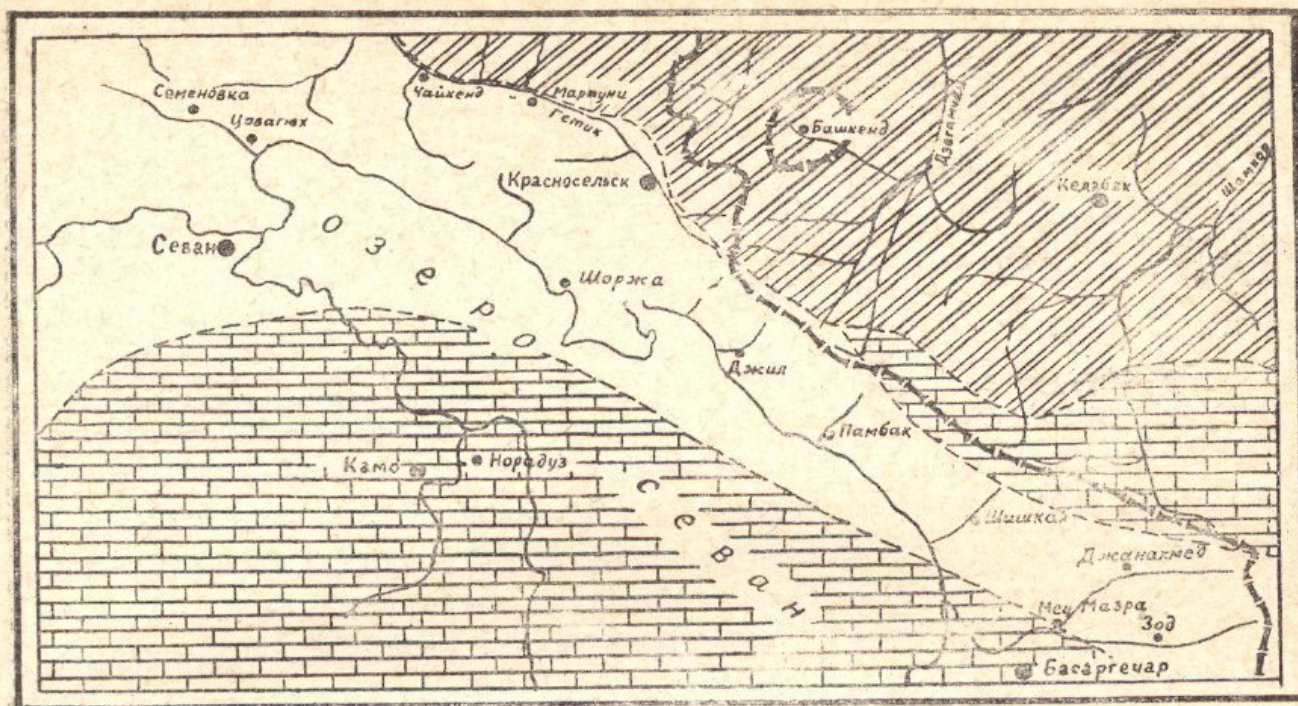


Фиг. 12. Палеогеографическая схема северо-восточной части Севанской интрагеосинклинали. Верхний сенон.
1 — суша, сложенная юрой; 2 — верхнесенонское море.

Начиная с миоцена происходит общее поднятие зоны, вследствие чего здесь господствуют процессы эрозии. Местами (к западу от сел. Памбак) в плиоцене наблюдается развитие озерно-речного режима, в результате чего происходит накопление толщи конгломератов и брекчий с прослойками суглинков.

Интрузивный магматизм имеет довольно мощное проявление в виде пояса ультраосновных и основных пород, прослеживающихся почти без перерыва от района сел. Шоржа до р. Аракс на юго-востоке. Пояс состоит из многочисленных крупных и мелких массивов, представленных производными габбро-перидотитовой магмы и ее дифференциатов.

Перейдем к описанию более мелких структурных элементов исследованного района. Как видно из геологической карты, в районе наблюдаются три крупные антиклинальные структуры северо-западного, близкого к широтному простирания.

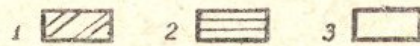
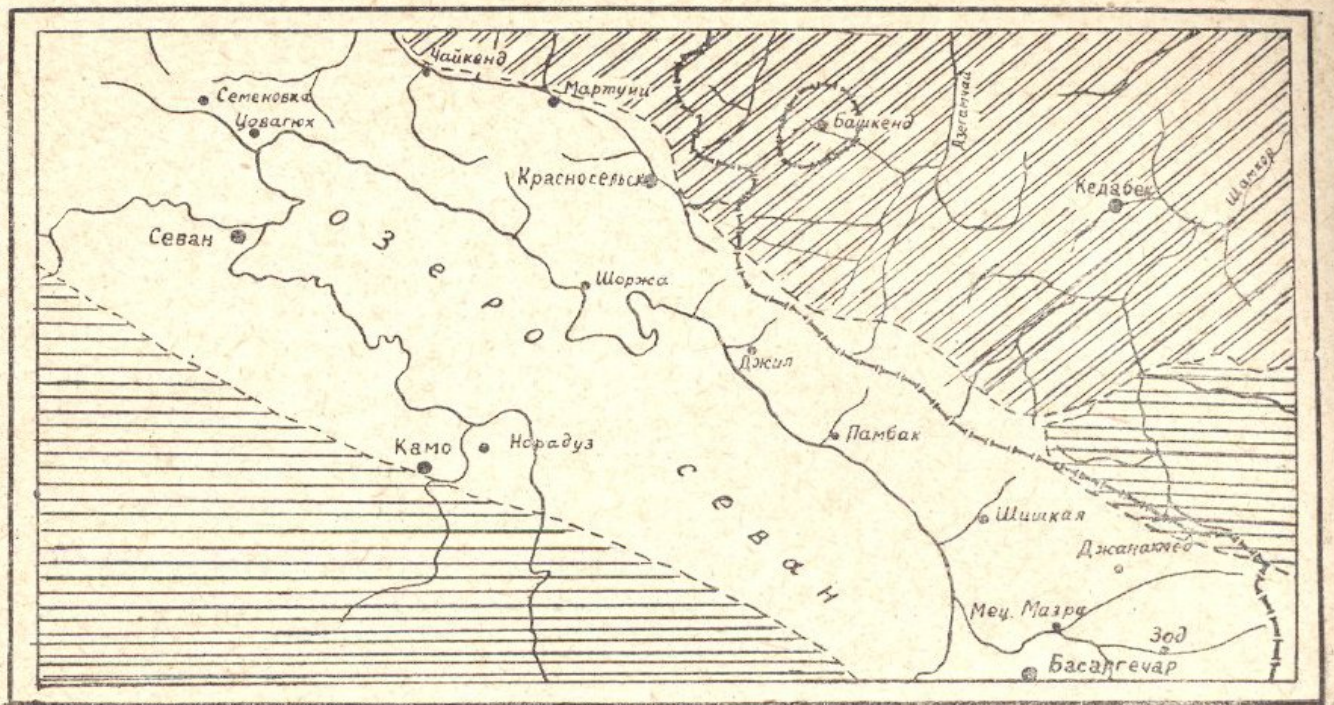


Фиг. 13. Палеогеографическая схема северо-восточной части Севанской интрагеосинклинали. Палеоцен, нижний эоцен.

1 — суша, сложенная юрой; 2 — суша, сложенная верхним сеноном;
3 — море палеоцена, нижнего эоцена.

Первая антиклинальная структура прослеживается от района сел. Шоржа к востоку до меридиана сел. Сатанахач, откуда она уходит в Азербайджанскую ССР за пределы исследованного района. Сложена она интенсивно дислоцированными отложениями сенона, палеоцена и эоцена. Ядро этой складки прорвано интрузивами ультраосновных и основных пород (Шоржинский и Джил-Сатанахачский массивы). Азимуты падения северного крыла антиклинали $25-40^\circ$, углы падения — $40-45^\circ$. Азимуты падения южного крыла $15-40^\circ$, углы падения — более крутые $55-60^\circ$. Местами (около сел. Джил и к северо-востоку от сел. Дара) эта антиклиналь опрокинута на юг и образует наклонную изоклинальную складку.

К востоку от сел. Артаниш от описанной антиклинали ответвляется другая антиклиналь меньшего размера, названная нами Артанишской. Ось ее вначале имеет северо-восточное простирание, а затем — параллельное оси главной антиклинали.



Фиг. 14. Палеогеографическая схема северо-восточной части Севанской интрагеосинклинали. Средний, верхний эоцен.

1 — суша, сложенная юрой; 2 — суша, сложенная верхним сеноном;
3 — море среднего, верхнего эоцена.

Сложена она порфиритами нижнего сенона, известняками и мергелями верхнего сенона, песчанистыми известняками палеоцена — нижнего эоцена и вулканогенными породами среднего и верхнего эоцена. В северо-восточной части порфириты нижнего сенона, слагающие ядро антиклинали, прорваны небольшим интрузивом габбровых пород. Азимуты падения северного крыла Артанишской антиклинали $25-40^\circ$, углы падения — $30-35^\circ$, южного крыла — $200-220^\circ$, углы падения — $25-40^\circ$.

Вторая антиклиналь, сравнительно более крупная, проходит к югу от первой, параллельно ей. Начинается она к юго-востоку от сел. Шоржа, слагая весь Адатапинский полуостров, ее продолжение к юго-востоку перекрыто водами озера Севан, далее вновь она появляется к западу от сел. Шишкая, откуда прослеживается непрерывно на восток и также уходит за пределы исследованного района в Азербайджанскую ССР. Следует отметить, что эта антиклиналь является сильно размытой, вследствие чего более молодые отложения здесь отсутствуют. Азимуты падения северного крыла антиклинали — $350-20^\circ$, углы па-

дения — 30—40°, южного крыла — 180—220°, углы падения более крутые — 70—80°. Ядро антиклинали здесь также прорвано интрузивами ультраосновных и основных пород (Кясаманский и Караиман-Зодский массивы). Синклиналиальная структура, располагающаяся между описанными двумя антиклиналями, также прорвана интрузивом основных и ультраосновных пород (Шишкаинский массив).

Третья антиклиналь, значительно меньших размеров, прослеживается к югу от второй, параллельно ей. Она также имеет близширотное простирание. Азимуты падения ее северного крыла — 15—40°, углы падения — 50—60°. Ядро антиклинали сложено вулканогенной толщей нижнего сенона, а крылья — известняками и мергелями верхнего сенона. На южном крыле обнажаются также и более молодые отложения — известняки среднего эоцена, которые трансгрессивно перекрываются потоками андезитов и липаритов олигоцена.

По данным К. Н. Паффенгольца (1934) Сомхето-Ганджинская полого-складчатая зона в бассейне р. Шамхор сложена слабо дислоцированной нижнеюрской вулканогенной толщей, на основании чего он высказывает предположение о наличии под юрскими породами «жесткого основания — плиты», играющей роль устойчивой массы. Выше отмечалось, что Севанская интрагеосинклиналь в исследованном районе сложена из ряда изоклинальных, местами опрокинутых на юг складок, образуемых сенон-эоценовыми породами. По направлению к югу происходит постепенное выполаживание этих складок. По наблюдениям К. Н. Паффенгольца, сенонские и эоценовые отложения в бассейне р. Шамхор поддвинуты под нижнеюрскую вулканогенную толщу. По его мнению надвиг произошел в результате сильной пликативной дислокации при давлении, шедшем с юга; далее, в силу значительно большей дислоцированности пород северо-восточного побережья озера Севан, он логически допускает, что этот район поддвинулся на юрскую толщу бассейна р. Шамхор. Линия этого надвига (поддвига) в нескольких местах пересекает Севанский хребет, заходя местами на его юго-западный склон. Здесь в районе сел. Джил К. Н. Паффенголец отмечал даже изолированные останцы аллохтонной толщи нижней юры (1934), а по последним данным турона (1948), надвинутые на сенонские известняки и мергели.

Как указывалось выше, верхнесенонские и палеоцен-нижнеэоценовые известняки выше по разрезу совершенно согласно переходят в средне- и верхнеэоценовые вулканогенные породы. На основании этого мы считаем, что линия надвига не переходит на юго-западный склон Севанского хребта, она проходит намного восточнее. Исходя из сказанного, границу между Складчатой зоной Армении и Сомхето-Ганджинской полого-складчатой зоной на участке к северу от сел. Памбак, Бабаджан, Джил, Артаниш, нам кажется, правильнее было бы провести за пределами бассейна озера Севан, к востоку от водораздела Севанского хребта. При этом на средне- и верхнеэоценовых вулканогенных породах должна несогласно залегать нижнеюрская вулканогенная толща.

Кроме указанного Главного надвига, констатируются еще небольшие надвиги чешуйчатого типа, параллельные указанному надвику. Так, в описанной выше первой антиклинальной складке северо-восточного побережья озера Севан, в результате ее опрокидывания на юг, нижнесенонская вулканогенно-обломочная толща на участке к северо-востоку от сел. Дара надвинута на верхнесенонские известняки. Обычно при опрокидывании складки, надвинутая часть ее поперечными нарушениями отделяется с обеих сторон от нормально залегающей складки. Эти нарушения можно отнести к типу всбросо-сдвига. В ущелье р. Сатанахач ясно наблюдается всбросо-сдвиг, где сдвиг верхнесенонских пород по горизонтальной плоскости достигает примерно до 1,5 км.

В исследованном районе наблюдаются также два более или менее крупных сброса в известняках верхнего сенона. Оба сброса прослеживаются примерно в близширотном направлении — один к западу от сел. Артаниш, другой — к северу от сел. Джил. Амплитуда этих сбросов небольшая и примерно не превышает 200—300 м. Большое количество мелких сбросов среди вулканогенных пород и известняков сенона отмечены в ущельях рек Наруздара, Шишкая, Гейсу и правых притоков р. Конгур. Указанные нарушения в связи с их небольшой амплитудой, достигающей до 10—15 м, не отмечены на прилагаемой геологической карте.

Рассматривая тектонические движения, которым подвергался район в различные времена, можно отметить следующее.

Верхнесенонские известняки северо-восточного побережья озера Севан залегают на нижнесенонских породах без углового несогласия, но в основании имеют конгломерат с галькой различных пород. Указанный факт может говорить о кратковременных вертикальных колебательных движениях, приуроченных к рубежу нижнего и верхнего сенона.

Далее, более крупные вертикальные колебательные движения происходили на границе верхнего сенона и палеоцена. В течение этого времени, как выше отмечалось, произошло поднятие всего района. Смена карбонатных фаций вулканогенными, а также мощное проявление вулканической деятельности в эоцене, по-видимому, обусловлены внутриэоценовыми колебательными движениями, связанными с общим геосинклинальным погружением зоны.

Олигоцен залегает трансгрессивно с резким угловым несогласием на породах мела и эоцена. Это обстоятельство позволяет говорить о резко выраженной предолигоценовой (пиринейской) орогенической фазе и последовавшей за ней олигоценовой трансгрессии. Следует отметить, что в эту фазу произошло оформление современной структуры исследованного района. Кроме того, в эту же фазу произошло поддвигание сенон-эоценовых пород под нижнеюрскую толщу, а также было обусловлено проявление глубинного вулканизма, в результате которого только что возникшие структуры были скованы большим числом интрузивов ультраосновных и основных пород.

Продолжавшаяся в олигоценовое время вулканическая деятельность была обусловлена внутриолигоценовыми колебательными движениями, причем они, по-видимому, были связаны не с геосинклинальным погружением, как в предшествующие периоды, а с процессом все нараставшего поднятия, в результате чего с начала миоцена район полностью выходит из-под моря и начинает подвергаться размыву. С процессом же поднятия в миоценовое время, возможно, были связаны и внедрения кислых интрузивных пород района.

В неогене и четвертичное время поднятие это продолжалось. По-видимому, в несколько ослабевшем темпе продолжается и в настоящее время равномерное сводовое поднятие, сопровождавшееся затухшей лишь к нашему времени вулканической деятельностью.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Возраст вулканогенно-обломочной толщи, принимаемый ранее за турон — нижний сантон, ныне датируется как нижний сенон.

2. Расчлененная карбонатная свита сенон-эоценового возраста включает в себе свиту известняков и мергелей верхнего сенона, толщу базального конгломерата и песчаников палеоцена — нижнего эоцена, а в восточной части района — среднего эоцена.

3. Вулканогенно-обломочная толща, к северу от сс. Памбак, Бабаджан и Джил, относимая К. Н. Паффенгольцем (1934) к нижней юре, а позднее (1948) к турону, на основании согласного залегания на нижележащих палеоцен-нижнеэоценовых известняках, нами отнесена к среднему и верхнему эоцену.

4. Возраст интрузивов ультраосновных и основных пород верхнеэоценовый, а кислых интрузивов — послеолигоценовый, по-видимому, миоценовый.

5. В течение верхнесенонского и палеоцен-эоценового периодов в районе господствовал геосинклинальный режим с накоплением мощных вулканогенно-карбонатных пород. Кратковременные поднятия наблюдались на рубеже нижнего и верхнего сенона и в течение датского века.

6. Общая ориентированность складчатых структур района имеет общекавказское направление. Прорывы интрузивов ультраосновных и основных пород произошли, главным образом, в куполах антиклинальных структур, образуемых сенон-эоценовыми вулканогенно-карбонатными породами.

Г Л А В А ІІІ

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

1. СТРОЕНИЕ МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Формация ультраосновных и основных пород* на территории Армянской ССР образует два пояса (фиг. 1), которые довольно резко отличаются друг от друга как по своим размерам, так и по степени изученности.

Один из них — Севано-Амасийский пояс начинается у сел. Амасия к северо западу от гор. Ленинакана и протягивается со значительными перерывами в юго-восточном направлении в виде полосы вдоль Ширакского и Базумского хребтов. Проходя дальше на северо-восточное побережье озера Севан, прослеживается вдоль юго-западных склонов Арегунийского и, главным образом, Севанского хребтов. Юго-восточное его продолжение уходит на территорию Карабахской АО в бассейн р. Тертер.

Второй пояс, известный под названием Ведийского или Приараксинского, характеризуется значительно меньшими размерами и сравнительно слабой степенью изученности. Начинается он в районе сел. Кохб и прослеживается в виде полосы также в юго-восточном направлении в сторону сел. Арташат Веди, Нахичевань.

* В вопросах терминологии автор придерживается взглядов А. Г. Бетехтина (1937).

Оба пояса продолжаютя, по-видимому, и в Южную Армению и Азербайджан, затем в Иран и Турцию, примыкая, таким образом, к обширной Средиземноморской петрогенической провинции ультраосновных и основных пород (Малая Азия, Балканы, Альпы).

Указанные пояса являются прерывистыми и представлены обособленными друг от друга крупными и мелкими массивами, протягивающимися в виде полосы с северо-запада на юго-восток. Общая протяженность Севано-Амасийского пояса в пределах Армянской ССР составляет около 220 км. Этот крупный пояс с северо-запада на юго-восток включает в себя следующие группы массивов:

- А. Группа массивов, приуроченных к Базумскому хребту,
- Б. Группа массивов, приуроченных к Ширакскому хребту,
- В. Группа массивов, приуроченных к северо-восточному побережью озера Севан.

Протяженность Ведийского (Приараксинского) пояса в пределах Армянской ССР составляет примерно 50 км (включая Нахичеванскую АССР — 90 км). Характерно, что хотя количество массивов ультраосновных и основных пород в данном поясе в 2,5 раза больше (всего около 70), чем в Севано-Амасийском поясе, однако размеры их весьма ограничены и каждый из них не превышает 1 км², реже доходя до 2—3 км². Большинство массивов (около 60) концентрируется в бассейне нижнего, и главным образом, верхнего течения р. Веди.

Общая протяженность пояса ультраосновных и основных пород на северо-восточном побережье озера Севан составляет около 80 км. Здесь располагаются наиболее крупные массивы Севано-Амасийского пояса, характеризующиеся довольно высокой степенью изученности. К их числу относятся:

1. Тохлуджинские выходы ультраосновных пород, расположенные на юго-западном склоне Арегунийского хребта, к юго-западу от сел. Тохлуджа;
2. Шоржинский габбро-перидотитовый массив;
3. Адатапинский габбровый массив;
4. Артанишская группа габбровых и габбро-перидотитовых массивов;
5. Джил-Сатанахачский габбро-кварцево-диорито-перидотитовый массив;

6. Шишкаинский перидотито-габбровый массив;
7. Кясаманский перидотито-габбровый массив;
8. Караиман-Зодский габбро-перидотитовый массив.

Указанные массивы (2—8) приурочены к юго-западному склону Севанского хребта.

Возраст формации ультраосновных и основных пород впервые был обоснован К. Н. Паффенгольцем (1934) как верхнеэоценовый; наши наблюдения на северо-восточном побережье озера Севан полностью подтверждают эти данные. Массивы ультраосновных и основных пород прорывают среднеэоценовые вулканогенно-карбонатные породы и трансгрессивно перекрываются вулканогенной толщей олигоцена.

Прорыв среднеэоценовых вулканогенно-карбонатных пород наблюдается в следующих пунктах северо-восточного побережья озера Севан (см. карту района — фиг. 3).

1. Около совхоза сел. Тохлуджа — Тохлуджинские выходы перидотитов прорывают вулканогенный эоцен;

2. К западу от Шоржинского габбро-перидотитового массива прорван карбонатный эоцен, а к востоку — вулканогенный эоцен;

3. К западу и востоку от меридиана сел. Артаниш прорван карбонатный эоцен;

4. Около самого сел. Артаниш прорван карбонатный эоцен;

5. К северо-востоку от сел. Бабаджан прорван вулканогенный эоцен;

6. К северо-западу от сел. Зод прорван карбонатный эоцен.

Трансгрессивное же налегание вулканогенной толщи олигоцена на интрузивы ультраосновных и основных пород наблюдается к востоку от сел. Зод.

Изучение морфологических особенностей указанных выше массивов северо-восточного побережья озера Севан позволяет допустить, что на глубине имеется одно крупное интрузивное тело, протягивающееся вдоль всего побережья. В настоящее время эрозией вскрыты лишь апикальные части этого тела, которые выступают на дневной поверхности в виде указанных выше разобщенных друг от друга массивов. Сказанное позволяет считать это интрузивное тело гипабиссальной залежью, обладающей в апикальных частях признаками хонолитовых и лакколитовых интрузивов. Такого же мнения придерживался А. В.

Кржечковский, но он допускал лишь наличие признаков хонолитовых интрузивов. По данным К. Н. Паффенгольца (1934) массивы эти относятся к типу даек и небольших лакколлитов, Г. А. Кечек считал их лакколлитами.

*А. Тохлуджинские выходы перидотитов**

В административном отношении они входят в Красносельский район Армянской ССР. Выходы перидотитов расположены на северной окраине Тохлуджинского овцеводческого совхоза, на расстоянии 400—500 м от берега озера. Ближайший населенный пункт сел. Тохлуджа находится в 4 км к северо-востоку от выходов.

Описываемые перидотиты обнажаются в виде двух небольших выходов — один непосредственно на северной окраине совхоза, другой — в 80—100 м к северо-западу от первого. Размеры их небольшие: площадь первого выхода примерно 500—600 м², второго — 350—400 м². В плане оба выхода имеют слегка вытянутые в северо-западном направлении (340°) очертания. Выходы расположены на северо-восточном крыле второстепенной антиклинальной складки Арегунийского хребта, сложенной порфиритами и туфогенными породами среднего эоцена. По видимому, оба выхода на глубине соединяются друг с другом и представляют собой апикальные части глубоко залегающего относительно более крупного интрузива ультраосновных пород. В пользу этого говорят довольно пологие их контакты с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Вдоль южного контакта первого выхода с туфогенными породами развита довольно мощная зона лиственитов.

Нижний возрастной предел перидотитов описываемых выходов определяется как верхний эоцен, так как вмещающие вулканогенно-осадочные породы имеют среднеэоценовый возраст.

Петрографический состав пород, слагающих выходы, довольно простой. Примерно 85—90% их площади представлено

* Обнаружены автором в 1955 г.

перидотитами (верлитами) зеленовато-синего цвета и лишь 10—15% — дунитами. Как перидотиты, так и дуниты сильно серпентинизированы и в свежем состоянии почти не встречаются. Дуниты обычно в виде шширообразных тел залегают среди перидотитов. Границы между ними постепенные. Пироксенитов не встречено. Перидотиты в южной части первого выхода, как уже отмечалось, контактируют с лиственитами. Контакт между ними извилистый, но постепенный. В северной части выходов перидотиты сильно изменены и вблизи контакта их с вмещающими породами превращены в рассланцованные серпентиниты.

Б. *Шоржинский габбро-перидотитовый массив**

В административном отношении Шоржинский массив входит в Красносельский район Армянской ССР. Западное окончание массива упирается в сел. Шоржа, а восточное — удалено от него на расстояние 2,5 км.

Указанный массив является наиболее дифференцированным из всех массивов северо-восточного побережья озера Севан. Массив обнажается, примерно, в широтном направлении на площади в 1,5 км². В западной части он имеет форму крутопадающего пластового интрузива, внедренного в известняки верхнего сенона и среднего эоцена, падающие на север под углом 75—80°. В центральной и восточной частях массив намного расширяется и получает форму лакколитообразного тела, причем вмещающие известняки образуют над массивом воздушную антиклинальную складку. Южное крыло имеет выдержанное простирание, приближающееся к широтному, с углом падения на юг до 70—80°, а северное — меняющееся простирание и более пологое падение (до 40—50°) в северную сторону.

Нижний возрастной предел Шоржинского массива определяется как верхний эоцен, так как массив прорывает вулканогенные породы и фаунистически охарактеризованные известняки среднего эоцена.

Шоржинский массив сложен в основном перидотитами типа саксонитов и верлитов, реже лерцолитов, среди которых на-

* Детально изучен С. А. Айвазовым (напечатано в работе К. Н. Паффенгольца, 1934) и А. Г. Бетехтиным (1937).

блюдаются выходы дунитовых участков. Последние в западной, наиболее узкой части массива имеют форму вытянутых в широтном направлении линзообразных тел, перемежающихся с полосами перидотитов; в центральной и восточной частях — выходы дунитов образуют большие неправильные участки, представляющие как бы шлировые обособления среди перидотитов. Пироксениты в виде небольшого дайкообразного выхода обнажаются в центральной части массива. Все породы, слагающие массив, в той или иной степени подвержены процессу серпентинизации, местами же они полностью превращены в антигоритовые серпентиниты, имеющие большое развитие в северо-западной части массива. В самой восточной части имеется шлировый выход троктолитов, вытянутый в северо-западном направлении. Среди них наблюдаются участки, сложенные анортозитами, связанные друг с другом постепенными переходами. Вдоль контакта пород массива с вмещающими известняками развиты контактово-метаморфические породы — листвениты, в виде узкой полосы шириной от 10 до 60 м. В центральной части массива наблюдаются выходы даек диабазов, являющихся наиболее молодыми эндогенными геологическими образованиями.

В. Адатапинский габбровый массив*

В административном отношении массив входит в Красносельский район Армянской ССР. Он расположен на юго-западной оконечности Адатапинского полуострова (откуда и заимствовано нами название массива), в 100 м от берега озера. Ближайший населенный пункт сел. Шоржа удален на расстояние 4 км по грунтовой дороге.

Адатапинский габбровый массив обнажается примерно на площади в 0,11 км². По своей форме массив напоминает небольшой, расширяющийся с глубиной шток, внедренный в туфогенно-обломочную толщу эоцена. Последняя, видимо, до конца не прорвана, так как в апикальных частях массива сохранились их остатки (останцы кровли), свидетельствующие, что массив является молодым по выходу на поверхность еще недавно скрытых участков габбро. Туфогенные породы оконтуривают массив

* Впервые изучен А. С. Гинзбергом (1929), а впоследствии автором.

с юго-восточной стороны и падают в сторону массива под пологим углом (20°), образуя крыло второстепенной складки, к которой приурочен интрузив. С северо-восточной стороны интрузив скрывается под наносы озерного происхождения.

Петрографический состав массива простой. Он сложен исключительно габбро однообразного состава и структура, выдерживающихся почти на всей площади выхода массива. Габбро по составу авгитовое, среднезернистое, обычно серого и зеленовато-серого цветов, нередко сильно измененное. Местами в них макроскопически видны редкие вкрапленники пирита размерами до 0,5 мм. Однообразный состав массива нарушается в северной части выходами даек диабазов, имеющих близширотное простирание. Они прорывают как габбро, так и туфогечную толщу.

Г. *Артанишская группа габбровых и перидотито-габбровых массивов**

Артанишская группа массивов в административном отношении входит в Красносельский район Армянской ССР. Массивы располагаются в 1,0—1,5 км от сел. Артаниш и соответственно разделены на Западно-Артанишский, Центрально-Артанишский и Восточно-Артанишский. Судя по падению контактов все три массива, вероятно, на глубине соединяются в один крупный интрузив.

Западно-Артанишский габбровый массив вытянут с юго-запада на северо-восток в виде полосы шириной от 250 до 550 м. Примерно в центральной части массив отклоняется от северо-восточного направления, принимая широтное простирание, затем, несколько расширяясь, вновь вытягивается на северо-восток. Общая площадь массива около 1,7 км². По своей форме он похож на вытянутый лакколитообразный интрузив, внедренный в карбонатно-вулканогенные породы эоцена. В юго-западной части внедрение происходило по ядру опрокинутой на юго-запад антиклинальной складки палеоцен-средне-

* Впервые габбро одного из массивов Артанишской группы было описано А. С. Гинзбергом (1929) и К. Н. Паффенгольцем (1934). В 1954 г. автор при картировании установил, что в районе сел. Артаниш обнаружены три массива, из которых два имеют габбровый и один — перидотито-габбровый состав.

эоценовых известняков, а в центральной и северной частях — вдоль контакта известняков верхнего сенона, расположенных с юго-восточной стороны, и вулканогенно-обломочных пород среднего эоцена, расположенных с северо-западной стороны. Падение вмещающих пород на северо-запад — 320° , под крутым углом — $50-70^\circ$.

Породы массива представлены довольно однообразным габбро серого цвета, отдельные разности которых отличаются друг от друга по величине зерен слагающих минералов. Среди главной массы среднезернистого габбро, нередко наблюдаются шпирообразные выходы, сложенные мелкозернистым габбро. По составу габбро роговообманковое. Как среднезернистые, так и мелкозернистые разности габбро подвержены значительным изменениям, выражающимся в серицитизации, эпидотизации и хлоритизации.

Центрально-Артанишский перидотито-габбровый массив также вытянут в северо-восточном направлении. В южной наиболее широкой части (500 м) от массива ответвляется узкий рукав шириной 100 м, вытянутый, примерно, в северном направлении. Общая площадь выхода массива около $0,7 \text{ км}^2$.

По форме массив представляет лакколитообразный интрузив, приуроченный к юго-западному крылу второстепенной синклинальной складки, образуемой верхнесенонскими и палеоцен-эоценовыми известняками. С юго-восточной стороны известняки обнажаются только на небольшом участке и уходят далее под наносы р. Артаниш. Вблизи от массива наблюдается увеличение углов падения известняков. Общее падение последних на юго-запад — 250° под углом $35-55^\circ$.

Массив сложен, главным образом, среднезернистым роговообманковым габбро серого, местами зеленовато-серого цветов. Среди сплошных выходов габбро наблюдаются небольшие шпировые обособления сильно серпентинизированных перидотитов, размеры которых в северо-восточной части массива значительно увеличиваются. В юго-западной части массива, вдоль контакта габбровых пород с верхнесенонскими известняками, наблюдается мраморизация последних и узкая полоса скарнированных пород среди габбро, с развитием магнетита и хорошо образованных кристаллов граната.

Восточно-Артанишский габбровый массив обнажается в виде узкой полосы шириной в 400—800 м, вытянутый, примерно, в широтном направлении на протяжении 4,5 км, занимая площадь около 3,2 км².

В западной части породы массива прорывают верхнесенонские известняки, в центральной части — палеоцен-среднеэоценовые, а в восточной части — вулканогенные породы среднего эоцена. Форма массива ближе всего подходит к хонолиту, который здесь располагается как в ядре антиклинали, так и на ее северном крыле, под некоторым углом к главным структурам вмещающих пород. Падение пород северного крыла на северо-запад — 350°, под углом 60—75°, южного крыла на юго-восток — 110—120°, под углом 35—55°.

Породы, слагающие массив, представлены среднезернистыми, местами сильно измененными габбро в основном серого цвета. Среди сплошных выходов этого типа габбро наблюдаются постепенные переходы к участкам, сложенным мелкозернистым габбро.

*Д. Джил-Сатанахачский габбро-кварцево-диоритоперидотитовый массив**

В административном отношении западная часть Джил-Сатанахачского массива до ущелья р. Армутлы — северного притока р. Бабаджан, входит в Красносельский район, а часть массива, располагающаяся к востоку от ущелья р. Армутлы — в Басаргечарский район Армянской ССР. Ближайший населенный пункт сел. Джил находится на северо-западной оконечности массива. Джил-Сатанахачский массив вытянут в северо-западном направлении на протяжении 25 км, при меняющейся ширине от 1 до 4,2 км. Это самый крупный массив района, он занимает площадь около 55—60 км².

На крайнем северо-западе массив вплотную подходит к озеру Севан. С северной стороны он уходит под рыхлые наносы до-

* Впервые породы Джил-Сатанахачского массива были описаны А. С. Гинзбергом (1929), затем в 1933 г. Г. А. Кечекком, К. Н. Паффенгольцем (1934), в 1936 г. А. В. Кржечковским, Ю. А. Араповым (1946) и автором (1959₂).

лины р. Джил, а к востоку от сел. Джил оконтуривается верхнесенонскими и, на небольшом участке, палеоцен-среднеэоценовыми известняками, падающими на северо-восток под углом 45—50°. Далее к востоку массив продолжается через Севанский хребет в Азербайджан. К северу от сел. Дара северная граница массива вновь проходит по юго-западному склону Севанского хребта. Здесь с массивом контактируют вулканогенные породы среднего и верхнего эоцена, а несколько к востоку — верхнесенонские известняки. Как вулканогенные породы, так и известняки падают на северо-восток под углом 40—50°. С юго-западной стороны массив примыкает к верхнесенонским известнякам, которые примерно около меридиана сел. Дара, отступают от массива к юго-востоку и последний контактирует уже с нижнесенонской вулканогенной толщей до самой водораздельной части Севанского хребта, откуда массив переходит в Азербайджанскую ССР. Далее массив вновь появляется на территории Армянской ССР на небольшой площади юго-западного склона Севанского хребта к северу от сел. Шишкая. Известняки до бассейна р. Шмперт падают на северные румбы, а от бассейна р. Шмперт до г. Хатабала — в южные румбы, далее к востоку — вулканогенные породы вновь падают на северо-восток.

Анализируя условия залегания вмещающих карбонатно-вулканогенных пород, можно заключить, что Джил-Сатанахачский массив расположен в ядре антиклинальной складки, которая в западной и восточной частях опрокинута на юг. По своей форме массив представляет узкий вытянутый лакколит, обладающий признаками хонолитовых интрузивов.

В существующей геологической литературе Джил-Сатанахачский массив всеми авторами описан как массив основных и ультраосновных пород. По их представлению южная, большая чем половина, часть массива представлена исключительно породами ультраосновного состава (перидотитами, реже дунитами и пироксенитами), а северная, меньшая часть — породами основного состава типа габбро.

Однако в ряде работ можно встретить отдельные высказывания о наличии участков с более кислыми фациями габбровой магмы. Так, К. Н. Паффенгольц (1934) среди габбро отмечает наличие кварцевого габбро-диорита к востоку от сел. Бабаджан, хотя и на карте им этот участок не выделен. А. В. Кржеч-

ковский отмечает развитие кварц-роговообманкового габбро к северу и северо-востоку от сел. Бабаджан. По-видимому, наблюдение им было проведено макроскопически, так как под микроскопом не трудно было бы установить принадлежность плагиоклазов к андезину и к более кислым разновидностям, вследствие чего порода была бы отнесена к кварцевому диориту. Наконец, Ю. А. Арапов, специально проводивший изучение ультраосновных пород этого массива, пишет, что в строении массива ...«существенную роль играют ультраосновные породы, представленные серпентинитами и серпентинизированными дунитами и перидотитами, и габброиды. Среди последних преобладающая роль принадлежит габбро и кварцевым диоритам...». Как видим, указанный исследователь впервые отмечает кварцевые диориты, играющие преобладающую роль в составе пород группы габброидов. Однако им участки развития кварцевых диоритов не выделены, так как в задачу его исследований входили лишь ультраосновные породы.

Исследования, проведенные автором в течение последних лет (1959₂), позволили точно расчленить породы этого массива, принимаемые ранее за основные или «габброиды» по Ю. А. Арапову. В результате этого выяснилось, что всего лишь небольшая часть (20%) выходов габброидов представлена габбро, а остальная часть (80%) сложена выходами кварцевых диоритов. В связи с этим состав Джил-Сатанахачского массива определен нами как габбро-кварцево-диорито-перидотитовый.

Как видно из прилагаемой карты, с запада на восток обнажаются габбро до ущелья р. Армутлы (меридиан сел. Бабаджан), затем кварцевые диориты, которые в бассейне левого притока р. Шмперт с южной стороны контактируют с небольшой узкой полосой габбро. Далее габбро вновь появляется к северо-западу, северу и северо-востоку от сел. Дара также в виде узкой полосы.

Особый интерес представляет контакт габбро с кварцевыми диоритами. Переход от габбро к кварцевым диоритам постепенный, причем этот переход совершается через породы с полосчатой текстурой. Полосчатость имеет близкие к вертикальным углы падения в сторону кварцевых диоритов и обычно повторяет все извилины контакта габбро с кварцевыми диоритами. Полосчатость обусловлена чередованием меланократовых полосок,

состоящих из габбро, с лейкократовыми—состоящих из кварцевых диоритов. Переходный интервал колеблется от 1 до 15 м, реже доходя до 20 м.

Интересно сравнить описываемый массив с аналогичными массивами Урала. По данным С. А. Кашина (1948) в Баранчинском массиве, в строении которого принимают участие различные породы от дунитов до кварцевых диоритов, переход габбро к кварцевым диоритам совершается постепенно через габбро-диориты. Переходный интервал колеблется от 0,5 до 20 м и характеризуется тем, что по мере приближения к габбро, увеличивается крупность зерна, проявляется такситовое сложение на тех участках, где нарушается соотношение между цветной и полевошпатовой частью и порода принимает пятнистый облик, кварц появляется спорадически. Как видим, здесь также переход совершается постепенно, с той лишь разницей, что в переходном интервале отсутствуют породы полосчатой текстуры.

Наблюдаемое взаимоотношение мелано- и лейкократовых полосок на Джил-Сатанахачском массиве, по-видимому, свидетельствует:

а) об одновременном образовании габбро и кварцевых диоритов;

б) что как габбро, так и кварцевые диориты являются продуктами дифференциации единой магмы из одного и того же глубоко залегающего магматического очага, при этом дифференциация предшествовала их внедрению.

С габбро связаны более поздние дайкообразные крупнокристаллические пегматитовые образования основной магмы, прорывающие породы габбрового состава. Такие пегматитовые дайки встречаются на левом борту ущелья второго снизу восточного притока р. Памбак и на водораздельном хребте между бассейнами рр. Памбак и Карван-Сарай. Минералогически все пегматитовые выходы имеют одинаковый состав, разница между ними обусловлена структурными особенностями.

Ультраосновные породы характеризуются хорошей дифференциацией. В этом отношении описываемый массив уступает лишь Шоржинскому. Северо-западная часть массива — участок расположенный между сс. Джил и Бабаджан — характеризуется весьма пестрым составом. В главной массе, сложенной из серпентинизированного перидотита, переходящего ме-

стами в серпентинит, обнажаются нередко значительные участки дунитов и лиственитов. Перидотиты в минералогическом отношении представлены, главным образом, лерцолитами, реже гарцбургитами и верлитами. Дунитовые участки распределены среди перидотитов и серпентинитов весьма незакономерно, замечается лишь, что они ориентированы согласно с общей вытянутостью массива. На крайнем северо-западе массива наблюдается перемежаемость тонких полосок дунита с участками перидотита, серпентинита и лиственита. По направлению к юго-востоку картина несколько меняется в связи с тем, что выходы указанных пород занимают значительные площади. Дуниты также представлены свежими и серпентинизированными разновидностями, при этом количество последних несравненно больше, чем первых. Часто наблюдаются участки, сложенные аподунитовыми серпентинитами.

Листвениты залегают, главным образом, на контакте ультраосновных пород с известняками. Они окаймляют массив с северо-запада и юго-востока и продолжают прослеживаться с незначительными перерывами до бассейна р. Памбак. Кроме того, к юго-востоку от сел. Джил листвениты слагают значительные площади на некотором отдалении от контакта. По-видимому, эти участки являются сохранившимися ныне от размыва останцами апикальной части интрузива, некогда контактировавшего с известняками. Пироксениты на этом участке массива весьма редки и отмечены лишь в одном месте — на крайней западной части массива.

Центральная часть массива, охватывающая площадь от ущелья р. Бабаджан до ущелья р. Дара, отмечается значительно большим развитием перидотитов, их серпентинизированных разновидностей и серпентинитов, среди которых дунитовые выходы редки. Их отдельные небольшие участки, также вытянутые согласно с общей ориентированностью массива, отмечаются к северо-востоку от ущелья р. Армутлы, на правом борту ущелья р. Кочкаран, в бассейне р. Шмперт, на водораздельном хребте между бассейнами рр. Шмперт и Памбак и в бассейнах рр. Памбак и Карван-Сарай. Серпентиниты здесь слагают значительные участки, образующие выходы различной формы, нередко в виде полос, перемежающихся с перидотитами, реже с дунитами. Выходы лиственитов отмечены лишь в двух участках,

вдали от контакта массива с вмещающими породами. Форма их неправильная, размеры небольшие — до нескольких десятков квадратных метров. Пироксениты в этой части массива наблюдаются редко. Они образуют небольшие тела и встречены в двух участках — на водораздельном хребте между бассейнами рр. Армутлы и Шмперт и около истоков р. Шмперт. Первый выход небольших размеров (10×2 м) имеет дайкообразную форму и вытянут в близком к широтному направлению, второй выход — штокообразной формы имеет размеры 70×60 м. Пироксениты также в той или иной степени серпентинизированы.

Восточная часть массива — от ущелья р. Дара до водораздельной части Севанского хребта — характеризуется примерно одинаковым развитием перидотитов и серпентинитов. Перидотиты здесь также встречаются в различной степени серпентинизации. Дунитовые выходы распределены незакономерно как среди перидотитов, так и среди серпентинитов. Размеры их самые различные — от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных метров. Формы выходов — линзо- и дайкообразные и обычно ориентированы согласно с общей вытянутостью массива. Большая часть дунитов здесь представлена серпентинизированными разностями, свежие разности встречаются значительно редко. Листвениты здесь также наблюдаются редко и слагают лишь два выхода. Пироксениты, в виде двух небольших дайкообразных тел ($20 \times 2,5$ м), прорывающих перидотиты и дуниты, встречены в водораздельной части Севанского хребта. Оба выхода ориентированы в близком к широтному направлении согласно с общим простираанием массива.

Для полноты обзора пород, развитых на описываемом массиве, необходимо отметить также наличие более поздних даек основного состава, прорывающих как вмещающие массив карбонатно-вулканогенные породы, так и породы самого массива. Дайки эти имеют небольшие размеры (50×3 м) и обычно также ориентированы согласно с общим простираанием массива. По минералогическому составу и структурным особенностям среди них выделяются: диабазы, диабазовые порфириды и диорит-порфириды.

Шишкаинский перидотито-габбровый массив в административном отношении входит в Басаргечарский район Армянской ССР. Он расположен в 3,5 км к северо-востоку от сел. Шишкая.

Массив вытянут в субширотном направлении в виде узкой полосы шириной в 500—750 м, которая к востоку, постепенно расширяясь, доходит до 1 км в ширину, переходит через Севанский хребет в Азербайджанскую ССР. Общая площадь выхода массива на исследованной территории составляет 6—7 км². Вмещающие породы с северо-западной стороны массива представлены вулканогенной толщей нижнего сенона, падающей на юго-восток под углом 45—50° (в сторону массива). С юго-запада к массиву примыкают верхнесенонские известняки, имеющие примерно согласное с контуром массива простирание и юго-западное падение под углом 60°. С юга массив вновь оконтуривается нижнесенонскими вулканогенными породами, также падающими в сторону массива — на северо-запад под углом 55—60°. Таким образом, здесь имело место внедрение интрузива в синклинальную структуру, образуемую, главным образом, нижнесенонскими вулканогенно-осадочными породами.

Шишкаинский массив в подавляющей своей части сложен породами типа габбро, среди которых наблюдаются редкие выходы незначительных участков сильно серпентинизированного перидотита, вытянутых согласно с общей ориентированностью массива. К югу от главной полосы массива, почти параллельно его контуру, среди вулканогенных пород обнажается ряд даек ультраосновных пород, полностью превращенных в разрыхленную серпентин-магнезитовую массу белого цвета. Габбро, составляющее Шишкаинский массив, представляет собой очень плотную среднезернистую породу зеленовато-серого цвета. Нередко вдоль контакта с вулканогенными породами наблюдается развитие мелкозернистого габбро, часто превращенного в амфиболит в результате динамометаморфизма.

* Первые сведения о Шишкаинском массиве даны в работах А. С. Гинзберга (1929) и К. Н. Паффенгольца (1934). Петрография массива изучена Т. А. Аревшатын (1946) и в последние годы автором,

В административном отношении массив входит в Басаргечарский район Армянской ССР и находится в 0,4 км к северу от сел. Кясаман, связанный с ним грунтовой дорогой.

Массив вытянут в северо-восточном направлении в виде полосы шириной в 2 км, которая к северо-востоку постепенно сужается до ширины в 0,7 км. Общая площадь выхода составляет около 15 км². Со всех сторон породы массива оконтуриваются вулканогенной толщей нижнего сенона, которые образуют над массивом воздушную антиклинальную складку, опрокинутую на юг. По форме массив можно отнести к лакколиту с признаками хонолитового интрузива, так как в отдельных своих частях он имеет неправильную форму по отношению к вмещающим породам.

Породы массива сложены, главным образом, среднезернистым габбро, представленным наряду с обычным габбро также и роговообманковыми разностями. В западной части массива габбро постепенно переходит в среднезернистые кварцевые диориты. Среди габбро изредка встречаются участки, сложенные мелкозернистыми разностями, а также небольшие выходы серпентинизированного перидотита, вытянутые согласно с общей ориентированностью массива. Других закономерностей в распределении участков перидотита среди габбро не наблюдается. Перидотитовые выходы характеризуются сильной измененностью и часто превращены в рыхлую серпентин-магнезитовую массу. Местами они прорываются прожилками плагиоклазита мощностью в 5—10 см. Над массивом кое-где наблюдаются останцы вулканогенных пород кровли, занимающие весьма незначительные площади.

* Первые сведения о Кясаманском массиве даны в работах А. С. Гинзберга (1929) и К. Н. Паффенгольца (1934). Петрография массива изучена Т. А. Аревшатын (1946) и в последние годы автором.

3. Караиман-Зодский габбро-перидотитовый массив*

Массив расположен между сел. Караиман на западе и Зодским перевалом на востоке и в административном отношении входит в Басаргечарский район Армянской ССР.

Караиман-Зодский массив вытянут в северо-западном направлении. На крайнем западе он обнажается в виде сравнительно узкой полосы, которая к востоку от ущелья р. Гедяхвали резко расширяется и на меридиане сел. Джанахмед доходит до максимальной ширины в 3,5 км. К северо-востоку от сел. Инагдаг он вновь сужается до 2 км и, постепенно расширяясь, уходит в юго-восточном направлении в пределы Азербайджанской ССР. Общая площадь выхода пород массива составляет 60—65 км².

Следует отметить, что до недавнего времени в литературе некоторыми исследователями Караиман-Зодский массив рассматривался как два массива — Джанахмедский и Инагдагский. В частности, такого мнения придерживался Т. Ш. Татевосян в 1947 г. Исследования автора привели к заключению, что здесь имеем дело с одним единым массивом, который между сел. Джанахмед и Инагдаг наносами р. Конгур (шириной до 100—500 м) разделен на две части. Название массиву Караиман-Зодский дано автором в связи с тем, что оно точно отражает границы его распространения.

С северо-восточной стороны вмещающими породами массива являются туфогенно-обломочная толща нижнего сенона, которая согласно перекрывается мергелями и известняками верхнего сенона. Эти породы образуют северное крыло антиклинальной складки, в ядро которой внедрен описываемый интрузив габбро перидотитовых пород. Падение пород северного крыла складки на северо-запад и северо-восток — 320—20°, углы падения 30—40°. С юго-западной стороны массив оконтуривается мергелями и известняками верхнего сенона, местами же между известняками и породами массива обнажается вул-

* Впервые породы массива изучены А. С. Гинзбергом (1929) и К. Н. Паффенгольцем (1934). Позднее в 1936 г. А. В. Кржечковский и Г. М. Арутюнян изучили магнетитоносность массива. Петрография изучена в 1947 г. Т. Ш. Татевосяном и в последние годы автором.

каногенная толща нижнего сенона. Они образуют южное крыло антиклинальной складки, падение которого на юго-восток и юго-запад — $130-220^\circ$ под более крутыми углами в $60-65^\circ$.

По своей форме Караиман-Зодский массив ближе всего подходит к лакколиту, обладающему признаками хонолитовых интрузивов. Каких-либо закономерностей в пространственном распределении различных пород ультраосновного и основного состава, слагающих массив, не наблюдается. Можно отметить только, что в западной половине массива главная масса пород габбрового состава располагается в северной его части, тогда как в восточной половине они концентрируются в юго-восточной части. Кроме того, к северу от сел. Джанахмед среди ультраосновных пород, контактирующих с основными породами, наблюдаются многочисленные апофизы мелкозернистого габбро, которые устанавливают относительно молодой возраст пород габбрового состава. Небольшие выходы последних встречаются также среди перидотитов в центральной части массива, вдали от выходов главной массы габбро.

В строении ультраосновных пород массива основная роль принадлежит перидотитам, представленным главным образом, гарцбургитами, реже верлитами и лерцолитами. Среди перидотитов наблюдаются весьма редкие выходы дунитов незначительных размеров. По сравнению с другими массивами, здесь наблюдаются частые выходы довольно крупных участков пироксенитов, особенно к северу от сел. Джанахмед и в восточной части массива. Как выходы дунита, так и выходы пироксенита большей частью ориентированы согласно с общей вытянутостью массива.

Все разности ультраосновных пород в той или иной степени подвержены процессу серпентинизации. Иногда этот процесс заходит настолько глубоко, что мы имеем дело с типичными серпентинитами. Последние слагают относительно крупные участки в восточной половине массива. При этом замечено, что выходы серпентинитов приурочены к наиболее возвышенным участкам рельефа.

Местами, кроме процесса серпентинизации, перидотиты подверглись также процессу магнетитизации, в результате чего они превратились в разрыхленную магнетитовую массу серовато-белого цвета. Довольно крупные площади, занятые выходами

апоперидотитовых магнезитов, наблюдаются на сравнительно крутых склонах ущелья, известного под названием Гейдара, к северу от сел. Инакдаг.

Листвениты, столь характерные для Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов, здесь встречаются значительно реже. Выходы их, как правило, приурочены к внутренним участкам массива, вдали от современных контактов с известняками. Они также характеризуются вытянутостью согласно с общей ориентировкой массива. Листвениты на описываемом массиве встречены: к западу от сел. Караиман; на правом борту ущелья р. Гедахвали в 500 м к северу от дороги, ведущей из сел. Джанахмед в сел. Караиман; к юго-западу от сел. Джанахмед над дорогой; на водораздельном хребте между бассейнами рр. Гедахвали и Джанахмед; расположенном в 3 км к северу от сел. Джанахмед; небольшой выход в 0,5 км к северу от предыдущего выхода и, наконец, несколько выходов их наблюдаются на крайней юго-восточной части массива. Можно также отметить, что здесь, как и на Кясаманском массиве, сохранились местами значительные участки вулканогенных пород кровли, указывающих на сравнительно недавнюю эрозию массива.

2. ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО КОМПЛЕКСОВ

Приведенное выше описание ультраосновных и основных пород показывает, что в петрологическом отношении они составляют единую габбро-перидотитовую формацию. Породы габбрового состава, особенно в наиболее крупных массивах, пространственно тесно связаны с перидотитами. Это позволяет считать, что породы габбрового состава являются производными той же сложной магмы, которая дала и перидотиты. Сопоставление морфологических особенностей перидотитовых (ультраосновных) и габбровых участков с общей формой и условиями залегания массивов говорит о том, что дифференциация магмы на перидотитовую и габбровую произошла еще до ее внедрения во вмещающие породы.

Рассмотрим взаимоотношения внутри комплекса ультраосновных пород. Главная масса дунитов обособилась и затверде-

ла, по-видимому, одновременно с перидотитами. Об этом говорят извилистые, но резкие контакты между ними, хотя и ни разу не наблюдалось прорывания одной породы другой. Возможно, что их дифференциация произошла еще на глубине и впоследствии они были совместно выжаты в верхние горизонты земной коры и внедрены во вмещающие осадочно-вулканогенные породы. Другая, значительно меньшая часть дунитов образует небольшие дайкообразные тела, прорывающие как перидотиты, так и дуниты, образовавшиеся одновременно с ними. Эти тела явно более позднего происхождения, но момент их образования не выходит за пределы магматического периода формирования пород интрузивов. Такие тела более позднего дунита были встречены в бассейнах верхнего течения рр. Памбак и Карван-Сарай и в восточной части Джил-Сатанахачского массива на водораздельной части Севанского хребта.

Таким образом, наблюдаются две генерации или фазы дунитов:

а) дуниты первой фазы, образовавшиеся одновременно с перидотитами и залегающие среди них в виде линзо- и шпирообразных тел и, реже в виде жилообразных и неправильных тел, вытянутых согласно с общим простиранием массивов;

б) дуниты второй фазы, которые слагают обычно крутопадающие тела и прорывают перидотиты и дуниты первой фазы. Их ориентировка также подчинена общей ориентированности массивов.

Что касается пироксенитов, то они также являются более поздними образованиями, чем перидотиты и дуниты первой фазы. Они обычно образуют дайкообразные и, реже штокообразные тела, явно прорывающие не только перидотиты и дуниты первой фазы, но и породы основного состава. К сожалению, ни разу не пришлось наблюдать контактов между пироксенитами и дунитами второй фазы, вследствие чего нет возможности говорить о их возрастных взаимоотношениях. Можно отметить, что пироксениты выполняют роль пегматитовых образований ультраосновной магмы, вследствие чего, вероятно, они внедрились позднее, чем дуниты второй фазы.

Следовательно, в комплексе ультраосновных пород, образование которого охватывает один магматический период, наблюдается следующая последовательность в обособлении пород:

- 1) перидотиты и дуниты первой фазы,
- 2) дуниты второй фазы,
- 3) пироксениты (дайки).

Весьма интересны и сложны взаимоотношения между ультраосновными и основными породами. На всем протяжении контактовой полосы ультраосновные породы постепенно переходят в основные, причем ширина переходной зоны колеблется от 5 до 20—30 м, а местами доходит до 80—100 м (верховья р. Памбак на Джил-Сатанахачском массиве). От ультраосновных пород к основным переход совершается путем примешивания плагиоклазовых составных частей, количество которых по направлению к основным породам постепенно увеличивается, а количество оливина, наоборот, уменьшается. Таким образом, на небольшой полосе переходной зоны можно наблюдать всевозможные породы промежуточного состава от перидотитов и дунитов до нормального габбро через троктолиты, анортозиты и другие породы.

Из них анортозиты там, где переходная зона широка, слабают довольно крупные выходы, занимающие значительные площади. Обычно они вытянуты согласно с контактом и через троктолиты постепенно переходят, с одной стороны, в ультраосновные породы, а с другой стороны — в габбро. Крупные выходы анортозитов отмечены в восточной части Шоржинского массива и на Джил-Сатанахачском массиве около дороги, соединяющей сел. Джил с урочищем Армутлы, и в верховьях бассейнов рр. Памбак и Карван-Сарай. Кроме того, многочисленные тонкие (10—20 см) секущие прожилки крупнокристаллического анортозита, имеющие четкие контакты, наблюдаются как среди троктолитов, так и среди габбро, а реже и среди ультраосновных пород. Наблюдения приводят к выводу, что они являются пегматоидными образованиями габбровой магмы, возникновение которых, по-видимому, связано с остаточными растворами плагиоклазового состава, которые были внедрены в более поздние моменты в уже полузатвердевшие породы.

Среди габбро наблюдаются также и типичные пегматиты основной магмы, представленные телами дайкообразной формы. Минералогически они сложены плагиоклазом (до 85%) и амфиболом (10—15%). Размеры зерен достигают до 2—2,5 см.

Значительно реже пегматиты встречены среди ультраосновных пород.

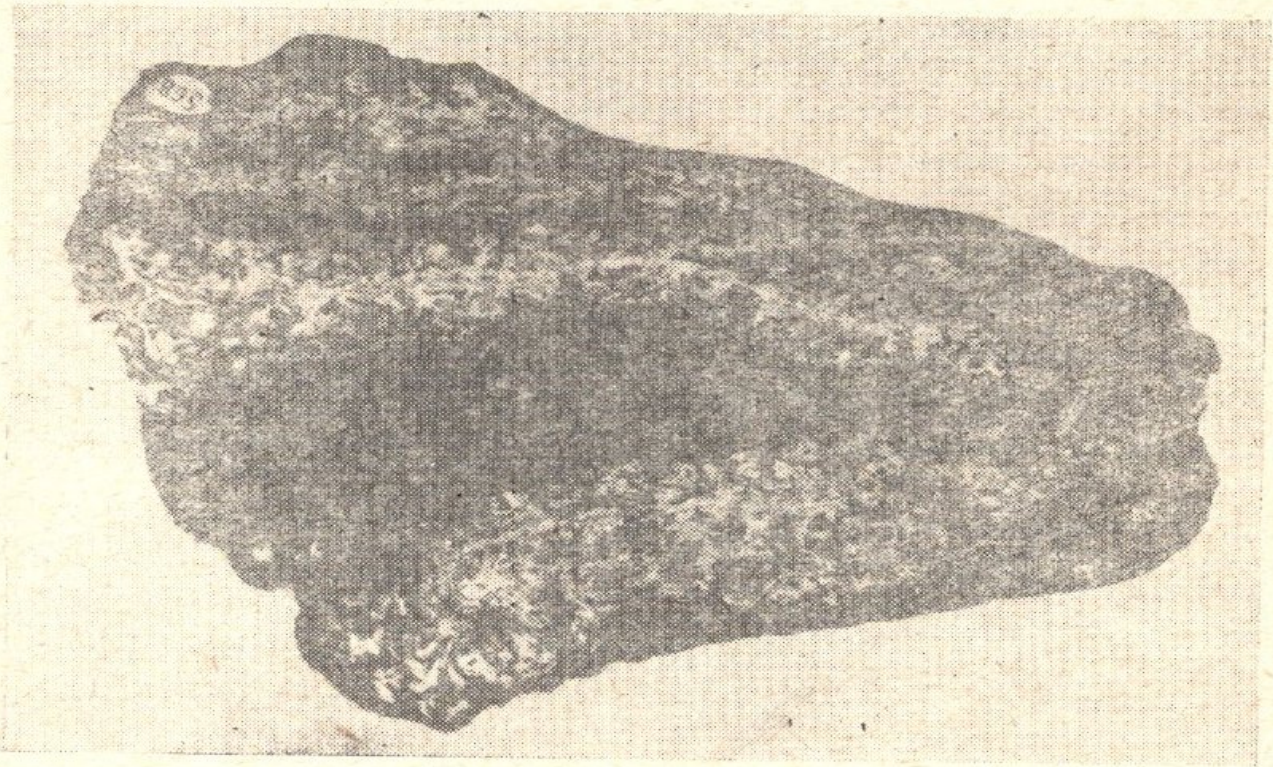
Однако столь простая картина взаимоотношений между ультраосновными и основными породами усложняется тем, что наряду с постепенными переходами, местами контакты между ними резкие, и тогда среди полосы ультраосновных пород, прилегающих к габбро, появляются небольшие по своим размерам апофизы габбро, прорывающие ультраосновные породы. Эти факты говорят о более молодом возрасте габбро. Такая картина наблюдается на Джил-Сатанахачском массиве (в бассейнах рр. Кочкаран и Шмперт) и Караиман-Зодском массиве (к северо-западу от сел. Джанахмед).

На Центрально-Артанишском, Кясаманском и на отдельных участках Караиман-Зодского массивов (к северу от сел. Джанахмед) взаимоотношения между породами ультраосновного и основного комплексов еще больше усложняются и для их расшифровки требуются более детальные наблюдения. Здесь среди сплошных выходов габбровых пород наблюдаются небольшие участки, сложенные перидотитами и пироксенитами. Такие взаимоотношения создают впечатление о более позднем обособлении перидотитов и пироксенитов, чем габбро. Однако такие случаи автор склонен объяснять одновременным обособлением ультраосновных пород внутри габбро, в результате не совершенной дифференциации первоначальной магмы основного состава. Детальное изучение таких перидотито-пироксенитовых участков позволило обнаружить в них секущие прожилки плагиоклазитов, подтверждающие несколько более поздний возраст пегматоидных дериватов пород типа габбро.

Взаимоотношение между пегматитами ультраосновных пород (пироксенитами) и пегматитами основных пород (амфиболовыми плагиоклазитами), с одной стороны, и между перидотитами и габбро, с другой стороны, очень хорошо наблюдается к северо-западу от сел. Джанахмед на Караиман-Зодском массиве. Здесь перидотиты, вдоль контакта с габбро, прорваны многочисленными мелкими апофизами габбро, говорящими о более молодом возрасте габбро. Кроме того, габбро прорвано дайкой крупнокристаллического пироксенита. Последний в свою очередь включает в себе секущие прожилки амфиболового пла-

гиоклазита (фиг. 15), являющиеся пегматитами габбровых пород.

Исходя из изложенного, можно признать, что затвердевание главной массы габбровых пород произошло в промежутке времени между обособлением перидотитов и их пегматитовых образований — пироксенитов, после чего произошло выделение пегматоидных образований габбровых пород — плагиоклазитов.

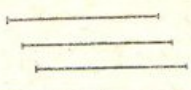
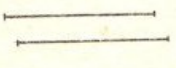





Фиг. 15. Полированный штупф пироксенита (черный) с секущими прожилками амфиболового плагиоклазита (белый). $\frac{1}{2}$ натур. велич.

Наконец, следует также отметить наличие как среди ультраосновных пород, так и среди габбро дайкообразных тел небольших размеров, сложенных описанными выше (стр. 59) полосчатыми породами переходной зоны, наблюдающимися вдоль контакта габбро с кварцевыми диоритами. Указанные породы залегают по обе стороны от полосы, прилегающей к контакту габбро с ультраосновными породами, и внедрились в них в более поздние моменты, когда они были уже полузатвердевшими. Если эти тела среди ультраосновных пород имеют четкие контакты, то среди габбро контакты их не резкие, расплывчатые. Этот факт, по-видимому, говорит о том, что при одновременном внедрении даек полосчатых пород, физическое состояние пери-

дотитов и габбро было различно — первые были уже затвердевшими, а вторые — полузатвердевшими. Дайки полосчатых пород встречены на Джил-Сатанахачском массиве в бассейнах рр. Бабаджан, Шмперт, Памбак и Карван-Сарай.

Рассматривая габбро перидотитовую формацию в целом, можно отметить, что среди комплекса всех пород, слагающих

ФАЗЫ	НАЗВАНИЯ ПОРОД	I МАГМАТИЧЕСКИЙ ПЕРИОД	II МАГМАТИЧЕСКИЙ ПЕРИОД
I	<i>Перидотиты, дуниты Габбро Кварцевые диориты</i>		
II	<i>Дуниты второй генерации (дайкообразные) Породы промежуточного состава между габбро и кварцевыми диоритами (дайкооб.)</i>		
III	<i>Пироксениты (дайки)</i>		
IV	<i>Амфиболовые анортозиты (дайки)</i>		
	<i>Дайки основных пород</i>		

Фиг. 16. Схема последовательности обособления пород габбро-перидотитовой формации северо-восточного побережья озера Севан.

массивы, образование которых охватывает один магматический период, наблюдается следующая последовательность в их обособлении (фиг. 16):

I—I. перидотиты, дуниты первой фазы, 2. габбро, 3. кварцевые диориты;

II—I. дуниты второй фазы (дайкообразные), 2. породы промежуточного состава между габбро и кварцевыми диоритами (дайкообразные);

III — пироксениты (дайки);

IV — амфиболовые анортозиты (дайки).

Во втором магматическом периоде, отделенном от первого довольно большим промежутком времени, в течение которого породы первого периода полностью остыли и затвердели, произошло внедрение даек основной магмы: диабаза, диабазового порфирита и диорит порфирита.

Из вышеизложенного ясно, что в тех случаях, когда наблюдаются постепенные переходы от ультраосновных пород к габбро, а от габбро к кварцевым диоритам (пример Джил-Сатана-

хачского массива), по-видимому, необходимо признать первые за крайне основные (ультраосновные), а последние — за крайне кислые дифференциаты той же сложной магмы, из которой образовалось и габбро. Об этом, как будет видно ниже, говорит также общность некоторых элементов (Cr, Ni, Co), характеризующих эти породы в разных количественных соотношениях.

3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Петрографическая характеристика пород массивов дается в порядке их количественного распространения.

Для ультраосновных пород будем иметь следующий порядок: перидотиты, дуниты и пироксениты. Из основных пород описываются различные габбро, нориты, переходные разности от ультраосновных пород к габбро — троктолиты и анортозиты. Из кислых разностей габбровой магмы описываются габбро-диориты и кварцевые диориты. Количественное соотношение ультраосновных пород к основным примерно равно 1 : 1 (ультраосновные — 55%, основные — 45%).

Затем описываются серпентиниты, карбонатно-серпентиновые породы, как метаморфические разности и листвениты, как контактово-метаморфические разности ультраосновных пород и, наконец, амфиболиты, как метаморфические разности основных пород.

Далее приводится описание комплекса даек диабазов, диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов пространственно, а возможно, и генетически связанного с описываемыми массивами.

А. Ультраосновные породы

а) Перидотиты

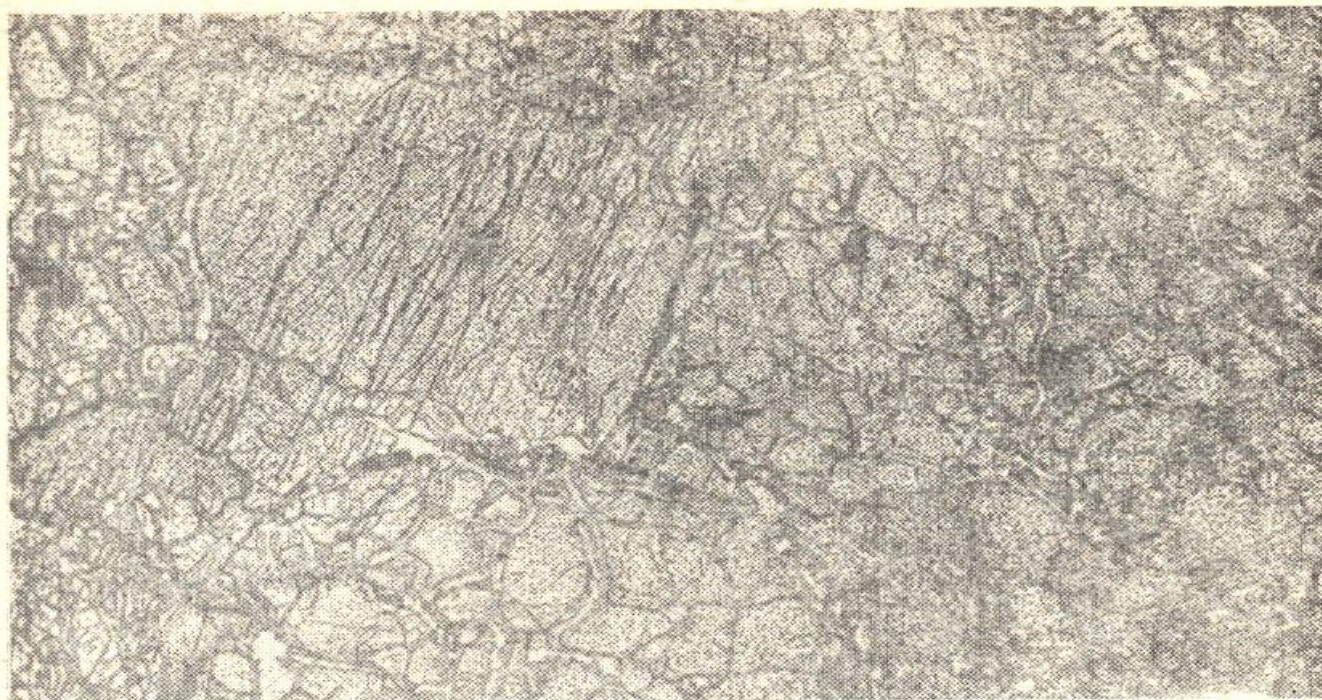
Среди комплекса ультраосновных пород наиболее распространенными являются перидотиты. Ими сложено почти 45—50% площади выходов ультраосновных пород всех массивов. Перидотиты представляют собой серовато-черные, серые и

зеленовато-синие, обычно серпентинизированные массивные породы. В мелко- и тонкозернистой массе породы с матовым блеском, сложенной из серпентинизированного оливина, как правило, легко заметны спайные плоскости зерен пироксена или бастита. Размеры зерен оливина не превышают 1—2 мм, пироксены же образуют сравнительно крупные включения в оливиновой массе, размерами от 2 мм до 1 см, вследствие чего порода приобретает порфирированный облик. Распределение пироксенов в оливиновой массе более или менее равномерное, количество его доходит до 25—30% общей массы породы. Изредка встречаются отдельные небольшие участки, где наблюдается некоторое сгущение пироксенов, но количество их нигде не превышает 50% общей массы породы. Пироксены обладают совершенной спайностью, имеют зеркальный блеск.

Сильно выветрелые разности перидотитов принимают коричневатобурый цвет и с поверхности покрываются неровной пятнистой коркой выветривания, мощностью в 1—2 см. В таких разностях пироксены теряют свой блеск, мутнеют и нередко сливаются с общим фоном породы.

Под микроскопом перидотиты обладают гипидиоморфнозернистой структурой, состоят из зерен оливина и пироксенов, размерами от 0,01 до 4 мм. Нередко зерна пироксенов достигают более крупных размеров — до 1 см и в таких случаях структура породы напоминает порфирированную. Перидотиты обычно в той или иной степени серпентинизированы, при этом можно наблюдать всевозможные переходные разности от свежих перидотитов к типичным серпентинитам. По степени серпентинизации под микроскопом можно выделить свежие перидотиты, серпентинизированные перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты.

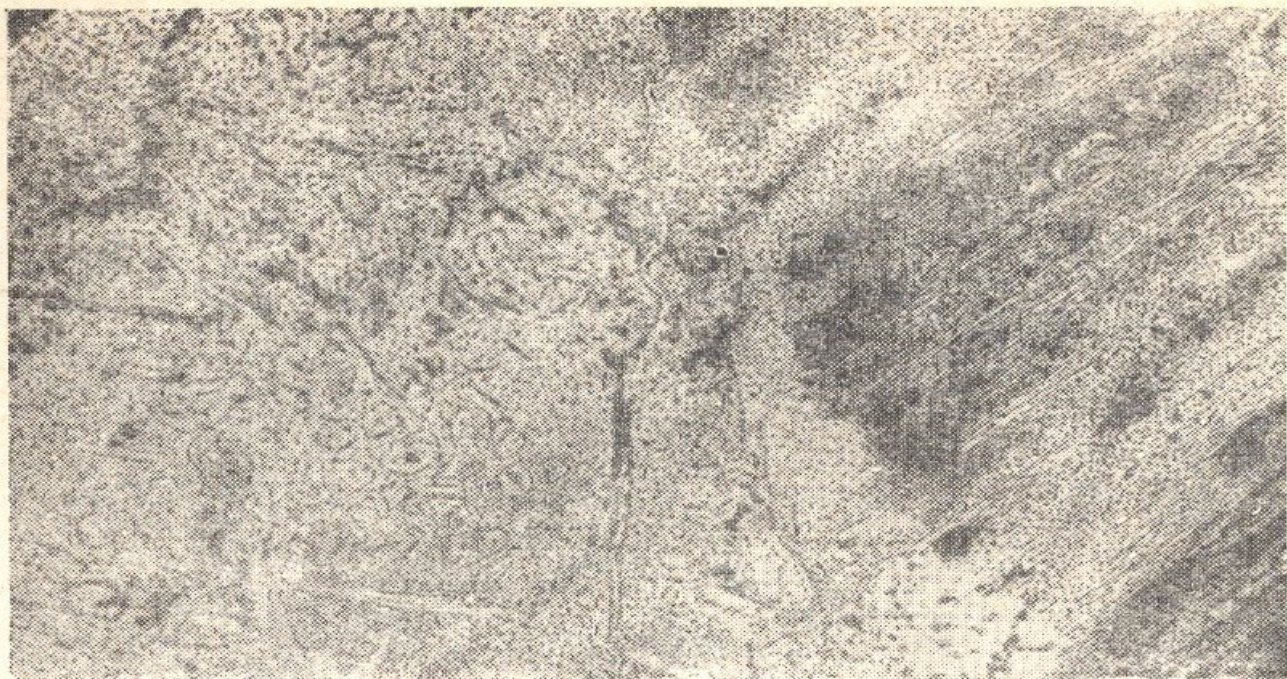
Свежие перидотиты состоят из почти неизмененных, местами сильно трещиноватых зерен оливина и пироксенов (фиг. 17). Вдоль трещинок развиваются тонкие прожилки хризотила, количество которого не превышает 10% общей массы породы. Для оливиновых участков характерна панидиоморфнозернистая структура, зерна пироксенов имеют ксеноморфные очертания и заполняют промежутки между оливиновыми зернами. Нередко можно заметить пойкилитовые включения оливина с размерами до 0,02 мм в пироксене.



Фиг. 17. Перидотит свежий. Увелич. 35. Без анализатора.

В серпентинизированных перидотитах сохранились остатки зерен оливина и пироксенов. Главную массу породы составляет серпентин в виде хризотила и антигорита. Хризотил образует типичную петельчатую микротекстуру замещения оливина, причем внутренние части петель обычно заполнены пластинками антигорита, а изредка также остатками зерен оливина, разъедаемых антигоритом.

В апоперидотитовых серпентинитах главную массу породы слагают исключительно антигорит и реже хризотил и серпофит. Очень редко сохранились участки, сложенные петельчатой микротекстурой. В основном большое развитие имеет антигорит, образующий весьма разнообразные формы, обычно это пластинчатые, сноповидные, радиально-лучистые и, реже тонкозернистые массы различных размеров. Серпофит явно более поздний, образует тонкие прожилочки, пересекающие породу в различных направлениях. Пироксены определяются лишь по сохранившимся контурам, так как они полностью замещены крупными пластинками антигорита, чем резко отличаются от окружающей, более или менее мелкозернистой, антигоритовой массы. Часто не сохраняются также и контуры бывших зерен пироксенов, так как крупнопластинчатый антигорит в свою очередь разъедается мелкочешуйчатым антигори-



Фиг. 18. Апоперидотятовый серпентинит. Увелич. 50. Без анализатора.

том. В таких случаях принадлежность данной породы к апоперидотитовому серпентиниту решается на основании тонкой рудной пыли, располагающейся по направлению пироксеновой спайности (фиг. 18). Очень редко по пироксену одновременно развиваются хризотил и антигорит, которые образуют петельчатую микротекстуру замещения пироксена серпентином. Характерным является тот факт, что наблюдаются постепенные переходы от участков с таким строением к участкам, сложенным остатками пироксенов, в связи с чем не остается сомнения, что такая структура образовалась по пироксенам. В отличие от петельчатой микротекстуры, образовавшейся в результате замещения оливина, петельчатая микротекстура, образованная по пироксенам характеризуется большими размерами петель.

Хромшпинелиды в свежих перидотитах образуют идиоморфные зерна размерами до 1 мм, которые в проходящем свете просвечивают по всей поверхности в красновато-бурых тонах. В серпентинизированных разностях по краям они метаморфизованы и просвечивают лишь в центральных участках зерен. В апоперидотитовых серпентинитах они полностью метаморфизованы и в проходящем свете не просвечивают. Количество хромшпинелидов не превышает 1% от общей массы породы.

По минералогическому составу среди перидотитов выделяются следующие разновидности: гарцбургиты или саксониты, состоящие из оливина и ромбического пироксена; лерцолиты — из оливина и ромбического и моноклинного пироксенов и верлиты — из оливина и моноклинного пироксена. При этом около половины площади перидотитовых выходов всех массивов сложены лерцолитами, гарцбургиты же и верлиты вместе составляют вторую половину, встречаясь примерно в одинаковых количествах.

О л и в и н характеризуется идиоморфными очертаниями — $Ng-Np = 0,034$, $2v = +86^\circ$.

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н, по сравнению с ромбическим, обнаруживает более идиоморфные очертания. Судя по углу погасания $cNg = 40^\circ$, $Ng-Np = 0,025$ и $2v = +59^\circ$, представлен диааллом, но нередко встречается и авгит (угол $cNg = 44^\circ$, $Ng-Np = 0,024$ и $2v = +60^\circ$). Сравнительно часто встречаются пойкилитовые включения оливина и диаалла в ромбическом пироксене, представленном бесцветным энстатитом с $Ng-Np = 0,009$ и $2v = +75^\circ$. Из других разновидностей ромбических пироксенов нередко присутствует бронзит с $Ng-Np = 0,008$ и $2v = +85^\circ$. Очень редко ромбические пироксены обладают аномальными углами погасания до $5-7^\circ$. В некоторых шлифах ясно наблюдается увеличение объема оливина в процессе серпентинизации и связанное с ним образование радиальных трещин в энстатите около пойкилитовых включений серпентинизированного оливина.

б) Д у н и т ы

По сравнению с перидотитами, выходы дунитов занимают значительно меньшие площади. Они составляют примерно 5—10% площади выходов ультраосновных пород всех массивов.

Дуниты представляют собой мелко- и тонкозернистые породы светло- и темно-зеленого или синевато-зеленого и черного цветов. В свежем изломе имеют матовый блеск, поверхность излома — ровная, в результате выветривания покрываются тонкой коркой мощностью до 2 см. В отличие от перидотитов, обладают ровной поверхностью выветривания буро-желтого цвета, на которой почти всегда заметны мелкие зерна хромшпинелидов размерами до 1—2 мм.

Дуниты обладают панидиоморфнозернистой структурой, обусловленной идиоморфизмом зерен оливина, имеющих размеры от 0,01 до 4 мм. Очень редко можно наблюдать дуниты с хорошо сохранившимися зернами оливинов, обычно же последние в той или иной степени замещены серпентином. В зависимости от степени серпентинизации оливинов среди дунитов можно выделить: свежие дуниты, серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты.

Для свежих дунитов характерна исключительно панидиоморфнозернистая структура. Зерна оливина обычно слабо трещиноваты и вдоль трещинок нередко развиваются тончайшие прожилки волокнистого серпентина — хризотила. При больших увеличениях видно, что хризотил в свою очередь состоит из ряда волокон. Угол оптических осей оливина от $+86^\circ$ до $+90^\circ$, $N_g - N_p = 0,030 - 0,036$.

В серпентинизированных дунитах почти половина зерен оливина полностью замещена серпентином, в связи с чем панидиоморфнозернистая структура нарушается и порода приобретает характерную для нее петельчатую микротекстуру замещения оливина серпентином (фиг. 19). При этом наблюдается, что стенки петель сложены из тонких прожилков хризотила, а внутренние части — несерпентинизированными остатками оливинов, которые реже бывают замещены антигоритом. В последнем случае порода является уже переходной к аподунитовым серпентинитам. Хризотил почти бесцветный, иногда слегка желтоватый, $N_g - N_p = 0,012$. Ширина хризотильных прожилков не превышает сотых долей миллиметра.

В аподунитовых серпентинитах наблюдается исключительно петельчатая микротекстура (фиг. 20). В отличие от серпентинизированных дунитов здесь внутренние части петель сложены только антигоритом, который очень часто переходит из одной петли в соседние петли. От апоперидотитовых серпентинитов, где на фоне обычной петельчатой микротекстуры имеются участки с такой же микротекстурой, но с большими размерами петель (развитым по пироксенам), аподунитовые серпентиниты отличаются тем, что в них петельчатая микротекстура имеет однообразное строение с обычными размерами петель в 0,01 мм. Нередко это однообразие нарушается наличием тончайших прожилков серпофита, пересекающих в раз-



Фиг. 19. Дунит серпентинизированный. Увелич. 35. Без анализатора.

личных направлениях серпентин в петлях, вследствие чего они являются относительно более молодыми образованиями.

Хромшпинелиды встречаются в виде **идiomорфных** зерен размерами до 2 мм и составляют примерно 1—2% от общей массы породы. В свежих дунитах они просвечивают красновато-бурым цветом, часто с малиновым оттенком, в серпентинизированных разностях просвечивают только их центральные части, а в аподунитовых серпентинитах они совершенно не просвечивают и по краям корродированы. В местах развития хризотила и реже серпофита наблюдаются тончайшие выделения магнетита.

Среди массивов ультраосновных пород из описанных разностей дунитов наибольшим распространением пользуются серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты. Свежие дуниты встречаются весьма редко. В частности ими сложены почти все дайкообразные выходы дунитов второй фазы, прорывающих перидотиты и дуниты первой фазы.

в) Пироксениты

Наименьшим развитием среди комплекса ультраосновных пород пользуются пироксениты. Они встречаются почти во всех



Фиг. 20. Аподунитовый серпентинит. Увелич. 50. Без анализатора.

массивах габбро-перидотитовой формации в виде редких дайкообразных тел незначительных размеров и являются пегматитовыми образованиями ультраосновной магмы. В количественном отношении они составляют примерно 3—5% площади выходов ультраосновных пород всех массивов.

Пироксениты представляют собой крупно- и среднезернистую породу зеленовато-серого, иногда черного цвета с совершенной спайностью слагающих породу пироксенов. С поверхности пироксениты обычно покрыты зеленовато-серой коркой выветривания, мощностью до 1—2 см.

Под микроскопом обладают гипидиоморфнозернистой структурой, обусловленной различной степенью идиоморфизма оливина и пироксенов. Размеры пироксеновых зерен самые различные и колеблются от 0,01 мм до 3—4 мм в среднезернистых и до 0,8—1,0 см, реже больше, в крупнозернистых разновидностях. Среди пироксенитов, также в зависимости от степени серпентинизации, выделяются три разновидности: свежие пироксениты, серпентинизированные пироксениты и апопироксенитовые серпентиниты. Следует отметить, что в отличие от перидотитов и дунитов, пироксениты более устойчивы к процессу серпентинизации и в связи с этим среди них апопироксенитовые серпентиниты встречаются значительно редко.



Фиг. 21. Пироксенит свежий. Увелич. 20. Без анализатора.

В свежих пироксенитах оливин характеризуется своей сохранностью. Вдоль трещин изредка наблюдается развитие волокнистого серпентина — хризотила. Антигорит в них отсутствует. Пироксениты также свежие и представлены как ромбической, так и моноклинной разностями (фиг. 21). Зерна оливина обычно имеют идиоморфные очертания по отношению к ромбическим пироксенам, а последние, в свою очередь, идиоморфны по отношению к моноклинным пироксенам.

В серпентинизированных пироксенитах как оливин, так и пироксены большей частью замещены серпентином, с образованием в оливиновых участках петельчатой микротекстуры. При этом хризотил слагает стенки петель, а антигорит — внутренние части. Изредка наблюдаются остатки свежего оливина. При значительной степени серпентинизации зерен оливинов и ромбических пироксенов нередко наблюдаются свежие зерна моноклинных пироксенов, слегка затронутых по краям процессом серпентинизации. Устанавливается, что наиболее устойчивым к процессу серпентинизации является моноклинный пироксен, затем ромбический пироксен и оливин.

Апопироксенитовые серпентиниты сложены исключительно антигоритом и реже хризотилом. Петельчатая

микротекстура бывших оливиновых зерен нарушается в связи с развитием большого количества антигорита. От пироксенов сохраняются лишь контуры зерен. Нередки разности, где исчезают и контуры отдельных зерен, но в большом количестве наблюдается выделение тонкой рудной пыли вдоль направления спайности, говорящее о принадлежности этих участков к бывшим пироксеновым зернам.

Хромшпинелиды в большинстве случаев приурочены к участкам развития оливиновых зерен, реже встречаются среди пироксенов. Размеры их доходят до 1 мм, количество не превышает 0,5% от общей массы породы. В свежих пироксенитах они просвечивают по всей поверхности буровато-красным цветом, в серпентинизированных разностях — лишь в центральных участках зерен, а в алопироксенитовых серпентинитах совершенно не просвечивают и по краям корродированы.

В минералогическом отношении состав пироксенитов не везде одинаков. В одних случаях мы имеем типичную мономинеральную породу, состоящую из моноклинного пироксена — диаллага (авгита), в других случаях, наряду с моноклинным пироксеном, наблюдается также и ромбический пироксен, вследствие чего порода уже относится к вебстеритам и, наконец, встречаются разности переходные к перидотитам — оливиновые диаллагиты. Большинство пироксенитовых выходов сложены оливиновыми диаллагитами, реже встречаются типичные диаллагиты и еще реже — вебстериты.

Оливины в пироксенитах ничем не отличаются от оливинов в дунитах и перидотитах, $2v = +88^\circ$, $Ng-Np = 0,032$.

Типичные диаллагиты (авгититы) под микроскопом обладают аллотриоморфнозернистой структурой и характеризуются относительной свежестью.

Диаллаг образует таблитчатые кристаллы с совершенной отдельностью. В проходящем свете они бесцветные, $2v = +60^\circ$, угол $cNg = 40^\circ$, $Ng-Np = 0,023$. Для авгита характерны слегка зеленоватые таблитчатые кристаллы с $2v = +58^\circ$, угол $cNg = 42^\circ$, $Ng-Np = 0,025$.

Ромбический пироксен обычно представлен энстатитом, образующим бесцветные кристаллы с положительным удлинением. $2v = +68^\circ$, $Ng-Np = 0,010$.

Судя по степени идиоморфизма зерен различных минера-

ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Таблица 1

Название пород	Авторские номера образцов	Компоненты																	Числовые характеристики								Автор	Аналитик	Место взятия
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	NiO	CoO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	сумма	a	c	b	s	f'	m'	c'	n			
Перидотит . . .	166	41,60	0,04	1,54	0,50	4,27	2,92	2,00	35,15	0,18	—	—	0,06	0,02	—	0,20	12,10	100,48	0,3	0,7	58,3	40,7	9,9	87,5	2,6	66,6	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К С от сел. Дара
„ . . .	924	34,14	0,01	1,33	0,10	6,01	2,88	4,20	35,22	0,11	0,33	0,01	0,23	0,09	—	0,22	16,32	101,20	0,3	0,5	64,3	34,7	11,0	82,6	6,4	75,0	„	„	„
„ . . .	1594	39,20	сл.	1,19	0,13	6,02	2,04	0,12	37,50	0,10	—	—	0,52	0,12	—	0,12	13,40	100,44	1,1	0,1	60,6	38,2	10,0	89,6	0,4	38,2	„	„	„
„ . . .	1600	39,29	сл.	1,98	0,15	6,44	2,19	0,21	34,62	0,07	—	—	0,32	0,07	—	0,27	13,49	99,10	0,7	0,2	59,7	39,6	11,3	87,6	2,1 ¹	83,3	„	„	„
Средние из 4 ан.	—	38,56	0,01	1,51	0,22	5,69	2,51	1,63	35,62	0,11	0,08	0,002	0,28	0,08	—	0,20	13,83	100,33	0,7	0,5	60,4	38,4	10,7	87,3	2,0	83,3	—	—	—
Перидотит . . .	М 33	40,60	—	1,92	—	1,40	6,10	2,17	39,08	0,09	—	—	0,12	0,04	—	8,53	—	100,05	0,3	0,9	61,3	37,5	9,4	87,7	2,9	66,6	Паффенгольд К. Н. (1934)	Книпович Ю. Н.	Бас. р. Каалакент (АзССР)
„	—	39,95	сл.	2,41	0,05	5,95	2,90	1,03	36,10	0,13	0,16	—	0,32	0,08	—	0,57	10,13	99,58	0,7	1,6	59,8	38,9	11,2	88,1	0,7	83,3	Бахлауд О. (1912)	Дитрих М.	Полярный Урал
„	—	40,65	0,11	1,25	—	2,53	6,15	1,29	42,36	0,18	—	—	0,29	0,13	0,04	5,02	—	100,00	0,6	0,3	63,2	35,9	10,0	88,6	1,4	83,3	Дэли Р. О.	—	—
Дунит	200	34,00	0,03	0,87	0,10	8,00	0,58	0,05	40,00	0,14	—	—	0,40	0,20	—	0,12	16,19	100,68	0,9	0,1	65,4	33,6	10,0	90,0	0,0	75,0	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К Ю от сел. Джила
„	922	30,77	0,01	0,03	0,10	5,01	4,32	3,68	34,30	0,18	0,32	0,01	0,09	0,02	—	0,38	21,00	100,22	0,1	0,2	66,7	33,0	11,7	82,3	6,0	100,0	„	„	„
„	1246	34,10	0,05	2,81	0,06	5,98	3,96	0,28	38,98	0,14	—	—	0,07	0,02	—	0,20	14,17	100,82	0,4	0,3	66,2	33,1	11,8	85,1	3,1 ¹	66,6	„	„	„
„	1591	34,59	нет	2,38	0,09	7,35	1,59	1,74	32,82	нет	—	—	0,31	0,11	—	3,16	16,07	100,21	0,8	0,8	61,2	37,2	12,1	85,9	2,0	83,3	„	„	„
Средние из 4 ан.	—	33,37	0,02	1,52	0,09	6,59	2,61	1,44	36,52	0,11	0,08	0,002	0,22	0,09	—	0,96	16,85	100,48	0,5	0,8	64,3	34,4	11,5	87,2	1,3	75,0	„	„	„
Дунит	М 62a	36,87	—	1,72	—	2,50	4,75	0,35	41,57	0,12	—	—	0,06	0,02	—	11,92	—	99,83	0,4	0,4	62,2	37,0	8,7	89,8	1,5	66,6	Паффенгольд К. Н. (1934)	Книпович Ю. Н.	Бас. р. Каалакент (АзССР)
„	—	36,54	сл.	1,20	сл.	2,15	5,62	0,84	44,94	0,60	0,25	—	0,18	0,13	—	7,22	0,18	99,83	0,4	0,4	66,5	32,7	9,0	89,9	1,1	75,0	Высоцкий Н. К. (1913)	Карлов Б.	Урал (Н. Тагиль)
„	—	40,49	0,02	0,86	—	2,84	5,84	0,70	46,32	0,16	—	—	0,10	0,04	—	2,88	0,05	100,30	0,2	0,4	65,1	34,3	9,0	90,5	0,5	100,0	Дэли Р. О.	—	—
Пироксенит . . .	65	46,16	0,10	5,38	0,58	4,44	9,70	15,05	14,36	0,13	—	—	0,73	0,54	—	нет	3,60	100,77	2,0	2,3	48,1	47,6	24,5	45,8	29,7	66,6	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	Бас. р. Шмперт
„	1593	49,66	0,08	4,25	0,11	4,03	4,26	4,23	25,13	сл.	—	—	0,27	0,05	—	1,02	6,45	99,54	0,7	2,2	46,8	50,3	14,1	80,8	5,1	83,3	„	„	„
Средние из 2 ан.	—	47,91	0,09	4,81	0,34	4,24	6,98	9,64	19,75	0,06	—	—	0,50	0,29	—	0,51	5,03	100,15	1,3	2,2	47,5	49,0	19,4	63,1	17,5	72,5	„	„	„
Пироксенит . . .	—	47,68	0,13	4,41	0,71	2,07	3,26	18,61	20,05	0,10	—	—	0,18	0,10	—	0,18	2,67	100,15	0,4	2,2	52,0	45,4	13,5	54,5	32,0	75,0	Струве Э. А. (1940, колл. Аверина А. А.)	Анализ ЦНИГРИ	Сев. Урал
„	—	54,63	0,36	2,39	—	1,71	7,07	2,20	30,30	0,14	—	—	0,45	0,11	—	0,52	0,12	100,00	0,85	0,85	48,8	49,5	13,5	83,9	2,6	87,5	Дэли Р. О.	—	—

¹ а' вместо с'

лов в пироксенитах можно установить следующий порядок их выделения: хромшпинелид, оливин, энстатит, диаллаг — авгит.

Ниже, в табл. 1 приведены химические составы ультраосновных пород.

Б. Основные породы

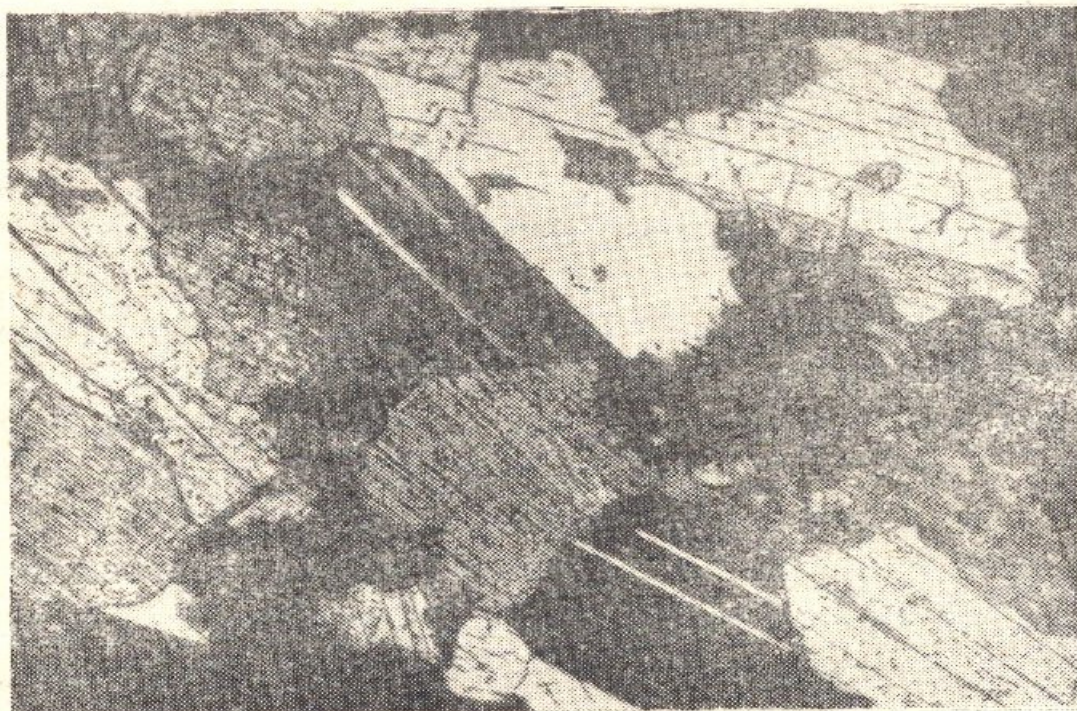
Породы основного состава среди интрузивов габбро-перидотитовой формации занимают несколько меньшие площади, чем породы ультраосновного состава. В зависимости от минералогического состава они представлены, главным образом, нормальным и роговообманковым габбро, реже встречаются нориты, габбро-нориты, оливиновые габбро, анортозиты и троктолиты, являющиеся переходными разностями от ультраосновных пород к основным. В большинстве случаев эти породы встречаются совместно на одном и том же массиве и связаны между собой постепенными переходами. Редко встречаются массивы, сложенные только нормальным габбро (Джил-Сата-нахачский) или только роговообманковым габбро (Центрально-Артанишский массив). Из пегматоидных образований основных пород наблюдаются габбро-пегматиты двух типов, отличающиеся друг от друга по структурным особенностям и геологическим условиям залегания.

а) Г а б б р о

Среди основных пород наибольшее развитие имеют нормальное габбро. Они слагают примерно 60% площади выходов основных пород всех массивов.

Габбро представляют собой массивные, полнокристаллические породы зеленовато-серого и серого цветов. По сложению среди них можно выделить три группы: а) мелкозернистые с размерами зерен в 1—2 мм, б) среднезернистые с зернами в 2—6 мм и в) такситовые или разноезернистые, в которых, наряду с участками мелкозернистого сложения, имеются участки среднезернистого сложения, причем переходы между ними постепенные. Габбро с такситовым сложением встречается значительно редко.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, габбровая.



Фиг. 22. Габбро. Увелич. 35. Николи скрещены.

Главными породообразующими минералами габбро являются: плагиоклаз, содержание которого колеблется в пределах 55—70% и моноклинный пироксен в количестве 30—45% (фиг. 22). Из аксессуарных минералов встречается апатит, из рудных — ильменит, магнетит; вторичные минералы представлены: серицитом, эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом и редко зеленой роговой обманкой и хлоритом.

Плагиоклаз присутствует в виде таблитчатых зерен, размерами от долей миллиметра до 4—5 мм. Контуры их обычно прямолинейные, хотя местами встречаются и извилистые. По отношению к пироксенам является ксеноморфным. Двойниковые полосы широкие, по составу плагиоклазы относятся к лабрадору (№№ 62—70). Зерна их редко бывают свежими, чаще они изменены. Большим развитием среди вторичных минералов пользуются серицит и минералы группы эпидота — цоизит, клиноцоизит и эпидот. Реже плагиоклаз изменен в бурюю непросвечивающую массу.

Моноклинный пироксен представлен зернами авгита размерами от 2 до 6 мм. В проходящем свете авгит почти бесцветен, или очень слабо окрашен в зеленоватые тона. Двупреломление его $N_g - N_p = 0,024 - 0,026$, угол $cN_g = 40 - 42^\circ$,

$2v = +58, +60^\circ$. Авгит также подвержен значительным изменениям, которые выражаются в замещении их хлоритами и реже роговой обманкой.

Серицит в виде отдельных мелких листочков более или менее равномерно рассеян по всей массе плагиоклазов. Размеры листочков не превышают 1 мм. Редко он слагает тонкие прожилки. Для серицита $Ng-Np = 0,036-0,039$.

Цоизит, клиноцоизит, эпидот встречаются в виде агрегатных скоплений, имеющих неправильную форму или форму прожилков. Размеры зерен этих минералов колеблются в пределах сотых долей миллиметра.

Хлорит развивается по авгиту в виде тонкозернистой массы и мелких лейст, нередко обладающих аномальными цветами интерференции. При хлоритизации авгита наблюдаются выделения мелких зерен магнетита.

Роговая обманка также развивается по авгиту, замещая его в той или иной степени. Она представлена зеленой разностью. Плеохроирует по следующей схеме: Ng —темно-зеленый, Nm —светло-зеленый, Np —зеленовато-желтый, $cNg = 16^\circ$, $Ng-N = 0,027$, $2v = -78^\circ$.

Апатит встречается в виде редких зерен, имеющих идиоморфные очертания. Размеры их не превышают 1 мм.

Ильменит и магнетит образуют зерна размерами до 1 мм и в большинстве случаев приурочены к участкам развития моноклинных пироксенов.

б) Роговообманковое габбро

Встречаются реже нормального габбро. Ими сложено примерно 13% площади выходов основных пород всех массивов.

По внешнему виду роговообманковое габбро отличается от нормального более крупнозернистым сложением. Среди них можно выделить три разности: а) крупнозернистые с размерами зерен в 5—12 мм, б) среднезернистые с зернами в 2—5 мм и в) такситовые, представленные полосчатыми разностями с размерами зерен до 2 мм; полосчатость обусловлена чередованием мелано- и лейкократовых минералов. Переходы между ними то резкие, то постепенные. Ширина отдельных полос колеблется в пределах 4—6 см, реже доходя до 10 см. Меланократовые по-

доски сложены **роговой обманкой** и моноклинным пироксеном, а лейкократовые — плагиоклазом. По сравнению с первыми двумя разностями, разности с такситовым сложением встречаются довольно редко.

Структура роговообманкового габбро гипидиоморфнозернистая, габбровая.

Минералогический состав следующий: плагиоклаз — 40—50%, роговая обманка — 30—40%, моноклинный пироксен — 10—20%. Вторичные минералы: серицит, роговая обманка, минералы группы эпидота и хлорит. Акцессорные: магнетит и редко апатит.

Плагиоклаз образует довольно крупные таблитчатые зерна размерами до 5—8 мм. Ограничения его зерен как прямые, так и извилистые. По измерениям на столике Федорова имеет состав лабрадора № 60—70 и вполне тождествен плагиоклазам нормального габбро. Из вторичных минералов большим развитием пользуются цоизит и эпидот, реже — серицит, размеры зерен которых колеблются в пределах сотых долей миллиметра.

Роговая обманка встречается в виде таблитчатых выделений то коротких, то вытянутых в одном направлении. Длина зерен колеблется от 2 до 12 мм. Контуры их обычно извилистые. Роговая обманка представлена зеленовато-бурой разностью, схема плеохроизма следующая: по Ng — зеленовато-коричневый, Nm — коричневый, Np — светло-зеленый, угол $cNg = 16^\circ$, $Ng-Np = 0,020$, $2v = -78^\circ$. Нередко по краям зерен и вдоль трещин роговая обманка замещается хлоритом. Последние образуют тонкочешуйчатые агрегаты, размеры которых колеблются в пределах сотых долей миллиметра.

Моноклинный пироксен представлен обычно геденбергитом, реже авгитом, размеры которых колеблются в пределах 2—7 мм. Зерна их короткопризматические с извилистыми очертаниями. В проходящем свете геденбергит бесцветный, авгит слабо окрашен в зеленоватые тона. Измерения оптических констант дают для геденбергита: угол $cNg = 46^\circ$, $Ng-Np = 0,018$, $2v = +60^\circ$, для авгита — $cNg = 40^\circ$, $Ng-Np = 0,026$, $2v = +58^\circ$. Как правило, моноклинные пироксены в той или иной степени замещены вторичной роговой обманкой и реже хлоритом. Последний, по-видимому, развивается по роговой об-

манке. Вторичная роговая обманка по своей окраске и оптическим свойствам ничем не отличается от первичной. Хлорит образует тонкозернистые агрегатные скопления с неправильными очертаниями среди роговой обманки.

Апатит приурочен, главным образом, к участкам развития амфиболитизированных и хлоритизированных моноклиновых пироксенов в виде ксеноморфных зерен размерами в десятые доли миллиметра.

Ильменит и магнетит встречаются в виде ксеноморфных зерен размерами до 1 мм.

в) Нориты и габбро-нориты

По сравнению с габбро, нориты встречаются значительно реже и связаны с габбро постепенными переходами через полосу габбро-норитов. Нориты слагают около 3% площади выходов основных пород всех массивов, габбро-нориты встречаются в еще меньших количествах (около 1%).

Нориты и габбро-нориты по внешнему виду не отличаются от габбро. По размеру зерен среди них выделяются среднезернистые и мелкозернистые разновидности. По минеральному составу они характеризуются примерно одинаковым количеством плагиоклаза и пироксенов, реже встречаются разновидности, в которых плагиоклаз несколько преобладает над пироксенами (фиг. 23). Вторичные минералы представлены минералами группы эпидота, серицитом, вторичной роговой обманкой и хлоритом. Встречаются редкие зерна апатита. Из рудных минералов наблюдаются магнетит и ильменит.

Структура их гипидиоморфнозернистая, габбровая.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами размерами от 2 до 6 мм. Очертания его идиоморфные, редко ксеноморфные. Характеризуется полисинтетическим двойникованием по сложным законам. По измерениям на столике Федорова представлены лабрадором (№ 60—65). Большим развитием среди вторичных минералов, образующихся по плагиоклазу, пользуются минералы группы эпидота и серицит. По характеру и интенсивности замещения плагиоклаза в норитах и габбро-норитах этими вторичными минералами они совершенно тождественны с нормальным габбро.



Фиг. 23. Габбро-норит. Увелич. 35. Николи скрещены.

Ромбический пироксен образует призматические зерна размером до 7 мм, характеризующиеся по отношению к плагиоклазу в большинстве случаев ксеноморфными очертаниями. Представлен гиперстеном ($N_g - N_p = 0,016$ и $2v = +85^\circ$) с характерным плеохроизмом в розоватых и зеленоватых тонах.

Моноклинный пироксен встречается в виде призматических зерен размерами до 6—7 мм, наряду с ромбическим пироксеном. Как правило, преобладает над гиперстеном, причем соотношение их примерно 2 : 1. По отношению к плагиоклазу и ромбическому пироксену моноклинный пироксен характеризуется ксеноморфными очертаниями. Представлен авгитом, в проходящем свете он почти бесцветный, со слабозеленоватым оттенком, угол $cN_g = 41^\circ$, $N_g - N_p = 0,024$ и $2v = +60^\circ$.

Как ромбический, так и моноклинный пироксены в той или иной степени замещены вторичной роговой обманкой и хлоритом.

Вторичная роговая обманка встречается в виде неправильных зерен, развивающихся внутри пироксенов. Окраска зеленая с интенсивным плеохроизмом по схеме: N_g —зеленоватый со слабым голубоватым оттенком; N_m —светло-зеленый, N_p —светло-желтый; угол $cN_g = 15^\circ$, $N_g - N_p = 0,025$ и

$2v = -78^\circ$; принадлежит к группе обыкновенных роговых обманок.

Хлорит в виде тонкочешуйчатого агрегата развивается по роговой обманке. Цвет его светло-зеленый, двупреломление низкое, в пределах 0,001—0,003. Характерны аномальные чернильно-синие цвета интерференции.

Апатит характеризуется идиоморфными очертаниями призматических зерен размерами до 1 мм.

Магнетит и ильменит образуют ксеноморфные зерна размерами до 1 мм. Магнетит иногда в виде отдельных скоплений приурочен к зернам хлоритизированных пироксенов.

г) Оливиновое габбро

Встречается значительно реже, составляя примерно 2% площади выходов основных пород всех массивов. Обычно образует небольшие обособления внутри массива габбровых пород и бывает связано с ними постепенными переходами. Кроме того, встречаются как переходная разность между нормальными габбро и троктолитами.

Оливиновое габбро представляет мелкозернистую мезократовую породу серого и зеленовато-серого цвета. По минеральному составу порода характеризуется резким преобладанием плагиоклаза над темноцветными минералами. Содержание плагиоклаза достигает 60—70%, пироксенов — 20—25%, оливина — 10—15%. Рудные минералы представлены хромшпинелидами и магнетитом в количестве 1—2%. Весьма редко встречается апатит. Вторичные минералы представлены эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом, серпентином, роговой обманкой и хлоритом.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, габбровая.

Плагиоклаз (лабрадор № 65—70) представлен в виде мелких таблитчатых выделений размерами до 2 мм. Очертания зерен то прямолинейные, то извилистые. Характерно полисинтетическое двойникование с довольно широкими двойниковыми полосками. Обычно плагиоклаз ксеноморфен по отношению к зернам оливина и пироксенов. По сравнению с другими типами габбро, плагиоклаз здесь изменен сравнительно слабо и замещается с разной интенсивностью цоизитом, клиноцоизитом и

эпидотом, образующими агрегаты мелких таблитчатых зерен размерами в сотые доли миллиметра.

Моноклинный пироксен (диопсид) образует мелкие призматические зерна, размерами до 1—2 мм, в большинстве случаев ксеноморфные по отношению к оливину. Окраска слабо зеленоватая, угол $cNg = 37^\circ$, $Ng-Np = 0,027$ и $2v = +54^\circ$. Вторичные изменения (замещение зеленой роговой обманкой и реже хлоритом) выражены слабо.

Оливин встречается в виде идиоморфных зерен размерами до 2 мм. Угол оптических осей $+86^\circ +88^\circ$, $Ng-Np = 0,034$. Как правило, почти наполовину замещен хризотилом, реже встречается антигорит. В результате серпентинизации происходит расширение объема и динамическое воздействие на окружающие плагиоклазовые зерна, в которых в связи с этим возникает радиальная трещиноватость.

Хромшпинелиды образуют идиоморфные зерна размерами в десятые доли миллиметра. Обычно они приурочены к участкам, где концентрируются зерна оливина; в проходящем свете просвечивают в красно-бурых тонах.

Магнетит в виде ксеноморфных скоплений, размерами зерен в тысячные доли миллиметра, бывает приурочен к серпентинизированным прожилкам и, видимо, образуется в эпимагматическую стадию в процессе серпентинизации оливина.

д) Троктолиты

Троктолиты встречаются чаще, чем оливиновое габбро. Они слагают примерно 3% площади выходов основных пород всех массивов.

Макроскопически представляют средне- и крупнозернистую габбровую породу зеленовато-серого или черного цветов. В некоторых случаях они обладают полосчатой текстурой. Чаще троктолиты характеризуются различными переходами через меланократовые разности в дуниты и перидотиты и через лейкократовые — в анортозиты.

Минералогический состав троктолитов простой. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз, количество которого колеблется в пределах 50—75% и оливин в количестве 25—50%. Вторичные минералы представлены ми-

минералами группы эпидота, каолином, серицитом, серпентином, реже пренитом, вторичным пироксеном и роговой обманкой. Из рудных минералов встречаются хромшпинелиды и магнетит.

Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Плаг и о к л а з (лабрадор-битовнит № 70—85) присутствует в виде таблитчатых зерен, размерами до 5—7 мм. В большинстве случаев он ксеноморфен по отношению к оливи-ну. Плаггиоклазы сильно трещиноваты, особенно вблизи оливи-новых зерен. Вторичные изменения плаггиоклазов выражаются цоизитизацией, пренитизацией и серицитизацией.

О л и в и н образует идиоморфные зерна, размерами до 2—4 мм с $2v = +86^\circ$ и $Ng-Np = 0,034-0,036$, обычно от него сохранились редкие остатки и на основании петельчатой микро-текстуры замещения оливина серпентином можно судить о раз-мерах и количестве бывших оливиновых зерен. Кроме того, не-редко наблюдаются венчиковые структуры обрастания оливи-новых зерен диопсидом (угол $cNg = 38^\circ$, $Ng-Np = 0,028$, $2v = +56^\circ$). Реже отмечаются случаи развития вокруг оливиновых зерен бесцветной роговой обманки без плеохроизма, с углом погасания в $14-16^\circ$, видимо, тремолита.

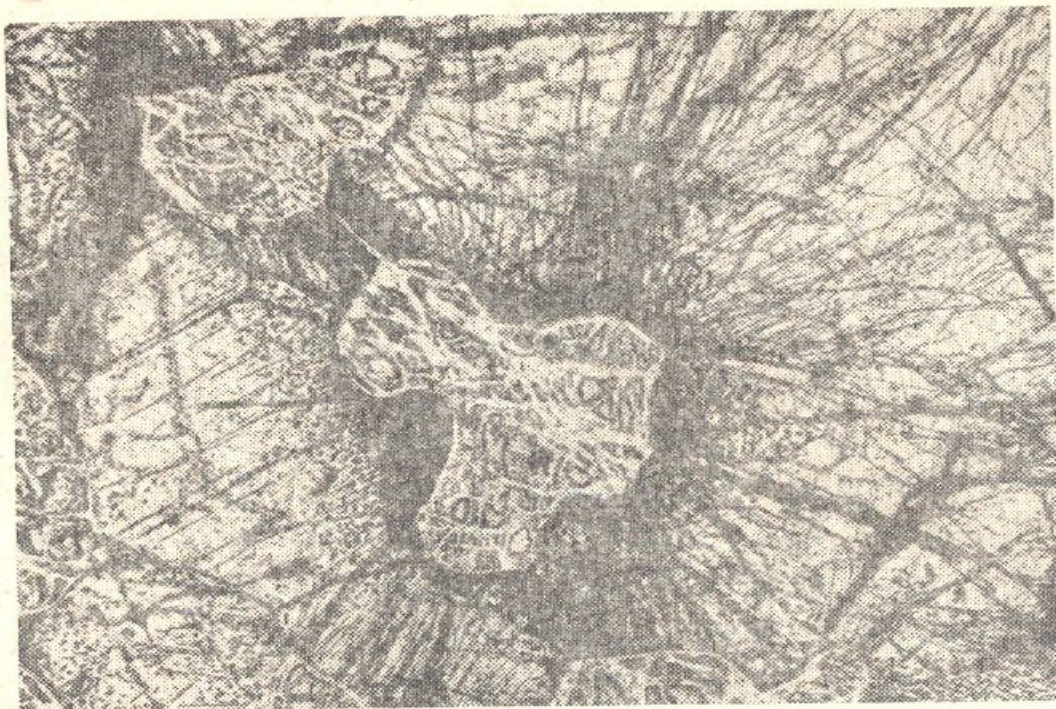
Почти во всех образцах троктолитов наблюдается постоян-ное наличие радиально расходящихся от серпентинизированных оливиновых зерен неправильных трещин среди окружающих плаггиоклазовых зерен (фиг. 24). Указанное обстоятельство объ-ясняется увеличением объема оливина в процессе серпентини-зации.

Ц о и з и т в виде таблитчатых выделений, размерами до со-тых долей миллиметра, в той или иной степени замещает зерна плаггиоклаза. При этом агрегаты цоизита сохраняют ксеноморф-ные очертания бывших зерен плаггиоклаза.

П р е н и т встречается в виде розеток и перистых агрега-тов среди зерен плаггиоклаза. Размеры их не превыша-ют десятых долей миллиметра.

С е р и ц и т образует тонкочешуйчатые выделения обычно вдоль трещин плаггиоклазовых зерен.

Х р о м ш п и н е л и д ы имеют ксеноморфные очертания по отношению к оливиновым зернам. По отношению же к плаггио-клазам они отчетливо идиоморфны. Размеры их не превышают



Фиг. 24. Троктолит. В центре зерно серпентинизированного оливина, от которого расходятся радиальные трещины. Увелич. 35. Без анализатора.

1 мм. В проходящем свете они просвечивают желто-бурым или зеленовато-бурым цветом.

На основании степени идиоморфизма минералов в троктолитах можно установить следующий порядок их выделения: оливин, хромшпинелид, плагиоклаз.

е) Анортозиты

Анортозиты встречаются почти среди всех описанных массивов в виде небольших выходов, слагая примерно 1% площади основных пород.

Анортозиты представляют собой массивную полнокристаллическую лейкократовую породу средне- крупно- и грубозернистого сложения с белой, серовато-белой, а иногда зеленовато-серой окраской. В грубо- и крупнозернистых разностях размеры зерен-табличек плагиоклаза колеблются от 5 до 15—20 мм, в среднезернистых разностях — от 2 до 5 мм.

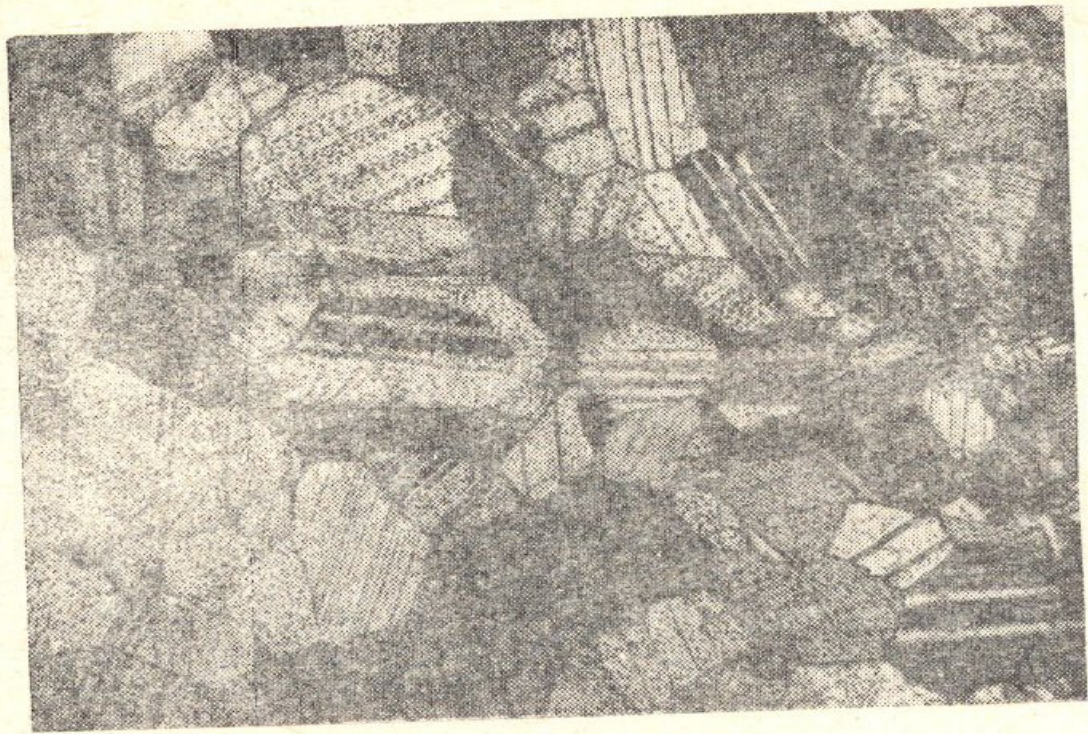
Обычно анортозиты вдоль контактовых частей характеризуются различными переходами в троктолиты, а последние — в

ультраосновные породы. Этот тип анортозитов залегает в виде жил, линз и шширообразных полос на контакте габбро с перидотитами и, являясь одновозрастным с последними, представляет собой лейкократовую составную часть—крайний продукт дифференциации габбро. Второй, жильный тип анортозитов имеет секущее положение по отношению как к габбро, так и к перидотитам, в связи с чем устанавливается его относительно более молодой возраст. Образование этого типа связано с остаточными растворами плагиоклазового состава, которые позднее были внедрены в габбро--перидотитовые породы.

Под микроскопом анортозиты характеризуются гипидиоморфнозернистой и панидиоморфнозернистой структурами (фиг. 25). Минералогический состав более или менее однороден. Это существенно плагиоклазовая порода, в которой в незначительных количествах (до 5—10%) присутствуют цветные минералы, представленные, главным образом, оливином и изредка моноклинным пироксеном. Из вторичных минералов наблюдаются: серицит, эпидот, цоизит, клиноцоизит и серпентин, а из аксессуарных — апатит и из рудных — магнетит, хромшпинелиды и сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин).

Плагиоклаз большей частью образует таблитчатые, реже призматические кристаллы то с прямолинейными, то с неровными извилистыми контурами. Свежие разности плагиоклазов обычно характеризуются хорошо образованными двойниками по альбитовому, реже по более сложным законам.

Детальное наблюдение под микроскопом над взаимоотношениями отдельных зерен плагиоклазов приводит к заключению, что в анортозитах присутствуют две генерации плагиоклазовых зерен. Вначале кристаллизовался крупнозернистый плагиоклаз, вследствие чего его кристаллографические очертания являются идиоморфными, затем обособился мелкозернистый плагиоклаз с ксеноморфными очертаниями, заполняющий промежутки между крупнозернистым плагиоклазом. По составу крупнозернистые разности относятся к лабрадору и битовниту от № 55 до № 80, а мелкозернистые — к более кислым разностям № 35—40. Выделение вначале основных плагиоклазов, а затем более кислых, вполне закономерно и соответствует прогрессивной кристаллизации расплава при понижении температуры.



Фиг. 25. Анортозит. Увелич. 20. Николи скрещены.

Интересно также отметить, что широкая вариация в составе плагиоклазов (от андезина до битовнита) весьма характерна для анортозитовых тел, являющихся дифференциатами крупных габброидных интрузивов и не образующих больших самостоятельных массивов. Для другого же типа анортозитовых тел, образующих крупные самостоятельные массивы, характерна относительная устойчивость состава плагиоклазов (Лебедев, 1953, Лебедев и Павлов, 1957).

Из вторичных минералов, развивающихся по плагиоклазу, широко представлены серицит и минералы группы эпидота: цоизит, клиноцоизит, эпидот и реже пренит в виде мелких агрегатов. Иногда наблюдается сильное разложение плагиоклазов и превращение их в пелитизированную, плохо просвечивающую массу буроватого цвета.

О л и в и н образует отчетливо идиоморфные кристаллы размерами до 1—2 мм. Количество его не превышает 5—7% от общей массы породы. Он редко встречается в свежем виде, и обычно от него сохраняются редкие остаточные зернышки и типичная для него петельчатая микротекстура замещения серпен-

тином. Свежие зерна оливина характеризуются следующими оптическими константами: $2v = + 88^\circ, + 90^\circ$, $Ng-Np = 0,030-0,034$. Так же как и в троктолитах, при серпентинизации оливина наблюдается расширение его объема и динамическое воздействие на окружающие плагиоклазовые зерна, вследствие чего в последних происходит развитие радиальных трещин, расходящихся от оливиновых зерен. Впоследствии по этим трещинам плагиоклазов происходит развитие серицита — факт, говорящий о более позднем происхождении процесса серицитизации по отношению к процессу серпентинизации.

Моноклинный пироксен составляет примерно 3—5% общей массы породы. Зерна его, размерами до 2 мм обычно идиоморфны по отношению к плагиоклазу, но ксеноморфны по отношению к оливину. Судя по оптическим константам $cNg = 44^\circ-46^\circ$, $2v = + 58, + 60^\circ$, $Ng-Np = 0,026-0,027$, пироксен представлен диаллагом.

Серицит представлен в виде скоплений тонкочешуйчатого агрегата более или менее равномерно рассеянного по всей массе плагиоклазов. Иногда отдельные листочки серицита образуют радиально-лучистые скопления. Нередко он развивается в виде тонких жилочек вдоль трещин и на границе зерен плагиоклазов.

Цоизит, клиноцоизит, эпидот широко развиты среди плагиоклазовых зерен в виде агрегатных скоплений, имеющих то неправильную форму, то форму жилочек. Размеры их зерен не превышают сотен долей миллиметра. Цоизит и клиноцоизит несколько превалируют над эпидотом. Агрегатные скопления их состоят из удлиненных, шестоватых, параллельных, реже радиально-лучистых кристаллов, при этом цоизит в большинстве случаев характеризуется аномальными цветами интерференции.

Апатит встречается в виде вытянутых призмочек, длиной до 0,1 мм, характеризующихся идиоморфностью по отношению к плагиоклазовым и пироксеновым зернам.

Магнетит и хромшпинелиды с размерами зерен до 1 мм имеют ксеноморфные очертания по отношению к оливину, а по отношению к плагиоклазам они явно идиоморфны. Хромшпинелиды в центральных частях зерен просвечивают желто-бурым цветом.

Сульфиды образуют зерна размерами до 0,5 мм. Представлены они пиритом, халькопиритом и пирротинном. Очертания их ксеноморфны по отношению к плагиоклазовым зернам.

Таким образом, степень идиоморфизма различных минералов в анортозитах позволяет установить следующий порядок их выделения: оливин, магнетит, хромшпинелид, апатит, пироксен, плагиоклаз, сульфиды.

ж) Габбро-пегматиты

Габбро-пегматиты имеют весьма ограниченное распространение. Выходы их отмечены лишь на Джил-Сатанахачском, Кысаманском и Караиман-Зодском массивах. Ими сложено примерно менее 0,5% площади выходов основных пород всех массивов.

На основании геологических условий залегания и структурных особенностей среди пегматитовых образований основных пород выделяются два типа:

1) Габбро-пегматиты, представляющие собой грубозернистую разновидность нормального габбро, с которыми связаны нерезкими, постепенными контактами. Они образуют шлообразные выходы среди сплошного поля развития нормального габбро. Размеры их колеблются от нескольких до десятков квадратных метров.

2) Габбро-пегматиты, образующие дайкообразные тела с типичной пегматитовой структурой. Мощность даек колеблется от 0,1 до 0,8 м, длина — от 3 до 15—20 м. Эти дайки состоят существенно из плагиоклаза, в котором погружены довольно крупные кристаллы роговой обманки размерами до 3 см. Последние имеют более или менее удлиненные очертания и иногда распределяются в породе не равномерно, а по определенным участкам дайки, часто в краевых частях. В редких случаях наблюдается, что они ориентированы приблизительно перпендикулярно к стенкам дайки.

Габбро-пегматиты, представляющие собой грубозернистую разновидность нормального габбро, по внешнему облику это зеленовато-серые породы с резко выраженной пятнистостью за счет выделений крупных кристаллов моноклинного пироксена среди плагиоклазов. Размеры зерен плагиоклазов и пироксе-

нов колеблются в пределах 3—5 см. В количественном отношении плагиоклаз несколько превалирует над пироксенами. Вторичные минералы представлены роговой обманкой, тремолитом, минералами группы эпидота и серицитом.

Габбро-пегматиты, образующие дайкообразные тела с типичной пегматитовой структурой, макроскопически представляют собой белые, реже серовато-белые породы, в которых роль пегматоидных включений играет роговая обманка, реже моноклинный пироксен. Размеры зерен плагиоклазов достигают до 3 см, роговой обманки — до 4—5 см, а моноклинного пироксена — до 0,7 см. Количество плагиоклаза достигает до 70—80%, а темноцветного компонента — 20—30%. Вторичным изменениям плагиоклазы в целом подвержены сравнительно слабо. Среди вторичных минералов, кроме роговой обманки, отмечаются серицит и минералы группы эпидота. В обоих типах пегматитов в весьма небольших количествах присутствуют апатит и магнетит.

Плагиоклаз в первом типе габбро-пегматитов характеризуется весьма сильной разложённостью. Судя по сохранившимся остаткам, он представлен лабрадором (№ 65—70). Зерна его ксеноморфны по отношению к пироксенам. Большое развитие среди вторичных минералов имеют минералы группы эпидота: цоизит, клиноцоизит и эпидот, образующие мелкие выделения размерами до десятых долей миллиметра. Нередко вдоль трещин развивается тонкочешуйчатый серицит. Чаше плагиоклаз превращен в пелитизированную, плохо просвечивающую массу буроватого цвета.

Моноклинный пироксен представлен бесцветным авгитом с характерной призматической спайностью. Оптические константы его следующие: угол $cNg = 40^\circ$, $2v = +58^\circ$, $Ng - Np = 0,023$. Авгит в той или иной степени замещен роговой обманкой. Характерно, что замещение начинается по краям зерен авгита и постепенно захватывает внутренние участки. Роговая обманка зеленого цвета обладает следующей схемой абсорбции: Ng —темно-зеленая, Nm —зеленая, Np —желтовато-зеленая; $cNg = 16^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, $2v = -80^\circ$. На основании этого его можно отнести к типу обыкновенных роговых обманок. Нередко наблюдаются игольчатые выделения бесцветной роговой обманки без плеохроизма, видимо, тремолита, с углом погасания в 14° .

Плагиоклаз во втором типе габбро-пегматитов довольно свеж и обнаруживает тонкую двойниковую штриховку. Ряд измерений состава плагиоклаза показывает принадлежность его к андезину (№ 30—35). Плоскость двойникования перпендикулярна плоскости срастания. Формы выделения зерен плагиоклаза неправильные, размеры их неравномерные — наряду с крупными зернами наблюдаются выделения мелких зерен. В некоторых случаях зерна плагиоклаза обладают волнистым погасанием. Среди вторичных процессов, развивающихся по плагиоклазу, наибольшим развитием пользуется пелитизация, реже эпидотизация и серицитизация.

Моноклинный пироксен встречается в виде редких остатков. Обычно же он замещен хлоритом. Пироксен обладает оптическими свойствами диопсида с углом $cNg = 34^\circ$, $2v = +54^\circ$, $Ng-Np = 0,028$.

Роговая обманка представлена бесцветной разностью, характеризующейся отсутствием плеохроизма. Наряду с крупными зернами, наблюдаются тонкие игольчатые выделения, ширина которых не превышает десятых долей миллиметра. Для роговой обманки характерно отрицательное удлинение, угол $cNg = 18^\circ$, $Ng-Np = 0,030$, $2v = -82^\circ$. Нередко вытянутые зерна роговой обманки содержат в себе пойкилитовые включения мелких зернышек плагиоклазов, размерами в десятые доли миллиметра.

Апатит образует шестиугольные призмы с частично оплавленными краями. Размеры его зерен не превышают 1 мм. Во втором типе пегматитов он встречается более часто и в более крупных размерах (до 2—3 мм).

Магнетит встречается в виде ксеноморфных выделений размерами до 1 мм. Обычно бывает приурочен к участкам развития темноцветных минералов.

Циркон в виде единичных зерен с характерными для него бипирамидальными призмами образует зерна размерами в десятые доли миллиметра.

На основании условий залегания и минералогического состава обоих типов габбро-пегматитов (основной плагиоклаз в первом типе и средний — во втором) можно сделать предположение об относительном моменте их образования.

Первый тип габбро-пегматитов, залегающий среди нормаль-

ного габбро, связан с ним постепенными переходами и является одновременным образованием. Структурное различие между ними, видимо, обусловлено наличием летучих компонентов на тех участках, где произошло образование габбро-пегматитов.

Второй тип габбро-пегматитов образует секущие, дайкообразные тела с резкими контактами и, что самое главное, встречается как среди габбро, так и среди ультраосновных пород — факты, говорящие об относительно позднем моменте их образования. Это также подтверждается более кислым составом плагиоклазов во втором типе габбро-пегматитов, так как в более позднюю пегматитовую стадию, естественно ожидать выделение более кислых плагиоклазов, чем в магматическую стадию.

з) Габбро-диориты

Обычно габбро-диориты встречаются в виде небольших тел внутри нормального габбро, как более кислые дифференциаты и связаны с ними незаметными переходами. В общей сложности они слагают около 1,0—1,5% площади выходов основных пород.

Габбро-диориты макроскопически представляют массивную, полнокристаллическую породу серого цвета, обладающую параллелепипедальной отдельностью. По сложению среди них можно выделить две группы: а) мелкозернистые с размерами зерен в 1—2 мм и б) среднезернистые с зернами в 3—6 мм. Чаще встречаются среднезернистые разновидности.

Структура габбро-диоритов гипидиоморфнозернистая.

Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз (от 55 до 70%) и моноклинный пироксен (от 30 до 40%). Из акцессорных минералов присутствует апатит, из рудных — магнетит. Вторичные минералы представлены хлоритом, пелитовым веществом и минералами группы эпидота.

Плагиоклаз образует довольно свежие призматические зерна, характеризующиеся обычно полисинтетическим двойникованием. Измененные разновидности сильно трещиноваты и вдоль трещинок пелитизированы. Нередко плагиоклаз характеризуется зональным строением с более основным ядром. Изме-

рения состава плагиоклазов на столике Федорова показывают принадлежность их к андезину (от № 40 до № 46).

Моноклинный пироксен представлен авгитом, обладающим неровными извилистыми контурами. В проходящем свете он бесцветен и характеризуется слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах. Оптические константы следующие: угол $cNg = 42^\circ$, $Ng - Np = 0,026$, $2v = +60^\circ$. Зерна авгита в той или иной степени по краям и вдоль трещин хлоритизированы.

Апатит встречается сравнительно чаще, чем в других породах, описанных выше. Он образует мелкие шестигранные призмы размерами до 0,5 мм.

Магнетит образует идиоморфные зерна, встречающиеся среди зерен плагиоклазов и пироксенов; размеры его не превышают 0,5 мм.

На основании степени идиоморфизма слагающих минералов в габбро-диоритах можно предположить следующий порядок выделения минералов: магнетит, апатит, пироксен, плагиоклаз.

и) Кварцевые диориты

В виде крупных выходов кварцевые диориты встречены, главным образом, в северной части Джил-Сатанахачского массива и в западной части Кясаманского массива. Они слагают примерно 10% площади выходов основных пород. Реже кварцевые диориты вместе с гранодиоритами образуют небольшие тела, прорывающие породы габбро-перидотитовой формации. Возраст этих кварцевых диоритов послеверхнеэоценовый, возможно — миоценовый. Генетически они ничего общего не имеют с породами габбро-перидотитовой формации. Ниже описываются лишь кварцевые диориты, генетически связанные с габбро-перидотитовой формацией.

По внешнему виду это массивные, средне- и реже крупнозернистые породы серого цвета. В среднезернистых разностях величина зерен от 2 до 5 мм, в крупнозернистых — от 5 до 10 мм. Они слагают довольно крупные скалистые выступы с глубоко врезанными в них ущельями и этим они отличаются от контактирующих с ними габбро, образующих сравнительно сглаженные формы рельефа. С габбро они связаны постепенными пе-

реходами и, как было указано выше, представляют собой крайний кислый член дифференциации основной магмы (Абовян, 1959₂).

Минералогический состав кварцевых диоритов следующий: плагиоклаз (58—65%), роговая обманка (18—25%), кварц (10—15%), реже пироксен; из вторичных минералов присутствуют: хлорит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, серицит, кварц; из аксессуарных — апатит; из рудных — магнетит.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз встречается в виде довольно крупных (до 6 мм) чаще удлинённых и реже короткопризматических зерен. Обычно разложен и иногда почти нацело замещен эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом, реже вторичным кварцем, а местами сосюритом. По составу плагиоклаз представлен двумя разновидностями — андезином (№ 35—39) и альбитом (№ 7—10), причем альбит развивается по первичному андезину.

Роговая обманка является главным компонентом среди темноцветных минералов. По отношению к плагиоклазу отличается идиоморфизмом. Хотя и редко, но в ней можно встретить реликты моноклинного пироксена, показывающие, что роговая обманка образовалась по пироксену в позднемагматическую стадию. Обычно представлена зеленой разностью, с плеохроизмом по схеме: Ng—темно-зеленый, Nm—зеленовато-желтый, Np—зеленый; угол $cNg = 19^\circ$, $Ng-Np = 0,021$, $2v = -77^\circ$. Подвергается процессу хлоритизации и опатицизации.

Кварц образует относительно крупные зерна, размерами до 3—4 мм, обладающие извилистыми контурами. По отношению к плагиоклазу и роговой обманке зерна кварца ксеноморфны, что указывает на сравнительно позднее выделение его в процессе кристаллизации породы. Кварц обычно обладает волнистым погасанием. Нередко содержит мелкие пойкилитовые включения роговой обманки, также говорящие о более позднем выделении кварца. Наряду с таким кварцем, в породе отчетливо наблюдается также и вторичный кварц, образующий тонкие прожилки по плагиоклазу и роговой обманке. Реже наблюдаются небольшие участки, сложенные халцедоном.

Пироксен редко наблюдается в свежем состоянии и обычно от него сохранились лишь реликты в роговой обманке. По оптическим данным (угол $cNg = 38-40^\circ$, $Ng-Np = 0,030$ и

$2\gamma = +58^\circ$) пироксен можно отнести к диопсиду со значительным содержанием молекулы клиноэнстатита.

Эпидот, цоизит, клиноцоизит и серицит образуются по сосюритизированным плагиоклазам. Цоизит и клиноцоизит несколько преобладают над эпидотом. Они образуют удлиненные и шестоватые кристаллы, слагающие параллельные и, реже радиально лучистые сростки. Нередко цоизит выполняет тонкие прожилки. Серицит, кроме мелких листочков, разбросанных по всей массе плагиоклазовых зерен, образует тонкие прожилки.

Апатит встречается редко в виде идиоморфных кристаллов размером до 0,5 мм.

Магнетит образует мелкие зерна, размером до 0,5 мм, обладающие ксеноморфными очертаниями.

Последовательность выделения минералов в кварцевых диоритах следующая: пироксен (роговая обманка), плагиоклаз, кварц.

Химические составы описанных выше основных пород приведены в табл. 2.

В. Метаморфические породы

Среди метаморфических пород выделяются две разновидности:

- а) авто-метаморфические и
- б) контактово метаморфические.

К авто-метаморфическим разновидностям принадлежат серпентиниты, карбонатно-серпентиновые породы и амфиболиты.

Контактово-метаморфические разновидности характерны лишь для ультраосновных пород и представлены лиственитами.

Авто-метаморфические породы

а) Серпентиниты

В той или иной степени серпентиниты развиты во всех массивах ультраосновных пород. Выходы их местами занимают значительные площади. В общей сложности они слагают при-

ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Название пород	Авторы образцов	Компоненты																Числовые характеристики								Автор	Аналитик	Место взятия	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	NiO	CoO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п. п. п.	сумма	a	c	b	s	i'	m'	c'				n
Габбро оливковое . .	1131	49,20	0,28	19,27	0,06	2,37	3,36	15,57	7,02	0,16	—	—	1,88	0,26	не обн.	1,50	100,93	4,8	8,5	28,8	57,9	19,4	42,4	38,2	98,6	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К СВ от сел. Бабаджан	
Габбро оливковое . .	922	43,23	0,93	17,73	—	2,00	8,86	10,21	12,21	0,21	—	—	1,78	0,65	—	1,88	99,69	5,3	29,6	10,4	54,7	12,6	76,5	10,9	80,0	Паффенгольд К. Н. (1934)	Книпович Э. В.	СВ поб. оз. Севян	
Габбро	1599	48,41	0,83	16,13	0,04	4,77	5,97	10,90	4,10	нет	—	—	3,50	0,50	—	4,26	99,41	8,9	7,0	24,8	59,3	41,8	29,8	28,4	91,8	Абовян С. Б.	Мелоян Р. Г.	К В от сел. Арташи	
Габбро	1149	55,94	0,52	14,50	0,16	1,79	6,74	9,58	8,40	0,14	—	—	2,34	0,19	0,06	0,46	100,82	5,1	6,8	26,5	61,6	31,8	51,6	16,6	91,8	"	Петросян А. А.	К СВ от сел. Бабаджан	
Габбро	18	45,07	0,68	18,59	—	2,70	4,34	9,96	5,59	0,14	3,10 ¹	0,02 ⁴	3,05	1,15	0,05 ⁵	—	5,59	100,03	8,8	8,7	28,1	54,4	49,8	35,6	14,6	80,3	Кузнецов С. С. (1929)	Егоров В. А.	—
Габбро	70	49,03	0,44	17,87	0,22	2,73	5,22	11,02	5,81	0,19	—	—	3,01	1,38	—	3,13	100,65	9,0	8,0	24,1	58,9	32,4	42,8	24,8	76,2	Гинзберг А. С. (1929)	Игнатьев Н. А.	К С от сел. Арташи	
Габбро роговообманко- вое	1205	51,94	0,38	18,33	—	2,31	5,94	9,65	6,03	0,13	—	—	3,06	0,36	—	1,72	99,85	7,7	8,8	21,9	61,6	35,9	48,9	15,2	92,6	Паффенгольд К. Н. (1934)	Марачевский Ю. В.	К ЮС от сел. Джил	
Средние из 7 ан. . . .	—	48,97	0,58	17,49	0,07	2,67	5,78	10,98	7,02	0,14	0,44	0,003	2,66	0,64	0,007	0,52	2,14	100,11	6,9	8,7	26,4	58,0	34,0	46,5	19,5	87,7	—	—	—
Габбро	—	46,37	—	16,73	—	9,76	2,48	12,49	7,00	0,53	—	—	2,08	1,30	0,92 ³	—	0,65	100,31	7,7	7,5	31,4	53,4	36,2	38,4	25,4	57,1	Никитин В. В. (1907)	—	Урал, Дача В-Исетских з-во
Габбро	—	49,50	0,84	18,00	—	2,80	5,80	6,62	11,64	0,12	—	—	2,82	0,98	0,28	1,60	—	100,00	7,1	8,7	27,0	57,2	32,5	48,8	18,7	80,4	Дзля Р. О.	—	—
Троктолит	1147	39,00	0,12	21,50	0,24	3,09	4,55	10,23	13,58	0,11	—	—	0,53	0,17	—	0,16	6,94	100,10	1,5	13,7	35,9	48,9	21,4	70,6	8,0 ¹	80,0	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К СВ от сел. Бабаджан
Анортозит	1435	46,12	0,02	30,94	—	0,86	0,88	13,18	1,42	0,04	—	—	3,28	0,21	0,01	0,06	3,12	110,14	9,1	19,6	7,2	64,1	29,1	40,7	30,2 ¹	96,3	Абовян С. Б.	Бабаян В. А.	К СВ от сел. Шоржа
Габбро	1437	45,07	0,02	29,67	—	1,70	1,03	12,95	1,02	0,04	—	—	3,44	0,43	0,08	0,60	4,00	100,65	10,1	19,8	5,5	64,6	57,8	39,1	3,1 ¹	93,2	Абовян С. Б.	"	К С от сел. Бабаджан
Средние из 2 ан. . . .	—	45,59	0,02	30,31	—	1,28	0,96	13,06	1,22	0,04	—	—	3,36	0,32	0,04	0,33	3,56	100,09	10,5	14,8	10,1	64,6	25,2	25,2	49,6	95,1	—	—	—
Анортозит	—	50,40	0,15	28,30	—	1,06	1,12	12,46	1,25	0,05	—	—	3,67	0,74	0,05	0,75	—	100,00	10,6	16,7	5,8	66,9	41,1	42,5	16,4	88,1	Дзля Р. О.	—	—
Габбро-пегматит . . .	—	40,64	1,45	22,56	—	5,41	5,36	15,40	4,05	0,09	—	—	2,34	0,62	0,64	0,10	2,08	100,74	6,6	13,8	26,2	53,4	42,2	29,6	28,2	86,0	Висьневский Я. С. (1940)	—	Казахская ССР
Габбро-пегматит . . .	1284	42,43	0,12	20,50	0,34	5,79	4,23	16,03	5,80	0,07	—	—	2,24	0,66	—	0,14	2,54	100,89	6,5	11,7	19,7	52,3	32,6	35,8	31,6	83,7	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К С от сел. Дара
Кварцевый диорит . . .	130	57,55	0,30	16,20	—	2,41	4,92	8,70	4,98	0,15	—	—	2,78	0,44	—	0,20	1,40	100,03	7,0	7,6	18,7	66,7	15,4	47,3	17,3	91,8	Абовян С. Б. (1959)	Петросян А. А.	К СВ от сел. Памбак
Кварцевый диорит . . .	1162	58,90	0,28	16,22	—	2,69	6,80	8,15	4,38	0,11	—	—	2,15	0,48	—	нет	0,72	100,88	5,5	8,2	18,2	68,1	49,2	40,8	10,6	87,5	"	"	К В от сел. Бабаджан
Средние из 2 ан. . . .	—	58,23	0,29	16,21	—	2,55	5,86	8,43	4,68	0,13	—	—	2,43	0,46	—	0,10	1,06	100,46	6,2	7,9	18,5	67,4	43,0	43,6	13,4	88,8	—	—	—
Кварцевый диорит . . .	—	62,41	0,43	16,38	—	1,94	4,35	6,17	2,98	0,12	—	—	2,15	1,36	—	0,08	1,33	99,70	8,2	7,0	11,5	73,3	51,0	44,0	5,0	59,2	Заварицкий А. Н. (1932)	—	Урал (Рай-Из)
Габбро	—	58,90	0,76	16,47	—	2,89	4,04	6,14	3,57	0,12	—	—	3,46	2,11	0,27	0,27	—	100,00	10,8	5,8	14,5	68,9	44,7	42,8	12,5	71,8	Дзля Р. О.	—	—

¹ а' вместо с'

² дано содержание CO₂, ⁴ дано содержание Cl

³ дано содержание BaO, ⁵ дана сумма Ca+SO₃

мерно 25—30% площади выходов ультраосновных пород всех массивов.

Серпентиниты представляют собой массивные зеленовато-серые или зеленые, реже черные пятнистые породы, обладающие местами отчетливым сланцеватым строением, чем они довольно резко отличаются от других интрузивных пород. Массивные серпентиниты — это весьма плотные породы, вследствие чего они нередко образуют скалистые выступы среди более или менее гладкого рельефа общей массы серпентинизированных пород. Рассланцованные серпентиниты обычно приурочены к тектонически нарушенным участкам ультраосновных пород, а также к периферийным частям интрузивов, где, по-видимому, проявлялись максимальные воздействия интрузивов на вмещающие породы в процессе массовой серпентинизации пород интрузивов.

Под микроскопом серпентиниты характеризуются отсутствием какой-либо реликтовой структуры, позволяющей определить первоначальный состав материнской породы. Состоят они исключительно из серпентина, представленного как хризотилом, так и антигоритом. В большинстве случаев обе разновидности присутствуют одновременно. Очень редко встречается только хризотил, чаще встречается только антигорит. В проходящем свете он почти совершенно бесцветен, реже бывает окрашен в слабо зеленоватые тона. Показатель преломления его близок к показателю преломления канадского бальзама. Двупреломление колеблется в пределах 0,002—0,004. Из других минералов в серпентинитах присутствуют карбонат и хлорит и, в редких случаях, иддингсит.

К а р б о н а т встречается в виде тонких прожилков, секущих все серпентиновые минералы, а также в виде скоплений неправильной формы. Тонкие прожилки карбоната, секущие все серпентиновые минералы, говорят о том, что он образовался не в процессе изменения первичных минералов ультраосновных пород, а является результатом самостоятельного гидротермального процесса, наложенного на процесс серпентинизации и резко отделенного от последнего во времени. Карбонат представлен кальцитом с двупреломлением до 0,175.

Х л о р и т, кроме самостоятельных тонкочешуйчатых скоплений среди общей массы серпентина, часто образует каймы

вокруг непросвечивающих бывших зерен нацело метаморфизованных зерен хромшпинелидов. Образование хлоритовых кайм, видимо, обусловлено наличием глинозема, освобождающегося из хромшпинелидов при их метаморфизме. Для хлорита характерны аномальные цвета интерференционной окраски и низкое двупреломление — 0,002—0,004.

И д д и н г с и т наблюдается в виде тонких игольчатых выделений красно-бурого и оранжево-бурого цветов. Плеохроизм резкий; $N_g - N_p = 0,040 - 0,045$.

Из рудных минералов присутствуют магнетит и метаморфизованные разности хромшпинелидов. Магнетит наблюдается в виде резко ксеноморфных зерен, размерами до 1 мм и пылевидных скоплений, возникших в процессе серпентинизации оливина. Нередко наблюдаются тонкие магнетитовые просечки в середине хризотилового волокна, реже наблюдается переотложение магнетита вдоль более позднего прожилка серпентина. Хромшпинелиды обычно не просвечивают, обладают магнитными свойствами в связи с метаморфизованностью, но в отличие от магнетита характеризуются идиоморфными очертаниями.

Для серпентинитов обычно характерна петельчатая микротекстура. При весьма глубоко зашедшем процессе серпентинизации петельчатая микротекстура преобразуется в сложнопетельчатую. Нередко наблюдается спутановолокнистая структура с участками перистого и радиально-лучистого строения, сложенными антигоритом (фиг. 26).

Наблюдения под микроскопом над большим количеством шлифов серпентинитов показывают, что процесс серпентинизации многофазный и неоднократно проявлялся во всех интрузивах.

Первая фаза серпентинизации была, по-видимому, наиболее сильной и по времени более длительной, чем последующие две фазы. Она проявилась в виде массовой серпентинизации ультраосновных пород, в результате чего последние приобрели петельчатую микротекстуру. Характерно отметить, что сначала развивался хризотил, а затем антигорит. Далее антигорит, разрастаясь, захватывает участки, сложенные хризотилом. При весьма глубоко зашедшем процессе серпентинизации по крупночешуйчатому антигориту развивается мелкочешуйчатый, в



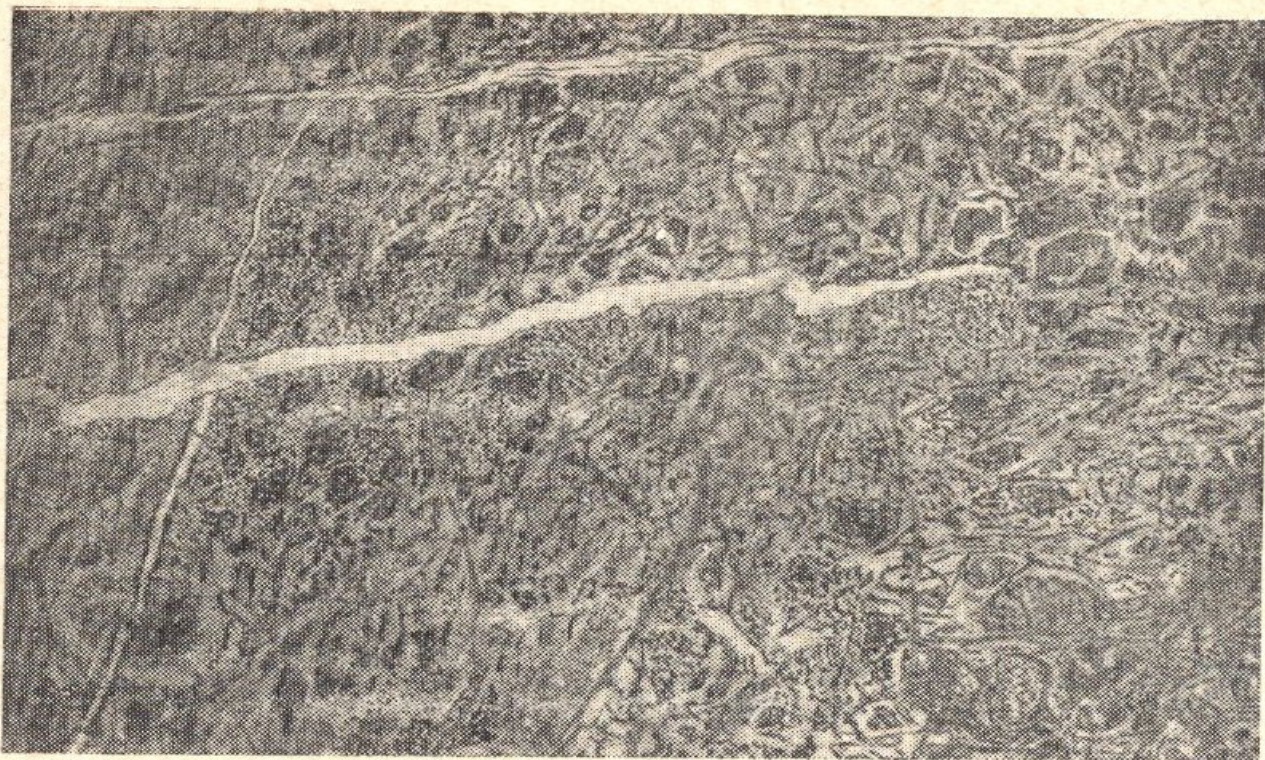
Фиг. 26. Серпентинит. Увелич. 35. Николи скрещены.

результате чего порода приобретает сложнопетельчатую микро-
текстуру.

Вторая фаза серпентинизации довольно резко отделяется от первой и проявляется в виде поздних прожилков, секущих общую серпентиновую массу петельчатой и сложнопетельчатой микротекстуры первой фазы. Вторая фаза проявляется не во всех частях интрузивов и носит сугубо локальный характер.

Наконец, третья фаза серпентинизации выражается более слабо и проявляется также в виде тонких прожилков, секущих в различных направлениях прожилки второй фазы. Как вторая, так и третья фазы серпентинизации приурочены к тем участкам интрузивов, где, по-видимому, между фазами имели место небольшие тектонические подвижки, в результате чего происходило трещинообразование. Прожилки сложены как волокнами хризотила, так и тонкими чешуйками антигорита. Нередки прожилки, представленные серпофитом — плотной разностью серпентина (фиг. 27).

Отмеченные фазы серпентинизации, по всей вероятности, связаны с затухающим и вновь возобновляющимся с различной интенсивностью проявлением магматической деятельности в поясе развития интрузивов габбро-перидотитовой формации.

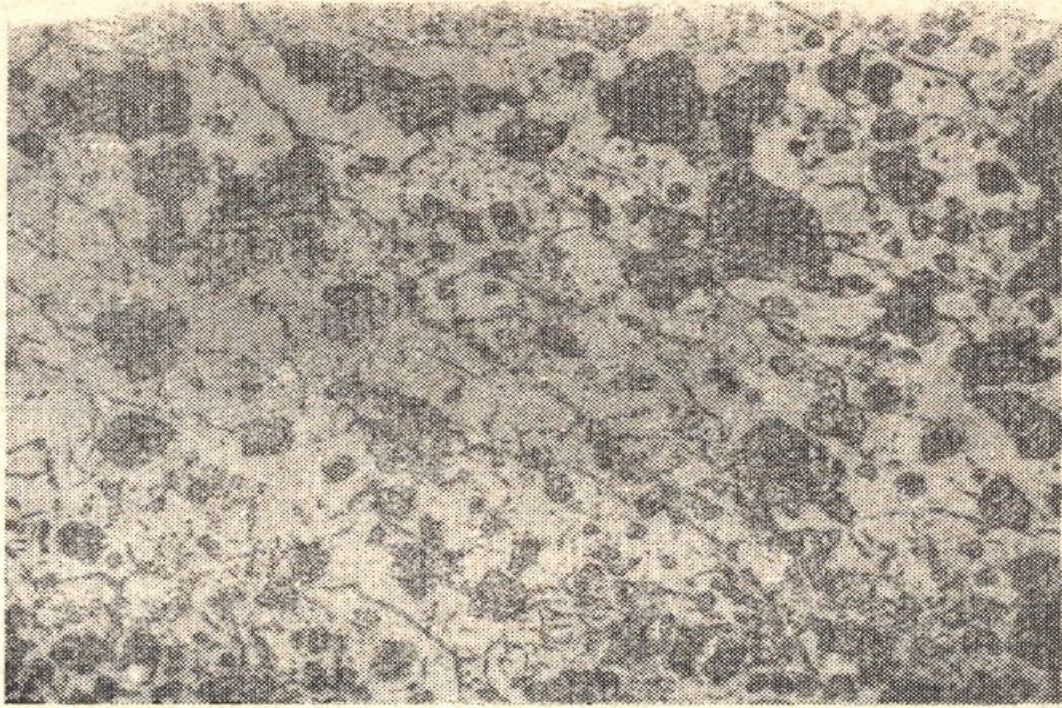


Фиг. 27. Дунит серпентинизированный с прожилками серпентина второй и третьей фазы. Увелич. 35. Без анализатора.

Это же обстоятельство и обусловило всю сложность процесса серпентинизации с наложением одной фазы на другую.

б) Карбонат-серпентиновые породы

Карбонат-серпентиновые породы имеют весьма ограниченное распространение и приурочены к серпентинизированным, реже лиственитизированным участкам ультраосновных пород. Они образуют жилы- и линзообразные тела и имеют гидротермальное происхождение. Наибольшего развития они достигают в породах Джил-Сатанахачского массива, в меньшей степени они встречаются и на других массивах. Количество их не превышает 1% от общей площади выходов ультраосновных пород всех массивов. Макроскопически они представляют собой мелко- и среднезернистые породы желтовато-бурого и коричневатожелтого цветов. В свежем изломе обладают неровной поверхностью, на которой нередко заметны тонкие прожилки (до 2—3 мм) белого карбоната и вкрапленники мелких зерен хромшпинелидов (до 1 мм). Обычно это не очень плотные, местами



Фиг. 28. Карбонато-серпентиновая порода (темные участки сложенные карбонатом). Увелич. 20. Без анализатора.

рассланцованные породы, занимающие пониженные части рельефа массивов ультраосновных пород.

Под микроскопом карбонато серпентиновые породы характеризуются петельчатой микротекстурой замещения оливи на карбонатом. Здесь интересен тот факт, что карбонат в виде тонкозернистой массы развивается не по первичным минералам ультраосновных пород — оливину и пироксенам, а по серпентину, который сам образовался за счет изменения первичных минералов (фиг. 28). При этом наблюдаются следующие характерные случаи замещения серпентина карбонатом:

а) карбонат развивается по хризотилу, слагающему стенки петель, внутренняя же часть петель, не затронутая карбонатазацией, сложена пластинками антигорита;

б) карбонат развивается по антигориту, слагающему внутренние части петель, стенки же петель, не затронутые карбонатазацией, сложены волокнами хризотила;

в) карбонат развивается как по хризотилу, слагающему стенки петель, так и по антигориту, слагающему внутренние части петель. Кое-где наблюдаются сохранившиеся остатки хризотила и антигорита, не замещенные карбонатом.

Первый случай встречается сравнительно чаще, чем второй, а третий случай — чаще, чем первый;

г) наконец, необходимо отметить случай, когда при наличии более или менее слабо затронутым процессом карбонатизации серпентинизированном оливине, зерна серпентинизированных пироксенов почти нацело карбонатизированы.

Из вышеизложенного ясно, что процесс карбонатизации носит избирательный характер, вследствие чего в одних случаях легко замещается хризотил, в других случаях — антигорит, в третьих — оба вместе и, наконец, имеются случаи, когда при слабо затронутым карбонатизацией оливине, пироксены полностью карбонатизированы.

Далее детальные наблюдения под микроскопом позволяют выделить вторую, более позднюю фазу карбонатизации, которая накладывается на готовую структуру карбонато серпентиновой породы. Выражается она в виде тонких прожилков, секущих серпентин и карбонат, развивающийся по нему (карбонат первой фазы) и в виде зернистого агрегата более крупных размеров, образованных не за счет изменения серпентина. Хотя ни в одном шлифе не наблюдалось взаимоотношений между карбонатом первой фазы и агрегатом крупнозернистого карбоната, однако морфологические особенности последних говорят о явно более позднем их происхождении и наложенном характере их на готовую структуру породы.

Карбонаты обеих фаз минералообразования в проходящем свете бывают окрашены в различные оттенки буровато-желтого цвета, по-видимому, за счет разложения соединений железа, содержащегося в его составе. Вследствие этого, наблюдается довольно ясно выраженный плеохроизм карбонатов по следующей схеме абсорбции: $Nm > Nr$. Двупреломление довольно высокое — в пределах 0,194. По своему составу (см. химанализ) карбонат, вероятно, относится к брейнериту $MgFe(CO_3)_2$. Кроме того, встречаются карбонаты в виде тонких зерен и прожилков, которые в шлифах бесцветны, характеризуются наличием полисинтетических двойников и сравнительно низким двупреломлением (0,171), на основании чего их можно отнести к кальциту.

Из рудных минералов чаще всего встречаются хромшпинелиды и реже магнетит. Хромшпинелиды образуют идиоморф-

ные зерна, размерами в 1—2 мм, которые весьма редко просвечивают в центральных частях буроватым цветом. Магнетит встречается в виде мелких выделений неправильной формы и пылевидных скоплений, образующихся в результате разложения оливинов и пироксенов при процессе серпентинизации.

в) Амфиболиты

Амфиболиты играют незначительную роль в составе основных пород, за счет метаморфизма которых они и развились. Выходы их слагают всего 2% общей площади основных пород всех массивов. Они встречаются на Караиман-Зодском, Джил-Сатанахачском и Кясаманском массивах.

Амфиболиты представляют мелкозернистые, реже среднезернистые плотные породы темно-серого или серого цвета, часто обладающие слоистым или полосчатым строением. Размеры зерен мелкозернистых разновидностей достигают до 1 мм, в среднезернистых — до 3 мм.

Главными породообразующими минералами амфиболитов являются основной плагиоклаз и роговая обманка, встречающиеся примерно в одинаковых количествах. Реже роговая обманка несколько превалирует над плагиоклазом. Вторичные минералы представлены: эпидотом, цоизитом и хлоритом. В виде единичных зерен встречается апатит. Из рудных минералов отмечается магнетит.

Структура породы гранобластическая, обусловлена вытянутыми формами зерен роговой обманки и плагиоклаза. Сланцеватость отчетливо выражается не только в распределении зерен, слагающих породу минералов, но и в их ориентированности.

Плагиоклаз встречается в виде зерен размерами от 0,1 до 1 мм. Обычно он образует изометрические зерна, но без кристаллографических очертаний. Несколько измерений на столике Федорова показывают принадлежность плагиоклазов к лабрадору (№ 60—70). Вторичные минералы, развивающиеся по плагиоклазу, представлены мелкими таблитчатыми выделениями эпидота и цоизита, размерами в сотые доли миллиметра, иногда нацело замещающие зерна плагиоклаза. Наблюдается также пелитизация плагиоклазов.

Роговая обманка образует несколько более крупные зерна, чем плагиоклаз. Зерна ее имеют вытянутые призматические очертания. По окраске это бледно-зеленая роговая обманка с заметным плеохроизмом: Ng—бледно-зеленый, Nm—слегка буровато-зеленый и Np—желтоватый; угол $cNg = 10—12^\circ$, $Ng—Np = 0,020$, $2v = -78^\circ$. По роговой обманке развивается тонкочешуйчатый хлорит, замещающий ее вдоль краев в виде каймы. Реже хлорит развивается внутри зерен вдоль трещин спайности.

Апатит встречается редко в мелких кристалликах, размерами в десятые доли миллиметра.

Магнетит в виде мелких зерен с неправильными ограничениями, часто встречается среди участков развития роговой обманки.

Контактово-метаморфические породы

а) Листвениты

Выходы лиственитов в виде узких полос обычно приурочены к контактам ультраосновных пород с вмещающими их известняками и лишь изредка они встречаются в центральных, по-видимому, апикальных участках массивов, где известняки кровли совершенно размыты. Часто между лиственитами и известняками располагается зона доломитов и доломитизированных известняков.

Наибольшего развития они достигают на Шоржинском, Джил-Сатанахачском и Караиман-Зодском массивах. В значительно меньшей степени они встречаются и на других массивах.

Листвениты представляют собой плотную мелкозернистую, часто брекчиевидную породу, покрытую желто-бурой или буровато-красной коркой выветривания, на поверхности которой нередко выступают рельефные прожилки и зерна кварца.

В лиственитах наиболее часто встречаются неравномерно-зернистые структуры, нередко наблюдается петельчатая микротекстура, напоминающая микротекстуру серпентинизированного дунита, с той лишь разницей, что внутренние части петель

заполнены кварцем, а стенки петель сложены карбонатом. Наблюдают случаи, когда в сплошных кварцевых выделениях имеются включения карбонатов с угловатыми формами, придающими породе брекчиевидный характер.

Породообразующими минералами в лиственитах являются железо-магнезиальный карбонат — брейнерит, доломит, кальцит и кварц. Рудные минералы представлены хромшпинелидами. В доломитах и доломитизированных известняках брейнерит и кварц отсутствуют.

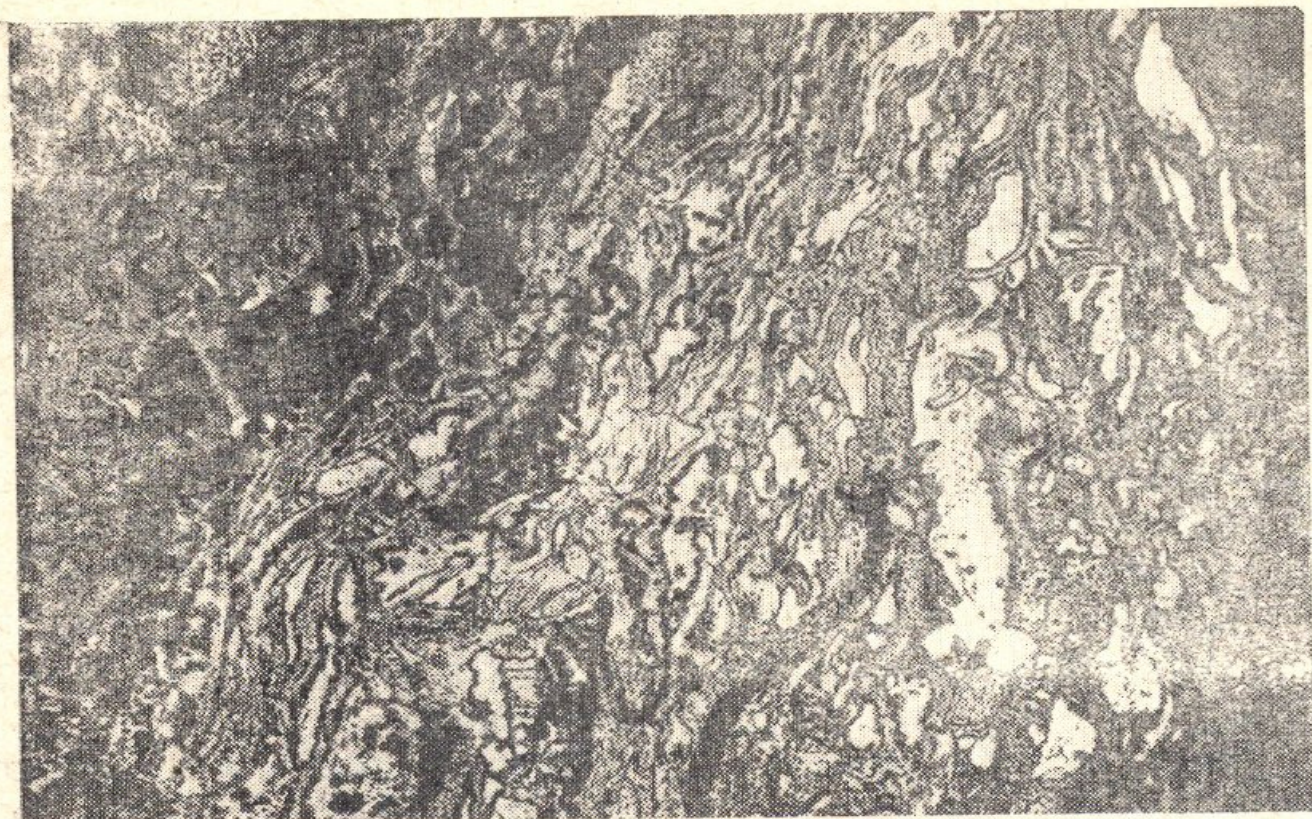
Исходя из минералогического состава следует различать два типа лиственитов:

- а) кварц-брейнеритовые листвениты и
- б) кварц-кальцито-доломитовые листвениты.

В обоих типах лиственитов количество кварца сильно варьирует, но обычно составляет меньше половины массы породы.

Оба типа лиственитов по генетической классификации Ш. А. Азизбекова и М. А. Кашкая (1939) относятся к ортолиственитам, т. е. к лиственитам, возникшим за счет метаморфизма ультраосновных пород на контакте их с известняками. Других генетических типов лиственитов, выделяемых вышеуказанными исследователями (паралиственитов, эпиственитов и гидротермальных лиственитов), в связи с ультраосновными породами Армянской ССР не встречено.

Брейнерит обычно образует тонкозернистую массу, обладающую местами скрытокристаллическим строением, реже встречается в виде кристаллов с совершенной спайностью ромбоэдрического облика. Для брейнерита весьма характерны продукты разложения, представленные бурыми гидроокислами железа, располагающиеся в породе в виде скоплений с неправильными очертаниями и в виде жилков — вдоль многочисленных тонких трещинок. Именно эти продукты разложения брейнерита и обуславливают характерную желто-бурую окраску лиственитов. Иногда брейнерит скрытокристаллического строения образует тонкие, часто сливающиеся друг с другом прожилки с колломорфной структурой (фиг. 29). Строение прожилков поперечно-волокнистое. В промежутках между прожилками наблюдаются выделения халцедона в виде мелких сферолитиков.



Фиг. 29. Лиственит с колломорфной структурой (темные — брейнерит, белые — хальцедон). Увелич. 20. Без анализатора.

Реже можно наблюдать более поздние выделения доломита или кальцита, которые в виде тонких прожилков пересекают брейнерит.

Доломит встречается в виде тонкозернистого агрегата, с размерами отдельных зерен в сотые и десятые доли миллиметра. Иногда образует хорошо развитые кристаллы ромбоэдрического облика, размерами до 1 см, встречающиеся в трещинах лиственитов.

Кальцит образует характерные полисинтетические двойники. Встречаются как в виде зернистых скоплений, так и в виде тонких прожилков. Для лиственитов является редким минералом.

Кварц представлен в виде агрегата зерен, размерами до 1 мм или же образует прожилки среди карбонатной массы; ширина прожилков не превышает 1 мм. Нередко крупные зерна кварца разъедаются более поздними выделениями хальцедона со сферолитовым строением.

ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Название пород	Авторские номера образцов	Компоненты																	Числовые характеристики								Автор	Аналитик	Место взятия
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	NiO	CoO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма	a	c	b	s	f	m'	c'	n			
Серпентинит . . .	1590	40,91	сл.	4,92	0,09	6,78	2,12	1,47	35,44	0,22	—	—	0,31	0,12	—	2,05	5,95	100,38	0,7	1,6	58,8	38,9	11,5	85,6	2,9	83,3	Абовян С. Б.	Мелоян Р. Г.	К СВ от сел. Шоржа
„ . . .	20	40,63	нет	1,18	0,55	6,05	2,63	0,38	37,13	0,16	0,10	—	0,07	0,09	—	11,47	—	100,44	0,4	0,4	60,9	39,2	10,9	88,8	0,3 ¹	66,6	Лебедев П. И. (1928)	Егоров В. А.	„
Средние из 2 ан. . .	—	40,77	—	3,05	0,32	6,41	2,38	0,93	36,29	0,19	0,05	—	0,19	0,10	—	6,76	2,97	100,41	0,5	1,0	59,5	39,0	11,2	87,0	1,8 ¹	75,0	—	—	—
Серпентинит . . .	—	39,21	—	1,58	—	5,91	1,88	0,66	36,32	0,09	0,14	—	0,54	0,31	0,05	13,24	0,20 ²	100,13	1,4	1,2	59,7	38,7	10,0	89,1	0,9	75,0	Никитин В. В. (1907)	—	Урал, Ревдинская дача
Карбонато-серпентиновая порода . . .	926	28,40	0,10	5,15	0,11	4,94	2,31	0,14	30,28	0,15	0,05	не обн.	1,54	0,78	—	0,20	26,00	100,15	4,8	0,2	61,6	33,4	10,8	86,0	3,2 ¹	72,1	Абовян С. Б.	Джрбашян Г. М.	К СВ от сел. Дара
Амфиболит	61	52,18	0,45	18,71	—	2,20	5,83	9,92	6,30	0,11	—	—	4,34	0,39	—	0,18	0,20	100,81	9,4	6,9	27,8	55,9	48,5	36,0	15,5	94,6	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К СВ от сел. Бабалжан
Амфиболит	—	49,58	1,11	16,32	0,04	3,74	5,91	10,54	8,82	0,16	0,03 ³	—	2,18	0,16	0,05	0,11	1,59	100,34	5,1	8,4	89,0	57,5	31,5	53,0	15,7	94,6	Кузнецов Е. А. (1930)	Николаев А.	Урал, Кыштымская дача
Листвениит	925	26,76	0,01	0,26	0,16	2,72	4,74	0,50	31,95	0,07	0,31	нет	0,18	0,05	0,01	нет	32,50	100,22	0,4	0,2	66,4	33,0	10,9	88,0	0,8	100,0	Абовян С. Б.	Джрбашян Г. М.	К СВ от сел. Дара
„	1601	23,74	нет	5,40	0,30	3,60	4,23	0,56	26,52	нет	—	—	0,31	0,07	—	0,47	35,00	100,20	1,0	1,1	66,3	31,6	12,5	79,5	8,0 ¹	83,3	„	Мелоян Р. Г.	К Ю от сел. Джил
Средние из 2 ан. . .	—	25,25	0,005	2,83	0,23	3,16	4,48	0,53	29,24	0,03	0,16	—	0,24	0,06	0,005	0,24	33,75	100,21	0,7	0,7	66,3	32,3	11,7	84,8	3,0	80,9	—	—	—
Листвениит	202a	28,86	сл.	4,39	—	2,56	0,93	2,70	26,65	0,01	0,23	—	1,07	0,90	сл.	2,28	29,86 ⁴	100,44	4,0	1,3	57,3	37,4	6,1	39,7	4,2	61,5	Кашкай М. А. (1947)	Шевченко З. Г.	М-ние Гей-Дара (АзССР)
„	—	42,75	—	12,65	—	3,40	5,28	8,60	6,85	0,35	0,11	—	0,72	0,68	0,56 ⁵	0,12	17,74 ⁶	99,81	2,8	8,2	33,9	55,1	27,6	38,8	33,6	61,1	Никитин В. В. (1907)	—	Урал, Пышминско-Ключевский рудник

¹ а' вместо с',
² дана сумма BaO+Cl,
³ дано содержание CO₂,
⁴ дано содержание SO₃,
⁵ дана сумма SO₃+CaO
⁶ дана сумма H₂C+CO₂
⁷ дано содержание Si

Хромшпинелиды встречаются в виде идиоморфных зерен, размерами до 1 мм, в большинстве случаев приуроченных к участкам развития карбонатов. Они обычно метаморфизованы, вследствие чего в проходящем свете непрозрачны. Местами встречаются редкие остатки сравнительно свежих разностей, просвечивающих в центральных частях буровато-красным цветом.

Химические составы метаморфических пород приведены в табл. 3.

Г. Комплекс дайковых пород

К комплексу дайковых пород, имеющих довольно широкое развитие как среди массивов ультраосновных и основных пород, так и среди вмещающих их вулканогенно-осадочных толщ, относятся диабазы, диабазовые порфириты и диорит-порфириты. Наблюдаются они преимущественно в виде крутопадающих даек, секущих габбро-перидотитовые массивы и вмещающие их сенонские и эоценовые осадочно-вулканогенные породы в широтном, северо-восточном и северо-западном направлениях. Мощность даек колеблется от 0,5 м до 10 м, по простиранию прослеживаются от 10 м до 60 м, реже до 100 м.

а) Диабазы и диабазовые порфириты

Диабазы представляют собой мелкозернистые породы темно- или черно-зеленого, реже серовато-зеленого цвета, обладающие ровным изломом. Диабазовые порфириты имеют резко выраженную порфиристую структуру, обусловленную наличием фенокристаллов авгита, реже плагиоклаза, размерами до 1,5—2,0 мм.

Диабазы характеризуются концентрически-скорлуповатой формой выветривания, благодаря чему они легко распадаются с сохранением центрального шаровидного или яйцевидного ядра.

Для диабазов характерны офитовая, реже интерсертальная структуры, а для диабазовых порфиритов — порфиристая структура с мелкомикролитовой основной массой. Встре-

чаются также разности с микролитовой основной массой без вкрапленников, типа спилитов.

Основная масса представлена стеклом, изобилующим микролитами плагиоклазов и мелкими выделениями рудного минерала. Иногда микролиты плагиоклаза сильно изменены, в основном карбонатизированы и хлоритизированы. Состав их более или менее постоянный; несколько измерений на столике Федорова показывают их принадлежность к основному андезину (№ 42—46).

Плагиоклаз вкрапленников образует резко идиоморфные зерна. Они также сильно изменены — карбонатизированы и реже пелитизированы. Свежие их разности характеризуются полисинтетическим, реже зональным двойникованием. Иногда встречаются крестообразные прорастания полисинтетически сдвойникованных плагиоклазов. Измерение их состава на столике Федорова показывает принадлежность к лабрадору (№ 74—78); в зональных плагиоклазах внешние зоны более кислые и по составу относятся к основному андезину (№ 43—46), а центральные ядра — к лабрадору (№ 74—76). Важно отметить, что первоначальные выделения плагиоклазов во вкрапленниках относятся к основным разностям (лабрадор), в дальнейшем при застывании породы и установлении равновесия как во вкрапленниках (внешние зоны двойников), так и в микролитах выделяется относительно более кислый плагиоклаз состава андезина.

Реже встречаются кварцевые диабазы, в которых плагиоклаз имеет состав олигоклаза и альбита. Кварц в них гибридного характера, по видимому, образовался в результате ассимиляции вмещающих туфогенных пород.

Авгит также образует идиоморфные зерна. В проходящем свете характеризуется слабым зеленоватым оттенком и наличием тонкой призматической спайности. Угол $cNg = 43^\circ$, $2v = +54^\circ$, $Ng - Np = 0,026$. Зерна авгита в большинстве случаев хлоритизированы.

В спилитовых разностях диабазов иногда встречаются миндалины, заполненные выделениями карбоната (кальцита), хлорита (пеннина) с радиально-лучистым строением.

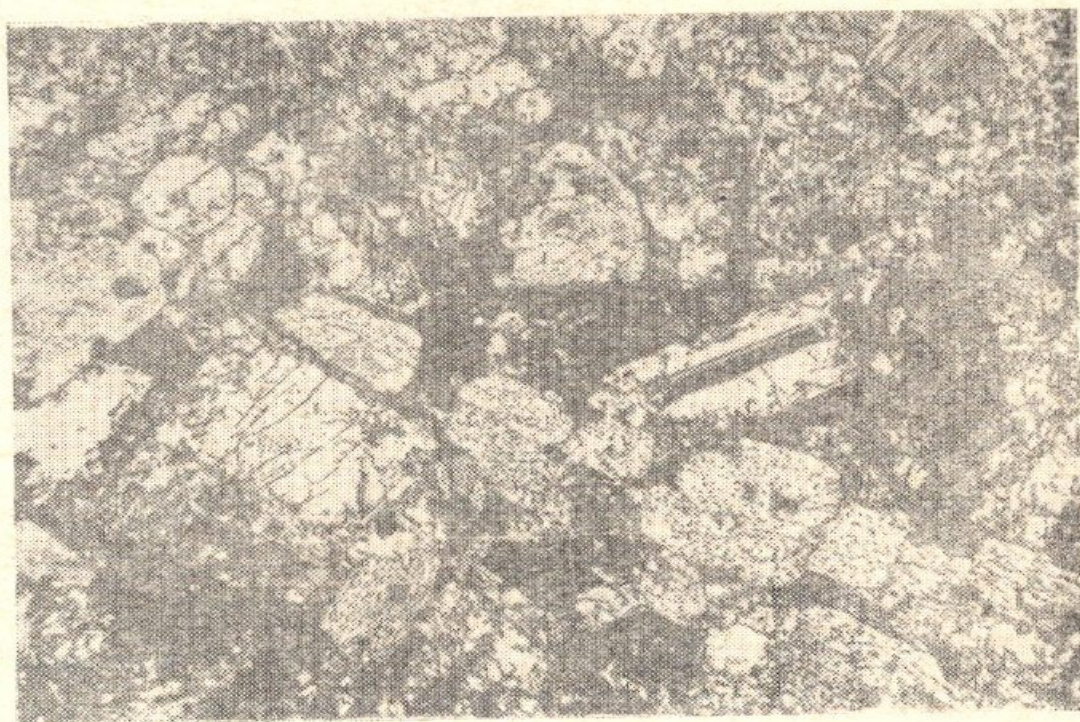
Из аксессуарных минералов часто встречается апатит в виде мелких игольчатых зерен.

Рудный минерал представлен магнетитом, встречающимся в виде мелких выделений среди основной массы.

б) Диорит-порфириды

Диорит-порфириды представляют мелкозернистые плотные породы зеленовато-серого и серого цветов, обладающие резко выраженной порфировой структурой.

Под микроскопом характеризуются порфировой структурой с микролитовой основной массой (фиг. 30).



Фиг. 30. Диорит-порфирит. Увелич. 20. Николи скрещены.

Основная масса представлена микролитами плагиоклаза, роговой обманки и мелких выделений рудного минерала. Как плагиоклаз, так и роговая обманка хлоритизированы, реже карбонатизированы. Из других вторичных минералов встречается серицит, развивающийся по плагиоклазу. Рудные минералы представлены титано-магнетитом и магнетитом, акцессорные минералы — апатитом и цирконом.

Плагиоклаз образует крупные порфировые выделения, размерами до 0,4 см. Ряд измерений состава плагиоклазов на столике Федорова показывает принадлежность их к андезину

(№ 36—38). В измененных разностях по плагиоклазу развиваются хлорит, кальцит и серицит.

Роговая обманка встречается в виде крупных таблитчатых кристаллов длиной в 2—3 мм. Она представлена бурой разностью и обладает довольно резко выраженным плеохроизмом по схеме: Ng—буро-зеленый, Nm—зеленый, Np—светло-желтый, угол $cNg = 16^\circ$, $2v = -76^\circ$, $Ng-Np = 0,016$, удлинение положительное. Вторичные минералы, развивающиеся по роговой обманке, представлены хлоритом и кальцитом.

Апатит и циркон встречаются довольно редко в виде идиоморфных зерен размерами до 0,5 мм.

Титано-магнетит и магнетит образуют мелкие ксеноморфные зерна, размерами до 0,05 мм. В виде тонкой рудной пыли местами они пропитывают всю породу. В более крупных кристаллах титано магнетита иногда наблюдаются скелетные формы.

Химические составы описанных дайковых пород приведены в табл. 4.

4. ОБЩИЕ ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

В табл. 1, 2, 3, 4 сведены химические анализы ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья озера Севан и для сравнения с ними приведены анализы соответствующих пород из Азербайджанской ССР, Урала и средние химические составы по Р. О. Дэли. В табл. 5 приведены пределы содержаний компонентов и числовых характеристик в отдельных разностях ультраосновных и основных пород. Рассматривая эту таблицу, можно установить, следуя от ультраосновных пород через троктолиты к основным породам, следующие соотношения.

Содержание SiO_2 постепенно увеличивается и изменяется в пределах от 30,77% (в дунитах) до 58,90% (в кварцевых диоритах); окись титана возрастает и достигает максимума в габбро (0,93%); содержание глинозема также постепенно увеличивается от 0,03% (в дунитах) до 30,94% (в анортозитах); содержание железа, наоборот, уменьшается. Содержание MgO

ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

Название пород	Авторские номера образцов	Компоненты														Числовые характеристики								Автор	Аналитик	Место взятия	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	сумма	a	c	b	s	f	m'	c'				n
Диабазовый порфирит	1240	51,44	0,74	18,34	0,05	3,09	6,00	6,35	5,87	0,03	4,40	1,20	—	не обн.	2,08	99,59	11,9	6,7	20,3	61,1	42,3	51,4	6,3	84,5	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К Ю от сел. Джи
Диабаз	1134	50,00	0,90	16,30	—	6,56	6,00	7,00	4,43	0,13	3,98	0,92	0,56	0,30	2,78	99,86	10,6	6,2	22,6	60,6	52,7	34,9	12,4	86,5	,	,	К С от сел. Бабаджан
Средние из 2 ан.	—	50,72	0,82	17,32	0,02	4,83	6,00	6,68	5,15	0,08	4,19	1,06	0,28	0,15	2,43	99,73	11,4	6,4	21,3	60,9	48,1	42,8	9,1	83,7	—	—	—
Диабаз	—	51,13	1,15	17,38	—	1,73	10,25	7,80	5,32	0,12	1,62	2,12	—	0,04	1,16	99,82	6,9	8,9	23,1	61,1	52,7	42,2	5,1	54,1	Соколов Г. А. (1935)	—	Урал
,	—	50,48	1,45	15,34	—	3,84	7,78	8,94	5,79	0,20	3,07	0,97	0,25	1,89	—	100,00	8,3	6,2	25,9	59,6	42,5	38,8	18,7	81,7	Дэли Р. О.	—	—
Диорит-порфирит	1208	52,38	0,70	19,04	не обн.	2,76	6,30	5,36	4,84	0,23	3,44	2,96	0,20	не обн.	2,40	100,61	12,4	6,9	17,8	62,9	49,8	47,8	2,4	63,2	Абовян С. Б.	Петросян А. А.	К ЮВ от сел. Джи
,	1209	52,32	0,40	19,05	не обн.	1,02	6,60	6,80	5,70	0,04	2,76	2,20	0,17	не обн.	2,62	99,68	9,9	8,5	18,1	63,5	42,2	56,6	1,2	66,2	,	,	,
Средние из 2 ан.	—	52,35	0,55	19,04	—	1,89	6,45	6,08	5,27	0,14	3,10	2,58	0,18	—	2,51	100,14	11,4	7,8	17,1	63,7	44,0	55,5	0,5	64,1	—	—	—
Диорит	—	56,77	0,84	16,67	—	3,16	4,40	6,74	4,17	0,13	3,39	2,12	0,25	1,36	—	100,00	10,7	6,1	16,7	66,7	42,9	43,3	13,8	71,4	Дэли Р. О.	—	—

ПРЕДЕЛЫ СОДЕРЖАНИЙ ОКИСЛОВ И ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПОРОДАХ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ С В ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

Окислы и параметры	Интрузивные породы							Метаморфические породы				Дайковые породы			Все породы	
	перидотиты	дуниты	пироксениты	троктониты	габбро	анортзиты	габбро-пегматит	кварцевые диориты	серпентиниты	карбонат-серпен. порола	амфиболит	листвениты	диабаз	диабазовый порфирит		диорит-порфириты
SiO ₂	34,14-41,60	30,77-34,59	46,16-49,66	39,00	43,23-55,94	45,07-46,12	42,43	57,55-58,90	40,63-40,91	28,40	52,18	23,74-26,76	50,00	51,44	52,32-52,38	23,74-58,90
TiO ₂	сл. -0,04	нет -0,05	0,08-0,10	0,12	0,28-0,93	0,02	0,12	0,28-0,30	нет-сл.	0,10	0,45	нет -0,01	0,90	0,74	0,40-0,70	нет -0,93
Al ₂ O ₃	1,19-1,98	0,03-2,81	4,25-5,38	21,50	16,13-19,27	29,67-30,94	20,50	16,20-16,22	1,18-4,92	5,15	18,71	0,26-5,40	16,30	18,34	19,04-19,05	0,03-30,94
Cr ₂ O ₃	0,10-0,50	0,06-0,10	0,11-0,58	0,24	0,06-0,22	-	0,34	-	0,09-0,55	0,11	-	0,16-0,30	-	0,05	нет	0,05-0,58
Fe ₂ O ₃	4,27-6,44	5,01-8,00	4,03-4,44	3,09	1,79-4,77	0,86-1,70	5,79	2,41-2,69	6,05-6,78	4,94	2,20	2,72-3,60	6,56	3,09	1,02-2,76	0,86-8,00
FeO	2,04-2,92	0,58-4,32	4,26-9,70	4,55	3,36-8,86	0,88-1,03	4,23	4,92-6,80	2,12-2,63	2,31	5,83	4,23-4,74	6,00	6,00	6,30-6,60	0,58-9,70
CaO	0,12-4,20	0,05-3,68	4,23-15,05	10,23	9,58-15,57	12,95-13,18	16,03	8,15-8,70	0,38-1,47	0,14	9,92	0,50-0,56	7,00	6,35	5,36-6,80	0,05-16,03
MgO	34,62-37,50	32,82-40,00	14,36-25,13	13,58	4,10-12,21	1,02-1,42	5,80	4,38-4,98	35,44-37,13	30,28	6,30	26,52-31,95	4,43	5,97	4,84-5,70	1,02-40,00
MnO	0,07-0,18	нет -0,18	сл. -0,13	0,11	нет -0,21	0,04	0,07	0,11-0,15	0,16-0,22	0,15	0,11	нет -0,07	0,13	0,03	0,04-0,23	нет -0,28
Na ₂ O	0,06-0,52	0,07-0,40	0,27-0,73	0,53	1,78-3,50	3,28-3,44	2,24	2,15-2,78	0,07-0,31	1,54	4,34	0,18-0,31	3,98	4,40	2,76-3,44	0,06-7,86
K ₂ O	0,02-0,12	0,02-0,20	0,05-0,54	0,17	0,19-1,38	0,21-0,43	0,66	0,44-0,48	0,09-0,12	0,78	0,39	0,05-0,07	0,92	1,20	2,20-2,96	0,02-2,88
H ₂ O	0,12-0,27	0,12-3,16	нет -1,02	0,16	0,06-1,78	0,06-0,60	0,14	нет -0,20	2,05-11,47	0,20	0,18	нет -0,47	0,30	не обн.	нет	нет -11,47
П.п.п.	12,10-16,32	14,17-21,00	3,60-6,45	6,94	0,46-5,59	3,12-4,00	2,54	0,72-1,40	5,95	26,00	0,20	32,50-35,00	2,78	2,08	1,50-2,40	0,20-35,00
a	0,3-1,1	0,1-0,9	0,7-2,0	1,5	4,8-9,0	9,1-10,1	6,5	5,5-7,0	0,3-0,7	4,8	9,4	0,4-1,0	10,6	11,9	9,9-12,4	0,1-21,7
c	0,1-0,7	0,1-0,8	2,2-2,3	13,7	6,8-29,6	14,8-19,6	11,7	7,6-8,2	0,4-1,6	0,2	6,9	0,2-1,1	6,2	6,7	6,9-8,5	0,1-29,6
b	58,3-64,3	61,2-66,7	46,8-48,1	35,9	10,4-28,8	7,2-10,4	29,7	18,2-18,7	58,8-60,3	61,6	27,8	66,3-66,4	22,6	20,3	17,8-18,1	7,2-66,7
s	34,7-40,7	38,0-37,2	47,6-50,3	48,9	54,4-61,6	64,1-64,7	52,3	66,7-68,1	38,9-39,0	33,4	55,9	31,6-33,0	60,6	61,1	62,9-63,5	31,6-68,1
f'	9,9-11,3	10,0-12,1	14,1-24,5	21,4	12,6-49,8	29,1-30,8	32,6	35,4-49,2	10,8-11,5	10,8	48,5	10,9-12,5	52,7	42,3	42,2-49,8	9,9-65,3
m'	82,6-89,6	82,3-90,0	45,8-80,8	70,6	29,8-76,5	20,9-40,6	35,8	40,8-47,3	85,6-88,8	86,0	36,0	79,5-88,3	34,9	51,4	47,8-56,6	20,9-90,0
c'	0,4-6,4	0,0-6,0	5,1-29,7	8,0 ¹	10,9-38,2	30,2-48,3	31,6	9,9-17,7	0,4 ¹ -2,1	3,2 ¹	15,5	0,8-8,0 ¹	12,4	6,3	1,2-2,4	0,0-48,3
n	38,2-83,3	66,0-100,0	66,6-83,3	80,0	76,2-98,6	93,3-96,3	83,7	87,5-91,8	66,6-83,3	72,1	94,6	83,3-100,0	86,5	84,5	63,2-60,2	38,2-100,0

¹ а' вместо с'

также постепенно уменьшается от 40,00% в дунитах до 1,02% в анортозитах. Содержание СаО постепенно увеличивается от 0,05% в дунитах до 13,18% в анортозитах и 16,03% в габбро-пегматитах, далее в сторону диоритов и кварцевых диоритов СаО вновь уменьшается (до 7,50%). Содержание МпО колеблется в пределах от сотых до десятых долей процента. Содержание щелочей увеличивается от 0,08% в перидотитах до 4,88% в габбро.

При рассмотрении пределов содержания остальных элементов в отдельных разностях пород габбро-перидотитовой формации на основании спектральных анализов (в процентах табл. 6), можно установить следующие соотношения.

Содержание Сг и Ni во всех разностях ультраосновных пород почти постоянное и колеблется в пределах от 0,3 до 1,0%. В троктолитах Сг уменьшается до 0,3%, а Ni — до 0,03—0,01%. Еще меньше содержание Сг (0,03—0,1%) и Ni (0,1%) в габбро-пегматитах и кварцевых диоритах (Сг — 0,01—0,3% и Ni — 0,001—0,003%). Меньше всего содержится Сг и Ni в габбро, анортозитах и кварцевых диоритах (Сг — 0,001—0,3% и Ni — 0,001—0,03%).

Содержание Со в перидотитах и дунитах постоянное и колеблется в пределах 0,03—0,1%; в пироксенитах и троктолитах уменьшается до 0,01—0,03%; в габбро, габбро-пегматитах, анортозитах и кварцевых диоритах Со еще меньше (0,003—0,03%). Содержание в кварцевых диоритах Сг в десятых и сотых долях и Ni и Со в сотых и тысячных долях процента, по мнению автора, говорит об общности магматического очага кварцевых диоритов и пород габбро-перидотитовой формации.

Содержание V в перидотитах, дунитах, троктолитах и анортозитах также постоянное и достигает примерно до 0,001%, а в пироксенитах, габбро, габбро-пегматитах и кварцевых диоритах оно несколько увеличивается и колеблется в пределах от 0,001 до 0,03%.

Zr присутствует лишь в габбро, габбро-пегматитах и кварцевых диоритах в постоянных количествах, колеблющихся в пределах от 0,003 до 0,01%. Количество Си в перидотитах и дунитах примерно одинаковое и достигает до 0,001—0,003%, а в пироксенитах, троктолитах, габбро, анортозитах, габбро-пегматитах и кварцевых диоритах оно несколько увеличивается и ко-

леблется в пределах от 0,001 до 0,03%. Рb содержится в габбро и кварцевых диоритах в количестве примерно 0,003%.

Ga в составе перидотитов и дунитов отсутствует. В пироксенитах Ga присутствует в количестве 0,0001%. В троктолитах, габбро, анортозитах, габбро-пегматитах и кварцевых диоритах содержание Ga увеличивается до 0,001—0,003%. Y присутствует лишь в габбро и кварцевых диоритах в пределах от 0,001 до 0,003%. Sr в ультраосновных породах и габбро-пегматитах отсутствует; в троктолитах, габбро и анортозитах содержание Sr примерно одинаковое и колеблется в пределах от 0,01 до 0,03%, в кварцевых диоритах — уменьшается до 0,003—0,01%.

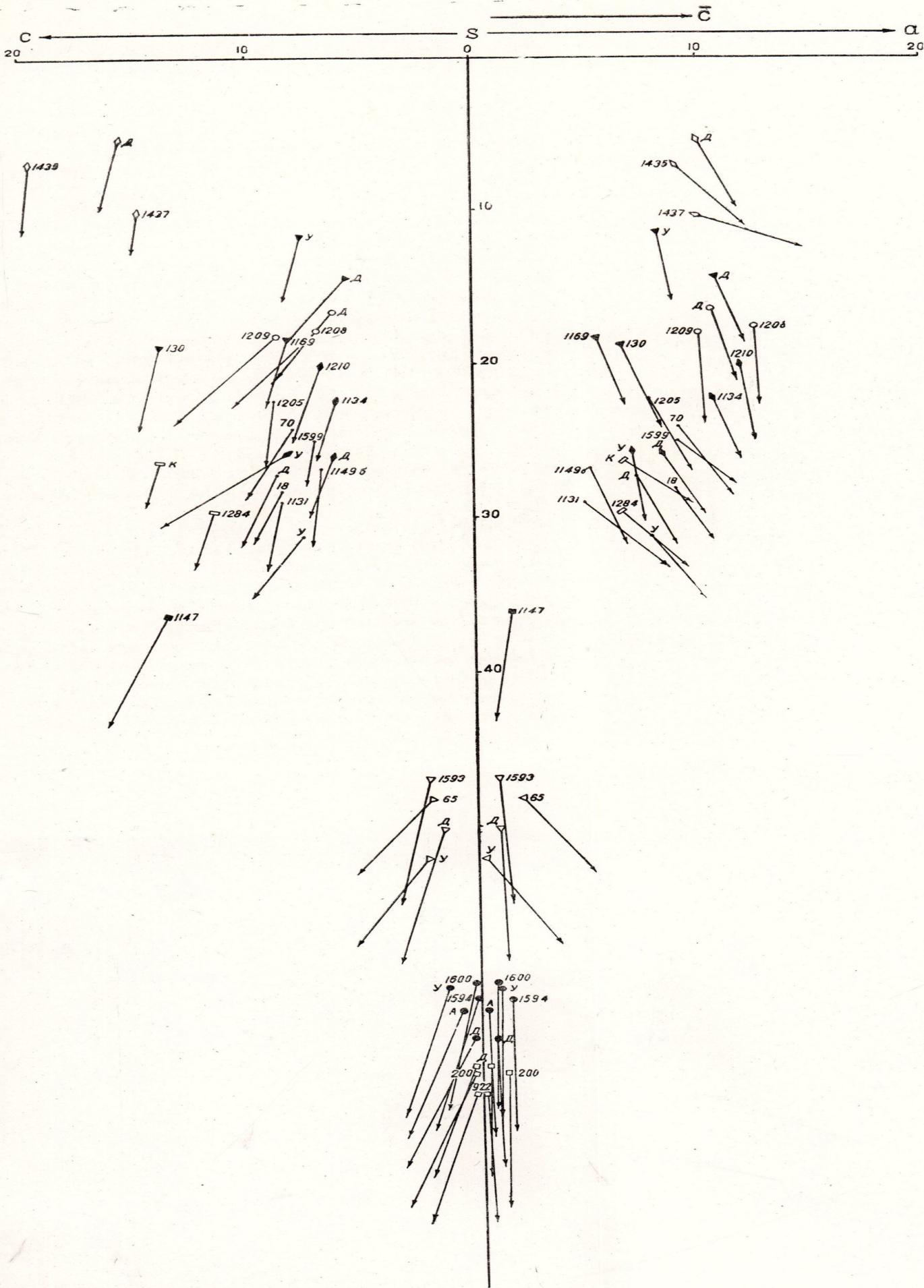
Ba присутствует только в габбро, анортозитах и кварцевых диоритах примерно в одинаковых количествах, колеблющихся в пределах от 0,001 до 0,03%. В дунитах, анортозитах и габбро-пегматитах Li не обнаружен. В перидотитах, пироксенитах, троктолитах содержание Li сохраняется примерно в одних и тех же пределах от 0,001 до 0,01%; в кварцевых диоритах — несколько увеличивается до 0,03%.

Be присутствует лишь в габбро, в количестве до 0,0003%, Zp — в пироксенитах и троктолитах в количестве 0,01% и Ag — в габбро в количестве примерно 0,0001%.

В табл. 1, 2 приведены данные химических анализов пород габбро-перидотитовой формации северо-восточного побережья озера Севан. Составы этих пород, а также составы соответствующих пород Азербайджана, Урала и средних данных по Р. О. Дэли изображены графически (фиг. 31) по методу А. Н. Заварицкого (1950).

Естественно, что приводимое количество анализов не может отразить всего многообразия состава этих пород, которое наблюдается в действительности. Однако сравнение их с данными анализов соответствующих пород из Азербайджанской ССР, Урала и с данными средних химических составов по Р. О. Дэли, позволяет все же сделать следующие выводы:

1. При сравнении друг с другом перидотитов различных массивов северо-восточного побережья озера Севан наблюдается почти полное их сходство. По сравнению с перидотитами Азербайджанской ССР (Паффенгольц, 1934) Севанские перидотиты имеют много общего. Небольшое расхождение наблюдается в несколько повышенном содержании окиси магния



●-1, □-2, ▽-3, ■-4, ○-5, ◻-6, ◆-7, ▼-8, ∩-9, ◇-10

Фиг. 31. Диаграмма основных числовых характеристик пород габбро-перидотитовой формации северо-восточного побережья озера Севан.

1—перидотит, 2—дунит, 3—пироксенит, 4—троктолит, 5—габбро, 6—габбро-пегматит, 7—диабаз и диабазовый порфирит, 8—кварцевый диорит, 9—диорит-порфирит, 10—анортзит, У—составы соответствующих пород Урала, Д—средние составы пород по Р. О. Дэли.

в Азербайджанских перидотитах. Севанские перидотиты по своему составу приближаются также к составу перидотитов Полярного Урала. Они ближе всего стоят к гарцбургитам, что подтверждается также результатами их петрографического исследования. Уральский перидотит отличается лишь несколько повышенным содержанием глинозема. По сравнению с данными Р. О. Дэли, Севанские перидотиты характеризуются значительно меньшим содержанием окисей титана, магния, закиси железа, окиси марганца и щелочей, а также большим содержанием окиси железа.

2. Дуниты из различных массивов северо-восточного побережья озера Севан обнаруживают друг с другом большое сходство. По сравнению с составом дунита Азербайджанской ССР (Паффенгольц, 1934) они характеризуются несколько повышенным содержанием окиси железа и пониженным содержанием окиси магния. Сравнивая с составом Уральского дунита (района Н. Тагила Высоцкий, 1913) видно, что наши дуниты обнаруживают большое сходство с ними и характеризуются несколько повышенным содержанием окиси железа и пониженным содержанием закиси железа, что, по-видимому, объясняется сравнительно большой степенью серпентинизации наших дунитов, в результате чего часть закисного железа перешла в окисное. Далее, в наших дунитах наблюдается более пониженное содержание окиси магния. По сравнению со средним составом дунитов по Р. О. Дэли, Севанские дуниты несколько отличаются относительно низким содержанием кремнезема, закиси железа и окиси магния и более высоким содержанием окиси железа.

3. Анализы двух образцов пироксенита, приводимые в табл. 1, № 65 из Джил-Сатанахачского массива (бассейн р. Шмперт) и № 1593 из Шоржинского массива, несколько отличаются друг от друга. Образец № 65 характеризуется более высоким содержанием закиси железа, окиси кальция и щелочей и низким содержанием окиси магния, что объясняется присутствием железисто-кальциевого пироксена (геденбергита). Сравнивая средние составы этих двух образцов пироксенита с составом уральского пироксенита (Струве, 1940 — колл. Аверина А. А. за 1930 г.) видно, что наши пироксениты отличаются несколько высоким содержанием окиси железа и щелочей

и пониженным содержанием окиси магнезия. По сравнению со средним составом пироксенита по Р. О. Дэли, также наблюдаются некоторые расхождения. Севанские пироксениты характеризуются более низким содержанием кремнезема и окисей титана и магнезия и более высоким содержанием глинозема и окислов железа и кальция.

4. При сравнении друг с другом составов габбро (7 анализов — табл. 2), отобранных из различных массивов северо-восточного побережья озера Севан, видно, что все они имеют примерно одинаковый состав. При сравнении среднего состава нашего габбро с составом уральского габбро видно, что при сходстве почти всех компонентов, все же наблюдается небольшая разница. В уральском габбро несколько больше окиси железа, кальция и марганца и, наоборот, меньше закиси железа. Состав наших габбро более близок к среднему химическому составу габбро по Р. О. Дэли. Незначительные отклонения наблюдаются в содержаниях окислов титана, железа, магнезия и марганца. В наших габбро несколько больше окислов титана, железа и магнезия и меньше окиси марганца.

5. Анализы двух образцов анортозита, отобранных из различных массивов, обнаруживают почти полное сходство друг с другом. При сравнении их со средним составом анортозита по Р. О. Дэли, видно, что в последних несколько больше кремнезема. В содержаниях остальных компонентов разницы почти не наблюдается.

6. Троктолиты по своему составу представляют промежуточную породу между породами ультраосновного и основного комплексов. По низкому содержанию кремнезема и относительно высокому содержанию окиси магнезия они приближаются к составу ультраосновных пород, по более же высокому содержанию глинозема и окиси кальция они приближаются к габбро.

7. Состав габбро-пегматита из северо-восточного побережья озера Севан почти полностью сходен с составом габбро-пегматита из Казахской ССР (Висьневский, 1940).

8. Составы кварцевых диоритов из Джил-Сатанахачского массива несколько отличаются от состава кварцевых диоритов Урала (Заварицкий, 1932) и среднего химического состава кварцевого диорита по Р. О. Дэли. Отличие, в основном, за-

ключается в пониженном содержании щелочей и в повышенном содержании окиси кальция и закиси железа. Последнее, по-видимому, обусловлено измененностью плагиоклазов — превращением их в эпидот-цоизитовый агрегат, а также тем, что темноцветные компоненты представлены минералами, богатыми молекулами железа и кальция. Вследствие указанных обстоятельств наблюдается разница в количествах числовых характеристик а, с, в, что приближает их к составу кварцевого габбро.

9. Анализы двух образцов серпентинитов (№ 1590 и 20 (Лебедев, 1928) — табл. 3) из Шоржинского массива показывают почти полное их сходство. Образец № 1590 характеризуется несколько повышенным содержанием глинозема. Сравнение их среднего состава с составом уральского серпентинита (Никитин, 1907) показывает несколько пониженные содержания в последнем глинозема, железа и извести.

10. Состав Севанского амфиболита, по сравнению с составом амфиболита из Урала (Кузнецов, 1930), характеризуется несколько повышенным содержанием кремнезема, глинозема и щелочей.

11. Средний состав Севанских лиственитов почти сходен с составом лиственитов из Азербайджана (Кашкай, 1947). Севанские листвениты характеризуются несколько пониженными содержаниями кремнезема, глинозема, извести и щелочей и несколько повышенными содержаниями железа и магнезия. По сравнению же с лиственитом Урала (Никитин, 1907) они характеризуются пониженными содержаниями глинозема, извести и щелочей и повышенным содержанием магнезия.

12. Средний состав Севанских диабазов и диабазовых порфиритов приближается к составу диабаза из Урала (Соколов, 1935) и характеризуется несколько повышенными содержаниями окиси железа и щелочей и пониженными содержаниями окиси титана и закиси железа. По сравнению же со средним составом диабаза по Р. О. Дэли характеризуется несколько повышенными содержаниями глинозема и щелочей.

13. Анализы двух образцов диорит-порфиритов из Джил-Сатанахачского массива характеризуются примерно одинаковым составом. Они сходны также со средним составом диорита по Р. О. Дэли, но незначительно отличаются пониженными со-

держаниями кремнезема и окисей титана и железа и повышенным содержанием глинозема.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Массивы ультраосновных и основных пород в петрологическом отношении представляют собой единую габбро-перидотитовую формацию верхнеэоценового возраста. Массивы эти, по-видимому, являются апикальными частями, залегающей на глубине единой гипабиссальной залежи, обладающей признаками лакколитовых и хонолитовых интрузивов.

2. По петрографическому составу массивы подразделяются на габбровые, габбро-перидотитовые, габбро-кварцево-диорито-перидотитовые и перидотито-габбровые. Чисто перидотитовые массивы отсутствуют.

3. В строении ультраосновных частей массивов главная роль принадлежит перидотитам. Дуниты и пироксениты играют незначительную роль. Серпентинизация является затухающим и вновь возобновляющимся процессом, связанным с проявлением магматической деятельности в районе.

4. Среди габбро-перидотитовой формации, образование которой охватывает один магматический период, наблюдается следующая последовательность в формировании пород: ультраосновные породы (перидотиты, дуниты), габбро и кварцевые диориты. Пегматитовые образования ультраосновных пород — пироксениты (дайки) обособились после габбро и до внедрения пегматитовых образований основных пород — амфиболовых анортозитов (дайки).

5. Во второй магматический период, отделенный от первого довольно большим промежутком времени, в течение которого породы первого периода полностью остыли и затвердели, произошло внедрение даек основной магмы: диабазов, диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов.

6. По своему химическому составу ультраосновные и основные породы северо-восточного побережья озера Севан приближаются к составу соответствующих пород Азербайджанской ССР, Урала и средних данных по Р. О. Дэли.

ГЛАВА IV

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА

Первые сведения о месторождениях хромистого железняка на северо-восточном побережье озера Севан относятся к 1889 г. Однако хромитовые руды в течение долгого времени не привлекали никакого внимания. Только после установления Советской власти в Армении началось изучение и разведка этих месторождений. В настоящее время на северо-восточном побережье озера Севан известно около двух десятков месторождений и проявлений хромистого железняка. Из них наиболее детально изученными являются Шоржинская и Джильская группы месторождений.

Названия месторождений, описываемых ниже, соответствуют названиям близлежащих населенных пунктов. В том случае, когда к одному населенному пункту тяготеет несколько месторождений (группа), то каждому из них даны более узкие названия, соответствующие названиям местности (Чатын-Дара и др.).

Как известно, применение хромистого железняка в промышленности достаточно разнообразное и качество сырья определяется химическим составом его руд, т. е. содержаниями Cr_2O_3 , FeO и SiO_2 . Для химической промышленности требуются руды с содержанием Cr_2O_3 в 36—38%, огнеупорной промышленности — 38% и металлургической — не менее 40%, при соотношении в них окиси хрома и железа не менее 2,5.

Единственным потребителем хромитовых руд в Армении является химическая промышленность — завод «Хромпик»

(Ереван). Последний, с 1942 по 1951 гг. включительно, на договорных началах с Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, проводил разведочно-эксплуатационные работы на Шоржинском месторождении хромита.

1. СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ

По определению А. Г. Бетехтина (1937) «рудное поле — это площадь или пространство, занятое всей совокупностью рудных месторождений, генетически связанных с данным магматическим массивом, с учетом не только общих форм и размеров рудного поля, но и закономерностей пространственного расположения рудных тел в связи с геологическим строением массива.

Характерной чертой месторождений хромистого железняка является то, что они образуются среди своих же материнских пород — дунитов и перидотитов. На примере Шоржинского хромитоносного массива А. Г. Бетехтин установил следующие основные положения:

1. Среди комплекса ультраосновных пород массива преобладающее значение имеют перидотиты.

2. Все обнаруженные точки оруденения приурочены исключительно к дунитовым участкам.

3. Участки, занятые дунитами, среди перидотитовых масс распределены спорадически, без каких-либо строгих закономерностей расположения их в пространстве.

4. Форма и условия залегания дунитовых участков, в основном, конкордантны общей форме и условиям залегания перидотитового массива.

5. Возрастных различий между дунитами и перидотитами нет — затвердение их произошло одновременно.

Из вышеуказанных положений вытекает, что особенности строения хромитового рудного поля должны обуславливаться пространственным расположением и условиями залегания дунитовых участков среди перидотитов.

Все эти установленные положения вполне подтверждаются и для Джил-Сатанахачского массива, где рудные тела также приурочены к выходам дунитовых участков. Совершенно иная картина наблюдается на Караиман-Зодском массиве. Здесь

почти все хромитовые тела приурочены исключительно к перидотитам, что, возможно, объясняется сравнительно слабой дифференцированностью пород массива, в строении которого дунитовые участки играют весьма ничтожную роль.

Исходя из сказанного, на основании состава вмещающих пород, можно различать два типа месторождений хромита:

а) месторождения, приуроченные к дунитовым участкам (Шоржинский и Джил-Сатанахачский массивы) и

б) месторождения, приуроченные к перидотитовым участкам (Караиман-Зодский массив).

На Шоржинском и Джил-Сатанахачском массивах хромитовыми являются обычно небольшие дунитовые участки и, наоборот, крупные дунитовые участки не содержат или содержат небольшие рудные тела хромита. Анализ фактического материала, полученного на Шоржинском месторождении в результате разведочно-эксплуатационных работ за период 1942—1951 гг., позволяет сделать вывод, что рудные тела, залегающие на глубоких горизонтах, характеризуются более крупными размерами, чем рудные тела, встреченные на поверхности. Кроме того, на глубоких горизонтах чаще встречаются вытянутые, преимущественно в вертикальном направлении, столбообразной формы рудные тела (рудные тела № 27, 28 и др.). Общая площадь поперечного (горизонтального) сечения этих тел и вмещающих их дунитов на нижних горизонтах больше, чем это было известно на поверхности при проведении поверхностных горных выработок.

Исходя из сказанного, можно допустить, что на Шоржинском месторождении с глубиной увеличивается перспективность дунитов в смысле хромитовосности.

На других массивах рудные тела также встречаются на разных гипсометрических уровнях. Но ввиду незначительности их относительных превышений, что-либо определенное сказать о закономерностях распределений рудных тел на глубине невозможно. Однако если исходить из примера Шоржинского месторождения, можно предположить, что картина увеличения размеров рудных тел должна наблюдаться и здесь, где проведены только поверхностные выработки.

Рудные тела хромита, образованные из остаточных расплавов, локализовались в массивах соответственно тем направле-

ниям, которые были predeterminedены структурными особенностями уже застывшего или полужастывшего массива. Как правило, они залегают согласно с вмещающими их дунитами, ориентировка которых совпадает с общей вытянутостью массивов в субширотном направлении, т. е. совпадает с главным направлением тектонических структур, которым были подчинены массивы во время их остывания.

Однако изредка наблюдаются рудные тела и субмеридионального простирания, т. е. залегающие вкrest главным направлениям тектонических структур (3 линзообразных тела в восточном штреке штольни № 10 Шоржинского месторождения). Такие рудные тела, а также вмещающие их дуниты, как правило, характеризуются сильной трещиноватостью, признаками дробления и смещения. Эти факты говорят о наличии тектонически нарушенных и смещенных блоков дунита с рудными телами.

Часто рудные тела хромита приурочены к зонам сильно смятых и рассланцованных серпентинизированных дунитов с зеркалами скольжения и признаками смещения (тела вкрапленного хромита восточного штрека штольни № 10 Шоржинского месторождения) вдоль зон скольжения. Указанные факты объясняются тем, что подвижки, сопровождающие серпентинизацию пород, легче всего проявлялись в местах сочетания разнородных по физическим свойствам хромитовых масс и вмещающих их дунитов.

Учитывая важность знания направления склонения рудных тел, автор специально проводил замеры доступных рудных тел на Шоржинском месторождении. По этому же вопросу проанализирован весь фактический материал, накопленный в процессе разведочно-эксплуатационных работ. Собранные таким образом данные позволяют сделать вывод о восточном направлении склонения рудных тел, при преобладающем субширотном простирании и северном или южном падении.

2. ФОРМА, РАЗМЕРЫ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Большинство встреченных рудных тел имеют линзообразные и гнездообразные формы. Типичные жилообразные и столбообразные формы рудных тел встречаются реже. Чаще гнез-

дообразные формы рудных тел бывают вытянуты в вертикальном направлении и являются переходным к столбообразным формам. Поперечные сечения последних приближаются к изометрическим (рудное тело № 8 Шоржинского месторождения), линзовидным (рудные тела 5, 26 на том же месторождении) или неправильным очертаниям. Сравнительно крупные жиллообразные тела нередко образуют параллельные или заходящие друг за другом мелкие жилы с частыми пережимами и раздувами («Главная жила» Джильской группы месторождений). Иначе их можно рассматривать как ряд линз, соединенных друг с другом тонкими проводничками.

Наблюдаются также и неправильной формы рудные тела с различного вида ответвлениями и переходами из одной формы в другую. Например, одно из рудных тел Джанахмедской группы месторождений на поверхности имеет линзообразную форму, а книзу, суживаясь, вновь расширяется, переходит в гнездообразную форму. Такая же картина наблюдается и на других месторождениях (Инакдагское проявление).

Размеры рудных тел обычно небольшие. Гнездообразные тела в поперечнике доходят до 3—4 м. Линзообразные тела в длину имеют 3—8 м и реже доходят до 25—30 м (рудное тело № 28 на Шоржинском месторождении) при мощности 1—4 м. Тела жиллообразной формы в длину доходят до 60—65 м («Главная жила» Джильского месторождения и жиллообразные тела месторождения Нижней Дары) при мощности 0,6—2 м. Столбообразные тела с линзовидным поперечным сечением имеют вертикальную длину до 30—35 м, при горизонтальной длине до 10 м и мощности 2,5—3 м. Более крупных тел в месторождениях исследованного района не обнаружено.

Условия залегания рудных тел, приуроченных к дунитовым участкам, как было указано выше, соответствуют условиям залегания вмещающих дунитовых участков. Как правило, жилло- и линзоборазной формы рудные тела имеют то же субширотное простирание, что и дунитовые полосы, к которым они приурочены. Такая же зависимость условий залегания рудных тел и вмещающих пород наблюдается и в вертикальном разрезе. Можно отметить, что на глубине горизонтальные поперечные сечения рудных тел увеличиваются соответ-

ственно с увеличением поперечных сечений вмещающих дуни-
тов.

Рудные тела, приуроченные к перидотитам, большей частью имеют линзообразные формы и, как правило, залегают согласно с общим простиранием перидотитового массива. При наличии нескольких линзообразных рудных тел, каких-либо закономерностей в их взаимном расположении не наблюдается, за исключением того, что они залегают согласно с общим простиранием вмещающего массива.

3. ТЕКСТУРА РУД

Руды исследованных месторождений хромита подразделяются на вкрапленные, такситовые и массивные (или сплошные).

Среди вкрапленных руд различаются как равномерно, так и неравномерно-вкрапленные разности. При этом размеры зерен хромистого железняка в различных рудных телах колеблются от 0,5 мм до 5 мм. В нодулярных рудах, представляющих разновидность вкрапленных руд, размеры отдельных нодулей достигают до 10—20 мм (Шоржинское месторождение № 3, Армутлинское и Инакдагская группа проявлений).

К разновидностям такситовых руд относятся полосчатые текстуры, имеющие наиболее широкое распространение. Мощность рудных полосок, чередующихся с полосками пустой породы, не превышает 6—7 см («Главная жила» Джильского месторождения, Кочкаранское проявление Бабаджанского месторождения и др.). Реже встречаются разности, представленные чередующимися полосками массивных и вкрапленных руд (зона вкрапленного оруденения восточного штрека штольни № 10 Шоржинского месторождения).

Массивные руды, распространенные больше, чем вкрапленные и такситовые, обычно образуют самостоятельные рудные тела, но нередко встречаются в виде небольших участков среди вкрапленных руд. Размеры зерен хромистого железняка колеблются в этих рудах от 1 мм до 10 мм.

Отмеченная А. Г. Бетехтиным (1937) для Шоржинского месторождения особенность, выражающаяся в том, что в рядом расположенных рудных телах наблюдается неодинаковая,

а иногда резко различающаяся текстура руд, наблюдается во всех месторождениях исследованного района.

4. ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

На основании текстурных особенностей краевых частей рудных тел на изученных месторождениях хромита устанавливаются следующие случаи соотношения рудных тел с вмещающими породами:*

1. Рудные тела с вкрапленностью хромистого железняка, постепенно переходящие во вмещающие дуниты — тела являющиеся сингенетическими по отношению к вмещающим дунитам и возникли, по-видимому, в раннюю магматическую стадию.

2. Границы рудных тел с вмещающими дунитами местами то расплывчаты и постепенны, то обнаруживают определенную тенденцию к более резким границам и линзообразным формам скоплений хромистого железняка — тела сформированы в более поздний момент, чем в предыдущем случае, в тот момент, когда окружающие дуниты находились в стадии кристаллизации.

3. Рудные тела с вкрапленными или сплошными рудами обладают резкими, хотя и извилистыми границами с вмещающими дунитами. Такое соотношение говорит, что образование рудных тел произошло в еще более поздний момент, чем в предыдущих случаях.

4. Типичные прожилки хромистого железняка в дунитах свидетельствуют о том, что в момент выделения хромитовой массы дуниты были в твердом или полужидком состоянии.

5. Наличие прожилков дунита, крупнокристаллического пироксенита и перидотита, пересекающих рудные тела, говорит о том, что, несмотря на относительно более поздний возраст рудных тел по отношению к вмещающим дунитам, процесс рудообразования все же совершился до окончательного застывания дунитового расплава. Последний случай встречается очень редко.

* Эти же случаи впервые установлены А. Г. Бетехтиным (1937) на Шоржинском месторождении.

Детально соотношения рудных тел с вмещающими породами на каждом месторождении будут описаны ниже, здесь же можно отметить, что почти 90% известных рудных тел образовались в более поздние моменты застывания вмещающих пород (четвертый случай) — в позднемагматическую стадию.

5. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ХРОМИТА

А. Шоржинская группа месторождений

Шоржинское месторождение хромистого железняка известно давно, однако в литературе некоторые хромитовые тела отсюда описаны лишь в 20-х годах О. Т. Карапетяном. Впервые месторождение подверглось разведке в 1930 г. А. Г. Бетехтиным (1937₁), затем в 1931 г. Г. А. Кечекком. С 1942 по 1951 гг. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР на договорных началах с ереванским заводом «Хром-пик» проводились разведочно-эксплуатационные работы.

В связи с тем, что описание Шоржинской группы месторождений проведено А. Г. Бетехтиным (1937), здесь мы приведем лишь описание наиболее крупных рудных тел, выявленных позднее в процессе разведочно-эксплуатационных работ. Часть этих тел к настоящему времени выработана, а часть сохранилась в целиках выработок или же не разрабатывалась в связи с вкрапленным характером руд.

а) Рудное тело № 2

Впервые описано А. Г. Бетехтиным (1937) как месторождение № 2. Находится в ущелье Глухой Балки около северного контакта Шоржинского массива с известняками. Оно приурочено к линзе дунита, вытянутой вдоль контакта в северо-восточном направлении, с падением на север, под углом 45°. По А. Г. Бетехтину месторождение было представлено несколькими линзообразными телами хромита, ориентированными согласно с линзой дунита.

В 1930 г. месторождение было разведано до глубины 12 м. Последующими работами были оконтурены и частично

разработаны рудные тела. Установлено, что наибольшим из рудных тел является нижняя линза, известная под названием «линзы № 2». В длину она доходит до 20 м при мощности 1,5 м. В восточной части по падению прослеживается до глубины 10 м, а в западной — до 3,5 м. Контакты линзы хромита с вмещающим дунитом резкие, что дает возможность отнести момент его образования к поздней магматической стадии, кристаллизация которого началась после кристаллизации вмещающего дунита.

Линза № 2 сложена преимущественно густовкрапленной рудой, местами переходящей в сплошную. Размеры зерен доходят до 1—2 мм. В сплошных разностях иногда наблюдается тонкораздробленный, брекчированный агрегат, заполняющий промежутки между крупными нераздробленными зернами, хотя явлений метаморфизма хромшпинелидов не наблюдается. В прозрачных шлифах хромшпинелиды просвечивают буровато-красным цветом. Нерудные минералы представлены серпентином (антигоритом), карбонатом и диопсидом. Серпентин составляет большую часть нерудных минералов. Карбонат развивается по серпентину в виде тонкозернистой массы. Диопсид образует пойкилитовые включения в хромшпинелидах.

Во вкрапленных рудах этого месторождения А. Г. Бетехтиным обнаружены сульфиды и самородная медь. Анализ на платину дал отрицательный результат.

Согласно классификациям А. К. Болдырева (1935), А. Г. Бетехтина (1937) и Г. А. Соколова (1948) по своему химическому составу хромшпинелиды густовкрапленной руды (образец № 402 — табл. 9) линзы № 2 относятся к хромпикотиту $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$ с изоморфной примесью Fe_2O_3 (4,97%). Как показывают данные пересчета, руда характеризуется частичной метаморфизованностью.

**б) Зона вкрапленного оруденения восточного
штрека штольни № 10**

Представлена двумя линзообразными рудными телами субширотного простирания и почти вертикального падения. По простиранию каждое тело прослеживается на 23 м при мощ-

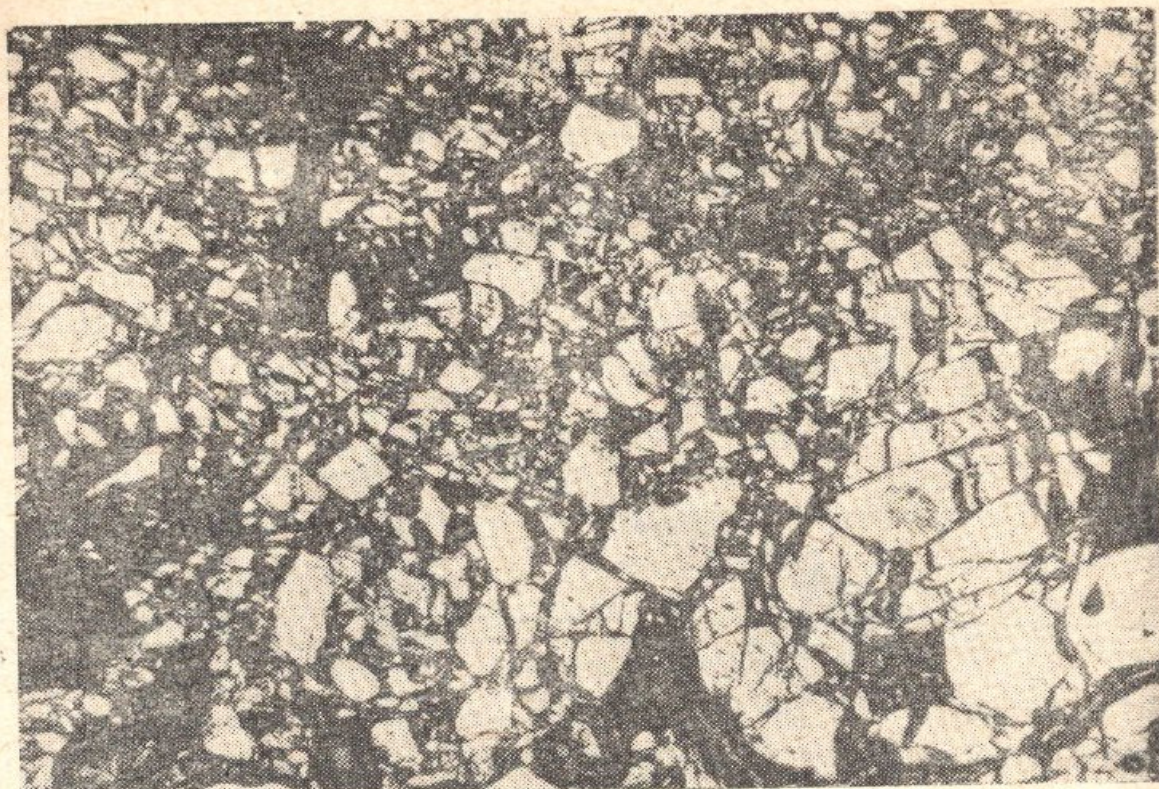
ности от 1 до 5 м. Они подсечены рассечками № 1, 3 и 4 восточного штрека штольни № 10.

Оба тела сложены вкрапленными рудами, местами переходящими в сплошные. В восточной линзе наблюдаются также и полосчатые текстуры, представляющие собой чередование полосок вкрапленных и сплошных руд. Мощность полосок не превышает 10 м.

Южная граница этих тел с вмещающими серпентинизированными дунитами извилистая и нерезкая — наблюдается постепенный переход вкрапленности в дунит. Северная же граница их прямолинейная, вмещающие дуниты рассланцованы и несут на себе многочисленные зеркала скольжений с признаками смещения. По всей вероятности, здесь имело место смещение, которым сопровождалась серпентинизация пород. Естественно, что легче всего смещение должно было проявиться в том месте, где сочетались разнородные по физическим свойствам хромитовая масса и вмещающие их серпентинизированные дуниты. Постепенные же переходы рудных тел во вмещающие дуниты говорят за то, что они образовались в раннюю магматическую стадию, одновременно с кристаллизацией вмещающих их дунитов.

Под микроскопом видно, что вкрапленные руды сложены из свежих идиоморфных зерен, размерами в 1—2 мм, весьма редко наблюдаются слабые следы метаморфизма хромшпинелидов, сопровождающиеся выделениями мельчайших зерен сульфидов. Вкрапленность хромита составляет примерно 30—40% общей массы руды. Нерудные минералы представлены серпентином и карбонатом. Структура руды гипидиоморфнозернистая.

Массивные руды состоят из сильно трещиноватого агрегата зерен, размерами в 2—3 мм. Вдоль тонких трещинок наблюдаются слабые следы метаморфизма с выделениями зерен сульфидов. Часто руда сложена раздробленным агрегатом зерен, обладающих катакластической структурой (фиг. 32). Образование названной структуры, по-видимому, обусловлено динамическими воздействиями, происходившими в процессе серпентинизации вмещающих дунитов. Местами внутри зерен хромшпинелидов наблюдаются пойкилитовые включения хромдиопсида.



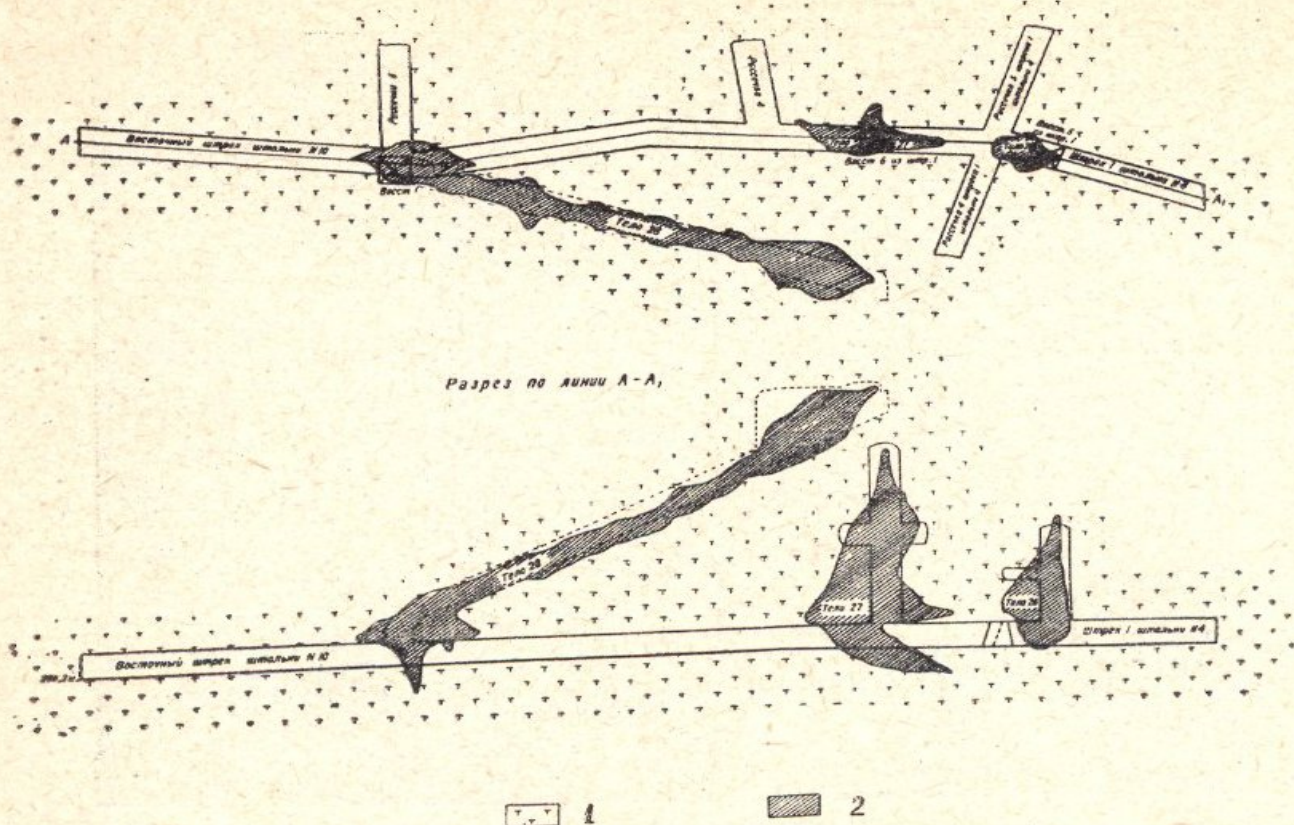
Фиг. 32. Катакластическая структура массивной руды из восточного штрека штольни № 10. Шоржинская группа месторождений. Аншлиф. Увелич. 50. Без анализатора.

Согласно классификациям А. К. Болдырева и А. Г. Бетехтина, массивная руда из восточной линзы (образец № 375, табл. 9) по своему составу относится к магнохромиту $(Mg, Fe) Cr_2O_4^*$, но благодаря высокому содержанию глинозема очень близок к хромпикотиту. По Г. А. Соколову минерал относится к хромпикотиту.

в) Рудное тело № 27

Встречено на горизонте штольни № 4 штреком № 1 среди серпентинизированных дунитов. Представлено столбообразным рудным телом с линзовидным горизонтальным поперечным сечением (фиг. 33). Вертикальная длина доходит до 14 м, горизонтальная — до 10 м, средняя мощность — 1,8 м. Простираение субширотное — СВ—80°, угол падения 80—85°.

* По классификации Г. А. Соколова (1948) магнохромитом следовало бы называть $MgCr_2O_4$, минерал же с составом $(Mg, Fe) Cr_2O_4$ — хромитом.



Фиг. 33, Геологический план и разрез восточного штрека штольни № 10 и штрека № 1 штольни № 4 (сбивающихся) Шоржинского месторождения.

1 — дунит серпентинизированный, 2 — хромит массивный.

Тело сложено массивным хромитом, характеризующимся мелкозернистостью слагающих кристаллов. Границы его с вмещающими дунитами слабо извилистые, но довольно резкие, на основании чего момент его образования можно отнести к более поздней магматической стадии, кристаллизация которого началась после кристаллизации вмещающего дунитового расплава.

Образцы руд этого тела под микроскопом состоят из свежего агрегата хромшпинелидов с размерами в 1 мм. Местами руда обнаруживает признаки катаклаза с образованием микробрекчий вдоль трещин. Промежутки между раздробленными зернами заполнены серпентином, реже хлоритом. Последний иногда образует пойкилитовые включения в зернах хромшпинелидов. Раздробленные обломки зерен более светлого цвета и, как правило, являются метаморфизованными. В проходящем свете свежие хромшпинелиды просвечивают буровато-красным цветом. Согласно классификациям А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова хромшпинелиды описанного рудного

тела по своему химическому составу (образец № 365, табл. 9) отвечают хромпикотиту $(Mg, Fe) (Cr, Al)_2O_4$ с изоморфной примесью Fe_2O_3 (4,46%).

г) Рудное тело № 28

Встречено на горизонте штольни № 10 восточным штреком. Тело имело линзообразную форму, вытянутую в направлении СЗ—340° с падением на юго-запад под углом 30° (фиг. 33). Длина его 31 м, мощность — от 1 до 4 м.

Руда, слагающая тело, была представлена массивной рудностью, местами в краевых частях обладала полосчатым строением, обусловленным чередованием полосок массивной руды с полосками серпентинизированного дунита. Границы рудного тела с вмещающими дунитами были резкие, на основании чего момент его образования можно отнести к поздней магматической стадии, кристаллизация которого началась после кристаллизации вмещающего дунита.

Макроскопически руда характеризуется значительной свежестью и смоляновидным блеском. Под микроскопом такие образцы состоят из свежего зернистого агрегата с размерами от 3 до 5 мм. Нерудные минералы составляют меньше 5% от общей массы руды и представлены серпентином, реже хромамезитом и кальцитом.

Серпентин более поздней генерации в виде прожилков проникает по тонким трещинкам в зерна хромшпинелидов. К таким прожилкам иногда бывают приурочены редкие выделения сульфидов размерами в сотые доли миллиметра. Отдельные зерна хромшпинелидов вдоль места соприкосновения превращены в угловатые обломки — брекчированы, что, возможно, объясняется проникновением прожилков серпентина в трещинки зерен хромшпинелидов и общей серпентинизацией вмещающих пород, обусловивших расширение трещин.

Хромамезит заполняет миаролитовые пустоты, реже встречается в виде примазок в сплошной массе хромшпинелидов, образуя шестоватые и таблитчатые кристаллы с весьма совершенной спайностью. Цвет его фиолетовый, в прозрачных шлифах бесцветный, иногда со слабым фиолетовым оттенком. $n_g = 1,614$, $n_p = 1,589$, $n_g - n_p = 0,025$. Оптически отрицатель-

ный. В соляной кислоте разлагается слабо. Химический состав хромамезита приведен в графе 1 табл. 7.

Таблица 7

Компоненты	Вес в процентах	
	1	2
SiO ₂	21,99	21,12
Al ₂ O ₃	33,75	34,23
Cr ₂ O ₃	1,40	1,48
Fe ₂ O ₃	0,50	0,57
FeO	0,35	—
MgO	29,49	28,96
CaO	0,19	0,24
П. п. п.	11,91	{ 0,26
H ₂ O	—	{ 13,18
Сумма	99,58	100,04

Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком С. Дехтрикян. В графе 2 для сравнения приведен химический состав хромамезита из Сарановского месторождения по И. А. Зимину (1939). Как видно из таблицы, химический состав хромамезита из Шоржинского месторождения обнаруживает полное сходство с составом хромамезита из Сарановского месторождения.

Хромамезит относится к группе хромсодержащих хлоритов, теоретический состав которых по А. Г. Бетехтину (1950) выражается следующей формулой: $(Mg, (Fe)_4 Al_2 [Al_2Si_2O_{10}] [OH]_8$.

По своему химическому составу, согласно классификациям А. К. Болдырева и А. Г. Бетехтина, хромшпинелиды, слагающие рудное тело № 28 (образец № 418, табл. 9), относятся к магнохромиту $(Mg, Fe) Cr_2O_4$ с содержанием глинозема 8,90%. По классификации Г. А. Соколова минерал относится к хромиту.

Б. Джильская группа месторождений*

Состоит из трех самостоятельных месторождений известных под названиями: «Главная жила»; Чатын-Дара и Ефимовского месторождения. Первые два месторождения были известны задолго до Советской власти в Армении. В 1930 г. они были описаны А. Г. Бетехтиным (1937). В 1931 г. работами Г. А. Кечека было обнаружено Ефимовское месторождение и в том же году все три месторождения были разведаны. В

* Автор за данной группой сохранил название „месторождения“, так как оно укоренилось в литературе, фактически же это проявления.

1935 г. они разведывались А. В. Кржечковским, а в 1937 г. Г. М. Арутюняном была проведена пробная эксплуатация руд «Главной жилы». А. А. Луйком (1940) были изучены явления метаморфизма в рудах Ефимовского месторождения. В 1952 г. автор провел небольшие разведочные работы на месторождении «Главная жила».

а) Месторождение «Главная жила»*

Находится на северо-западной оконечности Джил-Сатанахачского массива, в 1,5 км к юго-западу от сел. Джил, в 350—400 м от берега озера.

Оруденение приурочено к полосе серпентинизированного дунита, вытянутого в широтном направлении примерно на 250 м. Форму рудного тела грубо можно определить как жиллообразную, так как наблюдается ряд жиллообразных тел, расположенных в виде параллельных или заходящих друг за другом жил с частыми раздувами и пережимами. Ориентированность рудных тел полностью соответствует ориентированности вмещающих дунитов: падение их северо-восточное, близкое к вертикальному. Общие размеры тел сравнительно большие — в длину имеют 60 м, при мощности от 0,5 до 2 м.

По текстурным особенностям руды представлены густовкрапленными разностями, иногда переходящими в редко-вкрапленные и полосчатые руды. Контакты рудных тел с вмещающими дунитами резкие, что позволяет момент их образования отнести к более поздней магматической стадии, кристаллизация которого началась после кристаллизации вмещающих дунитов. Реже встречаются небольшие шширообразные тела вкрапленного хромита, сопровождающие главное тело, и являющиеся сингенетическими образованиями по отношению к окружающим дунитам.

Микроскопически густовкрапленные руды представлены идиоморфными зернами хромшпинелидов, размерами в 1—2 мм. Они сильно трещиноваты и вдоль тончайших трещинок наблюдаются явления метаморфизма. Изредка, в связи с метаморфизмом, наблюдаются новообразования мельчайших зе-

* Название дано Г. М. Арутюняном.

рен сульфидов. В проходящем свете хромшпинелиды просвечивают буровато-красным цветом. Из нерудных минералов присутствуют серпентин, хлорит, карбонат и хромовый диоксид. Последний чаще встречается в виде пойкилитовых включений в зернах хромшпинелидов.

Структура руды — гипидиоморфнозернистая.

Согласно классификациям А. К. Болдырева и А. Г. Бетехтина хромшпинелиды, слагающие описанное месторождение, по своему химическому составу (образец № 194, табл. 9) должны быть отнесены к магнохромиту $(Mg, Fe) Cr_2O_4$. Высокое содержание глинозема приближает их к хромпикотиту. По Г. А. Соколову хромшпинелиды относятся к хромпикотиту.

б) Ефимовское месторождение*

Расположено в 0,8 км к юго-востоку от сел. Джил, южнее дороги, ведущей в сел. Бабаджан.

Месторождение приурочено к полосе дунита, контактирующего с северо-восточной стороны с известняками верхнего сенона. Как полоса дунита, так и известняки простираются в северо-западном направлении и падают на юго-запад.

Оруденение морфологически представлено двумя вертикально падающими линзами, залегающими согласно с полосой дунита. По простирацию они прослеживаются на 18 м, по падению — на 1,5—2 м, при мощности от 0,3 до 1,5 м. Границы тел с вмещающими породами постепенные, что позволяет отнести момент их образования к ранней магматической стадии кристаллизации.

Рудные тела большей частью сложены сплошными и изредка вкрапленными рудами, характеризующимися сильной степенью метаморфизма. В результате этого наблюдаются образования множества мелких включений серпентина и хлорита, придающие зернам губкообразное строение (фиг. 34). А. А. Луйком (1940) отмечено явление растворения нацело мета-

* Названо по фамилии прораба Ефимова Б., открывшего месторождение.



Фиг. 34. Метаморфизованная руда с губкоподобным строением, обусловленным включениями серпентина и хлорита. Ефимовское месторождение. Аншлиф. Увелич. 35. Без анализатора.

морфизованных зерен хромшпинелидов и их переотложение в форме неправильных скоплений рудной пыли.

Весьма характерны данные химического анализа метаморфизованной руды (табл. 8), приводимого А. Г. Бетехтиным (1937). Из анализа видно, что глинозем составляет значительную часть руды при низком содержании окиси хрома; кроме того, железа в окисной форме больше, чем в закисной форме. Этим обстоятельством, по мнению А. Г. Бетехтина, обусловлены магнитные свойства новообразований, связанных с процессом серпентинизации.

Таблица 8

Компоненты	Вес в процентах
SiO ₂	19,43
Al ₂ O ₃	14,48
Cr ₂ O ₃	19,24
Fe ₂ O ₃	9,04
FeO	5,64
MgO	19,63
П. п. п.	не опр.
Сумма	89,47

в) Месторождение Чатын-Дара*

Находится в 0,8 км к юго-востоку от Ефимовского месторождения в верхней части левого борта одноименного ущелья.

Рудовмещающей породой является серпентинизированный дунит, образующий шширообразный выход, вытянутый в северо-западном направлении. Со всех сторон дунитовый участок оконтуривается серпентинизированным перидотитом, прорванным дайкой диорит-порфирита.

Рудные тела представлены тонкими, заходящими друг за другом линзами сплошного, густо- и редковкрапленного хромита. Общие размеры линз по простиранию доходят до 18 м при мощности до 1,5 м.

Границы рудных тел расплывчатые — наблюдается постепенный переход от сплошного, через густо- и редковкрапленные, до акцессорного хромита, что позволяет считать их за сингенетические, по отношению к окружающим дунитам, образования.

Под микроскопом образцы руд этого месторождения также обнаруживают различную степень метаморфизма. При сильном метаморфизме хромшпинелидовое вещество приобретает магнитные свойства и часто зерна их бывают превращены в губкоподобную массу, в результате заполнения их мелкими включениями силикатов. В этом отношении они сходны с рудами Ефимовского месторождения. В проходящем свете они не просвечивают и разъедены серпентином и хлоритом.

Данные химического анализа руды описанного месторождения (образец 263, табл. 9) подтверждают микроскопические исследования. В результате процесса метаморфизма произошло окисление двухвалентного железа, вследствие чего отношение R_2O_3 к $RO = 1,13$. Повышенное содержание глинозема и кремнезема, по-видимому, связано с наличием включений силикатов в руде. На основании классификаций А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова хромшпинелид представлен хромпикотитом $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$.

* Чатын-Дара — азербайджанское название, в переводе означает трудное (глубокое) ущелье.

Состоит из двух отдельных проявлений: Армутлинского и Кочкаранского. Они также были известны давно. В 1930 г. Кочкаранское проявление было описано А. Г. Бетехтиным (1937). В 1931 г. все проявления этой группы были разведаны Г. А. Кечеком, а в 1935 г. — А. В. Кржечковским. А. А. Луйк (1940) описал процесс метаморфизма руд этих проявлений. В 1951 г. автор вновь разведал эти проявления.

а) Армутлинское проявление

Находится на левом борту ущелья р. Армутлы к северу от места впадения в нее левого притока р. Кочкаран и на водораздельном хребте между этими речками.

Проявление приурочено к выходам серпентинизированных дунитов, вытянутых в северо-западном направлении. Представлено двумя линзообразными телами вкрапленного хромита и гнездообразным телом нодулярного хромита. Эти тела простираются согласно с вмещающими дунитами, падение линз близкое к вертикальному, а гнезда — под углом 50° на северо-восток. Линзы в длину достигают до 7—8 м каждая, при мощности 1—2 м; длина гнезда — 5 м.

Границы вкрапленных тел с вмещающими дунитами постепенные, что позволяет момент их образования отнести к ранней магматической стадии, кристаллизация которых происходила одновременно с кристаллизацией вмещающих дунитов.

Вкрапленные руды микроскопически сложены идиоморфными зернами хромшпинелидов размерами в 1 мм. По краям и вдоль трещинок зерен наблюдается развитие процесса метаморфизма. Нерудные минералы представлены серпентином, карбонатом и хлоритом.

Структура руды — гипидиоморфнозернистая.

В нодулярных рудах форма нодулей весьма оригинальная — кроме округлых и сплюснутых эллипсоидных форм, нередко встречаются деформированные нодули с октаэдровидными формами. Размеры отдельных нодулей достигают до 2—3 см. Микроскопически нодули состоят из типичного агрегата кри-

сталлических зерен размерами в 2—3 мм, характерных для густовкрапленных руд. Хромшпинелиды в той или иной степени метаморфизованы. По данным А. А. Луйк (1940) метаморфические каймы вокруг зерен хромшпинелидов травятся парами азотной кислоты и не содержат силикатных включений. Каймы обладают магнитными свойствами и к ним чаще приурочены мелкие выделения зерен сульфидов. Интересно, что нодули с октаэдровидными формами не представляют собой кристаллы тех или иных видов хромшпинелидов, а состоят из обычных, различно ориентированных зерен. А. А. Луйк считает, что такие формы могут возникнуть в результате сжатия рудного тела в тот момент, когда нодулярные выделения были еще в пластическом состоянии.



Фиг. 35. Полированный штуф нодулярной руды хромита. Армутлинское проявление. Вокруг нодулей наблюдаются хлоритовые оторочки (1), белые — серпентин (2). $\frac{1}{3}$ натур. велич.

Нерудные минералы представлены серпентином и хлоритом. Характерно, что хлоритовые выделения образуют вокруг нодулей хромита оторочки мощностью в 1—3 мм (фиг. 35). По мнению А. Г. Бетехтина (1937) хлоритовая оторочка является результатом проявления гидротермальной фазы, явившейся заключительным моментом процесса рудообразования.

Согласно классификациям А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова по химическому составу (образец № 252, табл. 9) концентрат нодулярного хромита относится к хром-пикотиту $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$ с изоморфной примесью Fe_2O_3 (6,78%). Как видно из анализа, руда сложена частично метаморфизованным хромшпинелидом с отношением $R_2O_3 : RO = 1,19$. Повышенное содержание глинозема, по-видимому, связано с наличием включений хлорита.

б) Кочкаранское проявление

Находится на обоих бортах ущелья р. Кочкаран в средней части ее течения.

Рудовмещающими породами являются серпентинизированные дуниты, вытянутые в виде полос в северо-западном направлении. Общая площадь их выходов около 1 кв. км. С северо-восточной стороны они контактируют с габбро, а с юго-западной — с перидотитами.

Оруденение морфологически представлено несколькими линзообразными и гнездообразными телами, сложенными массивным, реже густовкрапленным и полосчатым хромитом. Контакты рудных тел с дунитами резкие, что позволяет отнести момент их образования к более поздней магматической стадии, чем момент кристаллизации вмещающих дунитовых расплавов. Контактующие плоскости рудных тел иногда сглажены (полированы), напоминают плоскости зеркал скольжения. Штриховка, наблюдающаяся при этом, имеет различную ориентировку, что, по-видимому, обусловлено боковым давлением, которому подверглись рудные тела в результате расширения вмещающих дунитов в процессе их серпентинизации.

Линзообразные тела, как и вмещающие их дуниты, ориентированы в северо-западном направлении с падением на юго-запад под углами близкими к вертикальным. В длину они прослеживаются на 7—10 м, при вертикальной длине 4—5 м и мощности 0,3—0,8 м. Тела гнездообразной формы имеют более или менее изометрические сечения.

Массивные руды обращают на себя внимание яснозернистым строением и смоляновидным блеском. Под микроскопом

они характеризуются сильным метаморфизмом зерен хромшпинелидов, выражающимся в образовании более светлых кайм вокруг каждого зерна (фиг. 36), обладающих сильными магнитными свойствами. Нередко между метаморфическими каймами и внутренними участками неизменного хромшпинелида наблюдается развитие хлоритовой каймы. Метаморфизм руд сопровождается редкими выделениями сульфидов никеля. Полосчатые руды также сопровождаются хлоритовыми оторочками, аналогичными тем, которые наблюдались в нодулярных рудах (фиг. 37).

Шлифы, приготовленные из контактовых частей рудных тел, где наблюдаются сглаженные плоскости, под микроскопом обнаруживают сильно раздробленный, тонко-брекчированный агрегат хромшпинелидовых зерен, которые дальше от контакта в сторону внутренних частей рудных тел постепенно сменяются нераздробленными зернами. Таковую картину можно объяснить лишь наличием бокового давления, которое испытывали рудные тела со всех сторон при процессе серпентинизации вмещающих дунитов.

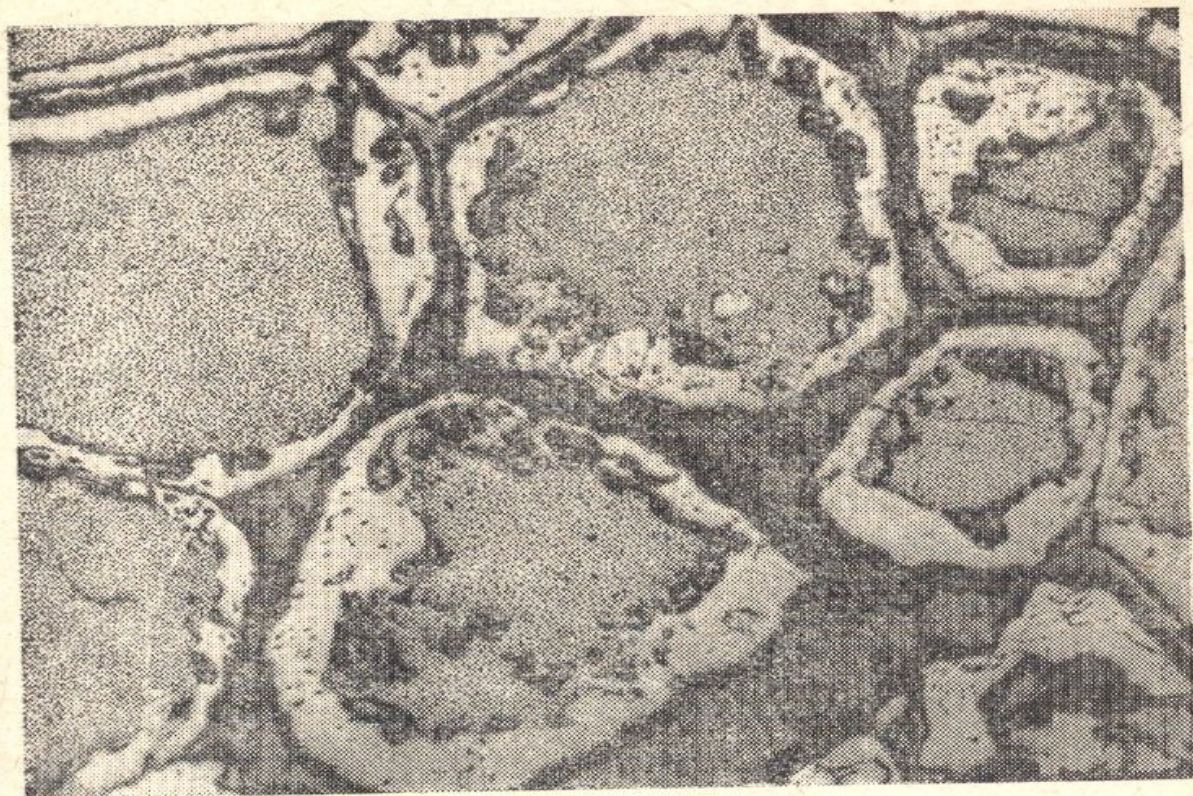
Структура массивных руд — панидиоморфнозернистая.

По химическому составу массивная руда (образец № 250, табл. 9), согласно классификациям А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова, относится к хромпикотиту (Mg, Fe) $(Cr, Al)_2O_4$. Несмотря на массивность руды, содержание окиси хрома невысокое. Характерно высокое содержание глинозема, обусловленное наличием хлоритовых включений в хромшпинелиде, в связи с его метаморфизмом.

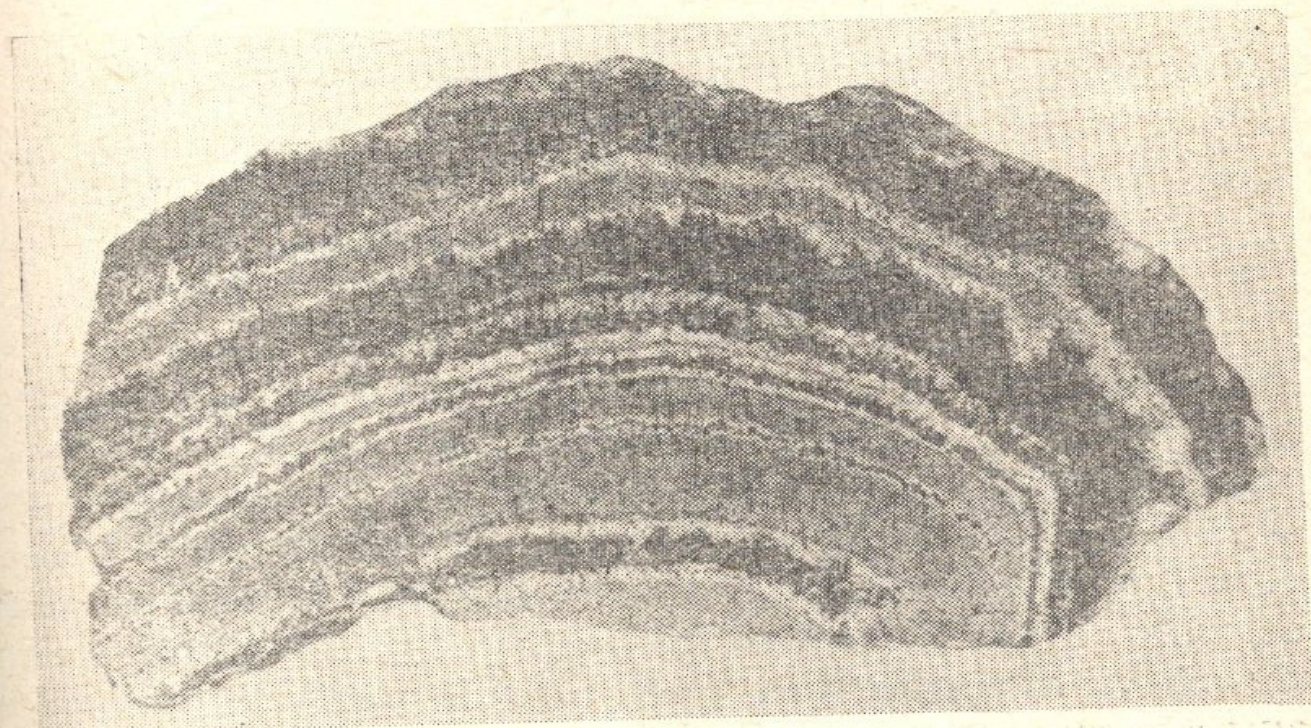
Г. Памбакское проявление

Находится на перевальном хребте между бассейнами рек Шмперт и Памбак, к северу от г. Ксыр-даг.

Проявление приурочено к небольшому участку дунита, вытянутого в виде узкой полосы в субширотном направлении среди перидотитов. Оно представлено несколькими линзо- и гнездообразными телами небольших размеров. В длину линзы имеют 3—4 м при мощности 0,3 м и вытянуты согласно с общей ориентировкой дунитового участка. Гнездообразные тела в поперечнике доходят до 2 м.



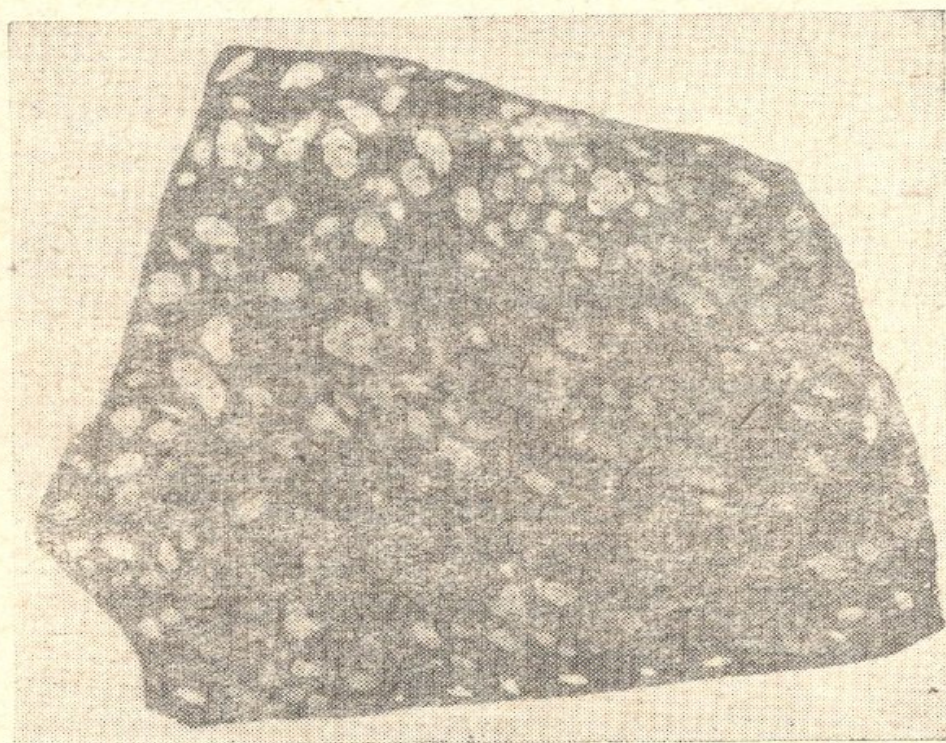
Фиг. 36. Метаморфизованная руда хромита. Кочкаранское проявление. Метаморфизованные каймы зерен выглядят более светлыми, чем внутренние свежие участки. Аншлиф. Увелич. 35. Без анализатора.



Фиг. 37. Полосчатая текстура хромитовой руды. Кочкаранское проявление. Полированный штафф. Рудные полосы окаймлены светло-серой оторочкой хлорита. $\frac{1}{2}$ натур. велич.

Границы тел с вмещающим дунитом постепенные, на основании чего момент их образования можно отнести к ранней магматической стадии, кристаллизация которых произошла одновременно с кристаллизацией вмещающего дунита.

Руды представлены массивными и вкрапленными разновидностями. Метаморфические явления в рудах этого проявления описаны А. А. Луйком (1940). По его данным процесс метаморфизма в них начинается с периферических частей и идет в глубь зерен по трещинкам отдельности или спайности. Образующиеся при этом метаморфические каймы не



Фиг. 38. Хромитовая руда из Памбакского проявления с эллипсоидальными включениями дунита. Полированный штуф. $\frac{1}{2}$ натур. велич.

приобретают магнитных свойств, обладают низкой твердостью, вследствие чего они сильнее сошлифовываются, чем и обуславливается положительный рельеф неизмененных участков. Кроме того, эти метаморфические каймы легко травятся в парах азотной кислоты, в результате чего иногда нацело метаморфизованные зерна хромшпинелидов обнаруживают типичную колломорфную микротекстуру. Эти особенности руд, вероятно, связаны с несколько иным химическим составом Памбакских руд. К сожалению, химанализы их отсутствуют.

В ряде образцов Памбакского проявления наблюдалась обратная картина той, которая отмечалась для типичных нодулярных руд. В сплошной массе хромшпинелидов были заключены эллипсоидальные тельца серпентинизированного дунита (фиг. 38), т. е. дунитовые нодулы были включены в массу хромита. Аналогичная картина была отмечена В. Д. Джонстоном (1936) в рудах хромита из месторождений Северной Калифорнии.

*Д. Даринская группа месторождений**

Впервые несколько проявлений этой группы были обнаружены и разведаны в 1931 г. Г. А. Кечekom. В 1945 г. Ю. А. Араповым были отмечены другие проявления хромитовых руд. В 1951 г. на этом месторождении автором были обнаружены и разведаны более крупные тела. В зависимости от того, в какой части течения р. Дара (притока р. Караван-Сарай) находятся эти месторождения, автором они сгруппированы в месторождения Нижней и Верхней Дары. В последние годы автором (1959₁) были описаны процессы метаморфизма руд этого и других месторождений исследованного района.

а) Месторождение Нижней Дары

Находится к югу от места слияния рр. Карван-Сарай и Дара, недалеко от контакта ультраосновных пород с вмещающими вулканогенно-карбонатными породами.

Месторождение приурочено к довольно крупному выходу серпентинизированного и магнезитизированного дунита и представлено линзообразными телами массивного и вкрапленного хромита. Простираение их северо-западное ($285-315^\circ$) с падением на северо-восток под крутыми углами ($75-85^\circ$). По длине они прослеживаются от 5 до 60 м, при вертикальной длине от 2 до 8 м и мощности от 0,6 до 2 м.

Контакты массивных рудных тел резкие, на основании чего момент их образования можно отнести к более поздней магматической стадии, кристаллизация которых произошла после кристаллизации вмещающего дунита. Контакты вкрапленных рудных тел постепенные, момент их образования совпадает с моментом образования дунита.

* Автор за данной группой сохранил название «месторождения», т. к. оно укоренилось уже в литературе, фактически же это проявления.

Микроскопически массивные руды сложены из трещиноватого зернистого агрегата хромшпинелидов. Размеры зерен колеблются в пределах 2—3 мм. Хромшпинелиды обычно в той или иной степени подвержены процессу метаморфизма, сопровождающегося выделениями мелких зерен и тонких прожилков сульфидов никеля. Нередко руды в результате динамического воздействия превращены в тонко-брекчированную массу с образованием типичной катакластической структуры. Интересно отметить, что брекчирование руды произошло после их метаморфизма, так как среди брекчий имеются как свежие, так



Фиг. 39. Нацело метаморфизованная руда хромита. Месторождение Нижней Дары. Замещение хромитового вещества происходит по трем направлениям, отвечающим спайности. Аншлиф. Увелич. 35. Без анализатора.

и метаморфизованные обломки. Иногда в нацело метаморфизованных зернах замещение хромшпинелидового вещества происходит по трем направлениям, отвечающим спайности (фиг. 39). Нерудные минералы представлены серпентином и хлоритом.

Вкрапленные руды состоят из сильно трещиноватых зерен хромшпинелидов размерами до 2—3 мм. Они идиоморфны по отношению к серпентину и имеют более или менее изометрические очертания. Здесь также наблюдаются явления метамор-

физма вдоль зерен хромшпинелидов в виде тонких каемок. Сульфиды встречаются редко и по отношению к хромитовым зернам имеют ксеноморфные очертания. По цвету, отражательной способности, твердости и отношению к реактивам они ближе всего подходят к пентландиту. Нерудные минералы представлены серпентином, реже хлоритом и карбонатом.

По химическому составу слабо метаморфизованная массивная руда (образец № 259, табл. 9), согласно классификациям А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина, относится к магнохромиту (Mg, Fe) Cr_2O_4 , но благодаря высокому содержанию Fe_2O_3 очень близка к магноферрихромиту. По классификации же Г. А. Соколова руда относится к хромиту, приближающемуся к феррихромиту.

б) Месторождение Верхней Дары

Находится на юго-западном склоне Севанского хребта, около истока р. Дара.

Месторождение представлено россыпью хромита среди делювиальных наносов юго-западного склона названного хребта. Отдельные куски хромита весят больше 1 т. Ширина распространения россыпи вдоль склона составляет около 100 м. Разведочные работы показали, что коренное рудное тело полностью разрушено и ныне его остатки сохранились в виде россыпей в наносах. Коренные породы под россыпью хромита сложены серпентинизированными дунитами коричневатого-желтого цвета.

Макроскопически хромитовая руда представлена средне-вкрапленной разностью черного цвета с размерами отдельных вкрапленников до 4—5 мм. Под микроскопом видно, что они сложены из сильно трещиноватых зерен хромшпинелидов, подверженных в той или иной степени процессу метаморфизма. Большинство трещин раскрылось после процесса метаморфизма, так как вдоль них не происходит никаких изменений. В наиболее сильно метаморфизованных разностях руд наблюдается развитие многочисленных прожилков более позднего серпентина, в результате чего образуется картина, напоминающая сетчатую структуру. По отношению к свежим участкам метаморфизованные участки характеризуются более низким релье-

фом. Обычно метаморфизм хромшпинелидов сопровождается выделением новообразований в виде сульфидов. Однако в некоторых совершенно свежих образцах описанных руд, не подвергшихся процессу метаморфизма, также встречаются выделения сульфидов. Местами наблюдаются раздробленные зерна хромшпинелидов с типичной катакластической структурой. Нерудные минералы представлены серпентином, хлоритом и, реже, хромовым диопсидом.

Согласно классификациям А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина и Г. А. Соколова, хромшпинелиды описанного месторождения по химическому составу (образец № 388, табл. 9) относятся к хром пикотиту $(Mg, Fe) (Cr, Al)_2O_4$ с изоморфной примесью Fe_2O_3 (4,89%).

*Е. Джанахмедская группа месторождений**

Впервые рудные тела хромита этой группы были обнаружены в 1935 г. А. В. Кржечковским. Тогда им было отмечено пять рудных точек, четыре из которых россыпные и одна — коренной выход. В 1943 г. С. П. Чумаковой было обнаружено десять новых рудных тел. Автором в 1952 г. было выявлено еще два рудных тела и, наконец, в 1954 г. Норашенской ПРП Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР было обнаружено еще пять рудных тел.

Как было отмечено выше, характерной особенностью Джанахмедской группы месторождений, как и Инакдагской группы, описываемой дальше, является то обстоятельство, что рудные тела, слагающие эти месторождения, приурочены исключительно к перидотитовым участкам ультраосновных пород Караиман-Зодского массива. В отличие от них рудные тела, слагающие месторождения Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов, приурочены к дунитовым участкам.

Джанахмедская группа месторождений охватывает 18 рудных тел различных размеров, 6 из которых концентрируются к западу и 12 — к северу от сел. Джанахмед, на расстоянии от 0,5 до 3 км от него.

Оруденение представлено линзообразными, реже гнездообразными телами. Горизонтальная длина линзообразных тел

* Автор за данной группой сохранил название «месторождения», т. к. оно укоренилось в литературе, фактически же это проявления.

колеблется от 4 м до 25 м, при вертикальной длине от 0,6 м до 8 м и мощности от 0,2 до 1 м. Гнездообразные тела в поперечнике доходят до 2 м при более или менее изометрическом сечении. Ориентировка линзообразных рудных тел подчинена общей ориентировке перидотитового массива — они простираются на северо-запад ($280—300^\circ$) при почти вертикальных углах падения. Наблюдался случай горизонтально залегающего линзообразного тела. В другом случае небольшая линза массивного хромита залегала в листовенитах вкрест простирания массива и направления контакта последнего с вмещающими известняками.

Рудные тела сложены массивным, реже вкрапленным хромитом. В большинстве случаев контакты их с вмещающими перидотитами резкие, на основании чего момент их образования можно отнести к поздней магматической стадии, кристаллизация которых началась после кристаллизации вмещающих пород. Некоторые рудные тела вкрапленного хромита имеют нерезкие контакты — постепенно переходят в перидотиты. Момент их образования совпадает с моментом образования перидотитов.

Микроскопически массивные руды сложены в большинстве случаев из нераздробленного зернистого агрегата хромшпинелидов. Размеры зерен колеблются в пределах 1—2 мм. Реже зерна раздроблены и образуют брекчиевидный агрегат с характерной катакластической структурой. Обычно хромшпинелиды с такой структурой приурочены к контактовым частям рудных тел, где наблюдается развитие зеркал скольжения. Изредка в хромшпинелидах вдоль трещин развивается процесс метаморфизма. Рука, приуроченная к листовениту, характеризуется сильно трещиноватыми зернами, вдоль трещин которых также наблюдаются слабые следы метаморфизма. В редких случаях в сильно трещиноватых рудах, в результате хрупкости зерен хромшпинелидов, при наличии одностороннего давления, развивается параллельная трещиноватость. Образующиеся при этом пластинки нередко бывают изогнуты на стыке с другими зернами. Нерудные минералы представлены серпентином, реже хлоритом.

В средне- и редковкрапленных рудах наблюдаются идиоморфные выделения хромшпинелидов. В густовкрапленных —

часть хромшпинелидовых зерен имеет явно идиоморфные очертания, часть же обнаруживает частичный идиоморфный по отношению к бывшим оливиновым зернам. Нерудные минералы также представлены серпентином и хлоритом. Местами видна петельчатая микротекстура замещения оливина серпентином.

На основании классификаций А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина по своему химическому составу массивная руда (образец № 262, табл. 9) описанного месторождения относится к магнохромиту $(Mg, Fe) Cr_2O_4$, с содержанием глинозема 8,84%. По классификации же Г. А. Соколова — относится к хромиту.

Ж. Инакдагская группа проявлений

Впервые рудные тела этой группы были обнаружены в 1935 г. А. В. Кржечковским. В 1954 г. поисковой партией Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР были обнаружены новые рудные тела хромита.

Инакдагская группа проявлений охватывает 14 рудных тел, 9 из которых расположены к северо-западу и 5 — к востоку от сел. Инакдаг на расстоянии от 1 до 2,5 км от него.

Рудные тела имеют линзо- и реже гнездообразную формы. Размеры отдельных линз не превышают 8—10 м в длину, при мощности 0,6 м. Гнездообразные тела в поперечнике доходят до 1 м, при вертикальной длине 2 м. Общая ориентировка рудных тел подчинена ориентировке перидотитового массива — простирание линз северо-западное ($275—300^\circ$) при углах падения от 65 до 90° .

По текстурным особенностям рудные тела сложены в большинстве случаев массивным, реже густовкрапленным и в одном случае нодулярным хромитом. Контакты всех рудных тел резкие, на основании чего момент их образования можно отнести к поздней магматической стадии, кристаллизация которых началась после кристаллизации вмещающих перидотитов.

Под микроскопом массивные и густовкрапленные руды обнаруживают сильно трещиноватое строение зернистого агрегата хромшпинелидов. Местами наблюдаются раздробленные зерна хромшпинелидов с образованием характерных для них каткластических структур. Явления метаморфизма полностью отсутствуют. В прозрачных шлифах хромшпинелиды просвечи-

вают буровато-оранжевым цветом. Нерудные минералы представлены серпентином и хлоритом.

Образцы руд с нодулярной текстурой под микроскопом не отличаются от описанных выше нодулярных руд Армутлинского проявления (Бабаджанская группа). Размеры зерен достигают до 4—5 мм. Наблюдается широкое развитие процесса метаморфизма. Характерно, что метаморфизованные участки зерен хромшпинелидов обладают более низким рельефом, чем свежие участки и замещены хлорит-серпентиновым агрегатом.

По химическому составу массивная руда (образец № 402а, табл. 9) описанного проявления, согласно классификациям А. К. Болдырева, А. Г. Бетехтина, относится к магнохромиту (Mg, Fe) Cr_2O_4 , очень близко стоящему к хромпикотиту, благодаря высокому содержанию глинозема (11,62%). По классификации же Г. А. Соколова хромшпинелид относится к хромпикотиту.

6. ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Хромиты относятся к классу шпинелидов, представляющих соли двухосновных кислот типа $H_2R_2O_4$. Теоретический состав хромита выражается формулой $FeCr_2O_4$ с содержанием окиси хрома равным 67,8%. Как видно из приведенных химических анализов (табл. 9), в описанных месторождениях содержание окиси хрома колеблется в пределах 34—51%. Остальная же часть состава падает на долю изоморфных примесей Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO и др. Как указывает А. Г. Бетехтин (1937), нередко содержание этих изоморфных примесей в самом минерале бывает настолько значительным, что приходится иметь дело с иными минеральными видами.

Первая попытка классифицировать минеральные виды хромшпинелидов была сделана Е. Симпсоном (1929). Совершенно не учитывая окисное железо в хромшпинелидах*, он считал, что лишь следующие четыре окисла характеризуют хромшпинелиды: FeO , MgO , Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Не учитывалось им также соотношение между окислами R_2O_3 и RO .

Впоследствии А. К. Болдыревым (1935) была предложена рациональная классификация хромшпинелидов, основанная на

* В то время аналитики железо в хромшпинелидах определяли в окисной форме, а затем целиком пересчитывали на закись.

их химическом составе. Согласно этой классификации, кроме собственного хромита, к числу выделенных им минеральных видов относятся также магнохромит, алюмохромит, магноферрихромит, феррихромит и др.

Впервые А. Г. Бетехтин (1934) обратил внимание на необходимость обязательного выявления соотношений между закисной и окисной формами железа в хромшпинелидах. Впоследствии С. А. Кашин (1937), изучивший процессы метаморфизма хромшпинелидов на месторождениях массива Верблюжьих гор (Урал), доказал насколько важное значение имеет разделение в анализах хромшпинелидов закисной и окисной форм железа. Обычно пересчет данных химических анализов на молекулярные количества в свежих рудах в большинстве случаев дает точно отвечающие формуле шпинели отношения между R_2O_3 и RO , и лишь в метаморфизованных рудах, в связи с переходом закисного железа в окисное, получается превышение R_2O_3 над RO .

Учитывая эти и ряд других недостатков в изображении состава хромшпинелидов Е. Симпсоном, А. Г. Бетехтин (1934, 1937) предложил изображать состав хромшпинелидов следующими основными компонентами: $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$ и $FeFe_2O_4$.

Позднее Г. А. Соколов (1948), исходя из того, что любой хромшпинелид состоит из 50% (мол.) окислов двухвалентных элементов и 50% (мол.) окислов трехвалентных элементов, для изображения состава хромшпинелидов предложил пользоваться в качестве компонентов окислами трех- и двухвалентных элементов. Для графического изображения состава хромшпинелидов он воспользовался треугольником Озанна, на вершинах которого расположены окислы трехвалентных элементов. Содержания же окислов двухвалентных элементов расположены на перпендикуляре, восстановленном на стороне треугольника.

Из других методов изображения состава хромшпинелидов необходимо отметить методы Р. Е. Стивенса (1944) и Н. В. Павлова (1941). Они исходят не из молекулярных группировок и не из окислов тех или иных элементов, а из среднего числа атомов, которые способны замещать друг друга в элементарной ячейке хромшпинелидового вещества. При этом в основу графического изображения состава Р. Е. Стивенсом положена

ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВ ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

Номера образцов	Месторождения и проявления	Типы руд	Компоненты											Молек. коллич.		Молек. % после исключения нерудных		Отношение R ₂ O ₃ к RO	Выравненные молек. коллич.		Молекулярный %					Виды хромшпинелидов	
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	П.п.п.	сумма	R ₂ O ₃	RO	R ₂ O ₃	RO	R ₂ O ₃	RO		Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	по А. К. Болдыреву и А. Г. Бетехтину	по Г. А. Соколову		
Шоржинская группа																											
402	Рудное тело № 2	густовкрапленный	2,30	22,70	38,87	4,97	11,33	13,40	1,34	не опр.	94,91	548	515	510	435 ²	1,17:1,0	485	485	23,0	26,4	0,6	21,3	28,7		хромшпинелит		
375	Зона вкрапленного оруднения восточного штрека шольны № 10	массивный	1,64	12,27	46,15	4,61	15,01	10,50	0,50	не опр.	90,68	479	479	452	430 ²	1,05:1,0	445	445	13,5	34,0	2,5	25,0	25,0	магнэхромит	хромшпинелит		
365	Рудное тело № 27	"	3,16	14,16	48,84	4,46	16,53	12,12	—	не опр.	99,27	540	531	487	452 ²	1,08:1,0	476	476	14,5	33,7	1,8	26,6	23,4		хромшпинелит		
418	Рудное тело № 28	"	не обн.	8,90	50,14	4,97	12,65	12,22	0,38	не опр.	89,26	623	437	448	430 ²	1,04:1,0	442	442	9,8	37,2	3,0	21,1	28,9	магнэхромит	хромит		
Джилская группа																											
194	Главная жила	густовкрапленный	3,20	12,16	45,79	9,71	8,52	15,85	1,50	не опр.	96,73	535	541	472	434 ²	1,09:1,0	459	459	12,2	32,4	5,4	15,8	34,2	магнэхромит	хромшпинелит		
263	Чатын-Дара	вкрапленный	4,80	25,80	29,48	8,60	10,80	16,20	0,46	не опр.	96,14	581	563	485	427 ²	1,14:1,0	466	466	25,4	20,8	3,8	20,2	29,8		хромшпинелит		
Бабалжанская группа проявлений																											
252	Армутлинское проявление	нодулярный	3,60	23,86	36,47	6,78	11,18	14,44	—	не опр.	96,33	574	516	502	420 ²	1,19:1,0	475	475	23,2	25,1	1,7	22,2	27,8		хромшпинелит		
250	Кочкаранское проявление	массивный	2,00	22,25	34,36	7,12	11,05	13,42	1,24	не опр.	91,44	522	510	408	435 ²	1,15:1,0	463	463	22,4	24,5	3,1	19,6	30,4		хромшпинелит		
Даринская группа																											
259	Месторождение Нижней Дары	массивный	3,50	7,50	47,80	12,55	11,33	14,12	0,50	не опр.	97,30	524	518	466	422 ²	1,1:1,0	452	452	8,2	34,7	7,1	20,7	29,3	магнэхромит, близкий к магнэферрихромиту	хромит, близкий к феррихромиту		
388	Верхней Дары	вкрапленный	3,12	27,20	28,26	4,89	12,70	14,04	—	не опр.	90,21	536	526	474	446 ²	1,06:1,0	465	465	27,6	20,0	2,4	20,0	30,0		хромшпинелит		
262	Джанахмедская группа	массивный	2,23	8,84	43,18	5,90	15,40	9,72	0,50	не опр.	85,77	444	466	407	402 ²	1,01:1,0	405	405	10,6	35,1	4,3	27,0	23,0	магнэхромит	хромит		
402a	Инагдагская группа проявлений	массивный	2,84	11,62	44,34	9,59	14,94	11,12	0,28	не опр.	94,73	512	524	454	412 ²	1,10:1,0	440	440	11,7	23,1	5,2	26,7	23,3	магнэхромит, близкий к хромшпинелиту	хромшпинелит		

¹ Анализы выполнены в химлаборатории ИГН АН АрмССР.

² При пересчете исключены серпентин и карбонат (по оптическим данным кальцит).

³ При пересчете исключен серпентин.

⁴ При пересчете исключен карбонат (по оптическим данным кальцит).

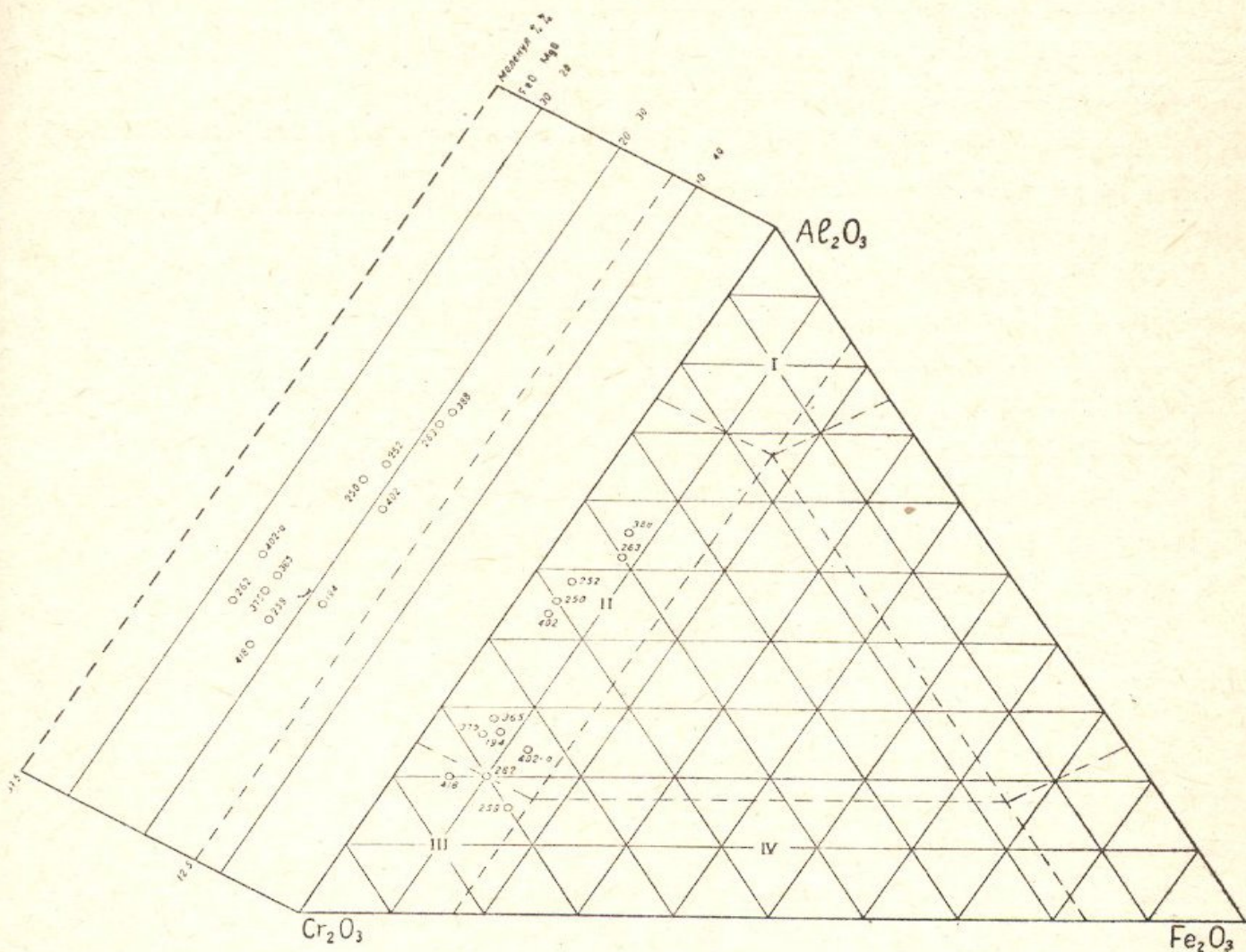
⁵ При пересчете исключены серпентин, хлорит и карбонат (по оптическим данным хлорит представлен пеннином, а карбонат — кальцитом).

⁶ При пересчете исключены серпентин и хлорит (по оптическим данным пеннин).

⁷ При пересчете исключен хлорит (по оптическим данным — пеннин).

трехгранная призма, а Н. В. Павловым — развернутая трехгранная призма.

Рассмотрим химические особенности хромшпинелидов, описанных выше месторождений и проявлений северо-восточного побережья озера Севан. Для графического изображения их составов мы воспользовались методом, предложенным Г. А. Соколовым (фиг. 40). Из рассмотрения данных химических анализов (табл. 9) видно, что:



Фиг. 40. Диаграмма составов хромшпинелидов из месторождений северо-восточного побережья озера Севан.

I — Пикотит, II — Хромпикотит, III — Хромит, IV — Феррихромит.

1. Содержание Cr_2O_3 колеблется в пределах 34—51%, а в молекулярных количествах — от 25 до 36%.

2. Количество Al_2O_3 варьирует в пределах от 6 до 27% или от 7 до 28% в молекулярных количествах.

3. Содержание Fe_2O_3 обычно не превышает 8% и 5% (молек.) и лишь в отдельных случаях оно повышается до 12% или 7% (молек.).

4. Количество FeO не опускается ниже 8% или 18% (молек.) и не превышает 16% или 24% (молек.).

5. Во всех анализах MgO содержится от 7 до 14% или в молекулярных количествах — от 22 до 36%.

6. Наблюдается некоторая зависимость химического состава хромшпинелидов* от состава вмещающих пород, если последние определяются с достаточной точностью. Так, хромшпинелиды, приуроченные к дунитовым участкам, характеризуются высокими содержаниями MgO и низкими содержаниями FeO и, наоборот, хромшпинелиды, приуроченные к перидотитовым участкам — низкими содержаниями MgO и высокими содержаниями FeO (образцы № 369, 262, 402а).

7. Вывод Г. А. Соколова (1948) о том, что максимально возможное содержание Fe^{+++} в хромшпинелидах обратно пропорционально содержанию Al , или чем выше содержание Al , тем меньше количество Fe^{+++} может участвовать в составе данного хромшпинелида, в некоторой мере наблюдается и в описанных хромшпинелидах (образцы 194, 263, 152).

8. Сравнивая содержание Al_2O_3 с содержанием Cr_2O_3 , видим, что чем выше содержание Al_2O_3 , тем ниже содержание Cr_2O_3 (образцы № 388, 263).

9. Содержания MgO и FeO также являются взаимодополняющими — при увеличении содержания MgO уменьшается содержание FeO и наоборот.

10. По своему химическому составу руды описанных месторождений представлены главным образом магнитохромитом и хромпикотитом. Наблюдаются и некоторые переходные разности между этими минеральными видами. В одном

* Результаты исследований автора (1957₁) на щелевом микрофотометре позволили установить также закономерную связь между химическим составом описанных хромшпинелидов и их окраской, просвечиваемостью и отражательной способностью.

случае (образец № 259) магнохромит, благодаря высокому содержанию Fe_2O_3 приближается по своему составу к магноферрихромиту.

Таблица 10

		Mg	Fe ^{''}	MgFe ^{''}
Al	Б С	Шпинель Магнопикотит*	Герцинит Феррипикотит	Плеонаст Пикотит*
Cr	Б С	Х** Магнохромит	Хромит Феррохромит	Магнохромит Хромит
AlCr	Б С	Хромшпинель Магнохромпикотит	Алюмохромит Феррихромпикотит	Хромпикотит Хромпикотит
Fe ^{'''} Cr	Б С	Х Магноферрихромит	Х Ферроферрихро- мит	Магноферрихро- мит Феррихромит
AlFe ^{'''} Cr	Б С	Феррихромшпинель Магноферрихром- пикотит	Х Ферроферрихро- ромпикотит	Феррихромпикотит Феррихромпикотит

В табл. 10, по Г. А. Соколову (1948), с целью сопоставления, приведены номенклатурные виды хромшпинелидов, предложенные А. К. Болдыревым (строки «Б») и Г. А. Соколовым (строки «С»).

7. О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА

Существует целый ряд гипотез о генезисе хромитовых месторождений. Главнейшие из них следующие:

1. Гипотеза образования месторождений хромистого железняка в связи с серпентинизацией ультраосновных пород. Было замечено, что выделения хромистого железняка почти постоянно приурочены к серпентинизированным породам. Сторонниками этой гипотезы были А. Арцруни (1882), В. Баумгертель (1904) и др.

* Так как пикотитом называется хромсодержащий плеонаст, то Г. А. Соколов, в систематике хромшпинелидов употребляет вместо названия плеонаст — пикотит, а вместо шпинели — магнопикотит.

** Знак Х означает, что А. К. Болдырев данному виду названия не дал.

2. Гипотеза о магматическом происхождении месторождений хромита, высказанная И. Фогтом (1894) и подтвержденная исследованиями Н. К. Высоцкого (1913), Л. Де-Лонэ (1913), Л. Дюпарка (1920) и др. И. Фогт, исходя из идиоморфизма выделений хромшпинелидов, считал, что они выделились из магмы первыми и при погружении, в силу взаимного притяжения, подверглись концентрации, образуя шпиры и гнезда хромистого железняка.

3. Гипотеза о гидротермальном происхождении хромитовых месторождений. Сторонники этой гипотезы — Е. Симпсон (1929, 1932), К. Росс (1929, 1931), Л. Фишер (1929), учитывая парагенезис хромита с такими минералами, как актинолит, кемемерерит, тальк, считали, что главная масса хромитовых месторождений образовалась из гидротермальных растворов.

4. Работами А. Н. Заварицкого (1926) и, главным образом, А. Г. Бетехтина (1934, 1937) окончательно доказано магматическое происхождение месторождений хромистого железняка.

А. Г. Бетехтин считает, что главная масса крупных месторождений сформировалась в более поздние моменты магматического процесса из остаточных рудоносных растворов. Последние образовались в результате присутствия летучих компонентов (Н, S, С и др.) в ультраосновной магме, которые сыграли основную роль в концентрации металлических соединений в остаточных расплавах, способствовали образованию более крупнокристаллических агрегатов этих расплавов, сообщали им интрузивную силу, значительно повысив внутреннее напряжение. Обычно образованные таким путем рудные тела имеют форму линз, реже жил и столбов, без корней, но обладающие эпигенетическими признаками по отношению к материнским породам. Эти рудные тела залегают на месте или вблизи мест распада остаточных расплавов и не выходят за пределы материнских пород. Месторождения этого типа А. Г. Бетехтин объединяет вместе с эфузивными месторождениями (Заварицкий, 1926) в более общий тип гистеромагматических месторождений. Месторождения же, образовавшиеся из остаточных расплавов в более ранние моменты застывания материнских пород, он относит к ортомагматическим.

Из описаний хромитовых месторождений северо-восточно-

го побережья озера Севан видно, что большинство из них обладают эпимагматическими признаками по отношению к материнским породам, в связи с чем относятся к типу гистеромагматических месторождений, и лишь некоторые из них, выделившиеся в ранние моменты застывания материнских пород, — к типу ортомагматических месторождений.

Б. Г. А. Соколов (1948), не отрицая возможного значения для некоторых типов хромитовых месторождений вышеизложенного взгляда, придает большое значение местной ликвации рудоносного расплава на жидкость, обогащенную силикатными и рудными компонентами, при этом ликвация происходит при некоторой оптимальной концентрации летучих, растворенных в расплаве. Основанием для такого рассуждения является то обстоятельство, что участки нодулярных руд, являющихся результатом явления ликвации, весьма часто приурочены к областям совместного нахождения сравнительно богатых вкрапленников руд и шпир сплошных руд. Образование же последних мыслится в результате слияния отдельных нодул при наличии соответствующих условий.

Далее, развивая и уточняя некоторые моменты теории А. Г. Бетехтина, Г. А. Соколов считает, что необходимо различать месторождения, возникшие из той же самой частной магмы, в породах которых они залегают и месторождения, залегающие в ультраосновных породах «чужой» частной магмы, хотя бы обе эти частные магмы и возникли из одной и той же магматической массы интрузива. В связи с этим он предлагает назвать первые месторождения автомагматическими, а вторые — гетеромагматическими.

В зависимости от характера и процесса кристаллизации остаточных расплавов в пределах автомагматической группы различаются классы сингенетических, смешанных син- и эпигенетических и эпигенетических месторождений, а в пределах гетеромагматической группы — классы смешанных син- и эпигенетических и эпигенетических месторождений.

Принадлежность отдельных рудных тел к той или иной группе месторождений может быть выяснена в результате сравнения составов акцессорных хромшпинелидов окружающих ультраосновных пород и рудообразующих хромшпинелидов. В этом отношении хромитовые месторождения северо-восточного

побережья озера Севан изучены не с достаточной полнотой. Однако имеющиеся данные по этому вопросу говорят о том, что большинство месторождений залегают на месте своего образования, т. е. являются автомагматическими.

8. ПРОМЫШЛЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИСТОГО ЖЕЛЕЗНЯКА

Из вышеизложенного ясно, что в районе имеется достаточное количество месторождений, однако размеры и запасы отдельных месторождений небольшие. В настоящее время с достаточной степенью уверенности можно говорить лишь о Шоржинской и Джильской группах месторождений, представляющих некоторый интерес с экономической точки зрения. Обе группы месторождений расположены вблизи от основной дороги, ведущей через сел. Севан в Ереван и удалены от последнего на расстояние 100 км (Шоржа) и 117 км (Джил).

На Шоржинской группе месторождений, как было указано выше, в течение 1942—1951 гг. включительно, проводились разведочные и эксплуатационные работы с помощью штолен и сопутствующих им горных выработок. В результате этих работ выяснилось, что рудные тела хромита продолжают на глубину, при этом с глубиной размеры их увеличиваются. В течение этого периода примерно 70% общего количества руд добыто из слепых рудных тел, встреченных в процессе разведочных и эксплуатационных работ*.

Вкрапленные руды, требующие обогащения, эксплуатации еще не подвергались. Не все рудные тела разведанных горизонтов оконтурены, в связи с чем запасы остающихся в недрах руд не подсчитаны. Наиболее нижняя штольня «Капитальная» пройдена у самой подошвы склона Шоржинского массива. А. Г. Бетехтин считает, что детальная разведка месторождения на глубину возможна с помощью шахты с предвари-

* Следует отметить, что, судя по поверхностным выходам рудных тел, известных на Шоржинской группе месторождений до начала разведочных и эксплуатационных работ, вряд ли можно было ожидать на глубине значительного количества хромита. Однако ежегодный план добычи руды свободно перевыполнялся в основном за счет разработки слепых рудных тел.

тельной буровой разведкой жиллообразных тел из подземных выработок.

Что же касается Джильской группы месторождений, то на глубину она совершенно не изучена. Рельеф этих месторождений не позволяет произвести их разведку на значительную глубину штольнями. В связи с этим здесь также разведка более глубоких горизонтов возможна лишь с помощью шахты с предварительной буровой разведкой известных рудных тел. Закономерности в условиях залегания рудных тел, а также практика разведочно-эксплуатационных работ на Шоржинской группе месторождений позволяют также ожидать на глубине Джильской группы месторождений наличия участков со слепыми рудными телами.

Естественно, что детальные разведки в крупных размерах невозможно производить в связи с небольшими масштабами месторождений. Наиболее целесообразным явится разведка с попутной эксплуатацией рудных тел. На обеих группах месторождений оконтуривание и подсчет запасов должны быть проведены также и для вкрапленных руд, так как в зависимости от запасов будет решаться вопрос о размерах обогатительной фабрики. При наличии сравнительно небольших запасов этих руд встает вопрос о строительстве передвижной фабрики легкого типа. Опробование вкрапленных руд должно быть проведено путем получения тяжелого хромитового концентрата.

Химический состав руд различных месторождений неоднородный. Наряду с высококачественными рудами с содержанием окиси хрома от 45 до 50% в сплошной руде или в концентратах имеются и более низкосортные руды с содержанием окиси хрома в 34—40% (в концентратах).

Из вышеизложенного ясно, что в настоящее время Шоржинская и Джильская группы месторождений могут иметь лишь местное значение. За счет этих месторождений может быть покрыто примерно 25—30% ежегодной потребности Ереванского завода «Хромпик».

К числу положительных экономических факторов, которые должны быть приняты во внимание при промышленной оценке этих месторождений относятся:

1. Относительная близость месторождений к Еревану и удобные транспортные пути при доставке руд на завод.

2. Состав руд вполне отвечает потребностям завода «Хром-пик».

К отрицательным факторам относятся:

1. Незначительные размеры месторождений.

2. Наличие вкрапленных руд, требующих обогащения, в связи с чем необходимы дополнительные затраты на постройку передвижной обогатительной фабрики легкого типа.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Месторождения хромистого железняка Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов приурочены к дунитовым участкам ультраосновных пород, а месторождения Караиман-Зодского массива — к перидотитовым участкам.

2. Рудные тела хромита залегают согласно с вмещающими их дунитовыми или перидотитовыми участками. На Шоржинской группе месторождений размеры рудных тел на глубину увеличиваются согласно с увеличением размеров вмещающих их дунитов.

3. Форма рудных тел главным образом линзо- и гнездообразная. Типичные жилло- и столбообразные формы встречаются реже. Размеры рудных тел небольшие. Большинство из них сложено массивными и густовкрапленными рудами. Бкрапленные руды встречаются реже.

4. Химический состав различных месторождений неодинаковый. Наряду с высококачественными рудами с содержанием окиси хрома от 45 до 50% в массивных рудах или концентратах имеются и более низкосортные руды с содержанием окиси хрома в 34—40% (в концентратах).

5. Судя по химическим анализам, руды сложены главным образом магнохромитом и хромпикотитом. Нерудные минералы в них представлены серпентином и хлоритом, реже уваровитом, кеммереритом и хромдиопсидом и, в одном случае, хромамезитом. Кеммерерит, хромдиопсид и хромамезит выполняют микротрещинные пустоты в сплошной массе хромита. Среди метаморфизованных разновидностей руд в качестве новообразований присут-

ствуют мельчайшие выделения сульфидов никеля (пентландит, миллерит).

6. Большинство рудных тел по отношению к материнским породам обладают эпимагматическими признаками, вследствие чего они относятся к типу гистеромагматических образований и лишь некоторые из них, выделившиеся в ранние моменты застывания материнских пород — к типу ортомагматических (по Бетехтину, 1937). Исходя из одинаковой окраски акцессорных хромшпинелидов из вмещающих тела дунитов и хромшпинелидов рудных тел можно считать, что большинство рудных тел возникли из той же магмы, в породах которых они залегают. По классификации Г. А. Соколова (1948) эти рудные тела относятся к автомагматическим образованиям.

7. Из всех месторождений хромита исследованного района в настоящее время с достаточной степенью уверенности можно говорить лишь о Шоржинской и Джильской группах месторождений, представляющих интерес с экономической точки зрения.

Г Л А В А V

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕЗИТА

На северо-восточном побережье озера Севан настоящие месторождения магнезита отсутствуют. Имеются лишь магнезитизированные участки ультраосновных пород — дунитов, перидотитов, серпентинитов, представляющие собой остатки древней коры выветривания.

В настоящее время магнезитизированные ультраосновные породы могут быть использованы в основном в качестве добавок при производстве форстеритовых огнеупорных кирпичей из дунита или серпентинита. Результаты предварительного исследования проб дунита и серпентинита*, проведенного в 1951 г. в технологической лаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, установили возможность получения огнеупорных изделий с температурой плавления порядка 1700°C.

Использование магнезитизированных разностей этих же пород в качестве добавок, для доведения шихты до состава форстеритов, дает возможность получить огнеупорные изделия с температурой плавления 1800—1850°C. Примерно такие же данные получены Харьковским институтом огнеупоров (ВНИИО) в результате полузаводского технологического исследования проб из дунитов, серпентинитов и магнезитизированных пород

* Технологическая характеристика проб этих пород приведена ниже, в соответствующем разделе (стр. 210).

северо-восточного побережья озера Севан. На основании технологической схемы, выработанной институтом, на Шоржинском месторождении построен опытный завод огнеупорных изделий.

Таким образом, можно считать вполне доказанными положительные качества магнетизированных ультраосновных пород, представляющих собой ценные магнезиальные добавки в количестве 15—20% при производстве форстеритовых кирпичей из дунитов или серпентинитов. Исходя из изложенного, магнетизированные участки ультраосновных пород, описания которых приводятся ниже, можно рассматривать как месторождения магнезита.

1. ФОРМЫ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА

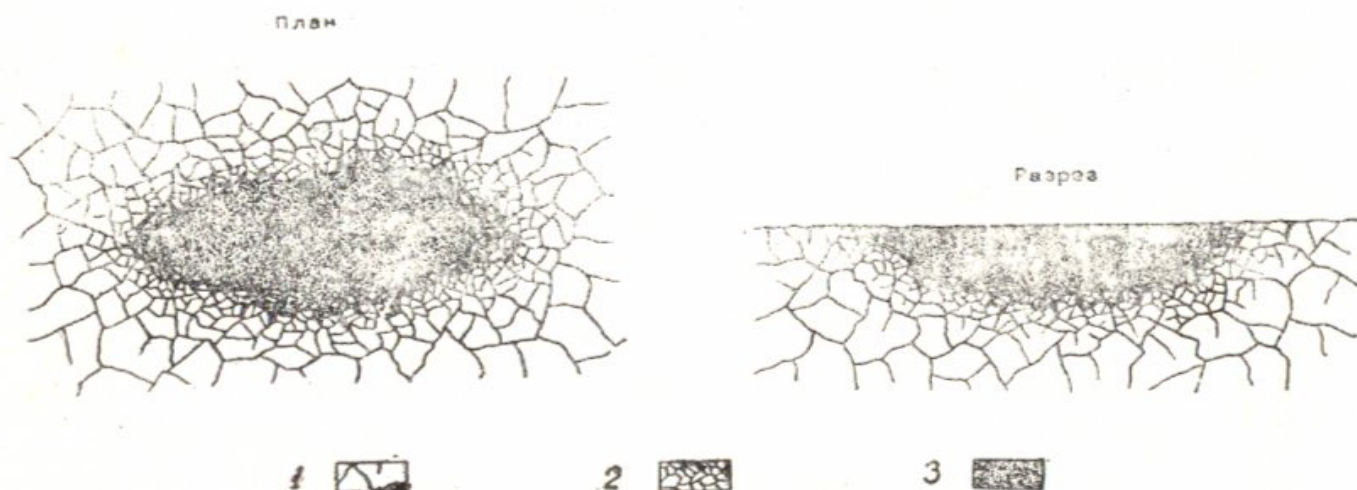
Месторождения магнезита исследованного района возникли за счет процессов выветривания* ультраосновных пород — дунитов, перидотитов и серпентинитов (Абовян, Арутюнян, 1957). Процесс этот выражается главным образом в магнетизации пород и охватывает лишь поверхностную часть верхних горизонтов ультраосновных пород. В связи с этим находят себе объяснение те специфические формы и условия залегания этих месторождений, которыми они характеризуются.

Месторождения магнезита в плане обычно образуют неправильные формы, которые, как правило, вытянуты в одном направлении. Чаще всего направление это совпадает с общим субширотным простиранием самих материнских пород — дунитов, перидотитов и серпентинитов. Размеры этих месторождений самые различные и колеблются от нескольких десятков квадратных метров до 1 кв. км. В вертикальном направлении глубина магнетизации небольшая и обычно не превышает 4—5 м (фиг. 41).

Внешне магнетизированные участки ультраосновных пород характеризуются сильной разрыхленностью и обычно пре-

* Подробное изложение происхождения месторождений магнезита приводится ниже на стр. 213.

вращены в землистую массу белого и серовато-белого цвета. Местами в разрыхленной массе сохранились отдельные обломки округлой формы, представляющие собой остатки материнских пород, за счет которых произошли магнезиты. Размеры их небольшие и обычно колеблются в пределах от долей сантиметра до 10—15 см. Внутренняя часть остаточных пород сложена плотными разностями, которые по направлению к периферии



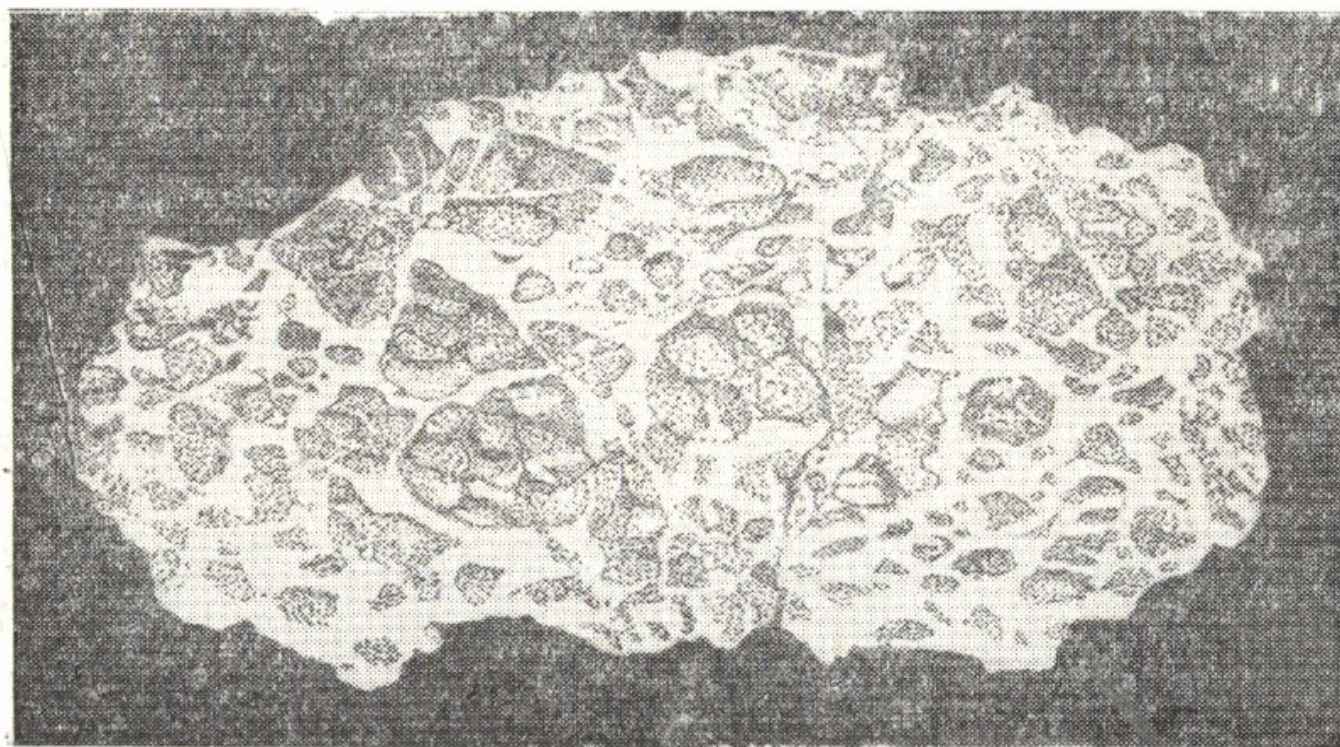
Фиг. 41. Схематическое изображение формы и условия залегания месторождений магнезита.

1 — плотные вмещающие породы, 2 — переходная разность между рыхлой магнезитовой массой и плотными вмещающими породами, 3 — рыхлая магнезитовая масса.

обломков разрыхляются и постепенно сливаются с общей массой разрыхленных пород. Реже встречаются обломки, которые цементируются чистой магнезитовой массой. В этом случае границы обломков резко очерчиваются (фиг. 42). Количество обломков остаточных пород различное и, как правило, зависит от степени проявления процесса магнезитизации. Наблюдения показывают, что чем сильнее проявляется этот процесс, тем меньше количество и размеры обломков остаточных материнских пород.

В пределах контура одного участка магнезитизированные породы в горизонтальном направлении характеризуются довольно однообразным строением. Изредка однообразие это нарушается отдельными островками скалистых выходов весьма плотных разностей материнских пород. Площади их выходов измеряются в пределах от нескольких квадратных метров до 10—20 кв. м. Эти останцы в местах соприкосновения с магнезитизированными породами обнаруживают постепенные переходы от плотных разностей к рыхлым. За контуром участка

магнетитизированных пород обычно залегают неразрыхленные плотные породы. Переход между ними в горизонтальном направлении постепенный — в приконтактной части наблюдаются промежуточные разности, представленные слабо разрыхленными и слабо магнетитизированными породами (фиг. 41). При оконтуривании магнетитизированных участков границы их необходимо проводить именно по этим переходным разностям.



Фиг. 42. Образец частой магнетитовой массы с включениями обломков ультраосновных пород. Даринское месторождение. $\frac{1}{2}$ натур. велич.

В вертикальном направлении под магнетитизированными породами залегают плотные, сравнительно свежие ультраосновные породы. Переход между ними здесь также происходит постепенно, через промежуточные разности, сложенные слабо разрыхленными и слабо магнетитизированными, местами сильно трещиноватыми разностями тех же пород.

В описанной рыхлой магнетитизированной массе ультраосновных пород наблюдаются выделения чистого магнетита белого цвета, образующие скопления различных размеров и форм. Среди последних главным образом выделяются:

- а) гороховидные тельца («горошины», фиг. 43),
- б) тонкие взаимно-пересекающиеся между собой прожилки,
- в) скопления неправильной формы,

г) скопления порошкообразного магнезита вдоль тонких трещинок в плоскостях трещин-отдельностей.

2. ОПИСАНИЕ МАГНЕЗИТА

Количество чистого магнезита среди сплошной рыхлой магнезитизированной массы колеблется в пределах от 10 до 40% (от общей массы породы). Это количество магнезита представлено главным образом гороховидными тельцами и взаимно-пересекающимися между собой прожилками. Значительно меньшую часть составляют скопления неправильной формы и скопления порошкообразного магнезита вдоль тонких трещинок в плоскостях трещин отдельностей пород.

Гороховидный магнезит макроскопически представляет жирную на ощупь мелоподобную тонкозернистую массу от серовато-белого до снежно-белого цвета. Размеры отдель-



Фиг. 43. Горошины магнезита, отобранные вручную. Западный участок Джильского месторождения. $\frac{1}{2}$ натур. велич.

ных горошин колеблются в пределах от 0,5 до 5—6 см. В свежем изломе дают плоскую, местами плоско-раковистую поверхность. На фиг. 43 показаны горошины магнезита, отобранные

вручную из общей магнезитизированной массы ультраосновных пород.

Под микроскопом видно, что горошины сплошь состоят из карбоната, обнаруживающего скрытокристаллическое строение. Местами среди этой общей массы наблюдаются почковидные образования карбоната, также обладающие скрытокристаллическим строением. Оптические константы магнезита, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_m = 1,702$, $N_p = 1,510$, $N_m - N_p = 0,192$. Весьма редко, на небольших участках, наблюдаются измененные остатки первоначальной породы, представленные антигоритом. Можно также отметить, что во всей массе породы наблюдаются хлопьевидные выделения темнобурого и черного цветов, состоящие, по-видимому, из окислов железа или алюминия — продуктов разложения силикатов, входящих в состав первоначальной породы. Хотя магнезит макроскопически жирный на ощупь, что предположительно связывалось с процессом оталькования, однако в шлифах тальк не обнаруживается, на что было обращено внимание еще Ю. А. Араповым (1946).

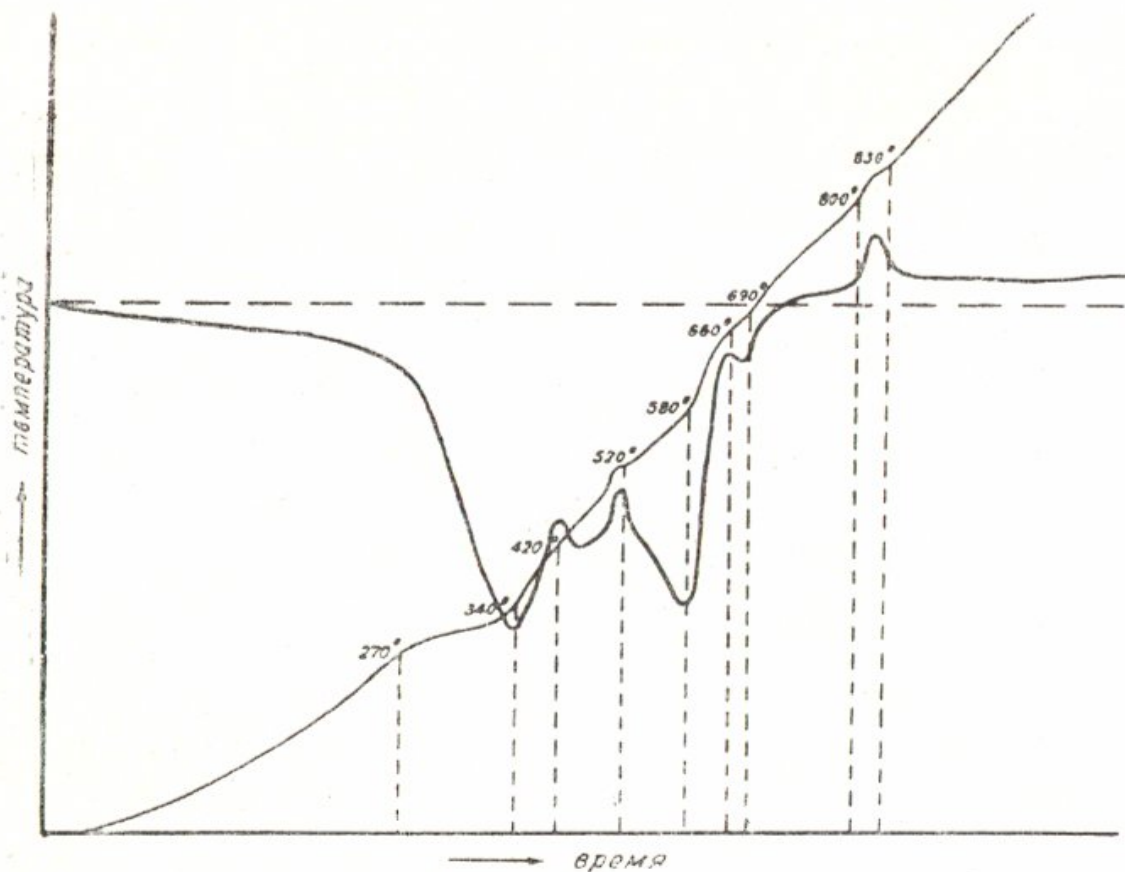
Выше отмечалось, что во вмещающей горошины разрыхленной массе наблюдаются плотные остатки материнских пород. Микроскопическое исследование этих образцов показывает, что они также подверглись процессу магнезитизации. Хотя макроскопически свободно выделившийся магнезит и не наблюдается, однако под микроскопом видно, что они почти более чем наполовину замещены магнезитом. Последний обычно выделяется в виде тонкозернистых агрегатов среди сплошной серпентиновой массы, местами же образует псевдоморфозы по уцелевшим при серпентинизации остаткам оливиновых зерен. Изредка магнезит наблюдается в виде отдельных пылевидных скоплений, свидетельствующих, по-видимому, о возникновении или начале процесса магнезитизации.

В табл. 11 приведен химический состав горошин, отобранных вручную. Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком С. А. Дехтрикян. Как видно из анализа, для магнезита в горошинах характерно низкое содержание SiO_2 и CaO при высоком содержании MgO . SiO_2 , возможно, связано с наличием остатков серпентина в магнезите. Отношение молекулярного количества MgO к SiO_2 высокое (14,2). В поте-

Компоненты	Вес в процентах	Молек. колич.	Отношение молек. колич.
SiO ₂	3,08	077	14,2
Al ₂ O ₃	0,82	008	
Fe ₂ O ₃	1,10	007	
MgO	43,75	1093	
CaO	0,43	007	
П. п. п.	51,03	—	
Сумма	100,21		

рю при прокаливании, по-видимому, входило главным образом CO₂.

На фиг. 44 приведена кривая нагревания гороховидного магнезита, полученная в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР. Для кривой характерны четыре эндотермические остановки, из которых две (340 и 580°) вы-



Фиг. 44. Кривая нагревания гороховидного магнезита.
Даринское месторождение.

ражены исключительно резко. Не характерная для магнезита экзотермическая остановка (пик при 830°) выражена слабо.

По-видимому, большое количество остановок (экзо- и эндоэффектов) вызвано наличием примесей других соединений.

Магнезит в прожилках по внешнему виду ничем не отличается от магнезита в горошинах. Прожилки обычно не закономерно ориентированы в разрыхленной массе вмещающих пород и характеризуются непостоянной мощностью и простиранием. Длина их от 0,5 до 5—6, иногда 10 м, при часто меняющейся мощности от 0,5 до 5—10, реже 20 см.

Микроскопические исследования магнезита в прожилках обнаруживают некоторое их различие с гороховидным магнезитом. Как правило, в них отсутствуют почковидные образования, они полностью состоят из скрытокристаллического магнезита. Измерения оптических констант магнезита, проведенные в иммерсионных жидкостях, дают: $N_m = 1,705$, $N_p = 1,508$, $N_m - N_p = 0,197$. Здесь также наблюдаются небольшие участки, сложенные остатками серпентина, и почти равномерно распределенные хлопьевидные выделения продуктов разложения соединений железа.

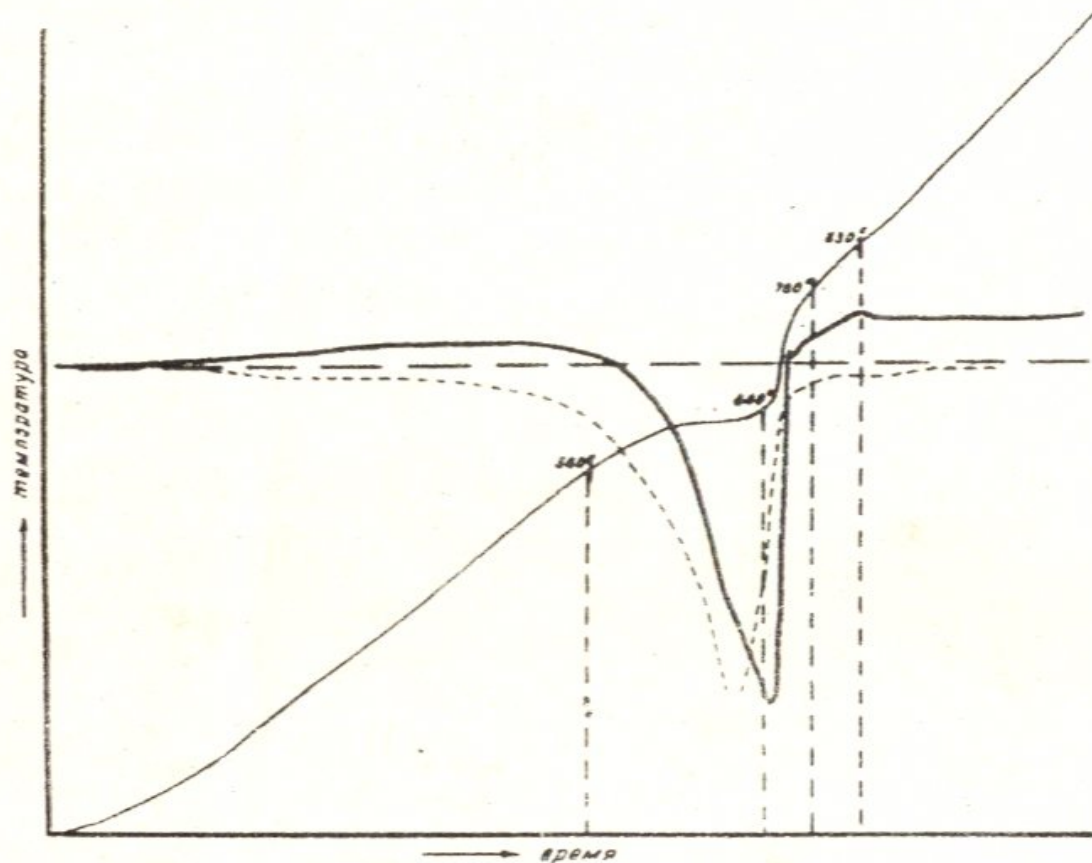
Химический состав магнезита из прожилков, отобранного вручную, приведен в табл. 12.

Таблица 12

Компоненты	Вес в процентах	Молек. колич.	Отношение молек. колич.
SiO ₂	3,10	052	20,9
Al ₂ O ₃	0,43	004	
Fe ₂ O ₃	0,57	004	
MgO	43,42	1085	
CaO	0,80	014	
П. п. п.	52,10	—	
Сумма	100,42		

Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком С. А. Дехтрикян. Как показывают данные пересчетов на молекулярные количества, магнезит в прожилках характеризуется более высоким отношением MgO к SiO₂. По-видимому, в состав магнезита входило некоторое количество кальцита или арагонита, чем и обусловлено сравнительно высокое содержание CaO (0,80%), по сравнению с магнезитом в горошинах (CaO — 0,43%). На фиг. 45 приведена кривая нагрева-

ния магнезита в прожилках, полученная в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР. Для кривой характерна одна исключительно резко выраженная эндотермическая остановка при 640° . Сравнивая с кривой, полученной для уральского магнезита (показана пунктиром) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951), видно, что последний характерную резко выраженную эндотермическую остановку дает при 620° .



Фиг. 45. Кривая нагревания магнезита в прожилках.
Шоржинское месторождение.

Скопления магнезита неправильной формы встречаются значительно реже и приурочены большей частью к наиболее сильно магнезитизированным и разрыхленным участкам месторождений. Размеры их обычно небольшие — измерения в трех направлениях не превышают $30 \times 40 \times 60$ см.

Макроскопически очень сходны с магнезитом в прожилках и горошинах. Изучение их под микроскопом показывает, что они представлены чистым магнезитом скрытокристаллического строения. Остатков серпентина и продуктов разложения соединений железа или алюминия здесь нет. По-видимому, процесс магнезитизации выражен весьма сильно, в результате чего первоначальная порода полностью замещена магнезитом. Сказан-

ное подтверждается химическим анализом (табл. 13)* этой разности магнезита.

Т а б л и ц а 13

Компо- ненты	Вес в процентах	Молек. колич.	Отношение молек. колич.
MgO	46,05	1151	38,3
SiO ₂	1,84	030	
CaO	сл.	—	
П. п. п.	51,73	—	
Сумма	99,62		

Как видно из анализа, состав магнезита приближается к теоретическому (MgO—47%). Характерно весьма высокое отношение MgO к SiO₂.

Скопления порошкообразного магнезита вдоль тонких трещин в плоскостях трещин-отдельностей ультраосновных пород играют весьма ничтожную роль в строении месторождений магнезита. Они чаще всего наблюдаются в промежуточных разностях пород, залегающих вдоль контакта месторождений магнезита с вмещающими породами.

3. МИНЕРАЛЫ — СПУТНИКИ МАГНЕЗИТА

Хотя имеется ряд работ, посвященный описанию месторождений магнезита северо-восточного побережья озера Севан, однако ни в одной из них нет упоминания о минералах, сопутствующих магнезиту. Исследования, проведенные автором в течение последних лет (1957₂), позволили обнаружить ряд новых минералов, пространственно и генетически связанных с названными месторождениями. Минералы эти в основном представлены:

- а) силикатом магния — тальком,
- б) силикатом магния и железа — амфиболом (тремолит-асбест),
- в) водными силикатами магния — артинитом, гидромагне-

* Анализ выполнен в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

зитом, магния и никеля — ревдинскитом (непуит) и никеля — гарниеритом,

г) гидратами двухвалентных металлов магния и железа — бруситом и ферробруситом и марганца — асболоном,

д) гидратами двухвалентных металлов магния и железа с комплексным анионом $[\text{CO}_3]^{-2}$ пироауритом, бруньятеллитом,

е) арагонитом или кальцитом и опалом.

Из них к эндогенным минералам относятся — тальк, амфибол-асбест (тремолит), артинит, брусит, ферробрусит, пироаурит и бруньятеллит; к экзогенным — гидромагнезит, ревдинскит (непуит), гарниерит, асболоан, арагонит, кальцит и опал.

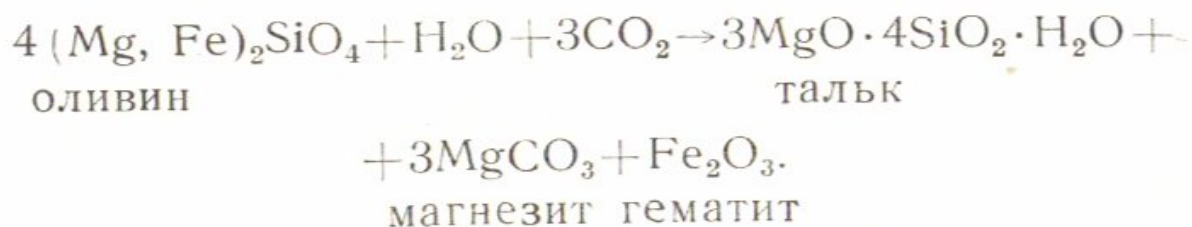
А. Эндогенные минералы

Т а л ь к. Наличие талька в ультраосновных породах северо-восточного побережья озера Севан отрицалось Ю. А. Араповым после того, как им были проведены специальные поиски на тальк. Однако на Кясаманском месторождении магнезита нами обнаружены небольшие по своим размерам скопления талька, приуроченные к разрыхленным перидотитам.

Макроскопически скопления талька имеют зеленовато-серый цвет и характерную жирную поверхность. Блеск матовый. Удельный вес 2,7. В HCl не растворяется. Оптически отрицательный. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g = 1,584$, $N_p = 1,541$, $N_g - N_p = 0,043$.

В табл. 14 приведен химический анализ описанного образца талька (графа 1), выполненный в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян. В графе 2 приведен химический анализ уральского талька из Абдул-Касимовского месторождения (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). При сравнении этих двух анализов видна близость их по содержанию главных компонентов. Химический состав обоих образцов талька соответствует их теоретической формуле: $3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Тальк является распространенным минералом и встречается почти на всех массивах ультраосновных пород. По мнению А. Г. Бетехтина (1950) образование талька за счет ультраосновных пород происходит при участии гидротермальных растворов, содержащих углекислоту, примерно по следующей схеме:



Т а б л и ц а 14

Компоненты	Содержание в процентах	
	1	2
SiO ₂	59,40	59,97
TiO ₂	0,10	—
Al ₂ O ₃	8,19	0,76.
Cr ₂ O ₃	0,34	—
Fe ₂ O ₃	1,47	2,65.
FeO	1,76	3,36.
MnO	не обн.	—
NiO	0,27	—
CaO	0,63	1,82.
MgO	26,61	26,73
Na ₂ O+K ₂ O	0,30	—
H ₂ O	не обн.	5,15
П. п. п.	1,0	—
Сумма	100,07	100,44

Тремолит-асбест наблюдается в трещиноватых ультраосновных породах, контактирующих с месторождениями магнезита, в виде прожилков мощностью в 1 см.

По внешнему виду прожилки имеют продольно-волокнистое строение, длина волокон колеблется в пределах от 2 до 4 см. Цвет белый, иногда серебристо-белый. Легко распушивается, давая тонкие и мягкие волокна. Удельный вес — 2,71. Оптически отрицательный, удлинение положительное, обладает едва заметным плеохроизмом, $N_g = 1,56$, $N_p = 1,54$, $N_g - N_p = 0,02$.

Химический состав описанного тремолит-асбеста приведен в табл. 15 (графа 1)*.

* Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян.

Компоненты	Содержание в процентах		
	1	2	3
SiO ₂	37,20	50,27	52,00—59,00
Al ₂ O ₃	3,67	3,72	0,00—0,50
Fe ₂ O ₃	1,40	1,36	0,40—1,00
FeO	1,52	5,80	2,00—11,00
MgO	24,98	20,48	10,00—33,00
CaO	15,00	11,16	10,00—17,00
MnO	0,10	0,19	1,10—22,00
Na ₂ O	0,50	9,60	0,70—3,50
K ₂ O			
H ₂ O	2,00	4,52	0,20—3,50
П. п. п.	13,50	0,88	—
Сумма	99,87	98,98	

В графе 2 для сравнения приведен анализ тремолит-асбеста из Ирана, в графе 3 — колебания в составе тремолит-асбеста по Дельтеру (Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов), вып. 5, Госгеол-издат, 1946).

Из приведенных данных видно, что состав описанного тремолит-асбеста почти ничем не отличается от состава тремолит-асбеста из Иранского месторождения, за исключением содержания SiO₂. Сравнительно малое количество SiO₂ в нашем образце вполне закономерно, если учесть, что он залегает среди магнезитизированных участков, где в процессе магнезитизации происходит вынос SiO₂ в нижние горизонты и, соответственно, обогащение MgO. Данные химического анализа пересчитаны в следующую формулу: 3CaO·6MgO·7SiO₂·H₂O.

Артинит встречен в нижних горизонтах Даринского месторождения магнезита, на тех участках, где наблюдается переход от рыхлых магнезитизированных пород, через сильно трещиноватые, в плотные породы. Здесь артинит выполняет тонкие трещинки мощностью до 0,5 см. Кроме того, он встречен на глубоких горизонтах Шоржинского месторождения хромита также в виде тонких прожилков в трещинах плотных, но серпентинизированных дунитов. По мнению А. Г. Бетехтина (1950)

артинит относится к низкотемпературным минералам, образующимся в трещинках пород в связи с процессом серпентинизации.

Макроскопически артинит представляет собой тонкоиглочатый, пушистый минерал снежно-белого цвета с радиально-лучистым строением агрегатов. Блеск стеклянный, твердость небольшая, удельный вес — 2. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие: $n_g = 1,558$, $n_p = 1,489$, $n_g - n_p = 0,069$. Оптически отрицательный минерал.

Химический анализ артинита приведен в графе 1 табл. 16.

Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян. В графе 2 для сравнения приведен химический состав артинита из Урала (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Наличие SiO_2 и MnO , а также относительно небольшая разница в содержаниях Fe_2O_3 и CaO , возможно, говорит о примесях, попавших в пробу в процессе ее отбора. Судя по химическому анализу, состав описанного артинита соответствует его теоретической формуле: $\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

На фиг. 46 приведена кривая нагревания артинита, полученная в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР. Для кривой характерны две эндотермические остановки при 290° и 505°C , и намечается третья очень небольшая остановка при 750°C . По своим термо-эффектам исследованный артинит очень близко подходит к артиниту из Урала (показан пунктиром).

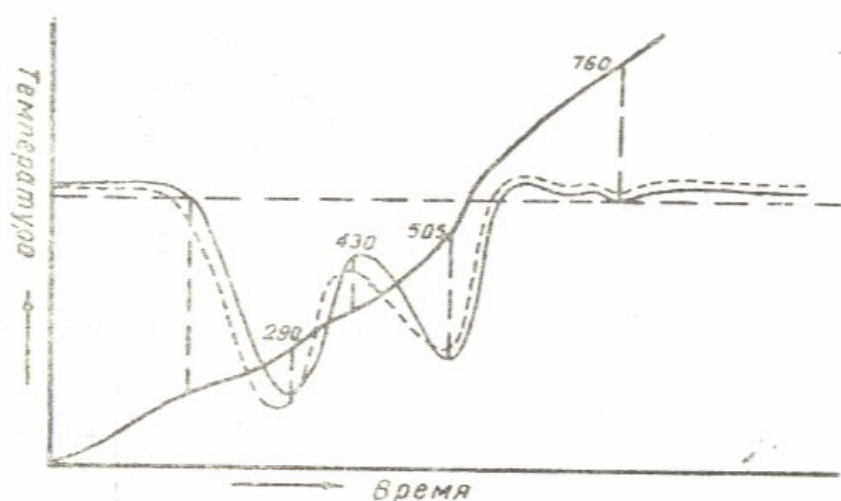
Артинит является довольно редким минералом и отмечен в асбестовых рудниках в Баженовском районе (Урал), в трещинах серпентинизированных дунитов Нижне-Тагильского платиноносного массива, а также в асбестовых рудниках Ломбардии (Италия) и в других местах.

Таблица 16

Компоненты	Содержание в процентах	
	1	2
SiO_2	1,06	—
Fe_2O_3	0,25	0,03
MnO	0,02	—
CaO	1,54	0,87
SrO	—	0,003
MgO	41,35	40,29
CO_2	15,25	1,21
$\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}$	} 30,47	38,32
Нераств. остаток		0,85
	—	0,19
Сумма	100,54	99,76

Брусит встречается вместе с артинитом в трещинах серпентинизированных дунитов, контактирующих с магнетитизированными породами.

Макроскопически представлен бесцветными, реже слабо-зеленоватыми слюдоподобными чешуйками, обладающими весь-



Фиг. 46. Кривая нагрева артинита. Даринское месторождение.

ма совершенной спайностью. Чешуйки очень гибкие, в изломе имеют стеклянный блеск, а на плоскостях спайности — перламутровый. Размеры отдельных чешуек колеблются в пределах от 0,3 до 1 см. В соляной кислоте растворяется, удельный вес — 2,4. Оптически положительный. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом следующие: $N_g = 1,582$, $N_m = 1,560$, $N_g - N_m = 0,022$.

В табл. 17 приведен химический анализ описанного образца брусита (графа 1), выполненный в химической лаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Для

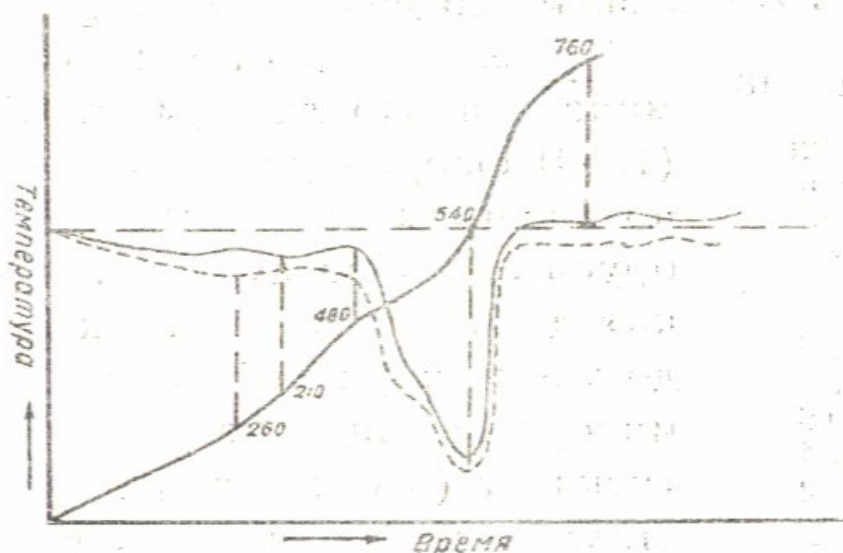
сравнения приведен химический анализ брусита из Урала (графа 2) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Несколько повышенные содержания SiO_2 и Fe_2O_3 , возможно, объясняются примесями, попавшими в пробу брусита. Относительно же

Таблица 17

Компоненты	Содержание в процентах	
	1	2
SiO_2	1,44	0,12
Fe_2O_3	2,09	0,40
Al_2O_3	нет	—
MnO	0,12	0,15
CaO	0,5	1,68
MgO	62,32	62,25
H_2O	28,75	28,93
CO_2	5,75	7,00
Сумма	100,72	100,53

главных компонентов (MgO , H_2O) обнаруживается большое сходство. Судя по химическим анализам, составы бруситов близки к их теоретической формуле.

Кривая нагревания описанного брусита (фиг. 47), полученная в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР, характеризуется слабой эндотермической остановкой при 270° (вследствие присутствия $Fe_2O_3 \cdot H_2O$) и более рез-



Фиг. 47. Кривая нагревания брусита.
Даринское месторождение.

кой эндотермической остановкой при 540° . По своим термоэффектам описанный брусит не отличается от уральского брусита (показан пунктиром) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

Брусит является довольно распространенным минералом и встречается во всех массивах серпентинитов. На северо-восточном побережье озера Севан он встречен на Шоржинском и Даринском месторождениях магнезита, в ассоциации с артинитом и серпентином и, по-видимому, образовался в результате гидротермального изменения дунитов в процессе их серпентинизации.

Ферробрусит наблюдается также в трещинах серпентинизированных дунитов, контактирующих с магнезитизированными породами.

Представлен слюдоподобным тонкочешуйчатым минералом, отличающимся от брусита своим темно-коричневым цветом, что, по-видимому, обусловлено присутствием изоморфной примеси железа. В связи с этим показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, отличаются более высокими

значениями: $N_g = 1,588$, $N_m = 1,565$, $N_g - N_m = 0,023$. Твердость небольшая (2,5—3). Удельный вес — 2,5. В HCl легко растворяется.

В табл. 18 приведен химический анализ описанного ферробрусита, выполненный в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Как видно из таблицы, от брусита он отличается сравнительно высоким содержанием Fe_2O_3 и низкими содержаниями MgO , CO_2 и CaO .

Т а б л и ц а 18

Компоненты	Содержание в процентах
MgO	34,29
CaO	сл.
Fe_2O_3	32,18
CO_2	3,34
H_2O	30,12
Сумма	99,93

Весьма характерны свойства этого минерала. По данным А. Г. Бетехтина (1950) ферробрусит в свежем состоянии по внешним признакам не отличается от брусита. На воздухе в течение нескольких дней окисляется, желтеет, бурет до темно-коричневого цвета. При этом минерал расщепляется по спайности и тускнеет (в связи с разрушением кристаллической решетки). В зоне выветривания за счет CO_2 , растворенного в поверхностных водах, частично карбо-

натизируется, приобретает вид чешуек золотисто-бурого цвета и переходит в пироаурит. Условия нахождения его (полые трещины в серпентинизированных дунитах, иногда в хромитовых залежах) указывают на то, что он образовался в числе последних минералов гидротермального происхождения и, по-видимому, связан с процессом серпентинизации пород.

На Урале ферробрусит встречен в платиноносных месторождениях хромита в Нижне-Тагильском дунитовом массиве иногда в кернах буровых скважин со значительных глубин. На северо-восточном побережье озера Севан он обнаружен на Даринском месторождении магнезита в трещиноватых дунитах.

Пироаурит встречается в мелких трещинах дунитов и перидотитов, реже в разрыхленных участках магнезитизированных пород.

Обычно образует тонкие прожилки, сложенные слюдоподобными, тонкочешуйчатыми агрегатами золотисто-бурого цвета. Размеры отдельных чешуек не превышают 2—3 мм. Блеск перламутровый. Спайность весьма совершенная. Удельный

вес — 2,1. В соляной кислоте легко растворяется. Оптически отрицательный, $N_m = 1,562$, $N_p = 1,540$, $N_m - N_p = 0,022$. (измерены иммерсионным методом).

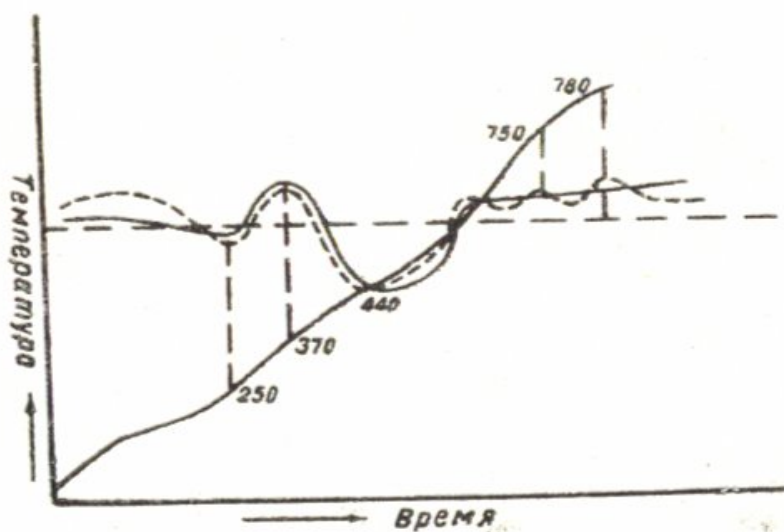
Химический состав описанного пироаурита приведен в табл. 79 (графа 1)*. Для сравнения в графе 2 приведен химический анализ уральского пироаурита (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

Как видно из таблицы, оба пироаурита очень сходны по составу. Данные анализа могут быть уложены в следующую формулу: $Mg_{17}, Fe_6(OH)_{46} \cdot (CO_3)_{3,5} \cdot 10H_2O$.

На фиг. 48 приведена кривая нагревания пироаурита, которая аналогична кривой нагревания уральского пироаурита (показана пунктиром) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Для кривой характерны две резко выраженные эндо-

Таблица 19

Компоненты	Содержание в процентах	
	1	2
MgO	34,75	34,50
CaO	сл.	—
Fe ₂ O ₃	22,38	23,49
CO ₂	7,35	7,87
H ₂ O	34,89	33,92
Сумма	99,37	99,78



Фиг. 48. Кривая нагревания пироаурита. Шоржинское месторождение.

термические остановки при 230° и 470°C и слабая остановка при 700°C.

Пироаурит находится в ассоциации с серпентином, бруситом, артинитом и, по-видимому, образуется в результате карбо-

* Анализ выполнен в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

натизации железистых разновидностей брусита — ферробрусита в зоне выветривания, за счет CO_2 , растворенного в поверхностных водах.

Пироаурит довольно редкий минерал, встречен в асбестовых рудниках в Баженовском районе на Урале, а также в доломитизированных известняках контактово-метаморфических месторождений в Лонгбан, Нордмарк (Швеция) и др. На северо-восточном побережье озера Севан он встречен среди серпентинизированных дунитов Шоржинского месторождения и среди магнезитизированных пород Даринского месторождения.

Бруньятеллит встречается в трещинах приконтактных частей магнезитизированных ультраосновных пород в виде тонких прожилков.

По своему внешнему виду и физическим свойствам бруньятеллит похож на ферробрусит. Отличается лишь более светлой окраской чешуйчатых агрегатов и в соляной кислоте в отличие от ферробрусита выделяет пузырьки CO_2 . Спайность весьма совершенная. Оптически отрицательный минерал, $N_m = 1,542$, $N_p = 1,511$, $N_m - N_p = 0,031$.

В табл. 20 (графа 1) приведен химический состав бруньятеллита*. Для сравнения в графе 2 приведен состав брунья-

Таблица 20

Компоненты	Содержание в процентах	
	1	2
MgO	43,33	43,13
Fe ₂ O ₃	14,25	13,78
Al ₂ O ₃	0,19	—
TiO ₂	сл.	—
CO ₂	10,64	10,41
H ₂ O	31,46	32,90
Сумма	99,87	100,22

теллита из Урала (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Из таблицы видно, что оба бруньятеллита очень сходны по составу. Данные анализов могут быть уложены в следующую формулу: $\text{MgCO}_3 \cdot 3,5 \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 0,8 \text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot 3,3 \text{H}_2\text{O}$.

По мнению А. Г. Бетехтина (1950) бруньятеллит образовался в результате карбонитизации брусита. Сопутствующими минералами яв-

ляются серпентин, ферробрусит, пироаурит и др.

* Анализ выполнен в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

Б. Экзогенные минералы

Гидромагнезит встречается в разрыхленной массе магнезитизированных ультраосновных пород вместе с магнезитом. Оба они являются продуктами выветривания ультраосновных пород — дунитов, перидотитов.

Макроскопически гидромагнезит представляет жирную на ощупь мелоподобную плотную массу от серовато-белого до снежно-белого цвета. Скопления его имеют неправильную форму, реже дают горошины, имеющие в поперечнике от 0,5 до 20 см. Блеск матовый, удельный вес — 2,2, твердость около 3,5—4,0. Под микроскопом бесцветный, оптически положительный, $N_g = 1,544$, $N_p = 1,529$, $N_g - N_p = 0,015$.

Химический состав гидромагнезита приведен в табл. 21 (графа 1). Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиком А. А. Петросян. Для сравнения в графе 2 приведен химический анализ гидромагнезита из Северного Кавказа (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Как видно из таблицы, севанский гидромагнезит очень сходен с северокавказским гидромагнезитом. На основании химического анализа состав его близок к формуле: $3,5 \text{ MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4,5 \text{ H}_2\text{O}$.

Гидромагнезит встречается довольно часто в выветрелых зонах ультраосновных пород. Известен в Саткинском месторождении магнезита (Ю. Урал), на горе Баден (Сев. Кавказ), в Грубшюнце на р. Игнаве (Чехословакия), в Пьемонте (Италия) и других пунктах. На северо-восточном побережье озера Севан гидромагнезит встречается совместно с магнезитом поч-

Таблица 21

Компо- ненты	Содержание в процентах	
	1	2
MgO	43,44	44,20
CaO	0,80	0,19
FeO	0,57	0,30
CO ₂	37,38	39,42
H ₂ O	17,98	16,31
Сумма	100,17	100,42

ти во всех месторождениях магнетитизированных ультраосновных пород.

Ревдинскит (непут) обнаружен в трещинах сильно выветрелых и серпентинизированных ультраосновных пород, являющихся переходными разностями от рыхлых магнетитизированных пород к плотным серпентинизированным породам.

Макроскопически представляет скрытокристаллическую плотную массу серовато-зеленого цвета. Реже встречается в виде чешуйчатых агрегатов. Блеск матовый, излом ровный, удельный вес — 3,0. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g = 1,647$, $N_p = 1,621$, $N_g - N_p = 0,026$. Оптически отрицательный. Разлагается только в горячей HCl.

Встречается в ассоциации с магнетитом, арагонитом, опалом и, реже, гарниеритом и асболоном.

Ревдинскит является довольно распространенным минералом в Ревдинском и Уфалейском районах Среднего Урала в месторождениях силикатных руд никеля. Установлен также в Халиловском и Аккермановском месторождениях (Ю. Урал) и в месторождениях силикатных руд никеля Новой Каледонии.

Гарниерит образует тонкие гелевидные скопления в нижних горизонтах и контактовых частях магнетитизированных пород, где наблюдается переход от рыхлых разностей к трещиноватым.

Макроскопически гарниерит представляет собой мягкий фарфоровидный минерал с различными оттенками зеленого и голубого цветов. Иногда обладает радиально-лучистым строением. Блеск матовый, излом ровный, в тонких частях просвечивает, удельный вес — 2,2. Показатели преломления следующие: $N_g = 1,599$ (вдоль волокна), $N_p = 1,592$ (поперек волокна), $N_g - N_p = 0,007$ (измерены иммерсионным методом). Оптически отрицательный, разлагается в горячей HCl.

Гарниерит встречается в месторождениях Уфалейского района (Средний Урал) и в Аккермановском, Халиловском и Кемпирсайском месторождениях (Ю. Урал), а также в продуктах выветривания серпентинитовых массивов Новой Каледонии, где и впервые был установлен.

Асболан встречается в виде тонких прожилков в трещинках выветрелых и магнезитизированных ультраосновных пород.

Образует плотные, реже рыхлые порошкообразные скопления черного цвета. Твердость низкая—1, марают пальцы, удельный вес плотных разновидностей—3,2. Перед паяльной трубкой не плавится. По данным спектрального анализа содержание Mn достигает 43%, Co—20%, Ni—8%.

Ассоциирует с гидромагнезитом, гарниеритом, ревдинским, арагонитом и опалом.

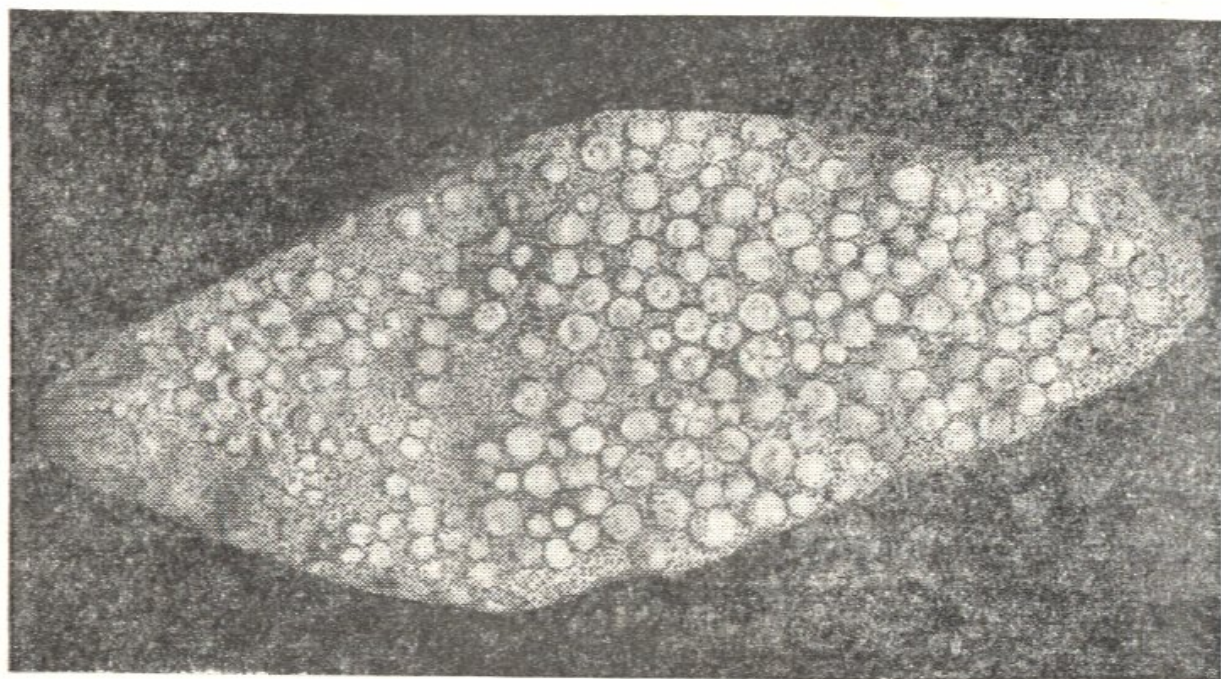
Асболан встречается в Елизаветинском месторождении бурых железняков (около г. Свердловска, Урал), в Уфалейских месторождениях гидросиликатов никеля (Средний Урал), в Аккермановском и в других силикатно-никелевых месторождениях Южного Урала, образовавшихся путем выветривания ультраосновных пород. На северо-восточном побережье озера Севан он встречен на Шоржинском, Джильском и Даринском месторождениях магнезитизированных ультраосновных пород.

Арагонит и кальцит встречаются в трещинках нижних горизонтов магнезитизированных ультраосновных пород.

Арагонит образует корки и почковидные плотные массы (фиг. 49) серого, серовато-белого, реже светло-зеленого цвета. Отдельные почки сложены тонкоигловчатыми агрегатами, обладающими радиально-лучистым строением. Блеск стеклянный, в изломе жирный. Оптические константы следующие: $N_g = 1,687$, $N_p = 1,531$, $N_g - N_p = 0,156$ (измерены иммерсионным методом).

Кальцит встречается реже в виде прожилков, иногда в полых трещинах серпентинизированных пород образует хорошо развитые друзы кристаллов. Обычно характеризуется совершенной спайностью отдельных зерен. Цвет молочно-белый, реже

встречаются бесцветные разности с матовым блеском. Оптические константы, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g = 1,653$, $N_p = 1,482$, $N_g - N_p = 0,171$.



Фиг. 49. Почковидные образования арагонита. Даринское месторождение магнезита. $1/2$ натур. велич.

Как кальцит, так и арагонит характеризуются сравнительно низкой твердостью и по бурному выделению CO_2 от капли соляной кислоты легко отличаются от других карбонатов. Оба минерала, по-видимому, образовались в результате поверхностного выветривания ультраосновных пород в процессе их магнезитизации. Наряду с этим, имеются выделения кальцита и арагонита в виде прожилков, выполняющие трещинки в плотных породах, образование которых несомненно произошло гидротермальным путем при процессах, связанных с серпентинизацией пород.

Химический состав кальцита, выполненный в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, приведен в табл. 22. Как видно из анализа, в составе кальцита имеются незначительные примеси кремнезема и окислов железа и магния.

О п а л также встречается в нижних горизонтах магнезитизированных пород.

Образует плотные стеклоподобные массы натечной формы, окрашенные в светлые и желтоватые тона. Желтоватая окраска опала, по-видимому, связана с примесью окислов железа. По своим свойствам (физическим и оптическим) ничем не отличается от обычных опалов.

Образуется при карбонатизации ультраосновных пород, в результате чего освобождающийся кремнезем переходит в золь, которая выносится в нижние горизонты и там выпадает в виде желваков натечной формы.

Т а б л и ц а 22

Компоненты	Содержание в процентах
SiO ₂	7,48
Al ₂ O ₃	сл.
Fe ₂ O ₃	0,55
CaO	49,98
MgO	2,38
CO ₂	38,83
Сумма	99,22

4. ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА

Месторождения магнезита были известны еще до установления Советской власти в Армении. Впервые на них было обращено внимание О. Т. Карапетяном в 1923 г. В настоящее время количество обнаруженных месторождений достигает около двух десятков. Главнейшие из них следующие: Шоржинское, Джильское, Бабаджанское, Памбакское, Даринское, Сатанахачское, Шишкаинское, Гейсуинское, Кясаманское и Инакдагское. На некоторых из них проводились разведочные работы еще в 1938 г. Начиная с 1951 г. по настоящее время проводятся планомерные разведочные работы на этих месторождениях. Ныне закончена разведка лишь Шоржинского месторождения, на базе которого построен опытный завод огнеупорных изделий и продолжается разведка на Джильском и Бабаджанском месторождениях.

А. Шоржинское месторождение

Расположено на расстоянии 1,0—1,5 км к востоку от сел. Шоржа.

Месторождение состоит из двух участков—западного и восточного.

Западный участок расположен в районе штольни № 10; вытянут в субширотном направлении, общей площадью

в 5000 м², имея в длину около 100 м, в ширину 50 м. Зона магнетитизированных ультраосновных пород представлена главным образом перидотитами, с которыми перемежаются небольшие линзообразные участки дунитов, вытянутые в широтном направлении. Глубина залегания рыхлых магнетитизированных пород достигает 3 м.

Восточный участок расположен по обоим бортам Глухой балки и занимает сравнительно большую площадь. Он также слегка вытянут в субширотном направлении, длиной в 120 м, при ширине 80 м, занимая общую площадь 9600 м². Литологически породы участка сложены перидотитами, среди которых наблюдаются небольшие выходы дунитов. Характерно отметить, что участки, сложенные дунитами, подвержены более интенсивной магнетитизации, чем перидотиты. Глубина разрыхленных магнетитизированных пород достигает 4 м.

На обоих участках чистый магнетит залегает в виде гороховидных телец (до 6 см в поперечнике), взаимно-пересекающихся прожилков (до 3 см мощностью) и скоплений вдоль трещинок в плоскостях трещин-отдельностей сравнительно плотных разностей ультраосновных пород. Реже встречаются небольшие по своим размерам скопления магнетита неправильной формы. Среди общей рыхлой массы количество чистого магнетита доходит примерно до 30—40%.

Средние химические составы рыхлой магнетитовой массы западного (графа 1) и восточного (графа 2) участков описываемого месторождения приведены в табл. 23.

Как видно из таблицы, средний химический состав западного участка характеризуется довольно высоким содержанием

Т а б л и ц а 23

Компоненты	Вес в процентах	
	1	2
MgO	32,09	36,63
SiO ₂	31,22	28,12
CaO	0,74	1,18
Среднее	из 32 проб	из 53 проб

кремнезема (30,22%), а восточного участка — сравнительно низким содержанием SiO_2 (28,12%), что, по-видимому, связано с большим количеством (40%) включений чистого магнезита.

Рыхлая магнезитовая масса обоих участков в горизонтальном направлении характеризуется довольно постоянным составом. В вертикальном направлении сверху вниз уменьшается содержание MgO , и увеличиваются содержания SiO_2 и CaO . Переход во вмещающие плотные немагнезитизированные породы происходит постепенно, через промежуточные, сильно трещиноватые и слабо магнезитизированные породы.

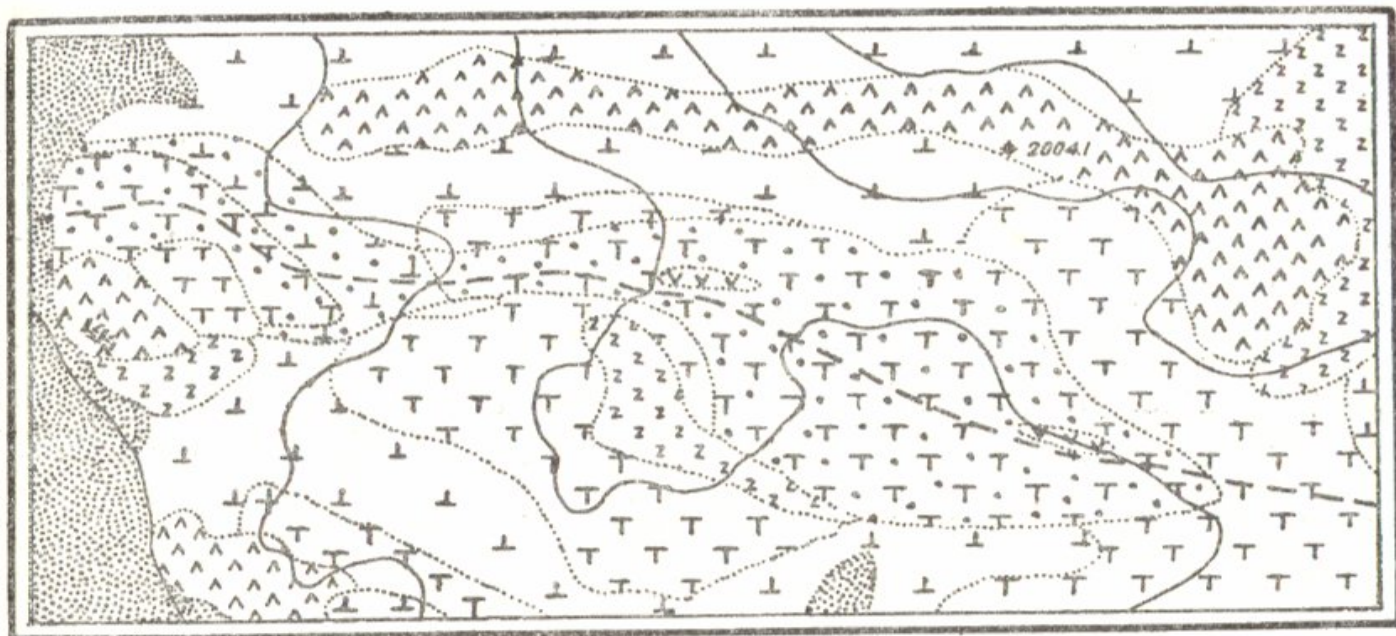
Б. Джильское месторождение

Джильское месторождение состоит из трех участков — западного, центрального и восточного.

Западный участок находится на крайней западной оконечности Джил-Сатанахачского массива, в 1,5—2 км к западу от сел. Джил и состоит из двух зон магнезитизированных пород. Эти зоны впервые разведаны и описаны автором в 1952 г.

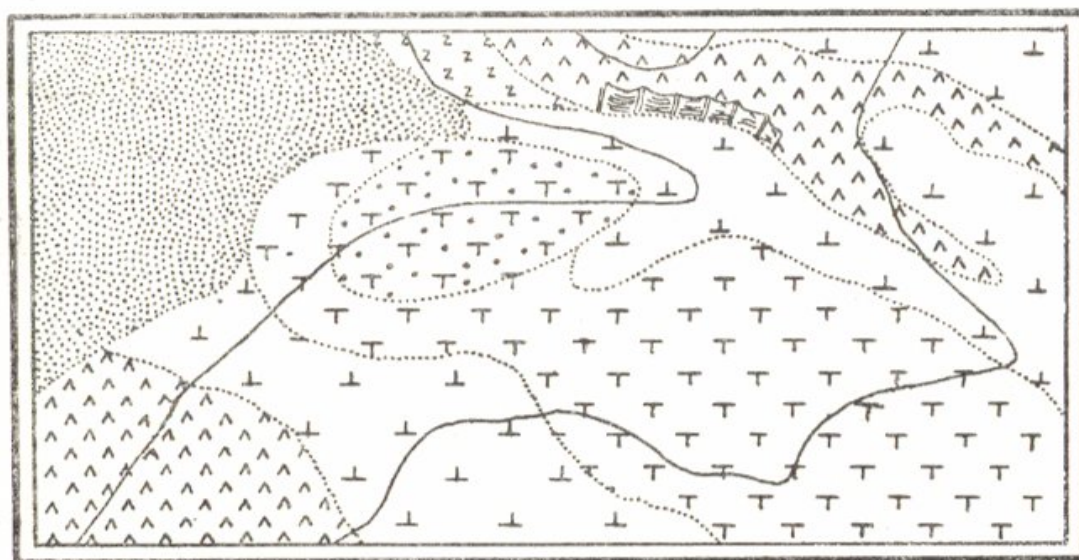
Первая зона вытянута в субширотном направлении. Породы зоны представлены главным образом перидотитами, среди которых наблюдаются значительно крупные выходы дунитов, серпентинитов и лиственитов (фиг. 50). Местами среди этих пород наблюдаются небольшие выходы даек диабазовых порфиритов. Магнезитизированными являются в основном дуниты и в меньшей степени перидотиты. Средняя глубина распространения этих пород доходит до 3 м, ниже которого они постепенно переходят в плотные трещиноватые породы.

Вторая зона была описана выше как хромитовое месторождение «Главная жила». Магнезитизированным является сравнительно крупный линзообразный выход дунита, вытянутый примерно в субширотном направлении. Со всех сторон выход дунита оконтуривается перидотитами, которые с южной стороны граничат с верхнесенонскими известняками (фиг. 51). Общая площадь магнезитизированных пород 12750 м², при длине 150 м и ширине 85 м.



Фиг. 50. Геологическая карта первой зоны западного участка Джильского месторождения магнетита.

1 — наносы, 2 — перидотиты, 3 — дуниты, 4 — оливениты, 5 — серпентиниты.
6 — диабазы, 7 — магнетитизированные породы, 8 — тектонические нарушения.



Фиг. 51. Геологическая карта второй зоны западного участка Джильского месторождения магнетита.

1 — наносы, 2 — перидотиты, 3 — дуниты, 4 — оливениты.
5 — серпентиниты, 6 — магнетитизированные породы.

Характерной особенностью описываемой зоны является то обстоятельство, что по сравнению с другими месторождениями магнетитизация проникла здесь довольно глубоко — до 25—30 м.

В общей массе разрыхленных пород обеих зон количество чистого магнетита составляет 20—25%.

В табл. 24 приведены химические составы магнетитовых масс первой (графа 1) и второй (графа 2) зон западного участка Джильского месторождения. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Как видно из таблицы, магнетитовые массы обеих зон характеризуются довольно высокими содержаниями кремнезема.

Центральный участок Джильского месторождения впервые разведан и описан Г. М. Арутюняном в 1938 г. под названием «Джанавар Гюней». Впоследствии в 1945 г. на этом участке были проведены небольшие разведочные работы А. М. Арутюняном.

Т а б л и ц а 24

Компоненты	Вес в процентах	
	1	2
MgO	37,87	35,27
SiO ₂	32,50	34,80
CaO	1,88	3,18
Средние	из 106 проб	из 57 проб

Участок расположен в 2 км к юго-западу от сел. Джил, в верховьях ущелья Джанавар-Гюней. Приурочен к серпентинизированным перидотитам, среди которых наблюдаются выходы крупных участков дунитов. Магнетитизированными являются лишь выходы дунитов. Чистый магнетит составляет примерно 35% от общей массы разрыхленных пород и залегает в виде взаимно-пересекающихся прожилков мощностью до 10 см и го-

роховидных телец размерами до 5 см. Среднее содержание MgO по участку составляет 34,26%*.

Восточный участок Джильского месторождения разведан и описан Г. М. Арутюняном в 1938 г. под названием «Чатын-Дара». Находится в 2 км к юго-востоку от сел. Джил. в ущелье р. Чатын-Дара, недалеко от хромитового месторождения Чатын-Дара.

Участок сложен в основном перидотитами, в котором обнажается линзообразный выход сильно магнезитизированного дунита. Выход ориентирован примерно в северо-западном направлении, имея среднюю глубину магнезитизации 5,5 м.

Скопления чистого магнезита на этом месторождении представлены исключительно гороховидными тельцами, достигающими в поперечнике до 5—6 см. Количество его составляет примерно 40% от общей массы разрыхленного дунита.

В табл. 25 приведен средний химический состав рыхлой магнезитовой массы описанного участка. Анализы выполнены в

Т а б л и ц а 25

Компоненты	Вес в процентах
MgO	34,19
SiO ₂	23,83
CaO	0,29
Средние	из 11 проб

химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Как видно из таблицы, рыхлая магнезитовая масса характеризуется сравнительно низким содержанием SiO₂ (23,83%), что, видимо, связано с большим количеством выделений чистого магнезита (40%) в общей массе.

Во всех трех участках Джильского месторождения переход от рыхлых магнезитизированных пород во вмещающие немагнезитизированные породы происходит постепенно, через промежуточные разности, в которых выделения чистого магнезита наблюдаются в виде порошкообразной массы, заполняющей трещинки. В пределах контура одного и того же участка или зоны в горизонтальном направлении состав рыхлой магнезитовой массы остается более или менее постоянным. В вертикальном направлении же сверху вниз уменьшается содержание MgO, и

* Данные Г. М. Арутюняна.

увеличиваются содержания SiO_2 и CaO . Об этом свидетельствуют данные бороздового опробования четырех шурфов* первой зоны западного участка Джильского месторождения магнетита. В табл. 26 приведены химические анализы проб магнетитовой массы, отобранных из этих шурфов сверху вниз. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

Т а б л и ц а 26

№ шурфов	№ проб	Метраж отбора проб	Компоненты (вес в процентах)		
			MgO	SiO ₂	CaO
11	371	0,0—1,0	40,25	26,14	0,36
	369	1,0—2,0	38,43	29,94	0,48
	375	3,0—4,0	36,28	33,76	0,59
17	459	0,0—1,0	40,28	27,35	0,38
	458	2,0—3,0	38,24	29,17	0,50
20	467	0,0—1,0	44,57	25,34	0,29
	466	3,0—4,0	41,05	27,45	0,40
	465	4,0—5,0	39,65	32,87	0,55
28	449	0,0—1,0	41,11	26,04	0,30
	448	3,4—4,4	38,81	30,25	0,60

Как видно из анализов, содержания MgO в рыхлой магнетитовой массе сверху вниз постепенно уменьшаются, а — SiO_2 и CaO — увеличиваются.

В. Бабаджанское месторождение

Бабаджанское месторождение приурочено к Джил-Сатанахачскому массиву и состоит из двух участков — Армутлинского и Кочучанского.

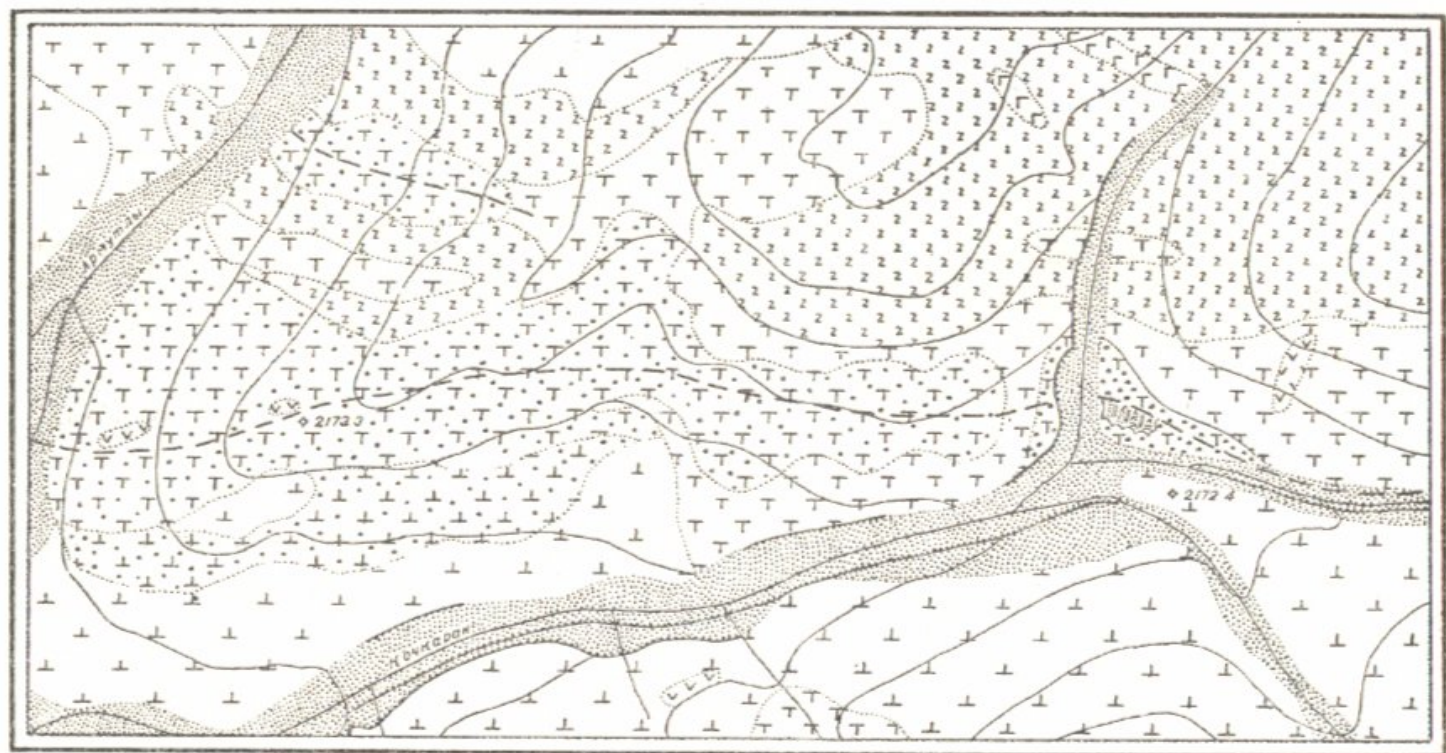
Армутлинский участок представлен тремя зонами — восточной, западной и южной. Восточная зона была изу-

* Нумерация шурфов и проб соответствует нумерации выработок и проб Севанской ГРП Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР за 1953 г.

чена Г. М. Арутюняном в 1938 г., западная и южная — автором в 1952 г.

Восточная зона расположена в 2,5 км к северо-востоку от сел. Бабаджан на обоих склонах небольшого хребта, являющегося водоразделом между рр. Армутлы и Кочкаран, вблизи от места их слияния.

Породы зоны представлены перидотитами, среди которых обнажается довольно крупный выход дунита, вытянутый в субширотном направлении. На восточной части выхода дунит полностью превращен в серпентинит. Среди дунита отмечены две небольшие дайки диабаза, ориентированные в широтном направлении (фиг. 52). Магнетитизации подвержены, в основном, выход дунита и, в меньшей степени — перидотита.



Фиг. 52. Геологическая карта восточной зоны Армутлинского участка Бабаджанского месторождения магнезита.

1 — наносы, 2 — перидотиты, 3 — дуниты, 4 — серпентиниты, 5 — габбро, 6 — диабазы, 7 — магнетитизированные породы, 8 — тектонические нарушения.

Западная зона Армутлинского участка находится на восточном склоне ущелья р. Армутлы, в 350 м к северо-западу от места слияния рр. Армутлы и Кочкаран.

Зона представлена выходами серпентинизированных перидотитов и дунитов. В восточной части наблюдается небольшой

выход дайки диабазы. Магнетизация приурочена, главным образом, к дунитовым участкам, вытянутым в субширотном направлении.

Южная зона расположена в 450 м к югу от северной зоны, на южном склоне водораздельного хребта между р. Кочкаран и следующим южным притоком р. Бабаджан.

Породы, слагающие зону, представлены выходами серпентинизированных перидотитов, среди которых наблюдаются линзообразные тела дунитов и серпентинитов. В южной и юго-западной частях зоны обнажаются жилородные тела лиственитов. Выходы этих пород ориентированы в северо-западном направлении (фиг. 53). Процессу магнетизации подвержены большей частью дуниты, меньше — перидотиты.

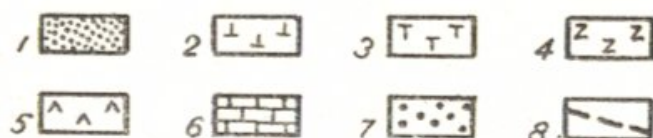
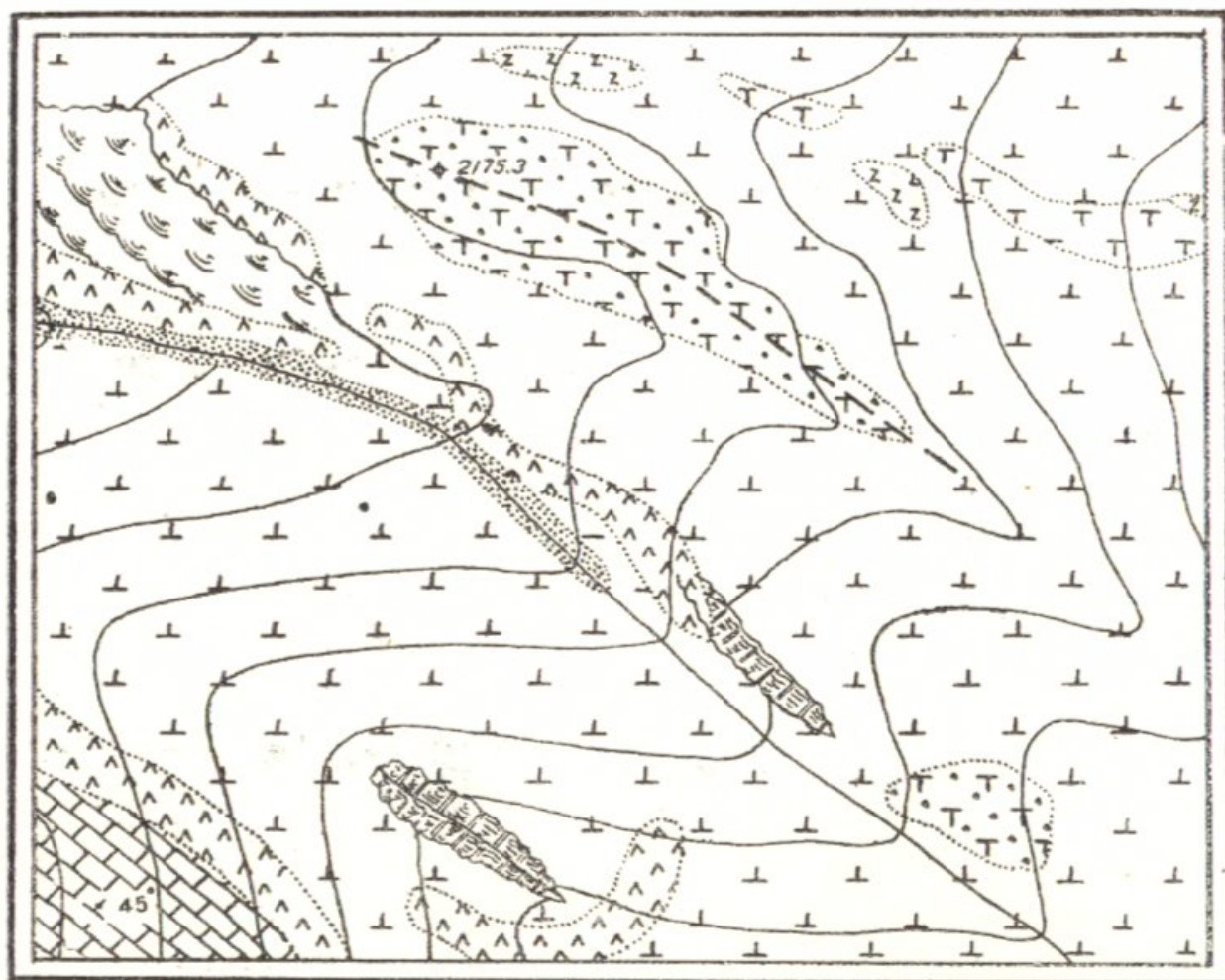
Кочучанский участок состоит из двух зон — северной и южной. Северная зона частично была изучена Г. М. Арутюняном в 1938 г., южная и полностью северная зоны изучены автором в 1952 г.

Северная зона расположена на правом борту последнего левого притока р. Кочкаран. Литологически породы зоны представлены перидотитами и дунитами, прорванными небольшой дайкой диорит-порфирифта. Как дайка, так и выходы дунитов ориентированы в субширотном направлении. В северо-восточной части зоны большое развитие имеют серпентиниты (фиг. 54). Магнетизация приурочена к дунитовым участкам ультрасосновных пород.

Южная зона Кочучанского участка находится в 300 м к югу от северной зоны. Сложена главным образом перидотитами, среди которых наблюдаются два небольших линзообразных выхода дунитов, ориентированных в широтном направлении. Магнетизированными являются дунитовые участки.

В рыхлой магнетизированной массе описанных участков Бабаджанского месторождения чистый магнетит залегает в виде гороховидных телец сечением до 5—6 см и взаимно-пересекающихся прожилков мощностью до 6 см. Количество выделений чистого магнетита составляет на Армутлинском участке 30—40% и на Кочучанском—35—40% общей массы разрыхленных магнетизированных пород.

В табл. 27 приведены средние химические составы магнетитовых масс Армутлинского (графа 1) и Кочучанского (графа

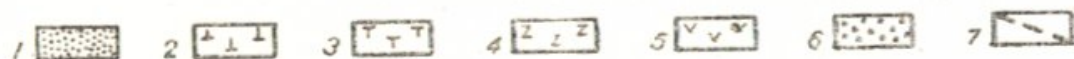
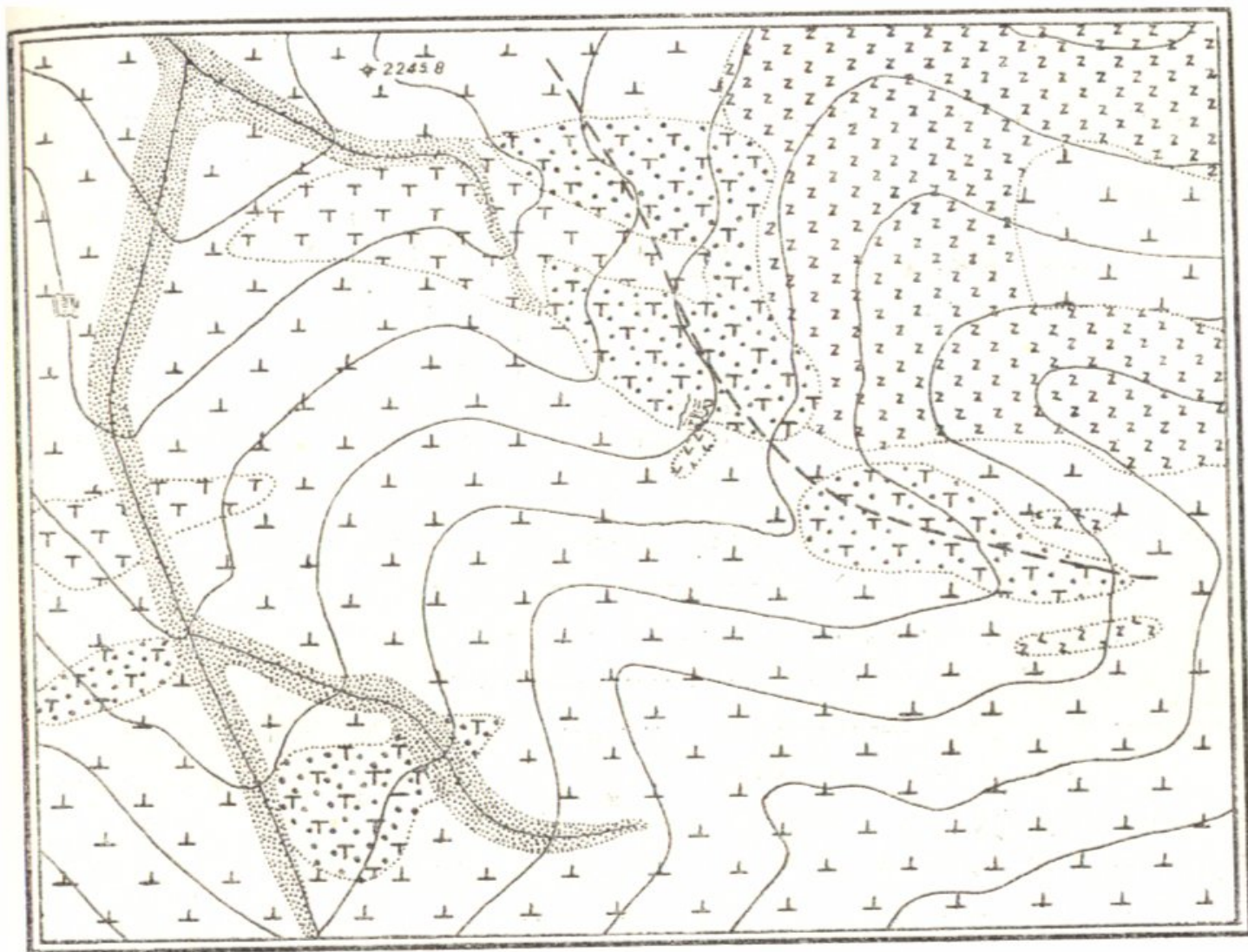


Фиг. 53 Геологическая карта южной зоны Армутлинского участка Бабаджанского месторождения магнезита.

1 — наносы, 2 — перидотиты, 3 — луниты, 4 — серпентиниты, 5 — листвениты, 6 — известняки (верхний сенон), 7 — магнезитизированные породы; 8 — тектонические нарушения.

2) участков Бабаджанского месторождения. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Как видно из анализов, магнезитовые массы обоих участков характеризуются довольно высокими содержаниями MgO (37,20 и 34,45%) и низкими содержаниями SiO_2 (28,66 и 22,66%).

В описанных зонах обоих участков Бабаджанского месторождения магнезита в пределах контуров каждой зоны состав рыхлой магнезитовой массы в горизонтальном направлении более или менее постоянный. В вертикальном направлении на-



Фиг. 54. Геологическая карта Кочучанского участка Бабаджанского месторождения магнезита.

1 — наносы, 2 — перидотиты, 3 — дуниты, 4 — серпентиниты, 5 — диорит-порфириты, 6 — магнезитизированные породы, 7 — тектонические нарушения.

Т а б л и ц а 27

Компо- ненты	Вес в процентах	
	1	2
MgO	37,20	34,45
S O ₂	28,66	22,66
CaO	0,88	0,78
Средние	из 52 проб	из 40 проб

№ шурфов	№ проб	Метраж отбора проб	Компоненты (вес в процентах)		
			MgO	SiO ₂	CaO
7	423	0,0—1,0	39,37	28,35	0,38
	424	2,0—3,0	38,60	26,70	0,45
	425	3,0—4,0	36,16	25,48	0,70
8	426	0,0—1,0	40,76	29,16	0,35
	427	2,0—3,0	39,61	30,25	0,48
	428	3,0—4,0	38,37	32,56	0,62

блюдается обратная картина — сверху вниз увеличиваются содержания SiO₂ и CaO, и уменьшается содержание MgO. Для примера приведем химические анализы магнезитовой массы из шурфов 7 и 8 западной зоны Армутлинского участка (табл. 28), подтверждающие высказанное положение об изменении состава магнезитовой массы сверху вниз. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

Здесь так же, как и на Джильском месторождении переход участков рыхлых магнезитизированных пород во вмещающие плотные немагнезитизированные породы происходит постепенно, через промежуточные разности пород.

Г. Памбакское месторождение

Месторождение приурочено к Джил-Сатанахачскому массиву и находится в 3 км к северо-востоку от сел. Памбак, на левом борту ущелья третьего (считая сверху) западного притока р. Памбак. Разведано А. М. Арутюняном в 1941 г.

Породы, слагающие месторождение, представлены главным образом перидотитами и лиственитами. Среди перидотитов встречаются небольшие линзообразные тела дунитов, ориентированные в субширотном направлении. Магнезитизированными являются дуниты и перидотиты. В плане они образуют вытянутую в субширотном направлении полосу, приуроченную к левому борту ущелья указанного выше притока р. Памбак. Средняя глубина магнезитизированных пород достигает 2,5 м.

Чистый магнезит залегает в разрыхленной массе пород в виде взаимно-пересекающихся прожилков мощностью до 6 см и в виде гороховидных телец размерами до 3 см в поперечнике. Очень редко встречаются скопления чистого магнезита неправильной формы. Они приурочены к наиболее разрыхленным участкам дунитов, где произошла весьма интенсивная магнезитизация. Общее количество чистого магнезита в рыхлой массе пород доходит примерно до 35%.

В пределах контура описываемого месторождения, судя по нескольким анализам (табл. 29), состав рыхлой магнезитовой массы в горизонтальном направлении остается более или менее постоянным, а в вертикальном направлении сверху вниз уменьшается содержание MgO, и увеличиваются содержания SiO₂ и CaO. Переход рыхлых магнезитизированных пород в немагнезитизированные плотные вмещающие породы происходит постепенно, через сильно трещиноватые, слабо магнезитизированные породы, нередко содержащие чистый магнезит в трещинках.

К сожалению, средний химический состав рыхлой магнезитовой массы этого месторождения неизвестен. Однако имеющиеся анализы проб (табл. 29) все же дают возможность счи-

Т а б л и ц а 29

Компо- ненты	Вес в процентах			
	825	826	827	828
MgO	38,75	39,94	41,60	40,29
SiO ₂	29,44	27,25	25,18	26,73
CaO	0,75	0,80	0,53	0,67

тать, что Памбакское месторождение по своему составу не отличается от описанных выше месторождений. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Пробы № 827, 826 и 825 отобраны из одного шурфа, соответственно, из первого, второго и третьего метров.

Д. Шмпертское месторождение

Приурочено также к Джил-Сатанахачскому массиву, к правому борту ущелья р. Шмперт, в 4,5 км от ее устья. Разведано автором в 1952 г.

Месторождение сложено в северной части перидотитами, в южной — серпентинитами. Магнетизация приурочена исключительно к серпентинитовым участкам пород. В плане выходы магнетизированных серпентинитов образуют узкую полосу, вытянутую примерно в субширотном направлении, при средней глубине магнетизации — 3,2 м.

Скопления чистого магнезита здесь также встречаются в виде взаимно-пересекающихся прожилков мощностью до 4 см и гороховидных телец размерами до 3 см. Среди общей рыхлой массы серпентинита количество чистого магнезита доходит до 25%.

В табл. 30 приведен средний химический состав рыхлой магнезитовой массы. Анализы выполнены в химлаборатории

Таблица 30

Компоненты	Вес в процентах
MgO	40,52
SiO ₂	33,88
CaO	1,35
Средние	из 11 проб

Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Как видно из таблицы, сравнительно высокое содержание SiO₂ по-видимому, обусловлено меньшим количеством (25%) включений чистого магнезита в общей массе рыхлого серпентинита.

Состав рыхлой магнезитовой массы в горизонтальном направлении, как и на других месторождениях, сравнительно постоянный, в вертикальном направлении сверху вниз уменьшается содержание MgO и, наоборот, увеличиваются содержания SiO₂ и CaO. Переход во вмещающие немагнетизированные плотные серпентиниты также происходит постепенно, через промежуточные разности серпентинитов.

Е. Даринское месторождение

Месторождение находится в восточной части Джил-Сатанахачского массива, на обоих склонах ущелья р. Карван-Са-

рай, примерно в 1,5 км к северо-востоку от сел. Дара. Разведано Ю. А. Араповым в 1946 г. и автором в 1952 г.

На месторождении обнажаются главным образом серпентинизированные дуниты и в меньшей степени — перидотиты. Дуниты занимают южную большую часть месторождения, а перидотиты — северную. С запада и юго-запада ультраосновные породы оконтуриваются вулканогенной толщей нижнего сенона, которая с другой стороны контактирует с известняками верхнего сенона. Последние в западной части падают на СЗ—340—350° под углами 30—60°, а в южной части — на СВ 20—50°, под углами 50—85°. Детальные наблюдения над условиями залегания вмещающих вулканогенно-карбонатных толщ позволяют установить, что в южной части месторождения они образуют южное крыло опрокинутой на юг складки. В связи с этим с достаточной четкостью констатируется ряд тектонических нарушений, располагающихся вдоль контакта вулканогенных пород с известняками с юго-западной стороны и ультраосновными породами — с северо-восточной стороны. Кроме того, ряд нарушений субширотного простирания наблюдается и среди самих дунитов.

Процесс магнетитизации приурочен главным образом к дунитовым участкам, реже — к перидотитовым. Это самое крупное месторождение северо-восточного побережья озера Севан.

Чистый магнетит в разрыхленной массе пород образует многочисленные взаимно-пересекающиеся прожилки мощностью до 6 см и гороховидные тельца сечением до 5 см. По количеству чистый магнетит составляет примерно 35—40% общей массы рыхлых пород. Местами прожилки до того сгущаются, что разрушенные породы похожи на брекчию, сцементированную магнетитом.

Средний химический состав рыхлой магнетитовой массы приведен в табл. 31. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Средние данные показывают сравнительно низкое содержание SiO_2 , по-видимому, связанное с боль-

Таблица 31

Компоненты	Вес в процентах
MgO	39,91
SiO_2	29,92
CaO	1,78
Средние	из 105 проб

шим количеством включений (35—40%) чистого магнезита в разрыхленной массе пород. Характерно также сравнительно высокое содержание CaO.

Как показывают данные химических анализов проб, в горизонтальном направлении состав рыхлой магнезитовой массы остается более или менее постоянным. В вертикальном направлении сверху вниз уменьшается содержание MgO, и увеличиваются содержания SiO₂ и CaO. В табл. 32 приведены составы проб, отобранных сверху вниз из разных шурфов Даринского месторождения, подтверждающие указанное выше положение о характере магнезитовой массы.

Т а б л и ц а 32

№ шурфов	№ проб	Метраж отбора проб	Компоненты (вес в процентах)		
			MgO	SiO ₂	CaO
5	525	0,0—1,0	40,16	25,34	0,80
	526	3,0—4,0	35,38	29,17	1,63
10	535	0,0—1,0	39,15	26,28	0,74
	536	2,0—3,0	37,65	28,75	1,25
13	791	0,0—1,0	39,81	25,94	0,69
	801	2,0—3,0	38,75	27,83	0,94
18	810	0,0—1,0	40,33	25,36	0,50
	811	2,5—3,5	38,94	27,14	0,85

Переход рыхлых магнезитизированных пород во вмещающие плотные немагнезитизированные породы здесь так же, как и на других месторождениях, происходит постепенно, через слабо магнезитизированные промежуточные разности пород.

Ж. Сатанахачское месторождение

Находится на крайней восточной оконечности Джил-Сатанахачского массива, в 6,5 км к северо-востоку от сел. Сатанахач, около водораздела Севанского хребта. Обнаружено и описано автором в 1953 г.

Месторождение в северной части сложено серпентинизированными перидотитами, а в южной части — рассланцованными серпентинитами. Массив ультраосновных пород в районе место-

рождения с южной стороны прорывает вулканогенную толщу нижнего сенона.

В плане месторождение имеет форму овала, вытянутого в субширотном направлении. Процесс магнетитизации приурочен к рассланцованным серпентинитам. Чистый магнетит, судя по поверхностным обнажениям, залегает в виде гороховидных телец сечением до 2—3 см и в виде взаимно-пересекающихся прожилков мощностью до 4 см. Выделения чистого магнетита составляют примерно 25% общей массы разрыхленных серпентинитов.

3. Шишкаинское месторождение

Приурочено к Шишкаинскому массиву перидотито-габбровых пород и находится в 3,5 км к северо-востоку от одноименного села. Описано Т. А. Аревшатын в 1946 г.

Здесь среди сплошного выхода пород габбрового состава обнажаются серпентинизированные перидотиты, которые подверглись процессу магнетитизации. Судя по шурфам, заданным по редкой сети, глубина магнетитизации доходит до 1,5 м. Магнетит здесь также представлен в виде тонких взаимно-пересекающихся прожилков и гороховидных телец. Количество его составляет примерно 25% общей массы разрыхленных перидотитов.

И. Гейсуинское месторождение

Приурочено к двум небольшим выходам ультраосновных пород и состоит, соответственно, из двух участков — южного и северного. Описано А. М. Арутюняном в 1941 г.

Южный участок расположен в 0,8 км к северу от сел. Гейсу.

Магнетитизация приурочена к небольшому выходу серпентинизированных перидотитов, ориентированному в субширотном направлении. Перидотиты здесь прорывают вулканогенную толщу нижнего сенона. Глубина разрыхленных магнетитизированных перидотитов доходит до 2,5 м.

Северный участок находится в 4 км к северо-востоку от сел. Гейсу, на крутом склоне ущелья одноименной речки.

Магнетитизированными здесь являются серпентиниты, образующие узкий дайкоподобный выход, вытянутый в субширотном направлении. Они также прорывают вулканогенно-обломочную толщу нижнего сенона.

На обоих участках скопления чистого магнезита наблюдаются, в основном, в виде гороховидных телец сечением до 3 см, реже встречаются взаимно-пересекающиеся прожилки. Количество чистого магнезита доходит примерно до 25—30% от общей массы разрыхленных серпентинитов.

К сожалению, последние три месторождения (Сатанахачское, Шишкаинское и Гейсуинское) не опробованы, вследствие чего нет возможности судить о составе магнезитовой массы этих месторождений.

К. Кясаманское месторождение

Приурочено к Кясаманскому массиву перидотито-габбровых пород и состоит из трех разобщенных друг от друга участков—южного, центрального и северного. Наиболее изученным из них является южный участок, описанный Т. А. Аревшатын в 1946 г. Впоследствии автор в 1953 г. разведвал этот участок и описал остальные участки этого месторождения.

Южный участок расположен в 300 м к северо-востоку от сел. Кясаман, вдоль обоих бортов ущелья одноименной речки.

Ультраосновные породы в виде небольшого массива здесь прорывают вулканогенную толщу нижнего сенона и представлены, главным образом, перидотитами. Значительно меньшее развитие имеют серпентиниты, окаймляющие перидотиты с северо-восточной стороны, и дуниты, встречающиеся в виде тонких перемежающихся с перидотитами полос. Выходы указанных полос ориентированы примерно в направлении СВ—65°.

Описанный участок магнезита приурочен к юго-западной части этого массива и залегает исключительно в перидотитах с участками перемежающихся полос дунитов. Общая площадь магнетитизированных пород доходит примерно до 60 000 м².

Центральный участок находится в 2 км к северу от южного участка, примерно в средней части течения р. Кясаман.

Участок магнетитизации приурочен к двум небольшим выходам ультраосновных пород, удаленных друг от друга на расстояние 350—400 м. Выходы эти со всех сторон оконтуриваются породами габбрового состава. Ультраосновные породы представлены главным образом серпентинитами, среди которых сохранились небольшие участки, сложенные перидотитами и их серпентинизированными разностями.

Магнетитизированными являются исключительно серпентиниты. Магнетитизация на глубину не изучена.

Северный участок расположен в верховьях р. Кясаман, в 1 км к северу от центрального участка.

Ультраосновные породы, к которым приурочена магнетитизация, в виде двух небольших выходов, расположенных в 200 м друг от друга, прорывают нижнесенонскую вулканогенную толщу. Выходы эти ориентированы в субширотном направлении и представлены исключительно серпентинитами, превращенными в рыхлую магнетитизированную массу. Глубина залегания магнетитизированной зоны также не изучена.

Чистый магнетит на всех трех участках Кясаманского месторождения залегает в виде гороховидных телец, достигающих до 4 см в поперечнике и в виде взаимно-пересекающихся прожилков мощностью до 5 см. В горизонтальном направлении рыхлая магнетитовая масса ультраосновных пород характеризуется довольно постоянным составом, в вертикальном же направлении сверху вниз уменьшается содержание MgO , и увеличиваются содержания SiO_2 и CaO . Сказанное положение подтверждается химическими анализами проб магнетитовой массы (табл. 33), отобранных из шурфов южного участка описываемого месторождения. Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

Переход рыхлых магнетитизированных пород во вмещающие породы происходит постепенно через промежуточные разности слабо магнетитизированных пород.

№ шурфов	№ проб	Метраж отбора проб	Компоненты (вес в процентах)		
			MgO	SiO ₂	CaO
3	607	0,0—1,0	38,08	32,23	1,18
	605	2,2—3,2	37,50	35,40	1,97
	606	3,2—4,2	35,80	37,58	2,70
8	622	0,0—1,0	37,69	31,17	1,34
	621	1,5—2,5	36,59	32,25	2,08
	623	2,5—3,5	33,20	35,44	2,86
26	636	0,4—1,4	40,04	30,76	0,80
	637	3,0—4,0	37,77	32,51	1,45
32	643	0,0—1,0	38,56	32,21	1,10
	642	3,0—4,0	36,10	34,85	1,84

Л. Инакдагское месторождение

Приурочено к Караиман-Зодскому массиву и расположено в верховьях р. Гейдара — левого притока р. Конгур, в 6 км к северо-востоку от сел. Инакдаг. Впервые изучено А. М. Арутюняном в 1941 г., впоследствии автором в 1953 г.

Месторождение приурочено к двум параллельным зонам тектонических нарушений, проходящим в субширожном направлении по серпентинизированным перидотитам. В результате этого они вдоль зон нарушений брекчированы, несут многочисленные зеркала скольжений, а с поверхности разрыхлены и превращены в магнетитизированную массу серовато-белого цвета. Это одно из крупных месторождений северо-восточного побережья озера Севан. Глубина магнетитизации доходит до 2,2 м.

Выделения чистого магнетита представлены гороховидными тельцами сечением до 4 см и взаимно-пересекающимися прожилками мощностью до 3 см. Вдоль контактовой полосы, где рыхлая магнетитовая масса переходит во вмещающие перидотиты, наблюдаются выделения порошкообразного магнетита среди трещин плотных пород. Количество чистого магнетита составляет примерно 25—30% от общей массы разрыхленных пе-

ридотитов. Переход рыхлых магнезитизированных пород во вмещающие плотные породы происходит постепенно через промежуточные разности пород.

К сожалению, в связи с отсутствием анализов, мы не можем судить о химическом составе магнезитовой массы этого месторождения.

5. КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА

Выше отмечалось, что месторождения магнезита представляют собой сильно выветрелые участки ультраосновных пород, превращенных в разрыхленную массу серовато-белого или белого цвета. В табл. 34 приведены средние данные химических анализов* массовых проб (бороздовых), характеризующих со-

Таблица 34

Месторождения	Вес в процентах			Примечания
	MgO	SiO ₂	CaO	
Шоржинское	37,83	29,17	0,96	Средние из 85 проб
Джилское	35,01	28,74	1,13	Средние из 194 проб**
Бабаджанское	36,09	26,66	0,84	Средние из 102 проб***
Даринское	39,91	29,92	1,78	Средние из 105 проб

ставы рыхлых магнезитовых масс четырех месторождений. Из таблицы видно, что средние содержания MgO в месторождениях описываемого района колеблются в пределах от 35,01 до 39,91%, при содержаниях SiO₂ от 26,66 до 29,92% и CaO — от 0,84 до 1,78%.

В табл. 35, наряду с составом чистого магнезита в горошинах, приведен состав вмещающей рыхлой силикатной массы,

* Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

** Использован в том числе 31 анализ Г. М. Арутюняна.

*** Использованы в том числе 27 анализов Г. М. Арутюняна.

отобранной вручную*. Как видно из анализов, вмещающая магнезит рыхлая силикатная масса, по сравнению с чистым магнезитом в горошинах, характеризуется значительно более высокими содержаниями SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и CaO при более низком содержании MgO .

Таблица 35

Компоненты	Вес в процентах	
	магнезит в горошинах	вмещающая рыхлая силикатная масса
SiO_2	2,06	36,50
TiO_2	2,20	11,36
Al_2O_3		
Fe_2O_3		
MgO	44,54	24,54
CaO	0,45	13,00
П. п. п.	50,85	15,48
Сумма	100,10	100,88

Далее, анализируя данные химических анализов проб, отобранных из верхних горизонтов месторождений магнезита, видно, что состав магнезитовой массы в горизонтальном направлении в пределах контура одного месторождения более или менее постоянный или меняется в незначительных пределах. Примером этого могут служить данные анализов проб магнезитовой массы* (табл. 36), отобранных в горизонтальном направлении через каждый метр из канавы № 5**, заданной на Шоржинском месторождении. Аналогичное явление наблюдается во всех месторождениях исследованного района.

Совершенно иная картина наблюдается в вертикальном направлении. В пределах контура одного и того же месторождения состав магнезитовой массы в вертикальном направлении

* Анализы выполнены в химлаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР,

** Нумерация выработок и проб Севанской ГРП Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР за 1952 г.

меняется. При этом сверху вниз уменьшается содержание MgO, и увеличиваются содержания SiO₂ и CaO.

Таблица 36

№ проб	Место взятия в метрах от северной стенки	Вес в процентах		
		MgO	SiO ₂	CaO
104	1	38,14	25,74	0,64
105	2	39,82	22,87	0,75
123	3	39,90	24,58	0,69
128	4	38,60	26,30	0,88
129	5	40,11	25,98	0,73
154	6	40,58	23,98	сл.
155	7	40,98	23,7	сл.
156	8	38,96	22,19	0,35
158	9	39,01	24,38	0,24
159	10	39,76	23,30	0,77
166	11	40,48	23,10	0,06
167	12	39,97	23,38	0,25
187	13	39,84	25,02	0,4
189	14	41,07	29,58	0,17
194	15	39,52	26,46	0,29

Для подтверждения сказанного приведем несколько примеров из различных месторождений. На Шоржинском месторождении проба магнетитовой массы, отобранная из первого метра шурфа № 4*, характеризуется следующим составом:

MgO—40,83%,

SiO₂—28,86%,

CaO—0,73%,

из второго метра MgO—38,75%,

SiO₂—34,43%,

CaO—1,12%

и из третьего метра MgO—35,64%,

SiO₂—36,21% и

CaO—1,38%.

Пробы, отобранные из шурфа № 11* Джильского месторождения, дают следующий состав магнетитовой массы:

из первого метра—MgO—40,26%,

SiO₂—29,35%,

* Нумерация выработок и проб Севанской ГРП Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР за 1952 г.

CaO—0,60%,

из второго метра MgO—38,48%,

SiO₂—33,42%,

CaO—0,85%

и из третьего метра MgO—36,28%,

SiO₂—35,47% и

CaO—1,05%.

Такая же картина наблюдается и на остальных месторождениях исследованного района.

Таким образом, учитывая вышесказанное, можно считать, что качество магнезитовой массы отдельных месторождений в горизонтальном направлении характеризуется более или менее постоянным составом, в вертикальном направлении, сверху вниз, уменьшается количество MgO, и увеличиваются количества SiO₂ и CaO.

6. ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНЕЗИТА

Выше кратко отмечалось, что магнезитизированные массы ультраосновных пород в основном могут быть использованы в качестве добавок при производстве форстеритовых огнеупорных кирпичей из дунитов и серпентинитов. Последние представляют более благоприятный материал и требуют меньших добавок магнезита при изготовлении форстеритовых огнеупоров. Для этой цели требуется магнезитовое сырье, в котором отношение MgO к SiO₂ было бы равно 2 к 1 (в молекулярных исчислениях).

В табл. 37 приведены средние молекулярные количества MgO и SiO₂ для магнезитовых масс опробованных месторождений. Как видно из таблицы, из четырех опробованных месторождений два месторождения — Бабаджанское и Даринское отвечают указанному выше требованию — состав магнезитовых масс этих месторождений характеризуется отношением молекулярных количеств MgO к SiO₂ равным 2.

Таким образом, магнезитовая масса этих месторождений может быть применена в качестве добавок при производстве форстеритовых огнеупоров из дунитов.

Близко подходит к отмеченному выше требованию состав магнезитовой массы Шоржинского месторождения, где отношение молекулярных количеств MgO к SiO₂ равно 1,94. С целью увеличения отношения молекулярных количеств MgO к SiO₂ на Шоржинском и Джильском (где MgO к SiO₂ = 1,81) место-

Месторождения	Молек. колич.		Отнош. молек. колич. MgO к SiO ₂
	MgO	SiO ₂	
Шоржинское	939	483	1,94
Джилъское	868	479	1,81
Бабаджанское	893	444	2,0
Даринское	990	498	2,0

рождениях, по-видимому, необходимо будет выработать метод обогащения, путем которого можно получить более чистую магнезитовую массу. Обогащение легче всего основать на использовании разности удельных весов чистого магнезита (в горошинах или прожилках) и вмещающей рыхлой массы, обогащенной содержанием SiO₂. Измерение удельных весов для чистого магнезита в среднем дает 1,6, а для вмещающей рыхлой массы, обогащенной SiO₂, значительно больше — от 2,5 до 3.

В 1946 г. Н. И. Вороновым и А. Н. Новиковым (1947) были исследованы серпентиниты описываемого района с целью изготовления из них форстеритовых огнеупоров. Исследования их в основном установили возможность получения форстеритовых огнеупоров с добавкой к серпентинитам 10—25% магнезитового порошка. При этом технологический процесс изготовления форстеритовых огнеупоров не отличается существенно от процесса, принятого для производства форстеритов на основе серпентинитов других месторождений. Для окончательного заключения о целесообразности использования севанских серпентинитов с целью получения форстеритовых огнеупоров, названные исследователи рекомендуют использовать изготовленные партии огнеупоров в промышленных условиях.

В 1950 г. Т. Г. Аванесяном и М. С. Саакяном были исследованы дуниты и серпентиниты северо-восточного побережья озера Севан. Полученные при этом результаты в основном следующие:

а) По магнезиальному модулю и химическому составу указанные породы являются подходящим сырьем для производства огнеупорных материалов.

б) Огнеупорность исходного сырья колеблется в пределах, необходимых для производства форстеритовых огнеупоров.

в) С целью повышения магнезиального модуля изделий до модуля форстеритов необходима добавка магнезита.

В настоящее время в Харьковском институте огнеупоров закончено исследование дунитов и серпентинитов северо-восточного побережья озера Севан в полузаводском масштабе. Полученные огнеупорные изделия обладают температурой плавления 1700°C . С целью повышения магнезиального модуля изделий институтом в качестве основной добавки были использованы магнезитовые массы из описанных месторождений. Установлено, что количество магнезитовой добавки зависит от состава дунитов и серпентинитов и может колебаться в пределах от 15 до 25%. Полученные при этом огнеупорные изделия обладают значительно большей температурой плавления, примерно в $1800\text{—}1850^{\circ}\text{C}$. Построенный на Шоржинском месторождении опытный завод огнеупорных изделий преследует цель установления точной технологической схемы в заводских масштабах с проверкой качества получаемых огнеупорных изделий в промышленных условиях.

За последние годы проведены также работы по изучению магнезитизированных пород, дунитов и серпентинитов с целью использования их, кроме огнеупорной, и в других отраслях промышленности. Работы эти сводятся в основном к следующему:

1. На Ереванском муллитовом заводе проведены плавки проб из дунитов и серпентинитов в смеси их с магнезитизированными и хромомagneзиальными породами. Полученные изделия характеризуются исключительно повышенной механической прочностью, вязкостью и высокой температурой плавления. Они имеют мелко- и среднезернистую полнокристаллическую структуру и массивное сложение, при отсутствии в них стекла и пор. Физико-химические свойства полученных литых изделий изучаются в Харьковском институте огнеупоров (ВНИИО).

2. В лаборатории технологии силикатов Ереванского политехнического института проведены исследования магнезиально-силикатных пород Шоржинского массива, с целью их использования в керамической промышленности, так как существующие керамические заводы Армянской ССР работают на

привозном сырье. На привозном сырье будут работать также новые предприятия керамической промышленности республики — Ереванский завод керамических труб, проектируемый Разданский завод строительного фаянса и др. Проведенные исследования дадут следующие результаты:

а) Разработаны способы комплексного использования сырья (серпентинитов).

б) Установлена возможность применения серпентинитов для производства:

плиток для полов типа метлахских,

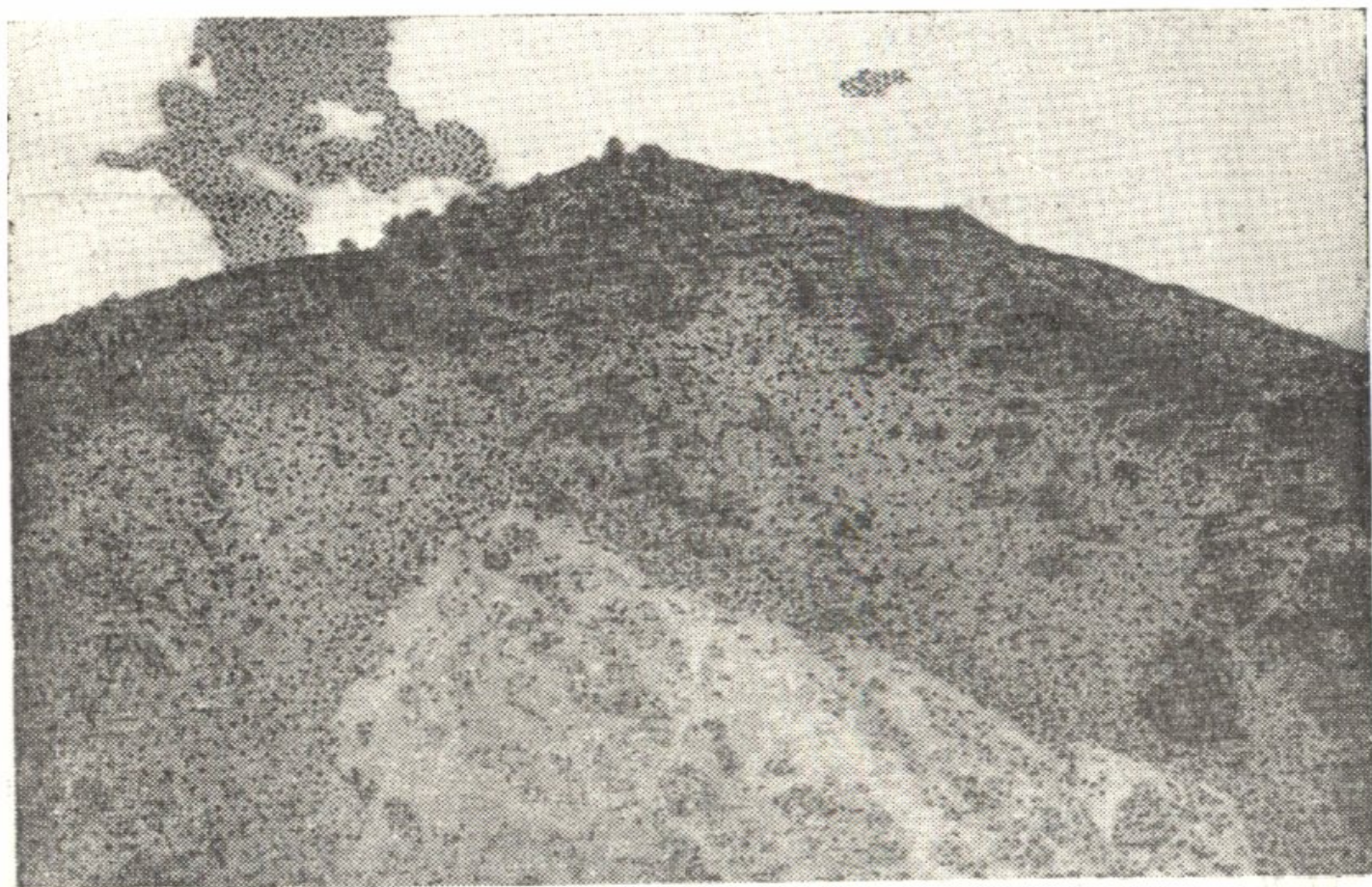
электроизоляторов как высоковольтных (типа стеатита), так и низковольтных.

в) Получены заводские образцы керамических плиток, испытание которых показало, что они отвечают соответствующему требованию ГОСТа. Изготовленные на Харьковском заводе керамические плитки проходят испытания с целью установления основных технологических нормативов производства метлахских плиток и разработки технико-экономических показателей такого производства.

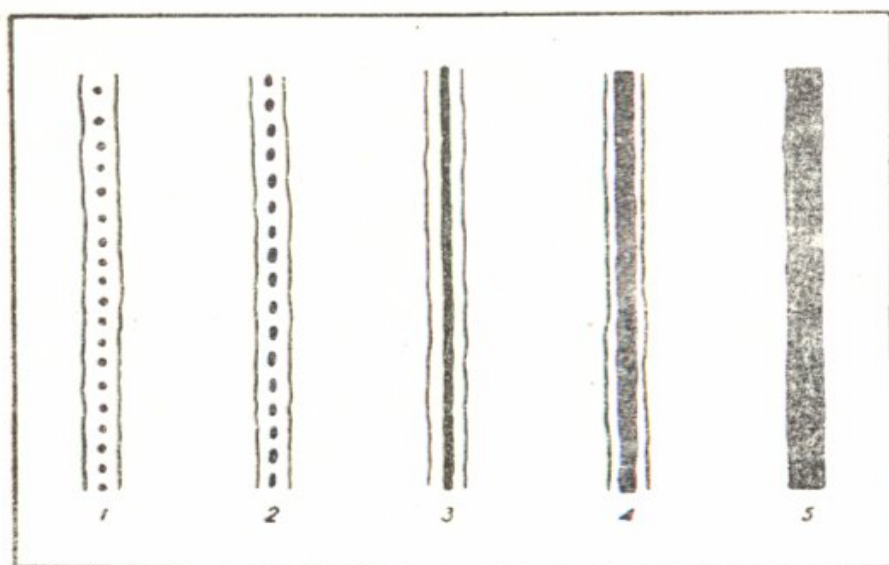
3. В химико-технологической лаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР инженер-технологом М. А. Оганесяном проведены исследовательские работы по разложению серпентинитов и лиственитов Шоржинского массива отходящими газами предприятий цветной и химической промышленности республики (SO_2 , CO_2 и Cl). Работы в этом направлении дали положительный результат — при разложении сернистым ангидридом серпентинитов получены окись магния, активная кремнекислота, концентраты хромистого железняка, окисей железа, никеля и кобальта. Разделение полученных продуктов реакции (в виде сульфатов и бисульфатов Ca , Mg , Ni , Co , Fe и др.) дает в фильтрате соли указанных металлов, а в осадке — неразложившуюся часть породы и SiO_2 . Из фильтрата, путём осаждения, одним из общепринятых способов, выделяются полуторные окислы, в том числе Ni и Co . Установлено, что наиболее удобными породами для разложения являются аподунитовые серпентиниты и листвениты.

7. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА

Известно, что по геологическим условиям залегания месторождения магнезита подразделяются в основном на три типа:



Фиг. 55. Один из участков Даринского месторождения магнезита. Дунит (светлосерый) больше магнезитизирован, чем перидотит (темносерый).



Фиг. 56. Схема замещения серпентиновой прожилка гороховидным магнезитом и переход последнего в прожилочный магнезит.

Изучение магнетитизированных ультраосновных пород под микроскопом, наблюдения в выработках над характером залегания серпентинизированных пород, магнезита в горошинах и прожилках, а также взаимоотношения между горошинами и прожилками позволяют прийти к следующим заключениям:

1. процесс серпентинизации предшествовал процессу магнезитизации;

2. наиболее благоприятным условием для развития процесса магнезитизации являются заведомо серпентинизированные породы;

3. прожилки магнезита образовались из горошин путем их большего или меньшего сгущения вдоль одной плоскости.

На фиг. 88 приведена характерная схематическая картина, изображающая последовательное замещение серпентинового прожилка гороховидным магнезитом и переход последнего в прожилочный магнезит. Такая картина наблюдается почти во всех искусственных и естественных обнажениях магнетитизированных пород.

В прожилках серпентина, которые слабо затронуты магнетитизацией, в начале развивается лишь гороховидный магнезит (фиг. 56₁), в других прожилках, где больше развит процесс магнезитизации, видно, что горошины, увеличиваясь в своем объеме, растут в одном направлении, постепенно сплющиваются вдоль вытянутости прожилка (фиг. 56₂). При еще большем развитии процесса магнезитизации сплющенные горошины, соединяясь друг с другом, образуют один тонкий прожилок магнезита, расположенный в середине прожилка серпентина (фиг. 56₃). При дальнейшем развитии процесса магнезитизации происходит рост прожилка магнезита в ширину, т. е. увеличивает его мощность (фиг. 56₄). Наконец, при полной магнезитизации прожилок серпентина полностью замещается магнезитом (фиг. 56₅).

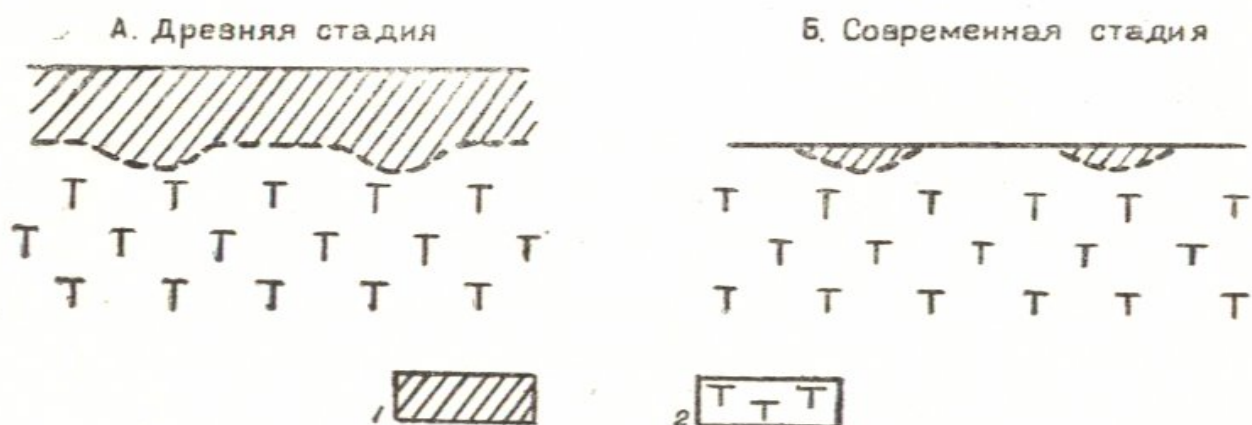
Необходимо отметить еще одну особенность магнетитизированных пород. Часто встречаются сильно магнетитизированные разрыхленные участки пород рядом с совершенно немагнетитизированными породами. Например, на правом борту ущелья р. Кочкаран (Кочкаранский участок Бабаджанского месторождения) наблюдается линзообразный выход серпенти-

низированного дунита, одна половина которого превращена в рыхлую магнетитизированную породу белого цвета, тогда как другая половина представлена плотным серпентинизированным дунитом. Чем же объяснить, что на расстоянии примерно 30—35 м по длине, дунитовое тело магнетитизировано не на всей площади своего выхода, а на половине, если магнетитизация связана с поверхностным выветриванием? Ведь дунитовое тело на всем своем протяжении залегает одинаково, одинаково обнажается и имеет один и тот же минералогический состав.

Детальные наблюдения приводят к выводу, что на таких участках важную роль сыграла постмагматическая тектоника массива и приуроченная к этому времени массовая серпентинизация пород. По всей вероятности, они подготовили благоприятные условия для будущей магнетитизации пород. Нередко на этих участках можно наблюдать явные следы тектонических нарушений, выражающихся в образовании многочисленных брекчий перетираний и зеркал скольжения.

В общем же образование разрозненных друг от друга участков месторождений магнетитизированных ультраосновных пород автором (1957) представляется следующим образом. По-видимому, первоначально существовала мощная кора выветривания, развитие которой началось с момента обнажения ультраосновных пород на дневную поверхность. Мощность этой коры в различных местах была различной и, вероятно, зависела в основном от тектонической нарушенности, а также от средне-суточного прогрева отдельных участков, т. е. от глубины проникновения солнечного тепла. Последнее обстоятельство, по-видимому, было обусловлено ориентировкой склонов массивов по отношению к странам света. Например, замечено, что почти все современные участки магнетитизированных пород расположены на южных, юго-восточных и юго-западных склонах массивов ультраосновных пород. Таким образом, подошва этой коры выветривания была неровной — среди более или менее ровных участков, по-видимому, существовали углубления значительных размеров, обусловленные вышеприведенными причинами (фиг. 57А). Впоследствии вся эта кора была размита на всю ее мощность, и на дневную поверхность обнажились плотные участки бывшей коры выветривания. Углубленные же участки коры сохранились ввиду того, что остались окруженными плот-

ными участками ультраосновных пород (фиг. 57Б). Возможно, этим же можно объяснить наличие разрыхленных магнетитизированных пород рядом с совершенно немагнетитизированными плотными породами.



Фиг. 57. Схема древней и современной стадий развития коры выветривания ультраосновных пород.

1 — кора выветривания, 2 — ультраосновные породы.

Исходя из изложенного ясно, что современные участки месторождений магнетитизированных ультраосновных пород являются остатками древней коры выветривания.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Описанные месторождения магнетита представляют собой магнетитизированные участки ультраосновных пород — перидотитов, дунитов и серпентинитов, возникших в результате выветривания последних.

2. Процесс магнетитизации охватывает лишь поверхностную часть ультраосновных пород. В плане магнетитизированные участки имеют неправильные формы, вытянутые в субширотном направлении. Размеры их колеблются от нескольких десятков метров до 1 км². В вертикальном направлении глубина магнетитизации доходит до 4—5 м.

3. В пределах контура одного участка магнетитизированные породы в горизонтальном направлении характеризуются довольно однообразным строением и составом. Переход рыхлых магнетитизированных пород в плотные немагнетитизированные вмещающие породы в горизонтальном направлении

происходит постепенно через промежуточные разности слабомагнетитизированных пород.

4. Под магнетитизированными породами залегают плотные немагнетитизированные породы, переход между которыми здесь также происходит постепенно, через промежуточные разности пород.

5. Магнетитизированные участки ультраосновных пород представляют собой сильно разрыхленные землистые массы белого или серовато-белого цвета, в которых чистый магнетит составляет 20—40% от общей массы и залегает в виде:

- а) гороховидных телец размерами до 5—6 см;
- б) взаимно-пересекающихся прожилков мощностью от 0,5 до 20 см;
- в) скоплений неправильной формы;
- г) скоплений порошкообразного магнетита вдоль тонких трещинок в плоскостях трещин-отдельностей пород.

6. Процесс серпентинизации пород предшествовал процессу магнетитизации. Прожилки магнетита образовались из горошин путем их постепенного сгущения в одной плоскости.

7. С месторождениями магнетита пространственно, а иногда и генетически связаны эндогенные минералы — артинит, брусит, тальк, ферробрусит, пироаурит, бруньятеллит, кальцит и экзогенные минералы — гарниерит, ревдинскит (непуит), асбо-лан, кальцит, опал.

8. Химический состав магнетитовой массы всех месторождений примерно одинаковый. Содержания MgO в них колеблются от 35 до 40%, SiO_2 — от 26 до 30% и CaO — от 0,84 до 1,78%. В горизонтальном направлении магнетитовая масса характеризуется более или менее постоянным составом, в вертикальном же направлении — сверху вниз, уменьшается количество MgO , и увеличиваются SiO_2 и CaO .

9. Общие запасы магнетитовой массы исследованных месторождений довольно значительные. Из четырех опробованных месторождений магнетитовая масса двух месторождений может быть использована в качестве добавок при производстве форстеритовых огнеупоров из дунитов и серпентинитов. Магнетитовые же массы других двух месторождений должны быть подвергнуты обогащению, которое может быть основано на приме-

нении разности удельных весов чистого магнезита и вмещающей рыхлой силикатной массы.

10. Полузаводские технологические исследования магнезитов, дунитов и серпентинитов северо-восточного побережья озера Севан, проведенные Харьковским институтом огнеупоров (ВНИИО), установили возможность получения форстеритовых огнеупоров с температурой плавления в 1800—1850°C. На базе этих пород в Шорже построен опытный огнеупорный завод.

Г Л А В А VI

ПРОЯВЛЕНИЯ АСБЕСТА

Первые сведения о проявлении асбеста на северо-восточном побережье озера Севан приводятся Б. С. Вартапетяном в 1934 г. Им были отмечены тонкие (до 2—3 см) прожилки хризотил-асбеста в местности, известной под названием «Коч-Учан» к северо-востоку от сел. Бабаджан.

В 1951 г. автор, по линии Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, проводил поисковые работы на асбест, причем работы были начаты с участка «Коч-Учан», отмеченного Б. С. Вартапетяном. Однако ни детальные поиски, ни разведочные работы не подтвердили оценки этого участка, данной Б. С. Вартапетяном. Было обнаружено несколько прожилков хризотил-серпентина с поперечно-волокнистым строением, похожих на хризотил-асбест только по внешнему виду и, наоборот, по своим физическим свойствам резко отличных от хризотил-асбеста. В том же году автором было обнаружено первое проявление амфибол-асбеста среди разрыхленных участков магнетитизированных ультраосновных пород Даринского месторождения, названного впоследствии Нижне-Даринским, в связи с открытием им в 1953 г. других проявлений в бассейне р. Дара.

В дальнейшем, в 1952 г., а затем в 1953 г. автором в процессе поисково-съемочных работ были обнаружены еще два проявления, которые описываются ниже под названиями Бабаджанского (Армутлинского) и Джанахмедского. За период от 1954 по 1956 гг. партией треста «Мосгеолнеруд» проводились

разведочные работы на проявлениях асбеста района. В 1956 г. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР вновь проводились поисковые и разведочные работы на асбест на Шоржинском и Джил-Сатанахачском массивах.

1. ОПИСАНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ АСБЕСТА

А. Бабаджанское проявление

Находится в 2,5 км к северо-востоку от сел. Бабаджан, на участке Армутлинского хромитового оруденения.

Участок охватывает оба склона ущелья р. Армутлы, где обнажаются коренные выходы массива ультраосновных пород, имеющих субширотное простирание. На севере они контактируют с породами габбрового состава, а на юге — известняками верхнесенонского возраста. Вдоль контакта известняков с ультраосновными породами обнажаются листвениты. Ультраосновные породы представлены преидотитами, дунитами и их метаморфическими разновидностями — серпентинитами. Местами они подверглись процессу магнезитизации на глубину 2—5 м от поверхности. Среди разрыхленных магнезитизированных участков нередко выступают коренные выходы (останцы) плотных, но сильно серпентинизированных разновидностей ультраосновных пород, к которым приурочены проявления хризотил-асбеста.

Последний в виде редких, незакономерно располагающихся и быстро выклинивающихся прожилков пересекает перидотиты и дуниты. Мощность прожилков не превышает 5 мм. Асбест обладает высоким качеством, легко распушивается, давая тонкие и мягкие волокна. Редкость и маломощность прожилков делает это проявление промышленно неинтересным.

Б. Даринское проявление

Проявление расположено в 1,5—2,0 км к северо-востоку от сел. Дара, на участке сильно магнезитизированных дунитов, обнажающихся вдоль обоих бортов ущелья р. Карван-Сарай и

левого борта р. Дара. Последняя является вторым восточным притоком р. Карван-Сарай, считая снизу.

Дуниты, к которым приурочено проявление, характеризуются рядом тектонических нарушений субширотного направления. Одно из нарушений ясно выражается 10—15 м сбросом и фиксируется в виде водопада в ущельях р. Карван-Сарай и ее правых и левых притоков.

Местами дуниты нацело превращены в серпентиниты, кроме того, они сильно магнезитизированы и превращены в рыхлую магнезитовую массу серовато-белого цвета. Нередко среди этой массы наблюдаются скалистые выходы сравнительно свежих неразрыхленных разностей дунитов.

Проявления асбеста отмечены в четырех точках — две точки на левом борту р. Карван-Сарай, третья на правом борту и четвертая — на левом борту р. Дара, в 10—15 м ниже водопада.

Все проявления приурочены к разрыхленным участкам магнезитизированных дунитов, в которых асбест образует небольшие скопления неправильной формы и прожилки мощностью в 1 см, при длине, не превышающей 1 м. В разрыхленных участках волокна асбеста также разрушены и перемяты вместе с вмещающими породами, а на некоторой глубине (2—4 м) прожилки асбеста ясно фиксируются вдоль трещин сравнительно свежих и плотных дунитов.

Прожилки асбеста, в основном, имеют продольно-волокнистое, реже — косо-волокнистое строение; последнее, вероятно, обусловлено последующими небольшими тектоническими подвижками.

Цвет белый, иногда серебристо-белый. Длина волокон — 2—4 см, легко распушивается, давая мягкие и тонкие волокна. Оптические константы, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g = 1,56$, $N_p = 1,54$, $N_g - N_p = 0,02$, удлинение положительное. По своим свойствам и химическому составу, приведенному выше в табл. 15, асбест Даринского проявления отнесен к тремолит-асбесту из группы амфибола с теоретической формулой $H_2 Ca_2 Mg_5 Si_8 O_{24}$. Формула же описанного тремолит-асбеста, на основании его химического состава, следующая: $H_2 Ca_3 Mg_6 Si_7 O_{24}$.

В. Джанахмедское проявление

Находится в 1 км к северо-западу от сел. Джанахмед, на левом борту правого ущелья, расположенного к западу от названного села. Участок проявления сложен выходами сильно серпентинизированных перидотитов, серпентинитов, реже дунитов. С юго-восточной стороны к ультраосновным породам примыкают основные породы типа габбро, апофизы которых часто наблюдаются среди перидотитов. В приконтактной полосе перидотитов эти апофизы ориентированы согласно с направлением контакта. Габбро, слагающее апофизы, характеризуется более плотным и мелкозернистым строением. В южной части участка, выше дороги Джанахмед-Караиман, обнажается полоса лиственитов и доломитов, вытянутая в субширотном направлении.

Проявление асбеста приурочено к выходам сильно серпентинизированных перидотитов, местами полностью превращенных в серпентинит.

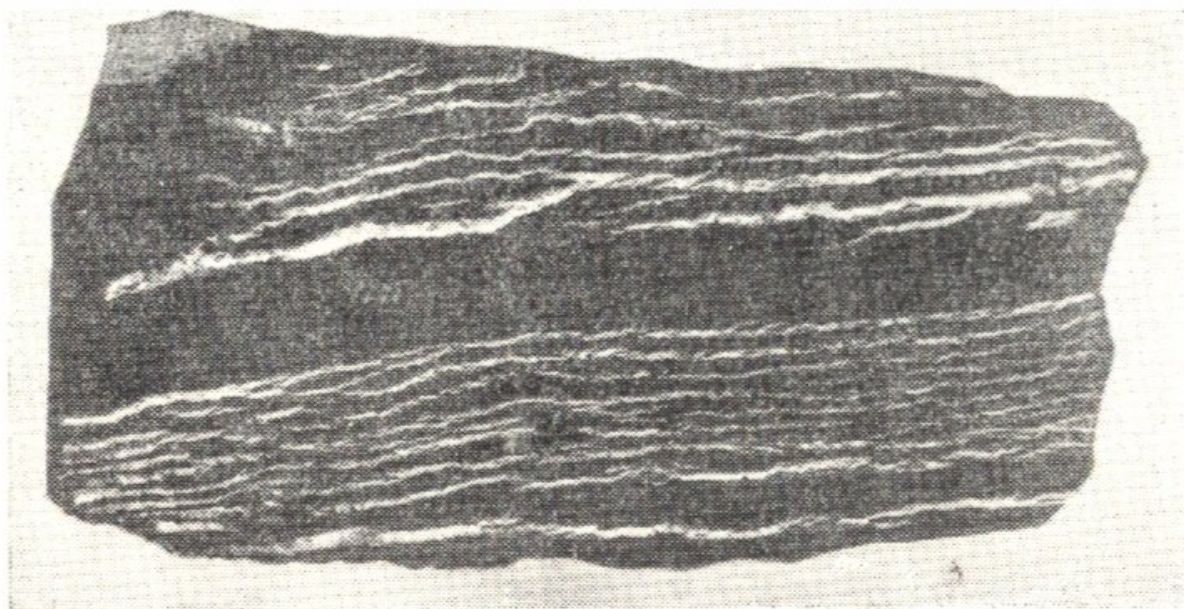
Минералогически асбест представлен хризотилом с поперечно-волокнистым строением, образующим прожилки от 2 до 6 мм мощностью. Серпентинизированные перидотиты на площади в 500 м² пронизаны большим количеством параллельных друг другу прожилков хризотил-асбеста. Часто одна группа параллельных прожилков пересекается другой группой параллельных прожилков, ориентированных под прямым углом к первой группе.

Прожилки имеют поперечно-волокнистое строение (фиг. 58), цвет асбеста — белый. Оптическая константа $N_g = 1,544$, измерена в иммерсионных жидкостях. Удельный вес — 3,09 (измерен в воде). По своим свойствам и химическому составу (табл. 38) асбест Джанахмедского проявления принадлежит к группе хризотила, идеализированный состав которого выражается формулой Чермака $H_4 Mg_3 Si_2 O_9$.

Для хризотил-асбеста удельный вес 3,09 несколько завышенный, по-видимому, в пробу попали обломки вмещающего серпентина.

В табл. 38 приведены химические анализы хризотил-асбеста Джанахмедского проявления (графа 1)* и Канадского ме-

* Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР.



Фиг. 58. Полюсованный штуф перидотита с двумя группами параллельных прожалков хризотил-асбеста. Джанахмедское проявление. 1/2 натур. велич.

сторождения Тетфорд*. Как видно из таблицы, хризотил-асбест из Джанахмедского проявления обнаруживает почти полное сходство с хризотил-асбестом из месторождения Тетфорд

Т а б л и ц а 38

Компоненты	Содержания (вес в процентах)	
	1	2
SiO ₂	38,28	39,62
Al ₂ O ₃	0,98	0,81
Fe ₂ O ₃	4,93	4,52
FeO	2,08	1,90
MnO	0,10	—
CaO	1,35	сл.
MgO	38,96	39,73
H ₂ O+	} не опр.	13,32
H ₂ O—		0,43
П. п. п.	14,00	—
Сумма	100,68	100,33

* Анализ хризотил-асбеста из Канадского месторождения Тетфорд заимствован из справочника для геологов, вып. 5. Госгеолиздат. (1946).

в Канаде. Формула Джанахмедского асбеста, вычисленная на основании его химического состава, имеет следующий вид: $H_4Mg_3Si_2O_9$.

По своему типу Джанахмедское проявление ближе всего подходит к мелкопрожилочному типу асбестоносности, или, как иначе его называют, тигровому асбесту, характерному для Аспагашского месторождения.

С целью установления распространения асбестоносности на глубину и определения перспективности Джанахмедское проявление подлежит разведке.

2. ГЕНЕЗИС ПРОЯВЛЕНИЙ АСБЕСТА

Бабаджанское и Джанахмедское проявления хризотил-асбеста ничем не отличаются по своему генезису от известных месторождений хризотил-асбеста. Образование последних всеми исследователями связывается с процессами серпентинизации, протекавшими под действием углекислых и кремнекислых термальных вод. Источником их одни исследователи считают магму ультраосновных пород, другие — связывают их с гранитными магмами, а третьи — представляют серпентинизацию как автометаморфический процесс ультраосновных пород, а асбестообразование связывают с процессом обработки серпентинитов термальными растворами кислой магмы.

Даринское проявление амфибол-асбеста, приуроченное к разрыхленным участкам наиболее магнетитизированных ультраосновных пород, на первый взгляд оставляет впечатление о поверхностном происхождении асбеста. Однако детальные исследования самих магнетитизированных участков в районе показывают, что эти участки в большинстве случаев приурочены к тектонически нарушенным площадям ультраосновных пород, где наблюдается интенсивное развитие трещин и дробление пород. Эти нарушенные участки, по-видимому, и послужили благоприятными структурами, куда проникали асбестизирующие растворы. Наличие прожилков и скоплений асбеста под магнетитизированными породами подкрепляет высказанное предположение.

Источником растворов кислой магмы, с которыми генетически необходимо связать образование описанных проявлений асбеста, вероятно, послужили небольшие выходы кислых интрузивных пород (гранодиоритов и кварцевых диоритов), развитых в районе распространения формации ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья озера Севан. Возможно, что асбестообразование обязано гидротермальной деятельности кварцевых диоритов, генетически связанных с породами ультраосновного и основного составов (Джил-Сатанахачский, Кясаманский массивы).

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Проявления асбеста в исследованном районе изучены слабо. Из известных к настоящему времени проявлений заслуживают внимания лишь Даринское и Джанахмедское проявления.

2. Минералогически асбест Даринского проявления представлен тремолит-асбестом, а Джанахмедского проявления — хризотил-асбестом. Длина волокна тремолит-асбеста колеблется от 1 до 4 см, длина волокон хризотил-асбеста — от 2 до 6 мм. Специальных исследований их механических свойств и кислотостойкости, определяющих области их применения, не проведено.

3. Все проявления асбеста приурочены к тектонически нарушенным участкам массивов ультраосновных пород и образовались в результате воздействия на них углекислых и кремнекислых термальных вод, источником которых, по-видимому, явилась кислая магма.

4. В связи с указанным необходимо продолжить детальные исследования массивов ультраосновных пород вблизи от небольших выходов кислых пород (гранодиоритов и кварцевых диоритов), обнажающихся на северо-восточном побережье озера Севан.

О ПЛАТИНОНОСНОСТИ, НИКЕЛЕНОСНОСТИ И КОБАЛЬТОНОСНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД РАЙОНА

1. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ

В связи с обнаружением платиновых минералов в одном из образцов сильно серпентинизированного дунита, доставленного С. Е. Айвазовым из Шоржинского массива, в 1930 г. А. Г. Бетехтиным (1932) были проведены специальные поисково-разведочные работы на платину. К сожалению, место взятия образца осталось неизвестным. Химический анализ части этого образца также подтвердил наличие платины.

В результате работ 1930 г. было установлено, что Шоржинский массив по своему геологическому строению значительно отличается от собственно платиноносных массивов Урала и приближается к массивам ультраосновных пород, не содержащих в себе промышленных концентраций платины.

Что же касается продуктов разрушения ультраосновных пород (россыпей), то по климатическим и эрозионным условиям россыпи среди массива не содержат полностью дезинтергрированных обломочных образований, т. е. отсутствуют и условия для образования типичных платиноносных россыпей, аналогичных уральским.

В том же году были опробованы также долинные каменные россыпи и выносы обломочного материала, слагающие долину к югу от Шоржинского массива. Вследствие довольно

значительной мощности рыхлого материала и притока воды в шурфах здесь удалось пробить до конца лишь 50% заложенных шурфов. Отсюда было промыто на шлюзковых устройствах около 245 т породы, но результаты оказались отрицательными. Только в одном из шурфов были обнаружены признаки платины в виде двух мелких зерен.

Следует отметить, что остальные перидотитовые массивы северо-восточного побережья озера Севан по своему геологическому строению, в основном, сходны с Шоржинским массивом и также приближаются к массивам, не содержащим в себе промышленных концентраций платины. Как и на Шоржинском массиве, здесь также отсутствуют условия для образования типичных платиноносных россыпей.

Автором, в процессе поисково-разведочных работ, в 1951 г. были опробованы отложения рыхлых пород и выносы обломочного материала к югу от ультраосновных массивов района. Вблизи от массивов отсутствуют условия для перемыывания этих отложений, которые обусловили бы концентрацию тяжелых минералов. В ряде случаев, где мощность их была значительной, были заданы шурфы, большинство из которых не было доведено до конца из-за отсутствия водоотливных устройств. Ковшевое опробование пород не дало положительных результатов. Только при промывке рыхлых отложений в одном из шурфов, заданном к югу от Джильского месторождения хромита «Главная жила», были обнаружены признаки платины в виде одного маленького зерна.

Однако факт обнаружения платиновых минералов в образце сильно серпентинизированного дунита позволяет все же надеяться на открытие коренных месторождений.

С ультраосновными породами генетически связаны два типа месторождений платины:

- а) платиноносные хромитовые тела, где самородная платина парагенетически тесно ассоциирует с хромшпинелидами и
- б) платиноносные тела в дунитах без признаков концентрации хромшпинелидов.

Еще в 1930 г. А. Г. Бетехтиным (1932) были опробованы некоторые хромитовые тела на Шоржинском массиве. Результаты получились отрицательные. Однако это не означает, что все хромитовые тела являются неплатиноносными, так как

в практике Урала известны примеры, когда два рядом расположенных хромитовых тела имеют резко различное содержание платины. Ввиду этого А. Г. Бетехтин предлагает опробовать остатки, получающиеся на заводе при производстве хромпика.

Для поисков же платиноносных тел в дунитах А. Г. Бетехтиным рекомендуется произвести систематический отбор валовых проб весом в несколько тонн из существующих горных выработок. После соответствующей обработки проб в обогатительной лаборатории Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, если в концентратах не будет обнаружено зерен видимой платины, необходимо будет проанализировать пробу в пробирной лаборатории. Для этой цели требуется проба, по крайней мере весом в 1 тонну.

По мнению автора с целью поисков платиноносных дунитовых тел не бесполезно будет произвести систематический отбор штучных образцов дунитов и серпентинитов для приготовления из них полированных шлифов и дальнейшего их просмотра под микроскопом. Выделения платины и минералов ее группы, если они будут присутствовать в образцах, легко отличить по высокой отражательной способности от выделений сульфидов никеля, которые почти всегда встречаются в серпентинизированных разностях дунитов.

Что же касается рыхлых отложений, расположенных к югу от перидотитовых массивов, нам кажется, что вопрос их платиноносности может быть выяснен лишь в результате их опробования скважинами и шурфами, конечно, имея специальные водоотливные устройства для шурфов. При этом в первую очередь должно быть обращено внимание на те вышеуказанные участки, где уже известны признаки минералов группы платины.

2. НИКЕЛЕНОСНОСТЬ И КОБАЛЬТОНОСНОСТЬ

Исследования автора, проведенные в течение последних лет, установили, что кобальт и никель, в связи с ультраосновными породами северо-восточного побережья озера Севан, встречаются в форме:

А) изоморфной примеси в породообразующих минералах ультраосновных пород (главным образом в оливине);

Б) тонкой вкрапленности сульфидов никеля в сильно измененных, местами рассланцованных разностях ультраосновных пород, превращенных в типичные серпентиниты, и в рудах хромистого железняка, подвергшихся метаморфизму;

В) вторичных минералов (гарниерита, ревдинскита (непуита) и асболана), связанных с процессом выветривания ультраосновных пород.

А. Никель и кобальт в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах ультраосновных пород

Общеизвестно, что в железо-магнезиальном силикате — оливине $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ никель и кобальт изоморфно замещают в кристаллических решетках Mg и Fe, вследствие близости их ионных радиусов. В этом отношении ультраосновные породы северо-восточного побережья озера Севан не составляют исключения. Для выяснения количественного распространения никеля и кобальта в этих породах в табл. 39 приведены их содержания (в процентах) в отдельных разностях ультраосновных пород из Даринского участка Джил-Сатанахачского массива. Из таблицы видно, что максимальные количества NiO содержатся в дуните, затем в перидотите и листвените. CoO химически обнаружен лишь в дуните и перидотите.

Т а б л и ц а 39

Наименование пород	NiO	CoO
Дунит	0,33	0,01
Перидотит .	0,32	0,01
Пироксенит	0,08	не обн.
Серпентинит	0,10	—
Лиственит .	0,31	не обн.

Данные спектральных анализов тех же образцов и других разностей ультраосновных пород подтверждают примерно те же количественные содержания никеля и кобальта. В табл. 40 приведены пределы колебаний содержаний (в процентах) никеля и кобальта, определенных спектральным путем. Образцы отобраны, как уже было указано, из Даринского участка Джил-Сатанахачского массива и из других массивов северо-восточного побережья озера Севан. Для сравнения тут же приведено содержание Ni и Co (в процентах) в габбро из Джил-Сатанахачского массива. Из таблицы видно, что пределы колебаний

никеля и кобальта убывают от дунитов, через перидотиты к лиственитам, пироксенитам и габбро.

Т а б л и ц а 40

Наименование пород	Ni	Co	Количество анализов
Дуниты	0,3—1,0	0,01—0,1	3 анализа
Перидотиты	0,03—1,0	0,01—0,1	4 анализа
Пироксениты	0,01—0,3	0,01—0,03	2 анализа
Серпентиниты	0,01—0,3	0,01—0,03	2 анализа
Листвениты	0,01—0,3	0,003—0,04	4 анализа
Габбро	0,001—0,03	0,003—0,03	5 анализов.

Б. Сульфиды никеля в виде тонкой вкрапленности в серпентинитах и рудах хромистого железняка

Изучение штучных образцов отдельных разностей ультраосновных пород в отраженном свете позволило установить в них наличие тонкой вкрапленности минералов сульфида никеля. Характерно отметить, что в свежих разностях ультраосновных пород вкрапленность эта отсутствует и начинает появляться в серпентинизированных разностях. Максимальное количество их устанавливается в типичных серпентинитах, особенно в их рассланцованных разностях.

Аналогичное явление наблюдается и в рудах хромистого железняка. В свежих разностях руд мелкие выделения сульфидов никеля отсутствуют и появляются лишь в метаморфических разностях (Абовян, 1959₁). Здесь, по-видимому, никель выделяется в процессе серпентинизации оливина из вмещающих ультраосновных пород и вместе с серпентинизирующими растворами проникает по трещинкам в руды хромистого железняка.

Следовательно, появление и количество выделений сульфидов никеля находится в генетической зависимости от степени серпентинизации ультраосновных пород и метаморфизма руд хромистого железняка.

Из сульфидов никеля встречены миллерит — NiS и пентландит — (Fe, Ni)₉ S₈, образующие вкрапленность (до 0,1 мм),

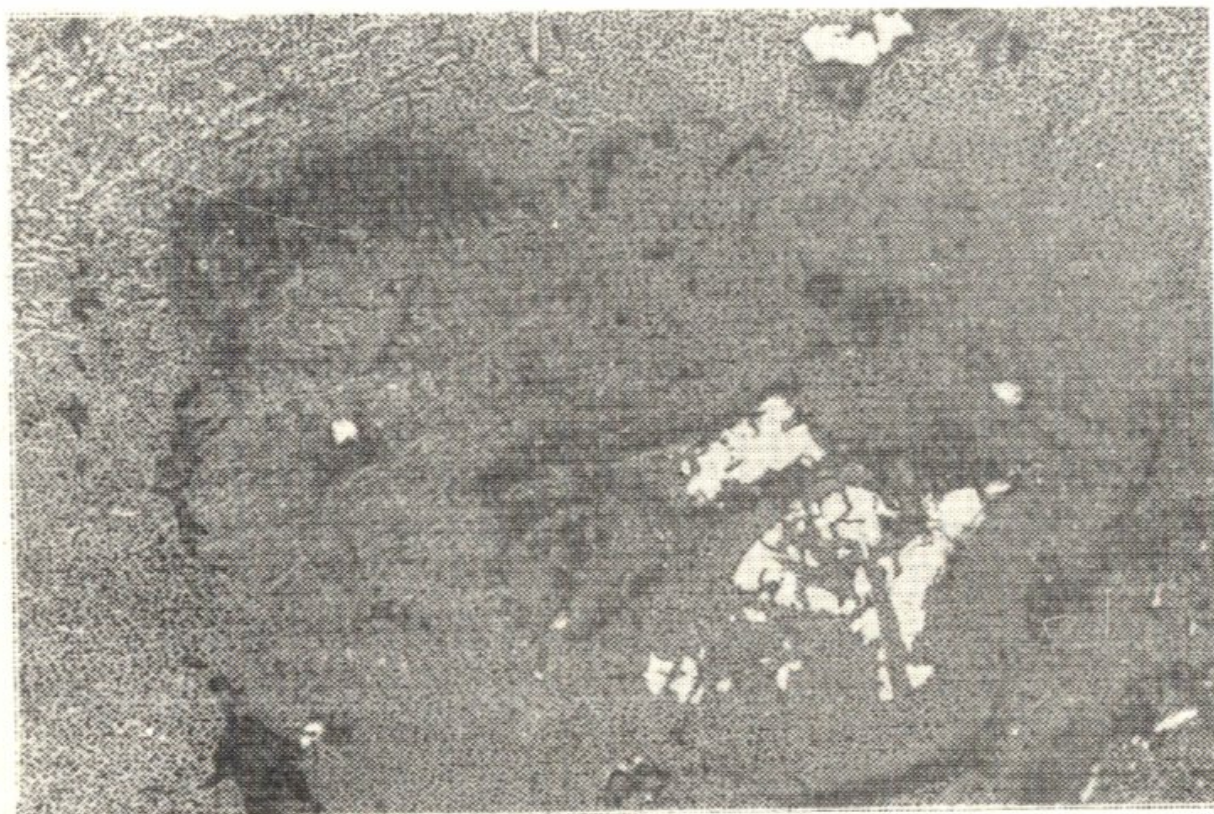
и тонкие прожилки (до 0,07 мм мощностью) обычно в серпентинитах (фиг. 59) и в метаморфизованных рудах хромистого железняка (фиг. 60). Выделения эти легко обнаруживаются в полированных шлифах под микроскопом.

Из серпентинитовых участков северо-восточного побережья озера Севан, в которых наблюдаются заметные концентрации сульфидов никеля, обнаруживаемые под микроскопом, необходимо отметить следующие:

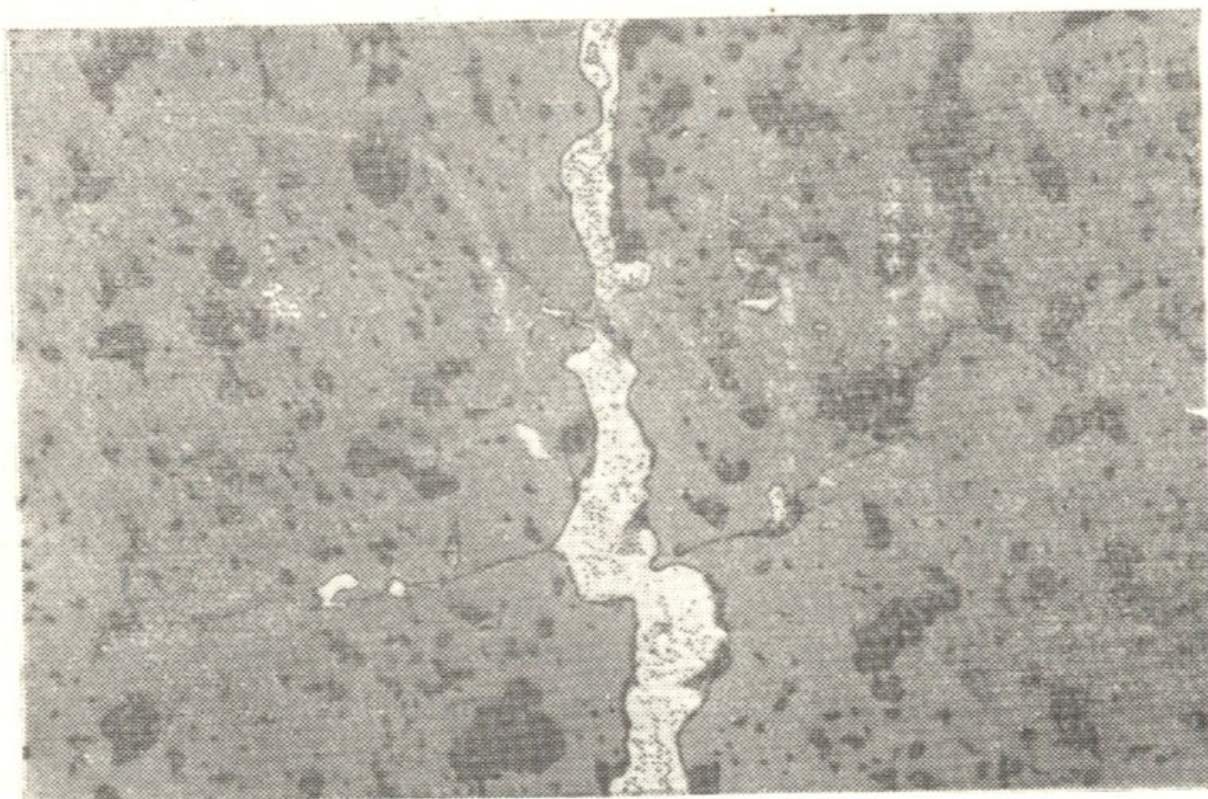
1. западный и центральный серпентинитовые участки Шоржинского массива;
2. серпентинитовые участки Джил-Сатанахачского массива, расположенные к северу и северо-востоку от сс. Бабаджан, Памбак и Дара;
3. ряд небольших серпентинитовых участков к северо-востоку от сс. Джанахмед и Инакдаг на Караиман-Зодском массиве.

Спектральные анализы серпентинитов из этих участков показывают содержания никеля до 1%. Никель в них присутствует в виде сульфидов и, по-видимому, отсутствует в виде изоморфной смеси.

Кратко рассмотрим вопрос образования сульфидов никеля в ультраосновных породах. Согласно представлениям И. Фогта (1923) в процессе кристаллизации ультраосновной магмы никель в качестве изоморфной примеси к магнию входит в состав кристаллизующихся первичных силикатов (оливина и пироксена). Источником серы также является ультраосновная магма, в которой содержатся заметные количества сероводорода (Лодочников, 1936, Логинов, 1941). По мнению автора при процессе серпентинизации происходит разложение оливина и пироксенов ультраосновных пород, в результате чего освобождается никель, изоморфно замещающий магний и, соединяясь с серой, образует сульфиды, которые откладываются в трещинках и порах пород и руд хромистого железняка. При этом процессе сера, которая необходима для образования сульфидов никеля, по-видимому, переносилась серпентинизирующими растворами.



Фиг. 59. Выделения сульфида никеля в серпентините. Шоржинский массив. Аншлиф. Увелич. 35. Без анализатора.



Фиг. 60. Выделения сульфида никеля в хромистом железняке. Месторождение Нижней Дары. Аншлиф. Увелич. 30. Без анализатора.

В. Вторичные минералы никеля и кобальта, связанные с процессом выветривания ультраосновных пород

Процессы выветривания на массивах ультраосновных пород северо-восточного побережья озера Севан выражены слабо. Отсутствует кора выветривания, столь характерная для массивов ультраосновных пород Урала. Из изложенного выше по месторождениям магнезита ясно, что сохранились лишь остатки древней коры выветривания, представленные разрыхленными магнезитизированными серпентинитами с выделениями чистого магнезита.

В наиболее выветрелых и выщелоченных участках серпентинитов Шоржинского, Джил-Сатанахачского и Караиман-Зодского массивов довольно редко, но все же наблюдается небольшое развитие вторичных минералов никеля и кобальта, представленных гарниеритом, ревдинскитом (непуитом) и асболаном. Минералы эти обычно имеют колломорфное строение и образуют небольшие прожилки мощностью до 1—2 см и скопления, имеющие в поперечнике 3—5 см. Краткое описание их было дано при изложении месторождений магнезита, здесь же можно отметить, что количество и размеры выделений их на данной стадии изученности позволяют говорить лишь о минералогическом их значении.

Условия залегания и формы выделений этих минералов свидетельствуют о том, что выпадение их произошло в форме гелей из коллоидных растворов. Источником никеля, кобальта, марганца, магния и железа явились серпентин и те минералы, за счет которых он образовался (главным образом оливин, реже пироксен).

3. ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Из описанных выше форм проявлений наибольшими перспективами обладают проявления никеля и кобальта в виде изоморфной примеси в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах) и никеля — в виде тонкой вкрапленности в серпентинитах. Перспективность их обусловлена практически неисчерпаемыми запасами указанных ультраосновных пород, их удоб-

ным географическим расположением (близость к дорогам) и весьма выгодными горно-техническими условиями их будущей разработки (открытые выработки).

Имеющиеся к настоящему времени данные (М. А. Оганесян) по технологии извлечения никеля и кобальта из ультраосновных пород дают довольно обнадеживающие результаты. Предлагаемый технологический процесс, в сущности говоря, сводится к воспроизводству природных процессов выветривания указанных пород в искусственных условиях. С этой целью предлагается использовать в качестве разлагающих реагентов отходящие газы промышленных предприятий Армянской ССР, содержащие SO_2 , CO_2 , Cl и др. Опытным путем установлено, что при оптимальном коэффициенте разложения породы равном 0,8 и при содержании $Ni—0,3\%$ и $Co—0,01\%$, извлечение никеля и кобальта из одной тонны породы составляет, соответственно, 2,4 кг и 0,08 кг. Значение процесса разложения еще больше увеличивается тем, что наряду с металлами — никелем, кобальтом, хромом, железом получают соли и окись магния и кремнезем той или иной степени активности.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Факт обнаружения платиновых минералов в образце серпентинизированного дунита позволяет надеяться на наличие коренных месторождений, поиски которых необходимо вести путем:

а) систематического отбора валовых проб весом в 1 тонну из существующих подземных выработок и поверхностных обнажений,

б) систематического отбора штучных образцов из дунитов и серпентинитов, с целью их микроскопического изучения,

в) опробования рыхлых отложений массивов ультраосновных пород путем проходки скважин и шурфов (имея водоотливные устройства для шурфов).

2. Максимальные количества никеля (0,31—0,33%) и кобальта (0,01%) в виде изоморфной примеси содержатся в дунитах, затем перидотитах и лиственитах. В меньшей степени

они содержатся в серпентинитах (Ni — 0,1%) и пироксенитах (Ni — 0,08%).

3. Появление и количество выделений сульфидов никеля в ультраосновных породах и рудах хромистого железняка находится в генетической зависимости от степени серпентинизации этих пород и метаморфизма руд.

4. Вторичные минералы никеля и кобальта представлены их водными силикатами и окислами (гарниерит, ревдинскит (непуит), асболан), не имеющим практического значения.

5. В связи с возможным практическим использованием первых двух форм проявления никеля и кобальта, описанных выше, необходимо:

а) начать систематическое изучение никеленосности и кобальтоносности всех массивов ультраосновных пород северо-восточного побережья озера Севан с целью выяснения закономерностей распространения никеля и кобальта в отдельных разностях этих пород и оконтуривания участков с повышенными содержаниями этих металлов;

б) продолжить технологическое изучение ультраосновных пород с целью испытания результатов их разложения, полученных в лабораторных условиях, в полужаводских и заводских условиях.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ ДРУГИХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РАЙОНА

Кроме описанных выше месторождений и проявлений хромита, магнезита, асбеста, платины, никеля и кобальта, генетически связанных с массивами ультраосновных пород, в районе известны также месторождение золота и проявления меди, ртути и железа. Указанные месторождения и проявления расположены в полосе развития ультраосновных и основных пород и имеют в основном гидротермальное происхождение. Месторождение золота лишь пространственно связано с этими породами. Проявления меди и железа иногда обнаруживают генетическую связь с основными интрузивными породами района.

1. ЗОДСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА

Впервые работами И. Г. Гаспарян в 1948 г. на северо-восточном побережье озера Севан было установлено наличие золота в шлихах. Коренное же месторождение было выявлено в 1951 г. Тертерской поисковой партией треста «Кавзолоторазведка» под руководством Т. М. Степаняна и В. Г. Сарибекова. Интересно, что месторождение было известно еще в глубокой древности, о чем свидетельствуют древние выработки и археологические данные в бассейне озера Севан, относящиеся к XI веку до нашей эры. По-видимому, к Зодскому же месторождению относится сообщение Страбона о том, что Александр Македонский в IV веке до нашей эры сна-

рядил отряд для завоевания страны Суспиритис, где находились золоторудные месторождения. Другие данные говорят о существовании разработок на месторождении также в VII веке нашей эры*. Возможно, что тогда месторождение разрабатывалось вторично, однако, вероятно, в связи с набегами иноземных захватчиков, оно впоследствии было заброшено и забыто до момента его последнего открытия. До 1955 г. месторождение разведывалось трестом «Кавзолоторазведка», а с 1955 г. — Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР.

Район Зодского месторождения сложен, главным образом, основными и ультраосновными интрузивными породами и вулканогенно-осадочной толщей нижнего сенона. Последние образуют антиклинальную структуру субширотного простирания, вмещающую интрузивные породы, представленные перидотитами, габбро, реже дунитами и пироксенитами и их метаморфическими разностями — серпентинитами. Вблизи от месторождения обнажаются небольшие выходы гранодиоритов и даек диорит-порфиритов, кварцевых порфиров и кварцевых плагиопорфиров. В некоторых дайках диорит-порфиритов наблюдаются небольшие ксенолиты плагиогранитов. Гранодиориты и дайковые породы прорывают все указанные выше породы, вследствие чего являются наиболее молодыми эндогенными образованиями района.

Структура рудного поля месторождения характеризуется наличием зон интенсивного развития тектонических разломов субширотного простирания и почти вертикального падения и многократного дробления пород вдоль этих разломов. В последующем, в периоды постмагматической деятельности, они служили путями проникновения гидротермальных растворов, в результате воздействия которых на окружающие породы происходило их изменение путем привноса кварца, карбонатов и рудных минералов. На образованные таким образом зоны гидротермально измененных пород накладывались процессы по-

* По устному сообщению Т. М. Степаняна в 1953 г. недалеко от месторождения среди развалин древнего населенного пункта, наряду с большим количеством размельченного кварца, являющегося вмещающей породой для оруденения золота, были обнаружены также предметы домашнего обихода, датируемые археологами VII веком нашей эры.

верхностного выветривания, выражающиеся в окислении и замещении пород карбонатом и гидроокислами железа. В зоне разломов наблюдаются более молодые тектонические подвижки, которые не прекращались и после гидротермальных процессов рудоотложения, о чем свидетельствуют пострудные смещения с образованием оруденелых брекчий. Смещения эти имеют небольшую амплитуду и носят характер сбросо-сдвигов.

На месторождении наблюдаются четыре измененные зоны субширотного простирания, приуроченные к тектоническим разломам. Кроме того, выделяются участки штэкверкового характера с прожилковым оруденением в габбро. Зоны характеризуются интенсивной гидротермальной измененностью и брекчированием слагающих пород. Изменения эти выражаются в окварцевании, карбонатизации, пиритизации, серицитизации, каолинизации, хлоритизации и ожелезнении в верхних горизонтах пород. Для зон характерно также наличие многочисленных апофиз и ответвлений, часто сливающихся друг с другом. Рудные зоны с промышленными содержаниями располагаются примерно в средней части зон гидротермально измененных пород.

Минералогический состав месторождения очень сложный. Из рудных минералов встречаются: пирит, халькопирит, золото, тетрадимит, алтаит, сфалерит, галенит, арсенопирит, марказит, пирротин, хромит, магнетит, гематит, ильменит, кубанит, блеклые руды, линнеит, полидимит, зодит, кобальтин, никелин, раммельсбергит, герсдорфит, виаларит, миллерит, висмутин, купровисмутит, самородный теллур, смальтин, бравонт, хлоантит и др. Нерудные минералы представлены кварцем, анкеритом, кальцитом, халцедоном, родонитом, родохрозитом, баритом, магнезитом, доломитом и сидеритом, а вторичные минералы — окислами и гидроокислами железа, марганца, вторичными минералами — меди, никеля и др.

На основании изучения рудных тел и их пространственного взаимоотношения в забоях выработок, минералогического состава, текстурных и структурных взаимоотношений на штуфных образцах и шлифах Ш. О. Амирян на месторождении выделяется несколько разновидностей руд, отвечающих различным парагенетическим ассоциациям минералов и, соответственно, различным стадиям минерализации. Стадии эти следующие:

1. безрудный, молочно-белый, массивный, сливной кварц;
2. кварц, пирит, арсенопирит с незначительным количеством леллингита;
3. кварц-карбонатная, медно-колчеданная и полиметаллическая стадия;
4. кварц-карбонат-золоторудная стадия с серебром, висмутом, теллуrom;
5. кварц-карбонат-антимонит-сульфосоли;
6. кварц (халцедон)-карбонатная безрудная стадия.

Каждый тип руд обособлен во времени и частично в пространстве.

Минералогический состав руд, а также характер изменения боковых пород рудных зон, позволяют отнести Зодское месторождение к типу гидротермальных средне- и низкотемпературных образований средних и малых глубин, связанных с очагами гранитоидных интрузивов.

Месторождение имеет промышленный интерес и ныне находится в стадии детальной разведки.

2. ПРОЯВЛЕНИЯ РТУТИ

Также работами И. Г. Гаспарян в 1948 г. в районе современных проявлений ртути было установлено наличие киновари в шлихах. Впоследствии, в 1952 г., поисковым отрядом Зодской ГРП, под руководством А. В. Потеряхиной, были проведены детальные шлиховые работы, давшие довольно хорошие результаты (отдельные пробы показывали от 50 до 200 г киновари), однако коренное оруденение киновари им все же не было выявлено. Лишь в 1953 г. И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном было обнаружено коренное оруденение киновари в ущелье р. Буратапа, названное ими Кясаманским. В том же году Севанской экспедицией ИГН АН АрмССР, под руководством И. Г. Магакьяна и Г. О. Пиджяна, были обнаружены другие проявления киновари — Буратапинское, расположенное в верховьях р. Буратапа и Джанахмедское — к северу от сел. Джанахмед.

Кясаманское проявление расположено в среднем течении р. Буратапа, на обоих бортах ее ущелья, в 4 км к северо-востоку от одноименного села. Участок проявления сло-

жен вулканогенно-обломочной толщей нижнего сенона, прорванной в северо-западной части интрузивными породами габбрового состава. Вулканогенно-обломочная толща представлена в основном сильно измененными порфиритами, с которыми переслаиваются туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и рифовые мраморизованные известняки, образующие линзы и пачки небольшой мощности. Вблизи от интрузивных пород известняки раздроблены, окварцованы, местами заохрены и превращены в кварц-карбонатные листовитоподобные породы рыжевато-бурого цвета. Проявление ртути приурочено именно к заохренным кварц-карбонатным породам и представлено узкой зоной, простирающейся на СВ—40—45° и падающей на северо-запад под крутыми углами в 80—85°. Ширина зоны колеблется в пределах от 1 до 3 м, при общей длине 35—40 м.

Единственным ртутным минералом, слагающим проявление, является киноварь, которая образует примазки, мелкую вкрапленность и тонкие, быстро выклинивающиеся прожилки. В основном наблюдается вкрапленность, которая на отдельных участках сгущается, а местами совершенно отсутствует. Сопутствующими киноварь минералами являются кварц, местами разрыхленная желтая охра, пирит, халькопирит и, реже, малахит. Выделения киновари, как правило, связаны с кварцем. Химические анализы отдельных штуфных образцов, выполненные в химлаборатории ИГН АН АрмССР, показывают содержания ртути от 0,05% до 2,5%.

Разведочные работы, проведенные на этом проявлении в 1954 г. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР, установили крайнюю неравномерность оруденения и незначительность его размеров.

Буратапинское проявление находится в 1,5 км к северо-востоку от Кясаманского, в верховьях р. Буратапа, недалеко от водораздельной части Севанского хребта, под вершиной горы Буратапа (3267,3 м).

На участке проявления обнажаются известняки верхнесенонского возраста, которые в северной части прорываются интрузивными породами типа габбро. Падение известняков северо-восточное, под углами 40—60°. К западу от участка обнажается вулканогенная толща нижнего сенона, согласно подсти-

лающая известняки. Вулканогенная толща представлена порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и небольшими линзами мраморизованных известняков. Вдоль контакта с габбровым интрузивом известняки и порфириты сильно изменены, окварцованы и местами превращены в кварц-карбонатные породы—листвениты. Среди разрыхленных участков лиственитов наблюдаются два скалистых выхода, к которым приурочено оруденение киновари. Размеры западного выхода 25 × 12 м, восточный выход сравнительно крупнее — длина его 40 м, ширина 26 м.

Киноварь встречается в виде тонких примазок, прожилков и мелких вкрапленников. Во всех случаях выделения киновари связаны с кварцем. Из сопутствующих минералов, кроме кварца, встречаются пирит, халькопирит, гидросиликаты никеля в виде налетов и редкая вкрапленность мелких зерен хромшпинелидов. Химические анализы штучных проб Буратапинского проявления, выполненные в химлаборатории ИГН АН АрмССР, показывают содержания в них ртути от 0,05 % до 0,24 %.

Разведочные работы Управления геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР установили небольшую мощность оруденелых лиственитов. Штольни, заданные в 15 м ниже лиственитов, прошли в породах габбрового и ультраосновного составов, вследствие чего выяснилось, что распространение оруденения на глубину ограничивается примерно в пределах глубины 10 м.

Джанахмедское проявление расположено в 2 км к северу от одноименного села.

Участок проявления сложен сильно серпентинизированными перидотитами, с которыми местами перемежаются тонкие линзообразные тела дунитов, вытянутые в субширотном направлении. Как перидотиты, так и дуниты прорваны дайкообразными телами пироксенитов. На головах этих пород залегает сохранившийся от размыва довольно крупный выход лиственита, к которому приурочено проявление ртути.

Ртутный минерал здесь также представлен киноварью, образующей убогие примазки и мелкую вкрапленность. Сопутствующими минералами являются кварц, кальцит, гидросиликаты никеля и редкие вкрапленники зерен хромшпинелидов. Химический анализ штучной пробы, выполненный в хим лабора-

тории ИГН АН АрмССР, показывает содержание ртути в 0,1%. Всего констатируется два небольших участка, где встречены выделения киновари. Размеры их не превышают нескольких квадратных метров. Разведочные работы 1954 г. установили полное отсутствие киновари уже на глубине 0,5 м.

3. ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДНЫХ РУД

Проявления медных руд в районе были известны давно. В старое время они кем-то разведывались, но результаты получились отрицательные. Всего известно два проявления—Гедахвалинское и Джанахмедское. Оба проявления разведывались и в 1954 г. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров АрмССР. Результаты разведок также оказались отрицательными.

Гедахвалинское проявление расположено на левом борту ущелья одноименной речки, находящейся примерно в середине между сс. Караиман и Джанахмед.

Участок сложен диабазовыми порфиритами нижнесенонской вулканогенной толщи, прорванной в северной части интрузивом габбровых пород. К западу от участка, на левом борту речки, обнажаются небольшие выходы ультраосновных пород. Проявление приурочено к плоскостям трещин-отделенностей сильно измененных диабазовых порфиритов и представлено тонкими прожилками и гнездообразными включениями халькопирита, реже пирита. Встречаются также вторичные минералы меди и железа—малахит, ковеллин и лимонит, образующие тонкие налеты и примазки вдоль трещинок.

Размеры проявления небольшие — в длину имеет 80 м, при ширине 20 м. Характер оруденения прожилковый, вкрапленные руды отсутствуют, вследствие чего вряд ли можно ожидать крупных скоплений медных руд. Разведка 1954 г. установила выклинивание прожилков на глубине 4—5 м.

Гедахвалинское проявление, по-видимому, генетически связано с гидротермальной деятельностью габбровой магмы.

Джанахмедское проявление находится в 3,5 км к северу от одноименного села.

Проявление незначительное. Оно приурочено к выходам гидротермально измененных, окварцованных, ожелезненных и

карбонатизированных пород (типа кварц-карбонатных пород—лиственитов), оконтуривающихся со всех сторон вулканогенными породами нижнего сенона. Листвениты здесь представляют собой небольшой останец известняков верхнего сенона, прорванных интрузивом ультраосновных пород. Оруденение меди представлено, главным образом, вкрапленниками халькозина, реже встречаются халькопирит, ковеллин, борнит и малахит. Халькозин в шлифах обнаруживает изотропность, характерную для кубической разности, на основании чего можно предположить, что он первичный. Химический анализ штучного образца, выполненный в химлаборатории ИГН АН АрмССР, показывает содержание меди — 0,5% и никеля — 0,01%.

Разведка 1954 г. установила отсутствие признаков оруденения на глубине 2 м.

4. ПРОЯВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

В результате поисково-съёмочных работ на северо-восточном побережье озера Севан автор в 1954 г. обнаружил три проявления железных руд — Шоржинское, Артанишское и Чатын-Даринское. Ниже приводится их краткое описание.

Шоржинское проявление находится в 1,5 км к северо-востоку от одноименного села, на левом борту ущелья так называемой Глухой балки.

На участке проявления обнажаются в юго-западной части известняки верхнего сенона, которые в северной части согласно перекрываются покровами плагиоклазовых порфиритов среднего — верхнего эоцена. Проявление приурочено к контакту известняков и порфиритов. Известняки падают на северо-запад $345-350^\circ$ под углами $40-45^\circ$. Контакт слабо задернован, однако удается проследить его северо-западное простирание. Вдоль контакта порфириты сильно изменены, заохрены и превращены в плотную мелкозернистую роговикоподобную породу. В полосе заохренных пород залегает оруденение, имеющее субширотное простирание. Длина его 12 м, ширина 1,5—2,0 м.

Оруденение представлено, главным образом, лимонитом, а на глубине 2,0 м местами сохранились отдельные участки, сложенные магнетитом. Лимонит массивный, характеризуется типичной колломорфной текстурой с более или менее концентри-

ческим расположением отдельных слоев. Часто промежутки между отдельными слоями заполнены рыхлой железной охрой желтовато-бурого цвета. Магнетит также массивный и какими-либо особенностями не отличается от обычных магнетитов. Химический анализ лимонитовой руды, выполненный в химлаборатории ИГН АН АрмССР, показывает содержание Fe—38,11%, Ni—0,3%.

Проявление прослежено канавой лишь до глубины 2,0 м, ниже оно не разведано.

Артанишское проявление расположено в 500 м к западу от одноименного села и в 80 м выше дороги Артаниш — Шоржа.

Участок проявления представлен выходами известняков верхнесенонского возраста, прорванных интрузивными породами Центрально-Артанишского перидотито-габбрового массива. Проявление приурочено к контактовой полосе известняков и габбро. Ширина полосы — 2—4 м, длина — 80 м. Вся контактовая полоса сильно изменена и превращена в ожелезненную породу коричневатого цвета. Вблизи от контакта известняки мраморизованы, падение их на юго-запад 260° под углом 40° .

Оруденение приурочено к контактовой полосе и представлено мелкими зернами магнетита, образующего довольно густую вкрапленность. Из нерудных минералов присутствуют гранат и кальцит. Гранат образует идиоморфные, довольно крупные зерна размерами до 5—6 мм. Цвет его темно-красный, зерна имеют правильную кристаллографическую огранку. Магнетит образует мелкие зерна размерами до 2 мм. Обычно он заполняет пространство между кристаллами граната, нередко обволакивая его. Кальцит встречается в виде ксеноморфных зерен, выделившихся после граната и магнетита. Размеры его зерен достигают до 2—3 мм. Химический анализ штуфного образца руды, выполненный в химлаборатории ИГН АН АрмССР, дает содержание железа — 46,83%, никеля — следы.

Проявление скарновое, произошло в результате контактового взаимодействия габбрового интрузива на известняки. Для выяснения размеров и перспективности описанного проявления необходимо произвести разведочные работы.

Чатын-Даринское проявление находится в

2 км к югу от сел. Джил, на левом борту ущелья р. Чатын-Дара.

Породы, слагающие проявление, представлены известняками верхнего сенона в западной части и лиственитами — в восточной части. Известняки около проявления образуют синклиналь, ось которой ориентирована на северо-запад $300-310^\circ$. К северо-востоку от участка обнажаются ультраосновные породы Джил-Сатанахачского массива. Вблизи от контакта с известняками листвениты сильно изменены, разрушены, в результате чего превращены в рыхлую землистую массу желтовато-бурого цвета.

Оруденение приурочено к рыхлым участкам измененных лиственитов и представлено линзообразным телом, прослеженным на поверхности примерно на 20 м, при ширине 1—1,5 м. Падение его на СВ— 320° , под углом $70-75^\circ$. Тело сложено также, как и на Шоржинском проявлении, лимонитом, обладающим колломорфной текстурой. Участков, сложенных магнетитом, здесь нет.

Проявление необходимо разведать на глубину.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Из других полезных ископаемых, развитых в районе распространения массивов ультраосновных и основных пород, наибольшее значение по своей перспективности имеет Зодское месторождение золота.

2. Проявления ртути обычно незначительные. Однако возможность выявления новых, более крупных проявлений в тектонически нарушенных зонах не исчерпана. В этом отношении заслуживают постановки поисковых работ измененные участки вулканогенно-осадочных пород в полосе сел. Джил—Инакдаг, где наблюдаются также небольшие выходы кислых интрузивных пород.

3. Проявления железных руд в исследованном районе совершенно не изучены. С целью выяснения их размеров и перспективности необходимо поставить разведочные работы.

4. Исходя из размеров и типа оруденений медных руд, они могут иметь лишь минералогическое значение. Разведкой 1954 г. доказана их бесперспективность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В геологическом отношении исследованный район сложен вулканогенно-обломочной толщей нижнего сенона, известняками и мергелями верхнего сенона, известняками палеоцена, нижнего и среднего эоцена и вулканогенными толщами эоцена и олигоцена. В тектоническом отношении район входит в Севанскую интрагеосинклинальную зону, расположенную в средней части северной окраины Складчатой зоны Армении (по К. Н. Паффенгольцу). Указанные выше отложения в Севанской интрагеосинклинали слагают ряд изоклинальных, местами опрокинутых на юг, складок. Последние, по данным К. Н. Паффенгольца, в бассейне р. Шамхор (в Сомхето-Ганджинской полого-складчатой зоне), в результате сильной пликативной дислокации, при давлении, шедшем с юга, поддвинуты под нижнеюрскую вулканогенную толщу. По данным автора линия надвига проходит за пределами бассейна озера Севан.

2. Интрузивные породы исследованного района представлены, главным образом, массивами ультраосновных и основных пород и весьма редко-- породами кислого состава: гранодиоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами. Причем последние являются более молодыми образованиями и генетически не связаны с ультраосновными и основными породами, которые в петрологическом отношении представляют собой единую габбро-перидотитовую формацию верхнеэоценового времени. Массивы их являются апикальными частями залегающей на глубине единой гипабиссальной залежи, обладающей признаками лакколитовых и хонолитовых интрузивов. Общая ориентированность вмещающих интрузивы складчатых структур имеет общекавказское направление. Прорывы интрузивов ультраосновных

и основных пород произошли в основном в куполах антиклинальных, реже синклинальных структур, образуемых сенонскими и эоценовыми вулканогенно-карбонатными породами.

По петрографическому составу массивы ультраосновных и основных пород подразделяются на габбро-перидотитовые, габбро-кварцево-диорито-перидотитовые и перидотито-габбровые. Чисто перидотитовые массивы отсутствуют. С северо-запада на юго-восток выделяются следующие массивы: Шоржинский, Адатапинский, Артанишский, Джил-Сатанахачский, Шишкаинский, Кясаманский и Караиман-Зодский. В генетическом отношении породы, слагающие массивы, представляют собой продукты дифференциации магмы из одного и того же глубоко залегающего очага, при этом дифференциация магмы произошла на глубине и предшествовала их внедрению. Условия залегания этих пород, их взаимоотношения и общность ряда элементов (Cr, Ni, Co), характерных для них, позволяют считать кварцевые диориты за крайне кислые, а ультраосновные породы — за крайне основные (ультраосновные) дифференциаты той же магмы, из которой образовалось и габбро. По составу габбро занимают среднее положение между ультраосновными породами и кварцевыми диоритами.

Среди габбро-перидотитовой формации, образование которой охватывает один магматический период, наблюдается следующая последовательность в формировании пород: ультраосновные породы (перидотиты, дуниты), габбро и кварцевые диориты. Пегматоидные образования ультраосновных пород — пироксениты (дайки) обособились после габбро и до внедрения пегматоидных образований основных пород — амфиболовых анортозитов (дайки). Во второй магматический период, отделенный от первого довольно большим промежутком времени, в течение которого породы первого периода полностью остыли и затвердели, произошло внедрение даек основной магмы: диабазов, диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов.

По своему химическому составу ультраосновные и основные породы северо-восточного побережья озера Севан приближаются к составу соответствующих пород Азербайджанской ССР, Урала и средних данных Р. О. Дэли.

3. Металлогеническая роль интрузивов ультраосновных и основных пород и кислых интрузивов резко различна.

Ультраосновные породы включают в себя месторождения хромистого железняка, магнезита и проявления платины, никеля, кобальта и асбеста. С основными породами связаны проявления железных и медных руд, а с кислыми породами — оруденения золота и киновари. Хотя проявления асбеста пространственно приурочены к ультраосновным породам, все же источником растворов, проработавших ультраосновные породы в асбест, по-видимому, являются интрузивы кислых пород.

а) Месторождения хромистого железняка Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов приурочены к дунитовым участкам ультраосновных пород, а месторождения Караиман-Зодского массива — к перидотитовым участкам. В связи с этим перидотитовые участки Караиман-Зодского массива должны быть подвергнуты детальному поисковому работам.

Формы рудных тел хромита линзо-, жило- и гнездообразные. Размеры их небольшие. Рудные тела, приуроченные к дунитовым участкам, залегают согласно с ними, в перидотитовых же участках — согласно с общим простиранием перидотитового массива. Руды представлены массивными и густовкрапленными разностями. Вкрапленные руды встречаются реже. Наряду с высококачественными рудами (45—50% Cr_2O_3) имеются и низкосортные руды (34—40% Cr_2O_3 в концентратах). Судя по химическим анализам, хромшпинелиды представлены в основном двумя минеральными видами — магнохромитами и хромпикотитами.

Большинство рудных тел, по классификации А. Г. Бетехтина (1937), относится к типу гистеромагматических образований, и лишь некоторые из них — к типу ортомагматических. Как гистеромагматические, так и ортомагматические тела, по классификации Г. А. Соколова (1948), относятся к автомагматическим образованиям, так как возникли из той же магмы, в породах которых они залегают.

б) Настоящие месторождения магнезита на северо-восточном побережье озера Севан отсутствуют. Имеются лишь магнезитизированные участки ультраосновных пород, возникшие в результате поверхностного выветривания последних. Они представляют собой сильно разрыхленные землистые массы белого или серовато-белого цвета, в которых чистый магнезит составляет 20—40% от общей массы и залегает, глав-

ным образом, в виде гороховидных телец (размерами до 5—6 см) и взаимно-пересекающихся прожилков (мощностью от 0,5 до 20 см). Размеры их колеблются от нескольких десятков метров до 1 км². В вертикальном направлении глубина магнетизации доходит до 4—5 м.

По своему химическому составу магнезитовая масса всех месторождений примерно одинаковая. Содержание MgO в них колеблется от 35 до 40%, SiO₂ — от 26 до 30% и CaO — от 0,84 до 1,78%. В пределах контура каждого месторождения магнезитовая масса в горизонтальном направлении характеризуется довольно постоянным составом, в вертикальном же направлении — сверху вниз, уменьшается количество MgO, и увеличиваются содержания SiO₂ и CaO. Переход рыхлых магнезитизированных пород в боковые, сравнительно свежие породы, происходит постепенно через промежуточные разности пород.

Общие запасы магнезитовой массы исследованных месторождений довольно крупные. Они могут быть использованы в качестве добавок при производстве форстеритовых огнеупорных кирпичей из дунитов или серпентинитов. Полузаводские технологические исследования, проведенные Харьковским институтом огнеупоров (ВНИИО), установили возможность получения форстеритовых огнеупоров с температурой плавления 1800—1850°C. На базе этих пород около сел. Шоржа построен опытный завод.

в) Проявления асбеста в исследованном районе изучены слабо. Из известных проявлений заслуживают внимания лишь Даринское и Джанахмедское. Минералогически асбест Даринского проявления представлен тремолитом, а Джанахмедского — хризотилом. Оба проявления приурочены к тектонически нарушенным участкам массивов ультраосновных пород и образовались в результате воздействия на них углекислых и кремнекислых термальных вод, источником которых, по-видимому, явилась кислая магма. В связи с этим необходимо продолжить детальные поиски на массивах ультраосновных пород вблизи от небольших выходов кислых пород (гранодиоритов и кварцевых диоритов), обнажающихся на северо-восточном побережье озера Севан.

г) Поиски месторождений платины необходимо вести путем систематического отбора валовых проб, штуф-

ных образцов с целью их микроскопического изучения и опробования рыхлых отложений массивов ультраосновных пород проходкой скважин и шурфов.

В связи с возможным практическим использованием концентраций никеля и кобальта в ультраосновных породах необходимо продолжить изучение их никеленосности и кобальтоносности с оконтуриванием участков с повышенными содержаниями этих металлов, а также продолжить технологическое изучение ультраосновных пород с целью испытания результатов их разложения, полученных в лабораторных условиях, в полужаводских и заводских условиях.

д) Из месторождений и проявлений других полезных ископаемых района в настоящее время по своей перспективности заслуживает наибольшего внимания Зодское месторождение золота. Здесь разведочные работы необходимо направить на более глубокие горизонты и на северо-западные фланги месторождения с целью выявления новых оруденелых участков.

Известные проявления ртути весьма незначительные. С целью выявления новых проявлений поисковые работы необходимо направить также на площади, тяготеющие к выходам кислых интрузивных пород, развитых в районах Караиман-Зодского и Джил-Сатанахачского массивов.

Проявления железных и медных руд также незначительные. С целью выявления перспективности проявлений железных руд необходимо провести на них разведочные работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В.** Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. 1867. Русский перевод Л. П. Маркова, Зап. Кавк. отд. Русского геогр. общ., т. VIII, 1873.
- Абих Г. В.** Геология Армянского нагорья. Западная часть. 1882. Русский перевод Б. З. Коленко, Зап. Кавк. отд. Русского геогр. общ., т. I, 1899. Восточная часть, там же, т. II, 1902.
- Абовян С. Б.** К стратиграфии эоценовых отложений северо-восточного побережья озера Севан. Докл. АН АрмССР, т. XXIII, № 1, 1956.
- Абовян С. Б.** О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. X, № 3, 1957₁.
- Абовян С. Б.** О новых минералах в Армении, связанных с ультраосновными интрузивными породами. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. X, № 4, 1957₂.
- Абовян С. Б., Арутюнян Г. М.** Магнетитизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. X, № 1, 1957.
- Абовян С. Б.** О явлениях метаморфизма в хромшпинелидах Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959₁.
- Абовян С. Б.** К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. XII, № 3, 1959₂.
- Арапов Ю. А., Аревшатян Т. А.** К петрографии ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья озера Севан. Докл. АН АрмССР, т. V, № 5, 1946.
- Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А.** Листвениты Закавказья. Изд. Аз. ФАН СССР, Баку, 1939.
- Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Баклунд О.** Полярный Урал. Горные породы Полярного Урала. «Зап. Импер. Акад. наук», сер. VII, XXVIII, № 3, 1912.

- Бетехтин А. Г.** К вопросу о платиноносности Гокчинских перидотитовых массивов. «Цветные металлы», № 3, 1932.
- Бетехтин А. Г.** К изучению месторождений хромистого железняка. «Зап. Ленингр. горного института», 8, 1934.
- Бетехтин А. Г.** Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г.** Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Болдырев А. К.** Курс описательной минералогии. Ч. 3, 1935.
- Висьневский Я. С.** Петрография основных и ультраосновных пород Султан-Уиз-Дага. Узб. фил. геол. инст. АН СССР, 1940.
- Воронов Н. И., Новиков А. Н.** Ультраосновные породы Севанского побережья как сырье для производства форстеритовых огнеупоров. «Изв. АН АрмССР», № 8, 1947.
- Высоцкий Н. К.** Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 62, 1913.
- Гаспарян И. Г.** О находке нечуждых самородных минералов в аллювии и искусственных шлихах бассейна озера Севан. «Изв. АН АрмССР», т. IX, № 6, 1956.
- Гинзберг А. С.** Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Севан. Сб. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР, 1929.
- Гинзберг А. С.** Геолого-петрографическое описание южного побережья озера Севан, Сб. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. II, Изд. АН СССР, 1930.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А.** Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Заварицкий А. Н.** О классификации магматических рудных месторождений. Изв. Геол. Ком., № 2, 1926.
- Заварицкий А. Н.** Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд. ВГРО, 1932.
- Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Зимин И. А.** Хромамезит из Сарановского хромитового месторождения. «Зап. ВМО», ч. 68, вып. 2, 1939.
- Кашин С. А.** Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). Хромиты СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1937.
- Кашин С. А.** Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 91, сер. рудных м-ний, (9), 1948.
- Кашкай М. А.** Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН АзССР, 1947.
- Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш.** К стратиграфии палеогена на верховьях рр. Акеры и Тертера и смежной части бассейна озера Севан. «Изв. АН АзССР», № 3, 1950.

- Кузнецов Е. А.** Щелочные породы южной части Кыштымской дачи. Тр. Инст. прикл. минер. и цветн. металл. вып. 48, 1930.
- Кузнецов С. С.** Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья озера Гокча. Сб. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР, 1929.
- Кузнецов С. С.** О гидрогеологических условиях южных склонов Шахдагского хребта. Сб. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. II, Изд. АН СССР, 1930.
- Лебедев П. И.** Петрографический очерк Шоржинского месторождения хромистого железняка (оз. Гокча, Армения). «Изв. Ленингр. политехн. инст.», 1928.
- Лебедев А. П.** Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. Тр. ИГН АН СССР, вып. 147, петрограф. серия, № 44, 1953.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В.** Джугджурский анортозитовый массив. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 15, 1957.
- Леонтьев Л. Н.** Тектоническое строение и история тектонического развития Малого Кавказа. «Бюллетень МОИП», отд. геол., т. XXIV, (4), 1949.
- Лодочников В. Н.** Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 5, 1936.
- Логинов В. П.** К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 41, сер. рудных м-ний, (№ 5), 1941.
- Луйк А. А.** О явлениях метаморфизма хромшпинелидов некоторых месторождений Закавказья. Хромиты СССР, т. II, Изд. АН СССР, 1940.
- Марков Е. С.** Озеро Гокча. Географическое описание. Главное упр. земледелия и землеустройства. Отдел земельных улучшений, СПб, 1911.
- Митте М. Ф.** Бассейн Гокчинского озера. «Горный журнал», т. 2, 1891.
- Никитин В. В.** Геологические исследования центральной группы дач Верхне-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 22, 1907.
- Освальд Ф. Ф.** К истории тектонического развития Армянского нагорья (пер. А. И. Шишкиной, под ред. и с примеч. и доп. В. В. Богачева). Зап. Кавк. отд. импер. русск. геогр. общ., т. XXIX, вып. 2, 1915—1916.
- Павлов Н. В.** Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Южно-Уральских месторождений в связи с составом вмещающих пород. Тр. ИГН АН СССР, вып. 41, сер. рудных м-ний, (№ 5), 1941.
- Паффенгольц К. Н.** Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
- Паффенгольц К. Н.** О происхождении озер Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1950.
- Паффенгольц К. Н.** Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1959.
- Ренгартен В. П.** Нижнемеловые и верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I, 1941.

- Ренгартен В. П.** Задачи изучения стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа. Тр. конф. по регион. геологии Закавказья, 1952.
- Ренгартен В. П.** Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, Изд. АН СССР, 1959.
- Соколов Г. А.** Гибридный гранито-габбровый Шагир-Тарташский массив на западном склоне Среднего Урала. Тр. Петрограф. инст., вып. 5, 1935.
- Соколов Г. А.** Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. ИГН АН СССР, сер. рудных м-ний, (№ 12), 1948.
- Струве Э. А.** Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. Изд. АН СССР, 1940.
- Татевосян Т. Ш.** Некоторые метаморфические породы северо-восточного побережья озера Севан. «Научные труды Ерев. госунта», т. XXXVII, геол. серия, 1952.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов), вып. 5. Асбест. Госгеолиздат, 1946.
- Ханн В. Е., Леонтьев Л. Н.** Основные этапы геотектонического развития Кавказа. «Бюлл. МОИП». Отд. геол., № 3—4, 1950.

ИНОСТРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Arsruni A.** Sur quelques mineraux des gites de chromite du district de Systerst Oural. Bull. Soc. geol. Frans. 5, 94, 1882.
- Baumgärtel В.** Das Nebengestein der Chromeisenerzlagerstätten bei Dupoistica, in Bosnien und das Auftreten von secundär gebildetem Chromit in delseiben. Min. Mitt., 23, H. 5, 1904.
- Duparc L. et Tichonovitsch M.** Le platine et les gites pjtiniferes de l'Oural et du Monde, Geneve, 1920.
- Fischer L.** Origin of chromite rocks. Econ. Geol. 24, № 7, 1929.
- Johnston W.** Nodular orbicular und banded chromite in Northern California. Econ. Geol., 31, № 4, 1934.
- Ross C.** Is chromite always a magmatik segregation product. Econ. Geol., 24, № 6, 1929.
- Ross C.** The origin of chromite. Econ. Geol., 26, № 5, 1931.
- Sampson E.** May chromite crystallize later. Econ. Geol., 24, № 6, 1929.
- Sampson E.** Magmatic chromite deposits in Southern Africa. Econ. Geol., 26, 1932.
- Stevens R.** The composition of some chromites of the Western Hemisphere. The American Mineralogist, Vol, 29, № 1 and 2, 1944.
- Vogt I.** Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiation und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Z. prakt. Geol., 10, 1894.
- Vogt I.** Nickel in igneous rocks. Econ. Geol., V, XVIII, 1923.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	5
Глава I.	
Введение	7
1. Орогидрографический и геоморфологический очерк	—
2. История геологического исследования района	8
Глава II.	
Геологическое строение северо-восточного побережья озера Севан	14
1. Стратиграфия	—
А. Отложения сенона	16
а) Вулканогенно-осадочная толща нижнего сенона	—
б) Свита известняков и мергелей верхнего сенона	21
Б. Отложения палеогена	25
а) Свита базальных конгломератов и песчанистых известняков палеоцена, нижнего и среднего эоцена	25
б) Вулканогенно-осадочная толща среднего и верхнего эоцена	27
в) Вулканогенная толща олигоцена	33
В. Отложения неогена	35
а) Толща конгломератов и брекчий плиоцена	—
Г. Современные отложения	36
2. Структура и история тектонического развития района	37
Краткие выводы	48
Глава III.	
Основные геологические особенности формации ультраоснов- ных и основных пород	49

1	Строение массивов ультраосновных и основных пород	49
А.	Тохлуджинские выходы перидотитов	52
Б.	Шоржинский габбро-перидотитовый массив	53
В.	Адатапинский габбровый массив	54
Г.	Артанишская группа габбровых и перидотито-габбровых массивов	55
Д.	Джил-Сатанахачский габбро-кварцево-диорито-перидотитовый массив	57
Е.	Шишкаинский перидотито-габбровый массив	63
Ж.	Кясаманский перидотито-габбровый массив	64
З.	Караиман-Золский габбро-перидотитовый массив	65
2.	Возрастные взаимоотношения пород ультраосновного и основного комплексов	67
3.	Петрографическая характеристика массивов ультраосновных и основных пород	73
А.	Ультраосновные породы	—
а)	Перидотиты	—
б)	Дуниты	77
в)	Пироксениты	79
Б.	Основные породы	83
а)	Габбро	—
б)	Роговообманковое габбро	85
в)	Нориты и габбро-нориты	87
г)	Оливиновое габбро	89
д)	Троктолиты	90
е)	Анортозиты	92
ж)	Габбро-пегматиты	96
з)	Габбро-диориты	99
и)	Кварцевые диориты	100
В.	Метаморфические породы	102
	Авто-метаморфические породы	—
а)	Серпентиниты	—
б)	Карбонато-серпентиновые породы	106
в)	Амфиболиты	109
	Контактово-метаморфические породы	110
а)	Листвениты	—
Г.	Комплекс дайковых пород	113
а)	Диабазы и диабазовые порфириты	—
б)	Диорит-порфириты	115
4.	Общие химические особенности ультраосновных и основных пород	116
	Краткие выводы	122

Глава IV.

Месторождения хромистого железняка	123
1. Структура рудного поля	124

2. Форма, размеры и условия залегания рудных тел	126
3. Текстура руд	128
4. Возрастные соотношения рудных тел с вмещающими породами	129
5. Описание отдельных месторождений и проявлений хро- мита	130
А. Шоржинская группа месторождений	—
а) Рудное тело № 2	—
б) Зона вкрапленного оруденения восточного штрека штоль- ни № 10	131
в) Рудное тело № 27	133
г) Рудное тело № 28	135
Б. Джильская группа месторождений	136
а) Месторождение „Главная жила“	137
б) Ефимовское месторождение	138
в) Месторождение Чатын-Дара	140
В. Бабаджанская группа проявлений	141
а) Армутлинское проявление	—
б) Кочкаранское проявление	143
Г. Памбакское проявление	144
Д. Даринская группа месторождений	147
а) Месторождение Нижней Дары	—
б) Месторождение Верхней Дары	149
Е. Джанахмедская группа месторождений	150
Ж. Инагдагская группа проявлений	152
6. Химическая характеристика хромшпинелидов	153
7. О генезисе месторождений хромистого железняка	157
8. Промышленная характеристика месторождений хромистого железняка	160
Краткие выводы	162

Глава V.

Месторождения магнезита	164
1. Формы и условия залегания месторождений магнезита	165
2. Описание магнезита	168
3. Минералы-спутники магнезита	173
А. Эндогенные минералы	174
Б. Экзогенные минералы	183
4. Описание месторождений магнезита	187
А. Шоржинское месторождение	187
Б. Джильское месторождение	189
В. Бабаджанское месторождение	193
Г. Памбакское месторождение	198
Д. Шмпертское месторождение	200
Е. Даринское месторождение	200
Ж. Сатанахачское месторождение	202

З. Шишкаинское месторождение	203
И. Гейсуинское месторождение	—
К. Кясаманское месторождение	204
Л. Инакдагское месторождение	206
5. Качественная характеристика месторождений магнезита	207
6. Технологическая характеристика магнезита	210
7. Происхождение месторождений магнезита	213
Краткие выводы	218

Глава VI.

Проявления асбеста	221
1. Описание проявлений асбеста	222
А. Бабаджанское проявление	—
Б. Даринское проявление	—
В. Джанахмедское проявление	224
2. Генезис проявлений асбеста	226
Краткие выводы	227

Глава VII.

О платиноносности, никеленосности и кобальтоносности ультраосновных пород района	228
1. Платиноносность	—
2. Никеленосность и кобальтоносность	230
А. Никель и кобальт в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах ультраосновных пород	231
Б. Сульфиды никеля в виде тонкой вкрапленности в серпентинитах и рудах хромистого железняка	232
В. Вторичные минералы никеля и кобальта, связанные с процессом выветривания ультраосновных пород	235
3. Перспективы извлечения никеля и кобальта из ультраосновных пород	—
Краткие выводы	236

Глава VIII.

Месторождения и проявления других полезных ископаемых района	238
1. Золское месторождение золота	—
2. Проявления ртути	241
3. Проявления медных руд	244
3. Проявления железных руд	245
Краткие выводы	247
Заключение	248
Литература	253

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
17	2 сверху	(1943)	(1959)
17	17 снизу	(1953)	(1959)
26	15 снизу	<i>am.</i>	<i>Lat.</i>
28	1 сверху	(1948)	(1959)
37	17 снизу	(1948)	(1959)
45	2 снизу	(1948)	(1959)
48	11 сверху	(1948)	(1959)
85	18 снизу	Ng—N=0,027	Ng—Nr=0,027
В табл. 2	7 сверху	К ЮС от сел. Джил	К ЮВ от сел. Джил
104	1 и 2 сверху	бывших зерен нацело метаморфизованных зерен хромшпинелидов	зерен нацело метаморфизованных хромшпинелидов
В табл. 4	1 снизу	66,7	66,5
В табл. 5	графа 5	троктониты	троктолиты
В табл. 6	графа 6	трактолиты	троктолиты
132	7 сверху	и	см
151	11 снизу	Рука	Руда
157	В табл. 10, 6 сверху	Феррихромпикотит	Феррохромпикотит
158	6 снизу	эфузивными	фузивными
160	6 снизу	разведенных	разведанных
256	22 снизу	Argunî A.	Argunî A.

Степан Барсегович Абовян

**Геология и полезные ископаемые
северо-восточного побережья
озера Севан**

Отв. редактор *К. Н. Паффенгольц*

Редактор издательства *А. А. Вартанесова*

Худож. *С. С. Мкртчян*

Техн. редактор *П. А. Сароян*

Корректоры *М. Д. Дальвадянц, Ж. В. Налчаджян*

Сдано в производство 2.XII 1960 г. Подписано к печати 29/VIII 1961 г.

ВФ 00570, заказ 156, изд. 1866, РИСО 643, тираж 500, печ. л. 16,32

+ 9 вкл. изд. л. 14,98. Бумага 60×92¹/₁₆.

Цена с переплетом 1 руб. 25 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, ул. Барекамутян, 24