

TPYADI

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 140. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 14). 1953

Д. II. СЕРДЮЧЕНКО

ХЛОРИТЫ, ИХ ХИМИЧЕСКАЯ КОНСТИТУЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ



НЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ института геологических наук

ВЫП. 140. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 14). 1953

д. п. СЕРДЮЧЕНКО

ХЛОРИТЫ, ИХ ХИМИЧЕСКАЯ КОНСТИТУЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ



Главный редактор

академик Д. С. БЕЛЯНКИН

Ответственный редактор Б. П. Кротов

введение

I. Генетические типы хлоритов, особенности их состава и строения

Хлориты представляют собою сложную и очень изменчивую по своему составу минеральную группу. Количество главных химических компонентов (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Cr₂O₃, FeO, NiO, MgO, MnO, H₂O), формирующих эти минералы, колеблется в очень широких пределах, и это послужило поводом, особенно в дорентгеновский период изучения кристаллического вещества, для необоснованного выделения в качестве самостоятельных видов многих минералов, которые в действительности оказались потом хлоритами — отличающимися по составу и свойствам разновидностями этой большой минеральной группы.

Известны следующие названия, относящиеся к минералам хлоритовой группы: пеннин, термофиллит, клинохлор, лейхтенбергит, логанит, прохлорит, амезит, корундофиллит, рипидолит, талькхлорит, родохром, кеммерерит, кочубеит, псевдофит, керрит, грастит, румпфит, грохауит, филлохлорит, шериданит, колерайнит, хромхлорит, пикнохлорит, диабантит, табергит, пиросклерит, лепидохлорит, гельминт, лофоит, маконит, родофиллит, эринит, пеннаетит, эпихлорит, кронштедтит, меланолит, метахлорит, шухардтит, леннилит, клементит, тюрингит, стриговит, брунсвигит, дафнит, афросидерит, хлоропит, гренгезит, эвралит, епифанит, делессит, бавалит, шамозит...

Почти под каждым из этих названий описаны хлориты, различные по своему химическому составу и свойствам, или, наоборот, разные названия были даны хлоритам аналогичного состава, но с более или менее значительными отличиями в окраске, в степени раскристаллизованности, в условиях нахождения и парагенезиса.

По своей окраске хлориты бывают белыми, светложелтыми, бледнозелеными, зелеными с различными оттенками и вариациями в густоте окраски, сине-зелеными, буро-зелеными, красно-бурыми, зелено-черными, фиолетовыми, малиново-красными, розовыми...

По степени и характеру раскристаллизованности среди хлоритов имеются разности в виде крупных, прекрасно ограненных кристаллов, в виде таблип, пластинчатых сростков, чешуйчатых агрегатов, тонкокристаллической плотной массы, землистых сыпучих, глиноподобных и аргиллитоподобных скоплений, скрытокристаллических образований.

Условия происхождения хлоритов и их парагенезис также отличаются большим разнообразием. Известны хлориты, выделившиеся в основной массе или в газовых пустотах в поздние этапы застывания магматических горных пород непосредственно из остаточного расплава или в результате замещения и преобразования более ранних магматических минералов (пироксенов, амфиболов, слюд). Широко развиты хлориты гидротермального происхождения, выпадающие непосредственно из минерали-

3

зованных восходящих растворов или возникающие от действия этих горячих и постепенно охлаждающихся вод на минералы стенок трещин и полостей. Очень часто хлоритизация боковых пород и отложение хлорита в трещинах сопровождают движение различных термальных металлоносных растворов, и хлоритовые минералы являются, таким образом, спутниками руд или жильной минеральной массой, вмещающей в себе рудные минералы (золото, мышьяк, олово, медь, свинец, цинк и др.). В жилах альпийского типа (на Урале, на Кавказе, в Альпах и др.) хлориты характерного состава и облика сопровождают образование чистых и однородных, местами гигантских кристаллов кварца...

Ввиду того, что гидротермальное выделение различных металлов в жилах и околожильных зонах связано с определенными условиями температуры и давления, а также с более или менее постоянными составами рудных растворов, естественно возникла мысль о том, что физический облик и состав хлоритов могут до некоторой степени служить поисковыми признаками, показателями наличия, близости или возможности сбнаружения тех или иных руд.

С. С. Смирнов (1948) подчеркивает, что «гидротермальные железистые хлориты являются специфически характерными минералами для обширной группы оловянных месторождений, принадлежащих к так называемой касситеритово-сульфидной формации. Так, например, во всех почти рудных районах громадной северо-восточной металлогенической провинции мы знаем сейчас представителей «хлоритовой» разновидности касситеритово-сульфидных месторождений... В ряде зарубежных оловянных месторождений хлоритовые руды пользуются значительным развитием...». Хлориты из союзных оловянных месторождений, по автору, содержат закиси железа обычно больше 25%, а магнезии — лишь несколько процентов. Nm этих хлоритов варьирует в узких пределах: 1,630—1,670. Железистые хлориты представляют собою ценный поисковый критерий, так как «главные массы хлорита развиваются не только в пределах узко локализованных рудных тел, но и в породах, вмещающих эти тела. Возникают значительные ореолы хлоритизации...». «Богатые хлоритом месторождения являются почти бесспорно одной из наиболее высококачественных концентраций олова. .». Наличие железистого хлорита позволяет предполагать недосыщенность рудоносных растворов серой по отношению к железу.

Нами также (Сердюченко, 1947₂) отмечено, что гидротермальное хлоритообразование во многих случаях является одним из этапов рудообразующего процесса, и для использования хлоритов как спутников руд при их практическом изучении (поисках, расшифровке металлогении в целом) необходимо исследование самих хлоритов и установление особенностей их состава и физических свойств в зависимости от парагенезиса (с медными, свинцово-цинковыми минералами, касситеритом, гематитом, пьезокварцем в жилах альпийского типа и т. д.).

Широкое развитие имеют хлоритовые минералы в зонах контактовометасоматических образований между карбонатными (известняковыми, доломитовыми) породами и более поздними сиенитовыми, габбро-норитовыми изверженными массами, траппами и др. Здесь хлориты отчасти представляют собою позднескарновые минералы, а главным образом вместе с магнетитом и кальцитом формируют послескарновую гидротермальную минеральную ассоциацию.

Большую известность получили различные по окраске и составу хлориты из контактово-гидротермальных зон между гранитовыми породами и более древними ультраосновными (змеевиковыми) телами, гидротермальные хлориты в местах распространения хромитоносных дунитов и аподунитовых змеевиков и т. д. Для метаморфогенных процессов в областях развития кристаллических сланцев хлоритовые минералы являются обычными; там они играют крупную роль, самостоятельно или почти самостоятельно формируя мощные метаморфические толщи, происшедшие за счет осадочных или изверженных (мандельштейнов, диабазов, различных туфов и др.) пород.

Большое распространение имеют хлориты в осадочных толщах. Здесь они развиты в континентальных условиях, с одной стороны приуроченные к областям и периодам выветривания горных (главным образом изверженных) пород на значительных территориях, с другой — отлагаясь в озерно-болотных водоемах. Хлориты широко развиты также в прибрежноморских осадках, закономерно в пространстве и по условиям своего образования сочетаясь здесь с отложениями гидроокисей марганца, железа, алюминия и кремния.

По своему облику — это часто плохо раскристаллизованные, почти аморфные хлориты, имеющие плотное глинисто-землистое строение, но в большинстве случаев они обладают особой характерной конкреционной (оолитовой) структурой или образуют лепестково-пластинчатые, ясно кристаллические агрегаты.

Осадочные хлориты известны в породах докембрия (Кривой Рог на Украине, Бивэбик у Верхнего озера в Сев. Америке и др.), девона (Урал, южный Тиман, Лан-Дилль в Германии и др.), карбона (Йоркшир — Дербишир в Англии и др.), широко развиты в юрских отложениях Западной Европы, южного Урала и северного Кавказа, отложились в верхнемеловых осадках восточного склона Урала, образовали мощные толщи в третичное время (Керчь и др.) и т. д.

Хлориты осадочного происхождения черпали материал для своего формирования главным образом из продуктов выветривания изверженных (преимущественно основных и ультраосновных, отчасти кислых) пород. Гораздо реже необходимый для хлоритов материал выносился в континентальные и морские водоемы в составе различных водных и газовых вулканических и поствулканических выделений.

Именно в связи с этими источниками материала осадочные хлориты местами богаты такими тяжелыми металлами, как железо, хром, никель, и во многих случаях представляют собою важные для промышленности полезные ископаемые. Геологическое распространение и практическое значение осадков, главным образом или целиком состоящих из хлоритов, по существу гораздо более велико, чем это может представиться на первый взгляд. Многие из осадочных хлоритовых скоплений под влиянием последующих процессов метаморфизма или выветривания изменены почти до неузнаваемости или в значительной степени потеряли свой первоначальный минеральный облик. В ряде случаев бурые железняки представляют собою полностью или частично окислившиеся массы железистых хлоритов.

Крупная роль железистых хлоритов и сидеритов в качестве исходного минерального вещества керченских бурых железняков была установлена совсем недавно.

Представляя собою одну из наиболее распространенных форм концентрации железа (отчасти — никеля и хрома) в осадочном цикле, хлориты, кроме этого, в некоторых условиях обогащаются алюминием и железом с одновременным уменьшением в их составе кремния. Часто это происходит в местах осадочного накопления алюминия, в связи с появлением в осадке свободных гидратов глинозема и образованием здесь же или поблизости бокситовых пород. Таким образом, хлориты указанного типа могут быть ценными не только сами по себе, но и как поисковый признак и спутник бокситовых залежей. Хлориты очень чувствительны к изменению физико-химических условий окружающей их среды. Концентрация и химическая активность компонентов, входящих в состав хлоритов, концентрация водородных ионов, количество кислорода, органических веществ и углекислоты, газовый режим и возможность формирования одновременно с хлоритами других минералов с теми же компонентами — все это приводит к образованию хлоритов разного химического состава с меняющимся содержанием отдельных компонентов и существенными различиями в физических свойствах.

Кристаллической структуре хлоритов свойственны разнообразные изоморфные замещения, развитые здесь в очень широких пределах. Замепсения эти в решетке хлоритов охватывают тетраэдрические слои, где кремний незначительно или сильно, вплоть до половины своих мест в решетке, может замещаться алюминием и трехвалентным железом. В октаэдрических (слюдоподобных и бруситоподобных) слоях полностью могут замещаться ионы одинаковой валентности и эквивалентные группы и структурные слои (типа $R_3 - R_2$); гидроксильные группы частично могут эквивалентно замещаться кислородом.

В непосредственной связи с изменением химического состава (и размеров) элементарной кристаллической ячейки, а также степени раскристаллизованности, у хлоритов происходят изменения оптических и других физических свойств, меняется их окраска, уменьшается или возрастает расстояние (с) между пакетами слоистой решетки, варьирует химическая устойчивость хлоритов, в частности растворимость их кремнезема, общая их разлагаемость кислотами, а также колеблется крепость связей гидроксильных групп с различными комплексами ионов.

Несмотря на сильные колебания состава и вариации в основной хлоритовой кристаллической структуре (это главным образом — упорядоченные или даже беспорядочные сдвиги структурных слоев в слоистой решетке относительно друг друга), самая последовательность структурных слоев, их состав и характер изоморфных замещений, закономерности в построении элементарной ячейки остаются постоянными для всех типичных хлоритов. Другими словами, химическая конституция у этих хлоритов одисуммарные отношения между катионакова. электростатические гидроксилкислородной упаковкой сохраняются злесь без нами и изменений.

Таким образом, изучение химической конституции хлоритов, с одной стороны, связано с выявлением их наиболее типичных и характерных групповых особенностей, а с другой — позволяет устанавливать разновидности хлоритовых минералов и тонкие детали состава и индивидуальные отличия у отдельных представителей этой минеральной группы.

Вот почему химический состав хлоритов и рассчитанные в согласии с общим типом их рентгеновской структуры кристаллохимические формулы должны лежать в основе рациональной классификации всех этих минералов переменного состава.

Выше было отмечено, что на физические (оптические, термические и др.) свойства хлоритов влияют, и часто противоположно, изменения в содержании разных химических компонентов и их групп, а также их различное положение в структуре хлоритов. Поэтому систематизация такой сложной минеральной группы только по оптическим или термическим данным не может дать удовлетворительных результатов, и прежде всего не может дать надежного представления о химическом составе минералов.

В дорентгеновский период многие ученые пытались установить определенные эмпирические формулы различных типов хлоритов, а также вывести «конституционно-структурные» их формулы, исходя из химического поведения этих минералов, изучения продуктов их разложения и прокаливания, условий их образования и разрушения в природе и т. д.

Естественно, что при этом, без знания действитель ной (рентгеновской) структуры и многообразных изоморфных замещений, было получено множество эмпирических формул и разных «структурных» построений. Некоторые из них более или менее наглядно иллюстрировали состав и соотношения элементов у изученных хлоритов (например, формулы В. И. Искюля, 1917), а в большинстве случаев все эти «конституционноструктурные формулы оказались скорее остроумными, чем правдоподобными», как это еще в конце прошлого века с большой проникновенностью отметил П. А. Земятченский (1896).

Мы не будем рассматривать теории строения хлоритов Раммельсберга (1886), Кларка (1889), В. Гольдшмидта (1890), Браунса (1894), Вийка (1894), Дальмера (1898), Сайммондса (1903), братьев Аш (1911), Якоба (1920), Госнера (1921—1924). Предложенные этими авторами точки зрения изложены в монографиях В. И. Искюля (1917) и Орселя (Orcel, 1927). Рассмотрение более поздних работ Винчелла (Winchell, 1926—1934), Орселя (1927), Дшанга (Dschang, 1931), Вавринца (Vavrinecz, 1936), Хольцнера (Holzner, 1938) и других ученых мы приводим ниже, в соответствующих главах.

II. Роль русских ученых в исследовании хлоритов

В изучении минералов хлоритовой группы большую роль сыграли русские ученые. Этому очень содействовало также то обстоятельство, что предметом исследования были у них прекрасные по формам и разнообразные по составу образцы хлоритов из русских месторождений. Еще в середине прошлого столетия с изучением уральских хлоритов (Ахматовских, Шишимских и других копей, из района оз. Иткуль и др.) связано первоначальное определение кристаллографических, оптических и других физических свойств, условий их залегания и генезиса.

Горн. инж. П. Евреинов (1842) впервые обнаружил на Шишимских копях бледножелтый (а не зеленый, как было известно до тех пор) хлорит и назвал его «лейхтенбергитом» по имени Максимилиана Лейхтенбергского (Романовского).

Шведский ученый Норденшельд в 1842 г. назвал вновь открытый розовокрасный хромовый хлорит с оз. Иткуль (Урал) кеммереритом в честь главного петербургского ученого «аптекаря» Ал. Кеммерера.

Знаменитый русский минералог Н. И. Кокшаров (1854—1858) своими кристаллографическими и оптическими исследованиями ряда уральских хлоритов утвердил название «клинохлор» за их разновидностями с явно моноклинической сингонией, в отличие от минералов, имевших (псевдо) гексагональный характер. Этот же ученый (1862) дал красному хромовому слюдоподобному хлориту, образующему друзы в районе Уфалея, новое название «кочубеит» в честь любителя и ревнителя русских минералов П. А. Кочубея. Эта новая разновидность хлоритов отличалась от уже известного в то время оптически одноосного кеммерерита своей ясной двухосностью.

Московский химик и минералог Р. Герман (1844, 1851) описал ряд «русских минералов», в том числе лейхтенбергит, кеммерерит, родохром и «хромхлорит» с Урала.

Профессор Варшавского университета А. Лагорио в 1887 г. произвел исследование (в том числе химическое) лейхтенбергита из Шишимских копей на Урале. Несколько позже многие данные по изучению русских хлоритов, а также новое исследование клинохлора из Ахматсвских копей (анализы Ортмана) использовал Г. Чермак (Вена) при разработке своей теории состава и строения минералов хлоритовой группы (Tschermak, 1891).

Железистый грохауит из хлоритовых сланцев района Ивановска на Урале был исследован, проанализирован и описан в 1892 г. Фуллоном

П. А. Земятченский (1902) оптически и химически изучил бесцветный хлорит¹ в мраморизованных магнезиальных известняках и доломитах с р. Ай вблизи Златоуста, а позже (в 1923 г.) этот ученый занимался экспериментальным изучением гидролитического разложения хлоритов и других минералов.

Я. В. Самойлов (1906) при изучении жильных месторождений Нагольного кряжа описал прохлорит и очень редкую, чисто алюминиевую разновидность хлорита, не содержащую железа и магния. Минерал этот автор назвал «α-хлорититом», а позже (1936 г.) Вавринец предложил называть эту «молекулу», входившую вместе с другими в состав хлоритов, «нагольнитом».

В период 1908—1912 гг. В. И. Вернадский, вопреки господствовавшей за границей теории Чермака о хлоритах как о продуктах изоморфного смешения разных по формуле конечных молекул (антигоритовой и амезитовой), развил свое оригинальное представление о хлоритах как о разнообразных по составу производных многочисленных хлоритовых кислот с изменчивым содержанием ОН-групп. Как показано нами раньше (Сердюченко, 1947₂) и в настоящей работе, эта точка зрения В. И. Вернадского оказалась во многом принципиально правильной; она нашла подтверждение и в единственных в мировой науке экспериментах русского минералога В. И. Искюля (1917) и в наших (Сердюченко, 1948₂) исследованиях химической конституции хлоритов, выполненных с использованием обильных фактических данных уже на кристаллохимической основе.

Замечательные опыты В. И. Йскюля (1917) установили качественно или даже количественно различное поведение ОН-групп, связанных с разными группировками атомов и, повидимому, выделяющихся при различной температуре, разную растворимость в соляной кислоте (и содовом растворе) SiO₂ хлоритов, наличие структурных группировок в составе хлоритов, образование при прокаливании магнезиально-глиноземных хлоритов — оливина, шпинели, «гранатоподобного» алюмосиликата и «свободной» магнезии. Оливин образуется при более низкой, а шпинель — при более высокой температуре и более длительном нагревании. Прокаливание прохлоритов и корундофиллитов с повышенным содержанием FeO (взамен MgO) привело в опытах В. И. Искюля к образованию иного алюмосиликата, а также свободной Fe₂O₃ в виде гематита, но ортосиликат при этом уже не выделился.

Много лет спустя (в 1936 г.) образование при прокаливании хлоритов сначала оливина, а потом (при более высокой температуре) и шпинели наблюдали Орсель и Кайер (Франция), использовавшие при этом термический и рентгеновский анализ.

В 1916 г. Н. И. Безбородько исследовал делессит из Кварцханского месторождения, а Л. Л. Иванов — прохлорит из хрусталеносных жил в районе Казбека. Л. Л. Иванов произвел при этом термическое исследование хлорита по методу Я. В. Самойлова, впервые построив кривую нагревания хлорита по визуальным наблюдениям.

В советское время изучение хлоритов, как и других минералов и полезных ископаемых, производилось и производится в гораздо более

¹ У Орселя (Orcel, 1927) химический анализ этого хлорита приведен неточно (стр. 347): в соответствии с подлинником, вместо Al₂O₃ — 24,75 в Fe₂O₃ — 2,67 нужно. Al₂O₃ — 24,30, Fe₂O₃ — 0,45 в FeO — 1,78%.

широком масштабе, и к этому времени относятся многочисленные специальные и попутные исследования как регионального, так и общего (теоретического) и методического характера.

В этот период изучаются хлориты как спутники разных полезных ископаемых, а также хлориты, сами по себе представляющие полезное ископаемое.

Академик Н. С. Курнаков и В. В. Черных (1926, 1930) термически (по оригинальному методу Н. С. Курнакова) и химически изучили многие хлориты Урала и заграницы.

В работах А. Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина, Г. А. Соколова, И. А. Зимина, С. А. Вахромеева, З. А. Сазоновой, Г. П. Барсанова и др. сообщаются оптические, термические и химические данные о хлоритах, развитых среди основных и ультраосновных пород.

Г. А. Соколов, С. А. Вахромеев и С. А. Кашин (1936) детально изучили никелевые гидрохлориты (джефферизиты) с Урала.

В работах А. Н. Алешкова, Г. Г. Леммлейна, Д. П. Григорьева и дрдаются описания состава и геологических условий образования и накопления хлоритов в кварцевых жилах альпийского типа на Урале.

Е. А. Радкевич произвела детальное изучение хлорита в связи с исслепованием некоторых месторождений оловянного камня.

М. В. Соболева и А. Н. Лямина в 1935—1937 гг. выполнили химический, оптический и рентгеновский анализ железистых хлоритов (близких к ферри-амезиту) и хлоритовых пород девонского возраста на восточном и западном склонах Урала.

Н. А. Успенский и Б. П. Кротов исследовали железистый хлорит из Алапаевского района, Б. П. Кротов, М. И. Калганов, А. Л. Яницкий и др. изучали железистые хлориты Халилова. Г. С. Грицаенко (1936) детально описала никелевый хлорит из Кемпирсая и совместно с А. Н. Ляминой и А. П. Бочаровой (1943) — никелевый серпентино-хлорит (непуит) из Тюленевского района на Урале. А. Л. Кац (1941) и И. И. Гинзбург (1947; совместно с И. А. Рукавишниковой, 1952) занимались изучением продуктов выветривания хлоритов, в частности вопросами их природного обогащения никелем при выветривании. Ю. Ир. Половинкина совместно с В. П. Ивановой (1952) изучили хлориты из метаморфических пород Кривого Рога и джефферизит из одного месторождения.

В. П. Иванова (1949) выполнила детальное термическое изучение многих (оптически и химически также охарактеризованных) хлоритов из русских месторождений, применив усовершенствованные методы термического анализа.

В 1933—1936 гг. Д. П. Сердюченко исследовал магнезиально-железистые зеленые хлориты, а также малиново-красные и розовые хромовые хлориты из бассейна р. Большой Лабы на северном Кавказе, в 1947 г.—хлориты из диабазов Тимана, а также из кварцевых жил альпийского типа на северном Урале, в 1948 г.— осадочные железистые хлориты типа ферриамезита и железистого стриговита из девонских осадочно-эффузивных толщ Южного Тимана. В 1948 г. была опубликована его работа о химической конституции хлоритов (Сердюченко, 1948₂).

Д. П. Сердюченко (1947_{2,3}, 1948_{1,2}), на основании оригинальных исследований и анализа литературных данных, показал, в частности, значительное распространение хлоритов с избыточным (седьмым) октаэдрическим катионом, а также с эквивалентным замещением гидроксилов кислородом (О—2ОН); он также вывел общую для всех хлоритов структурную формулу и обосновал представления о химич ской конституции хлоритов, резко отличающиеся от взглядов Винчелла и других заграничных ученых. В своей работе «О химической конституции хлоритов» Д. П. Сердюченко (1948₂) вообще впервые для этой обширной минеральной группы применил кристаллохимические основания для расчленения и классификации хлоритов. Все имевшиеся в литературе анализы хлоритов (около 400) он разместил на диаграмме с параметрами RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₂, расчленив обширное «поле хлоритов» на полосы, ограниченные определенными значениями числа ионов Si в тетраэдрических слоях кристаллических решеток хлоритов (Si_{IV} = 4,0; 3,5; 3,10; 2,8; 2,54; 2,33; 2,15). Кроме этих главных (по Si_{IV}) подразделений, указаны основания для более дробного расчленения в зависимости от содержания в октаэдрических слоях R₃" и R₂", от относительной роли (в составе R") Mg, Fe^{...}, Mn, Ni и (в составе R") Al, Fe^{...}, Cr.

Е. К. Лазэренко (1940, 1950) детально исследовал α-хлоритит (донбассит) из Нагольного кряжа и пришел к выводу, что он является по составу (и структуре) промежуточным образованием между хлоритами и минералами каолинитовой группы.

А. И. Гинзбург (1949) изучил кукеит из пегматитов Калбинского хребта и, на основании оптических и термических данных, пришел к выводу о хлоритовой природе этого литиевого минерала. Л. Л. Шилин (1952) изучил бледнозеленые хлориты из Прасковье-Евгеньевской копи на южном Урале.

Хлориты в метеоритах впервые были обнаружены в СССР. В каменном метеорите «Старое Борискино» (Кваша, 1948) они являются существенной составной частью. По мнению А. Н. Заварицкого (1948), присутствие тонкочешуйчатого хлорита (вместе с кальцитом) в основной массе этого метеорита, а также замещение им некоторых оливиновых хондр позволяет предполагать, что на гипотетической материнской планете имела место поствулканическая, гидротермальная деятельность, связанная, может быть, с перидотитовыми зонами (а не с базальтовыми, как на Земле).

Совсем недавно Б. Б. Звягин, Е. Л. Лапидус и В. П. Петров (1949) при исследовании минерального состава асканских глин (Грузия) и их материнской туфовой (андезито-трахитовой) породы с помощью электронного микроскопа и методом электронографии, при увеличении в 40 тыс. раз, подтвердили принадлежность исследованного ими хлорита к пространственной группе симметрии $C_{2h}^{3} = C_{m}^{2}$ (Паулинг), а не к группе $C_{2h}^{6} = C_{c}^{2}$ (Макмэрчи).

Н. В. Белов (1950) разработал вопрос о положении в слоистой структуре хлоритов добавочного (седьмого) октаздрического катиона.

А. В. Казаков с сотрудниками (1951—1952) впервые получил искусственные хлориты из растворов их компонентов, при низкой (20°) температуре и обыкновенном давлении.

III. Задачи и цели настоящего исследования

Исследование хлоритов предпринято нами в связи с большим значением этой минеральной группы в формировании разнообразных осадочных, метаморфических и даже изверженных пород. Эти минералы играют также крупную роль в составе различных минеральных месторождений, являясь спутниками полезного ископаемого; иногда они сами содержат в себе ценные элементы.

Среди хлоритов многообразных генетических типов в настоящее время наиболее полно изучены хлориты гидротермального происхождения, менее детально — хлориты из метаморфических толщ и осадочных горных пород. Однако и в осадочном цикле хлоритообразование протекало (и протекает) в очень различных геологических и геохимических условиях, и эти условия неизбежно влияют и на химический состав, и на физическую природу, и на парагенетические ассоциации хлоритов. Вот почему для

изучения всех этих деталей осадочного хлоритообразования мы остановили свое внимание главным образом на хлоритах, развитых в осадочной зоне на Малкинском ультраосновном массиве. Именно здесь хлоритовые минералы настолько разнообразны по своему облику, составу, парагенезису, что позволяют осветить значительные этапы геохимической истории этого участка нижнеюрской осадочной толщи. Хлориты, меняя свой состав и облик, развиты здесь не только в самой коре выветривания змеевиков как минералы зоны выветривания: они дают целую гамму своих новообразований, возникших в результате замещения ими гидроокислов железа. карбонатов кальция и магния, магнезиальных бейделлитов и других монтмориллонитовых минералов из сформировавшейся ранее коры выветривания змеевиков, а также метасоматически, в поверхностных условиях, замешают самые змеевики. Здесь же мы наблюдаем хлориты, выпавшие из растворов на дне континентальных водоемов - в разных условиях и в разное время, с замещением более поздними хлоритами хлоритов более ранних генераций, с использованием для своего образования не только местных материалов, но и компонентов, принесенных издалека; здесь мы вилим хлориты в парагенезисе с карбонатами, сульфатами, свободными гидратами алюминия, с цеолитами и другими минералами.

Изучение минеральной природы, химического состава и физических свойств малкинских хлоритов дало возможность вместе с тем выяснить геологические и геохимические условия их образования, их парагенезис и вторичные изменения. Этот массив имеет крупное значение вообще для понимания природы и разнообразных условий осадочного хлоритсобразования.

Мы исследовали также различные древние и сравнительно молодые осадочные хлориты с Урала и южного Тимана и разнообразные хлориты гидротермального происхождения — с северного Кавказа, Тимана, Урала, из Сибири, где они приурочены то к телам хромшпинелидов, то к контактным образованиям между гранитами и змеевиками, то к жилам разного состава, то к зоне метасоматических пород между габброидами и известняково-доломитовыми толщами, то к миндалинам диабазов.

В связи с нашим изучением оригинальных материалов мы систематизировали и критически рассмотрели имеющиеся в литературе обильные сведения о хлоритовых минералах. Все это позволило нам расширить и уточнить существующие сведения о природе и особенностях сложной хлоритовой минеральной группы, о зависимости состава и свойств хлоритов от условий их образования. В связи с нашими предыдущими исследованиями хлоритовых и родственных им минералов, мы изучили типы изоморфных замещений у хлоритов, разработали их кристаллохимическую классификацию и вывели общую для всех хлоритов структурную формулу. Развитые нами положения должны лечь в основу правильных представлений о природе хлоритовых минералов и заменить устаревшие системы Чермака—Винчелла и Орселя, не стоящие на кристаллохимической основе и во многих случаях (Винчелл) дающие искаженные представления, противоречащие фактическим данным.

Детализация нашей точки зрения на природу хлоритов, определяемую прежде всего и точнее всего их химическим составом, разработка метода расчета кристаллохимических формул хлоритов с выделением в их составе структурных групп, наглядное и удобное для сравнения графическое изображение количественной роли ионов, сгруппированных по валентности, — все это, по нашему мнению, важно не только для теории: в этом (в связи с оптическими, термическими, рентгеновскими и другими данными) мы видим путь для тонкой характеристики хлоритов и выявления зависимости их состава (и свойств) от геологических и физико-химических условий их образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ РАЙОНА МАЛКИНСКОГО ЗМЕЕВИКОВОГО МАССИВА

1

Геологическое описание района Малкинского ультраосновного массива дано в работах А. П. Герасимова (1916), С. И. Талдыкина (1947), Н. К. Мхитарова, М. В. Муратова (1948) и др.

Наиболее древними породами являются протерозойские и нижнепалеозойские метаморфические сланцы и известняки. Метаморфические породы распространены главным образом западнее ультраосновного массива, где они были детально изучены в бассейне рек Мушт и Хасаут Л. И. Пазюком (1937) и по р. Малке — А. П. Резниковым (1947).

В пределах же развития самих змеевиковых пород древняя метаморфическая серия имеет весьма ограниченное распространение. Аркозовые песчаники, кварциты и филлиты нижнего силура выступают на дневную поверхность в южной части ультраосновного массива, в верховьях р. Гедмышх, а также в западной части, по склонам рек Чегет-Лахран и Уллу-Лахран, где имеются и мелкозернистые известняки уже верхнесилурийского возраста. Вся толща метаморфических пород прорывается многочисленными дайками и мелкими интрузивными телами весьма различного состава. В долинах Малки, Мушта и Хасаута среди них наиболее распространены (в большинстве случаев уже сильно измененные) диабазы и мандельштейны, диабазовые и диоритовые порфириты, альбитофиры, кварцевые порфиры и др. Юго-западнее, в верхнем течении Малки и по Мушту, метаморфическую серию прорывают красные граниты.

Пироко развитые в районе Малки озмеевикованные ультраосновные породы были петрографически изучены и описаны Д. П. Сердюченко (1935₁, 1949). По Гедмышху контакт между силурийскими метаморфическими сланцами и змеевиками явно тектонический, но по Уллу-Лахрану и Чегет-Лахрану местами констатирован (Муратов, 1948) эруптивный контакт. Таким образом, змеевиковые породы, повидимому, моложе метаморфических сланцев, но тоже древние, нижнепалеозойские и относятся к каледонскому орогеническому циклу. Это находится в согласии с древним (протерозойским или эопалеозойским) возрастом (Сердюченко, 1935₂, 1936) змеевиковых пород северо-западного Кавказа. Для последних и для ультраосновного массива Малки Г. Д. Афанасьев (1946, 1950) также принимает каледонский возраст.

Малкинский змеевиковый массив был погребен под мощной толщей юрских и нижнемеловых морских отложений. Глубокая долина Малки рассекает в широтном направлении всю серию пород мезозойской осадочной толщи, моноклинально падающих на северо-восток и проникает на некоторую глубину внутрь змеевикового массива, обнажая древнюю кору выветривания этих змеевиков и залегающие на ней или непосредственно на змеевиках нижнеюрские осадочные породы.

Таким образом, непосредственно на поверхности серпентинитового массива лежат породы, которые с генетической точки зрения делятся на два основных типа: 1) остаточные породы коры выветривания змеевиков и 2) осадочные, образовавшиеся на размытой поверхности этой коры и мало измененных змеевиков в озерно-болотных (континентальных) и в прибрежно-морских условиях.

Хлориты и хлоритовые породы, составляющие предмет нашего исследования, приурочены в свосм образовании к обоим типам пород: они формировались частично в условиях донижнеюрского выветривания змеевикового массива, а главным образом — уже в период нижнеюрского осадкообразования, отлагаясь в виде составной части самого осадка или метасоматически замещая змеевики и продукты их выветривания (фиг. 1 и 2).

Хлоритсодержащие континентальные осадки, кроме других аутигенных минералов и измененных в разной степени обломков змеевиков и продуктов их выветривания, почти совсем не имеют в своем составе кластического материала, привнесенного из участков развития метаморфических и изверженных пород, окружающих Малкинский ультраосновной массив. Эти озерно-болотные осадки занимают пониженные участки змеевикового ложа, местами выполняют удлиненные или неправильные по форме котловины. Отложение их в котловинах, в разной степени изолированных друг от друга, в неодинаковых физико-химических условиях, привело к значительной пестроте внешнего облика, физических свойств и химического состава самих хлоритов, а также к их различным парагенетическим сочетаниям с довольно значительной группой других минералов.

Однако, кроме разнообразия отложений, обусловленного микрорельефом змеевикового ложа, для верхней части озерно-болотных осадков можно отметить, в частности, особую зону, связанную с появлением в составе этих пород участков со значительным развитием каолинита и бемита (Н. В. Ренгартен, 1949). Количество каолинита местами настолько велико, что породы приобретают белесоватый оттенок от мучнистых скоплений этого минерала. Надо полагать, что развитие в верхних горизонтах континентальных пород каолинита и бемита было связано с увеличением кислотности среды (снижение рН растворов) и ее окислительного потенциала (обмеление континентальных бассейнов) и с притоком богатых глиноземом истинных и коллоидальных растворов со стороны близлежащих участков суши с сиалитной и алитной корой выветривания.

На хлоритоносные осадочные породы континентального типа с размывом и несогласием налегают буро-красные железистые песчано-глинистые, песчаные и доломитовые породы, относящиеся уже к прибрежноморским осадкам. В их составе в значительном количестве находятся зерна кварца,полевых шпатов и других минералов, принесенных из отдаленных участков суши, а также обломки пород и железистые конкреции, вымытые из подстилающей толщи. Для этих отложений характерно широкое развитие цеолитов — ломонтита и анальцима (Н. В. Ренгартен, 1950).

В течение перерыва, образовавшегося перед этой морской трансгрессией, выветривание и связанное с ним окисление охватило все обнаженные породы. В частности, эти процессы наложились на сформировавшиеся уже зоны донижнек рской коры выветривания змеевиков п на озерноболотные отложения предшествующего континентального периода.

Главным образом в это время произошло окисление многих плотных хлоритовых и других (без каолинита и с каолинитом) пород нижней континентальной осадочной свиты.

Возрест всей хлоритоносной (континентальной и морской) осадочной серии принимается как нижнеюрский, предтоарский. На размытой поверхности этих пород залегают отложения различного возраста. В пределах развития ультрабазитов, при движении с юго-запада на северовосток, из разрезов кровли хлоритоносных пород постепенно выпадают ее нижние горизонты, и хлоритоносная толща с трансгрессивным несогласием перекрывается все более молодыми породами. Самые древние горизонты кровли сохранились лишь в верховьях Гедмышха. Здесь, на сильно размытой поверхности континентальных осадков, залегают серые нижнеюсрские (тоарские?) песчаники с прослоями сидеритов и углистыми скоилениями. Выше идут песчано-глинистые отложения аалена с прослоями



Фиг. 1. Схема строения осадочных и метасоматических хлоритовых пород в бассейне р. Малки («хлоритовая провинция»).

a — зона нарбонатизированных змеевиков; б — частично ожелезненный (пятнистый) змеевик; нонтронитовые участки и зона жилковатого и сплошного окремнения; e — тонко рассланцованный и трещиноватый ожелезненный змеевик синфильтрационными образованиями хлорита и магнетита; — хлорито-магнетитовые полосчатые породы, местами почти мономинеральные — хлоритовые; δ — хлоритовые плотные породы с нарбонатными прожилками; e — плотные аргиллитоподобные хлоритовые вороды; $: \infty$ — железистоконкреционные породы с простоями плотного аргиллитоподобного хлорита; 3 — железистоконкреционные породы с сидрогетитом, наолинитом и бемитом; u — глинисто-песчанистые породы (вверху) и железистые (внизу); κ — меслезистые волнистые линии — перерывы в отложении осадков





а — слабо карбонатизированные змеевики; б — зона нонтронитизации и окремнения; е — охристо-железистая зона коры выветривания рассланцованных змесвиков с инфильтрациями и мегасоматическими образованиями сидерита; г — сидерит плотный, частично замещен скорлуповато-жеодистым лимонитом; д — хлорито-сидерито-магнетитовые мелкобобовые породы с прослойками частично окислившегося сидерита; е — глинностононтронитовые породы с прослоями угля и сидерито-песчано-гипсовыми стяжениями; эсс — песчаники угля, а еще выше — мощная толща песчано-карбонатных пород верхнеюрского возраста (келловей, оксфорд-лузитан, киммеридж и титон).

Венчается разрез известняками нижнего мела. На левом склоне Малки (северная часть ультрабазитов) кровлей хлоритоносной толщи являются главным образом верхнеюрские и нижнемеловые осадки. При этом на западе, в районе р. Гитче-Лахран, имеется наиболее полный разрез этих отложений: он начинается известковистыми песчаниками келловея и кончается гипсоносными глинисто-карбонатными породами титона. К востоку постепенно исчезают отложения келловея, оксфорда и др., и уже в районе р. Таза-Кол и с. Хабаз на нижележащие толщи налегает непосредственно гипсоносный титон. Всюду отложения титона без видимого перерыва переходят в осадки нижнего мела.

2

Петрографическая природа материнских ультраосновных пород р. Малки долгое время не была изучена и в литературе имелись указания то на «змеевики» или озмеевикованные «пироксениты» Малки (Герасимов, 1916), то на перидотиты (Герасимов, 1933) — без соответствующей расшифровки минералогического и химического состава породы.

В 1935 г. было опубликовано минералого-петрографическое исследование серпентинитов, произведенное нами (Сердюченко, 1935) впервые для района Малки. Был изучен их основной тип, распространенный на всей территории (18 км × 6 км) выходов этих пород. По своему минералогическому составу это — озмеевикованные перидотиты типа гарцбургита. Внешне это плотная темнозеленая (нередко черно-зеленая) порода с обильными, часто очень многочисленными зеленоватыми выделениями баститизированного ромбического пироксена, на выветрелой поверхности имеющами характерный бронзовый отблеск. Размеры этих выделений, придающих породе порфировидный облик, колеблются от 1—3 до 10—15 мм и обычно равны 3—6 мм по длинной оси.

Под микроскопом порода состоит из первичных минералов: оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, хромовой шиинели, и вторичных минералов: магнетита, тремолита, брусита и серпентина.

Оливин и пироксен представляют собою минералы, сохранившиеся от общей позднемагматической сэрпентинизации. Серпентин образует главную массу породы; преимущественно это хризотил и бастит (по ромбическому пироксену); подчиненную роль играет антигорит.

Моноклинные пироксены не являются постоянными компонентами ультраосновной породы; сни или отсутствуют совершенно или их очень мало (около 1%)¹, гораздо меньше, чем энстатита, несмотря на значительноменьшую устойчивость ромбического пироксена в отношении процессов серпентинизации.

Материнская порода малкинских серпентинитов является, таким образом, гарцбургитом.

В плотных гарцбургитовых змеевиках Малки довольно часто встречаются тонкие (1—3 см), правильные, а еще чаще прерывистые, шнуркообразные жилки зеленого пироксенита, состоящего из диопсид-авгита, местами с примесью красно-бурой хромовой шпинели. Очевидно, что эти жилки имеют более молодой возраст, чем массивные змеевики, и представляют собою позднемагматические интрузивные образования.

Среди темнозеленой (с баститом) обычной змеевиковой породы на Малке постоянно наблюдаются тела светлозеленого, фистапиково-зеленого, беле-

¹ Местами, по южным и запалным окраинам озмеевикованного массива (в бассейне, например, правого притока Малки — речки Гедмышх), в ультраосновной породе количество моноклинного пироксена заметно (но очень неравномерно) возрастает и такие участки по своему минеральному составу приближаются к лерцолитам.

совато-зеленого серпентинита. Они представляют собою озмеевикованные дуниты, проникшие в виде интрузивных образований по трещинам, зонам разломов и смятия в гарцбургитовый озмеевикованный массив. В нижней части балки Кабан-Таши-Кулак едва возвышающиеся над поверхностью дайки озмеевикованного дунита вытянуты вдоль трещин в перидотитовом темнозеленом змеевике, а в верховьях этой же балки светлозеленые дунитовые змеевики, обогащенные хромитом, явно секут гарцбургитовый змеевик и местами охватывают со всех сторон (по трещинам) его отдельные глыбы.

По левому склону р. Орта-Лахран можно наблюдать темнозеленые (с баститом) серпентиниты, которые местами рассекаются и захватываются аподунитовым светлозеленым змеевиком. Последний образует небольшие дайки, соединяющиеся между собою тонкими жилками.

Размеры и формы массивных дунитовых тел различны, но чаще всего они представляют собою как бы опрокинутый вершиной книзу конус, так что их эрозионные срезы имеют обычно округло-овальные контуры. Размеры этих выходов колеблются в пределах $20 \times 30-50 \times 100-70 \times$ $\times 120-100 \times 300$ м, иногда больше, но встречаются и совсем небольшие «трубочки» в 2-10 м в поперечнике.

Помимо ясно выраженного отличия в окраске, между темнозелеными серпентинизированными гарцбургитами и светлозелеными серпентинитами «трубок» наблюдается существенное отличие и в их структуре. Серпентиниты «трубок» — плотные или очень топкокристаллические, однородные; они лишены зерен бастита, широко распространенного во вмещающих змеевиках. В ряде случаев (левый берег Таза-Кола, верховья и приустьевая часть балки Кабан-Тапи-Кулак, левый берег Гедмышха, правый склон Чегет-Лахрана и др.) внутри отграниченных трещинами блоков и кусков белесоватого плотного аподунитового серпентинита можно сбнаружить ядерные участки плотной тонкозернистой черно-зеленой породы, не подвергшейся (со стороны трещин) карбонатизации и осветлению.

Поверхность черно-зеленых (не обесцвеченных) серпентинизированных дунитов покрыта тонкой (2—4 см) яркой красно-бурой коркой современного выветривания. Такой именно характер имеют дайки дунита на левом склоне балки Кабан-Таши-Кулак (вблизи ее устья), поднимающиеся над поверхностью не выше 1 м.

Современная поверхность выветривания светлозеленых аподунитовых серпентинитов представлена железисто-бурой мелкой щебенкой, в то время как вмещающие перидотитовые серпентиниты сохраняют свою темнозеленую окраску в скалистых мощных обнажениях, а также в крупнокусковатых, неправильно глыбовых нагромождениях и каменных потоках.

Микроскопически черные и светлозеленые аподунитовые серпентиниты характеризуются равномерно округлой петельчатой текстурой. Ядра хризотиловых петель выполнены нормально или слабо раскристаллизованным серпентином, пластинками антигорита, карбонатом, пылевидным магнетитом, гидроокислами железа, оливином. Последний то почти совсем свеж, то находится в разных стадиях серпентинизации.

Таким образом, светлозеленые (фисташково-зеленые) серпентиниты в ультраосновном комплексе Малки представляют собою серпентинизированные дуниты, а отнюдь не являются продуктом древнего выветривания серпентинизированных гарцбургитов.

С дунитовой природой черно-зеленых плотных или светлозеленых (измененных) змеевиков вполне согласуется и почти постоянное присутствие в этих породах жилообразных и линзообразных тел, нодулей и струйчатой или пятнистой вкрапленности хромита.

В отличие от гарцбургитовых змеевиков, к этим аподунитовым породам приурочены многочисленные жилки сериофита с друзами и жилкова.

тыми выделениями магнетита (гипогенного, латеральцо-секреционного происхождения), и в результате древнего поверхностного выветривания только в аподунитовых породах широко развиты новообразования брусита с пироауритом и гидромагнезита.

В теле Малкинского серпентинитового массива с трещинными зонами почти меридионального направления связаны не только внедрения дунитов, но также еще более поздние жильные тела габбро-норитов. На правом склоне балки Кабан-Тапи-Кулак, среди светлозеленых дунитовых серпентинитов, выходят, возвышаясь над ними, три гривки крепкого светлосерого габбро-норита. Простирание этих жил почти параллельное, падают они на C3: 270—300°; угол падения их 50—70°. Мощность южной жилы 2 м, средней — 0,6 м, северной -- 0,2 м. Расстояние между жилами колеблется в пределах 2—5 м.

Эндоконтактные явления проявляются в образовании плотных светлых зеленовато-серых (очень крепких) диопсидовых роговиков в краевых частях жил.

Габбро-нориты произвели контактное воздействие на вмещающие аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, в которых (вблизи жил) образовалась неравномерная по мощности (10—50 см) зона энстатитового скарна с мелкой вкрапленностью и микрожилочками розово-красного граната.

Габбро-норитовая перода из более мощной южной жилы под микроскопом состоит главным образом из пироксенов (ромбического и моноклинного) и основных плагиоклазов (лабрадора), обнаруживая гипидиоморфно-зернистую структуру; текстура жил массивная, а у зальбандов струйчато-полосчатая. Второстепенную роль в составе породы играют зеленая роговая обманка, биотит, хлорит, серицит, пирротин. В габбронорите имеются крупные (ксенолитоподобные) выделения темнозеленой шпинели (плеонаста), а трещинки местами заполнены голубовато-белыми жилками гидротермального пектолита.

Глава 2

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЗМЕЕВИКАХ р. МАЛКИ

1

В предъюрское время песчано-сланцевые породы, покрывавшие сложный интрузивный комплекс ультраосновных пород р. Малки, были смыты, а поверхность змеевикового массива в результате длительной эрозии пенепленизирована. На этой поверхности, в условиях влажного и теплого климата, при обилии растительности, в течение долгого времени формировалась кора выветривания. Процессы этого типа были распространены в предъюрский период очень широко, охватив большие области развития ультраосновных, основных к кислых пород на северном Кавказе, на Урале, в Средней Азии и др.

На змеевиках Малки образовались различные по составу и мощности продукты выветривания, расположение которых во многом было связано не только с характером и количеством активных растворов, но и с микрорельефом самых пород, с их первоначальным составом и степенью их трещиноватости.

Не останавливаясь здесь на деталях и механизме образования коры выветривания, что в общем освещено в специальных исследованиях (Б. Б. Полынов, 1934; И. И. Гинзбург и др., 1947), отметим, что кислые поверхностные воды длительно действовали на механически разрыхленную поверхность змеевиков, по трещинкам и капиллярам проникали вглубь, разлагая при этом породообразующие минералы, растворяя, перенося продукты этого разложения и отлагая минеральные новообразования.

В действующих растворах рН, низкая у поверхности (3-4), постепенно повышалась с проникновением этих вод в глубину магнезиальной породы. Проходя стадию нейтрального состояния (рН = 7), эти растворы становились потом щелочными (pH = 7-11). В связи с этим и общим снижением с глубиной окислительного потенциала, сложное распределение продуктов выветривания в общем приобретало зональный характер. Однако чистота и однородность зон выветривания нарушались в связи с перемещением этих зон вниз. Со временем все глубже в породу проникали с поверхности активные растворы, все ниже погружались зоны выветривания; верхняя часть коры частично и неравномерно смывалась, и продукты этого размыва отлагались в пониженных участках доюрского рельефа и отчасти уносились в море. По мере дальнейшего развития коры выветривания ее зоны расширялись, опускались вглубь породы, все дальше от поверхности. и в связи с этим верхние зоны перекрывали более нижние, давая сложные и смешанные продукты; некоторые зоны совсем теряли свой первоначальный минеральный характер, другие маскировались поздними минеральными новообразованиями и т. д.

Кора выветривания змеевиков на Малке представлена всеми типичными для такого профиля зонами, но развиты они неодинаково. Отчасти это связано с изначальными геохимическими и геологическими условиями образования и развития коры, отчасти же явилось результатом последующего размыва и наложения новых (осадочных) минеральных образований в верхних, наименее устойчивых зонах — охристо-железистой и нонтронитовой.

Вот почему в настоящее время обращают на себя внимание широко развитые, местами очень мощные (до 20—30 м) нижние зоны — сплошного или жилковатого окремнения и карбонатизации. На крутых склонах особенно хорошо видны многочисленные пологие или совсем горизонтальные жилы кварца (в зоне окремнения) и кальцита (в зоне карбонатизации), светлыми карнизами выступающие на темнозеленом фоне серпентинитов.

Следует также отметить, что, помимо основной роли в формировании коры донижнеюрского выветривания, эта кора, уже после отложения нижнеюрских озерно-болотных осадков и вместе с ними, испытала еще один, гораздо менее значительный период выветривания, предшествующий транснижнеюрского моря. С этим именно кратковременным грессии понижением базиса эрозии было связано не только дополнительное выветривание змеевиков и продуктов сформировавшейся ранее коры. но и значительные явления окисления и превращения в гидроокислы железа хлоритовых и других минеральных образований, возникших в предшествующий отрезок континентального периода.

2

Верхней зоной на р. Малке является охристо-железистая зона коры выветривания, сохранившаяся от донижнеюрского и верхнеюрского размыва.

Светложелтые или яркокрасные охристо-железистые породы, а также илотные красно-бурые гидрогетитовые и местами гидрогематитовые образования имеют вообще значительное распространение на змеевиках Малки. Это — тонкополосчатые, с унаследованной от материнских змеевиков текстурой, в основном гидрогетитовые породы, красно-бурые, с бесструктурными охристыми участками, или сплошная, сильно трещиноватая рыхлая охристо-гидрогетитовая масса. Буро-железистые породы обильно пронизаны многочисленными раздувающимися, выклинивающимися и ветвящимися жилками плотного или шестоватого гидрогетита, кварца, кальцита. Эти жилки, соответствуя ряду повторных, накладывающихся друг на друга генераций, создают в охристо-железистой массе своеобразную сетку. Мелкие почки и гнездышки, отдельные чешуйки и ветвящиеся выклинивающиеся струйки светлозеленого, местами уже обохренного «нонтронита» неравномерно распределены в этой зоне, часто внутри петель, образованных жилками кварца, гидрогетита, кальцита.

Сложный состав и строение этих пород, присутствие нонтронита, модификаций кремнезема, карбонатов обусловлены, повидимому, не только наложением зон в одну (большую) эпоху выветривания (предтоарскую?), но и влиянием второго (малого) периода выветривания, в промежуток времени между отложением континентальных и прибрежно-морских осадков (см. гл. 1). В этот же период на отдельных участках сформировавшейся ранее коры, возможно, произошло разрыхление и некоторое перемещение продуктов выветривания. В состав таких пород входит также в различной степени ожелезненный, карбонатизированный и окремненный змеевик с почти горизонтальной сланцеватостью.

Широкое, почти повсеместное развитие на берегах Малки имеют плотные, тонко или грубо расслоенные, часто смятые и обнаруживающие многочисленные блестящие поверхности скольжения, красные гидрогетитовые (гидрогематитовые) железняки. Можно наблюдать переходы расслоенного змеевика в эту красную породу с сохранением одинаковой полосчатой или рассланцованной текстуры, причем местами в верхней части змеевиков имеются красно-бурые ожелезненные пачки, но и в самой железистой породе встречаются остаточные пачки частично ожелезненного или совсем не ожелезненного серо-зеленого змеевика. Таким образом, породы этого типа безусловно являются частью коры. Это подтверждается еще тем обстоятельством, что они образуют «корку» на змеевиках — и на возвышенных (водораздельных) и на пониженных участках древней змеевиковой поверхности; образование их не зависело от рельефа ультраосновных пород, т. е. не связано с водно-осадочными процессами.

На эти остаточные продукты коры выветривания нередко налегают внешне очень сходные с ними красно-бурые железистые осадки, представляющие собой уже отложения озерно-болотных водоемов, связанные, повидимому, с перемывом железистой коры.

Охристо-железистая зона коры выветривания нередко внизу переходит в пятнистую красно-зеленую зону частично ожелезненных (а местами и частично нонтронитизированных) змеевиков. Зона эта достигает местами значительной мощности и состоит из змеевика, неравномерно, пятнисто ожелезненного, причем гидроокислы железа выполняют обычно ядра хризотиловых петель, проникают вдоль швов между хризотиловыми лентами, а иногда гидроокислами железа замещаются и самые хризотиловые шнуры.

Микроскопические наблюдения показывают, что развитие гидрогетита внутри истель или происходит непосредственно за счет слабо раскристаллизованного серпентина, или представляет собой ожелезнение ранее образовавшегося там кальцита или нонтронита. Очевидно, что процесс этот мог протекать в несколько стадий и выделению гидрогетита нередко предшествовали другие минералы, соответствующие более ранним и более удаленным от поверхности зонам коры. Ожелезнение осуществлялось здесь, в частности, в связи с миграцией (опусканием) охристо-железистой зоны. Непосредственно под охристо-железистой зоной или иногда отделяясь от нее зоной красно-зеленого пятнистого змеевика, расположена зона нонтронитизированных змеевиков. Еще в 1932 г. нами на р. Малке была обнаружена хромовая разновидность нонтронита. В этот же период (Сердюченко, 1933) мы отметили здесь широкое распространение нонтронита и наличие «нонтронитовой зоны». Эта зона часто плохо распознается вследствие позднейших явлений окремнения, окисления и ожелезнения; в ряде мест она частично или полностью смыта или же метасоматически (и инфильтрационно) замещена хлоритовыми породами.

Многие змеевики, не имеющие внешних признаков нонтронитизации, все же местами обнаруживают под микроскопом общее слабое позеленение серпентиновой массы, а довольно часто в зоне коры избирательно нонтронитизируются ядра хризотиловых петель. В этих случаях, особенно распространенных в аподунитовых змеевиках, весьма тонкий волокнисточешуйчатый бледнозеленый агрегат ярко поляризующего «нонтронита» замещает в ядрах петель метаколлоидальный, слабо раскристаллизованный серпентин.

Иногда такого рода агрегаты монтмориллонитовых минералов развиваются в породе также в виде неправильных пятен, микроскопических ветвящихся и слепых жилочек и т. д.

Зона нонтронитизации на одном из участков по левому берегу Малки лежит выше зоны окремнения. По своей структуре нонтронитовые породы или представляют полностью нонтронитизированные змеевики с сохранением плосколинзовидного, пластинчатого облика материнских змеевиков, или образуют скорлуповато-жеодистые полосы мощностью до 0,4—0,8 м. Скорлупы эти состоят из плотных гидроокислов железа с примесью марганца, иногда окремнены, а жеоды (в 2—4 см в поперечнике) выполнены восковидным зеленым нонтронитом. В рыхлой ожелезненной коре, пронизанной многочисленными сетчатыми жилками гидроокислов железа, опала, кварца и карбонатов, нонтронит встречается в виде многочисленных иластинок, чешуек, гнездышек.

В зоне красно-бурых расслоенных и ожелезненных серпентинитов встречаются значительные, вытянутые на многие десятки метров участки (мощностью до 1 м) с обильным развитием нонтронита. Последний или сохранился здесь в виде остаточных зеленых полосок и зелено-бурых участков среди гидрогетитовой массы, или замещает собою серпентивит с плосколинзовидной текстурой.

В петлях кварцевой сетки в среди пологих халцедоново-кварцевых слойков также развит темнозеленый нонтронит. Кое-где он сохранил свою мягкость и восковидность, местами сильно пропитан опалом и смешан с его мельчайшими шариками (так называемый «хлоропал»), иногда же полностью окремнен, образуя светлозеленые кремневидные породы с острооскольчатым изломом, или же окислился и замещен гидроокислами железа.

На правом берегу Малки, на окремненных серпентинитах, под железистой зоной коры выветривания, лежит слой сплошного однородного яркозеленого хромового бейделлита с содержанием более 5% Cr₂O₃.

Хромовый бейделлит явно образовался в условиях древнего выветривания за счет материнского змеевика, в значительной мере наследуя от него тонкую расслоенность и следы плосколинзовидной текстуры.

На некоторых участках зона нонтронитизации широко развита, образуя почти непрерывные полосы длиной по нескольку сотен метров. Это или сланцевато-глинистое образование, замещающее змеевик, или гнездовидно-струйчатые выделения, обтекающие в рыхловатой ожелезненной коре плотные ядра нормального или карбонатизированного серпентинита, или брусковидно-пластинчатые, комковато-зернистые и тонкожилковатые выделения в ожелезненном серпентините (раньше богатом баститом). Тонкочешуйчатый и сильно распыленный нонтронит окрашивает здесь в зеленый цвет карбонатизированный и частично окремнелый змеевик. Местами нонтронитовые полосчатые участки смешаны с мелкими каплевидными выделениями опала, тоже зеленого от включений нонтронита (хлоропала). Довольно часты выделения нонтронита в многочисленных мелких ячейках сплошь окремнелого змеевика.

На отдельных участках Малки зона нонтронитизации змеевиков сохранилась в неодинаковой степени, и это, помимо различных условий образования этой зоны, ее последующего замещения другими минералами коры и размыва, должно быть объяснено и геохимическим характером последующих осадочных процессов на змеевиковой поверхности. Нонтронитовый горизонт в коре выветривания змеевиков является значительно более постоянным и мощным там, где непосредственно над корой и (инфильтрационно и метасоматически) в самой коре протекали процессы образования сидерита. В местах же отложения поверх коры химически-водных осадков хлоритового состава с образованием при этом и в самой подстилающей коре метасоматических хлоритовых и хлоритово-магнетитовых пород, как правило, сколько-нибудь значительные нонтронитизированные участки отсутствуют.

Нами наблюдались непосредственные переходы тальково-нонтронитовых пород коры в хлоритовые метасоматического происхождения (гл. 3, разд. I). В связи с близостью кристаллических решеток монтмориллонитово-нонтронитовых и хлоритовых минералов и наметившейся уже явной возможностью (см. гл. 20) искусственно преобразовывать монтмориллонитовые решетки в хлоритовые, мы пришли к выводу, что в ряде случаев «нонтрониты», первоначально развитые в змеевиковой коре, были потом метасоматически хлоритизированы, как и самые змеевики и местами их охристо-железистые (и карбонатные) продукты выветривания.

В таблице 1 приводим химические анализы некоторых исследованных нами «нонтронитов» Малкинского района.

Ниже нонтронитовой зоны расположена обычно зона окремнения. Она внизу накладывается на верхнюю часть карбонатной зоны, а вверху без резкой границы переходит в пятнистые зелено-красные змеевики.

4

Положение зоны окремнения в профиле коры зависит от микрорельефа материнских ультрабазитов. На повышенных участках образуются окремненные холмы, куполы, шапки, плосколинзовидные зоны сплошного окремнения, под которыми расположены выщелоченные и карбонатизированные серпентиниты. Нонтронит в таком профиле играет незначительную роль. В пониженных частях рельефа змеевиков образуется «нонтронитовый профиль» коры, где под охрами и в разной степени заохренными или уцелевшими от окисления (зелсными) нонтронитизированными зонами лежат окремненные (с различной интенсивностью) и карбонатизированные серпентиниты.

В местности Дюрбеджи-Дорбун, над выходом двух конусовидных полос белесовато-зеленых (аподунитовых) серпентинитов, обнажается зона окремнения (около 6 м) в двух связанных между собою холмах. В этой зоне серпентинит то сплошь замещен кремнеземом, местами с сохранением зеленобурой окраски и сетчато-жилковатой текстуры, то по нему развивается кварцевая сетка с серпентином в ячейках — разложенным или частично

Химический состав некоторых монтмориллонитовых минералов из района р. Малки

	C) K	: 12	C	л	ы					1	2	3	4	5	6
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	• • • • • • • • • • •	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • • • • • • •			• • • • • • • • • •		• • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • • • • •	· · · · ·	49,12 Her 4,32 5,02 0,76 3,21 Her 21,02 1,00 — 5,74 9,88	$\begin{array}{r} 43,14\\0,96\\16,07\\4,70\\5,02\\0,91\\0,21\\3,45\\1,46\\-\\0,37\\7,32\\16,66\end{array}$	36,39 16,77 8,70 3,76 7,83 1,60 2,57 12,90 8,72	51,12 0,12 15,19 6,70 2,44 3,32 Следы 8,62 0,26 3,21 0,27 8,79	47,04 0,92 28,40 1,40 0,20 0,38 0,02 2,64 	54,14 0,73 16,41 5,08 Нет 1,06 Следы 3,22 0,68 — 9,35 8,86
		(23	y n	4 N	ı a	•	•	•	•	100,07	100,27	99,24	100,04	99,81	99,53

1 — бейделлит магнезиальный, сопровождающий и вамешающий тальк в коре выветри-вания, на котогой развита метасоматическая хлоритовая толща, 1952 г.
 2 — бейделлит хромовый из нонтронитовой воны коры выветривания змеевиков, 1933 г.
 3 — гизингерит хромово-алюминиевый из тоарской песчано-глинисто-углистой кровли хлоритовых пород, 1933 г.
 4 — бейделлит хромово-железистый магнезиальный, из инфильтрационных жилок в кремнисто-железистой коре выветривания, 1952 г.
 5 — бейделлит хизинфольтрационных жилок в нижнеюрских прибрежно-морских красных бобовых челезистых осадках, 1953 г.
 6 — монт мо риллони из светлозеленых глинистых корок в верхнеюрских брекчирования известняках, 1953 г.

окремнелым, а местами и совсем выщелоченным. В зоне холмов имеются сплошные плиты и линзы окремненного (прокремненного) серпентинита; здесь же развиты пологие, почти горизонтальные жилы кварца, рассеченные косыми и почти вертикальными такими же жилами. Мощность их колеблется от нескольких миллиметров до 2-3 и даже 6-8 см. Строение жил простое или послойно-ленточное. Халцедон в небольших (обычно очень неправильных по форме) линзочках встречается в теле кварцевых жил довольно редко, как и тонкие опаловые корочки по трещинам. Кварцевые пологие и крутые жилы то плотные, то кварцитовидные, то двойные с выросшими внутрь трещины, навстречу друг другу, низкими щеточками бесцветного и прозрачного (иногда фиолетового у своих пирамидальных вершин) горного хрусталя. Пологие кварцевые слои образуют в обнажениях ряд параллельных карнизов, связанных между собою диагональными жилками-протоками, а крутые жилы образуют невысокие гривки. В зоне окремнения довольно часто встречаются кожистые или ватовидные выделения гипергенного сепиолита.

5

В зоне карбонатизации ультраосновных пород можно наблюдать то сплошное пропитывание змеевика пылевидным карбонатом, то развитие в породе тонкой карбонатной сетки, то образование в змеевике более или

22

менее значительных (от нескольких миллиметров до 10-20 см) жил и жилок кальцита, нередко ветвящихся и пересекающихся между собой.

Эти кальцитовые жилы, выполняя почти параллельные пологие трещины, выступают на крутых склонах ступенчато, в виде карнизов, которые соединены между собой более мелкими, подчас ветвящимися и изгибающимися диагональными жилками.

По своему составу это в подавляющем большинстве случаев кальцит, изредка встречаются доломитовые жилочки и совсем единичны выделения магнезита.

Структура кальцитовых жил — зернистая, местами крупнокристаллическая, иногда плотная. Довольно часто (в районе рек Орта-Лахран, Чегет-Лахран и др.) пологие, а преимущественно крутые и вертикальные жилы выполнены тонкошестоватым кальцитом с волнистоизогнутыми уплощенными иглами, повидимому, в результате некоторого перемещения стенок.

Такие карбонатные жилы отсутствуют в осадочной хлоритоносной континентальной и прибрежно-морской толще, лежащей непосредственно на коре выветривания змеевиков. Вот почему следует думать, что образование этих жил произошло в донижнеюрское (предтоарское) время и во всяком случае не может быть связано с инфильтрацией карбонатных растворов со стороны верхнеюрских и меловых известняков и доломитов.

Особый характер имеют выделения гидромагнезита, который встречается по обоим берегам Малки и в довольно крутых склонах ее правых и левых притоков. Минерал этот развит в осветленном и пронизанном жилками серпофита дунитовом серпентините в виде тонких (от 1-3 до 15-25 мм) жилок, выполняющих сетчатую систему трещин, а также мельчайшим порошком пропитывает аподунитовый змеевик, придавая ему белесоватую окраску. Приуроченный местами к зоне тектонического смятия змеевиков, гидромагнезит выполняет относительно широкие (1-3 см), крутые и пологие замыкающиеся трещины, а также гнездовидные полости и карманы (5—10 см). Очень часто в почти горизонтально расслоенном серпентините пологие ветвящиеся жилки гидромагнезита расположены в зоне древней поверхностной карбонатизации дунитовых змеевиков, непосредственно ниже их доюрского поверхностного окремнения. Иногда со стороны жильных боков нежный порошок гидромагнезита (и тонкоигольчатые небольшие скопления артинита) уплотняется и грубеет в связи, повидимому, с переходом под влиянием углекислоты воздуха и растворов в магнезит.

Игольчато-волосовидные, часто радиально-лучистые розетки или спутанно-игольчатые стеклянно-прозрачные скопления гидромагнезита в грещинах дунитового змеевика нередко переходят в тонкий нежный гидромагнезитовый порошок, заполняющий внутренние части жеодок и мелких трещинных полостей.

Обращает на себя внимание приуроченность гидромагнезита к серпентинизированным дунитам Малки и отсутствие его в обычных перидотитовых змеевиках. С дунитовыми же породами (почти исключительно) связано и гипергенное образование пологих жилок бесцветного брусита и золотисто-коричневого пироаурита (Сердюченко, 1935, 1952₁).

В нижней части коры выветривания на серпентинитах р. Малки расположена прерывистыми горизонтальными участками, но почти повсеместно зона их гипергенной серпофитизации. Местами выражена она вполне ясно, местами менее отчетливо. В верхней части змеевиков, непосредственно примыкающей к охристо-кремнистой и карбонатной зонам коры выветривания, развиты главным образом горизонтальные или пологие. а также относительно крутые жилки серпофита. Толщина их сильно колеблется — от полей миллиметра до 2—3 см; в пределах одной и той же жилки она подчас резко меняется на небольшом протяжении, и можно наблюдать поэтому волнисто-изогнутые плосколинзовидные образования серпофита, вплоть до тоненьких корочек и пленок, облекающих поверхность серпентинита по трещинам. Окраска этого серпофита колеблется от белой, светлосерой, желтовато-зеленой до светлозеленой, сине-зеленой и голубоватой. Жилки эти — матовые или блестящие, эмалевидные. Обилие таких голубовато-зеленых жилок серпофита придает и самой зоне гипергенной серпофитизации светлоголубой оттенок, особенно хорощо вилимый издали. Жилки гипергенного серпофита — то однослойные, то многослойные, с явно отличающимися по возрасту наслоениями. Внешне это бесструктурный гель, или нечетко-шестоватое образование; под микроскопом — то оптически изотропное вещество, то слабо раскристаллизованное, с волнисто-пятнистой неравномерной поляризацией.

Особенно много гипергенных серпофитовых жилок имеется в аподунитовых змеевиках в (опустившейся) зоне карбонатизации (и ниже ее). Здесь довольно часто встречаются сложные серпофитово-кальцитовобруситовые жилки: на серпофит наслаивается кальцит, а на кальцит брусит. Серпофит здесь — наиболее раннее, а брусит — наиболее позднее образование. Иногда стенки пологих трещинок обросли кальцитовыми жилками, внутри которых выделился серпофит. Последний местами явно сечет жилочки гипергенного брусита и пироаурита, выделившиеся ниже зоны карбонатизации.

Очевидно, что этот серпофит генетически связан с процессами образования самой коры выветривания. Он выпадал здесь (при высоком уже pH) из нисходящих магнезиально-кремневых растворов, возникших при разложении серпентинитов в верхних горизонтах коры (при относительно низком pH).

7

В верхней части разрыхленных и трещиноватых змеевиков, в условиях сложного и различно протекавшего на разных участках и горизонтах выветривания, шло местами и образование хлорита. Светлозеленый, нередко совсем бесцветный хлорит своими шнурами, лепестками или широкими изогнутыми лентами (с поперечным расположением неделимых) замещал мелкие участочки и полоски змеевика, обусловливая его пятнистую (см. гл. 3) хлоритизацию. Последующие процессы окремнения и карбонатизации в значительной мере наложились на раннее образование хлорита, и мы можем теперь наблюдать только мелкие агрегатные обрывки хлорита этой генерации среди кварцево-карбонатных пород коры.

Крупнопластинчатый агрегат яркозеленого хлорита нередко избирательно замещает при выветривании порфировидные кристаллы свежего или баститизированного ромбического пироксена в гарцбургитовых змеевиках. При этом узкие полоски хлорита (иногда вместе с жилочками кальцита) располагаются параллельно между уцелевшими волокнами гомоосевой псевдоморфозы серпентина по энстатиту. Хлорит этот (типа клинохлора) сильно плеохроирует (Ng — зеленый, Np — светложелтый); его двупреломление близко к 0,008. Такой тип хлоритизации приурочен к толще разрыхленных змеевиков, ниже карбонатной зоны их коры выветривания, или находится теперь в более молодой опустившейся зоне их карбонатизации. Спорадические выделения хлорита в трещиноватых аподунитовых змеевиках имеют характермикроскопических пластинчато-волокнистых, сильно плеохроирующих (от Ng зеленого до Np светложелтого) агрегатов, образующих мелкие изометрические пятнышки или плоские линзочки и быстро выклинивающиеся (слепые) жилки.

Избирательная хлоритизация ромбических пироксенов и баститовых зерен в гарцбургитовых змеевиках, а также спорадичсское развитие хлорита в сериентинитах мелкими (или микроскопическими) гнездышками и струйками, очевидно, представляют собой наиболее ранний и удаленный от поверхности этэп выветривания. Связанный с местными притоками железо-алюминиевых растворов, процесс этот должен был протекать при недостатке кислорода и в щелочной среде. Именно эти условия, принимаемые также И. И. Гинзбургом для Урала, могли вызвать образование наблюдавшихся нами свежих и хорошо раскристаллизованных хлоритов в нижней части коры выветривания малкинских змеевиков. Накладывание более поздних и более поверхностных процессов глубокого разложения змеевиков, развитие и миграция вниз различных зон коры и минеральных продуктов выветривания привели в ряде случаев к карбонатизации, окремнению и к ожелезнению ранних хлоритизированных участков (табл. I, фото 1).

Глава З

ХИМИЧЕСКАЯ И ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАЛКИНСКИХ ХЛОРИТОВ

Как следует из выполненных нами полевых наблюдений и лабораторных исследований, хлориты с р. Малки представляют собою минералы, различные по условиям своего образования, по местонахождению в геологическом разрезе, а также по своему химическому составу, физическим свойствам и степени раскристаллизованности.

Рассматривая эти хлориты по типам их происхождения и сопровождающим их парагенетическим ассоциациям минералов, мы можем выделить прежде всего хлориты, образовавшиеся в условиях древнего выветривания змеевиков и представляющие собою продукт самой коры их выветривания. Хлориты этого типа очень мало сохранились среди наложившихся на них, постепенно опускавшихся верхних минеральных зон этой же коры и среди последующих минеральных образований, связанных с осадочными процессами в бассейнах на поверхности змеевиков и с метасоматическими явлениями (хлоритизацией, сидеритизацией, магнетитизацией), протекавшими в связи с этим в толще самой коры и в верхней части змеевиков. Краткое описание этих хлоритов, генетически связанных с корою выветривания, дано нами в разделе 7 предыдущей главы.

Детально изучены нами хлориты, по своему происхождению приуроченные уже к осадочному процессу и к связанному с ним холодноводному метасоматозу:

а) хлориты бурые или зелено-бурые с разной микроструктурой и степенью раскристаллизованности, нередко с остатками материнских змеевиков или со значительными полями реликтовой змеевиковой текстуры; хлориты эти обычно тесно связаны с зернистыми или пылевидноточечными сингенетичными выделениями магнетита; они образовались в результате метасоматической хлоритизации змеевиков и продуктов их поверхностного разложения, в частности, минералов монтмориллонитовой группы; б) буро-зеленые или светлые буровато-зеленые лентовидные, часто крупно- или мелкосфероидальные хлориты (более поздние, чем предыдущие); они парагенетически связаны с карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом) и своим происхождением обязаны инфильтрации в зону метасоматических хлоритов углекислых растворов;

в) хлориты темнозеленые метаколлоидальные осадочные, образовавшиеся в основании осадочных пород, в мелких блюдцеобразных углублениях метасоматически хлоритизированного змеевикового ложа;

г) хлориты зеленые и буровато-зеленые, слабо поляризующие, местами почти изотропные — из плотных аргиллитоподобных осадочных хлоритовых пород;

д) хлориты зеленые, буро-зеленые или бурые, оптически изотропные или ясно поляризующие, — из конкреционных осадочных пород; хлориты этого типа образуют также псевдоморфозы по обломочному змеевиковому материалу;

е) хлориты светлозеленые лентовидные и крупночешуйчатые — из верхней части осадочно-континентальной толщи, ассоциирующие с каолинитом и бемитом;

ж) хлориты светлозеленые, голубовато-зеленые, местами крупнопластинчатые или розетковидные — в парагенезисе с алунитом; образовались в результате перекристаллизации «материнских» метасоматических хлоритов под влиянием сернокислых (алюмоносных) растворов, опускавшихся со стороны углисто-песчанистых пород кровли;

з) хлориты светлозеленые розетковидные или тонкочешуйчатые, ассоциирующие с цеолитами; образовались в прибрежно-морской зоне, над отложениями континентального типа.

Попутно с этими главными типами хлоритов нами описаны также и некоторые другие разновидности, не имеющие существенного самостоятельного значения (например, тонколепестковые хлориты, растущие в зоне конкреционных пород р. Малки, перпендикулярно к стенкам трещин и полостей, иногда навстречу друг другу, подобно асбесту или сепиолиту, и др.).

В этой же главе дается описание хлоритообразования за счет карбонатов и гидроокислов железа, а также показаны переходы и генетические отношения между хлоритом, сидеритом и магнетитом — как в метасоматически измененных змеевиках и в породах коры выветривания, так и в осадочных отложениях континентального типа.

В зависимости от распространенности, чистоты хлоритовых пород, технической возможности выделить мономинеральный хлоритовый материал, были разносторонне исследованы (химически, микроскопически, термически, рентгеноскопически) многие и притом наиболее распространенные хлориты Малкинского района.

I. Хлориты метасоматические. Хлоритизация серпентинов, талька и монтмориллонитовых минералов.

Обнажения метасоматических хлоритов осадочного происхождения расположены обычно в верхней части змеевиков. Груботрещиноватые массивные темнозеленые эмеевики вверх, по мере приближения к хлоритовым породам, все больше и тоньше рассланцовываются и местами обнаруживают довольно много скорлуповато-блестящих поверхностей. Такие расслоенные тонкоплитчатые эмеевики постепенно переходят в тонкосланцеватую плотную темнозеленую хлоритовую породу. Границы ее с материнским эмеевиком очень неясные и неровные. Хлоритизированная порода нередко находится «внутри» змеевикового массива, занимает обычно в его поверхностной части гипсометрически наиболее низкое положение и представляет собою результат неравномерного, сложного метасоматического и инфильтрационного воздействия различных (по составу и концентрации растворенных веществ) растворов в менявшихся физикохимических условиях среды (при колеблющемся рН и окислительно-восстановительном потенциале).

Растворы эти спускались сверху, из озерно-болотных континентальных водоемов. в трещиноватую и расслоенную приповерхностную зону змеевиков, относительно свежих или уже замещенных различными минеральными продуктами коры выветривания.

Змеевик, подстилающий хлоритовую породу, нередко тоже сильно хлоритизирован. Хотя (под микроскопом) текстура змеевиковой породы еще в основном сохраняется, но вся она окрашена в буровато-зеленый цвет, поляризует в общем значительно слабее; местами удлиненные чешуи зелено-бурого хлорита уже заместили лепестки и ленты серпентина, хлорит развит в ней отдельными выклинивающимися полосками и линзовидными пятнами.

В некоторых шлифах видно, что округлые или слегка угловатые ядра хризотиловых петель, обычно бесцветные, как и самые хризотиловые шнуры, хлоритизируются. Они приобретают при этом мелкочешуйчатое строение и становятся темнозелеными с ясной агрегатной поляризацией (белые, светлосерые цвета интерференции).

Частичная хлоритизация змеевиков сопровождается также частичной и неравномерной их магнетитизацией и карбонатизацией.

Здесь же имеются участки послойно хлоритизированного серпентинита, причем полоски (0,1—0,3 мм) с ясной петельчатой микротекстурой змеевика резко отграничены и чередуются с однородными крупнопластинчатыми волнисто угасающими хлоритовыми полосками и гнездышками, не обнаруживающими остатков текстуры материнских ультрабазитов. Изредка в мельчайших порах среди этой буровато-зеленой слабо плеохроирующей хлоритовой массы образуются друзы или сплошные выполнения из удлиненных пластинок бесцветного тонкоспайного хлорита.

В некоторых случаях хлориты из хлоритовых полосок окрашены в проходящем свете в светлозеленый цвет, не плеохроичны и имеют тонкочешуйчатое строение. При скрещенных николях видно, что хлорит этот представляет собою оптически изотропное или скрытокристаллическое образование, частично явно раскристаллизованное. Среди полосок или отрезков «аморфного» хлорита встречаются обычно косые, иногда ветвящиеся (вдоль капиллярных трещинок) струйки мельчайших кристаллических пластинок и чешуек этого минерала, поляризующего в светлосерых тонах. Кристаллические агрегаты нередко образуют пятна и значительные поля, а местами межтрещинные блоки некоторых хлоритовых полосок и почти целые полоски сплошь раскристаллизованы. Более поздние кальцитовые жилки выполняют швы между слойками серпентинита и хлорита, а также косо секут их, разобщая на отдельные, подчас мелкие участочки. Эти бледнозеленые или почти бесцветные хлориты --- тонколепестковые, микрочешуйчатые, скрытокристаллические или слабо раскристаллизованные представляют собою метасоматически-инфильтрационные образования, возникшие в результате просачивания сверху «хлоритоносных» растворов.

Другая форма хлоритизации серпентинита связана с его иятнистым замещением. Среди остаточных участков серпентинита, сохранившего св ю петельчатую микротекстуру, но уже окрашенного в светлозеленый цвет, развиваются более яркозеленые или буровато-зеленые неправильные поля хлорита, низко двупреломляющего или совсем не поляризующего при скрещенных николях. Хлоритизированный участок сохраняет в той или иной степени остатки серпентиновой текстуры или она уже совсем не заметна. Переход от серпентинита к хлоритовой породе здесь постепенный.

Метасоматическая хлоритизация серпентина в поверхностной, расслоенной, разрыхленной и трещиноватой зоне змеевиков была, очевидно, связана с притоком химически активных минеральных растворов и происходила под дном бассейнов. В придонной части этих континентальных бассейнов также шла метасоматическая хлоритизация элювиально-делювиального материала змеевиков и продуктов их выветривания (гидрогетита, нонтронита, карбонатов). Естественно, что тонкоплитчатые обломки и мелкие обломочки материнской породы, образуя мало смещенный или совсем не смещенный материал, отлагались в общем согласно с поверхностями расслоения самих змеевиков, а метасоматическая хлоритизация этого осадочного материала приводила к возникновению пород, по внешнему облику и строению весьма близких к «метасоматически-остаточным» (в частности, полосчатым) образованиям.

Инфильтрационно-метасоматические хлориты под микроскопом окрашены в зеленые и буро-зеленые цвета разной интенсивности, с преобладанием то бурых, то зеленых оттенков. Их микроструктура и степень раскристаллизованности не одинаковы. В большинстве случаев это чешуйчато-пластинчатые агрегаты, то ясно, то слабо действующие на поляризованный свет, а местами и совсем оптически изотропные.

Светопреломление их обычно колеблется от 1,610 до 1,650, более высокое для буро-зеленых и более низкое для зеленых разностей. Редко Nm этих свежих хлоритов превышает 1,660, но при окислении и переходе закисного железа в окисное хлориты становятся красно-бурыми и их Nm достигает 1,750.

Двупреломление метасоматических буро-зеленых хлоритов обычно колеблется в пределах 0,000—0,006, но в ряде случаев оно повышается и достигает 0,010 и даже 0,015.

Нередко в этих хлоритах из массивных или полосчатых пород видны тончайшие пленчатые или точечные выделения гидроокислов железа в результате их частичного окисления; местами они тонко перемешаны с магнетитом, содержат его удлиненные зерна, точечные выделения и тончайшую «магнетитовую пыль». Нередко, однако, встречаются под микроскопом и очень крупные пятна и полоски совершенно чистого однородного хлорита. Двупреломление хлоритов местами заметно повышается в непосредственном контакте с полосками и агрегатными выделениями магнетита.

В некоторых образцах (С-Гд-234 и др.) метасоматический хлорит отличается от обычного типа — он крупнопластинчатый, окрашен в светлый голубовато-зеленый цвет, имеет очень низкие аномальные (синеваточерные) цвета интерференции. Среди таких хлоритовых микрополей и полос встречаются трещинки и мельчайшие полости, выполненные более поздним мелкочешуйчатым тальком.

1

В некоторых обнажениях (например, по речке Рхы-кол, у водопада) непосредственно над частично хлоритизированным змеевиком лежит темнозеленая плотная хлоритовая порода, в которой процесс хлоритизации серпентина дошел до конца. Двупреломление этого буро-зеленого хлорита то высокое, то очень низкое, вплоть до полной изотропности.

Расположение высокодвупреломляющих удлиненных игол и пластинок хлорита среди его полигонально-пластинчатой изотропной массы в ряде мест близко напоминает микротекстуру серпентинита и явно от

28



Фото 1. Гипергенный лентовидный тонкосегментированный хлорит из коры выветривания змеевиков, замещаемый более поздними карбонатными минералами, р. Малка. Шлиф 866, 1946; николи +, увел. 90.



Фото 2. Хлорит метасоматический зелено-бурый из плотных темнозеленых метасоматических (по змеевику) хлоритовых пород с тонкой незначительной примесью магнетита. Видна неравномерная (пятнистая, струйчатая) раскристаллизованность хлорита; р. Малка. Шлиф С-Х-78, 1948; николи +, увел. 46.



Фото 3. То же. Деталь. Крупнопластинчатый хлорит, местами с секториальным строением, и хлорит, образующий удлиненно-игольчатые пучки и тонковолокнистые радиальные пряди. Николи +, увел. 90.



Фото 4. Хлоритовая (метасоматическая) порода по змеевику; хлоритизированные участочки с остатками решетчатой змеевиковой текстуры чередуются с крупнопластинчатыми полосами и пятнами хлорита; р. Малка. Шлиф 64, 1946; николи +, увел. 90.

нее унаследовано. В общем же здесь сильнее выражена расслоенность, и поляризующие неделимые хлорита или параллельны плоскостям (поверхностям) расслоения, или располагаются вдоль них изогнуто-волнистыми прядями и струями. Встречаются микрополя со следами волокнисто-решетчатой текстуры, а также удлиненные или неправильные по форме пятна из очень тонкочешуйчатого буро-зеленого, слабо двупреломляющего хлорита с размерами неделимых в 0,002—0,003 мм.

В некоторых шлифах можно видеть небольшие группы или одиночные (полные или секториальные) сферолиты хлорита с радиально-лучистой структурой. Нередко встречаются участки с неправильно перекрещивающимся расположением очень тонких игольчатых неделимых, образующих местами узкие вытянутые пучки среди основной массы хлорита, совсем или почти совсем не действующего на поляризованный свет. Наконец, довольно много участочков с ответвляющимися (вдоль первоначальных трещинок) полосками и струйками крупнотаблитчатого хлорита, образующего параллельные, скрещивающиеся и радиальные сростки (табл. I—III, фото 2—6).

Минерал развит по Ng, прямо угасает; плеохроирует с изменением интенсивности буро-зеленой окраски (схема абсорбции Ng > Np); оптически двухосный, отрицательный, $2V = 4^{\circ}$.

В иммерсионных препаратах определено:

 $Nm \leq Ng = 1,648 \pm 0,003;$ $Np = 1,636 \pm 0,003;$ Ng — Np = 0,012 до 0,000 (в оптически изотропных участках).

Химический анализ (табл. 2) этого хлорита (обр. 78/1209), совершенно однородного, чистого и освобожденного от примеси магнетита повторным отмучиванием, выполнен А. С. Трусовой (1949 г.).

Таблица 2

Химический состав метасоматического хлорита с балки Рхы-кол (обр. С-Х-78)

Окислы	Bec. %	Мол. ч.
SiO ₂	25,94 Her 13,19 16,47 0,21 19,51 Her 9,77 1,80 Her 9,62 1,60 1,92	432 129 103 1 271 242 32 Her 634 —
Сумма	100,03	_

Структурная формула минерала рассчитана нами (см. гл. 16) на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

 $(\mathrm{Si}_{2,87}\,\mathrm{Al}_{1,13})^{4,00}\{(\mathrm{Al}_{0,59}\,\mathrm{Fe}_{1,37}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,01})^{1,97}\,(\mathrm{Fe}_{1,80}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{1,61}\,\mathrm{Ca}_{0,21})^{3,62}\}^{5,59}\,(\mathrm{OH})_{7,10}\,\mathrm{O}_{10,45}.$

29

По составу тетраэдрического слоя исследованный хлорит, по нашей классификации (см. гл. 16), относится к изоморфному ряду прохлорита. В октаэдрических группах 56% мест занято ионами железа (Fe^{***} и Fe^{**}). Очевидно, что вода, выделившаяся до 200°, не входит в решетку минерала, а является механически связанной.

Высокое содержание R^{...} в октаэдрических группах обусловливает сниженное в общем содержание катионов шестерной координации. По своему химическому составу этот магнезиально-железисто-железный прохлорит близок многим осадочным хлоритам, описанным в литературе под названием шамозитов.

На кривой нагревания этого хлорита (обр. 78/1209) после удаления адсорбционной воды (100—140°) хорошо выражен общий экзотермический подъем вплоть до 450°, соответствующий окислению в минерале закисного железа. В интервале 450—670° зарегистрирована область обезвоживания минерала, отраженная в близких, ступенчато расположенных эндотермических прогибах кривой: 450—520°, 550—600°, 630—670°. Выше 670° кривая вновь показывает сильный экзотермический подъем с медленным снижением к 1000° (см. главу 5).

Рентгеновское исследование (табл. 8) порошка этого минерала показало не только хлоритовый тип его решетки, но и полную его раскристаллизованность, в общем более высокую, чем у конкреционных (не метасоматических) хлоритов осадочного происхождения в этом же районе. Оптическая изотропность части хлоритового вещества, таким образом, не связана с его аморфностью, а является, повидимому, кажущейся и обусловленной его тончайшей (субмикроскопической) агрегатностью, а также неодинаковой ориентировкой мельчайших кристаллических неделимых.

 $\underline{2}$

В другом обнажении той же метасоматической зоны, западнее селения Хабаз, нами был изучен темнозеленый хлорит.

Плотная темнозеленая, местами брекчиевидная порода, лежащая выше частично хлоритизированных змеевиков, под микроскопом состоит почти исключительно из хлорита с небольшой примесью магнетита, кальцита и хромовой шпинели. Основная масса хлорита слабо раскристаллизована; в ней встречаются крупные псевдоморфозы параллельных хлоритовых пластинок по зернам бастита.

В тонкочешуйчатой хлоритовой массе имеются сегментированные дугообразные стопки более крупных пластинок хлорита с радиально-лучистым угасанием.

Хлорит — зеленый по Ng, почти бесцветный по Np. Пластинки угасают прямо, развиты по Ng, оптически отрицательны. В иммерсионных препаратах определено, что Ng = $1,618 \pm 0,002$; Np = $1,612 \pm 0,002$. Ng — Np = 0,006. Федоровским методом в обр. 946 (отсюда же) определено $2V = -6^{\circ}$.

Чистый хлорит был отобран от примесей и проанализирован (табл. 3) в химической лаборатории ИГН (обр. 170, 1947 г.).

Структурная формула этого хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

$$\begin{array}{c} (\mathrm{Si}_{2,73} \mathrm{Al}_{1,27})^{4,00} \left\{ (\mathrm{Al}_{0,82} \mathrm{Fe}_{1,40}^{\cdots} \mathrm{Cr}_{0,01})^{2,23} \left(\mathrm{Fe}_{1,27}^{\cdots} \mathrm{Mn}_{0,04} \mathrm{Mg}_{1,81} \mathrm{Ca}_{0,17} \right)^{3,29} \right\}^{5.52} \\ (\mathrm{OH})_{7,40} \mathrm{O}_{10,39}. \end{array}$$

По составу тетраэдрического слоя своей решетки исследованный минерал в разработанной нами систематике хлоритов относится к (R₃---R₂)-



Фото 5. То же. Деталь. Волокнисто-пластинчатая хлоритовая масса. Николи +, увел. 365.



Фото 6. Хлорит метасоматический крупнопластинчатый, хорошо раскристаллизованный, из метасоматических плотных хлоритовых пород; р. Малка. Шлиф С-Т-448, 1947; николи +, увел. 76.

изоморфному ряду прохлорита. Около половины катионных мест в октаэдрических слоях заняты Fe⁻⁻⁻ и Fe⁻⁻. Отметим, что в хлоритовой массе не обнаружено под микроскопом примеси кальцита, за исключением единичных точечных зернышек; это подтверждается и специальным опрепелением в минерале CO₂; CaO, очевидно, входит в решетку хлорита.

Таблица З

Химический		состав	метас	ома	атического
хлорита	С	левого	берега	p.	Малки
		(обр.	170)		

		0)Kł	юл	Bec. %	Мол. ч.					
$\begin{array}{c} {\rm SiO}_2 \ . \\ {\rm TiO}_2 \ . \\ {\rm Al}_2 O_3 \\ {\rm Fe}_2 O_3 \\ {\rm Fe}_2 O_3 \\ {\rm Cr}_2 O_3 \\ {\rm FeO} \ . \\ {\rm Solution} \\ {\rm Solution} \\ {\rm MnO} \\ {\rm MgO} \\ {\rm CaO} \ . \\ {\rm Solution} \\ {\rm Solution} \\ {\rm Solution} \\ {\rm Solution} \\ {\rm CO}_2 \\ {\rm Solution} \\ {\rm P}_2 O_5 \\ {\rm H}_2 O \\ {\rm -H}_2 O \end{array}$		· · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · ·	• • • • • • •	· · · · · ·	• • • • • • • •	$\begin{array}{c} 25,00\\ 0,02\\ 16,45\\ 17,08\\ 0,20\\ 13,96\\ 0,40\\ 11,15\\ 1,59\\ 0,05\\ 0,12\\ 0,04\\ 10,22\\ 3,88\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c c} 417 \\ - 161 \\ 107 \\ 1 \\ 94 \\ 6 \\ 277 \\ 29 \\ 2 \\ 3 \\ - 568 \\ - \\ \end{array} $
	_	С	у	M 3	ма	ı.	•		•	100,16	

На кривой нагревания (см. главу 5) этого хлорита, кроме удаления механически связанной воды (90—140°), имеется резко выраженная эндотермическая реакция в промежутке 490—610°, когда выделяется, повидимому, почти вся конституционная вода, а также зафиксирован едва заметный эндотермический эффект при 720—800°. Вслед за ним — очень слабая экзотермическая реакция (~ 840°).

Порошковая рентгенограмма (табл. 10) минерала показала хлоритовый тип его кристаллической решетки.

3

Третий образец хлорита метасоматического происхождения взят с речки Гедмышх. Хлоритовая порода — плотная, местами тонкозернистая, темнозеленая, однородная.

Под микроскопом хлорит — тонкочешуйчатый, иногда с агрегатами более крупных пластинок (0,03—0,08 мм). Минерал буровато-зеленый, почти не плеохроирует, развит по Ng и прямо угасает. В иммерсионных препаратах определено: Ng =1,650 ± 0,002; Np =1,644±0,002; Ng — Np = 0,006; 2V очень мал и отрицательный.

Местами хлорит этот становится бурым и даже совсем разлагается и замещается гидроокислами железа.

Хлорит (обр. С-Гд-39) из свежих темнозеленых однородных образцов после измельчения и многократного отмучивания был очищен от примесей и проанализирован (табл. 4) К. П. Благородовой (1948 г.). Структурная формула минерала за вычетом пирита (по количеству серы) и фосфата кальция (по количеству фосфорного ангидрида) рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

 $(\mathrm{Si}_{2,80}\ \mathrm{Fe}_{1,20}^{\dots})^{4,00}\ \{(\mathrm{Al}_{0,27}\ \mathrm{Fe}_{1,14}^{\dots}\ \mathrm{Ti}_{0,02})^{1,43}\ (\mathrm{Fe}_{1,50}^{\dots}\ \mathrm{Mg}_{2,89}\ \mathrm{Ca}_{0,09})^{4,48}\}^{5,91}\ (\mathrm{OH})_{7,29}\ \mathrm{O}_{10,40}.$

Таблица 4

Химический состав метасоматического хлорита с речки Гедмышх (обр. С-Гд-З9)

		c)кі	1CJ	ы	Bec. %	Мол. ч.				
SiO ₂ . TiO ₃ . Al ₂ O ₃ Fe_2O_3 Cr_2O_3 FeO. MnO MgO CaO. S. CaO. S. CaO. S. Co ₂ . +H ₂ O -H ₂ O	• • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • •	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • • • • •	• • • • • • • • •	24,68 0,21 1,96 28,29 0,04 16,12 Следы 17,14 1,26 0,20 0,49 Her 9,60 0,36	$ \begin{array}{r} 411 \\ 3 \\ 20 \\ 172 \\ 223 \\ 425 \\ 22 \\ 6 \\ 3 \\ 533 \\ - \\ \end{array} $
		C	y ı	4 N	1 a		•	100,35	_		

Особенностью данного хлорита является незначительное содержание в нем глинозема, так что Si в тетраэдрических слоях кристаллической решетки частично замещается здесь Fe^{***}, как это имеет место у ряда хлоритов, известных в литературе обычно под именем «кронштедтита». Количество Si в кремнекислородных слоях показывает на принадлежность минерала (в нашей системе) к изоморфному ряду прохлорита (шамозита), однако с тем отличием от других членов этого ряда, что здесь Fe^{***} входит в тетраэдрические слои решетки; Fe^{***}, кроме этого, занимает 80% мест R^{**}_{VI}, a Fe^{***}— 32% мест R^{**}_{VI} (в октаэдрических слоях).

На кривой нагревания этого хлорита, кроме удаления адсорбированной воды, имеется одна глубокая эндотермическая реакция выделения конституционной воды. Наиболее резко она выражена в интервале 545— 560° и продолжается (в виде пологого отрезка кривой) до 635°. Около 820° виден ясный, хотя и не резкий экзотермический подъем кривой, соответствующий полному распаду решетки хлорита и образованию новых минеральных фаз (см. главу 5).

Пространственное положение описанного хлорита в нижней части метасоматической зоны и почти полное отсутствие в его составе Al₂O₃ при высоком содержании железа и магния позволяют считать, что его образование произошло почти исключительно за счет «местного» материала, т. е. за счет химических компонентов змеевиков (Si, Fe, Mg), без привноса Al и других элементов.

В подчиненном количестве, преимущественно в мелких пустотах темнозеленой хлоритовой породы, имеется хлорит несколько иного характера: он в виде чешуек или удлиненных лепестков перпендикулярно нарастает на стенки таких микропустот.
В иммерсионных препаратах для хлорита этого типа определено: Ng = $1,629 \pm 0,002$; Np = $1,623 \pm 0,002$. Минерал развит по Ng и прямо угасает. Плеохроирует от зеленого по Ng до светлого желтовато-зеленого по Np.

В тонких с небольшими утолщениями прожилочках и корках среди темных, черно-зеленых хлоритовых участков местами развит плотный или тонкозернистый светлоокрашенный желтовато-зеленый хлорит.

Хлорит этого типа под микроскопом зеленовато-желтый, не плеохроирует, имеет вид мельчайших пластинок и чешуйчатых агрегатов, часто с пылевидными включениями магнетита; угасает прямо, развит по Ng, очень слабо двупреломляет. В иммерсионных препаратах определено:

Ng =
$$1,613 \pm 0,001$$
; Np = $1,608 \pm 0,001$;
Ng - Np = $0,005$.

4

По речке Мозекей обнажаются измененные древним выветриванием змеевики. В своих верхних горизонтах они сильно нонтронитизированы, сохраняя тонкослоистую (тонкополосчатую) текстуру змеевиков с мощностью слойков 2—3—6 мм. Одни из чередующихся и выклинивающихся полосок — светлые желтовато-зеленые и состоят из талька, другие темнозеленые и образованы магнезиальным бейделлитом.

В иммерсионных препаратах определено для талька:

$$Ng = 1,588 \pm 0,01; Np = 1,540 \pm 0,001;$$

 $Ng - Np = 0,048;$

для магнезиального бейделлита:

 $Ng = 1,571 \pm 0,003; Np = 1,547 \pm 0,003;$ Ng - Np = 0,024.

Под микроскопом видно, что тальк — более ранний, а бейделлит — более поздний и местами явно зэмещает тальк.

Из химических анализов (табл. 7) и рассчитанных нами структурных формул видно, что тальк содержит в своем составе незначительное количество R^{...}, эквивалентно заместившее часть Mg (R^{...}₂ \rightarrow Mg₃), а монтмориллонитовый минерал — очень мало железистый, часть мест Si в тетраздрических слоях его решетки занята R^{...}. Октаздрические слои в кристаллической структуре этого магнезиального бейделлита состоят в основном из Mg (Mg₃ \rightarrow Al₂).

Полосчатая тальк-бейделлитовая порода, унаследовавшая свою текстуру от подстилающих расслоенных змеевиков, выше по разрезу обогащается и метасоматически замещается хлоритом.

Не подлежит сомнению, что здесь имел место процесс инфильтрационного проникновения активных минеральных растворов сверху — из континентальных нижнеюрских бассейнов — и была широко развита метасоматическая хлоритизация оталькованных, а потом нонтронитизированных змеевиков.

Здесь шли последовательные переходы и замещения одних минералов другими, имеющими сходные слоистые кристаллические решетки (см. гл. 15): серпентин — тальк — бейделлит — хлорит. Вполне были возможны также и непосредственные переходы: серпентин — бейделлит, серпентин — хлорит.

Плотная светлозеленая (местами желтовато-зеленая) однородная, почти мономинеральная хлоритовая порода в зоне, подстилающей уже

осадочную формацию, переходит в более светлую серо-зеленоватую карбонатно-хлоритовую породу. В ней тот же хлорит сильно проникнут и частично замещен серо-коричневатым ромбоэдрическим, более поздним карбонатом (типа анкерита). Последний рассекает хлорит ветвящимися и раздувающимися тонкими жилками, образующими в нем гнездышки, выклинивающиеся струйки и т. д.

Чистый зеленый хлорит (обр. 63) из (нижних) полосчатых хлоритовых метасоматических пород был тщательно очищен от примесей с помощью отмучивания, центрифугирования и электромагнитной сепарации. Химический анализ минерала (табл. 5) выполнила А. Н. Разживина в химической лаборатории ИГН АН СССР.

Таблица	Таблиі	ца 3
---------	--------	------

		c) КІ	acj.	ы					Bec. %	Молч.	
$\begin{array}{c} SiO_2 \ . \\ TiO_2 \ . \\ Al_2O_3 \\ Fe_2O_3 \\ Cr_2O_3 \\ FeO \ . \\ MnO \\ MgO \ . \\ CaO \ . \\ +H_2O \\ -H_2O \end{array}$	• • • • • • • •	· · · · ·	• • • • • •	· · · ·	• • • • •	· · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · ·	• • • • • • • •	· · · ·	26,68 Her 16,76 6,89 0,61 21,34 Her 14,64 0,31 11,82 1,16	444 164 43 4 296 	
		C	уN	M N	4 a	•		•	.	100,21		

Химический состав метасоматического хлорита с речки Мозекей (обр. 63)

Структурная формула хлорита рассчитана нами на 14 кислородов по «безводному» веществу:

 $\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{2,85}\,\mathrm{Al}_{1,15})^{4.00}\,\{(\mathrm{Al}_{0,96}\,\mathrm{Fe}_{0,54}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,07})^{1.57}\,(\mathrm{Fe}_{1,91}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{2,35}\,\mathrm{Ca}_{0,03})^{4.29}\}^{5,86}\\ (\mathrm{OH})_{8,9}\,\mathrm{O}_{10,0}\cdot\mathrm{O},2\,\mathrm{H_2O}.\end{array}$

По нашей классификации хлоритовых минералов исследованный хлорит относится (см. гл. 16) к магнезиально-железистым прохлоритам с подчиненной ролью R_{VI}.

Химический анализ (табл. 6) светлозеленого метасоматического хлорита (обр. 13) из (верхней) плотной мономинеральной хлоритовой породы выполнен К. П. Благородовой (1948 г.). Анализированный материал был совершенно однороден¹ и состоял из тонкочешуйчатой агрегатной массы оптически изотропного хлорита, наиболее крупные пластинки которого двупреломляют, давая при скрещенных николях низкие серые цвета интерференции. Пластинки эти, как и вся масса хлорита, слабо окрашены в светлозеленый цвет, плеохроируют до зеленовато-желтого (по Np); развиты пластинки и чешуйки по Ng, угасают прямо. Местами встречаются сильно сегментированные, червеобразные лентовидные кристаллы хлорита.

¹ Незначительная примесь единичных, точечных при большом увеличении зернышек магнетита и тончайших буро-железистых волоконец составляет не более 0,3% вес. и нами во внимание не принята.

В иммерсионных препаратах определено Nm = 1,600 ± 0,001; Ng — Np = 0,000 — 0,002; в более крупных (редких) пластинках двупреломление несколько повышается. Обнаруженная сера рассчитана нами в составе пирита, Са — по составу кальцита и фосфата.

Т	а	б	Л	И	ц	а	6
---	---	---	---	---	---	---	---

		0	KE	сл	ы					Bec. %	Мол. ч.
SiO ₂ . TiO ₂ . Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO. MnO. MgO. CaO. S CO ₂ . P ₂ O ₅ +H ₃ O.	• • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • •	• • • • • • • •	• • • • • • • • • • •	• • • • • • • • •	• • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • •	• • • • • • • • • •	25,86 0,68 23,71 17,51 Her 11,67 Her 4,25 0,60 0,23 0,50 0,31 13,82 0,60	$ \begin{array}{c c} 431 \\ 9 \\ 232 \\ 109 \\ \\ 105 \\ 11 \\ 7 \\ 11 \\ 2 \\ 768 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ -$
		С	у	MI	ма	۱.			•	99,74	-

Химический состав метасоматического хлорита с речки Мозекей (обр. 13)

Структурная формула хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

 $(\mathrm{Si}_{2,81}\,\mathrm{Al}_{1,19})^{4,90}\,\{(\mathrm{Al}_{1,84}\,\mathrm{Ti}_{3,06}\,\mathrm{Fe}_{1,35}^{\dots})^{3,25}\,\,(\mathrm{Fe}_{1,93}^{\vee}\,\mathrm{Mg}_{0,69})^{1,72}\}^{4,97}\,(\mathrm{OH})_{8,0}\,\mathrm{O}_{10,0}\,\cdot\,\mathrm{H_2O}\,.$

Состав тетраэдрического слоя показывает, что и этот метасоматический хлорит относится к изоморфному (R^{*}₃— R^{**}₂)-ряду прохлорита. Высокое количество в октаэдрических слоях R^{**}-ионов привело к низкому (менее 5,3) содержанию в хлорите катионов шестерной координации. Группа R^{***} почти на 60% состоит из Fe^{***}, а в R^{***}- около 40% мест занято Fe^{***}. Хлорит этот следует назвать (см. гл. 16) магнезиальножелезисто-железным прохлоритом (шамозитом).

Количество положительных зарядов в катионном пакете минерала равно 13,20. Избыток (1,20 R) компенсирует дефицит (1,19 R) положительных зарядов в тетраэдрическом слое, возникший от замены части Si⁴⁺ на Al³⁺.

Кривая нагревания светлозеленого плотного однородного хлорита (C-M-13) показала большой эндотермический эффект в интервале 500— 700°, главным образом между 500—600° и 650—700°; слабое эндотермическое опускание кривой видно между 600—650°. Зафиксированные два слабых эндотермических изгиба около 810 и 850° соответствуют, повидимому, первый — удалению высокотемпературной воды в самом хлорите, а второй — разложению незначительной примеси кальцита. Ясный, но небольшой (вследствие малого содержания в хлорите MgO = 4%) экзотермический эффект зарегистрирован около 870° (см. главу 5). Рентгенограмма порошка этого минерала имеет хлоритовый тип. Наличие на ней многих интерференционных линий показывает кристалличность вещества, несмотря на очень низкое двупреломление. По характеру рентгенограммы исследованный хлорит оказался аналогичным другим метасоматическим хлоритам р. Малки.

Сопоставляя между собою последние два хлорита, взятые: один ниже (обр. 63), другой — выше (обр. 13) по разрезу, уже вблизи инфильтрационных жилочек гипергенного доломита-анкерита, мы видим, что оба они имеют одинаковый (очень близкий: Si_{IV} = 2,85 и 2,81) состав своих тетраэдрических слоев. Это соответствует и одинаковым в основном физико-химическим условиям их метасоматического образования.

Однако формирование хлорита 13 происходило все же дальше от исходной (материнской) породы (змеевика), и поэтому в его составе роль магния очень невелика сравнительно с содержанием магния в хлорите 63, расположенном ниже, т. е. ближе к змеевику.

С другой стороны, в составе хлорита 13, формировавшегося в условиях, более близких к поверхности, количество Fe₂O₃ значительно превосходит таковое в хлорите 63, представляя собою первичный материал (полная свежесть обоих хлоритов!), а не результат частичного последующего окисления.

В верхнем (по разрезу) хлорите 13 количество Al₂O₃ значительно выше, чем в хлорите 63, — это находится в полном соответствии с тем, что материнская змеевиковая порода очень бедна глиноземом, а последний привносился со стороны, накапливался в континентальных бассейнах (см. хлоритово-каолинитово-бемитовую фацию, разд. 6) и оттуда опускался вниз, в частности и в зону развития хлоритового метасоматоза.

При всех отличиях в составе октаэдрических структурных слоев, из анализов и кристаллохимических формул обоих хлоритов легко усмотреть наличие изоморфных замещений как в пределах R["] и R["]-групп (изовалентный изоморфизм), так и типа R₃["]— R₂^{""} (гетеровалентный изоморфизм).

Для рассмотрения наблюдавшейся нами серии метасоматических переходов и замещений: серпентин — тальк — магнезиальный бейделлит — хлориты, мы приводим сводную табл. 7 их химического валового состава и структурных формул.

Очевидно, что талькизация змеевика химически и структурно была связана с удалением части магния и (OH)-групп, входивших в состав «бруситовых» прокладок между талькоподобными пакетами. Этот переход относительно сложной, многослойной структуры серпентин-хлоритового типа в более простую (трехслойную) тальковую структуру облегчил, повидимому, ее дальнейшее преобразование в трехслойную же структуру монтмориллонитового типа, хотя тальковая промежуточная стадия, вообще говоря, и не является обязательной (может быть, она в процессе нонтронитизации змеевиков очень неустойчива и кратковременна и в наблюдениях фиксируется поэтому очень редко).

Трудно сомневаться в том, что процесс нонтронитизации змеевиков, связанный с развитием коры выветривания, происходил под влиянием опускавшихся со стороны поверхности растворов, имевших рH = 7 — $-8^{1/2}$, более низкое, чем это необходимо для устойчивого существования серпентиновых решеток (pH = 9—10). В составе минеральных новообразований (талька и, тем более, магнезиального бейделлита), с одной стороны, резко упала роль MgO (но она осталась очень крупной), а с другой — заметно возросло значение отчасти Fe₂O₃, а главным образом Al₂O₃.

Количество глинозема в магнезиальном бейделлите все же очень невелико и связано, может быть, с незначительным его привносом сверху, из области выветривания или из континентальных водоемов, осадки которых расположены здесь в нескольких метрах над магнезиально-бейделлитовой зоной коры.

Таблипа 7

Онислы	Змееви	IK*	Тал	ьк	Бейде магнеа на	еллит зиаль- ый	Хлој	рит 63	Хлориз	r 13
	вес. % мо	о л. ч.	вес. %	иол. ч.	вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	36,08 Her 0,08 6,36 0,25 1,91 0,13 38,78 0,86 Her 14,18 0,90	$597 \\ - \\ 40 \\ 2 \\ \cdot 26 \\ 2 \\ 960 \\ 15 \\ - \\ 788 \\ -$	59,88 Her 1,19 2,80 0,03 2,16 Her 26,15 0,30 Her 4,92 2,84	998 - 12 - 12 - 12 - 12 - 12 - 12 - 12 - 1	49,12 Her 4,32 5,02 0,76 3,21 Her 21,02 1,00 0,10 5,74 9,88	819 42 31 5 44 521 18 2 319 545	26,68 Her 16,76 6,89 0,61 21,34 Her 14,64 0,31 Her 11,82 1,16	444 164 43 4 296 363 5 - 657 -	25,86 0,68 23,71 17,51 Her 11,67 Her 4,25 0,60 0,50 13,82 0,60	431 9 232 109
Сумма	99,53		100,25		100,17		100,21	-	99,56***	-
Si	4,00	*	3,98 0,02		3, 0,	70 30	2 1	,85 ,15	2,8 1,1	 1 9
Al Ti Fe Cr Fe Mg Ca	6,00**		0,07 0,14 0,12 2,59		0,06 0,28 0,04 0,20 2,36		0,96 0,54 0,07 1,91 2,35 0,03		1,84 0,00 1,33 1,03 0,69	4 6 5 3
$Y(R^{***} + R^{**})$ 6,00			2,9	92	2,	94	5	,86	4,9	7
OH 8,0** O 10,0**		*	2,(10,()	2,0 10,0		8,0 10,0		8,0 10,0	

Химический валовой и атомный состав минералов метасоматической серии серцентин — тальк — магнезиальный бейделлит — хлориты

* Левый берег р. Малки (Д. П. Сердюченко, 1935). ** Теоретический состав серпентина *** В том числе S = 0,23%. Р₂О₈ = 0,31%.

По мере развития на поверхности змеевиков и их коры выветривания континентальных озерно-болотных водоемов с замедленным стоком, с постоянным или периодически меняющимся биогеохимическим режимом, с относительной концентрацией приносимых со стороны и местных щелочей и щелочных земель (в частности, MgO), а также алюминия (транспортированного водами из коры выветривания гнейсо-гранитовых пород, окружающих змеевиковый массив), повидимому, существенно повысилась

активность минерализованных растворов, опускавшихся под дно бассейнов, в зону змеевиков и продуктов их выветривания. В результате шел процесс хлоритизации ранее образовавшихся магнезиальных бейделлитов, вновь была воссоздана решетка серпентин-хлоритового типа, но, в полном соответствии с иными (поверхностными!) физико-химическими условиями среды, иная, чем у серпентинов позднемагматического (автометаморфического) происхождения. В новой поверхностной обстановке, при обилии в действующих растворах ионов двух- и трехвалентного железа, а также алюминия, при относительном уменьшении количества ионов магния, метасоматически образовались хлориты магнезиальножелезисто-железные с большим количеством алюминия, заместившего не только часть магния в октаэдрических слоях, но и значительную часть кремния в тетраэдрических группах.

Сравнение между собою порошковых рентгенограмм (табл. 8) показывает ясные структурные отличия между тальком, магнезиальным бейделлитом и минералами серпентин-хлоритового ряда. Серпентин и хлорит 13 имеют очень близкие интерференционные линии как по величине межплоскостных расстояний, так и по их интенсивности. Отличия в величине главного базисного расстояния (7,26 × 2 у серпентина и 7,06 × 2 у хлорита) являются, повидимому, результатом того, что катионные и анионные слои в решетке хлорита, сравнительно с серпентином, сближены больше, так как они заряжены (противоположно) сильнее вследствие частичной замены алюминием кремния (Al_{IV} → Si) в их тетраэдрах.

5

К типу метасоматических хлоритов, находящихся на частично хлоритизированных (и магнетитизированных) змеевиках, относятся, таким образом, буровато-зеленые, темнозеленые и желто-зеленые хлориты из разных балок.

Для хлорита № 39 (табл. 4) характерно высокое содержание магнезии, окисного и закисного железа, но количество глинозема очень мало. Последнее приводит к тому, что в тетраэдрических слоях решетки не Al, а Fe[™] занимает значительную часть мест кремния, а хлорит в целом является почти безглиноземным и относится к железно-железисто-магнезиальным разностям. Содержание в тетраэдрическом слое Si_{IV} = 2,78, и по этому характерному кристаллохимическому признаку данный минерал в нашей системе хлоритов относится к (R₃[™] — R₂[™])-изоморфному ряду прохлорита (шамозита).

Незначительное содержание Al₂O₃ в этом хлорите следует поставить в связь с отсутствием или ничтожным (менее 1%) количеством глинозема в материнских змеевиках. Очевидно, что глинозем мигрировал сверху, и влияние этого привноса мало сказалось или совсем не повлияло на геохимический режим некоторых наиболее глубоких участков, удаленных и изолированных от зоны накопления и миграции вниз алюмоносных растворов. Формирование безглиноземного хлорита, очевидно, произошло за счет химических элементов (Si, Fe["], Fe["], Mg), входящих в состав самих змеевиков.

Несколько иной химический характер имеет хлорит (С-Х-78) (табл. 2) с речки Рхы-кол. Количество глинозема здесь значительно, но не высоко; окисное и закисное железо играют крупную роль, содержание магнезии, сравнительно с предыдущим минералом, снижено. Очевидно, что на данном участке роль привнесенного сверху глинозема в формировании хлоритов была уже более значительной.

Хлорит темнозеленый плотный (обр. 170) из инфильтрационно-мета соматической зоны змеевиков на левом берегу р. Малки (табл. 3

Таблица 8

Мёжплоскостные расстояния (в Å) в минералах метасоматической серии с речки Мозекей

Ba								Хлор	ит 13 <u></u>	
М Интерф.	Серпенти	ин кожистый	Ta	льк	Бейделлит	магнезнальный		1		2
ЛИНИИ	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	a _{hkl}	I	đ hkl	I	d _{hkl}	I
$ \begin{array}{c} 1\\2\\3\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\10\\11\\12\\13\\14\\15\\16\\17\\18\\19\\20\end{array} $	- 7,26 5,20 4,62 4,29 3,99 3,61 - 2,82 2,51 2,41 2,17 1,83 1,72	Сильн. Сильн. Оч. слаб. Сраб. Сраб. Средн. Оч. сильн. Средн. Оч. сильн. Слаб. Ср. слаб. Оч. слаб. Слаб.	$9,\overline{399}$ $5,734$ $4,60$ $$	Слаб. Оч. сильн. Оч. сильн. Оч. слаб. Оч. сильн. Сильн. Оч. сильн. Слаб. Оч. слаб. "Слаб.	10,5 	Свльн. разм. — Оч. слаб. Ср. свльн. — — Средн. » — — — — — — — — — — — — —	$ \begin{array}{c}$	Ср. сильн. Ср. сильн. Ср. разм. Ср. слаб. Ср. сильн. Слаб. У Средн. Слаб. Средн. Оч. слаб.	$\begin{array}{c}$	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. Сильн. Сильн. Сильн. Сильн. Оч. слаб. » Оч. слаб.
21 22 23 24 25 26 27 28 29	$ \begin{array}{c} 1,70 \\ 1,56 \\ 1,53 \\ - \\ 1,32 \\ - \\ - \\ \end{array} $	» Сильн. Средн. Сильн. 	1,686 	» — Оч. сильн. Оч. слаб. » » Средн. Слаб. Оч. слаб.	$ \begin{array}{r} 4,71 \\ 1,55 \\ 1,47 \\ 1,33 \\ $	Средн. Сильн. Оч. слаб. Средн.	1,56 1,528 1,49 1,43 1,33 1,29 1,26	— " Ср. сильн. Оч. слаб. " " Слаб. Оч. слаб. " "	1,697 1,663 1,540 	Оч. слаб. » » Сильн. Средн. » Слаб. »

Серпентин, магнегиальный бейделлит, хлорит (1) сняты в намере с 2R = 86 мм; d (столбина) = 0,5 мм; энспозиция 20 час. Тальк и хлорит (2) сняты в намере С с 2R = 57,9 мм; d = 0,6 мм; энспозиция 10 час. Во всех случаях — излучение железное.

содержит глинозема еще больше, но светлый желтовато-зеленый хлорит 13 с правого берега р. Малки наиболее богат Al₂O₃ — 23,71% (табл. 6). Однако увеличение количества глинозема происходит одновременно с уменьшением FeO и главным образом MgO.

Обращает на себя внимание следующее важное обстоятельство: несмотря на существенные отличия в валовых химических анализах пяти метасоматических хлоритов, на различный состав их октаэдрических слоев, на изоморфное замещение кремния в тетраэдрических слоях в одном случае Fe_{IV} , а в других — Al_{IV} , количество Si_{IV} у всех этих хлоритов очень близко (2,87; 2,73; 2,80; 2,85; 2,81), т. е. хлоритовые минералы, имеющие сходные условия своего образования, объединяются близкими значениями Si_{IV} в их структурной формуле и по нашей кристаллохимической классификации относятся к одному и тому же (R_3 — R_2)-изоморфному ряду прохлорита (шамозита).

Сопоставление составов всех пяти (пространственно значительно удаленных друг от друга) хлоритов из кристаллохимической группы прохлорита (шамозита) показывает у них сильные колебания в содержании двух- и трехвалентных окислов:

SiO ₂ .						•			24,68-26,68
Al ₂ O ₃						•			1,96-23,71
Fe ₂ O ₃	•	•	•		•	•	•		6,89-28,29
Cr ₃ O ₈	•	•	•	•	•	•	•	•	0,00-0,61
FeO.	•	•			•	•		•	11,35—21,34
MgO.	•	•	•	•		•	•		4,25-17,14
+H ₂ O	•	•	•	•	•	•	•	•	9,60-14,32

Однако электростатическое равновесие решеток обеспечивается, с одной стороны, замещениями Si—Al—Fe^{···} в кремнекислородных листах, а с другой — изовалентным изоморфизмом Al — Fe^{···}— Cr и Fe^{···}— Ni — Mg — (Ca), а также гетеровалентными замещениями типа R₃^{···}— R₂^{···} в октаэлрических слоях. Последнее можно иллюстрировать следующей таблицей, где мы расположили минералы по убывающему количеству R[·].

Таблица 9

Катионы	39	63	78	170	13	Примечание
Сумма R _{VI}	1,43 4,48	1,57 4,29	1,97 3,62	2,23 3,27	3,25 1,72	Ті выражен в экгива- лентах R
R + R В пересчете на R [.]	5,91 13,25	5,86 13,29	5,59 13,15	5,52 13,23	4,97 13,19	

Колебания в количестве двух- и трехвалентных катионов в составе октаздрических слоев кристаллических решеток метасоматических хлоратов

'Гаким образом, увеличение R^{···} закономерно связано с одновременным уменьшением R^{··} в отношении 2 : 3.

Из данных таблицы 9 также видно, что с возрастанием количества R^{···} общая сумма октаэдрических катионов снижается, т. е. она отнюдьне является величиной постоянной.

Таблица 10

Межплоскостные расстояния у малкинских хлоритов метасоматического происхождения (в Å)

JQ.		78 (1)		78 (2)		170 (3)	-	39 (4)		13 (5)		13 (6)
интерф. линии	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	a _{hkl}	I
$\begin{array}{c} 1\\ 2\\ 3\\ 4\\ 5\\ 6\\ 7\\ 8\\ 9\\ 10\\ 11\\ 12\\ 13\\ 14\\ 15\\ 16\\ 17\\ 18\\ 9\\ 21\\ 22\\ 23\\ 24\\ 5\\ 26\\ 27\\ 28\\ 29\end{array}$	$\begin{array}{c} 7,03\\ 5,30\\ 4,64\\ 4,23\\ \hline \\ 3,61\\ 2,96\\ \hline \\ 2,70\\ 2,58\\ \hline \\ 2,70\\ 2,58\\ \hline \\ 1,79\\ 1,73\\ \hline \\ 1,63\\ 1,56\\ 1,53\\ \hline \\ 1,43\\ \hline \\ 1,43\\ \hline \\ \\ -\\ 1,43\\ \hline \\ \\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	Ср. сильн. Оч. слаб. Слаб. Ср. сильн. Оч. слаб. Ср. слаб. Ср. слаб. Ср. слаб. Слаб. — Оч. слаб. Слаб. Слаб. Ср. сильн. Слаб. Ср. сильн. Слаб. Слаб. — Слаб. Ср. сильн. Слаб. — Слаб. — Слаб. — — Слаб. — — — — — — — — — — — — —	$\begin{array}{c} 6,94\\ 4,57\\ 3,845\\ 3,515\\\\ 2,636\\ 2,503\\ 2,375\\ 2,135\\ 1,999\\ 1,766\\ 1,705\\ 1,655\\ 1,540\\ 1,509\\ 1,478\\\\ 1,415\\ 1,323\\\\\\ \end{array}$	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. — Средн. — Сильн. Средн. Слаб. — Слаб. Оч. слаб. » » Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Средн. — Слаб. — Средн. — Слаб. — Средн. — Слаб. Слав. — Средн. — Слаб. Слав. — Средн. — Слаб. Слав. Слав. Слав. Слав. Слаб. Слав. Слаб.	6,85 4,49 3,91 3,42 2,58 2,49 2,34 2,10 1,66 1,519 1,48 	Ср. разм. Сл. разм. Сл. разм. Средн. — Слаб. — Оч. слаб. — Оч. сл. разм. — Оч. сл. разм. — Средн. Оч. слаб. — — — —	7,03 $4,60$ $3,83$ $3,46$ $2,96$ $2,52$ $-$ $2,52$ $-$ $2,52$ $-$ $2,15$ $2,10$ $1,78$ $1,72$ $1,62$ $1,56$ $1,52$ $1,48$ $1,42$ $1,30$ $1,27$ $1,25$	Ср. сильн. Ср. разм. Средн. Сильн. Ср. слаб. Средн. — Оч. сильн. — Слаб. » Ср. слаб. Средн. » Оч. слаб. Средн. » Оч. слаб. Сильн. Оч. слаб. Слаб. » Оч. слаб. Сильн. Э Оч. слаб.	$\begin{array}{c} 7,03 \\ 4,57 \\ 3,87 \\ 3,537 \\ \\ 2,648 \\ 2,508 \\ 2,375 \\ 2,252 \\ 2,135 \\ 1,999 \\ 1,772 \\ 1,663 \\ \\ 1,663 \\ \\ 1,54 \\ \\ 1,506 \\ \\ \\ 1,412 \\ 1,321 \\ 1,290 \\ \end{array}$	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. — Сильн. — Сильн. Оч. слаб. Слаб. Оч. слаб. Оч. слаб. » » Сильн. Слаб. Оч. слаб. » » Сильн. Слаб. Оч. слаб. » – Сильн. Слаб. Оч. слаб. » – Сильн. Слаб. – Слаб. – Слаб. – Слаб. – Слаб. – Слаб. – Слаб. Слаб. – Слаб. – Слаб. Средн.	7,06 $4,64$ $3,99$ $3,59$ $2,81$ $2,67$ $2,53$ $2,41$ $2,15$ $$ $1,79$ $1,727$ $$ $1,56$ $1,528$ $1,49$ $1,43$ $1,33$ $1,29$ $1,26$	Ср. сильн. Ср. разм. Ср. слаб. Ср. свльн. Слаб. " Средн. Слаб. " Средн. Слаб. " Средн. Слаб. " Средн. Слаб. " Средн. Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " Слаб. " " " Слаб. " " Слаб. " " " Слаб. " " " " " " " " " " " " "

Порошковые рентгенограммы 1, 3, 4 и 6 получены С. И. Берхин (1950 г., 2R = 86 мм; d = 0,5 мм; экспозиция 20 час.), а рентгенограммы 2 и 5 — Н. Н. Слудской (1949 г., 2R = 57,9 мм; d = 0,6 мм; экспозиция 10 час.); для всех экспериментов — излучение железное.

41

В среднем для этого кристаллохимического типа, при $Si_{IV} = 2,79$, сумма положительных валентностей (R') в октаэдрических слоях равна 13,22. Избыток (сверх 12) 1,22 R' точно компенсирует недостаток положительных зарядов в тетраэдрических слоях (1,21), возникший от замены части Si^{4+} на R^{3+} .

Рентгеновские данные (табл. 10) показывают хлоритовый тип решеток у всех изученных метасоматических хлоритов, включая и очень малоглиноземный (с речки Гедмышх) хлорит 39 с высоким содержанием Fe^{***}, которое замещает Si в тетраэдрических слоях.

Вариации в значениях межплоскостных расстояний и в интенсивностях интерференционных линий связаны здесь в основном с колебаниями в количествах, размерностях и свойствах ионов, входящих в тетраэдрические и октаэдрические группировки.

II. Хлориты инфильтрационные — лентовидные и сфероидальные

1

Среди массивных хлоритовых или полосчатых хлоритово-магнетитовых метасоматических пород, помимо низко двупреломляющих бурых или зеленовато-бурых хлоритов основного типа, в ряде мест развиты хлориты более светлой окраски, буровато-зеленые, зеленые и светлозеленоватые. В отличие от хлоритов первого типа, они количественно играют вполне подчиненную роль, ясно плеохроируют с изменением интенсивности окраски, обладают относительно высоким двупреломлением. Они совсем свободны от удлиненных и неправильных по форме выделений и вкраплений магнетита. Хлориты эти выполняют промежутки между агрегатами более раннего, бурого хлорита, а также располагаются согласно, вдоль его микрополосчатости. Они нередко образуют волнисто-изогнутые лентовидные или неправильно-овальные микрокристаллы. Неправильная форма последних или была связана с формами выполненных ими полостей, или обусловлена последующими деформациями. Редко встречаются почти правильные округлые монокристаллы со сферолитовым строением (табл. IV и V. фото 7-10).

Довольно часто можно наблюдать относительно широкие и длинные (0,5×1,0 мм) пластинки этого светлого желто-зеленого хлорита, иногда расщепленные на две или три параллельные полоски с одинаковой оптической ориентировкой. Полосы эти нередко с двух сторон охватывают удлиненные микроскопические линзочки зелено-бурого раннего хлорита.

Встречаются также сильно изогнутые или сложенные вдвое или втрое монокристальные ленты позднего хлорита, местами слегка скрученные и на своих петлеобразных изгибах дающие волнистое или радиально-лучистое погасание.

Очевидно, что все эти образования связаны с выкристаллизацией хлорита новой генерации — в стадию уже более позднюю — в мелких порах, в микроскопических щелевидных полостях, вдоль поверхностей полосчатости метасоматических хлоритов, образовавшихся за счет серпентиновых пород.

К этому же (позднему) генетическому типу относятся и светлозеленые хлоритовые сферолиты — то совершенно круглые, то овальные, то сильно уплощенные — с развитием неделимых по Ng (положительные сферолиты) и с ясно выраженным (при скрещенных николях) тонким концентрическим и радиально-лучистым строением.



Фото 7. Хлорит инфильтрационный, местами сфероидальный, в зоне метасоматического изменения змеевика — в виде гнездышек и неправильных полосок; белое — хлорит, серое — карбонат, черное и темносерое — магнетит с метасоматическим хлоритом ранней генерации. Шлиф С-Гд-271, 1948; увел. 46.



Фото, 10. Хлорит инфильтрационный в виде лентовидных полосок и пятен, местами побуревших от окисления. Шлиф 1171, 1946; увел. 90. Хлориты этого типа обычно развиты по Ng, прямо угасают; Ng колеблется чаще всего в пределах 1,620—1,630, а Np — от 1,610 до 1,620; Ng — Np = 0,010 ± 0,003. Иногда (в зависимости от состава и степени раскристаллизованности) показатели светопреломления и двупреломление еще более низкие. Угол оптических осей обычно малый отрицательный.

Замечательно, что в большинстве случаев эти светлозеленые и, в частности, сферолитовые хлориты пространственно и генетически связаны с инфильтрациями и выделениями карбонатов. Макроскопически, а наиболее ясно под микроскопом видно, что мелко- или крупнозернистые полоски кальцита часто расположены почти параллельно с полосками и лентовидными кристаллами позднего (инфильтрационного) хлорита, что неправильные гнездышки кальцита по своей форме очень сходны с агрегатными выделениями хлорита. Нередко хлоритовый и карбонатный материал тонко смешаны между собою, причем местами хлорит имеет характер более раннего, чем карбонат, образования, местами же — сравнительно с ним — немного запаздывает.

Таким образом, более ранняя (унаследованная еще от самых змеевиков) полосчатость метасоматических хлоритовых (зелено-бурых) и хлоритово-магнетитовых образований потом была подчеркнута развитием, главным образом вдоль поверхностей расслоения, более позднего хлорита, сопровождаемого кальцитом. Все эти минералы развиваются здесь полосами, то относительно правильными, то неправильными — волнисто-изогнутыми, расщепляющимися и завихренными струями, обтекающими при этом крупные, часто раздавленные зерна красно-бурой хромовой шпинели и участки однородного зелено-бурого хлорита первой генерации.

2

Из метасоматически хлоритизированной толщи по Рхы-колу нами был изучен светлозеленый хлорит из желтовато-зеленых (кальцитово-хлоритовых) прерывистых полосок, чередующихся с зелено-черными (магнетитово-бурохлоритовыми) полосками. В прозрачных шлифах видно, что граница между этими различными по составу образованиями очень неровная; кальцитово-хлоритовая масса — явно более поздняя; она образует округлые и клиновидные внедрения в магнетитово-бурохлоритовые полоски. Светлозеленый хлорит тонко смешан с бесцветным или светлокремовым кальцитом, который местами от тонкой примеси гематита становится яркокрасным. Хлорит образует мелкие удлиненные волокна, лапчатые пятна, сплющенные овальные тельца, погруженные в кальцитовую массу. Почти всегда строение хлорита сферолитовое, но характеругасания — с изгибающимися, то сближающимися, то расходящимися черными балками — говорит о том, что хлоритовые сферолиты имеют неправильную форму, что они или смяты после своего образования, или деформированы еще в процессе самого роста.

Минерал развит по Ng, угасает прямо. Плеохроизм слабый: Ng — светлозеленый, Np — почти бесцветный. Nm \leq Ng = 1,606 \pm 0,001; Np = 1,597 \pm 0,001; Ng — Np = 0,009; двухосный, оптически отрицательный.

Химический анализ (табл. 11) этого хлорита был выполнен А. Чичериным (1947) после растворения (на холоду) кальцита и гематита в слабой (2%) соляной кислоте; раствор при этом окрасился в бледный зеленовато-желтый цвет. После очистки хлоритового остатка от примесей с помощью бромоформа, совершенно чистый, но, возможно, уже слегка разрушенный кислотой хлорит отошел в легкую фракцию.



Фото 8. Кроме раннего оптически изотропного метасоматического хлорита, пропитанного магнетитом, видны полоски более позднего светлого инфильтрационного (местами сфероидального), ясно двупреломляющего хлорита без магнетитовой «пыли». Шлиф С-93, 1946; увел. 46.



Фото 9. То же. Николи+.

Структурная формула минерала, рассчитанная на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{3,77}\,\mathrm{Al}_{0,23})^{4,00} \left\{ (\mathrm{Al}_{1,07}\,\mathrm{Ti}_{0,01}\,\mathrm{Fe}_{0,84}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,01})^{1,93} (\mathrm{Fe}_{2,06}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{1,11}\mathrm{Ca}_{0,03})^{3,20} \right\}^{5,13} \\ (\mathrm{OH})_{8,0}\,\mathrm{O}_{10,0}\cdot 0,8\,\mathrm{H_2O}. \end{array}$$

Таблица 11

Химический состав инфильтрационного сфероидального хлорита (обр. С-Х-1) с речки Рхы-кол

Окислы	Bec. %	Мол. ч.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	34,78 0,16 10,20 10,16 0,21 22,91 Следы 6,85 0,25 0,23 0,40 0,08 Her 13,10 0,65	$ \begin{array}{c} 580 \\ 2 \\ 100 \\ 65 \\ 1 \\ 318 \\ - \\ 172 \\ 5 \\ - \\ (2) \\ 738 \\ - \\ 738 \\ - \\ \end{array} $
Сумма	100,18	_

В этом хлорите обращает на себя внимание высокое содержание в тетраздрическом слое Si, подобно тому как это имеет место и в хлорите, описанном А. Г. Бетехтиным из Халилова, и в «тальк-хлорите», описанном Мальтом (Malt, 1914) из Назямских гор на Урале, близ Златоуста.

По составу тетраэдрических слоев все эти минералы очень близки к серпентину и относятся к ($R_3^- - R_2^-$)-изоморфному ряду хлоритов, расположенному в нашей системе между рядами антигорита (Si_{IV} = 4,0) и пеннина-делессита (Si_{IV} = 3,60).

Повидимому, минеральные растворы, выделившие относительно богатый кремнием хлорит, отличались высоким содержанием углекислого кальция (бикарбоната кальция).

Кривая нагревания описанного выше хлорита (обр. С-Х-1), после удаления адсорбционной воды при 90—150°, показывает значительный общий подъем кривой до 490° (соответствующий, повидимому, окислению закисного железа) с эндотермическим прогибом при 300—360°. Главная масса конституционной воды удаляется из минерала при 490—550° (главный эндотермический эффект) и отчасти при 630° (едва заметная на кривой эндотермическая реакция) (см. гл. 5).

Порошковая рентгенограмма хлорита C-X-1 (табл. 12) показала небольшое число (десять!) интерференционных линий и их сниженную интенсивность.

Судя по приведенным данным, сфероидальный хлорит осадочного происхождения (инфильтрат) своей порошковой рентгенограммой отли-

Межплоскостные расстояния у сфероидального хлорита и некоторых серпентинов-(в Å)

	Хлорит С-1 с	фероидальный	Хризотил (по	Сәльфриджу)	Серпофит (ср. Малки)
№ интерф. линии	d _{hkl}	I	d _{hk1}	I	^d hkl	I
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21	$7,50 \\ 4,84 \\ 4,36 \\ 3,68 \\ 2,90 \\ 2,62 \\ 2,23 \\ 1,84 \\ - \\ 1,59 \\ - \\ 1,35 \\ - \\ 1,35 \\ - \\ - \\ 1,35 \\ - \\ - \\ 1,35 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ $	Средн. Сл. разм. Сильн. Ср. разм. Оч. слаб. Средн. Слаб. Оч. слаб. — Оч. слаб. — Оч. слаб. — Оч. слаб.	$7,364 \\ 4,431 \\ 3,658 \\$	$ \begin{array}{c} 9 \\ -6 \\ -9^{1}/_{2} \\ -8 \\ 8 \\ -6 \\ -6 \\ -6 \\ -10 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7 \\ -7$	7,26 4,99 4,46 3,99 3,59 2,81 2,72 2,66 2,41 2,23 2,06 1,89 1,72 1,67 1,51 1,49 1,46 1,31 1,27 1,26	Сильн. Оч. слаб Средн. » Сильн. Оч. слаб ">" Сильн. Оч. слаб Средн. Оч. слаб Средн. • Сильн. Слаб » Ср. сильн. Слаб. Оч. слаб

Порошковые рентгенограммы хлорьта и серпофита получены (1950 г.) в Рентгеновской лаборатории Отдела потрографии осадочных пород ИГН СССР (излучениежелезное; 2R = 66 мм; d = 0,5 мм; экспозиция 20 час.), а межилоскостные расстояния для хризотила взяты для сравнения у Сэльфриджа (Selfridge, 1936).

чается от обычных хлоритов и даже серпентинов прежде всего по величине своего главного базисного расстояния. Последнее находится в пределах значения для серпентинов, в то время как у обычных хлоритов онозначительно ниже (6,8 × 2 — 7,2 × 2).

Это обстоятельство соответствует химическому составу данногохлорита, у которого Si_{IV} = 3,77, т. е. очень близко Si_{IV} = 3,9—4,0 у серцентинов и отличается от Si_{IV} = 3,3—2,4 у обычных, распространенных хлоритов.

Карбонат в непосредственной близости от сфероидального хлоритаобразует две генерации: первая представлена полосчато (струйчато), расположенными ромбоэдрическими (или более сложными по форме с полигональными разрезами в шлифах) кристаллами, повидимому, доломитового состава, вторая — в виде пятен с расплывчатыми контурами и ветвящихся прожилков кальцита. Почти все доломитовые кристаллылибо только частично, с краев, окружены более или менее значительной каймой магнетита, либо полностью им замещены с образованием псевдоморфоз.

Магнетитизация доломитовых кристаллов (табл. VI, фото 11) связана была, очевидно, с привносом железных и железистых ионов углекислыми растворами, выделявшими и светлозеленый сфероидальный хлорит. Магнетитизация доломита частично могла происходить в результате перекристаллизации под влиянием этих же растворов более раннего метасо-



Фото 11. Псевдомогфозы магнетита по доломиту в метасоматически хлоритизированной зоне серпентинита, обогащенной жилками и гнездышками кальцита, парагенетически сгязанного с инфильтрационным сфероидальным хлоритом. Водопад. Шлиф 8, 1946; угел. 76.

матического хлорита или хлорита, образовавшегося при формировании коры выветривания. Это, в частности, подтверждается остатками раннего хлорита среди сфероидальных хлоритовых новообразований в других местах малкинского района (см. ниже).

3

После хлоритизации самих змеевиковых пород и тонкообломочного змеевикового материала, частично или полностью ранее ожелезненного, нонтронитизированного и карбонатизированного, в придонной части озерно-болотных водоемов, в донных и иловых водах местами сильно повышалась концентрация и химическая активность углекислоты. Это было связано, очевидно, с разложением на дне и в илу континентальных водоемов довольно обильных органических остатков (в частности, растительных, которые местами сохранились в нижне-юрских осадках вследствие окремнения или ожелезнения).

Богатые углекислотой иловые воды пропитывали (до известной глубины) полого рассланцованные, трещиноватые и разрыхленные породы своего змеевикового (местами уже ранее хлоритизированного) ложа. Сюда углекислыми растворами переносились (в виде бикарбонатов) и отлагались (в виде карбонатов) кальций и магний; эти же растворы перемещали (вниз) и компоненты, необходимые для формирования хлоритов, которые выпадали в связи с карбонатами при рН = 8—9. В других случаях под влиянием таких же углекислых растворов происходила перекристаллизация более ранних хлоритов.

Явления такой перекристаллизации наблюдались нами в метасоматических хлоритах, например по левому берегу Малки (в балке Родниковой)



Фото 12. Ромбоэдры доломита с тонкой оторочкой магнетита в зоне хлоритизированного мелкообломочного змеевика; с карбонатизацией связано образование сферокристаллов хлорита, внутри которых видны участки хлорита ранней генерации. Балка Родниковая. Шлиф 455, 1947; николи +, увел. 20.



Фото 13. То же. Деталь. Николи +, увел. 46.



Фото. 14. Многослойная ветвящаяся жилка тонкосферолитового светлозеленого хлорита выполняет трещинки в (аподунитовом) змеевике, пронизанном более ранними жилками доломита. Шлиф 248, 1947; николи +, увел. 20.



Фото 15. То же. Деталь. Николи +, увел. 90

Под микроскопом видно, что остаточные участочки бледнозеленого (почти бесцветного) хлорита со следами змеевиковой волокнисто-шнурковой микротекстуры разбросаны внутри бесцветного хлорита поздней генерации с характерным крупносферолитовым строением (табл. VII, фото 12 и 13). Мелкие пятна такого хлорита находятся и внутри крупнозернистой кальцитово-доломитовой массы. Крупные ромбоэдры карбоната на контакте со сферолитовым хлоритом местами покрыты тонкой прерывистой корочкой магнетита. Очевидно, что перекристаллизация хлорита и образование его сферокристаллов произошли под влиянием углекислых растворов в связи с процессом выделения карбонатных жилок. Часть FeO и Fe₂O₃ выделялась при этом из нисходящих растворов или из состава первичного хлорита и выпала в виде магнетита на стенках доломитовых кристаллов.

Замечательная связь более ранних жилок ромбоэдрического доломита с несколько более поздними жилками мелкосферолитового светлозеленого хлорита наблюдалась нами и в верхней, неравномерно карбонатизированной зоне аподунитового змеевика, в его трещинках (табл. VIII, фото 14 и 15).

4

В ряде мест, еще в зоне хлоритизированной коры выветривания змеевиков, наблюдается под микроскопом интересная картина проникновения хлорита по трещинкам и вдоль сланцеватости серпентинитов, замещение серпентина хлоритами, подчас с сохранением внутренних (ядерных) серпентинитовых остатков.

Хлоритизированный змеевик нередко имеет тонкополосчатое строение с чередованием микроскопических (0,2—0,3 мм) полосок змеевика, сохранившего свою типичную шнуровидно-петельчатую текстуру, и бесструктурных однородных хлоритовых полосок. Последние при скрещенных николях обнаруживают облачно-волнистое, пятнистое погасание, отражающее известным образом крупноволокнистое и крупночешуйчатое строение хлорита. Среди этих полос видны еще отдельные ленты хлоритизированных петель, да и вся хлоритовая масса в целом обнаруживает следы общей петельчатой змеевиковой микротекстуры, сильно (местами совсем) затушеванной хлоритизацией (табл. IX, фото 16 и 17). Окраска полосок обоих типов однородная бледная желтовато-зеленая.

Только с хлоритизированными участками связаны более поздние извилистые карбонатные жилки, состоящие из ромбоздрических (местами кремовых) и нередко зональных кристалликов доломита (или анкерита). Жилки эти ветвятся, внедряются и слепо оканчиваются в хлоритовых зонах или упираются (не проникая в них) в полоски петельчатого змеевика. Ромбоздры карбоната видны также в массе хлорита в форме гнездышек, разорванных цепочек и даже отдельных кристаллов. В зоне доломитовых жилок бо́льшая часть хлорита перекристаллизована с образованием участков и неправильных (обычно зажатых среди доломита) полосок хлорита со сплошным мелкосферолитовым строением. Только в контакте со сферолитовым хлоритом ромбоздры доломита местами покрываются тонкой или более толстой прерывистой оторочкой магнетита (табл. Х, фото 18—19).

III. Хлориты осадочные метаколлоидальные

К описанной выше группе сфероидальных инфильтрационных хлоритов в некоторой степени близки хлориты из плотных темнозеленых почти черных метаколлоидально-осадочных хлоритовых пород. Породы эти местами образуют плоские (маломощные) лепешковидные тела на



Фото 16. Хлорит метасоматический, замещающий змеевик, сохранигший местами свою микротекстуру или замещенный крупноволокнистой хлоритовой массой. Шлиф С-Гд-224, 1948; николи +, увел. 46.



Фото 17. Хлорит метасоматический, рассекаемый жилками анкерита (вбливи этих жилок хлорит перекристаллизовывается и становится крупночешуйчатым с розетковидной или сфероидальной текстурой). Шлиф С-Гд-224, 1948; увел. 145.



Фото. 18. Хлорит крупночешуйчатый, местами с радиально-лучистой структурой, из зоны инфильтрационных анкеритовых жилок в мелкочешуйчатом метасоматическом хлорите; правый берег р. Малки. Шлиф С-Гд-224, 1948; ник. +, увел. 90.



Фото 19. Хлорит тонкочещуйчатый, оптически почти изотропный, из зоны метасоматической хлоритизации серпентинита, пронизан ветвящимися жилочками анкерита. Шлиф С-М-14, 1948; увел. 20. верхней границе метасоматически измененной, хлоритизированной коры выветривания змеевиков.

Хлориты эти сами относительно богаты SiO₂ (Si_{IV} = 3,15; 3,11; 3,08); иногда среди них встречаются частично окремнелые (сахаровидные в изломе) хлоритовые участки, а при микроскопическом исследовании в хлоритовой массе видны редкие, неправильные по форме (деформированные), мельчайшие сферолиты кварцина.

Образование этих хлоритов (на границе метасоматической и осадочной толщ) (см. ниже) происходило за счет коллоидного материала и подмешанного к нему тончайшего шламма, выполнявших собой мелкие блюдцеобразные понижения на поверхности змеевиков.;

1

Плотная зелено-черная осадочная метаколлоидальная хлоритовая порода (обр. C-P-29) со скорлуповато-оскольчатым изломом в Научноисследовательском институте по удобрениям была измельчена и при помощи иодистого метилена и центрифугирования разделена на фракции по удельному весу (табл. 13).

Химические анализы фракций и их количественное содержание (табл. 13) показывают однородность хлоритового материала и небольшую роль более тяжелых (удаленных) примесей.

Состав хлорита (табл. 14): 1 — средневзвешенный из фракций с уд. в. 2,6—2,8; 2 — состав фракции с уд. в. 2,7—2,8.

Таблица 13

	Boo %	Состав франций						
Уд. вес франций	Bec. %	si0 ₁	Al ₂ O ₈	Fe ₂ O ₂	FeO			
2,6—2,7 2,7—2,8 2,8—3,0 3,0—3,3 Исходный материал до разделения содержал	70,50 25,50 1,14 0,28	31,64 32,22 31,80	18,36 18,28 18,39	2,43 2,00 2,48	14,75 16,02 15,77			

Количественное содержание и химические аналивы фракций метаколлоидальной осадочной хлоритовой породы

Структурные формулы хлорита рассчитаны нами для обоих анализов на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

1.	$(\mathrm{Si}_{3,11}\ \mathrm{Al}_{0,89})^{4,00} \{(\mathrm{Al}_{1,28}\ \mathrm{Fe}_{0,17}^{\dots}\ \mathrm{Cr}_{0,02})^{1,47}\ (\mathrm{Fe}_{1,24}^{\dots}\ \mathrm{Mg}_{3,00}\ \mathrm{Ca}_{0,02})^{4,26}\}^{5,73}$	(OH) _{6,60} O _{10,70} .
2.	$(\mathrm{Si}_{3,15}\mathrm{Al}_{0,85})^{4,00}\{(\mathrm{Al}_{1,25}\mathrm{Fe}_{0,14}^{\ldots}\mathrm{Cr}_{0,02})^{1,41}(\mathrm{Fe}_{1,81}^{\ldots}\mathrm{Mg}_{2,96}\mathrm{Ca}_{0,02})^{4,29}\}^{5,70}$	(OH)6,70 O10,65.

По химическому составу тетраэдрического слоя хлорит этот в нашей системе относится к изоморфному ряду клинохлора. Общее содержание в нем железа не велико: минерал относится к железисто-магнезиальным клинохлорам.

Под микроскопом видна тонкочешуйчатая структура хлорита, ясно агрегатно поляризующего. Минерал бледнозеленый, без плеохроизма; :Nm \leq Ng = 1,615 \pm 0,001; Ng - Np = 0,004.

	.	. 1		2	
	Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.
SiO ₂ . TiO ₂ . Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO. MnO MgO CaO. K ₂ O. Na ₃ O CO ₃ . +H ₂ O -H ₂ O		31,79 Нет 18,35 2,32 0,38 15,09 Следы 20,60 0,17 0,17 Нет * 10,13 1,41	$530 \\ 165 \\ 14 \\ 210 \\ 511 \\ 3 \\ 2 \\ - \\ 563 \\ - \\ 563 \\ - \\ - \\ - \\ 563 \\ - \\ - \\ - \\ 563 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	32,22 Нет 18,28 2,00 0,38 16,02 Следы 20,33 0,16 0,17 Нет \$ 10,32 1,34	$ \begin{array}{r} 537 \\ 179 \\ 12 \\ 2 \\ 223 \\ 505 \\ 3 \\ 2 \\ - \\ 573 \\ - \\ 573 \\ - \\ \end{array} $
-	Сумма	100,41		101,22	

Химический состав метаколлондальных осадочных хлоритов речки Рхы-кол (обр. С-Р-29)

2

Западнее рч. Рхы-кол (в расстоянии около 2 км) была взята для исследования однородная, черная, очень плотная хлоритовая порода с многочисленными изогнуто-косыми блестящими поверхностями скольжения и смятия. При разбивании она дает мелкую остроугольную щебенку, нередко с раковинчатым изломом. Перекрывается этот лепешковидный слой (10 см) тоже метаколлоидальной, как бы смятой в пластическом состоянии спутанно-жилковатой (артеритоподобной) массой из двух различных по составу и по окраске хлоритов: черного, блестящего в куске (одинакового с вышеописанным), и светлого серо-зеленого, который при окислении становится сургучно-красным.

Под микроскопом видно (табл. XI, фото 20), что порода (обр. С-Х-25) из черного метаколлоидального осадочного хлоритового прослоя (0,1 м) мономинеральна и состоит из мелкозернистого, слабо раскристаллизованного бледнозеленого не плеохроирующего хлорита. Хлорит этот образует мельчайшие пластинки с извилистыми краями, налегающие друг на друга чешуйки, секториальные радиально-лучистые агрегаты. Участки окисленного хлорита выглядят в шлифе буровато-зелеными. Размеры наиболее крупных лепестков достигают 0,1 мм, пластинки же в основной хлоритовой массе колеблются обычно в пределах 0,01—0,005 мм. Развиты пластинки по Ng, более крупные из них двупреломляют сильнее. Местами можно видеть волокнисто-изогнутые пряди хлорита и их обрывки в основной хлоритовой массе, а также довольно много хлоритовых сферолитов с диаметром 0,1—0,06 мм. Неделимые сферолитов (радиально расположенные) развиты по Ng.

В иммерсионных препаратах определено для основной хлоритовой массы Nm = 1,601 ± 0,002; Ng — Np = 0,004. Более крупные пластинки имеют двупреломление порядка 0,008.

Интересно отметить, что среди хлорита встречаются единичные положительные сферолиты кварцина, овальные или круглые, с диаметром до 0,005 мм. Их исследование при скрещенных николях показывает, что при вращении препарата видны сходящиеся и расходящиеся, изгибающиеся темные ветви, напоминающие коленчатые лапки паука.

Химический анализ (табл. 15) чистого однородного хлорита (обр. C-X-25) из черно-зеленого прослоя выполнен К. П. Благородовой (1948 г.).

Структурная формула хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

 $(\mathrm{Si}_{\mathbf{3},\mathbf{08}}\ \mathrm{Al}_{\mathbf{0},\mathbf{92}})^{4,00} \{(\mathrm{Al}_{1,65}\ \mathrm{Fe}_{1,48}^{\dots})^{3,13}\ (\mathrm{Fe}_{0,73}^{\dots}\ \mathrm{Mg}_{\mathbf{0},\mathbf{94}}\ \mathrm{Ca}_{\mathbf{0},\mathbf{06}})^{1.73}\}^{4,86}\ (\mathrm{OH})_{8,00}\ \mathrm{O}_{\mathbf{10},00}.$

По составу тетраэдрического структурного слоя исследованный хлорит должен быть отнесен к ($R_3^{"} - R_2^{"}$)-изоморфному ряду клинохлора (в принятой нами классификационной системе) и может быть назван железно-глиноземным клинохлором или стриговитом (в связи с малым количеством октаэдрических катионов — менее 5,7; см. гл. 16). Содержание трехвалентных катионов в октаэдрических слоях этого хлорита сильно повышено, в связи с чем сумма катионов с шестерной координацией ниже пяти, а отношение суммы кислородов и гидроксилов к сумме всех катионов, т. е. (O + OH) : (x + Y), рассчитанное по валовому анализу, равно двум. В соответствии с формулой хлоритов Паулинга, такое отношение (выше 1,8) может быть объяснено только замещениями в октаэдрических группах по типу $R_3^{"} \rightarrow R_3^{"}$.

В группах R^{...} и R^{...} исследованного хлорита немного менее 50% мест занято соответственно Fe^{...} и Fe^{...}. Небольшое количество Са входит в решетку минерала.

Таблица 15

	c)кі	1CJ.	ы					Bec. %	Мол. ч.
· · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • • •	· · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · ·	• • • • • • • •	· · · · ·	• • • • • • • • •	•••••••	29,90 Нет 21,32 19,14 Следы 8,75 Нет 6,15 0,70 0,28 Следы 0,08 12,76 0,60	$ \begin{array}{r} 498 \\ 209 \\ 120 \\ 121 \\ 158 \\ 12 \\ 9 \\ \hline 2 \\ 709 \\ \hline \end{array} $
	С	y ı	M	vr a		•		•	99,68	_

Химический состав метаколлоидального осадочного хлорита (обр. С-Х-25) с левобережья Кзыл-кола

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что кристаллохимически, по составу тетраэдрического слоя в решетке, этот хлорит весьма близок к хлориту С-Р-29 (~ в 2 км), имеющему одинаковое стратиграфическое положение, такой же осадочный метаколлондальный генезис и такой же; скорлуповато-смятый облик, местами — черно-блестящую окраску по плоскостям скольжения. Однако при близости Si_{IV}, равном, соответственно 3,15; 3,11 и 3,08, заметна большая разница в составе октаэдрических слоев:

Хлорит C-P-29: 1,47 $R_{VI}^{...}$ + 4,26 $R^{..}$, избыток 2,53 $R^{..}$ = 5,06 $R^{..}$ » C-X-25: 3,15 $R_{VI}^{...}$ + 1,73 $R^{..}$, » 1,68 $R^{...}$ = 5,04 $R^{..}$

Очевидно, что здесь имеет место замещение типа $R_3^{"} - R_2^{"}$. Сумма зарядов (R') в октаэдрических группах соответственно равна 12.93 и 12.91.

Дополнительные валентности в октаэдрических пакетах (сверх 12) компенсируют дефицит положительных зарядов в тетраэдрических слоях от замены там части Si на Al (0,89 и 0,92).

Результаты рентгеновского исследования метаколлоидальных хлоритов приведены в табл. 16.

Хлорит С-25 раскристаллизован очень слабо; несмотря на большую экспозицию, интенсивность интерференционных линий снижена, некоторые из них размыты. Хлорит С-29 показал на порошковых рентгенограммах отсутствие диффузных линий и фона; интенсивность линий более велика, минерал раскристаллизован полнее (но в общем тоже слабо).

Для хлорита C-25 была записана (в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР) кривая нагревания, показавшая характерные для хлоритов эндотермические реакции: до 150° — удаление механи-

Таблица 16

N i	25	(1)	2	9 (2)	29	(3)	2	9 (4)
интерф. лянии	d _{hkl}		d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I
4	7 03	Chona	6.95		7 485	C	7 465	
1	1,03	Средн.	0,00	Ср.сильн.	1,105	Сильн.	1,100	Сильн.
4 2	4,04	Стоб	4,09	Ср. слао.	4,499	Средн.	4,314	Средн.
3	3,50	Слао.	3 42	Слао.	3 526	Салья	3 537	Сильн
5	0,02	Среди.	0,42	Сдлвд.	2 894		2 894	Оч стаб.
õ	2.64	Слаб.	2.58	Среля.	2,648	Слаб.	2,642	Слаб.
Ž	2.49	Ср. слаб.	2.42	Ср. разм.	2,452	Срелн.	2.447	Срелн.
8	2,38	» »	2.34	» »				
9	_	_			2,113	Оч. оч.	2,095	Оч. оч.
					•	слаб.	,	слаб.
10	—	l —	1,89	Оч. слаб.	_	_		
11	1,70	Слаб.	1,68	Слаб.	1,707	Оч. оч.	1,714	Оч. оч.
-						слаб.		слаб.
12	1,65	Оч. слаб.	1,64	Оч. слаб.	— <u> </u>			- 1
13	1,54	Ср. сильн.			1,538	Сильн.	1,545	Сильн.
14	1,51	Слаб.	1,52	Сильн.	1,522	Оч. слаб.	1,525	Оч. слаб.
15	1,49	Оч. слаб.	• 1,49	Слаб.			—	
16	1,41	¥.,¥	1,39	»	1,419	Оч. оч.	—	-
17					4 004	слаб.	4 994	
17		-		-	1,321	Оч. слаб.	1,321	Оч. слао.
				1 \$		1 . 1		

Межплоскостные расстояния (в Å) у метаколлоидальных осадочных хлоритов р. Малки

Рентгенограммы 1 и 2 получены в Рентгеновской лаборатории Отдела петрографии осадочных пород ИГН АН СССР в 1950 г. для однородного, отмученного и очищенного от примесей материала (2R = 86 мм; d = 0,5 мм; экспозі ция 20 час.), а последние две — в Рентгенодиагностической лаборатории того же института в 1949 г. для фракций с уд. в. 2,6—2,7 и 2,7—2,8 (2R = 57,9 мм; d = 0,6 мм; экспозиция 10 час.). чески связанной воды; при 390—450° (слабая) — соответствующая, очевидно, частичному распаду бруситной группировки; при 460—580° (сильная) — обусловленная выделением главной массы конституционной воды; при 650° и 780° (слабые) — характеризующие удаление остаточных ОН-групп из железно-железистых и глиноземных группировок и полный распад хлоритовой решетки.

Значительная экзотермическая реакция при 830—850° характеризует, очевидно, формирование новых минеральных фаз (например, оливина) из продуктов термального разложения хлорита.

Отметим, что в данном хлорите дробно (ср. Н. С. Курнаков и Черных, 1926) и с достаточной отчетливостью проявилась различная прочность связей ОН-групп с катионами шестерной координации, различными по своему характеру (Al, Fe["], Fe["], Mg) и занимающими особые места (в слюдоподобных или бруситоподобных слоях) кристаллической решетки.

Различия в крепости связей ОН-групп с различными катионами были экспериментально показаны Д. П. Сердюченко (1938) также и для амфиболов.

IV. Хлориты осадочные из аргиллитоподобных пород

Хлориты осадочного происхождения по условиям залегания, по своему внешнему виду и структуре довольно разнообразны. Обычно это — пластообразные линзы сильно колеблющейся мощности. В зависимости от рельефа подстилающих змеевиков и продуктов их выветривания, они лежат то на хлоритовых метасоматических породах, то на различных зонах коры выветривания, то на мало измененных змеевиках.

Плотные аргиллитоподобные хлоритовые осадки, однородные, без включений или с незначительным количеством включений (точечных зернышек магнетита, кальцита, гидроокислов железа и др.) окрашены в светлозеленый, желтовато-зеленый, темнозеленый цвета. Стратиграфическое положение этих пород в осадочной серии обычно наиболее низкое.

На разных участках геологическая обстановка залегания аргиллитоподобных хлоритов несколько отлична: светлозеленые плотные хлориты то перекрываются темнозелеными хлоритами такого же типа, то они в форме мелких линзовидных тел лежат в основании других (например, бобово-оолитовых) осадочных пород.

1

В наиболее пониженных частях древнего змеевикового рельефа, непосредственно на трещиноватую и тонко расслоенную толщу змеевиков, уже в значительной степени неравномерно метасоматически замещенных хлоритом, налегают осадочные плотные аргиллитоподобные хлоритовые породы.

В нижней части обнажения этот хлоритовый аргиллит светлозеленый (обр. С-993), выше — темнозеленый (обр. С-995).

Среди однородной плотной хлоритовой массы. встречаются мелкие буро-железистые и белесовато-кремнистые пористые включения, а у своей верхней границы хлоритовая порода содержит лапчатые и сгустковопятнистые выделения кальцита.

Микроскопически и химически исследованная нами плотная аргиллитоподобная светлозеленая порода (обр. 993) под микроскопом (табл. XI, фото 21) почти мономинеральна. Она состоит из бледнозеленого, не плеохроирующего хлорита, образующего тонкоагрегатную массу тончайших чешуек. В большинстве случаев эти чешуйки оптически изотропны и имеют показатель преломления Nm = $1,638 \pm 0,002$. Реже обнаруживаются участки с ясным, хотя и невысоким двупреломлением: Ng = $1,642 \pm 0,001$; Np = $1,635 \pm 0,001$; Ng - Np = 0,007.

рН истирания минерала равна 8,64.

Кроме хлорита, в породе есть примесь (до 1%) мелких обломочных зернышек красно-бурой хромовой шпинели и единичные пластинки гематита (гидрогематита).

Химический анализ (табл. 17) тщательно отобранного и повторноотмученного хлорита (обр. 993) был выполнен К. П. Благородовой в 1948 г.

Таблица 17

Химический с	остав о	садочного	аргиллито-
подобного	светло	зеленого	хлорита,
обр.	993 c	Каыл-кол	la 🕺

			0	КИ	сл	ы					Bec. %	Мол. ч.
SiO ₂ FiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO S CO ₂ H ₂ O H ₂ O	• • • • • • •		•••••	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • •	• • • • • • • • •	• • • • • • •	• • • • • • • •	· · · · ·	• • • • • • • • •	22,40 0,14 21,12 6,50 0,48 23,24 Her 11,54 1,60 0,42 0,22 10,38 1,50	$ \begin{array}{c} 373 \\ 2 \\ 207 \\ 41 \\ 3 \\ 322 \\ - \\ 286 \\ 29 \\ 13 \\ 5 \\ 577 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$
	_	(23	y P	4 N	<i>ı</i> a	•	•	•	•	99,54	

Структурная формула этого хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

$(\mathrm{Si}_{2,45}\mathrm{Al}_{1,55})^{4,00} \{ (\mathrm{Al}_{1,17}\mathrm{Ti}_{0,91}\,\mathrm{Fe}_{0,54}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,04})^{1,76} (\mathrm{Fe}_{2,08}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{1,88}\,\mathrm{Ca}_{0,16})^{4,12} \}^{5,88} (\mathrm{OH})_{7,60} \mathrm{O}_{10,29} \, .$

По составу тетраэдрического слоя хлорит этот относится к ($R_3^{"} - R_2^{"}$)-изоморфному ряду корундофиллита. В минерале — значительное количество Fe^{""} и большое содержание Fe["].

Густозеленая хлоритовая порода (обр. 995), более темная, чем предыдущая, при помощи лупы и последующего центрифугирования с бромоформом была освобождена от небольшой примеси магнетита, гидрогетита и хромовой шпинели.

Под микроскопом — хлорит тонкочешуйчатый зеленый с буроватым оттенком, местами слабо плеохроирует от темнозеленого (Ng) до желтого (Np). Часть хлоритового вещества совсем не действует на поляризованный свет. Показатель преломления такого оптически изотропного хлорита Nm = 1,638 <u>+</u> 0,002. В главной же своей массе хлорит раскристаллизован и проявляет слабое двупреломление с аномальными цветами интерференции. Мельчайшие чешуйки и пластинки такого хлорита развиты по Ng и прямо угасают. Nm \leq Ng = 1,642 <u>+</u> 0,001; Np = 1,635 <u>+</u> 0,001; Ng - Np = 0,007; 2V — малый и отрицательный.

рН истирания хлорита равна 8,53.

Химический анализ (табл. 18) чистого однородного (изотропного и анизотропного) хлорита (обр. 995) выполнен А. Чичериным в 1947 г.

Т	а	б	Л	И	Д	a	- 18
---	---	---	---	---	---	---	------

		0	ки	сл	ы	_				Bec. %	Мол. ч.
SiO_2 TiO_3 Al_2O_3 Fe_2O_3 Cr_2O_3 FeO MnO MgO CaO Na_2O S ^+H_2O ^-H_2O	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • • • •	• • • • • • • • •	• • • • • • • •	• • • • • • • • •	• • • • • •	· · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	$\begin{array}{c} 22,07\\ 0,22\\ 20,44\\ 11,24\\ 0,83\\ 23,22\\ 0,02\\ 9,17\\ 0,20\\ 0,36\\ 0,30\\ 0,03\\ 10,98\\ 1,25\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 263 \\ 3 \\ 200 \\ 70 \\ 6 \\ 322 \\ \\ 227 \\ 4 \\ \\ 1 \\ 610 \\ \\ \end{array} $
		С	уı	M	a a	•	•	•		100,33	_

Химический состав осадочного аргиллитоподобного темнозеленого хлорита, обр. 995 с Кзыл кола

Структурная формула рассчитана нами по «безводному» веществу на 14 кислородов:

$$(\mathrm{Si}_{2,42}\,\mathrm{Al}_{1,58})^{4,00}\{(\mathrm{Al}_{1,06}\mathrm{Ti}_{0,02}\,\mathrm{Fe}_{0,92}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,08})^{2,08}(\mathrm{Fe}_{2,13}^{\cdots}\mathrm{Mg}_{1,50}\mathrm{Ca}_{0,03})^{3,66}\}^{5,74}\,(\mathrm{OH})_{8,00}\mathrm{O}_{10,00}\,.$$

По характеру тетраэдрического слоя данный хлорит очень близок к предыдущему; в нашей классификационной системе он относится к изоморфному ряду корундофиллита. Сумма катионов шестерной координации менее шести, чему соответствует и отношение анионов к катионам (OH + + O: x + Y = 1,85) в валовом анализе (при OH + O = 18 в структурной формуле).

Минерал содержит в октаэдрических слоях 54% ионов железа.

Сопоставляя между собою оба хлорита (993 и 995), мы видим, что при одинаковом у них количестве ионов Si_{IV} и OH-групп они обнаруживают в своих октаэдрических слоях не только изовалентный изоморфизм в пределах групп R["] и R["], но и замещения типа R³₃ — R⁻₂.

Обр.	993 : 1,76 R	И	4,12 R	(из	быток	0,46 R)	
»	995 : 2,08 R	И	3,66 R	(»	$0,32R^{}$)	

Изоморфные замещения в пределах октаэдрических структурных групп здесь, таким образом, эквивалентны.

2

На левом берегу р. Малки А. Л. Яницким в 1946 г. был отобран плотный хлорит (обр. Кз-107), по своей светлозеленой окраске и аргиллитоподобному облику очень близкий к описанному выше хлориту (обр. 993).

Химический состав этого хлорита (Nm = 1,612) приведен в табл. 19.

т	a	б	л	И	Ц	а	19
---	---	---	---	---	---	---	----

		C) кі	acj	ы				Bec. %	Мол. ч
$\begin{array}{c} \mathrm{SiO}_{2} \\ \mathrm{TiO}_{2} \\ \mathrm{Al}_{2}\mathrm{O}_{3} \\ \mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3} \\ \mathrm{Cr}_{2}\mathrm{O}_{3} \\ \mathrm{FeO} \\ \mathrm{MnO} \\ \mathrm{MgO} \\ \mathrm{CaO} \\ \mathrm{S} \\ \mathrm{CaO} \\ \mathrm{S} \\ \mathrm{CO}_{2} \\ \mathrm{+H}_{2}\mathrm{O} \\ \mathrm{-H}_{2}\mathrm{O} \end{array}$		· · · · · · ·	· · · · · · · ·	· · · · · · · ·		· · · · · ·		•	20,51 0,17 17,30 16,24 1,25 17,47 0,43 11,69 1,41 0,19 0,15 Her 10,53 1,38	$ \begin{array}{r} 342 \\ 2 \\ 170 \\ 101 \\ 8 \\ 243 \\ 6 \\ 290 \\ 25 \\ 6 \\ 1 \\ -585 \\ \\ \end{array} $
	C	y »	лм	ı a	•	•	•	•	98,7 2	_

Химический состав осадочного аргиллитоподобного светлозеленого хлорита, обр. 107

Структурная формула хлорита (по нашему расчету «сухого» вещества на 14 кислородов) имеет следующий вид:

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{2,30} \mathrm{Al}_{1,70})^{4.00} \left\{ (\mathrm{Al}_{0,58} \mathrm{Ti}_{0,01} \mathrm{Fe}_{1,36}^{\cdots} \mathrm{Cr}_{0,11})^{2,06} \left(\mathrm{Fe}_{1,61}^{\cdots} \mathrm{Mn}_{0,04} \mathrm{Mg}_{1,94} \mathrm{Ca}_{0,15} \right)^{3,74} \right\}^{5,80} \\ (\mathrm{OH})_{7,80} \mathrm{O}_{10,10}. \end{array}$$

Минерал этот содержит значительно меньше Si_{IV}, чем рассмотренные ранее два хлорита из аргиллитоподобной толщи. Отличаясь большим содержанием железа, он должен быть отнесен к магнезиально-железистожелезным корундофиллитам, на грани их перехода к совсем малокремниевым метахлоритам (см. главу 16).

3

Рентгенометрическое исследование описанных выше аргиллитоподобных хлоритов (табл. 20) было выполнено методом Дебая-Шерера.

В согласии с большим сходством валовых анализов хлоритов 993 и 995 и их структурных формул (Si_{IV} = 2,45 и 2,42) очень близки, почти одинаковы их межплоскостные расстояния и интенсивности дужек, включая и главные базисные расстояния.

Однако хлорит 995 показал значительно меньшее число интерференционных линий, что, повидимому, связано отчасти с меньшей экспозицией при съемке, а главным образом с его меньшей раскристаллизованностью; диффузные линии и фон на обеих рентгенограммах имеются.

Виолне возможно, что бо́льшая раскристаллизованность хлорита 993 связана с его более глубоким залеганием в придонной части континентальных бассейнов, где шло не только химическое (метаколлоидное) новообразование хлоритов, но главным образом и хлоритизация змеевикового шламма с использованием при этом остатков змеевиковых кристаллических решеток. Более значительны отличия в рентгенограмме хлорита 107, что отчасти находит объяснение в его особом химическом составе. Главное базисное расстоящие здесь меньше, чем у двух предыдущих минералов —

Таблица 20

N		993		995		107
интерф. линии	d _{hkl}	Ι	đ _{hkl}	I	d _{hkl}	I
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20	6,94 4,62 3,88 3,52 2,998 2,78 2,52 2,39 2,15 2,02 1,94 1,77 1,55 1,55 1,52 1,49 4 427	Сильн. Ср. разм. Средн. Сильп. Слаб. Средн. » Оч. сильн. Ср. разм. Средн. Оч. слаб. » » Средн. Слаб. Оч. слаб. Ср. сильн. Ср. слаб. Ср. слаб. Средн.	7,021 4,535 3,516 2,654 2,654 2,514 2,375 2,135 1,999 	Сильн. Слаб. Сильн. Средн. » Оч. слаб. Слаб. — Сильн. — Сильн.	6,85 4,50 3,80 3,46 2,86 2,59 2,46 2,34 2,128 1,99 1,94 1,75 1,69 1,64 1,69 1,64 1,52 1,496 1,46	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. Оч. слаб. Средн. » Слаб. » Слаб. » Слаб. » Слаб. » Слаб. « Сильн. Ср. слаб. Оч. слаб.
21 22 23 24	1,31 1,29 1,26	Слаб. Оч. слаб. Оч. сл. разм.			1,35 1,34 — —	Ср. слаб. Оч. оч. слаб. — —

Межплоскостные расстояния (в Å) у аргиллитоподобных хлоритов Малкинского района

Рентгенограммы хлоритов 993 и 107 получены С. И. Берхин в 1950 г. (2R = 86 мм; d = 0.5 мм; экспозиция 20 час.), хлорита 995 — Н. Н. Слудской в 1948 г. (2R = 57.9 мм; d = 0.6 мм; экспозиция 10 час); во всех опытах — излучение железное.

повидимому за счет возрастания роли Al в тетраэдрических слоях и сжатия, вследствие этого, решетка по оси «с». Как сильные, так и менее интенсивные интерференционные линии, сохраняя хлоритовый тип, сравнительно с рентгенограммой обр. 993 закономерно несколько смещены.

4

Однородный (почти мономинеральный) хлоритовый материал из темнозеленой плотной хлоритовой породы по балке Родниковой с незначительным развитием конкреций был изучен нами микроскопически и химически.

В иммерсионных препаратах хлорит имеет буровато-зеленый цвет, слабо плеохроирует, прямо угасает, развит по Ng; Nm = 1,626 ± 0,003; двупреломление колеблется от 0,010 до почти полной оптической изотропности; минерал двухосный, оптически отрицательный.

Хлорит (обр. С-Т-436) при помощи бромоформа был очищен от незначительной примеси магнетита, шпинели, гидроокислов железа. Видимая в микроскоп небольшая примесь кальцита была учтена путем определения углекислоты, а остатки пирита — определением серы. Химический анализ этого хлорита (табл. 21) выполнен К. П. Благородовой в 1948 г.

Таблица 21

Химический состав плотного темнозеленого осадочного хлор та, обр. 436, по балке Родниковой

		0	LA LA		1.7			Bec %	Моля		
					D4					BCC. 78	
SiO										23 88	398
TiO	•	•	•	•	•	•	•	•	•	0,16	2
110	•	•	•	•	•	•	٠	•	•	20,10	
AI2U3	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	•	29,02	203
Fe ₂ O ₃	٠	•	•	•	•	٠	٠	•	•	9,29	58
Cr.O.										0,96	6
FeO.									.	18,53	254
MnO	·		÷	÷			÷	÷		Нет	
Ma	•	·	•	•	•	•	·			4.42	110
	•	•	•	•	•	•	•	•	•	1 80	32
Cau	•	•	•	•	•	•	•	•	•	1,00	20
5	٠	٠	•	٠	•	•	•	٠	•	0,03	
CO ₂ .	٠	٠	•	•	•	•	•	•	•	0,50	12
+H_0									•	8,74	486
-H ₂ Ο	٠	•		•	•	٠	•	•	•	1,72	-
	С	y	MI	M		•	•	•	•	99,65	

Структурная формула хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

 $\begin{array}{c} (\mathrm{Si}_{2,50} \mathrm{Al}_{1,50})^{4.00} \left\{ (\mathrm{Al}_{2,08} \mathrm{Ti}_{0,01} \mathrm{Fe}_{0,73}^{\cdots} \mathrm{Cr}_{0,08})^{2.90} \left(\mathrm{Fe}_{1,55}^{\cdots} \mathrm{Mg}_{0,70} \mathrm{Ca}_{0,13} \right)^{2.38} \right\}^{5.28} \\ (\mathrm{OH})_{6,00} \mathrm{O}_{11,30} \end{array}$

Как и выше описанные аргиллитоподобные хлориты (995 и 993), данный минерал по составу своего тетраэдрического слоя (Si_{IV} =2,50) относится (см. гл. 16) к корундофиллитам, а очень сниженное (от обилия трехвалентных ионов) содержание октаэдрических катионов (Y = 5,28) позволяет отнести его, в частности, к тюрингиту¹.

Обращает на себя внимание низкое содержание $+H_2O$ в валовом анализе (и OH-групп в структурной формуле). Отношение в валовом анализе анионов к катионам (OH + O : x + Y = 1,83) очень мало, несмотря на то, что Y = 5,28. Совершенно очевидно (см. гл. 15), что в нашем хлорите кислород эквивалентно заместил часть гидроксилов $[(O \rightarrow 2 \ (OH)]^2$.

¹ На диаграмме с параметрами RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₂ фигуративная точка состава данного хлорита ложится почти точно на изолинию с Y = 5,30.

² При О + OH = 18 (когда в решетке хлорита заняты все анионные места и упаковка является «плотнейшей») и при шести октаэдрических катионах (т. е. всего катионов 6 + 4 = 10) это отношение равно 1,8.

онов 6 + 4 = 10) это отношение равно 1,8. В данном случае катионов только 5,28 + 4 = 9,28; несмотря на это, указанное отношение увеличилось совсем незначительно и равно 1,83, а не 1,94 (18: 9,28). Это можно объяснить только сниженным в хлорите количеством анионов (O + OH), что и имеет место (O + OH = 17) в рассчитанной нами формуле.

и имеет место (O + OH = 17) в рассчитанной нами формуле. Выше (табл. 15, обр. C-X-25) показано, что для другого хлорита, при O + OH = 18, отношение O + OH : x + Y = 2,03, т. е. сильно повышено в результате снижения числа катионов (4 + 4,86 = 8.86), причем это снижение не сопровождалось (и не компенсировалось) уменьшением количества анионов.

Уменьшение числа занятых в решетке хлоритов анионных мест по условиям

Таким образом, хлориты из аргиллитоподобных осадочных хлоритовых пород существенно отличаются между собой по валовым химическим анализам (обр. 993, 995, 436), но имеют, однако, почти одинаковый состав тетраэдрических слоев в своих решетках: Si_{IV} (и Al_{IV}) в них, соответственно, равны 2,45 (1,55); 2,42 (1,58) и 2,50 (1,50). Все эти хлориты в нашей системе относятся к изоморфному ряду корундофиллита (тюрингита).

Минералы, особенно третий из них, очень богаты глиноземом; закисное железо сильно преобладает над окисным; содержание магнезии в первых двух анализах значительно, в третьем (богатом Al₂O₃) — не велико.

Сопоставление между собою анализов этих трех хлоритов показывает, что в их составе количества двух- и трехвалентных окислов колеблются в следующих пределах:

SiO ₂ .	•	•		٠		•			•	22,07 - 23,88
Al_2O_3		•		•		•				20,44 — 29,02
Fe ₂ O ₃	•									6,50 - 11,24
Cr ₂ O ₃				•	•.					0,48 — 0,96
FeO.	•		•	•	•	٠	•		•	17,52 — 24,23
MgO.						•	•			4,42 - 11,54
$+ H_2O$		•	•	•		•	•	•	٠	8,74 — 10,98

Из кристаллохимических формул хорошо видны изоморфные гетеровалентные замещения типа $R_3^{"} - R_2^{"}$ в октаздрических пакетах хлоритов (табл. 22).

Таблица 22

•	Образцы					
Катионы	993	995	436			
Сумма R	1,76	2,09	2,90			
	4,12	3,66	2,38			
» R + R	5,88	5,75	5,28			
В пересчете на R [.]	13,52	13,59	13,46			

Колебания в количестве двух- и трехвалентных катионов в составе октаэдрических слоев кристаллических решеток аргиллитоподобных хлоритов р. Малки

Сравнивая, напр., состав октаэдрических слоев хлоритов 993 и 436, получаем соответственно избытки: 1,74 R⁻⁻⁻ 1,14 R⁻⁻⁻ (3,48 R⁻⁻⁻ - 3,42 R⁻),

т. е. имеет место эквивалентное изоморфное замещение $R_3 - R_2$. В среднем для данного типа малкинских хлоритов, при $Si_{IV} = 2,46$, сумма положительных валентностей (R) в октаэдрических слоях равна

структуры (см. гл. 15) может осуществляться только путем эквивалентной замены одним кислородом двух гидроксилов; при этом плотность кислород-гидроксильной упаковки снижается на несколько процентов.

Отношение O + OH : x + Y может снизиться (менее 1,8), если Y > 6, но присутствие дополнительного (седьмого) октаэдрического катиона должно вызвать повышение плотности хлорита (определяемая эмпирически, фактическая плотность выше, чем высчитанная по обычной рентгеновской структуре); на нашей диаграмме с системой координат RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₂ (см. гл. 15) точки состава хлоритов с дополнительным катионом (Y > 6) обязательно ложатся выше изолинии Y = 6.

13,52. Избыток (1,52) компенсирует в решетке дефицит катионных зарядов в тетраэдрических слоях (1,54 R^{...}).

Отметим также, что у этих (как и у всех других) хлоритов имеют место эквивалентные изоморфные замещения октаэдрических катионов, без участия при этом анионов в уравновешивании кристаллических решеток, т. е. $3R"O - R_2"O_3$, но не $Mg_2(OH)_4 - Al_2O_2(OH)_2$. Как отмечено выше, в решетке хлорита 436 имеют место эквивалентные замещения O - 2(OH).

При постоянстве Si_{IV} и весьма сильных колебаниях в составе октаэдрических слоев, у хлоритов 993 и 995 количество ОН-групп сохраняется. без изменения.

V. Хлориты осадочные из конкреционных пород

Аргиллитоподобные хлориты постепенно обогащаются шаровидными, сплющенными, овальными или угловато-округлыми (неправильными) по форме конкрециями и псевдоконкрециями хлорита. Такие конкреционные хлоритовые породы местами лежат и непосредственно на частичноизмененных и расслоенных змеевиках.

Полевые наблюдения над этими конкрециями, а также детальные исследования их под микроскопом обнаружили большую пестроту не только в отношении их размеров и форм, но и в отношении самого их строения.

В большинстве случаев это — настоящие конкреции (стяжения), у которых концентрическое строение выражено ясно или очень слабо, а нередко совсем незаметно, и мы наблюдаем в этом (последнем) случае правильные шарики, совершенно однородные и состоящие из мельчайшегоагрегата хлоритовых (неориентированных чешуек). Размеры этих шариков колеблются от сотых и десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров в поперечнике. Погружены они часто в хлоритовую же массу, номестами сопровождаются образованиями магнетита или гидрогетита.

Значительный интерес представляют правильные бесструктурные хлоритовые шарики, заключенные в сидеритовую породу. Форма этих хлоритовых стяжений и вся минеральная ассоциация очень похожи на округлые оолиты хлорита в сидероплезите из девонских отложений южного Тимана (см. гл. 12).

Во многих случаях незаметная или слабо заметная концентрическая структура хлоритовых стяжений подчеркивается концентрическим же расположением тончайших пленок, корочек или более широких зон магнетита или гидроокислов железа. С повышением степени раскристаллизованности и оптической активности хлоритового материала концентрическое строение стяжений проявляется обычно более отчетливо.

Хлоритовые скорлупы облекают также ядра, состоящие из змеевика, гидроокислов железа, магнетита, шпинели, реже — карбоната.

Встречаются и такие конкреции хлорита, у которых ясно выражено многослойное, тонкоконцентрическое (оолитовое) строение.

Однако довольно часто округлые хлоритовые выделения в плотной массе осадочной породы представляют собою не что иное, как в разной степени окатанные обломки змеевика (или продуктов его выветривания), метасоматически хлоритизированные. Это — ложные конкреции.

Встречаются также крупные сложные конкреции, состоящие из нескольких истинных или ложных простых конкреций, сцементированных и заключенных в общую хлоритовую скорлупу.

Имея в виду все эти фактические различия в природе шаровидных удлиненно-округлых или угловато-округлых хлоритовых тел, мы в дальнейшем (для простоты и единообразия в изложении) будем называть их конкрециями (или стяжениями), а соответствующие породы — конкреционными. Следует, однако, оговориться, что шаровидные или овальные стяжения, не имеющие ясно выраженной концентрической структуры, в современной геологической литературе довольно часто называются бобами, а соответствующие им породы — бобовыми.

Среди хлоритовых стяжений встречаются удлиненно-призматические тонкоспайные кристаллические зерна баститизированного ромбического пироксена. Все это вместе с хлоритизированными обломками змеевиков (псевдоконкрециями) говорит о хлоритизации и крупной роли змеевикового материала в формировании осадочных хлоритовых пород. С возрастанием числа конкреций зеленая окраска породы обычно темнеет, вплоть до чернозеленой.

Микроскопическое исследование плотных конкреционных черно-зеленых хлоритовых пород осадочного происхождения показало, что местами они имеют довольно пестрый минеральный состав и сложены различными хлоритами, магнетитом, гидроокислами железа, карбонатами. Контуры концентров часто фестончатые, прерывистые, по составу разноминеральные. Магнетит или выполняет ядро, или образует внешние каемки, вплоть до образования сплошного магнетитового стяжения, замещая подчас не только хлорит, но и гидроокислы железа. Хлорит при этом нередко сохраняется в ядрах конкреций, чаще образует внешнюю кайму, вместе с кальцитом или самостоятельно образует цемент (табл. XII, фото 22 и 23). Нередко пластинчатые агрегаты хлорита нарастают перпендикулярно к поверхности стяжений и выполняют остро-угловатые и неправильные промежутки между ними.

По окраске, раскристаллизованности, оптическим свойствам хлориты образуют здесь целую гамму, отличаясь, очевидно, и по своему химическому составу:

Светлозеленый хлорит Ng = 1,615 - 1,620;	Ng —	Np =	0,007
Зеленый хлорит Ng = 1,630;	Ng —	Np =	0,003
Буро-зеленый хлорит Ng = 1,640;	Ng —	Np =	0,009

1

Детально изученная осадочная хлоритовая порода с левого берега р. Малки содержит мало округлых, неясно концентрических стяжений. Они состоят из гидрогетитово-магнетитовых участков, в которых магнетит тонко импрегнирует и замещает красно-бурые гидроокислы железа. Резко отграниченные от цементирующей массы стяжения эти имеют различные размеры и формы. Хлоритово-карбонатный цемент представляет собою неравномерно и в общем слабо раскристаллизованный гель (донный коллоидальный осадок, ил). Минералогически он состоит из хлорита и кальцита. Эти два минерала образуют тончайшую агрегатно-поляризующую смесь: среди тонколепестковой массы хлорита распылены точечные выделения кальцита или (редко) последний преобладает и формирует овальные мелкие тельца с небольшой примесью хлорита. В округлых, угловатых, овальных или щелевидных зазорах и пустотах разной величины, разбросанных среди хлоритово-кальцитовой массы, хлорит выделился и раскристаллизовался в виде относительно крупных чешуй и пластинок, перпендикулярных к стенкам. Очевидно, хлоритовый гель здесь выделялся в чистом виде и раскристаллизовывался в мелких полостях и промежутках между сгустками уже отвердевшего хлоритовокальцитового коллоида.



Фото 20. Хлорит плотный метаколлоидальный из черно-зеленой (скорлуповато-смятой) хлоритовой осадочной породы. Шлиф 949, 1948; николи +, увел. 90.



Фото 21. Хлорит плотный из аргиллитоподобной зеленой хлоритовой осадочной породы; видны участки явно двупреломляющего хлорита среди его оптически изотропной массы. Шлиф 995, 1946; николи +, увел. 90.



Фото 22. Стяжения хлорита и магнетита в тонкочешуйчатой хлоритовой массе из конкреционных осадков. Шлиф 103, 1946; увел. 20.



Фото 23. Стяжение магнетита в хлоритовой массе. Микрожеодки и тончайшие трещинки внутри конкреции выполнены радиальнолучистым хлоритом. Шлиф 31, 1946; увел. 20.
Хлорит из таких пород в прозрачных шлифах (С-Кр-88—92) и в иммерсионных препаратах совершенно однородный, имеет вид чешуек, пластинок, мелких розетковидных сростков; свежий, с ясным плеохроизмом: Nm и Ng зеленый; Np светлый желто-зеленый; развит по Ng, прямо угасает, оптически двухосный и отрицательный. Минерал раскристаллизован неодинаково — то слабо поляризует, почти изотропный, то обладает более высоким двупреломлением. Показатели светопреломления также соответственно колеблются: Nm \leq Ng = 1,618—1,624; Np = 1,611—1,618; Ng — Np = 0,004 — 0,008.

Химический анализ этого хлорита (обр. С-Кр-88) был выполнен А. Чичериным в 1947 г. после освобождения материала от примесей отмучиванием и повторным центрифугированием с бромоформом. В легкую фракцию отошел однородный бледнозеленый хлорит, пропитанный мельчайшими зернышками кальцита, освободиться от которых механическим путем нам не удалось.

Химический анализ хлоритово-кальцитовой тонкой смеси (табл. 23, анализ 1) показал присутствие 6,58% СаО и 5,02% СО₂. Это позволило исключить из смеси кальцит и рассчитать состав чистого хлорита (табл. 23, анализ 2).

Структурная формула минерала рассчитана нами на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

$$(\mathrm{Si}_{3,03} \operatorname{Al}_{0,97})^{4,00} \{ (\mathrm{Al}_{0,81} \mathrm{Ti}_{0,03} \operatorname{F}_{0,87}^{\cdots} \mathrm{Cr}_{0,04})^{1.75} (\mathrm{Fe}_{2,29}^{\cdots} \operatorname{Mg}_{1,53})^{3.87} \}^{5.62} (\mathrm{OH})_{5,79} \mathrm{O}_{11,15} .$$

По своему составу и структурной формуле хлорит этот относится к железисто-железным клинохлорам¹. В октаздрических слоях 50% мест R^{**} занято Fe^{***} и около 60% мест R^{***} занято Fe^{***}.

Г	a	б	л	И	ц	а	23
---	---	---	---	---	---	---	----

										1	2				
		0	KE	сл	ы					вес. %	вес. %	мол. ч.			
SiO ₂ FiO ₂ Fe ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O S CO ₂	• • • • • • • • • •	· · · · · · · · · · · · · ·	· · · · ·	· · · ·	· · · · ·	· · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · ·		25,11 0,29 12,57 9,62 0,43 22,89 0,03 8,87 6,58 0,34 0,26 0,10 5,02	28,53 0,32 14,28 10,93 0,48 25,99 0,04 10,02 Her 0,28 0,30 0,12 Her	$ \begin{array}{c c} 476 \\ 4 \\ 140 \\ 68 \\ 3 \\ 361 \\ 1 \\ 248 \\ - \\ - \\ 4 \\ - \\ 4 \\ - \\ - \\ 4 \\ - \\ - \\ 4 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$			
-H2O	•	•	•	•	•		•	•	 	7,75	8,59	478			

Химический состав хлорита из конкреционной озадочной породы (обр. С-88)

Отношение анионов к катионам, полученное из валового анализа: (0 + OH) : (x + Y) = 1,725.

¹ На диаграмме с параметрами RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₂ фигуративная точка состава данного хлорита ложится в непосредственной близости к изолинии с Y = 5,70

Так как это отношение (см. выше) при 10 катионах и при O++ OH = 18 равняется 1,8 и повышается с уменьшением (ниже шести) октаэдрических катионов, мы должны сделать вывод, что здесь имеет место эквивалентное замещение $O \rightarrow 2OH$, а не замещение O-OH, так как в последнем случае отношение анионов к катионам было бы равным или выше 1,8. При замене части гидроксильных позиций эквивалентно ($O \rightarrow 2OH$) кислородом, почти 6% анионных мест в решетке клинохлора остаются свободными.

Для описанного выше хлорита (обр. 88) была определена pH истирания = 8,60.

2

В южном крутом обрыве конкреционных хлоритовых пород, у балки Родниковой, на однородном темнозеленом фоне плотной основной хлоритовой массы, местами видны круглые, овальные или угловато-неправильные контуры таких же зеленых стяжений. В проходящем свете в шлифах наблюдается совершенно однородная буровато-зеленая масса, и лишь местами слабо улавливается ее конкреционное строение. При скрещенных николях картина резко меняется и отчетливо вырисовывается неоднородное строение породы (табл. XIII, фото 24). Шаровидные, овальные и неправильно очерченные кусочки серпентинита то тесно примыкают друг к другу, то более свободно расположены в основной цементирующей хлоритовой массе. Некоторые обломки сохранили полностью или частично реликтовую петельчатую или сетчатую микротекстуру змеевиков, другие ее уже утратили и состоят из крупноволокнистого или из тонкоагрегатного хлорита. По краям таких обломков выделяются концентрами гидроокислы железа, а в других случаях — тонкая магнетитовая пыль. Ряд стяжений имеет внутри хлоритизированные кусочки змеевика, а внешняя кайма (или даже вся конкреция целиком) сформирована за счет хлорита основной массы, т. е. метаколлоидальна. Все стяжения окутаны тонкой пленкой хлорита и сцементированы буровато-зеленым хлоритом, раскристаллизованным в различной степени. Нередко вокруг стяжений выделились каемки (часто прерывистые) из тонкоигольчатых кристалликов хлорита, перпендикулярных к поверхности стяжений.

Из приведенного описания видно, что накопившийся в донижнеюрской котловине делювий из мелких обломков и тонкой в общем мути змеевиков (свежих или в разной степени уже измененных) был потом хлоритизирован.

3

Среди черно-зеленых конкреционных хлоритовых пород встречаются очень тонкие, почти горизонтальные линзовидные прослои совсем лишенного конкреций и более светло окрашенного хлорита.

Внешне они образуют плотную однородную массу, местами имеют слабый жирный блеск, кажутся даже восковидными, монтмориллонитоподобными, но обнаруживают повышенную твердость (около 4) и, в отличие от монтмориллонитовых минералов, не царапаются и не полируются ногтем.

Прослои эти нередко раздваиваются и ветвятся, иногда как бы наплывают на конкреционную хлоритовую породу, мощность их и окраска сильно колеблются, часто они совсем выклиниваются. Их внешний облик, плотность и бесструктурность, оскольчатый излом, очень низкая и неравномерная оптическая активность говорят о том, что хлориты эти образовались из коллоидальных растворов. С поверхности и по тончайшим трещинкам хлоритовая порода прослойков покрыта буроватой корочкой окисления. Последняя резко отграничивается от зеленой однородной массы хлорита внутри мелких (2—8 см) кусков, на которые делится обычно хлоритовый слой при его разбивании молотком.

Обр. С-Т-451 в куске и в порошке имеет зеленовато-желтый цвет; под микроскопом не плеохроирует, имеет невысокое двупреломление, местами окислен, и такие побуревшие пластинки имеют повышенное светопреломление; есть примесь кальцита, гематита, магнетита; Nm = 1,594 <u>+</u> + 0,001; Ng - Np = 0,006.

Обр. С-Т-428 — светлый желтовато-зеленый, под микроскопом тонкоагрегатный, без заметного плеохроизма, слабо раскристаллизован, местами едва действует на поляризованный свет. Nm = 1,588 ± 0,001; Ng — Np = 0,005.

Более крупные пластинки обоих хлоритов оптически значительно активнее (табл. 24).

Таблица 24

Оптические	свойства	крупных	пластинок								
хлоритов											

Хлориты	Ng	Np	Ng-Np
Обр. 451	1,594	1,579	0,015
» 428	1,588	1,576	0,012

Таблица 25

Хвмический состав хдоритов из метаколлоидальных прослоев в конкреимонных хлоритовых породах

													451 ((1)	428 (2)		
	Окислы												вес. %	мол. ч.	вес. %	мол. ч	
SiO ₂ . TiO ₂	•	•	•	•	•	•	•	•	:	•	•	•	29,22 0,29	487	29,89 0,38	497	
Al_2O_3 Fe_2O_3		:	•										24,45 13,87	240 87	22,36 6,14	219 38	
FeO. MnO		•	•		•			•		•	•		0,30 6,66 Слелы	93 	0,32 8,38 Слепы	116	
MgO. CaO.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	6,82 2,44	169 46	16,68 0,70	414 13	
CO_2 . + H_2O	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	0,54 8,98	12 500	0,27 10,44	6 580	
- H ₂ O	_	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	6,64		4,47	← 	
			С	y	M	N 8	ι	•	•	•	•	•	100,21		100,03	-	

Очищенные от примесей (посредством отмучивания и последующего центрифугирования с бромоформом) хлориты были проанализированы (табл. 25) Л. Н. Герасимовой в 1947 г.

Структурные формулы хлоритов, рассчитанные нами на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

1)
$$(\operatorname{Si}_{3,00}\operatorname{Al}_{1,00})^{4,00} \{(\operatorname{Al}_{1,97}\operatorname{Ti}_{0,02}\operatorname{Fe}_{1,07}^{\cdots}\operatorname{Cr}_{0,02})^{3,08} (\operatorname{Fe}_{0,57}^{\cdots}\operatorname{Mg}_{1,04}\operatorname{Ca}_{0,21})^{1,82}\}^{4,90} (\operatorname{OH})_{6,2}\operatorname{O}_{10,9}$$

2)
$$(\operatorname{Si}_{3,01}\operatorname{Al}_{0,99})^{4,00} \{(\operatorname{Al}_{1,67}\operatorname{Ti}_{0,03}\operatorname{Fe}_{0,46}^{\cdots}\operatorname{Cr}_{0,02})^{2,18}(\operatorname{Fe}_{0,70}^{\cdots}\operatorname{Mg}_{2,51}\operatorname{Ca}_{0,04})^{3,25}\}^{5,43}$$

(OH)_{7,0} O_{10,5}.

Рассматривая последние два анализа, мы видим, что от обычных хлоритов оба исследованных минерала отличаются очень высоким содержанием низкотемпературной воды (что свойственно так называемым «гидрохлоритам»). Сравнительно с другими хлоритами данного района эти хлориты менее железисты. Они имеют одинаковый состав тетраэдрических слоев и оба относятся к ($R_3^{...} - R_2^{...}$)-изоморфному ряду клинохлора (стриговита).

Сопоставление между собою составов их октаэдрических слоев показывает различное содержание в них R^{**}-и R^{**}-ионов. Здесь легко обнаруживается ясно выраженный гетеровалентный изоморфизм типа R^{**}₃ — R^{**}₂, а различия в содержании отдельных элементов (R^{***} и R^{**}) иллюстрируют изовалентные замещения Fe^{**}-- Mg -- Ni и Al -- Fe^{***} -- Cr.

Термическое исследование показало большое сходство кривых нагревания у хлоритов 451 и 428. В обоих случаях, кроме выделения гигроскопической и адсорбционной (пленочной) воды (70—170° и 70—120°), на кривых четко выражены две эндотермические реакции:

Непосредственно за вторым эндотермическим эффектом при температуре около 850—880° оба минерала обнаруживают резкую экзотермическую реакцию, зафиксированную острыми пиками на кривых нагревания. Пик тем выше и острее, чем больше в минерале содержание MgO. Это находится, повидимому, в связи с формированием оливина из продуктов разложения хлорита (SiO₂ и MgO главным образом), как это впервые установил при изучении продуктов прокаливания хлоритов В. И. Искюль (1917).

На кривой хлорита 428 заметна еще слабая эндотермическая реакция при 670—710°.

Обезвоживание этого хлорита, после производства химического анализа пролежавшего в сухом помещении более года, было начато с 200° и показало следующие потери H₂O (в %):

> 200° 300° 500° 600° 700° 800° 900° 1000° Сумма 3,66 0,19 4,86 3,79 1,41 0,45 0,00 0,00 14,35

Результаты обезвоживания — в общем согласны с кривой нагревания.

4

Значительный интерес представляет наличие тонких прерывистых прослоев и пластообразно расположенных четковидных линзочек однородного мелкочешуйчатого или плотного (аргиллитоподобного) зеленого хлорита на поверхности скорлуповато-жеодистых (карбонатно-железистых, выщелоченных) пород коры выветривания змеевиков или среди конкреционных хлоритовых осадков.

Нами был изучен такой хлорит (обр. С-Г-384) с р. Гитче-Лахран, в однородной массе которого содержится довольно много резко отграниченных тонких линзовидных прослоев и неправильных по форме выделений черно-зеленого хлорита более поздней генерации, а также еще более поздние жилочки, инфильтрационные гнездышки и корочки кальцита.

Под микроскопом Ĉ. И. Талдыкин определил, что зелено-бурый хлорит основной массы имеет вариирующую от окисления окраску, с чем связано и колебание его оптических свойств. У наиболее свежего зеленого хлорита Ng = 1,610 ± 0,001, Np = 1,602 ± 0,002, Ng - Np = 0,008. С побурением связано повышение Nm до 1,625 и Ng - Np до 0,015. Бурый хлорит второго типа (из линзовидных прожилков) имеет Ng =

Бурыи хлорит второго типа (из линзовидных прожилков) имеет Ng = $=1,621 \pm 0,003$; Np = $1,608 \pm 0,003$; Ng - Np = 0,013.

Изученный нами однородный плотный темнозеленый хлорит (С-Г-384) при растирании давал буровато-зеленый порошок, не содержащий никаких примесей, кроме зернышек кальцита.

В иммерсионных препаратах определено: Ng = $1,627 \pm 0,002$; Nm = $1,625 \pm 0,002$; Np = $1,618 \pm 0,002$; Ng — Np = 0,009; 2V около 20° и отрицательный. Плеохроизм едва заметный в буровато-зеленых тонах.

Для химического анализа хлорит был отобран, измельчен, отсеян и отмучен в воде. При этом оказалось, что пластинчатые агрегаты и чешуйки хлорита, содержащие на своей поверхности микроскопические буроватые изогнуто-нитевидные новообразования или тонкие пленчатые гидроокисные железистые налеты (от окисления), при отсеивании и отмучивании отошли во фракцию менее 0,01 мм. Окраска этой фракции желтозеленая, буроватая. Частицы же хлорита размером более 0,01 мм дали темнозеленый порошок, состоящий под микроскопом из чистых прозрачнозеленых чешуек и агрегатов с Nm > 1,621.

Этот материал и был проанализирован А. С. Трусовой в 1949 г. В нем магнетита не оказалось совсем, что проверено микроскопически, а также при помощи магнита и бромоформа.

Значительная примесь к хлоритовому порошку мелких зернышек кальцита обусловлена наличием видимых простым глазом тонких жилочек кальцита в плотной хлоритовой породе. Определенное при валовом анализе содержание CaO (6,50%) вместе с соответствующей CO₂ (5,10%) было исключено, и результат пересчитан на состав чистого хлорита (табл. 26). рН истирания хлорита равна 8,80.

Т	a	б	л	И	ц	a	26
---	---	---	---	---	---	---	----

Хвмический	состав	хлорита	ИЗ	аргил-
литоподобных	с прогла	ев в ко	якрец	ионной
хлоритов	ой порс	оде (обр.	С-Г-	384)

		c)кі	асл	Bec. %	Мол. ч.					
SiO.								_		29.46	491
TiO,										0,90	11
A1,Õ,										17.31	170
Fe ₂ O ₃	•									8,91	56
Cr ₂ O ₃									.	0,06	4
FeO		•	•							20,10	279
MnO										Нет	
MgO				•						12,43	308
CaO									.	Нет	
+H ₂ O				•	•				•	7,19	400
+H ₂ O	до	2	00	c	•		•		•	1,50	(83)
-H ₂ O			•				•			2,34	`
CO ₂	•	•	٠	•	•	•	•	·	·	Нет	—
			С	y ı	M 1	n a	•	•		100,20	-

Структурная формула хлорита (С-Г-384, 1947) рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

 $(\mathrm{Si}_{3,01}\ \mathrm{Al}_{0,99})^{4,00} \left\{ (\mathrm{Al}_{1,10}\ \mathrm{Ti}_{0,07}\ \mathrm{Fe}_{0,69}^{\cdots}\ \mathrm{Cr}_{0,05})^{1,91} (\mathrm{Fe}_{1,71}^{\cdots}\ \mathrm{Mg}_{1,89})^{3,60} \right\}^{5,51} (\mathrm{OH})_{4,90} \mathrm{O}_{11,55} \ .$

Рассчитанное из молекулярных чисел валового анализа отношение анионов к катионам (O + OH) : (x + Y) = 1,73 (менее 1,8) может говорить или о присутствии в ячейке хлорита дополнительных катионов (сверх 10), или об эквивалентной замене части гидроксилов на кислород (O \rightarrow 2OH). Первое отпадает (см. структурную формулу), второе явно имеет здесь место.

Таким образом, исследованный хлорит кристаллохимически относится к группе клинохлоров (стриговитов) и имеет одинаковый состав тетраэдрического слоя с другими хлоритами из конкреционных осадочных пород Малкинского района. Состав октаэдрических слоев всех этих хлоритов существенно меняется; в частности, сильно колеблется в них содержание железных (Fe^{...}) и железистых (Fe^{...}), алюминиевых и магниевых ионов, но все эти вариации в составе строго подчинены закономерностям изоморфных замещений типа R^{*}_a — R^{*}_a.

Кривая нагревания данного хлорита (записанная в Лаборатории экснериментальной петрографии ИГН АН, 1948 г.) показала выделение адсорбированной воды при 70—140°, а также растянутую эндотермическую реакцию в интервале 410—600°, связанную, очевидно, с выделением конституционной воды. При 815—860° ясно выражен экзотермический эффект, соответствующий формированию новых минеральных фаз из продуктов распада хлорита.

5

Исследование многочисленных шлифов конкреционно-хлоритовых пород показывает, что округлые хлоритовые стяжения местами значительно обогащены магнетитом. Последний то тонко распылен в некоторых концентрических полосках хлорита, то прерывистыми дужками расположен между ними, то явно замещает хлорит, и в таких — уже в основном магнетитовых — стяжениях сохраняются только прерывистые остаточные участки хлорита.

Таким образом, формирующиеся в ряде мест среди хлоритовой массы стяжения, с сильно колеблющимся содержанием магнетита, вплоть до чисто магнетитового (мономинерального) состава, представляют собою разные стадии их диагенетической магнетитизации.

Более ранние, чем магнетит, хлориты — обычно темнозеленые или зелено-бурые (с Nm = 1,650 — 1,660 и весьма низким двупреломлением). Однако здесь же нередко развиваются и хлориты более поздние, чем стяжения магнетита. Хлориты эти — светлые буровато-зеленые; их пластинки и чешуйки развиты по Ng, угасают прямо, обнаруживают очень слабый плеохроизм. В иммерсионных препаратах для них определено Ng = 1,637 + 0,002; Np = 1,629 + 0,002; Ng — Np = 0,008.

Многочисленные мелкие поры, щелевидные зазоры и ветвящиеся промежутки между шариками магнетита и в массе гидроокислов железа почти целиком выполнены этим более поздним хлоритом. Тонколепестковые или удлиненно-пластинчатые, часто розетковидные (радиальнолучистые) его агрегаты перпендикулярно нарастают на стенки пор и щелей, образуя хлоритовые каемки-друзы. Ширина «хлоритоносных» трещинок 0,1 — 0,25 мм, длина лепестков хлорита — до 0,08 мм. Эти удлиненно-пластинчатые кристаллы, вырастая навстречу друг другу, обычно заполняют всю пору или трещинку, но местами центральная часть полости или трещины остается пустой или заполненной остаточным гелевидным или тонкоагрегатным, почти нераскристаллизованным хлоритом (С-Гд-241).

В некоторых конкреционных осадках хлорит, выполняющий промежутки между стяжениями, имеет иной характер: он бесцветный или бледнозеленоватый, со значительным двупреломлением, которое иногда снижается до полной изотропности. Его Ng = 1,580; Np = 1,570; Ng — Np = 0,010.

Среди конкреционных пород имеются также участочки, состоящие почти исключительно из однородного буро-зеленого хлорита, местами с небольшой примесью кальцита. Черно-зеленая в свежем состоянии, порода эта при выветривании становится красно-бурой, за счет окисления в первую очередь хлорита основной массы.

Свежий хлорит под микроскопом буро-зеленый, плеохроирует с изменением интенсивности окраски, развит по Ng, оптически отрицательный; Ng = 1,640 <u>+</u> 0,002; Np = 1,634 <u>+</u> 0,002; Ng - Np = 0,006. Химический состав такого хлорита (обр. С-Гд-252) с речки Гедмышх

Химический состав такого хлорита (обр. С-Гд-252) с речки Гедмышх после удаления отмучиванием небольшой примеси магнетита и шпинели приведен в табл. 27.

Структурная формула этого хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{3,02}\,\mathrm{Al}_{0,98})^{4,00} \left\{ (\mathrm{Al}_{1,54}\,\mathrm{Ti}_{0,03}\,\mathrm{Fe}_{0,31}^{\ldots}\,\mathrm{Cr}_{0,07})^{1,95} \left(\mathrm{Fe}_{3,21}^{\ldots}\,\mathrm{Mn}_{0,01}\,\,\mathrm{Mg}_{0,32}\right)^{3,54} \right\}^{5,49} \\ (\mathrm{OH})_{6,4}\,\mathrm{O}_{10,8}. \end{array}$$

Состав тетраэдрического слоя показывает, что хлорит относится к (R₃ — R₂)-изоморфному ряду клинохлора. Обращает на себя внимание низкое содержание Fe₂O₃ и MgO и большое количество FeO. Ионы Fe^{*} составляют 90% R^{*}; сумма катионов в октаэдрических слоях менее 5,7 (но выше 5,3); отмечается недостаток ОН-групп (менее восьми). Все это говорит о принадлежности данного хлорита к сильно железистым клинохлорам в (частности к стриговитам) с повышенным

Таблица 27

Химический	состав	хлорита	ИЗ	MOHOME -
неральной	конкре	ионной	хлор	итовой
- 1	ороды,	обр. Гд-	- 252	2

		0)K	юл	Bec. %	Мол. ч.					
$\begin{array}{c} {\rm SiO}_2 \ . \\ {\rm TiO}_2 \\ {\rm Al}_2 {\rm O}_3 \\ {\rm Fe}_2 {\rm O}_3 \\ {\rm FeO} \ . \\ {\rm MnO} \\ {\rm MgO} \\ {\rm CaO} \ . \\ {\rm S} \ . \\ {\rm P}_2 {\rm O}_5 \\ {\rm +H}_2 {\rm O} \\ {\rm -H}_2 {\rm O} \end{array}$	• • • • • •	• • • • • • • • • •	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • •	• • • • • • • • •	• • • • • • • • •	27,74 0,45 19,71 3,68 0,78 35,34 0,13 1,98 Her 0,07 0,12 8,90 0,96	462 5 193 24 5 491 2 49
			C	y x	M N	1 a	•	•		99,86	_

содержанием глинозема. При замещении гидроксильных мест кислородом (О -> 2OH) часть гидроксильных позиций в структуре хлорита остается, очевидно, свободной,

Хлориты из конкреционных осадков, взятые из разных участков на весьма значительных расстояниях друг от друга, имеют Nm, колеблющееся от 1,590 до 1,642. Их окраска и структура также меняются. Все эти вариации в физических свойствах данных хлоритов непосредственно связаны с большими колебаниями в их составе отдельных химических компонентов. Однако состав тетраэдрических слоев в кристаллических решетках этих хлоритов, даже при большой удаленности друг от друга их местонахождений, обнаруживает замечательное постоянство.

Содержание Si_{IV} в хлоритах кристаллохимически определенно и однозначно характеризует эти хлориты, образовавшиеся в однотипных геологических условиях.

Для пяти минералов этого генетического типа главные химические компоненты колеблются в следующих широких пределах:

SiO ₂ .		•			۰.		٠.	•				•	•	27,74 - 29,89
Al ₂ O ₃		•	•	•	•	•	•							14,28 - 24,45
Fe ₂ O ₃					•		•		•	•	•			3,68 - 13,87
Cr_2O_3	•			•						•	•	•		0,06 - 0,78
FeO.														7,59 - 35,50
MgO.						•		•						1,98 - 16,68
+H ₂ O		•		•					•					7,19 - 10,44
−H₂O										•	•			0,97 - 6,64

Несмотря на это, содержание кремния в тетраэдрических слоях стабильно и заключено в пределах 3,00—3,03; остальные (до 4) места заняты Al_{IV} (1,00—0,97). В соответствии с нашей кристаллохимической классификацией все эти минералы относятся к изоморфному ряду клинохлора-стриговита. Сопоставление структурных формул показывает, что в октаэдрических слоях этих минералов сильно выражены изоморфные замещения Fe[°] — Mg, а также R[°]₃ — R^{°°}₂. Последнее хорошо видно из табл. 28.

Таблица 28

Колебания в количестве двух- и тречвалентных катионов в составе октаэдрических слоев кристаллических решеток хлоритов из конкреционных пород р. Малки

	Катионы												Образци				
	Катиовы										88	3 84	252	428	451	Примечание	
Сумма 	R''' R''	•	•	•	•	•	•	•	•	•	1,76 3,87	1,93 3,60	1,96 3,54	2,19 3,25	3,09	Ті выражен в экви- валентах R	
	R	+1	R''		•	•	•	•	•	•	5,63	5,53	5,50	5,44			
В пере	есчет	ен	a	К.		•	٠	•	•	•	13 ,02	12,99	12,96	13,07	12,91		

Здесь совершенно очевидно, что по мере возрастания в октаэдрических накетах R^{TT} в них уменьшается содержание R^{TT} в отношении 2:3.

Сопоставляя между собою анализы обр. 88 и 451 (с большими отличиями в количествах R^{III} и R^{II}), получаем в первом из них избыток 2,05 R^{II}, а во втором — 1,33 R^{III}, т. е. 1,53 R^{II} соответствует 1,00 R^{III}. Для обр. 428 и 451 соответствующие избытки будут: 0,90 R^{...} и 1,43 R^{..}, т. е. 2,70 R[.] — 2,86 R[.].

В среднем для кристаллохимического типа малкинских хлоритов из конкреционных пород с $Si_{IV} = 3,02$ сумма валентностей (R') в октаэдрических слоях равна 12,97. Избыток 0,97 R' (сверх 12) точно соответствует недостатку положительных зарядов в тетраэдрических слоях, равному 0,98 R' и связанному с заменой части Si на R_{IV}^{TV} .

Обращает на себя внимание недостаточное содержание + H₂O у всех хлоритов этой группы; в структурной формуле количество OH-групп меньше восьми (порою очень значительно).

Отношение (O + OH): (x + Y) в большинстве случаев здесь равно или ниже 1,8, хотя по формуле Паулинга оно должно сохраняться в пределах от 1,8 (при Y = 6) до 2,25 (при Y = 4). У исследованных же нами конкреционных хлоритов и у залегающих среди них плотных хлоритов Y = 4,9; 5,5; 5,6 вследствие значительного или даже большого содержания в октаэдрических пакетах их решеток R^{...}. Несмотря, однако, на это, рассчитанные из валовых химических анализов отношения анионов к катионам равны 1,80; 1,73; 1,72, что явно говорит об эквивалентной замене кислородом гидроксильных групп ($O \rightarrow 2OH$). Очевидно, что во всех трех указанных случаях отношение (O + OH): (x + Y) превышало бы 1,8, если бы в решетке хлоритов замещения гидроксилов кислородом происходили ион за ион (O - OH).

Все минералы показывают хлоритовый тип своих решеток, но имеют на своих рентгенограммах небольшое количество (около 10) интерферен-

Таблица 29

N		884		428 (a)		428 (6)		451				
интерф. линии	đ _{hkl}	I	d _{bk1}	I	d _{hkl}	I	đ _{hkl}	1				
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	9,72 6,85 4,63 	Сл. разм. » » » Оч. сл. разм. — Средн. Слаб. Оч. сл. разм. Слаб.	7,165 4,535 	Слаб. » Средн. Средн. Сильн.	$ \begin{array}{r} 10,17\\6,85\\-\\4,39\\3,83\\-\\3,44\\-\\2,68\\2,43\end{array} $	Слаб. Сильн. разм. Средн. Слаб. Сильн. Слаб. Сильн.	7,37 4,64 	Ср. разм. Сл. разм. — Ср. разм. Оч. слаб. » » Ср. сильн. 				
11 12 13 14 15 16 17 18 19	1,99 1,71 1,528 1,50 1,45	Слаб. Оч. слаб. Средн. Ср. слаб. Оч. слаб.	2,137 1,779 	Слаб. Оч. слаб. Свльн. Оч. слаб.	2,09 1,74 1,66 1,51 1,48 1,39	Ср. слаб. Слаб. * Ср. сильн. Слаб. *	1,91 1,72 1,56 1,32	Оч. слаб. Ср. разм. Средн. — Оч. слаб.				

Межплоскостные расстояния (в Å) у хлоритов из конкреционных осадочных пород р. Малки

Порошковая рентгенограмма хлорита 428а снята Н. Н. Слудской в 1949 г., остальные — С. И. Берхин в 1950 г.

ционных линий, значительно размытых (диффузных) при наличии фона. Все это говорит о несовершенной раскристаллизованности хлоритового вещества, его метаколлоидной природе, что соответствует и данным микроскопического исследования и полевых наблюдений. 1

Конкреционные породы в верхней части озерно-болотных осадков местами состоят из буро-красной железистой массы и погруженных в нее неправильных по форме стяжений. В породах этих почти всегда имеются обломки красно-бурой хромовой шпинели и магнетита, реже — ожелезненных змеевиков (табл. XIII и XIV, фото 25 и 26), а также довольно часто встречаются хлоритовые оолиты круглой или овальной формы с концентрической структурой, местами со слабофестончатыми краями.

Концентрически расположенные волокна, дающие при скрещенных николях черный крест, развиты по Ng и прямо угасают. Кроме этого, хлорит играет очень крупную роль среди основной массы, цементирующей конкреции. Здесь хлорит или плотный бесструктурный, или образуст удлиненные крупные лентовидные кристаллы (табл. XIV, фото 27). Последние — волнисто-изогнутые, часто сложенные вдвое, местами образуют более или менее замкнутые петли, извилистые дуги и т. д.

Окраска свежего хлорита бледнозеленоватая, серо-зеленоватая, иногда совсем почти бесцветная, но в большинстве случаев хлорит окислен и имеет буровато-зеленую, коричневую, желто-красную или красно-бурую окраску, сохраняя, однако, при этом структуру лент и петель и двойное лучепреломление. Полностью окисленный хлорит замещается непрозрачной буро-черной массой водных окислов железа. Часто его поляризующие, разно окрашенные остаточные участки разбросаны отдельными пятнами среди буро-железистой дементной массы. Средний показатель преломления свежего хлорита равен $1,612 \pm 0,003$, Ng — Np = 0,005. По мере окисления хлорита, его свето- и двупреломление возрастают: у зеленовато-бурых разностей Nm близок к 1,670, а у буро-красных Nm превышает 1,700.

Почти всюду ядра этих хлоритовых петель или внутренняя часть пустот, устланных хлоритом вдоль стенок, выполнена каолинитом. Каолинит своим равномерно-пластинчатым, мелколепестковым агрегатом (часто с розетковидными срастаниями) сначала образует на стенках хлоритовой петли или непосредственно на стенках полости сплошную щетку, внутри которой выделяется уже слабо раскристаллизованный каолинит или даже аморфное (оптически недеятельное) вещество. Довольно часто внутри каолинитовой щетки или в петле хлорита непосредственно (также внутри хлоритовых и других стяжений) выделяются прекрасные друзы наиболее поздних мельчайших кристалликов бемита, впервые обнаруженного и изученного здесь Н. В. Ренгартен (фото 28).

В полостях породы, заполненных хлоритом и более поздним каолинитом, удается наблюдать, что каолинит явно разъедает и частично замещает хлорит (табл. XV, фото 29 и 30), рассекая его тончайшими жилками, образуя в нем бухточки и клиновидные выполнения. В итоге — среди каолинита, особенно вблизи краев макрополостей, остаются неправильные обрывки и изъеденные лоскутки хлорита. Каолинит не только замещает хлорит, но и автономно выполняет микропоры в буро-железистом цементе и в конкрециях, окружает их местами тонкими неполными дугами, выделяется в узких трещинках, выполняет остроугольные промежутки между стяжениями.

Среди хлорита и каолинита встречаются комковатые, нераскристаллизованные остатки их материнского коллоида, в трещинках которого выделяются хлорит и каолинит.

Происхождение лентовидного или плотного железистого хлорита здесь явно метаколлоидальное. Характерны закономерная после-

74



Фото 24. Крупноконкреционная темнозеленая хлоритовая порода; видны метасоматически хлоритизированные обломки серпентина, сцементированные тонколепестковыми лентовидными хлоритовыми агрегатами. Шлиф 427, 1947; николи +, увел. 90.



Фото 25. Микротекстура конкреционных озерно-болотных осадков со стяжениями гидрогетита и магнетита и последующими выделениями сложного коагеля, хлорита, каолинита и бемита. Шлиф 1199, 1946; увел. 20.



Фото 26. То же. Деталь строения и сопряжения сложных конкреций: между ними хлорито-каолинитовые выделения и остатки нераскристаллизованного геля; по краям стяжений — поры, выполненные каолинитом и бемитом. Увел. 46.



Фото 27. Крупные изогнуто-пластинчатые (сферолитоподобные) кристаллы серо-зеленого хлорита среди мелколепестковой хлоритовой массы в каолинито-хлоритовой осадочной конкреционной породе. Шлиф 976, 1946; николи +, увел. 90.



Фото 28. Клиновидные кристаллы бемита в микроскопических жеодках среди хлорито-каолинито-железистых континентальных осадков. 1949; николи+, увел. 90.

довательность и парагенетическая ассоциация: хлорит — каолинит — бемит.

Выпадение из растворов бемита в слабо кислой среде происходит при таких геохимических условиях (рН \backsim 6,5), когда концентрация глинозема относительно высока, а кремний еще сохраняет свою подвижность и способен мигрировать. Естественно ожидать, что с приближением к условиям выпадения и кристаллизации бемита формирующиеся при этом (выпадающие в осадок) хлориты будут содержать относительно мало кремния. Это определенно имеет место во многих осадочных месторождениях бокситов, в диаспоровых гидротермальных жилах Честера (Сев. Америка) и др., где хлориты — малокремниевые, близкие по своему составу к амезиту.

С этим же обстоятельством надо поставить в связь и образование малокремниевых хлоритов в нижнеюрских континентальных водосмах Малкинского района.

2

Из верхней части хлоритовых пород континентально-осадочной серии нами в 1946 г. был отобран зеленый хлорит, в основную тонкочешуйчатую массу которого погружены зеленые, а местами зеленовато-желтые стяжения, состоящие в основном из гидроокислов железа.

Для химического анализа хлорит был отмучен повторно. Под микроскопом он светлый желто-зеленый, тонкочешуйчатый, местами слабо раскристаллизованный, но обычно ясно поляризующий: Ng — Np = 0,007, Ng = $1,620 \pm 0,003$ и Np = $1,613 \pm 0,003$.

Тонкий однородный хлоритсвый материал с левобережья р. Малки был в 1947 г. проанализирован А. Чичериным (табл. 30).

Структурная формула хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

 $(Si_{2,16} Al_{1,84})^{4.00} \{ (Al_{1,05} Ti_{0,08} Fe_{1,10}^{...} Cr_{0,07})^{2,37} (Fe_{1,44}^{...} Mg_{2,02})^{3,46} \}^{5,76} (OH)_{7,6} O_{10,2}.$

Таблипа 30

Химический состав малокремниевого хлорита с р. Малки (1)

		O	KF	сл	ы					Bec. %	Мол. ч.
SiO ₂ . TiO ₂	•	•	•	•	•	•	•	•	•	20,29 1,02	338 13
Al_2O_3 Fe_2O_3	•	•	•	•	•	•	•	•	:	23,20 13,78 0.94	227 88 6
FeO. MnO	•	•	•	•	•	•	•	•	•	16,24 Сл.	226
MgO. CaO.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	12,78 0,07	317 1
S P ₂ O ₅ +U.O		• •	•	• •		•	•		•	0,11 0,10	3 1 648
	_		•	с	• •		• 	•	•	99 65	

По своему составу и структурной формуле исследованный хлорит относится (по нашей классификации) к изоморфному ряду метахлоритов, очень близкому к амезиту.

Почти половина мест кремния в тетраэдрических слоях решетки этого хлорита занята алюминием. В октаэдрических слоях трехвалентные катионы представлены почти поровну Al и Fe", а двухвалентные — в большей степени Mg, чем Fe".

Из этого же участка (обн. 1) в 1946 г. А. Л. Яницкий отобрал зелсный хлорит (Nm = 1,615) аналогичного состава с вышеописанным (табл. 31).

Т	a	б.	л	И	ц	a	- 31
---	---	----	---	---	---	---	------

Окислы	Bec. %	Мол. ч
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$19,58 \\ 1,27 \\ 23,12 \\ 13,98 \\ 0,89 \\ 16,32 \\ 0,06 \\ 11,53 \\ 0,08 \\ 0,07 \\ 0,13 \\ 11,07 \\ 1,71 \\ 1,71 \\ 1,71 \\ 10,10 \\ 1,71 \\ 10,10 \\ 1,71 \\ 10,10 \\$	$326 \\ 16 \\ 227 \\ 87 \\ 6 \\ 227 \\ 1 \\ 286 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 615 \\ -$

NURAANUN AAAAA NATATANAUNTAA



Фото 29. Выделения мелколепесткового каолинита и замещение им крупных пластинок более раннего хлорита в красной конкреционной осадочной породе Шлиф 973, 1946; николи +, увел. 90.



Фото 30. То же. Деталь. Николи +, увел. 145.



Фото 31. Кристаллики алунита в хлорите из мелкоконкреционной хлогитовой породы. Шлиф 155, 1948,; увел. 450.



Фото 32. Радиально-лучисть й (перекристаллизованный) хлорит и кристаллики алунита срели гидроокислов железа в мелкоконкреционной осадочной породе Шлиф 383, 1947; увел. 290.

Рассчитанная нами (на 14 кислородов) структурная формула этого хлорита

$$\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{2,12}\,\mathrm{Al}_{1,88})^{4,00}\,\{(\mathrm{Al}_{1,07}\,\mathrm{Ti}_{0,10}\,\mathrm{Fe}_{1,13}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,08})^{2,33}\,(\mathrm{Fe}_{1,47}^{\cdots}\,\mathrm{Mn}_{0,01}\,\mathrm{Mg}_{1,86})^{3,34}\}^{5,72}\\ (\mathrm{OH})_{8,00}\,\mathrm{O}_{10,00}.\end{array}$$

показывает, что он также относится к близкому амезиту (R₃^{...}-R₂^{...})-изоморфному ряду.

Хлорит из обр. Кз-107 (табл. 19) с Sivi = 2,30 представляет, повидимому, переходную стадию от таких хлоритов к хлоритам из плотных аргиллитоподобных хлоритовых осадков, где Si_{IV} = 2,46.

VII. Хлориты в парагенезисе с алунитом

1

Исследованные нами по речке Гедмышх мелкоконкреционные породы, состоящие в основном обычно из хлорита и водных окислов железа, местами содержат в себе в небольшом количестве минерал из группы алунита. В ассоциации с алунитом хлорит представлен двумя разновидностями. К первой, наиболее ранней (материнской) принадлежит буровато-зеленый хлорит. Он образует главную часть конкреций; его слегка волокнистые вытянутые и перекрещивающиеся пластинки не плеохроируют, развиты по Ng, прямо угасают. Двупреломление их очень низкое, что обусловливает аномальные буро-черные цвета интерференции; Nm = 1,635 ± 0,005.

Ко второй разновидности относится бледнозеленый, почти бесцветный тонкопластинчатый хлорит. В наиболее крупных выделениях хлорит этот образует радиально-лучистые сферолиты (диаметром около 0,08 мм) с Ng = $1,575 \pm 0,002$; Np = $1,565 \pm 0,002$; Ng — Np = 0,010.

Хлорит этот развивается в конкрециях и в промежутках между ними за счет материнского хлорита в результате воздействия на последний более поздных сернокислых растворов.

Растворы эти, очевидно, связаны с окислением пирита и органической серы в нижнеюрских углисто-песчаниковых породах, перекрывающих хлоритовые осадки в юго-западной части Малкинского ультраосновного массива, или (отчасти) с окислением пирита, распыленного местами среди самих конкреционных пород. Замещение буро-зеленого хлорита светлозеленым сопровождается выделением гидроокислов железа, которые в виде узкой, но различной по ширине, прерывистой полоски располагаются на границе хлоритов обоих типов. При этом в зоне бледнозеленого позднего хлорита разбросаны довольно многочисленные мелкие (около 0,005 мм в поперечнике) кристаллики алунита. Они изометричны и представляют собою очень тупые (близкие к кубу) ромбоздры. Алунит бесцветен, показатель его светопреломления очень близок к 1,585—1,590. Двупреломление низкое, порядка 0,008—0,010. Часто внутри кристалликов алунита имеется непрозрачное ядрышко (табл. XVI, фото 31).

Вблизи алунита видны иногда микроскопические псевдоморфозы гидроокислов железа по ромбоэдрам сидерита и по мелким кубикам пирита.

 $\mathbf{2}$

В мелкоконкреционной хлоритовой породе довольно часто простым глазом и микроскопически можно наблюдать выделения наиболее позд-

него голубовато-зеленого хлорита. Он образует обычно широкотаблитчатые агрегаты или удлиненными, часто очень тонкими пластинками, вырастающими нередко навстречу друг другу, выполняет мелкие гнездышки, а также тонкие (0,4—0,2 мм) и тончайшие (0,05—0,01 мм) извилистые трещинки среди разнозернистого карбоната и буровато-зеленой (местами бурой от окисления), почти изотропной массы раннего хлорита.

Пластинки этого хлорита часто имеют радиально-лучистое, розетковидное строение (табл. XVI, фото 32); они развиты по Ng, угасают прямо, имеют резкий плеохроизм: Ng — голубовато-зеленый, Np — светложелтый. В иммерсионных препаратах определено: Ng = 1,584 ± 0,003; Np = 1,576 + 0,003; Ng — Np = 0,008.

Условия нахождения этого минерала явно говорят о его образовании в результате деятельности более поздних сернокислых растворов.

Хлорит этого типа встречен нами (С-Г-383) в близкой пространственной (и генетической) связи с микроскопическими скоплениями алунита в верхней части конкреционной осадочной толщи на левом берегу р. Малки.

Многочисленные кристаллики алунита образуют микроскопические гнездышки или выклинивающиеся и слегка ветвящиеся жилочки в хлоритовом цементе мелких магнетитово-хлоритовых стяжений.

Под микросконом видно, что шаровидные и вообще округлые, местами скорлуповатые стяжения гипергенного магнетита погружены в плотную бесструктурную буровато-зеленую хлоритовую массу, не действующую совсем или слабо действующую на поляризованный свет. Оптически более активный хлорит разбросан в этой массе редкими агрегатными пятныпками и отдельными пластинками. Замечательно, что в промежутках между конкрециями магнетита, в тонких швах между его струями, среди относительно чистых хлоритовых полей — видны гнезда и извилистые, неравномерной толщины жилочки, переполненные алунитом или сплошь состоящие из его мельчайцих кристалликов. Алунит развит здесь главным образом в виде очень тупых ромбоэдров, пластинчатых по базису (с краями, скошенными гранями ромбсэдров) изометричных кристаллических зерчышек, часто с буро-железистыми ядрышками. Размеры кристалликов — около 0.01 мм в поперечнике, размеры алунитоносных «гнезд» достигают 1 мм, а длина струек — 0,5—1,5 см. Двупреломление алунита низкое (серо-белые цвета интерференции), Nm — около 1,590.

Местами тесно примыкая друг к другу, кристаллики алунита образуют сплошные агрегатные цепочки или поля.

Вдоль некоторых трещинок, и главным образом в зоне алунита или в непосредственной от него близости, хлорит основной массы перекристаллизовывается, давая крупнопластинчатые розетки и образуя жилки и друзовые каемки голубовато-зеленого пластинчатого хлорита вокруг пятен и струек алунита. Длина хлоритовых пластинок достигает 0,07 мм, их N_m ниже, чем у алунита.

На микроскопических препаратах хорошо видны эти светлые участки из алунита и почти безжелезистого, вновь образованного хлорита среди темной буро зеленой массы хлорита первой генерации.

VIII. Хлориты в парагенезисе с цеолитами из верхней (морской) осадочной свиты

Верхняя свита нижнеюрской осадочной прибрежно-морской толщи с несогласием и местными перерывами залегает на породах нижней осадочноконтинентальной свиты или непосредственно лежит на более или менее измененных выветриванием, часто ожелезненных змеевиках.

Состоит эта верхняя свита, главным образом, из кварцевых песчаников, с местными скоплениями вымытых из нижней свиты железистых конкреций, с глинисто-железистым и железисто-доломитовым цементом, а также из железистого мелкозернистого доломита. В зависимости, главным образом, от рельефа подстилающих пород и характера последующих геологических процессов (в частности, степени размыва перед формированием верхнеюрских отложений и др.) полнота разреза и мощность указанных отложений на обоих берегах р. Малки сильно колеблются.

Для верхней морской осадочной свиты характерна парагенетическая ассоциация: цеолит — хлорит.

Корочки и гнездовидные скопления белых стеклянно-прозрачных цеолитов в железисто-песчаниковых (со стяжениями) породах хорошо видны невооруженным глазом. При микроскопическом исследовании нередко обнаруживается, что угловатые промежутки между конкрециями выполнены вырастающими от стенок призмовидными или остроромбоэдрическими кристалликами цеолита типа ломонтита. Поверх него, включая в себя и обволакивая некоторые кристаллики цеолита, выделился бледнозеленоватый, почти бесцветный, тонкоагрегатный, лепестковый, местами розетковидный хлорит. Минерал этот — маложелезистый, с низким светопреломлением (Nm \$\$1,590) и двупреломлением (0,004-5); образовался он сейчас же после цеолита.

Бледнозеленый тонкоагрегатный хлорит с кристаллами цеолитаимеется также в буром железистом песчанике, лежащем на ожелезненной коре выветривания змеевиков (Кзыл-кол, обн. 21). Под микроскопом видно, что разнозернистый кварцевый песчаник имеет здесь гидрогетитово-хлоритовый цемент разъедания. Хлорит этот совершенно свежий, бледнозеленый, образует тонкопластинчатые агрегаты. Местами он окислен и окрашен в темнобурый цвет. Кроме этого хлорита, в неправильных микрополостях и удлиненных зазорах, среди плотных гидроокислов железа, находятся выделения тонколепестковых розеток и радиально-лучистых сростков бледно-зеленоватого свежего хлорита новой, поздней генерации, ассоциирующего с немного более ранним ломонтитом (табл. XVII, фото 33). Ромбоэдрические и призмовидные кристаллики цеолита (C Ng = 1,525) выросли здесь от буро-железняковой стенки внутрь полости, которая вслед за этим была заполнена тонколепестковым, едва поляризующим хлоритом.

В некоторых пустотах между магнетитовыми и гидрогетитовыми стяжениями (С-Гд-237-а), непосредственно на их поверхностях, вырастают острые ромбоэдры ломонтита с очень низким Ng (\sim 1,520) и низким двупреломлением. Цеолит этот обрастается тонкой каемкой бледнозеленого тонколепесткового хлорита. Иногда среди последнего, в центре полости, видны изометрические многогранные, оптически совсем или почти совсем изотропные кристаллики другого цеолита — анальцима (N \sim 1,480), повидимому, уже иной, несколько более поздней генерации. Поверхности анальцима довольно часто покрыты пленками талька. Широкое распространение ломонтита и анальцима в железистых осадках нижней юры впервые установлено в этом районе Н. В. Ренгартен (1950).

Эти цеолиты образовались, повидимому, в прибрежно-морской зоне из вод, богатых Na, Ca, Mg, после выпадения в осадок гидроокислов железа и карбонатов, в среде, относительно богатой принесенными с континента кремнеземом и глиноземом. Наличие свободного кислорода (окислительная среда) и щелочная реакция вод характерны, по автору, для этой осадочной «цеолитовой» геохимической фации. Приуроченные, главным образом, к осадкам верхней прибрежно-морской свиты, цеолиты и сопутствующий им тонколепестковый хлорит встречаются и в подстилающих конкреционных породах нижней континентальной осадочной свиты, и даже в ожелезненной коре выветривания змеевиков. Очевидно, что здесь эти минералы образовались уже за счет инфильтрации «хлорптово-цеолитоносных» растворов сверху, в трещиноватые и пористые породы на дне нижнеюрского моря.

IX. Явления хлоритизации гидроокислов железа и кальцита

Интересное новообразование хлорита, явно замещающего буро-железистые гидроокислы, наблюдалось нами в коре выветривания змеевиков.

В зоне мелких хромитовых тел на левом берегу р. Малки аподунитовый змеевик в зоне дрелнего выветривания подвергся полному разложению с образованием нонтронитов и карбонатов, а главным образом — охристожелтой или красно-бурой массы гидроокислов железа.

Под микроскопом видно, что в мелких неправильных трещинках или округлых полостях хромита имеются агрегаты пластинчатых кристалликов брусита, образовавшихся в период выветривания на глубине или, может быть, еще вслед за самим хромитом, в гидротермальную стадию, подобно крупным выделениям брусита в трещинах хромитов на Больпюй Лабе. К более поздним, гипергенным образованиям относятся выполнения пустоток (2-3 мм в поперечнике) червеобразным бледнозеленым, едва плеохроирующим хлоритом. Он обраста ет также стенки хромитовых пустот и расширяющихся трещинок тонкой каемкой; его сегментированные ленты образуют кольца и сложные петли, имеющие в своих ядрах остаточные гидрогетитовые комочки с изрезанными краями. Хлорит при этом не только рассекает вмещающую буро-железистую массу, но местами явно ее замещает. Каждый хлоритовый шнур состоит из мельчайших, плотнопримыкающих одна к другой пластинок, перпендикулярных к длине шнура и развитых по Ng. Очевидно, что это — оптически отрицательный, железистый хлорит.

В светлобурой плотной охристой зоне коры иногда можно наблюдать нисходящие светлозеленые ветвящиеся хлоритовые струи, клиновидные участки и пятна хлорита в гидрогетитовой массе. Микроскопическое исследование показывает здесь процесс замещения мелкочешуйчатым, низко двупреломляющим хлоритом гидрогетита, который подвергся инфильтрационно-метасоматическому возлействию «хлоритоносных» растворов (с MgO, Al₂O₃, SiO₂) со стороны развитых поверх коры озерно-болотных бассейнов.

Местами зеленые и синевато-зеленые чешуйчатые хлориты развиты отдельными пятнами, струйками, вкраплениями пластинок в карбонатизированной коре выветривания змеевиков. И макроскопически и микроскопически они производят отчетливое впечатление развитых за счет кальцита. Таким образом, здесь имела место метасоматическая хлоритизация карбонатов. Отметим, что Б. П. Кротов (1942) указывает широко развитые процессы хлоритизации карбонатов в Халиловском районе.

В нижних зонах ожелезненной и нонтронитизированной змеевиковой коры встречаются на Малке участки тонкосланцеватых переслаивающихся хлоритовых и серпентиновых пород. Трудно в ряде случаев определить, имеем ли мы здесь дело с непосредственной хлоритизацией змеевика или в хлорит (под влияним инфильтраций) превращены более ранние нонтро-



Фото 33. Хлорит бледнозеленый тонкоагрегатный, местами розетковидный, выполняет полости, на стенках которых ранее выделились призмочки ломонтита. Шлиф 803, 19-38; увел. 46



Фото 34. Стяжения магнетита и гидрогетита окаймлены тонкой лентой хлорита, который выполняет и промежутки между стяжениями; внутри хлорита — белые остаточные кальцитовые участки с бурожелезистым ободком; местами они тоже пронизаны тончайшим войлоком хлоритовых чешуек. Шлиф С-Гд- 237, 1948; увел. 90.



Фото 35. Светлые пластинки хлорита ранней генерации в буро-зеленой, более поздней хлоритовой массе мелкоконкреционных пород. Шлиф 106, 1948; увел. 365.



Фото 36. Хлориты инфильтрационно-осадочные (из конкреционных континентальных осадочных пород) с разной структурой (розетковидные, длинноволокнистые, тонкочешуйчатые) и степенью раскристаллизованпости. Шлиф С-Г-397, 1947; николи +, увел. 76.

нитовые или гидрогетитовые продукты его выветривания. С. И. Талдыкин пришел к выводу, что в некоторых случаях развитие чешуек и агрегатов хлорита в Малкинской змеевиковой коре имеет характер образований более поздних, чем гидроокислы железа.

Значительный интерес представляют в конкреционных осадочных породах: a) явления магнетитизации и хлоритизации гидроокислов железа и б) метасоматическое замещение кальцита хлоритом.

Светлая красно-бурая (в отраженном свете, С-Гд-237) гидрогетитовая масса содержит (видимые под микроскопом) округлые стяжения, сплошные или полые, в виде магнетитовых сплошных или прерывистых колец, внутри которых сохранился еще остаточный гидрогетит, пронизанный и частично замещенный по трещинкам магнетитом. Порода изобилует неправильными по форме — удлиненными и причудливо извилистыми пустотами (табл. XVII, фото 34), стенки которых покрыты (перпендикулярно) инкрустацией тонколепестковых неделимых хлорита длиной около 0.02 мм, поверх которого — тонкая ленточка гидроокислов железа, а далее кальцит, выполняющий внутреннюю часть полости. Хлорит здесь явно более поздний; он замещает кальцит, от которого внутри хлорита сохранились только остаточные участочки. Кроме лепестковой хлоритовой каймы, внутри некоторых пустот находится тонкий войлок этого же хлорита, обнаруживающий при скрещенных николях довольно правильную, почти прямоугольную (по ромбоэдрическим трещинкам кальцита) решетчатую микротекстуру.

Хлорит бледнозеленый, Nm = 1,580; Ng — Np = 0,004 до 0,007; развит по Ng; угасает прямо; цвета интерференции аномальные; состоит из мелких пластиночек, часто перекрещивающихся, с микровойлочной структурой.

Во многих слоистых хлоритовых породах этого района встречается кальцит в виде мелких зернышек, которые местами явно замещаются хлоритом. Тонкоагрегатные струйки и пятна хлорита также нередко проникают и частично замещают кальцитовую массу, образующую цемент между стяжениями и оолитами гидрогетита и гидрогематита.

Развитие хлоритов неравномерно распределенными пятнами, ветвящимися струйками за счет буро-железистого (глинисто-железистого) вещества происходит как в цементирующей массе, так и в центральных частях красно-бурых стяжений, которые становятся при этом плотными зелеными или мелкозернистыми зеленовато-серыми. Для этих хлоритов Nm = 1,573 — 1,575.

Своеобразная хлоритизация гидроокислов железа отмечена нами для многих участков по р. Малке, где гидроокислы железа местами замещаются и магнетитом.

По данным Б. П. Кротова (1942), гипергенная хлоритизация гидроокислов железа имеет место и в Халиловском районе, где хлорит частично или полностью замещает не только цементирующую гидрогетитовую массу, но и конкреции, состоящие из гидроокислов железа.

В широком и многообразном процессе гипергенной хлоритизации змеевиков и продуктов их выветривания и разложения значительную роль, повидимому, играло образование хлоритов за счет тонкой (коллоидальной) смеси частиц гидроокислов железа (с положительным зарядом) и кремнезема (с отрицательным зарядом), содержащих в себе адсорбированные соединения магния, никеля и др. Хлоритообразование, очевидно, протекало здесь в условиях восстановительной среды, при химически активной роли разлагавшегося органического вещества.

При рассмотрении вопросов об осадочном хлоритообразовании С. Д. Попов (1949) пришел (на основании геологических наблюдений и некоторых экспериментов) к выводу, что наиболее обычным и распространенным способом образования гидрогетитовых стяжений и оолитов является совместное осаждение гелей гидроокиси железа и кремнезема, адсорбирующих основания. Процесс образования осадочных хлоритов связан уже с дальнейшими превращениями и раскристаллизацией этого сложного коагеля. По мнению Попова, органическое вещество играет в подобных случаях (восстановительная среда!) существенную роль, а образовавшийся сложный комплексный гель (с довольно определенными соотношениями RO : R₂O₃ : SiO₂), под влиянием давления и растворов, образует химическое соединение — хлорит.

Х. Хлориты осадочные и их отношения к сидериту и магнетиту

1

В самом начале образования озерно-болотных нижнеюрских осадков, местами, поверх коры выветривания малкинских змеевиков, отложился сидерит в форме плоских прерывистых линз. Сидерит инфильтрационно проник также в подстилающую разрыхленную и трещиноватую кору выветривания и метасоматически частично заместил там и самый мало измененный змеевик, и продукты его древнего выветривания.

Однако до отложения сидерита кора выветривания во многих местах была уже обогащена хлоритом, который замещал зерна бастита, а также всю серпентиновую массу в целом, выделяясь в виде мелких гнездышек и тонких инфильтрационных прослойков и жилочек среди тонкоплитчатого змеевика. Хлоритизация эта, связанная с пропессами выветривания и формированием самой коры, а главным образом приуроченная уже к осадочному циклу (т. е. метасоматическая), была быстро подавлена выпадением в осадок сидерита, который метасоматически заместил собой не только змеевик, но и ранее выделившийся там хлсрит. Последующее выветривание превратило сидеритовые тела в осадочном слое и в змеевиковой коре в скорлуповато-жеодистые гидрогетитовые образования, внутри которых нередко сохранились остатки серовато-зеленого кристаллического сидерита.

Повидимому, инфильтрация сверху более поздних, глиноземистых растворов привела к образованию в коре (между буро-железняковыми скорлупами) и в охристой массе (между выделениями сидерита) довольно обильных чешуек и прожилков зеленого, ярко поляризующего (Ng — Np = 0,020) нонтронита (бейделлита).

Микроскопическое исследование сохранившихся от окисления зеленовато-серых или зеленовато-бурых ядер и сидеритовых прослоев и линз в коре отчетливо показывает, что частично окисленный сидерит сохраняет петельчатую микротекстуру замещенных им змеевиков. Среди неправильно лапчатых зерен сидерита встречаются мелкие остаточные обрывки бледнозеленого или буро-зеленого волокнистого хлорита, в котором имеются зерна и прерывистые, изогнутые нити магнетита. Морфологически этот хлорит с магнетитом совершенно аналогичны метасоматически ожелезненному (хлоритизированному и магнетитизированному) змеевику. Вокруг остатков хлорита с округло-извилистыми, изъеденными контурами нередко имеется бесцветная каемка сидерита из удлиненно-скаленоэдрических кристалликов, которые расположены перпендикулярно к поверхности нарастания (тип «друзовой» структуры).

Сидеритовые ядра, мало окислившиеся или совсем свежие, нередко состоят главным образом из хлорита и сидерита. Встречается небольшая примесь гидроокислов железа и растрескавшихся зерен красно-бурого

хромшпинелида, замещенного обычно с периферии магнетитоподобным минералом. В проходящем свете карбонат железа имеет пятнистую буроватую окраску от неравномерного распределения вторичных, тонкораспыленных железистых гидроокислов.

Сидерит явно замещает и как бы «пропитывает» основную (более раннюю) хлоритовую массу. Последняя «просвечивает» сквозь сидерит, располагаясь среди него в виде мелких пятен и полосок с изъеденными краями, образуя бахромчатые остаточные ленточки, обнаруживающие местами своеобразную сетку — кружево. Встречаются также довольно крупные (длиной до 0,5 мм) сплошные чисто хлоритовые микроскопические участочки; изредка можно видеть остатки хлоритизированных баститовых зерен и обрывки хлоритизированного серпентинита, сохранившего еще свою петельчато-волокнистую (хризотиловую) микротекстуру.

2

В хлоритово-сидеритовых конкреционных осадочных породах иногда ясно различаются (табл. XVIII, фото 35) две генерации хлорита. Темнозеленый изотропный хлорит (с Nm около 1,630) содержит очень много мельчайших табличек бесцветного хлорита, местами им буквально переполнен. Эти таблички имеют размеры в пределах 0,05 мм, слегка вытянуты по Ng и обладают совершенной спайностью, параллельной удлинению; гаснут прямо. Показатель их преломления близок к 1,575, а двупреломление равно 0,010.

Повидимому, этот хлорит соответствует более слабой и более ранней стадии хлоритизации змеевиков, может быть связанной с формированием самой коры выветривания. Он почти чисто магнезиальный и безжелезистый, и его тонкоспайные пластинки, возможно, представляют собой части разорванных, измельченных (по спайности), почти бесцветных хлоритовых сильно сегментированных лент.

Интересно отметить, что в Халиловском районе на Урале среди юрских осадков встречаются прослои изотропного хлорита, в котором находятся включения мелких одиночных шестигранных пластинок или толстых коротких табличек кристаллического хлорита более ранней генерации. Б. П. Кротов (1942) объясняет это длительностью процесса хлоритизации с менявшимся количеством и концентрацией притекавших растворов. При этом выделение мелких одиночных кристаллов сменилось потом образованием сплошной массы изотропного хлорита.

Микроскопическое исследование конкреций из нижнеюрских осадков в Малкинском районе в ряде случаев ясно показывает, что они состоят из нескольких генераций хлорита, сидерита и магнетита.

Конкреции имеют разную (округлую и угловатую) форму, и их размеры колеблются от долей до 1—2 мм, редко достигая 4—6 мм в поперечнике. Они бывают мономинеральными (хлоритовыми, сидеритовыми, магнетитовыми) или характеризуются сложным составом. Можно часто наблюдать скорлуповато-концентрическое строение стяжений, когда внутренняя часть их — хлоритовая, а наружная кайма — магнетитовая. Местами хорошо видно замещение хлорита магнетитом, который точечными струйками и пятнами проникает в поле хлорита, оставляя внутри себя только его остаточные неправильные участочки или ядро. Гораздо реже, но все же удается наблюдать более или менее значительное замещение в конкрециях хлорита сидеритом и сидерита — магнетитом. Подобные же соотношения (магнетит -> сидерит -> хлорит) хорошо видны и в минеральной массе, цементирующей конкреции. Вокруг некоторых магнетитовых стяжений имеются венчики из сидерита или хлорита; часто вся порода сетчато пронизана тончайшими жилочками бълее позднего сидерита. Все эти железистые минералы окисляются и переходят в окислы и гидроокислы железа.

Отметим, что изучение указанных выше соотношений железистых минералов подчас усложняется и затрудняется еще тем, что, помимо отличия в возрасте (табл. XVIII и XIX, фото 36—38), хлориты одного и того же периода образования и генетического типа очень непостоянны по внешнему виду, оптическим свойствам и химическому составу.

XI. Химический состав малкинских хлоритов, его графическое изображение и зависимость от генетических типов

1

Химические анализы (табл. 32) отобранных и очищенных от примесей хлоритов были произведены А. Чичериным и Л. Н. Герасимовой в Центральной химической лаборатории (заведующая С. В. Пестель) Министерства строительных материалов (Москва), а также К. П. Благородовой и А. С. Трусовой в Химической лаборатории (заведующая К. Г. Бакулина) Северо-Кавказского геологического управления (Ростов-на-Дону).

Сопоставляя между собой состав хлоритов одинаковых и различных генетических типов и положений в геологическом разрезе Малкинского района, мы обнаружили почти постоянное относительное содержание кремнезема в хлоритах одного и того же происхождения и закономерное изменение этого содержания от одного генетического типа к другому. Одновременно с этим количество всех других компонентов у хлоритов каждого генетического типа резко колеблется. Особенно наглядно эта специфическая зависимость состава от способа и условий образования проявляется при однотипных пересчетах валовых анализов хлоритов на их структурные химические формулы (см. гл. 15).

Таким образом, судя по имеющимся в нашем распоряжении данным, хлориты из метасоматической зоны изменения змеевиков по характеру своих тетраэдрических структурных слоев относятся к прохлоритам (Si_{IV}=2,79). Выше, в зоне осадконакопления, в аргиллитоподобных породах содержание кремния в кремнекислородных листах хлоритов, лежащих непосредственно на змеевиках или змеевиковой коре, снижается в среднем до 2,46 (тип корундофиллита). Еще выше, в зоне конкреционнооолитовых осадочных пород устойчиво выдерживается тип клинохлора (Si_{IV}=3,02).

Местами в верхних частях этих двух осадочных зон, вблизи хлоритовокаолинитово-бемитовых пород, встречаются хлориты с Si_{IV} = 2,14, по составу близкие к амезиту и, может быть, в своей структуре имеющие уже каолинитовые (галлуазитовые) черты.

Обоснованный (см. гл. 16) и примененный нами для изучения малкинских и других хлоритов метод расчета и кристаллохимического истолкования химических анализов показал, что правильно вычисленные структурные формулы хлоритов только обнаруживают не внутренние закономерности в химическом составе минералов и широкие колебания в содержании отдельных компонентов в их октаэдрических слоях, но и дают четкие «константы» (Si_{IV}), устойчиво характеризующие хлориты, происшедшие здесь в однотипных геологических и геохимических условиях.

Для распространения этого положения на более широкий круг геологических условий необходимы еще дополнительные исследования с привлечением новых материалов и районов.

Однако есть серьезные основания рассчитывать, что состав тетраэдрических слоев и количество Si_{IV} в решетках хлоритов окажутся пригод-



Фото 37. Хлориты инфильтрационно-осадочные (из континентальных конкреционных осадочных пород) разных генераций; видно, что крупнопластинчатый жильный хлорит частично замещается более поздним мелкочешуйчатым хлоритовым агрегатом. Шляф С-Г-395, 1947; николи +, увел. 76.



Фото 38. Псевдоморфозы лимонита по сидериту, с тонкой оторочкой более позднего хлорита, из расслоенной и ожелезненной коры выветривания змеевиков. Шлиф 52, 1948; увел. 46.

Химические анализы и структурные формулы малкинских хлоритов

Таблица 32

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	34,78 0,16 10,20 10,16 0,21 22,91 Следы 6,85 0,25 0,23 0,40 0,08 Her 13,10	29,90 Нет 21,32 19,14 Следы 8,755 Нет 6,15 0,70 — 0,28 0,08 Следы 12,76 — 0,20	31,79 Нет 18,35 2,32 0,38 15,09 Следы 20,60 0,17 0,17 Нет — 10,13	28,53 0,32 14,28 10,93 0,48 25,99 0,04 10,02 Her 0,28 0,30 0,12 Her 8,59 -	27,74 0,45 19,71 3,68 0,78 35,34 0,13 1,98 Her 	29,22 0,29 24,45 13,87 0,30 6,66 Следы 6,82 2,44 — 0,54 8,98 – 8,98	29,89 0,38 22,36 6,14 0,32 8,38 Следы 16,68 0,70 — 0,27 10,44 	29,46 0,90 17,31 8,91 0,06 20,10 Her 12,43 Her Her 7,19 1,50	26,68 Her 16,76 6,89 0,611 21,34 Her 14,64 0,31 - 11,82	24,68 0,21 1,96 28,29 0,04 16,12 Следы 17,14 1,26 — 0,20 Нет 0,49 9,60	25,94 13,19 16,47 0,21 19,51 9,77 1,80 	25,00 0,02 16,45 17,08 0,20 13,96 0,40 11,15 1,59 	25,86 0,68 23,71 17,51 Her 11,67 Her 4,25 0,60 	22,40 0,14 21,12 6,50 0,48 23,24 Her 11,54 1,60 	22,07 0,22 20,44 11,24 0,83 23,22 0,02 9,17 0,20 0,36 0,30 0,03 	23,88 0,16 29,02 9,29 0,96 18,53 Her 4,42 1,80 	20,51 0,17 17,30 16,24 1,25 17,47 0,43 11,69 1,41 0,19 0,15 10,53	20,29 1,02 23,20 13,78 0,94 16,24 12,78 0,07 - 0,11 - 0,10 11,12 -	19,58 1,27 23,12 13,98 0,89 16,32 0,06 11,53 0,08
<u>H₂O</u> Сумма	100,18	99,68	1,41 100,41	99,88	99,86	6,64 100,21	4,47	2,34 100,20	1,16 100,21	0,36	$\frac{1,92}{100,03}$	3,88	0,60 99,74	1,50 99,54	1,25	1,72 99,65	1, 38 98,72		<u>1,71</u> 99,81
Ионы Si Al Fe····} Ионы Al	3,77 0,23 1,07	3,08 0,92 1,65	3,11 0,69 1,28	3,03 0,97 0,81	3,02 0,98 1,54	3,00 1,00 1,97	3,01 0,99 1,67	3,01 0,99 1,10	2,85 1,15 0,96	2,80 1,20 0,27	2,87 1,13 0,59	2,73 1,27 0,82	2,81 1,19 1,84	2,45 1,55 	2,42 1,58 1,06	2,50 1,50 	2,30 1,70 0,58	2,16 1,84 	2,12 1,88 1,07
Fe··· Cr Fe·· Mn Mg	$ \begin{array}{c c} 0,01\\ 0,01\\ 2,06\\ \hline 1,11\\ \end{array} $	1,48 0,73 0,94	0,17 0,02 1,24 3,00	0,03 0,87 0,04 2,29 1,58	0,03 0,07 3,21 0,01 0,32	1,07 0,02 0,57 1,04	0,03 0,46 0,02 0,70 2,51	0,69 0,05 1,71 1,89	0,54 0,07 1,91 2,35	1,14 1,50 2,89	1,37 0,01 1,80 1,61	1,40 0,01 1,27 0,04 1,81	1,35 1,03 0,69	0,01 0,54 0,04 2,08 1,88	0,02 0,92 0,08 2,13 1,50	0,01 0,73 0,08 1,55 0,70	0,01 1,36 0,11 1,61 0,04 1,94	0,08 1,10 0,07 1,44 2,02	0,10 1,13 0,08 1,47 0,01 1,86
$\frac{Ca}{Y}$	0,03 5,13	0,06 4,86	0,02 5,73	 5,62	 5,49	0,21 4,90	0,04 5,43	 5,51	0,03 5,86	0,09 5,91	0,21 5,59	0,17 5,52	4,97	0,16 5,88	0,03	0,13 5,28	0,15 5,80	<u>.</u> 5,76	5,72
OH	8,0 10,0	8,0 10,0	6,60 10,70	5,70 11,15	6,40 10,80	6,20 10,90	7,0	4,90	8,00 10,00	7,20 10,40	7,10	7,40	8,0 10,0	7,60	8,00 10,00	6,00 11,00	7,80 10,10	7,60 10,20	8,00 10,00

86

Пояснения к таблице 32 химических анализов хлоритов реки Малки

1 — хлорит светлозеленый сферолитовый из хлоритово-кальцитовых прерывистых прослоев среди полосчатых метасоматических пород; 1946, обр. С-Х-1.

2 — хлорит осадочный метаколлондальный плотный черно-зеленый, сдавленный, в верхней части хлоритовых метасоматических пород; ср. анализ 3; 1948, обр. С-Х-25.

3 — хлорит черно-зеленый метаколлоидально-осадочный, сдавленный, на метасоматических хлоритово-магнетитовых породах; ср. анализ 2; 1949, обр. С-Х-29.

4 — хлорит из темнозеленой крупноконкреционной осадочной породы; 1946, обр. С-Кр-88.

5 -- хлорит из темнозеленой крупноконкрепионной осалочной породы; 1948, обр. С-Гд-252.

6 – хлорит кремово-зеленый из пологих, почти мономинеральных прослоев среди крупнобобовых осадочных пород (внизу); 1947, обр. С-Т-451.

7 - хлорит светлозеленый, оттуда же (вверху); 1947, обр. С-Т-428.

8 — хлорит зеленый из плотного (аргаллитоподобного) прослоя в верхней части мелкоконкуреционной осадочной породы; 1947, обр. С-Г-384.

9 — хлорит зеленый метасоматический из полосчатых хлоритовых пород; 1948, обр. М-63.

10 — хлорит темнозеленый из метасоматических плотных хлоритовых пород с тонко распыденным магнетитом; 1948, обр. С-Гд-39.

11 — хлорит темный буровато-зеленый из плотных хлоритовых пород в нижней части метасоматической толщи; 1948, обр. 1209/78.

12 — хлорит темновеленый из плотной однородной хлоритовой метасоматической породы; 1946, обр. 170.

13 — хлорит светлый желтовато-зеленый из плотной метасоматической мономинеральной хлоритовой породы; 1948, обр. С-М-13.

14 — хлорит светлозеленый из осадочной аргиллитоподобной хлоритовой породы (без конкреций); нижняя вона; 1946, обр. С-Ка-993.

15 — хлорит зеленый из осадочной аргиллитоподобной (без стяжений) хлоритовой породы; еерхняя вона; 1946, обр. С-Кв-995.

16 — хлорит темнозеленый из плотной хлоритовой породы (без стяжений) в нижней части осадочных конкрепионных пород; 1947, обр. 436.

17 — хлорит зеленый, плотный, однородный, из осадочных аргиллитоподобных хлоритовых пород; 1946, обр. Кв-107.

18 — хлорит зеленый из верхних горизонтов осадочной хлоритовой породы с неравномерным распределением конкреций в плотной хлоритовой массе; 1946, обн. 1.

19 - хлорит зеленый, оттуда же, обн. 1, 1946.

ными для уточнения физико-химических условий генезиса, в частности для детализации и сопоставления между собой хлоритовых геохимических осадочных фаций, для корреляции геологических разрезов и для прослеживания хлоритоносных гидротермальных зон.

Из рассмотрения приведенных анализов и структурных формул малкинских хлоритов ясно видно и то, что в октаэдрических слоях широко развиты изоморфные замещения не только ион за ион (Al — Fe^{•••} — Cr; Fe^{••} — Ni — Mg и др.), но и эквивалентно — группа ионов за группу ионов (R₃^{••} — R₂^{••}), а также O \rightarrow 2 (OH).

2

Для более наглядного представления химического состава малкинских хлоритов, их положения среди обширной группы хлоритовых минералов, выявления их кристаллохимических черт мы составили три диаграммы.

На диаграмме с параметрами R"/«Si» и R"'/«Si» (где «Si» = Si + Al_{IV}+ + Fe^{TIV}=4) фигуративные точки состава малкинских хлоритов ложатся на линиях, соответствующих различным значениям Si_{IV} (3,00; 2,50; 2,00), параллельных основной линии антигорита — паракаолинита (Si_{IV} = 4) и отдаляющихся от нее (параллельно) по мере возрастания в тетраэдрических слоях количества трехвалентных ионов (R"). Эта диаграмма не только отражает состав тетраэдрических слоев хлоритовых решеток, но также очень отчетливо показывает количественные отношения в их октаэдрических слоях двух- и трехвалентных катионов. Здесь, в частности, с полной очевидностью выявляется изоморфизм R_2^{T} — R_3^{T} (фиг. 3). Изоморфные отношения типа $R_3^{"} - R_2^{"}$ в октаэдрических слоях видны также и на диаграмме с координатами RO : SiO₂ и R₂O₃ : SiO₂. Но здесь гораздо сильнее и отчетливее отражаются вариации в составе кремнекислородных листов, совершенно ясно вырисовываются ($R_3^{"} - R_2^{"}$)изоморфные ряды хлоритовых минералов, видны и взаимоотношения



Фиг. 3. Диаграмма состава октаэдрических слоев у хлоритов малкинских и халиловских а — хлориты Малки; б — хлориты Халилова

последних с другими минеральными группами. При помощи этих диаграмм удобно сопоставлять между собою характерные общие кристаллохимические черты хлоритов из разных месторождений, а также хлоритов, различных по типам генезиса (фиг. 4; см. также табл. 33 и фиг. 25).

Для получения детальной картины геохимического состава и кристаллохимического строения хлоритов мы составили также диаграмму (фиг. 5) атомного состава октаэдрических и тетраэдрических слоев хлоритов Малки. Такая же диаграмма составлена нами для хлоритов Халилова (фиг. 6) и для хлоритов из гидротермальных кварцевых жил и из бокситоносных осадков (фиг. 7).

Сравнение кристаллохимических диаграмм хлоритов Малки и Халилова показывает, что первые богаче Fe^{**}, а вторые — Fe^{***} (последнее, впрочем, для Халилова отчасти связано с тончайшей примесью гидрогетита). В октаэдрических пакетах малкинских хлоритов более существенна также роль Mg и Al. Магний здесь не только изоморфно связан с Fe^{**}, но его



Фиг. 4. Диаграмма состава хлоритов (по Д. П. Сердюченко, 1948) а — по анализам до 1927 г.; 6 — по новым данным.



Фиг. 6. Диаграмма атомного состава хлоритов Халилова.

.90



Фиг. 7. Диаграмма атомного состава хлоритов а — из кварцевых жил аяьцийского типа; 6 — из бокситоносных осадочных пород.

Таблица 33

№ анализа	$R_3O_6:SiO_3$	RO : SiO,	R…/«Si»	R…/«Si»
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19	$\begin{array}{c} 0,29\\ 0,65\\ 0,38\\ 0,45\\ 0,49\\ 0,68\\ 0,52\\ 0,48\\ 0,52\\ 0,48\\ 0,52\\ 0,48\\ 0,54\\ 0,64_{5}\\ 0,80\\ 0,68\\ 0,60\\ 0,88\\ 0,82\\ 0,96\\ 1,00\\ \end{array}$	0,84 0,54 1,38 1,28 1,17 0,61 1,08 1,20 1,50 1,60 1,26 1,21 0,62 1,68 1,29 0,95 1,63 1,60 1,58	$\begin{array}{c} 0,49\\ 0,78\\ 0,38\\ 0,44\\ 0,49\\ 0,77\\ 0,54\\ 0,48\\ 0,39\\ 0,36\\ 0,49\\ 0,56\\ 0,49\\ 0,56\\ 0,81\\ 0,44\\ 0,52\\ 0,72_{5}\\ 0,56\\ 0,51_{5}\\ 0,56\\ 0,59_{5}\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,80\\ 0,42\\ 1,07\\ 0,97\\ 0,89\\ 0,45_{5}\\ 0,81\\ 0,90\\ 1,07\\ 1,10_{5}\\ 0,90_{5}\\ 0,82\\ 0,43\\ 1,08\\ 0,88\\ 0,59_{5}\\ 0,93_{5}\\ 0,83_{5}\\ 0,83_{5}\\ \end{array}$

Координаты хлоритов Малки

резкие колебания в составе решетки явно (изоморфно) влияют на изменения (обратные по знаку) в содержании Al (и Fe^{...}).

Для халиловских хлоритов характерно незначительное и притом почти постоянное количество Mg в октаэдрических слоях. Замещения Mg — Fe^{**} здесь почти не выражены. Однако ясно видна обратная зависимость между количеством Al и Fe^{***} в октаэдрических слоях, т. е. изовалентный изоморфизм Fe^{***} — Al.

Следует считать, что такого рода кристаллохимические диаграммы для хлоритов (и других минералов со слоистыми решетками — слюд, монтмориллонитов и др., а также для амфиболов и других силикатов переменного состава) могут очень существенно помогать в сопоставлении различных минеральных, в частности хлоритовых, «провинций» и в выявлении их генетических и геохимических особенностей.

На кристаллохимической диаграмме (фиг. 5) хлоритов Малки мы показали изменение суммы валентностей (катионных зарядов) в октаздрических слоях. Ясно видно, что эта кривая представляет собою зеркальное отображение кривой содержания R[™] в тетраздрических слоях хлоритовых решеток; сумма октаздрических валентностей растет параллельно с увеличением R[™]_{IV}, так как октаздрические катионы своими избыточными зарядами компенсируют уменьшение (+)-зарядов от замены части Si на R[™] в тетраздрических слоях.

На диаграмме отчетливо видны значительные колебания в количестве ионов шестерной координации в зависимости от числа двух- и трехвалентных катионов: с увеличением R[™] общее число R_{VI} уменьшается, так как R[™]₂ → R^{*}₃.

* *

Значительный интерес представляет то обстоятельство, что осадочные и осадочно-метасоматические хлориты р. Малки, отличающиеся обычно высоким содержанием закисного и окисного железа, слабой раскристаллизованностью, дисперсностью и метаколлоидальностью, очень мало устойчивы в отношении минеральных кислот. Этим, в частности, они отличаются от более совершенно раскристаллизованных гидротермальных хлоритов, главную роль в составе которых играют обычно, кроме кремнезема, магнезия и глинозем.

При обработке (Э. С. Залманзон) наших хлоритов (образцы 428, 995, 993, 384 и 170) слабой (5%-ной) соляной кислотой только с пятиминутным кипячением обнаружилось, что они при этом разлагаются, и все содержащееся в них закисное железо полностью извлекается.

Гораздо более устойчивы эти же хлориты в уксусной кислоте. В частности, образец осадочного хлорита (993), содержащий FeO — 20,21%, при нагревании его на кипящей воляной бане в 24%-ной уксусной кислоте потерял через 1,5 часа — 0,90%, через 3 часа — 1,87%, через 5 часов — 2,19% FeO.

Отметим также, что в процессе изучения хлоритов некоторые из них (384, 428, 993 и др.) мы обрабатывали на холоду относительно крепкой ($\approx 20\%$ -ной) соляной кислотой. При этом тонкие пластинки и агрегаты зеленых хлоритов обесцвечивались, а остаточные кремнеземистые светлосерые чешуйки с едва уловимой поляризацией или совсем оптически изотропные, с низким (почти «опаловым») светопреломлением представляли собою, скорее всего, кремнекислородные листы хлоритовых решеток, более устойчивые (см. гл. 15), чем октаэдрические структурные слои.

ТЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ХЛОРИТОВ В РАЙОНЕ р. МАЛКИ

1

В преднижнеюрское время кора выветривания на змеевиках р. Малки подверглась частичному размыву вследствие, повидимому, слабого омоложения рельефа и снижения базиса эрозии. Отчасти самые змеевики, а главным образом сформировавшиеся на них зоны коры были местами размыты, а продукты их разрушения переотложены в эрозионных корытообразных впадинах и котловинах. В континентальной части морского побережья, в зоне развития пологих широких котловин и узких балок, вслед за этим образовались лагуны и озерно-болотные водоемы, может быть в связи с небольшим новым эпейрогеническим погружением. Разделенные друг от друга барьерами из пород, уцелевших от предшествующего размыва, эти бассейны, очень близко расположенные один от другого, могли отличаться и в действительности отличались геохимическими условиями и продуктами осадконакопления. Сюда прежде всего поступало железо, а также кремний, магний и другие элементы, приносимые в растворе из области змеевиков и змеевиковой коры. Сюда же сносились и крупные обломки и тонкий шламм, состоящий из почти свежих или уже сильно измененных змеевиков (ожелезненных, нонтронитизированных, карбонатизированных, окремненных). В формировании таких обломочных накоплений принимали также участие и характерные минералы всех указанных выше зон коры, свободные от остатков материнской породы, а также такие устойчивые минералы из змеевиков, как магнетит, хромит, хромовая шпинель. Никаких обломочных материалов, чуждых вмещающим ультрабазитам, здесь, как правило, нет.

Железо, как показали работы последних десятилетий (Ферсман, 1937; Moore a. Maynard, 1929; Пустовалов, 1933; Страхов, 1947 и др.), может переноситься поверхностными и грунтовыми водами на далекие расстояния не только в виде легкорастворимых закисных соединений (сульфата, хлорида и др.¹), но и в виде коллоидальных растворов гидроокисей. Последние особенно устойчиво удерживаются в растворах в присутствии защитных органических коллоидов и золей кремнезема (при рН≥7). Закисное и окисное железо в составе сложных и разнообразных железоорганических соединений также может перемещаться на далекие расстояния.

Большую роль в миграции значительных масс железа местами играет его перенос в виде тонкой взвеси (мути), как это отмечает, в частности, Н. М. Страхов (1947).

Для Малкинского района с близким источником железа (относительно богатые им змеевики, охристо-железистые породы коры) этот способ переноса и концентрации железа играл, повидимому, весьма существенную роль. Это подтверждается, в частности, тем обстоятельством, что во многих случаях хлоритообразование развивалось в озерно-болотных осадках за счет имевшегося на дне тонкого железисто-глинистого шламма.

В зависимости от глубины континентальных бассейнов, степени их проточности, условий питания их грунтовыми водами и поверхностными постоянными или временными потоками, в зависимости от количества поступающих в бассейны и разлагающихся органических остатков, мощности пропитанной водою кластогенной толщи — в одних бассейнах (или

¹ Грунтовые воды — гумусированные, с органикой и образующейся от ее окисления свободной углекислотой — могут, повидимому, церемещать железо в виде бикарбоната вакиси.

в более или менее изолированных частях одного бассейна), в их придонной части и в самом илу, мог господствовать окислительный режим, в других восстановительный. Палеогеографическая обстановка могла изменяться и безусловно во времени изменялась, как менялись при этом и геохимические условия бассейнов. Вот почему для железистых пород Малкинского района, в частности для хлоритовых накоплений, наблюдается неоднократная перекристаллизация выделившихся минералов, изменение их состава и свойств, а также замещение одних минералов другими, более устойчивыми в новых физико-химических условиях, наличие на разных участках, даже мало удаленных, хлоритов различного валового состава, несмотря на их приуроченность к одним и тем же частям геологического разреза. При этом (см. гл. 3) можно наблюдать, что зелено-бурые железистые хлориты замещались зелеными глиноземными, гидроокислы железа замещались хлоритами, последние местами вытеснялись сидеритом и т. д.

Участие гидроокислов железа в составе основной массы пород и в построении сложных оолитов, явные случаи их последующей хлоритизации и магнетитизации указывают на то, что местами, в определенные этапы своего развития, некоторые континентальные прибрежные бассейны имели в своей придонной части более или менее устойчивый окислительный режим.

Однако в подавляющем большинстве мелких бассейнов или в связанных между собою частях более крупных континентальных водоемов, при застойности вод и обилии разлагающихся растительных остатков, в их придонной и относительно глубокой, удаленной от прибрежного мелководья части господствовал (с самого начала или после предварительно развитого окислительного режима) весьма **устойчивый** восстановительный режим. В этих именно условиях, с одной стороны, частично или полностью разлагались обломочные минералы (змеевики и продукты их коры выветривания), а с другой — из молекулярных и коллоидальных растворов происходил синтез железистых хлоритов, а также шла метасоматическая хлоритизация продуктов механического разрушения змеевиковой коры и верхней части разрыхленных, трешиноватых и местами уже сильно измененных змеевиков.

2

В зависимости от местных, менявшихся во времени условий (количества органических остатков и углекислоты, концентрации растворенных веществ, величины кислородного потенциала и рН и др.), в одних континентальных водоемах происходило образование и накопление почти исключительно хлоритов, в других — хлоритообразование в той или иной степени сопровождалось выделением аутигенного сидерита или магнетита.

Из полевых наблюдений и результатов лабораторных исследований, описанных нами подробно в гл. 3, видно, что отличавшиеся по своему составу порции вновь притекавших в континентальные водоемы и опускавшихся сверху вниз минеральных растворов вызывали обычно более или менее значительную перекристаллизацию уже выделившихся минералов, в частности замещение хлоритов прежней генерации новыми хлоритами иного состава. В этих условиях ранние бурые, сильно железистые хлориты нередко замещались зелеными, более алюминиевыми хлоритами. Местами эти последние выделялись в виде пленок или волнисто-изогнутых лентовидных кристаллов, свободных от магнетита, вдоль почти горизонтальной расслоенности пород, а также в виде секториальных лучистых образований или округлых, местами как бы смятых сферолитов. Эти первичные образования и последующие превращения хлоритов сопровождались также многократным выпадением гипергенного магнетита. Во многих случаях
магнетит развивался засчет более ранних пластинок или агрегатов хлорита, явно его замещая и пронизывая сетью тонких жилочек.

Замещение магнетитом чисто хлоритовых округлых стяжений полностью или так, что сохранилось еще хлоритовое ядро или дугообразные остатки отдельных хлоритовых концентрических полосок, — явление обычное.

Формирование хлоритовых осадков почти всюду сопровождалось кратковременными, количественно незначительными выделениями сидерита. В нижней части осадочных отложений и в зоне метасоматическиинфильтрационных пород встречаются мелкие ветвящиеся жилки из ромбоэдрических бесцветных, а иногда зональных коричневато-бурых кристаллов. Карбонат этот пронизывает и замещает хлоритовую массу, проникая в нее отдельными кристаллами, сростками и быстро выклинивающимися жилками.

Минеральная природа этого более позднего карбоната не всюду одинакова: в одних случаях это доломит-анкерит, в других — доломит и кальцит. Образование этих карбонатных жилок и выделений кристаллических агрегатов связано, повидимому, с разложением органического вещества и местным повышением количества углекислоты в донных растворах. Образовавшиеся при этом бикарбонаты Са и Mg с растворами проникали в придонную зону расслоенных и трещиноватых змеевиков и образовавшихся за их счет метасоматических хлоритов и выделяли там (при своей неустойчивости, с потерей растворами свободной углекислоты) карбонаты кальция и магния. Замечательно при этом то обстоятельство, что во всех наблюдавшихся нами случаях такое проникновение доломитоанкеритовых и кальцитовых жилок в хлоритовую массу сопровождалось перекристаллизацией самого хлорита вблизи карбоната (стр. 42—49).

Хлорит становится при этом сплошь сферолитовым, и местами в нем видны неправильные остаточные участки тонколепесткового «материнского» хлорита. Как правило, более поздний сферолитовый хлорит бесцветный или слабо зеленоватый; его окраска бледнее, чем у раннего хлорита. Очевидно, это было связано со сбрасыванием части железа при перекристаллизации под влиянием углекислых растворов и сопровождалось в присутствии органических веществ метасоматическим выделением тонких корочек или широких полосок магнетита на ромбоэдрических кристаллах карбонатов, которые иногда совсем или почти совсем им замещались.

3

Сопоставляя между собой условия залегания, текстурные особенности и микроскопический облик аргиллитоподобных, почти мономинеральных хлоритовых пород и хлоритов в виде оолитов (с карбонатом, магнетитом н гидрогетитом), мы приходим к выводу, что в первых из них (см. гл. 3, разд. IV) наиболее сильно было развито образование хлоритов из молекулярных растворов и сложных коллоидальных смесей. Источником кремнезема, окислов железа, магния был при этом тонкий алевролито-пелитовый шламм змеевиков и продуктов их выветривания, совершенно разложившийся под влиянием органических и минеральных реагентов (например, серной кислоты и др.) в придонной зоне озерно-болотных всдоемов. Химический, в частности метаколлоидальный, синтез хлоритов играл здесь главную роль.

В микроскопических препаратах можно наблюдать, что в плотной, оптически почти недеятельной хлоритовой массе аргиллитоподобных пород имеются извилистые струйки и пятна ясно поляризующего, более крупноагрегатного и более раскристаллизованного хлорита. Возможно, что в отдельных случаях это — указание и на пути проникновения сверху последующих (например, алюмоносных) минеральных растворов. Еще более резко метаколлоидальный генезис хлоритов выражен в плосколинзовидных телах, в самом низу осадочной континентальной толщи (см. гл. 3, разд. III). Хлоритовая порода здесь дробится на неправильноостроугольные осколки, очень плотна, слабо раскристаллизована, пронизана многочисленными косыми трещинками с явными следами скольжения и смятия. Местами она обнаруживает ясную окремненность за счет коллоидального кремнезема, оставшегося неиспользованным после раскристаллизации сложного коагеля, а микроскоп устанавливает и присутствие в ней редких овоидальных сферолитов кварцина со сложноспутанным расположением нитей-игол. Здесь же имеются весьма своеобразные (артеритоподобные) взаимные проникновения метаколлоидальных хлоритов сургучно-красного и светлосерого. Их текстурный рисунок говорит о том, что они смяты и проникли друг в друга еще в полупластическом состоянии.

Рассматривая хлориты с конкреционной (оолитовой) структурой, мы должны отметить, что в этих континентальных образованиях концентрическое строение выражено в общем (за исключением немногочисленных типичных оолитов) довольно слабо. Движение, перекатывание ядра конкреции-оолита и обрастание его минеральным веществом, столь ясно выраженное обычно в прибрежно-морских осадках, формировавшихся в условиях очень подвижной водной среды [ср. (Berg), 1944], здесь, в озерноболотных водоемах, было очень ограниченным, слабым, а местами и совсем отсутствовало. Концентрическая структура стяжений то ясно наблюдается, то почти неуловима или совсем отсутствует. В последних случаях правильно шаровидные и овально-округлые стяжения производят впечатление эмульсиеподобных образований, возникших, например, при притекании кислых железистых растворов в щелочную среду (ср. эксперименты Рожковой и Соловьева, 1936). Такие же «эмульсиеподобные» хлоритовые шарики среди тонкозернистой сидеритовой цементирующей массы резко ограничены.

Конкреции часто не имеют ядер иного минерального состава, а погруженные в хлоритовую же цементирующую массу выглядят под микроскопом как сгустки того же хлоритового материала, возникшие в условиях раннего диагенеза. Форма таких хлоритовых конкреций неправильная; местами сложные карбонатно-гидрогетито-хлоритовые стяжения имеют зональную текстуру и фестончатые (очень неровные, «кружевные») края. В таких случаях совершенно очевидно, что образование и рост этих конкреций происходили не в условиях (даже слабо) движущейся среды, а в условиях диагенеза и собирательной кристаллизации в донном илу и в начальный период жизни сформировавшейся осадочной породы.

В процессе диагенеза и собирательной перекристаллизации¹ хлорит частично замещается магнетитом. Последний образует довольно крупные стяжения, причем можно наблюдать почти все стадии формирования такого стяжения — от слабой неравномерной пропитанности гидрогетитового, гидрогетито-глинистого или хлоритового сгустка тончайшей магнетитовой «пылью» до сливного магнетита — серо-синеватого и металлически блестящего в отраженном свете.

Между хлоритовыми стяжениями выпадал и более поздний хлорит, образуя тонколепестковые агрегаты маложелезистого или совсем безжелезистого состава (Nm = 1,590—1,580).

Ядра хлоритовых стяжений нередко представляют собою мелкие и относительно крупные обломки змеевика, почти не измененного или частично или полностью хлоритизированного.

¹ Как известно, собирательная перекристаллизация связана с растворением мелких кристаллов с большой относительной поверхностью; при этом освобождается поверхностная энергия. Вокруг мелких кристалликов среда недосыщена компонентами кристаллического зерна, а вокруг крупных кристаллов пересыщена. Вследствие этого первые растворяются, а последние увеличиваются в своих размерах, приобретая все меньшую удельную поверхность.

Довольно часто встречаются ложные конкреции, состоящие из частично окатанного обломка хлоритизированного змеевика. Очевидно, что в формировании этих конкреционных хлоритовых пород принимал участие в разной степени разложенный обломочный (алеврито-псаммитовый и более крупный) материал. Микроскопические или видимые невооруженным глазом обломки змеевика встречаются здесь довольно часто. В этой именно толще было, повидимому, довольно много органических (главным образом растительных) остатков, встречаемых и сейчас в виде, например, ожелезненных обломков древесины.

В ядрах хлоритовых конкреций, кроме змеевиков — свежих или измененных, иногда встречается зерно магнетита или шпинели; некоторые концентры (с довольно резкими границами) отличаются от соседних более бурой окраской, что, возможно, связано с периодичностью в выпадении хлорита и гидрогетита или с перерывом в росте конкреций и с частичным ее окислением. Обычно стяжения состоят из вытянутых вдоль немногих неравномерных по ширине концентрических зон чешуек и пластинок, развитых по Ng (в радиальном направлении оолитовой конкреции расположена Np), или из тонколепесткового, едва раскристаллизованного (метаколлоидального) агрегата, или из однородной, оптически изотропной хлоритовой массы без какой-либо ясной ориентировки неделимых.

4

Хлорит часто, местами очень сильно, вплоть до полной псевдоморфизации, замещается сидеритом или магнетитом. В ряде случаев наблюдаются более или менее значительные замещения сидерита магнетитом. Общий порядок образования на Малке этих минералов будет, следовательно, такой:

хлорит — сидерит — магнетит.

Этот порядок соответствует раннему выделению железистого хлорита (ферри-амезита и железистого стриговита) и более позднему — сидероплезита (магнезиального сидерита) в изученных нами девонских (D₂) осадках на южном Тимане. Последовательное образование железистого хлорита, сидерита и магнетита (с пиритом) известно и в девонских железистых осадках Лан-Дильской области.

Рассматривая вопрос об образовании железистых солитов в юрских (морских) отложениях Западной Европы, Кайе (Cayeux, 1922), Берг (Berg, 1944) и Деверэн (Déverin, 1945) приходят к выводу о последовательных метасоматических замещениях первоначально возникающего известкового оолита. Последний замещается сидеритом (магнезиальным сидеритом? — Д. С.), который в свою очередь замещается железистым хлоритом, а хлорит (в окислительных уже условиях) — гидроокислами железа. При изменении физико-химической обстановки, по мнению Деверэна, нередко вновь происходит хлоритизация гидрогетитовых оолитов. Однако в выводах о хлоритизации (метасоматической) гидрогетитовых оолитов необходима большая осторожность, так как здесь возможно обрастание новой хлоритовой каймой частично окислившегося (в конце предыдущего «цикла») хлоритового оолита. Так, например, в образцах оолитовых (морских) верхнемеловых осадков восточного склона Урала (из коллекции, собранной Б. П. Кротовым и Т. И. Столяровой в 1950 г.) при микроскопическом исследовании видно, что не редки случаи явного «залечивания» обломанных и частично окислившихся хлоритовых оолитов и обрастания их новыми (с ясной и четкой границей) концентрами свежего зеленого хлорита. По своему возрасту сидерит здесь обычно более ранний, чем включающие его солиты хлорита, но эта сидеритово-хлоритовая порода рассекается жилочками сидерита более поздней генерации.

На Малке, в условиях «лептохлоритовой» геохимической фации (Пустовалов, 1933), образование хлоритов происходило в условиях недостатка кислорода, на что указывает значительное или высокое содержание в их составе закисного железа. Хлоритообразование протекало при этом в среде со сниженной концентрацией водородных ионов (рН = 8-9). Это подтверждается значениями рН истирания для исследованных нами и для многих других хлоритов.

При формировании малкинских сидеритов геохимическая обстановка в придонной части континентальных бассейнов была существенно иной: дефицит кислорода еще больше усиливался, концентрация водородных ионов повышалась (рН истирания сидеритов менее семи), парциальное давление. углекислоты в растворах было очень значительным. Сидерит формировался в кислой восстановительной среде («сидеритовая» геохимическая фация Л. В. Пустовалова).

По сообщению А. В. Казакова, кристаллизация сидерита в условиях, близких к природным, имеет отрицательный окислительно-восстановительный потенциал (Eh), не превышающий 10 мв, а pH образования сидерита — около 6,2 и не выше семи.

Известно также, что большое содержание CO₂ в растворах обусловливает выпадение в осадок сидерита и в то же время способствует растворению карбонатов кальция и магния.

Формирование магнетита в гипергенных условиях на р. Малке происходило, повидимому, в связи с деятельностью природных кислот (органические и угольная кислоты, серная кислота), при недостатке кислорода, в условиях разложения органических остатков и связанной с ними органической и неорганической (пиритной) серы. В частности, магнетиту поверхностного происхождения на горе Магнитной (Каминская, 1951) сопутствуют мелантерит, копиапит (с рН истирания 3—4) и другие гидросульфаты железа, возникающие «на всей верхней части сульфатно-сульфидных руд»¹.

В мелкосолитовых хлорит-сидерит-магнетитсодержащих осадках, в буро-зеленой основной хлоритовой массе, встречаются спорадические включения мелких бесцветных или светлозеленых табличек хлорита более ранней генерации. Может быть, хлорит этого типа соответствует периоду выветривания змеевиков, до начала осадочного цикла.

Если к этому добавить, что и после сформирования хлоритового осадка местами шла его перекристаллизация и образование новых хлоритов под влиянием нисходящих сернокислых растворов, возникших от окисления пирита и органической серы в углисто-песчанистых отложениях тоарской кровли и выделявших скопления кристалликов алунита, то многообразие хлоритов по возрасту, генезису и составу станет особенно наглядным.

5

Большой интерес в Малкинском районе представляет образование в зоне змеевиковой коры выветривания инфильтрационно-метасоматических хлоритовых пород. Местами здесь наблюдается своего рода псевдоморфизация целых участков тонкоплитчатого, расслоенного змеевика, в ряде случаев ранее уже ожелезненного (охристо-железистая зона коры) или нонтронитизированного.

Рыхлые, трещиноватые породы змеевикового ложа озерно-болотных водоемов пропитывались железистыми растворами, разлагались и изме-

¹ Для нескольких образдов чистого магнетита, отобранного из магнетито-силикатных (магнезиально-кальциевых) метаморфических пород южной Сибири, рН истирания оказалась равной 7,50; 8,65; 9,07.

Гипергенный магнегит (в связи с хлоритом) описан Б. П. Кротовым (1940) с Урала. и С. И. Талдыкиным (1947) с Малки.

нялись под их влиянием, обогащаясь железосодержащими минералами. Последние формировались здесь метасоматически за счет замещения первичных магнезиально-железистых силикатов ультраосновных пород или продуктов их выветривания, а также выпадали из минерализованных вод, проникавших из расположенных выше бассейнов. Наблюдается полное соответствие между минералого-химическим типом осадка в водоеме и характером инфильтрационно-метасоматических продуктов в подстилающей коре: под хлоритовыми осадками в разрыхленном и рассланцованном змеевике возникают хлоритовые пятнистые, массивные или полосчатые тела; под сидеритовыми осадками в подстилающем змеевике образуется инфильтрационно-метасоматический сидерит.

Проникновение сверху растворов и отложение железосодержащих минералов (хлоритов, магнетита, сидерита) происходило между слойками относительно свежего или измененного змеевика, и одновременно шел процесс его разложения и метасоматической хлоритизации, сидеритизации и магнетитизации. Как отмечалось уже ранее (см. гл. 3, разд. I), остаточные участки мало измененных змеевиков или их реликтовые петельчатые и решетчатые текстуры в хлоритовых, сидеритовых и даже магнетитовых новообразованиях встречаются довольно часто.

Явления хлоритизации и магнетитизации змеевиков, до этого послойно нонтронитизированных, хорошо здесь выражены. Хлоритизация гидроокислов железа в условиях восстановительной среды и наличия коллоидального кремнезема, а также хлоритизация карбонатов отмечены нами для ряда участков Малкинского района. Случаи хлоритизации гидрогетитов и карбонатов указывает Б. П. Кротов для Халилова; развитие «лептохлоритов» за счет гидроокислов железа под влиянием коллоидального кремнезема и магнезиальных растворов в присутствии разлагающегося органического вещества принимает С. Д. Попов для Керченского полуострова.

Трудно поэтому сомневаться в том, что в поверхностной части Малкинского змеевикового массива в предтоарское время шел процесс широкой хлоритизации не только самих змеевиков, но и минералов коры выветривания — нонтронитов, гидроокислов железа, карбонатов. Процесс этот, очевидно, был значительно облегчен при замещениях минералов, имеющих сходные слоистые кристаллические решетки: серпентин — тальк нонтронит — хлорит. Конечно, могли выпадать отдельные звенья этой цепи (см. гл. 3, разд. I).

Метасоматическому изменению (сидеритизации, хлоритизации и магнетитизации) подверглись не только верхние горизонты выветрелых и разрыхленных змеевиков, но и их элювиальные и делювиальные продукты в корытообразных впадинах и вообще в пониженных частях древнего змеевикового рельсфа. Здесь, как и в коре выветривания, происходила хлоритизация обломочных частиц змеевиков, гидроокислов железа, монтмориллонитовых минералов, карбонатов, а также совершался синтез хлоритовых минералов из истинных и коллоидальных растворов. Движение последних сверху и менявшиеся уровни стояния минерализованных грунтовых (и придонных иловых) вод привели к образованию на одинаковом или близком расстоянии от дна водоема сходных минеральных продуктов; это вызвало, в частности, и появление вторичной слоистости среди аргиллитоподобных и оолитовых осадков.

В этих же условиях, в придонной части континентальных бассейнов, в местах с накоплением одинаково ориентированных плоскоплитчатых обломков змеевиков, образовались полосчатые хлорито-магнетитовые породы, подобные тем, какие развиты в верхней зоне тонкоплитчатых и расслоенных змеевиковых пород.

Можно наблюдать, как угловатые или угловато-округлые мелкие и микроскопические обломки частично или полностью хлоритизированных

змеевиков в оолитовых осадках окаймляются более темным зеленым или буровато-зеленым хлоритовым веществом, часто также тонкой магнетитовой и гидрогематитовой пылью или прерывистыми шнуровидными концентрами магнетита и гидроокислов железа.

Промежутки между этими метасоматически хлоритизированными обломками выполнены обычно пластинчатым синтетическим хлоритом, иногда менее железистым (более светлой окраски и с более низким светопреломлением), чем хлорит обломочных частиц. Лепестки цементирующего хлорита вырастают обычно в узких щелевидных зазорах и в треугольных или неправильных промежутках перпендикулярно к поверхности обломков, часто навстречу друг другу.

6

Самый механизм метасоматической хлоритизации серпентиновых и других минералов, очевидно, был связан с высокой концентрацией в цействующих растворах ионов Fe", Al (и Fe") и др. в условиях (сильно или слабо) восстановительной среды, при плохом дренаже и застойности минерализованных вод. Последние проникали в змеевиковую породу по треплинам и через капилляры (в так называемых «поровых» растворах), но диффузия ионов в этом метасоматическом процессе происходила, по всей вероятности, и сквозь кристаллическую решетку самих серпентиновых минералов. Процесс их метасоматоза сильно облегчался тем, что при близости или даже тождестве кристаллической структуры и типа самой ре**шетки** (антигорит — хлорит) происходило только некоторое ее преобразование. Проникавшие из раствора в минерал по капиллярам и свободным внутрирешеточным (междуатомным) пространствам ионы, повидимому, удаляли (выталкивали) из решетки серпентина отдельные ионы и сами становились на их место¹. Замещение в основном шло с сохранением объема, вследствие чего в сплошь хлоритизированном змеевике видны местами под микроскопом следы решетчатой или петельчатой текстуры змеевиков, а сама тонкополосчатая хлоритовая (или хлоритово-магнетитовая) порода является нередко «псевдоморфозой» по тонкорасслоенному змеевику и в этот змеевик постепенно переходит с сохранением одинакового текстурного облика..

Длительный и обильный приток сверху (из озерно-болотных водоемов) железистых растворов привел частично и к полному разрушению серпентиновых решеток. При этом в условиях недостатка кислорода произошло образование магнетита, а при обилии СО₂ и при рН между 6 и 7 выделился сидерит, местами унаследовавший микротекстуру змеевиков.

При хлоритизации серпентина указанные выше ионы входили в состав октаэдрических пакетов (Fe^{*} \rightarrow Mg, Al₂ \rightarrow Mg₃, Fe^{*} \rightarrow Mg₃), a Al и Fe^{**} проникали и в тетраэдрические слои, в той или иной степени замещая там Si_{IV}. Замещения обоих типов (в октаэдрических и тетраэдрических слоях), судя по «экам» А. Е. Ферсмана, энергетически выгодны и связаны с повышением общей энергии кристаллической решетки; в частности, возрастание Al_{IV} (взамен Si) приводит к сближению между собою катионных и анионных слоев и вызывает общее уплотнение (сжатие по оси «с»).

На р. Малке, в процессе самого нижнеюрского осадконакопления, а также раннего и позднего диагенеза — в разных континентальных водо-

¹ Как отмечает Н И. Наковник (1949), диффузия ионов «сквозь кристаллическую решетку», легко проницаемую для многих ионов, была подтверждена в 1948 г. Гаррельсом, который экспериментально осуществил замещение (с сохранением объема, т. е. ион за ион) кальцита атакамитом в растворе хлористой меди. Следует, однако, указать, что диффузия ионов железа сквозь кристаллическую решетку кальцита была отмечена еще раньше Л. В. Пустоваловым (1932), который именно этим объяснял образование буро-железистых колец Лизеганга в ромбоэдрических монокристаллах кальцита.

емах, имевших отличия по своим геохимическим условиям, происходило и образование различных по составу хлоритов. Эти отличия в составе ясно видны, а нередко они очень велики не только у хлоритов, имеющих различный структурный облик и разное время своего образования, но и у хлоритов одинакового структурного типа и одной и той же генерации, но взятых нами из разных балок и притоков р. Малки, порой на значительном расстоянии друг от друга (т. е. из разных мест нижнеюрской озерно-болотной системы). И несмотря на эту пестроту составов, хлориты одного генетического типа и сходного стратиграфического положения в геологическом разрезе обладают, как нами показано (гл. 3, разд. XI), кристаллохимической константой — величиной Si_{1V}, характеризующей состав тетраэдрических слоев их кристаллических решеток.

7

Замечательно, что на ряде участков хлоритовые породы из верхней части континентальной свиты содержат в себе, кроме железистого лейстовидного хлорита и окислов и гидроокислов железа, значительное или даже большое количество аутигенного мучнисто-белого каолинита, остатки нераскристаллизовавшегося сложного коагеля, а также кристаллические выделения бемита (см. гл. 3, разд. VI). Этот моногидрат алюминия выполняет поры в конкрециях, микротрещинки в материнском коллоиде, выделяется как остаточный продукт среди каолинита и внутри петель лентовидного хлорита, образует гнездышки в основной массе.

Можно наблюдать случаи явного замещения лентовидных кристаллов и широких лейст хлорита агрегатом мелкочешуйчатого каолинита.

Очевидно, что последовательное выделение минералов обусловливалось здесь изменениями в концентрации и в подвижности ионов железа, кремния и алюминия — в связи с вариациями кислородного потенциала, щелочности и состава растворов. Стивенс и Каррон (Stevens a. Carron, 1949) дают следующие величины pH истирания этих минералов:

Хлорит	Каолинит	Бемит
9,0-7,5	7,0-5,0	7,0-6,0

Приток кремне-глиноземных растворов, наличие подвижных (главным образом закисных) форм железа и щелочность среды — все это привело к образованию относительно крупных кристаллов хлорита. Последующее понижение pH среды обусловило неустойчивость хлорита и новообразования каолинита. Последним, судя по отношениям этих минералов под микроскопом, выпал бемит в условиях (pH \approx 6,8—6,5), когда глинозем коагулирует, а кремнезем (выпадающий в осадок обычно при pH = 6,0) еще удерживается в растворе и способен к миграции.

8

Главным образом в течение перерыва, наступившего после отложения нижней (континентальной) осадочной толщи, эти породы подверглись частичному размыву, а также сильному окислению. Аргиллитоподобные хлориты местами превратились в плотные или тонкопористые гидрогетитовые или гидрогетит-хлоритовые образования. Хлорит-магнетитовые осадки иногда обнаруживают (снизу вверх) постепенные переходы к породам, в которых сначала буреет, а потом краснеет хлоритовая основная масса, а выше становятся коричневыми и потом красными (раньше черно-зеленые) хлорито-магнетитовые конкреции.

Повидимому, в этот же период преимущественно были окислены сидеритовые осадки на разных участках и образовались за счет сидерита бурые скорлуповато-жеодистые и малиново-красные плотные гидрогетиты. Миграция при этом окисно-железистых и железоорганических растворов была причиной выделения в нижележащей (главным образом кремнистой) зоне змеевиков коры выветривания по крутым и пологим трещинам игольчатопластинчатых кристаллических агрегатов гидрогетита, а также его плотных скорлуповатых и натечных образований. В плотных окисленных сидеритовых породах нередко встречаются ясные псевдоморфозы гидроокислов железа по ромбоэдрам сидерита.

9

Только в немногих случаях хлориты осадочной и метасоматической толщи состоят почти исключительно из Si, Fe^{•••} и Fe^{••}, Mg, т. е. из «местного» материала змеевиков. Вся же масса хлоритов на разных участках и из различных толщ (осадочных и метасоматических), как правило, содержит много (от 10 до 30% вес.) Al₂O₃.

Рассматривая условия образования разнообразных малкинских хлоритов и местами сопутствующих им каолинита, бемита, цеолитов, мы неизбежно должны остановиться на выяснении источников необходимого для их формирования глинозема.

Самые змеевики совсем или почти совсем не содержат глинозема; количество его обычно определяется сотыми или десятыми долями процента и во всяком случае меньше 1%. Только на небольших участках, с местным повышенным содержанием в ультрабазитах моноклинных пироксенов, анализы показывают более 2% Al₂O₃. Гидротермальные серпофиты, генетически приуроченные к аподунитовым змеевикам, содержат до 3,5% Al₂O₃. Однако количество и мощность таких жилок не велики, и они при своем разложении не могли сколько-нибудь существенно повлиять на содержание глинозема в покрывающих змеевики водоемах. То же следует сказать и про единичные выходы маломощных жил габбро-норитов, с которыми нет оснований связывать более значительные тела (теперь будто бы смытые) на более высоком срезе. Это, в частности, косвенно подтверждается и незначительной ролью габбро-норитов среди ультра-основных пород на Урале.

Необходимо поэтому считать, что источником железа, магния, хрома, никеля, значительной части кремния при образовании хлоритов магнетита, сидерита были сами ультраосновные породы. Источником же глинозема (отчасти кремния и других элементов) для образования хлоритов, каолинита и бемита послужили продукты выветривания покрывавших ранее и окружающих теперь змеевики (с северо-запада и с севера) древних (протерозойских и нижнепалеозойских) кристаллических сланцев (глинисто-серицитовых, слюдисто-хлоритовых, амфиболовых и др.). Кристаллические сланцы в своей толще местами обильно содержат метаморфизированные почти до неузнаваемости пачки жильных изверженных полевошпатовых пород (диабазов-мандельштейнов, порфиритов, кварцевых порфиров, альбитофиров и др.), а также гранитные массивы и их жильные отщепления. Породы эти слагали западные, северо-западные и северные берега нижнеюрского (предтоарского?) моря и охватывали области развития гранитовых и кристаллически-сланцевых пород по рр. Малке, Мушту, Хасауту, в районе Минеральных вод и др.

В полном согласии с В. П. Петровым (1949) мы считаем, что все эти перекрывавшие и окружавшие ультраосновной массив породы в длительный преднижнеюрский период, как и змеевики, были сильно разложены и на их поверхности была сформирована кора выветривания. Конечно, по своему составу эта кора существенно отличалась от кремнеземистых и магнезиально-железистых продуктов выветривания змеевиков и имела «сиалитный» и «аллитный» характер. Она была потом размыта и дала материал для накопления и отложения в нижнеюрских прибрежно-озерных басейнах северного Кавказа мощных тел каолинитовых и гидрослюдистых белых глин, иногда с примесью свободных гидратов глинозема.

Среди метаморфических сланцев рек Малки, Хасаута и др. имеются зоны со значительной пиритизацией, а жильные отщепления от гранитных пород содержали и содержат выделения различных сернистых цветных металлов.

Образовавшаяся при их разложении серная кислота также содействовала переносу алюминия. Химическая (в растворах) и механическая (в тонкой взвеси) транспортировка глиноземсодержащих (в частности, глинистых) продуктов обогатила ими и зону малкинских континентальных бассейнов. С этим притоком глиноземистых растворов связаны на Малке и перекристаллизация малоглиноземных ранних хлоритов, и наиболее обширный этап хлоритизации осадочных и подстилающих их пород.

В настоящее время трудно сомневаться в том, что не только Fe^{¬¬}, Fe[¬], Si, но и Al в молекулярных или коллоидальных растворах, особенно в кислой среде (pH < 6), в присутствии органических веществ способны перемещаться различными органическими и неорганическими кислотами на значительные расстояния. Сернокислые растворы играли здесь, как отметили в 1937 г. П. Л. Безруков и А. Л. Яншин, существенную роль; в частности, для района нижнеюрских бокситовых месторождений в Мугоджарах это убедительно иллюстрируется наличием вкраплений и прослойков алунита среди бокситов.

По А. Е. Ферсману (1934), Al в зоне гипергенеза относится к группе «активных мигрантов» и стоит по своей подвижности (миграционной способности) в условиях выветривания между Mg и Si. «Очень низкий радиус ионов, сближающий алюминий с кремнеземом, легкость образования коллоидальной системы, амфотерный характер гидратов глинозема, способность образовывать разного типа основные и кислые соли, растворимость глиноземистых соединений как в виде электролитов, так и различного рода золей, — все это обуславливает исключительную миграционную подвижность этого элемента и определяет его характерные черты в гипергенезе ...» (Ферсман, 1934, стр. 322).

Е. В. Рожкова и Н. В. Соловьев (1936) на основании своих экспериментальных работ пришли к выводу, что и в природных условиях железо и алюминий могут транспортироваться водами, содержащими ионы серной кислоты (рН = 4-5). При впадении этих потоков в щелочные воды континентальных или морских бассейнов происходило выпадение гидратов окиси алюминия и железа и при этом нередко в виде гелей бобового строения.

И. И. Гинзбург (1942), систематизируя литературные данные о геохимических условиях разложения алюмосиликатов и силикатов алюминия, о процессах освобождения Al₂O₃ от связи с SiO₂ и о миграционных возможностях глинозема в зоне гипергенеза, отмечает:

а) Al_2O_3 и SiO₂ находятся не только в нерастворимом остатке силикатов и алюмосиликатов, но и переходят в раствор;

б) в зависимости от pH среды в растворе имеется Al^{**} (кислая среда) или Al(OH)₃ (щелочная среда);

в) наряду с коллоидными остатками при выветривании образуются и ионогенные растворы Al₂O₃, SiO₂.

Разделение в растворах (молекулярных и коллоидальных) Al_2O_3 и SiO₂ происходит, в частности, в связи с тем, что в интервале pH=6,5-7 Al(OH)₃ коагулирует и выпадает в осадок, а SiO₂ в этих условиях обладает еще значительной растворимостью. Кроме этого, гидрофильный золь SiO₂ легко пептизируется (и вымывается) и в присутствии даже большого

количества электролитов коагулирует гораздо труднее, чем гидрофобный золь Al₂O₃, который коагулирует легко и при слабой концентрации электролитов.

Наблюдаемые в природе прожилки и пленки гидраргиллита, кристаллики гиббсита в пустотах, образование этим минералом сталактитообразных форм с несомненностью подтверждают миграцию Al₂O₃ в кислых средах. Случаи же разъедания кварца гидроокисями алюминия свидетельствуют о том, что здесь глинозем находился в щелочном растворе.

Со времени работ А. Д. Архангельского, в соответствии с фактом существования морских бокситовых месторождений, связанных фациальными переходами с залеганием белых (каолинитовых, галлуазитовых и монотермитовых) глин (Яншин, 1939; Петров, 1949 и др.), мы должны рассматривать эти богатые глиноземом породы как химические осадки соответствующих водоемов. Среди аутигенных глинистых минералов в этих породах микроскопически доказано присутствие тонкой мути каолинита, механически принесенной в осадок с берегов.

В районе Малки, в озерно-болотных континентальных бассейнах, богатых сносимыми туда поверхностными водами органическими материалами, также растворенными или тонко взмученными продуктами из коры выветривания кристаллических пород, шла концентрация алюминия. Повидимому, сильно гумусированные или сернокислые воды удерживали в растворе и транспортировали алюминий, а возможно — вызывали при этом и разложение тонкой глинистой (сиалитной) мути. Глинозем вместе с болотно-озерными водами опускался в низины змеевикового рельефа, в толщу рыхлых смещенных продуктов коры выветривания. При этом образовывался хлорит со значительным, иногда высоким (15—25%), но в общем колеблющимся содержанием Al₂O₃.

Неравномерное проникновение растворов и пульсация в их поступлении привели к значительной пестроте в составе осадков в целом и хлоритов в частности. Безглиноземистые хлориты еще до притока алюминия из более отдаленных источников начали формироваться (на дне озерноболотных котловин и в рыхлой подстилающей толще) из «местного» железо-магнезиально-кремниевого материала как путем выпадения из растворов. метасоматически. Хлориты сильножелезистые и магнезиальтак И ные при незначительном содержании глинозема (образец С-Гд-З9) характеризуют, повидимому, эту более раннюю стадию. Приток глиноземистых растворов обозначен замещением бурых и зеленовато-бурых хлоритов из метасоматической зоны более светлыми и более зелеными, глиноземистыми, с более низким светопреломлением. Проникновение кальцито-хлоритовых инфильтратов (обр. С-Х-1) со сферолитовой структурой хлоритов является здесь еще более поздним.

В связи с движением алюминия сверху вниз, в верхней части континентальных озерно-болотных осадков расположена наиболее богатая глиноземом каолинито-бемитовая (с хлоритом и гидрогетитом) фация.

10

Внимательное изучение малкинских хлоритсодержащих осадков показывает, что в период формирования и последующего выветривания нород их кровли (тоарского возраста) хлоритовая толща подверглась химическим изменениям под воздействием опускавшихся (и опускающихся и теперь) кислых вод и растворов.

Для правобережья Малки, где тоарские (с углистыми прослоями) отложения развиты наиболее широко, разнообразно и достаточно мощно, мы еще в 1933 г. (Сердюченко, 1933) отмечали воздействие на подстилающие их железисто-хлоритовые и другие породы растворов с серной, органическими и угольной кислотами. Как показали наши наблюдения в 1948 г., кроме углистых слоев, в тоарской кровле имеется один или несколько маломощных прослоев сидеритовых желваков, а также гипса. Довольно значительное развитие в тоарских породах имеют переслаивающиеся с углями монтмориллонитононтронитовые и другие глины, изредка очень чистые — мономинеральные. Все это говорит о прибрежно-морском и лагунном режиме.

В условиях углеобразования кислые, в частности гумусированные, воды могли опускаться в подстилающие хлоритсодержащие породы и приносить туда с собою алюминий. Подобный процесс мог протекать и позже, уже при выветривании угольного пласта, когда образуются угольная и различные гумусовые кислоты, а также серная кислота — за счет содержащейся в угле органической и пиритной серы. Насколько значительно было здесь выветривание, можно судить по тому, что на некоторых участках под мощным тоарским песчаником лежит слой каолиновой белой «глины -меловки», мощностью около 1 м, а под ним — пласт угля мощностью в 40—50 см. Уголь подстилается яркозеленой глинистой нонтронитовой породой; верхняя ее часть представлена прерывистым слоем (6—7 см толщины) зеленого песчаника, состоящего из обломков кварца, глинистого сланца, железистых солитов и других пород, сцементированных зеленым нонтронитом.

Таким образом, со стороны формировавшихся выше осадков и, позже, со стороны пород кровли в толщу мелкосолитовых хлоритовых пород длительно опускались сернокислые растворы, содержащие алюминий.

В некоторых осадках хорошо видно под микроскопом, что зеленоватобурые крупночешуйчатые изотропные или слабо поляризующие хлориты первой (ранней) генерации в оолитах и отчасти в цементе фронтально замещаются анизотропным мелкочешуйчатым светлозеленым хлоритом со значительно меньшим светопреломлением. Замещение это связано с привносом сернокислыми водами глинозема и с одновременным выносом из первичных хлоритов части железа. Об этом свидетельствуют многочисленные кристаллики алунита, расположенные в зоне новообразованного хлорита, а также гидроокислы железа, выпадающие на границе обоих хлоритов.

Следует отметить, что миграция алюмоносных кислых растворов сверху (из зоны кровли) вниз (в зону железистых осадков, метасоматических образований и самой коры выветривания змеевиков) широко развита не только в районе Малки, но и в ряде областей выветривания ультраосновных пород на Урале. Особенно наглядноэто проявляется при изучении нонтронитовых и монтмориллонит-бейделлитовых минералов и сложенных ими зон.

Описанные Й. И. Гинзбургом (1946) нонтрониты из коры выветривания ультраосновных массивов на южном Урале отличаются высоким (20—40%) содержанием Fe₂O₃, и их образование на месте за счет железистых силикатов (оливинов, пироксенов, амфиболов, серпентинов) не вызывает сомнений.

При рассмотрении же вопроса о генезисе сильно глиноземистых (с 20—30% Al₂O₃) бейделлитов из коры выветривания этих и других уральских серпентинитовых массивов у исследователей, естественно, возникает мысль о привнесении глинозема со стороны, сверху, так как сами материнские породы практически глинозема не содержат.

Так, для района Халилова Б. П. Кротов указывает, что «непонятен источник накопления глинозема в виде нонтронита (собственно бейделлитамонтмориллонита. — Д. С.) в зоне нонтронитизированных серпентинитов и источник карбоната кальция в зоне карбонатизированных серпентинитов, так как свежие дуниты и дунитовые серпентиниты содержат очень мало кальция и алюминия...». «Поэтому заслуживает внимательного рассмотрения возможность иного объяснения причин возникновения зоны нонтронитизированных пород — миграцией глинозема в толщу коры выветривания сверху в водах, которые, циркулируя в юрское время по поверхности и скопляясь в бассейнах и депрессиях поверхности, производили в них хлоритизацию кластического материала...» (Кротов, 1942, стр. 63).

Г. С. Грицаенко и Е. В. Искюль (1937) в Кемпирсайском ультраосновном массиве описали из коры его выветривания бейделлиты с содержанием Al₂O₃ от 18 до 22%. Серые бейделлиты находятся здесь в виде линзообразных тел в зоне нонтронитизации змеевиков, а желтые бейделлиты выполняют трещинки в выщелоченных серпентинитах. Для бейделлита характерны здесь натечные (сталактитовые, гроздьевидные) формы, показывающие движение коллоидных растворов сверху вниз. По мнению авторов, источником алюминия не являются почти лишенные его змеевики, и он очевидно, был сюда привнесен.

Рассматривая вопрос о происхождении хромовых бейделлитов и хромоалюминиевых гизингеритов с р. Малки, содержащих Al_2O_3 16—18% (а на безводное вещество — около 20—23%), мы в 1933 г. отмечали, что здесь мог иметь место привнос Al_2O_3 из выше лежащих глинистых пород посредством H_2SO_4 , образующейся при выветривании угля за счет содержащейся в нем органической и неорганической серы. Роль сернокислых растворов при образовании сильно глиноземистых нонтронитов (бейделлитов) в коре выветривания змеевиков по Малке подтверждается наличием мелких выделений гипса в карбонатизированной коре (по левобережью Гедмышха), а также присутствием многочисленных гнездышек чистого светложелтого кальциевого ярозита в слое темнозеленого хромового бейделлита (на речке Чегет-Лахран).

Красно-бурые оолитовые гидрогетито-песчанистые породы верхней (прибрежно-морской) осадочной свиты местами пронизаны многочисленными крутыми, иногда ветвящимися жилками зеленого бейделлита (с 25% Al₂O₃). Последний явно инфильтрировал сверху (из тоарского водоема), выделяясь также и вдоль пологих (почти горизонтальных) плоскостей напластования оолитовых пород; стенки крутых жилок явно метасоматически изменены. Нередко по этим же крутым трещинам позже из нисходящих растворов выделились белые жилки кальцита.

В верхней части ожелезненной коры имеются мелкие (1-2 см) и крупные (5-8 см в поперечнике) выделения светлосерого глиноземистого бейделлита. Местами в нем видны кольцеобразные зоны (инфильтрационного) нарастания, окрашенные буроватыми «кольцами Лизеганга». Совершенно такие же по окраске и оптическим свойствам бейделлиты имеются на западной окраине сел. Хабаз, где они образуют пластовое тело в тоарской кровле железистых пород. Очевидно, что здесь также имела место миграция глиноземистых (нонтронит-бейделлитовых) растворов сверху вниз. Надо думать, что бейделлито-нонтронитовый матернал переходил в раствор в условиях более кислой (поверхностной) среды и выпадал в осадок по мере возрастания pH, в среде более щелочной, дальше от поверхности.

Глава 5

О ТЕРМИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ МАЛКИНСКИХ И ДРУГИХ ХЛОРИТОВ

1

Л. Л. Иванов еще в 1916 г. для прохлорита с Кавказа, путем нагревания его в вертикальной тигельной печи по методу Я. В. Самойлова (1914), получил термическую кривую, построенную так, что на оси абсцисс откладывались градусы температуры (визуально по показанию пирометра), а на оси ординат — разность отсчетов температур через интервалы в 15 секунд. «Отчетливо обозначаются на кривой, в виде понижений или повышений, все замедления и ускорения в нагревании минерала, связанные соответственно с процессами эндотермическими (как выделение воды) или экзотермическими (молекулярные изменения)». Термическая кривая прохлорита показала одно отчетливое замедление (прогиб кривой) при 600°; вода в интервале 600—650° выделилась вся (10,69%), а при дальнейшем нагревании до 1270° потеря в весе была равна только 0,62%.

Л. Л. Иванов исследовал также «клинохлор с Урала», показавший две потери воды: при 675° и между 850° и 875°.

Н. С. Курнаков и В. В. Черных (1926) впервые выполнили и опубликовали крупную работу, посвященную специальному термическому исследованию змеевиков и хлоритов. Химические анализы этих минералов сопровождались получением простых кривых нагревания на приборе Н. С. Курнакова. Хотя самый метод и уступает в точности и детальности современным, полученные этим методом данные очень интересны. Они легли в основу принципиально правильных представлений этих авторов о различных связях воды в составе змеевиков и хлоритов и о разрушении различных гидроксильных группировок в составе этих минералов при разных температурах (фиг. 8).

Для серпентина нормального состава было отмечено выделение воды при 410° («бруситовая» группировка) и при 710° («змеевиковая» группировка). С возрастанием содержания Al₂O₃ и с уменьшением количества MgO (при движении от серпентина к амезиту) бруситовая остановка на кривых нагревания ослабевает, у корундофиллита почти отсутствует, но одновременно появляются и усиливаются замедления на кривых нагревания при 280° — гидраргиллитовая группировка, при 540° — диаспоровая и при 850° — «ортохлоритовая» (Al₂O₃ — SiO₂ — H₂O).

Для железистых хлоритов с доминирующей ролью FeO и Fe₂O₃ (сравнительно с MgO и Al₂O₃) характерны остановки на кривой при 620° («лептохлоритовая» группировка: Fe₂O₃ — SiO₂ — H₂O), а также при 480°, соответствующая, по авторам, распаду гидрата закиси железа. За счет Fe₂O₃ около 200° отмечена гетитовая остановка, часто сливающаяся с гидраргиллитовой.

В 1927 г. Орсель произвел термическое и тензиметрическое исследование хлоритов (Orcel, 1927). Обезвоживание многих образдов показало, что вода хлоритов выделяется обычно в два приема: для маложелезистых или безжелезистых хлоритов это происходит при температуре 500—560° и 700—740°, а для богатых железом (тюрингита, афросидерита, бавалита) — при 440—450° и 580—610°.

Полученные им кривые нагревания (на недостаточно чувствительном приборе) имеют в большинстве случаев резко выраженный эндотермический прогиб в промежутке 600—700°, который для железистых разностей хлоритов опускается до 500°.

Второй эндотермический эффект обнаружен у ряда (но не у всех) хлоритов при 750—850°. У пеннина, кеммерерита, кочубеита, корундофиллита и антигорита установлен еще экзотермический эффект при 800—900°.

Полученные Орселем данные уточнили результаты исследований хлоритов Дальмером (Dalmer, 1908). Последний для хлоритов (без указания месторождения) путем нагревания их при разных температурах в платиновой трубке установил, что «ортохлориты» (Чермака) теряют одну часть воды между 500—570°, а другую — только при красном калении (~700°). «Лептохлориты» выделяют одну часть воды уже при 440—450°, а остаток — при 580—600°. Метод Дальмера, как отмечает Орсель, не свободен от ряда технических и методических неточностей.



Фиг. 8. Кривые нагревания различных серпентинов (а) и хлоритов (б) по Курнакову и Черных (1926).

Е. Я. Роде и Т. В. Роде в 1940 г. произвели термическое исследование осадочных железистых хлоритов Алапаевского и Халиловского районов на Урале, использовав при этом обезвоживание (потери от прокаливания при постоянных температурах) и кривые нагревания.

Работа эта для халиловских хлоритов была подчас затруднена их слабой, неравномерной раскристаллизованностью, аморфностью, наличием тонких примесей гидроокисей алюминия и железа. По своему составу хлориты эти в большинстве случаев отличались высоким содержанием Fe_2O_3 . Количество последней в однородной хлоритовой массе достигало 42%; содержание FeO, MgO, Al_2O_3 при этом сильно колебалось, снижаясь до нескольких процентов, а в ряде случаев эти компоненты (в том числе и Al_2O_3) совсем отсутствовали.

Несмотря на то, что не все показания кривых нагревания были при этом достоверно расшифрованы, сопоставление таких кривых с результатами обезвоживания тех же хлоритов показало, что во многих случаях здесь происходит эндотермическое выделение воды, главным образом в два приема: около 200° и около 400°, не считая удаления механически связанной воды при более низких температурах. Вторая стадия удаления воды на кривых нагревания выражена эндотермическими эффектами в интервале 360—560°. Небольшое количество воды ($\sim 0,5-1,5\%$) теряется около 600—700°.

При содержании в таких сильножелезных (Fe[…]) хлоритах значительного количества FeO (9—12%), на кривых нагревания после первой эндотермической реакции (170—210°) следовал ясный экзотермический эффект от 270 до 390°, соответствующий, повидимому, окислению закисного железа, так как при температуре 340° зеленый или буроватозеленый цвет порошка переходил в красный.

Конечно, для получения более ясного представления о поведении $+H_2O$ (т. е. ОН-групп) в сильножелезистых хлоритах необходима систематическая работа по их обезвоживанию без окисления FeO (например, в азоте, водороде, в вакууме), и притом с получением данных через небольшие (20—30°) интервалы температур.

Во всяком случае и из приведенных материалов следует, что у хлоритов связи ОН-групп с Fe[—] и Fe[—] менее крепкие, чем с Al и Mg, и конституционная вода из ферри-ферро-хлоритов выделяется при более низкой температуре, чем из хлоритов алюмо-магнезиальных.

Многие из халиловских хлоритов с невысоким содержанием магнезии (от 3,3 до 5,3 %) на кривых нагревания обнаруживают ясные экзотермические реакции с максимумом при 820—885°. Другие хлориты, кроме экзотермической реакции при 880° (MgO — 3,5 %), имеют еще одну такую же четкую экзотермическую реакцию при 1120°. Хлорит (№ 4), совсем не содержащий MgO и Al₂O₃, имеет на своей кривой нагревания ясный экзотермический пик при 1163°.

При термическом исследовании алапаевских железистых хлоритов, содержащих 18-23% Al_2O_3 и ничтожное (0,5-0,6%) количество MgO, авторами были получены кривые нагревания, на которых видны (хотя и не все отмечены в работе) эндотермические эффекты: до 140° (адсорбированная вода); при $320-430^{\circ}$, соответствующий, повидимому, разложению механической примеси гидроокиси железа; при $490-610^{\circ}$, когда выделилась главная масса конституционной воды из решетки хлоритов, и (слабый эффект) около 800° , соответствующий удалению второй порции химически связанной в хлорите воды. Несмотря на ничтожное содержание магнезии, на всех четырех кривых ясно выражена экзотермическая реакция при $890-930^{\circ}$.

В 1949 г. была опубликована очень интересная работа В. П. Ивановой по термическому изучению хлоритов. Автором для 60 мономине-

ральных образцов хлоритов были получены дифференциальные кривые нагревания и частично кривые обезвоживания. Предварительно все образцы были изучены в иммерсионных препаратах. Химические анализы показали колебания от 36 % MgO и следов FeO (при n = 1,570) до 2% MgO и 37% FeO (при n = 1,670). Все изученные хлориты по характеру обезвоживания и кривым нагревания делятся автором на три группы: магнезиальную (с подгруппами пеннино-клинохлоровой и прохлоритокорундофиллитовой), магнезиально-железистую и железистую (афросидерито-тюрингитовую) (фиг. 9 и 10).



Фиг. 9. Кривые нагревания и обезвоживания магнезиальных хлоритов (по В. П. Ивановой, 1949).

а — пеннино-клинохлоровая подгруппа; б — прохлорито-корундофиллитовая подгруппа.

I. Кривые нагревания (а и б). На термограммах регистрируется два эндотермических эффекта: от 550 до 650° и от 760 до 800—810°. Сразу не за вторым эндотермическим эффектом следует очень. большой энзотермический пик, соответствующий реакции, протенающей в узком температурном интервале 810—840°. Интенсивность первого эндотермического эффекта примерно втрое больше (а) или почти одинакова для обоих эффектов (б). Два эндотермических эффекта соответствуют удалению первой и второй порций конститупионной воды. После второй эндотермической реакции происходит полный распад минерала. а экзотермический пик свидетельствует об образовании форстерита за счет взаимодействия аморфных MgO и Slos. II. Кривые обезвоживания (а и б). Конституционная вода выделяется скачкообразно, главным

11. Кривые обезвоживания (а' и б'). Конституционная вода выделяется скачкообразно, главным образом в две стадии:

a' — при 500° теряется около 8,5% Н₂O, b' — около 7% 500—650° * * 0,5 * * 1,5 650—70° * 3,0 * * 2,0 При 450—500° выделяется воды втрое больше, чем при 700°.

Хлориты первой подгруппы теряют всю свою конституционную волу в основном в два приема: при 500° выделяется около 8,5% H₃O, при 500— 650° около 0,5% и при 700° около 3%, т. е. почти втрое меньше, чем на первой стадии. Это в общем соответствует втрое большему количеству H₂O в бруситных слоях решетки хлоритов, чем в ее слюдоподобных пакетах, что хорошо видно из структурной формулы хлоритов (см. гл. 16), содержащей (OH)₂ в слое типа талька (слюды) и (OH)₆ в слое типа брусита. Первая порция воды соответствует «бруситной» остановке, вторая — «змеевиковой» на кривых нагревания Н. С. Курнакова и В. В. Черных.

Хлориты второй подгруппы при обезвоживании теряют: при 500° около 7 % H₂O, от 500 до 650° — около 1,5% и от 650 до 700° — около 2%.



Фиг. 10. Кривые нагревания и обезвоживания магнезиально-железистых хлоритов

I. Магнезиально-железистые хлориты (в и в'). На термограммах (в) финсируется сильная эндотермическая реакция при 550—650° (соответствующая выделению главного количества конституционной воды) и слабая — при 730—760°; вторая эндотермическая реакция иногда совсем отсутствует. Сильный экзотермический эффект — при 810—840°; он уменьшается вместе с уменьшением содержания в хлоритах MgO. На кривых обезвоживания (в') видно, что почти вся конституционная вода выделяется сразу при 475°; при 700° удаляется только 0,5—1,0% H₂O.

II. Железистые хлориты (г и г'). На кривых нагревания (г) подъем кривой при 340—500° соответствует окислению закиспого железа в окиское. Эндотермическая реакция при 500—570° резко выражена; она соответствует выделению всей конституционной воды. Характерно отсутствие экзотермической реакции при 810—840°; эндотермические же протекают при относительно низкой температуре вследствие более слабой связи у Fe^{*} — ОЛ, чем у Mg — ОН. Из опытов по обеявоживанию (по Юнгу и Келлеру, 1931) следует, что почти вся нонституционная вода (около 9%) выделяется при низкой температуре (около 420°).

Кривые нагревания хлоритов обеих подгрупп (магнезиальной группы) характеризуются двумя эндотермическими эффектами: первым при 550 — 650° и вторым при 730—820°. В связи с увеличением от пеннина и клинохлора к прохлориту и корундофиллиту содержания Al₂O₃ и уменьшением MgO, в этом же направлении уменьшается интенсивность первого эндотермического эффекта и возрастает интенсивность второго. Для корундофиллита с содержанием 27 % Al₂O₃ второй эндотермический эффект, слабый в интервале 730—780° (потеря 2% H₂O), затем с 780° до 820° выражен интенсивно (потеря 4% H₂O). Усиление высокотемпературной остановки на кривых нагревания с увеличением в хлоритах содержания Al₂O₃ было отмечено также Н. С. Курнаковым и В. В. Черных (1926).

Исследованные В. П. Ивановой прохлориты и корундофиллиты отличаются от изученных ею пеннинов и клинохлоров не только сниженным количеством SiO₂ и MgO и повышенным содержанием Al₂O₃, но и значительной ролью в их составе FeO. Возможно, что именно с этим обстоятельством связано увеличение потерь (+H₂O) при нагревании хлоритов в интервале около 500—650°. По H. C. Курнакову и В. В. Черных, это соответствовало бы «лептохлоритовой» группировке (FeO — SiO₂ — H₂O).

Для хлоритов магнезиальной группы характерна резкая экзотермическая реакция (в виде острого пика на кривых нагревания) в промежутке от 810° до 850°.

Магнезиально-железистая группа хлоритов отличается от предыдущей магнезиальной группы повышенным содержанием Fe₂O₃ (до 8%) и FeO (до 25%) и сниженным количеством MgO (до 10% и выше). Очевидно, однако, что эти изменения в составе постепенны, и обе группы связаны между собою органически.

При обезвоживании «магнезиально-железистых» хлоритов почти вся конституционная вода выделяется при 400—500°, а при 700° теряется только 0,5—1,0% H₂O. На кривых нагревания виден сильный эндотермический эффект при 550—640°, а второй — при 700—750° выражен слабо, а иногда и совсем не регистрируется. При 810° наблюдается ясная экзотермическая реакция, ослабевающая вместе с уменьшением в хлоритах MgO.

Железистая группа хлоритов, по В. П. Ивановой, отличается малым (2-7%) количеством MgO, повышенным содержанием Fe₂O₃ (до 9%) и высоким — FeO (до 36%). Изучение поведения воды было здесь сильно осложнено окислением FeO при нагревании. Опираясь на опыты по обезвоживанию тюрингита Юнгом и Кёлером (Jung u Köhler, 1930), автор принимает, что вся конституционная вода выделяется здесь сразу около 420°.

На кривых нагревания «железистых» хлоритов виден экзотермический подъем от 340 до 500°, соответствующий, очевидно, окислению закисного железа; он переходит в интенсивную эндотермическую реакцию, заканчивающуюся при 570°. Экзотермическая реакция при 810—840° отсутствует.

Рентгеновское исследование клинохлора, прокаленного при 500° и потерявшего первую (бруситовую) порцию воды, показало, что часть линий на дебаеграммах исчезла совсем, а другая часть значительно уменьшила свою интенсивность. После нагревания этого же образца при 900° и после потери им при этом остальной конституционной воды, на дебаеграмме исчезли почти все линии хлорита, и материал обнаружил полную оптическую изотропность.

Рентгеновское исследование богатого MgO клинохлора, прокаленного при 900—1000° (т.е. выше температуры экзотермической реакции), показало типичные линии оливина и отдельные линии шпинели, которая появляется отчетливо при более высоких температурах. Автор ссылается при этом на работу Орселя и Кайер (Orcel et Caillère, 1938), которые при нагревании ортохлоритов до 1400° получили оливин и шпинель. Однако еще в 1917 г. В. И. Искюль при сильном прокаливании пеннинов и клинохлоров получил и оливин и шпинель. Этот же русский минералог-экспериментатор при прокаливании сильножелезистых хлоритов получил гематит, но без оливина и шпинели. Таким образом, полученный В. П. Ивановой гематит (без оливина) при нагревании (до 1100°) в окислительной среде железистого хлорита-тюрингита вполне подтверждает экспериментальные данные В. И. Искюль, расшифрованные им (1917 г.) с помощью других методов. Отметив в начале своей интересной работы, что термическое исследование хлоритов может помочь в изучении и понимании структуры этих минералов, В. П. Иванова, к сожалению, не сделала попытки увязать полученные ею данные со структурными химическими формулами и с определенными химическими группировками в решетке хлоритов. Вместо этого она свела химическую характеристику своих хлоритов к эмпирической и уже устаревшей (1927 г.) системе Орселя, коэффициенты которого не помогают понять ни данных термического анализа, ни связи ионов в решетке хлоритов.

2

Термическое исследование малкинских змеевиков и хлоритов выполнено нами почти исключительно методом нагревания. Простые и дифференциальные кривые для двух образцов однородных серпентинитов (мономинеральных, в основном хризотиловых) и 11 образцов хлоритов различного состава были записаны (под общим руководством А. И. Цветкова) в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР (табл. 34). Нагревание всех образцов производилось в одинаковых условиях со скоростью 8—10° в минуту.

Таблица 34

№ опразца		Э		Экзотермическая реакция, °С								
	Серпентины											
$\begin{array}{c} 6 \\ 42 \end{array}$	60 <u>80</u> 120	_	=	600 <u>-640</u> -	640—740 620—690		775 800					
			Х	лори	ты							
428	70-120	I —	I —	540630	ı —	770-810	830					
451	70-170	320-340	_	530-610	-	760-800	оч. силын. 820					
384	70-140	оч. слаб. —	410	600	-	810	сильн. 820					
170	90—140		490	610	_	оч. слабая 750—790	ясн. 830					
39	70-140		_	545-560	_	слаб.	слаб. 820					
993	70-110			500-530	630—6€ 0	77 0°	слаб. 830					
13	90-140			500-600	650-700	слабая 790—810	слаб. 870					
1	90-1 50	300-360	490-550	610-630	_		слаб. Нет					
005	70 420	яся.		520 625		2						
78-1209	100-140			550-600	630 <u>-67</u> 0	r 	» Общий полъем					
25	30-150	·	390—450	460—580	650	7 80	670—1000 830					

Термические реакции у малкинских серпентинов и хлоритов

Прежде всего обращает на себя внимание большое сходство (фиг. 11 и 12) кривых нагревания обоих серпентинов как между собою, так и с кривыми нагревания первых двух (сильно магнезиальных) хлоритов (обр. 428 и 451). Это, естественно, связано с родственной (однотипной) природой серпентинов и хлоритов, причем облик кривых нагревания у последних все больше усложняется и отличается от термограмм серпентинов по мере того, как химический состав хлоритов усложняется и отличается от состава серпентинов (в результате сложных и разнообразных изоморфных



Фиг. 12. Кривая нагревания светлозеленого аподунитового серпофитизированного серпентина (обр. С-Гд-12); р. Малка.

замещений: кремния в тетраэдрических слоях решетки и магния — в октаэдрических слоях).

Рассматривая кривые нагревания хлоритов, мы можем отметить, что, в зависимости от состава, степени измельченности¹ и отчасти от колебаний

¹ Сабатье (Sabatier, 1950) установил зависимость между степенью измельчения хлоритов и характером их кривых нагревания. Существенную зависимость между термическим поведением слюд и степенью их дисперсности показала Г. В. Шмакова (1942).

в скорости нагревания образцов, эндотермические реакции выражены здесь то резко, то сильно растянуты (например, от 400 до 600°). Местами отдельные участки общего эндотермического погружения кривой имеют различную крутизну, указывая, повидимому, на слияние двух близких по температурам эндотермических эффектов (например, 545—560—635°, 500—630—660°). Наличие нескольких (не менее двух, нередко до четырех) эндотермических реакций свидетельствует о сложном строении изученных хларитов и о различных по крепости связях в его решетке (OH) - групп с комплексами нонов, имеющими разное положение в структуре минералов.



Фиг. 13. Кривая нагревания хлорита (обр. С-Т-428, анализ 6) из конкреционных осадочных пород; р. Малка.

Хлориты 428 и 451 по термическому поведению (фиг. 13 и 14) очень сходны, причем оба имеют ясные эндотермические реакции при 750—810° и резкие экзотермические пики при 820°; у хлорита 428 с 16,7% MgO и 7,4% FeO этот пик значительно больше, чем у хлорита 451 с 6,8% MgO и 5,9% FeO.

Хлориты 384, 170, 39, 993 и 13 имеют на кривых нагревания (фиг. 15— 19) слабые экзотермические эффекты при $815-870^{\circ}$, причем содержание в этих хлоритах MgO колеблется от 4% (обр. 13) до 17% (обр. 39), а FeO от 11 до 21%.

Хлориты 384, 170, 993 и 13 имеют слабые эндотермические эффекты при 750—810°, хотя содержат Al_2O_3 от 16,4 до 23,2%. Однако хлорит 39 с 1,9% Al_2O_3 этой эндотермической реакции не показал.

Хлориты 1 и 78 (фиг. 20 и 21) не обнаружили эндотермических реакций при 700—800°; при значительном содержании FeO (22,7—19,1%) и Fe₂O₃ (10,1—16,4%) они имеют сравнительно мало Al₂O₃ (10,2 и 13,2%). Оба эти хлорита не показали и экзотермической реакции (MgO — 6,8 и 9,7%).

Хлорит 995 (фиг. 22) показал на кривой нагревания, кроме низкотемпературного эндотермического эффекта, одну растянутую эндотермическую реакцию в интервале 520—625°, а также едва заметный экзотермический подъем около 820°.

Хлорит 25 (фиг. 23) был исследован на более чувствительном приборе

115

8*

и обнаружил при этом характерное для хлоритов многоступенчатое выделение конституционной воды, но в основном — в пределах 460—580°.

Таким образом, можно считать, что присутствие даже небольшого количества MgO (вплоть до 4%) может вызвать экзотермическую реакцию при 810—850°, если хлорит содержит относительно мало (например, 9—10%) FeO.



Фиг. 14. Кривая нагревания хлорита (обр. С-Т-451, анализ 5) из конкреционных осадочных пород; р. Малка

При прочих равных условиях увеличение количества Al₂O₃ в составе хлоритов усиливает их высокотемпературную (700—800°) эндотермическую реакцию, которая отсутствует при небольшом содержании Al₂O₃. Повышенное количество в минерале FeO, судя по некоторым нашим кривым нагревания, сильно ослабляет эту реакцию даже при значительном содержании Al₂O₃.

Эндотермические реакции у некоторых малкинских хлоритов при 30)— 360° соответствуют обезвоживанию тонко подмешанного к хлориту гетита, от которого материал, поступавший на химический анализ, освобождался отмучиванием и разделением с помощью бромоформа.

Главная масса конституционной воды выделялась при температурах, которым соответствуют эндотермические реакции в интервале 400—700° (главным образом 450—650°). Даже из нашей небольшой группы кривых видно, что с уменьшением в составе хлоритов Al₂O₃ и с увеличением в них количества FeO и Fe₂O₃, эндотермические реакции выделения конституционной воды происходят при более низкой температуре.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что почти все хлориты осадочного происхождения (малкинские, халиловские, алапаевские и др.), особенно со значительным содержанием ионов железа, на кривых нагревания обнаруживают низкотемпературную эндотермическую реакцию в пределах 100-200°, отсутствующую, как правило, у хлоритов гидрогермального и метаморфического происхождения. Н. С. Курнаковым п



Фиг. 15. Кривая нагревания хлорита (обр. С-Г-384, (анализ 7) из аргиллитоподобного прослоя в конкреционных осадочных породах; р. Малка.



Фиг. 17. Кривая нагревания метасоматического хлорита (обр. С-ГД-39, анализ 8) из хлоритизированных змеевиковых пород; р. Малка.



Фиг. 19. Кривая нагревания метасоматического хлорита (обр. С-М-13, анализ 11) из хлоритизированной бейделлитовой зовы коры выветривания змеевиков; р. Малка.



Фиг. 16. Кривая нагревания хлорита (обр. С-Кз-170, анализ 10) из метасоматически хлоритизированных змеевиковых пород; р. Малка.



Фиг. 18. Кривая нагревания хлорита (обр. С-Кз-993, анализ 12) из массивных осадочных хлоритовых аргиллитоподобных пород; р. Малка.



Фиг. 20. Кривая нагревания инфильтрационного сфероидального хлорита (обр. С-Х-1, анализ 1) из метасоматических (по змеевику) пород; р. Малка.

В. В. Черных (1926) отмечено, что эта реакция в основном соответствуст «гетитовой группировке» в составе хлоритов. Она появляется в результате выветривания и у хлоритов термального генезиса, и у так называемых гидрохлоритов, выделяемых В. И. Вернадским (1912, 1934) и представляющих, очевидно, гидратированные хлориты, аналогично гидрослюдам и иллитам в группе слюд, вермикулитам и др.



Фиг. 21. Кривая пагревания хлорита (обр. 1209/78, анализ 9) из метасоматически хлоритизированных змеевиковых пород; р. Малка.



Фиг. 22. Кривая нагревания хлорита (обр. С-Кз-995, анализ 13) из массивных осадочных хлоритовых аргиллитоподобных пород; р. Малка.

Низкотемпературная эндотермическая реакция у осадочных хлоритов (аналогичная такой же низкотемпературной остановке на кривых нагре-



Фиг. 23. Кривая нагревания осадочного метаколлоидального хлорита (обр. С-Х-25); р. Малка. вания монтмориллонитовых минералов) связана, повидимому, не только с разрушением «гетитовой группировки», но и с выделением механически связанной межслоевой (цеолитной) воды.

Сопоставляя кривые нагревания малкинских хлоритов с предложенными В. П. Ивановой группировками хлоритов по их термическому поведению, можно выделить разности, близкие: а) к прохлорито - корундофиллитовой подгруппе (обр. 428 и 451), б) к магнезиально-железистой группе (обр. 384, 170, 39, 993, 13), в) к железистой группе (обр. 1 и 78).

Включение в прохлорито-корундофиллитовую подгруппу (магнезиальной группы) двух наших образцов, аналогичных по кривым нагревания, очень сильно расширяет пределы колебаний в ней содержания главных компонентов, а именно:

•	•	24,92-29,69%
•	•	19,72-27,04
•		1,26-13,07
		5,94-16,34
		6,82-29,30
•	•	8,98-13,21
	• • • •	 . .<

Если сравнить состав тетраэдрических слоев этих минералов (по рассчитанным нами кристаллохимическим формулам), то мы обнаружим здесь также очень большие колебания: от Si = 2,40 и Al_{IV} = 1,60 до Si = 3,01 и Al_{IV} = 0,99.

Рассматривая пять наших хлоритов в составе магнезиально-железистой группы В. П. Ивановой, получим следующие колебания в содержании главных компонентов:

Рассчитанный нами состав тетраэдрических слоев этих минералов также очень сильно колеблется: от Si = 2,80 и Fe_{IV} = 1,20 (Al_{IV} = 0) до Si = 2,45 и Al_{IV} = 1,55. Включая в состав железистой группы В. П. Ивановой хлориты 1 и 78 с р. Малки, мы обнаруживаем и здесь значительные колебания в составе минералов этой группы:

При этом колебания в составе тетраэдрических слоев соответствующих решеток будут происходить: от Si = 2,52 и $Al_{1V} = 1,48$ до Si = 3,77 и $Al_{1V} = 0,23$.

На основании приведенных данных о колебании химического состава в пределах каждой «термической группы хлоритов» можно сделать заключение о том, что однотипное термическое поведение свойственно хлоритам с весьма различным химическим составом и сильно отличающейся кристаллохимической формулой. Таким образом, термический анализ на его современном уровне еще не может дать достаточно ясного представления о химическом составе хлоритов, и поэтому предложенная В.П.Ивановой система их классификации в применении к хлоритам разнообразного состава и разного генезиса не может достигнуть своей положительной цели. Наоборот, следует опасаться, что эта, как отмечает автор, «упрощенная» классификация может затушевать, сгладить и заслонить от исследователя те существенные детали и тонкие геохимические особенности, которые одни только и могут во многих случаях пролить свет на генетические и парагенети ческие особенности того или иного хлорита и на его практическую ценность.

Совершенно естественно, что хлориты одинакового или близкого химического состава, структуры и степени раскристаллизованности имеют сходные термические черты, однако обратное заключение нередко может оказаться совершенно неправильным, так как одинаковые или близкие по характеру термические кривые могут соответствовать весьма различным по составу хлоритам.

Отметим также, что приведенные в работе В. П. Ивановой химические анализы соответствуют хлоритам главным образом с различным содержанием MgO и FeO (изоморфизм Mg — Fe^{**}), но вне термического изучения остались хлориты с высоким содержанием Fe₂O₃ (в частности, с Fe^{***} в тетраэдрических слоях решетки), а также совсем или почти совсем безглиноземистые хлориты. Кроме этого, по чисто техническим причинам В. П. Ивановой не удалось получить ясной термической картины для сильно железистых (Fe^{**}) хлоритов вследствие окисления закисного железа при нагревании.

Таким образом, выполнив очень важную работу, содержащую обильные фактические данные по химическому, термическому и оптическому поведению многих (но далеко не всех) типов хлоритов, В. П. Иванова столкнулась при этом с трудностями, которые самой методикой и техникой термического анализа пока еще не преодолены. В значительной степени трудности эти обусловлены сложностью самой атомной структуры хлоритов, как она сейчас принимается рентгенологами и кристаллохимиками. Гидроксильные группы в этой структуре занимают весьма различное положение. Одни из них входят в состав бруситовых, другие — в состав тальковых пакетов. В пределах же последних ОН-группы образуют то самостоятельные слои, то слои в чередовании с кислородами из вершин алюмокремнекислородных тетраэдров. В состав же самих этих тетраэдров ОН-группы, повидимому, не входят (или, может быть, входят в исключительных, редких случаях), как это имеет место у подавляющего большинства основных природных алюмосиликатов.

Термический метод, следовательно, может в той или иной степени характеризовать связанные с ОН октаэдрические группировки в решетке хлоритов, но состав тетраэдрических слоев не находит в нем отражения. Однако химическая природа тетраэдрических слоев очень важна для понимания химической природы в целом, для выявления характера и масштаба изоморфных замещений в октаэдрических слоях, для установления зависимости состава от условий генезиса. Химический анализ и кристаллохимическая его расшифровка являются основной надежной базой для общей систематики хлоритов, для установления ъх генетических и парагенетических характеристик, для их практической оценки. Методы оптического и термического исследования при этом могут играть только вспомогательную, хотя и весьма важную роль.

В частности, для отдельных геологических районов или зон роль термики и оптики при идентификации и прослеживании хлоритов может быть расширена за счет относительной устойчивости и выдержанности геологической и геохимической обстановки, но при условии увязки оптических и термических характеристик с местными хлоритами-эталонами, детально изученными и химически.

Глава в

РЕНТГЕНОВСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАЛКИНСКИХ ХЛОРИТОВ

Рентгеновское исследование хлоритов из Малкинского района было ироизведено в Рентгено-диагностической лаборатории ИГН АН СССР Н. Н. Слудской (1948—1949) и в Рентгеновской лаборатории Отдела петрографии осадочных пород того же института — С. И. Берхин (1950—1951).

I. В первой лаборатории порошковые рентгенограммы хлоритов были получены в камере с 2R = 57,9 мм, диаметр столбика 0,5 мм; излучение железное. Условия съемки были совершенно одинаковы, экспозиция для всех образцов 10-часовая. Изучены были хлориты как осадочные, так и холодноводные метасоматические.

1. Хлорит темнозеленый метасоматический из нижней части хлоритовых метасоматических пород (стр. 86, анализ 11), обр. С-Х-78/1209.

2. Хлорит светлозеленый метасоматический из верхней части хлоритовых метасоматических пород (стр. 86, анализ 13), обр. С-М-13.

3. Хлорит зеленый плотный осадочный из пологих неправильных прослоев среди темнозеленых конкреционных хлоритовых пород (стр. 86, анализ 7), обр. С-Т-428.

Таблица 35

Порошковые рентгенограммы малканских хлоритов осадочного произхождения (при 2R = 57,9 мм)

N₂		995		428			29; уд. в. 2,6-2,7			29; уд. в. 2,7 — 2,8		
интерф. линии	θ°.	d _{hki}	I	θ°	d _{hkl}	I	θ•	d _{hkl}	I	<u>θ</u> °	d _{hki}	I
1	7°54′	7,021	Сильн.	7°45′	7,165	Слаб.	7°45′	7,165	Сильн.	7°45′	7,165	Сильн.
2	12°18′	4,535	Слаб.	12°18′	4,535	*	12°24′	4,499	Средн.	12°18′	4,535	Средн.
3	15°57′	3,516	Сильн.	15°45′	3,559	Средн.	15°54′	3,526	Сильн.	15°51′	3,537	Сильн.
4		-	-			_	`19°30′	2,894	Оч. слаб.	19°30′	2,894	Оч. слаб.
5	21°21′	2,654	Средн.	—	_	_	21~24′	2,648	Слаб.	21°21′	2,642	Слаб.
6	22°36′	2,514	»	22°30′	2,525	Сильн.	23°12′	2,452	Средн.	23°15′	2,447	Средн.
7	24°0′	2,375	»	-	_		—			—		
8	26°54′	2,135	Оч. слаб.	26°51′	2,137	Оч. слаб.	27°12′	2,113	Оч. оч. слаб.	2 7° 27′	2,095	Оч. оч. слаб.
9	28°54′	1,999	Слаб.	—		—	_	—	—	-	-	
10	—	_		32°54′	1,779	Оч. слаб.	—	-	—	-	-	
11		_	-				34°21′	1,707	Оч. оч. слаб.	34°18′	1,714	Оч. оч. слаб.
12	38°51′	1,540	Сильн.	38°48′	1,542	Сильн.	38°54′	1,538	Сильн.	38°42′	1,545	Сильн.
13	_	-	_	_			39°24′	1,522	Оч. слаб.	39°18′	1,525	Оч. слаб.
14	43°36′	1,401	Слаб.	_			42°54′	1,419	Оч. оч. слаб.		_	_
15	_			47°12′	1,317	Оч. слаб.	47°0′	1,321	Оч. слаб.	46°54′	1,321	Оч. слаб.

4. Хлорит светлозеленый аргиллитоподобный (стр. 86, анализ 15), обр. С-Кз-995.

5. Хлорит темнозеленый осадочный (метаколлоидальный) в основании осадочных пород (стр. 86, анализ 3), обр. С-Х-29 (фракция уд. в. 2,7-2,8).

Рентгенограммы всех этих хлоритов имеют много интерференционных линий, соответствующих одинаковым плоскостным расстояниям d_{hkl} и имеющих одинаковую или близкую интенсивность (I). Однако снятые рентгенограммы далеко не идентичны между собой, повидимому из-за колеблющегося состава и неодинаковой раскристаллизованности исследованных образцов. Точно так же не наблюдается и полной их аналогии с опубликованными рентгенограммами хлоритов, но общий характер хлоритовой группы здесь явно сохраняется. Это следует из сопоставления наших рентгеновских снимков с такими же дебаеграммами осадочных и гидротермальных хлоритов, специально исследованных Макмерчи (MacMurchy, 1934) и Баннистером (Bannister, 1939, 1945).

Таблица 36

N		78		13				
интерф. линии	0 °	d _{hkl}	I	θ°	dhki	I		
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 2	8°0′ 12°12′ 14°23′ 15°57′ 21°30′ 22°42′ 24°00′ 	$\begin{array}{r} 6,942 \\ 4,572 \\ 3,845 \\ 3,515 \\ 2,636 \\ 2,503 \\ 2,375 \\ \hline \\ 2,135 \\ 1,999 \\ 1,765 \\ 1,705 \\ 1,705 \\ \end{array}$	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. Средн. Сильн. Средн. Слаб. » Оч. слаб. » »	7°54′ 12°12′ 14°27′ 15°51′ 21°24′ 22°39′ 24°00′ 25°24′ 26°54′ 28°54′ 33°3′ 34°42′	7,029 4,572 3,872 3,537 2,648 2,508 2,375 2,262 2,135 1,999 1,772 1,697	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. » Средн. Сильн. Оч. слаб. Слаб. » Оч. слаб. » »		
13 14 15 16 17 18 19	35°42' 38°51' 39°48' 40°48' 48°3' 46°54' —	1,655 1,540 1,509 1,478 1,415 1,323	» » Сильн. Средн. Слаб. Средн. Слаб. —	35°30' 38°51' 39°54' 43°9' 47°00' 48°30'	1,663 1,540 1,506 1,412 1,321 1,220	» » Сильн. Средн. Средн. Слаб. »		

Порошковые рентгенограммы малкинских хлоритов осадочно-метасоматического происхождения (при 2*R* = 57,9 мм)

В таблицах 35 и 36 межплоскостных расстояний и рентгенограммах малкинских хлоритов обращает на себя внимание то обстоятельство, что при съемке в совершенно одинаковых условиях метасоматические хлориты имеют на своих дебаеграммах значительно (почти вдвое) больше линий, чем хлориты осадочные. У первых зафиксировано по 18—20 интерференционных линий, у вторых — только по 8—10. Кроме того, интенсивность этих линий у метасоматических хлоритов в общем гораздо выше, чем у хлоритов осадочных. Это показывает, что раскристаллизованность хлоритов, метасоматически образовавшихся за счет серпентиновых (главным образом) минералов, значительно выше, чем хлоритов, возникших в условиях осадочного синтеза.

Это, впрочем, и не является неожиданным, так как первые в значительной степени использовали при своем образовании родственную кристал-



Фото 39-40. Лауэграмма хлорита (лейхтенбергита) с Мадагаскара (по Могэну, 1930).

лическую решетку серпентина (см. стр. 26), а вторые представляют собой в разной степени, но в общем слабо раскристаллизованный гель (фиг 24. По техническим условиям самой аппаратуры, при съемках в камере

По техническим условиям самой аппаратуры, при съемках в камере с днаметром 57,9 мм, линии (001) с d≈ 14 Å не были получены, но на всех диаграммах выдерживаются характерные сильные линии 6,9—7,1; 3,5; 2,4—2,5; 1,54—1,55 Å Ряд средних и слабых линий наблюдается или у всех образцов, или только у некоторых, но все эти линии, проявляясь



Фиг. 24. Рентгенодиаграммы метасоматических (а) и осадочных (б) хлоритов Малкинского района на северном Кавказе.

в разных случаях с нездинаковой интенсивностью, имеют соответствующие линии на ренгтеновских снимках хлоритов Макмерчи и Баннистера.

На таблицах 40 и 42 порошковых рентгенограмм Баннистера также легко проследить, что слабо раскристаллизованные (землистые, глинистые и др.) хлориты из осадочных пород имеют (как и у нас) гораздо меньше линий, чем хлориты гидротермальные, хорошо раскристаллизованные. Баннистер, исследовавший рентгеновскими лучами значительное количество хлоритов, отмечает, что их рентгенограммы весьма похожи, но не идентичны. Последнее может быть связано с тем, что в образцах этих хлоритов неделимые разно ориентированы, имеют различные размеры, неодинаковый химический состав, отчего колеблются и размеры их элементарных ячеек.

Характер рентгеновских снимков малкинских хлоритов показывает их кристалличность, а также чистоту исследованного материала.

На всех снимках отсутствуют характерные линии серпентина (7,3-7,4 Å)¹, кварца (3,28-3,33 Å), гидроокислов железа (4,83; 3,40; 2,89 Å),

¹ Происходит сжатие решетки по оси с от замещения части Si в тетраэдрических слоях на Al (см. гл. 15) при переходе от серпентинов к собственно хлоритам.

Порошковые рентгенограммы малкинских

N		384		428	•	451		29
интерф. линии	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	dhkl	I
$ \begin{array}{c} 1\\2\\3\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\10\\11\\12\\13\\14\\15\\16\\17\\18\\19\\20\\21\\22\\23\\24\end{array} $	$ \begin{array}{c} 13\\6,85\\4,63\\3,46\\2,95\\2,60\\2,43\\-\\1,99\\-\\1,71\\1,528\\1,50\\1,45\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-$	Сильн. Сл. разм. Оч. сл. разм. Средн. Слаб. — Оч. сл. разм. Слаб. — Слаб. — Оч. слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — — — Слаб. — — — Слаб. — — — — Слаб. — — — Слаб. — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	$ \begin{array}{c} 13\\6,85\\-,39\\3,83\\3,44\\-\\-\\2,68\\2,43\\-\\2,09\\-\\1,74\\1,66\\1,51\\1,48\\1,39\\1,28\\-\\\end{array} $	Средн. Сильн. разм. Средн. Слаб. Сильн. Слаб. Сильн. Слаб. Слаб. Слаб. Слаб. Слаб. Слаб. Слаб. Слаб. Слаб. Оч. слаб.	7,35 $4,64$ $3,66$ $3,07$ $2,77$ $2,47$ $-$ $1,91$ $1,72$ $1,56$ $-$ $1,32$ $-$	Ср. разм. Ср. разм. Ср. разм. Оч. слаб. » » Ср. сильн. разм. — Оч. слаб. Ср. разм. Средн. — Оч. слаб. Ср. разм. Средн. — Оч. слаб.	$\begin{array}{c} -85\\ 4,39\\ 3,75\\ 3,42\\ -\\ 2,58\\ 2,42\\ 2,34\\ -\\ 1,89\\ 1,68\\ 1,64\\ 1,52\\ 1,49\\ -\\ 1,39\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	Ср. сильн. Ср. слаб. Слаб. Сильн. — Средн. Ср. разм. » » — Оч. слаб. Слаб. Силаб. Силаб. Силаб. Силаб. Силаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — Слаб. — — — — — — — — — — — — —

Таблица 38

Порошковые	рентгенограммы малкин	ских хлоритов	осалочно-метасоматического
	происхожден	ия (при 2R = 66	мм)

№ интерф.		78		39		13	170		
интерф. линии	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	dhkl	I	d _{hkl}	I	
12345678910 111234112	13 7,03 5,30 4,64 4,23 3,61 2,96 2,70 2,58 2,44 	Слаб. Ср. сильн. Оч. слаб. Слаб. разм. Слаб. Ср. сильн. Оч. слаб. Слаб. Ср. слаб. Слаб. — — —	13 7,03 4,60 3,83 3,46 2,96 2,80 	Слаб. Ср. сильн. Ср. разм. Средн. Сильн. Ср. слаб. Средн. Оч. сильн. — Слаб. »	$\begin{array}{c} 13\\ 7,06\\ 4,64\\ 3,99\\ 3,59\\ 2,81\\ 2,67\\ 2,53\\ 2,41\\ 2,15\\ -\end{array}$	Средн. Ср. сильн. Ср. разм. Ср. слаб. Ср. сильн. Слаб. " Средн. Слаб. Средн. Средн.		Ср. разм. Сл. разм. » » Средн. — Слаб. Оч. слаб. Оч. сл. разм.	
15				<i>"</i> —			-	_	
16 17 18 19 20 21 22 23 24	1,79 1,73 1,63 1,56 1,53 	Оч. слаб. Слаб. * Ср. сильн. Слаб. — Слаб. —	1,78 1,72 1,62 1,56 1,52 1,48 1,42 1,30 1,27	Ср. слаб. Слаб. Средн. » Оч. слаб. Сильн. Оч. слаб. Слаб. » От. слаб.	1,79 1,727 1,56 1,528 1,49 1,43 1,33 1,29 4,26	Оч. слаб.		 Оч.сл. разм. Средн. Оч. слаб. 	

хлоритов осадочного происхождения (при 2R = 66 мм)

1		25		1		107		993
	dhkl	I	dikl	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I
	7,03 4,64 3,93 3,52 2,64 2,49 2,38	Средн. Ср. разм. Слаб. Средн. — Слаб. Ср. слаб. Оч. слаб.	$ \begin{array}{c} 7,50 \\ 4,84 \\ 4,36 \\ 3,68 \\ 2,90 \\ 2,62 \\ $	Средн. Сл. разм. Сильн. Ср. разм. Оч. слаб. Средн.	6,85 4,50 3,80 3,46 2,86 2,59 2,46 2,34	Сильн. Средн. Слаб. Сильн. Оч. слаб. Средн. »	6,94 4,62 3,88 3,52 2,998 2,78 2,66 2,52 2,39	Сяльн. Ср. разм. Средн. Сильн. Слаб. Средн. » Оч. сильн. Ср. разм.
	1,70 1,65 1,54 1,51 1,49 1,41		$2,23 \\ 1,84 \\ \\ 1,59 \\ \\ 1,35 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\$	Слаб. Оч. слаб. — Оч. слаб. — — Оч. слаб. — — — — — — — — — — — — — —	2,128 1,99 1,94 1,75 1,69 1,64 1,52 1,496 1,35 1,34 	Слаб. » Оч. слаб. » Слаб. « Счльн. Ср. слаб. Оч. слаб. Оч. слаб. Оч. оч. слаб. Оч. оч. слаб. —	$\begin{array}{c} 2,15\\ 2,02\\ 1,94\\ 1,77\\ 1,72\\ 1,67\\ 1,55\\ 1,52\\ 1,52\\ 1,49\\ 1,427\\ 1,31\\ 1,29\\ 1,26\end{array}$	Средн. Оч. слаб. » » Средн. Слаб. Оч. слаб. Ср. сильн. Ср. слаб. Средн. Ср. разм. Слаб. Оч. слаб. Оч. слаб.

нонтронита (5,79 Å) и другие, полученные в этих же условиях съемки на порошковых рентгенограммах нонтронит-монтмориллонитовых минералов Малкинского района (см. Сердюченко, 1952,).

II. Вторая, более обширная серия порошковых рентгенограмм малкинских хлоритов была получена в камере с 2R = 66 м; диаметр столбика 0,5 мм, при железном излучении, с экспозицией 20 час. Интерференционные линии ($d \approx 12 - 14A^\circ$) при малых углах отражения получены посредством съемки на плоскую пленку.

Как и в первой серии снимков, рентгенограммы отчетливо разделились здесь на две группы, соответствующие осадочным (метаколлоидальным) и метасоматическим хлоритам, использовавшим решетку серпентиновых и других минералов. Из сопоставления таблиц 37 и 38 ясно видно, что первые дают гораздо меньше интерференционных линий и в общем менее интенсивных, чем вторые.

Степень раскристаллизованности играет при этом главную роль.

Сопоставляя между собою рентгенограммы хлоритов 107, 170, 29, 384 и 428, мы видим, что они очень близки, почти аналогичны между собою, хотя химические анализы этих хлоритов существенно отличаются друг от друга по составу тетраэдрических и октаэдрических слоев. Повидимому, на размеры элементарных ячеек этих хлоритов противоположно и компенсирующе влияют разные катионы из разных структурных слоев. В частности, сжимание по оси с ($d_{002} = 6.8 - 7.1$ Å) от уменьшения значения Si_{IV} компенсируется в некоторой степени расширением от замещений Fe["] \rightarrow Al или Mg \rightarrow Fe["] в октаэдрических слоях (см. гл. 15).

Таким образом, в структурных химических формулах состав тетраэдрических слоев, как показано в главе 3, тесно связан с характером генетических условий для данного района, но рентгенограммы отражают прежде всего тип решетки, ее структурные (полиморфические) особенности, степень раскристаллизованности и общий состав хлоритов. Вот почему главные межплоскостные расстояния и интенсивность интерференционных линий могут совпадать у хлоритов разного генезиса и существенно отличаться у хлоритов данного района с одними и теми же условиями их образования, но с различным химическим составом.

Осадочные хлориты 451 и 1 (табл. 37) отличаются от других очень высоким значением d_{002} , совпадающим или даже превышающим соответ. ствующую величину у серпентинов (см. гл. 3). Причина этого не вполне ясна и не может быть объяснена одними особенностями химического состава этих минералов.

По облику полученных С. И. Берхин рентгенограмм исследованные хлориты делятся на три группы. Хлориты 107, 993, С-1, 39 имеют дебаеграммы с незначительным фоном, с многочисленными (до 22) четкими и относительно тонкими линиями интерференции. На рентгенограммах хлоритов С-25, 384, 428, 13. 78 и 29 меньше интерференционных линий, которые несколько размыты и имеют меньшую интенсивность, чем предыдущие. У хлоритов 451 и 170 мало (10—13) интерференционных линий, которые сильно размыты по краям, широки, имеют низкую интенсивность; на дебаеграммах—значительный фон, и они по общему. своему виду напоминают рентгенограммы высокодисперсных глинистых минералов.

Сопоставляя между собою рентгенограммы осадочных хлоритов 107 и 993 и хлорита 170 из осадочно-метасоматической зоны, мы делаем вывод, что высокая раскристаллизованность первых двух связана с тем, что при их формировании были использованы остатки кристаллических решеток серпентиновых минералов, составлявших значительную часть тонкого (потом хлоритизированного) шламма.

Следует также думать, что хлорит 170 (табл. 38), образовавшийся в зоне метасоматоза и в соответствующей ей геохимической среде (характерная кристаллохимическая константа $Si_{IV} = 2,8$), сформировался главным образом из коллоидальных инфильтратов, а не в результате собственно метасоматического преобразования серпентиновых неделимых.

39a) Сопоставляя характерные интерференционные линии (табл. дебаеграмм некоторых малкинских хлоритов (серпентин-хлорит, хлориты 428, 78, 993) с порошковыми рентгенограммами серпентина и каолинита, видим, что они близки между собой. При сопоставлении межплоскостных расстояний хлоритов с их химическим составом и структурными формулами выявляется, что у более магнезиальных хлоритов рентгенограммы по своему характеру стоят ближе к серпентиновым, а у более глиноземисто-железных — ближе к каолинитовым (диккитовым). Этот вывод, получаемый из изучения малкинских хлоритов, вполне согласуется с результатами ренгтеновского изучения других хлоритов сопоставлении с серпентином и каолиновыми минералами (см. в гл. 15).

Из табл. 393, в частности, видно, что серпентин-хлорит (серпофит с р. Малки) с Si_{IV} = 3,78 показывает постепенный переход от серпентина к хлоритам, но он еще близок к серпентину; хлорит же 993 с Si_{IV} = = 2,45 обнаруживает очень большое сходство своей рентгенограммы с дебаеграммой типичного каолинита. На табл. 39а и 39б хорошо также видно, как от серпентинов с относительно простым атомным составом мы переходим через серпентин -хлорит к хлоритам со сложным атомным составом: параллельно с этим усложняются дебаеграммы и увеличивается на них количество интерференционных линий, с сохранением в основном общего

Таблица 39а

Межплоскостные расстояния (в А') серпентина, каолинита и некоторых малкинских хлоритов

N₂	c	Серпентин		Серпентин-хлорит		Хлорит 428		Хлорит 78		Хлорит 993		Каолишт	
интерф. линии	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	dhkl	I	d _{hkl}	I	đ _{hkl}	I	d _{hkl}	I	
			12	Сильн	13	Срени	13	Cuef				_	
1	7 25		7 26	Chin II.	6.85	Сильн	7 03	Слао.	6 94	Сильн	7.06	Оч. силыі.	
2	1,30	Сильн.	1,20	"	0,00	Cullbri.	4 64	Ср. салын.	4 62	Спелн			
.) /	4,00	Cnown	4 46	Сроди	4 39	Спочи	1,04		4,04	орода.	4 40	Ср. сильн.	
4	(4,40)	Средн.	3 99	openn.	3 83	ope, in.	4.23	Спелн	3.88	Спелн	3.87	Средн.	
5 6	3 60		3 57	Сильн	3 44	Сильн	3 61	Среди.	3 57	Сильн	3,60	Оч. сильн.	
7	3,00	Оч. сильн.	2 79	Слаб	2 68	Слаб	2 70	Слаб	2 78	Спелн	2.78	Слаб.	
1 9	-	_	2,15	Он слаб			2,10	Сп. слаб	2 65	»	2.56	Сильн.	
0	2 45		2,00	Сильн	2.43	Сильн	2,00	Слаб	2,52	Оч сильн	2.50	*	
	2,40	Сильн.	2,11		_,	Chilbh.			2 39	Спелн	2.37	»	
10			2.26	Оч. слаб.			_	·	2,15	»	2.24	Средн.	
19	2 12	Слаб	2.06	Спелн.	2.09	Ср. слаб			2.02	Оч. слаб.	2,00	»	
13	2,12								1.94	» »	1,93	Оч. слаб.	
14	_	_	1.89	Оч. слаб.	-	_		_			1,83	Слаб.	
15				<u> </u>	-		1 79	Оч. слаб.	1.77	Средн.	1.78	»	
16	1.72	Средн.	1.72	Срелн.	1.74	Слаб.	1.73	Слаб.	1.72	Слаб.	·	-	
17			1.67	»	1,66	»	1.63	*	1,67	Оч. слаб.	1,67	Сильн.	
18	_	_			· _		1.56	Ср. сильн.	1.55	Ср. сильн.	1,62	Среди.	
19	1.52	Оч. сильн.	1.51	Сильн.	1.51	Ср. сяльн.	1.53	Слаб.	1.52	Ср. слаб.	1,53	- »	
20			1.49	Слаб.	1,48	Слаб.		-	1,49	Средн.	1,49	Сяльн.	
21	1 _	_	1.46	»	1,39	*	1,43	Слаб.	1,427	Слаб.	1,43	Оч. слаб.	
22	1.30	Сильн.	1.31	Ср. сильн.	, <u> </u>	_		-	1,31	»	1,30	Средн.	
23	1,27	Слаб.	1,27	Слаб.	1,28	Оч. слаб.	_		1,29	Оч. слаб.	1,28	Слаб.	
24			1.26	Оч. слаб.	_	_		i —	1,26	» »	1,24	Средн.	

структурного типа. Очевидно, что это усложнение обусловливается изоморфными замещениями, когда в тетраэдрах хлоритов появляются трех. валентные катионы, а в октаэдрических слоях значительно меняется не только тип ионов (\mathbf{R}^{\cdots} вместо \mathbf{R}^{\cdots}), но и их количество ($\mathbf{R}_{2}^{\cdots} \rightarrow \mathbf{R}_{3}^{\cdots}$).

Таблица 39б

N		i		2		3		
интерф. Линии	d _{hk1}	I	dhkl	1	d _{hkl}	I		
	1	1						
0	1 -	_	12	Сильн.	(~14)	Сильн.		
1	7,26	Сильн.	7,26	»	7,06	Сильн.		
2	5,20	Оч. слаб.	4,99	Оч. слаб.	5,20	Оч. слаб.		
3	4,62	Ср. слаб.	4,46	Средн.	4,572	Сильн.		
4	4,29	Слаб.			_			
5	3,99	Средн.	3,99	Средн.	4,079	Слаб.		
6			· -		3,88	»		
7	3,61	Оч. сильн.	3,59	Сильн.	3,548	Оч. сильн.		
8	2,82	Средн.	2,81	Оч. слаб.	3,148	Средн.		
9	<u> </u>	· · · ·	2,72	Слаб.		-		
10	ļ		2,66	Оч. слаб.		-		
11	2,51	Оч. сильн.	-	-	2,53	Средн.		
12	2,41	Слаб.	2,41	Сильн.	2,44	Ср. слаб.		
13		- I		-	2,37	Слаб.		
14	2,17	Ср. слаб.	2,23	Оч. слаб.	2,26	Оч. слаб.		
15		-		-	2,212	» »		
16			2,06	Средн.	2,078	» »		
17	—		-	-	1,999	Сильн.		
18		-	1,89	Оч. слаб.	1,892	Слаб.		
19	1,83	Оч. слаб.			1,823	»		
20	1,72	Слаб.	1,72	Средн.	1,736	»		
21	1,70	»	1,67	»	1,688	Ср. слаб.		
22		-			1,659	Оч. слаб.		
23	1,56	Сильн.		—	1,569	Ср. слаб.		
24	1,53	Средн.	1,51	Сильн.	1,535	Сильн.		
25		- 1	1,49	Слаб.	1,515	Слаб.		
26	—	-	1,46	»	1,461	Оч. слаб.		
27					1,424	» »		
28	_			— ·	1,398	Средн.		
29	1,32	Сильн.	1,31	Ср. сильн.	1,321	Слаб.		
30		-	1,27	Слаб.	1,300	»		
31	_	_	1,26	-				
32	—	-		-	1,226	Слаб.		
33	_	_	-		1,191	Оч. слаб.		
34	—	_			1,14	Оч.оч.слаб.		
		1		1		I		

Порошковые рентгенограммы серпентиновых и хлоритовых минералов гидротермального происхождения

(2R == 66 мм; d = 0,5 мм; экспозиция 20 час.; излучение железное) 1-серпентин бледнозеленоватый кожистый (тип щвейцерита). 2-серпентин (серпофит) светлозеленый, пластинчатый, левый берегр. Малки (серпентин-хлорит).

3-прохлорит крупночешуйчатый светлозеленый, р. Ангара (вблизи р. Илим).

Порошковые рентгенограммы осадочных хлоритов типа шамозита (Bannister, 1945)

N	1	1		2	1	3
интерф. линии	d _{hkl}	I	d _{hki}	1	d _{hkl}	I
1	14	Оч. сильн.		-		-
2	7,1	» »	7,1	Оч. сильн.	6,93	Оч. сильн.
3	4,73	Слаб.		-		-
4	4,59	Средн.	4,63	Средн.	4,63	Средн.
5	3,53	Оч. сильн.	3,53	Сильн.	3,50	Сильн.
6	2,83	Средн.		-	2,779	Ср. сильн.
7	2,69	Слаб.	2,69	Ср. сильн.	2,689	Оч. слаб.
8	2,61	»	-	—	_	
9	2,52	Оч. слаб.	2,53	Ср. сильн.	2,507	Ср. сильн
1 0	2,46	Ср. слаб.	2,47	Ср. слаб.	-	-
11	2,39	» »	2,40	· * *		-
12	2,28	Слаб.			2,33	Оч. слаб.
13	2,14	Оч. слаб.	2,16	Слаб.	2,134	Ср. слаб.
14	2,08	» »	-		-	—
15	2,01	Средн.	2,02	Оч. слаб.	-	-
16	1,89	Слаб.		-	-	-
17	1,83	Оч. слаб.	1,78	Оч. слаб.	1,767	Слаб.
18	-		1,74	» »	—	—
19	1,72	Слаб.	1,72	Слаб.		—
20	1,67	»	1,68	×		—
21	1,63	Оч. слаб.		·	-	
22	1,573	Ср. слаб.	—			_
23	1,552	Ср. сильн.	1,557	Сильн.	1,556	Средн.
24	1,517	Средн.	1,524	Ср. сильн.	1,524	Слаб.
25	1,479	Оч. слаб.	—	-	1,473	Оч. слаб.
26	1,424	Средн.	1,427	Средн.	1,425	» »
27	1,395	»	—	-		
28	1,361	Оч. слаб.	1,350	Слаб.		—
29	1,333	» »	1,328	»	-	-
30	1,301	*	1,303	»	-	_
31	1,228	» »	—	—	-	_
32	1,183	Слаб.			_	—
33	1,136	Оч. слаб.	—	_	-	
34	1,104	» »	-	-	_	_
35	1,047	Средп.	1,052	Средн.	-	
36	1,014	Слаб.	1,020	Слаб.	_	

1 — магневиальный шамовит (анализ 157,гл. 17). 2 — шамовит (анализ 155, гл. 17). 3 — шамовит, Шмидефельд.
Порошковые рентгенограммы хлоратов

34		L	:	2	3		4		
интерф. линии	đ _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	d _{hki}	I	
								1	
1	13,138	6	13.678	7	13 845	10	13 678	8	
2	6,970	9	7.040	8	7.014	8	6.941	10	
3	_	_	5,250	2	_	_	5,179	1	
4	4,698	9	4,680	9	4,685	8	4,646	9	
5	3,893	2	3,922	2	3,907	3	3,871	1	
6	3,515	10	3,509	10	3,533	8	3,505	10	
7	_	_	3,129	1	3,109	1/.	3,085	1/9	
8	2,824	5	2,828	7	2,831	6	2,815	6	
9		_	2,712	1/2	-	_	2,681	1/2	
10	Дифф.		2,578	7	2,648	5	Дифф.	-	
11	2,523	8	2,542	5	2,546	6	2,539	6	
12	2,431	5	2,430	6	Дифф.	—	2,426	4	
13	2,369	1	2,370	3	2,400	6	2,374	1.	
14	• 2,251	3	2,247	4	2,243	$1/_{2}$	2,248	2	
15	2,171	1	2,215	¹ / ₂			2,196	1	
16	-	_	2,064	1		-	2,057	¹ /2	
17	-	-	2,021	7	2,017	4		-	
18	1,998	8	1,998	6	-		1,993	9	
19	1,880	3	1,881	4	—	-	1,869	3	
20	1,818	3	1,825	4	-		1,813	3	
21	1,728	2	1,731	3	1,743	1/2			
22	1,688	2	1,706	3	1,698	1	1,686	2	
23	1,655	2	1,659	2	1,668	1	1,651	2	
24	1,563	7	1,562	10	Дифф.	_	1,560	7	
.25	1,531	9	1,534	10	1,537	9	1,535	8	
26	1,499	3	1,502	2	1,505	2	1,498	3	
27	1,455	2	1,460	2	1,467	1/2	1,460	1	
28	1,420	1	1,417	3	1,419	1	1,412	3	
29	1,394	8	1,390	10			1,384	9	
30		_	1,350	2	-		1,341	1/s	
31 29	1,315	3	1,319	4	1,320	2 •	1,314	3	
32	1,207	3	1,283	4	1,290	4		-	
34	-	-	1,201	1/2 7	-	-	-	-	
35		-	1,210					. —	
36		i —	1,191	/ <u>3</u>		_			
37			4 4 2 4			_			
38			1,131			_		_	
39			4 040	5		_			
40			1 030	5					
41	_		1 013	3					
42			3				_		
43	_		987	4		_			
		1	1						

1 — лейхтенбергит, Филлипсбург, Монтана (анализ 121, гл. 17); 2 — шериданит, Берро-Берро, Тенесси; 5 — прохлорит, Трамбулл, Коннектикут; 6 — хлорит, Голивия; 57,3 мм, иллучение железное, для хлорита 2 — медное; 8 — хлорит по Грунеру (Gruner, «Амет. гл. 17), дебаеграмма снята Г. А. Когалевым (ВСЕГЕИ), 1949 г. Диаметр камеры 46,00 мм.

гадротермального происхождения

Милс-Сити, Монтана; 3 — хлорит, Бринтон-Куарри, зап. Честер, Пенсильвания; 4 — хлорит, 7 амевит, Честер, Массачуветс; хлориты 1—7 по Макмарчи (МсМигсһу, 1934); радпус камеры Min.», 1934, 19, р. 557); 9—прохлоритиз Назямских гор, Урал (ачализ В. И. Искюл⊦, № 168, волучение железное.

Межплоскостные расстояния (в А°) у хлоритов

epţ.		1		2		3		4		5		6		7	$\left[\right]$
Nº MHT	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	
1			_				_	-	_	_	_		-		
2	6,98	Οч.	6,72	Οч.	6,98	Сильн.	6,85	Оч.	6,72	Сильн.	6,76	Оч.	7,03	Оч.	
3	4,53	сильн. Средн.	4,53	сильн. Оч. оч.	4,53	Слаб.	4,53	сильн. Оч.	4,49	Слаб.	4,53	сильн. Слаб.	4,68	сильн. Сильн.	
4	3,51	Сильн.	3,42	сильн. Сильн.	3,51	Сильн.	3,48	слао. Средн.	3,47	Сильн.	3,42	Сильн.	3,51	Оч.	┝
5	-		-	-		_	2,74	Cp.	-		2,75	Слаб.	2,80	сильн. Ср. слаб	
6	2,66	Слаб.	2,62	Слаб.	2,65	Ср. слаб.	2,63	Слаб.	-	-	2,63	*	-		
7		_		—	-	—	—	. —	-			_	2,59	Средн.	
8	-	_		-		-		_		_	-	-	2,54	×	
9	2,48	Средн.	2,46	Сильн.	—	-	2,49	Сильн.	2,46	Оч.	2,47	Cp.	2,44	Cp.	
10	-			-	2,39	Средн.	_					<i>силь</i> н.	2,42	То же	
11	-	-	2,35	Ср.	-	—		—	-		-	.—	-		
12	-	_	_	—	—	-		—		-	-	-	2,25	Слаб.	
13	2,12	Слаб.	2,10	Cp.		_	2,12	Cp.	2,14	Средн.	2,10	Оч. слоб	-	—	
14	-	—	1,98	Слаб.	2,00	Оч.	-	<u>—</u>	Ì —		-		2,00	Средн.	
15			1,86	Оч. оч. слаб	-		-	_	_	-		-	1,88	. РО Слаб	ĺ
16		—	-	—	—			—	-	-	-	-	1,81	То же	
17	1,74	Слаб.	1,75	Средн.		-	1,76	Средн.	1,74	Средн.	1,73	Слаб.			
18	-	-	1,64	Оч.		-	—	-			-	—			l
19	1,55	Cp.	1,54	Сильн.	1,55	Средн.	1,55	Средн.	1,54	Cp.	1,54	Cp.	1,56	Cp.	
20	-	<u>—</u>		-	-	_	_		-	сильн.	-	сильн.	1,54	слао. Средн.	
21	1,52	Средн.	1,51	Средн.	1,52	Слаб.	1,52	Слаб.	1,50	Слаб.	1,50	Слаб.	1,50	Слаб.	
22	—	-	1,46	»	—	-	1,47	»	1,46	Оч. споб		-	— [•]	_	
23	1,42	Ср.	1,41	Слаб.	1,42	Слаб.	1,42	»	1,41	То же	1,42	Оч.	1,41	Оч. оч.	
24				· —	-	-		—		-	-		1,39	Слаб.	
25	-	-	—		-	-	-		—				-	-	
26	1,32	Слаб.	1,32	Слаб.	-	. —	-		-	-	1,32	Слаб.	1,32	Оч. слаб.	

1 — Шамовит из ндра раковины в железистой глине, Линкольншир; 2 — хлорит из хло цария; 4 — хлорит из раковины, Кливленд, Иоркшир; 5 — шамовит из хлоритовой железистой кристалл), Честер, Массачузетс; 8 — бавалит из вижнего силура, Шмидефельд, Тюрингия; 9 — Гарц; 11 — афрос и дерит (измельченный кристалл) Колорадо; 12 — бавалит из хлоритовой по тахлорит) из осадочных бокситоносных (девонских) пород, Урал, по А. Н. Ляминой, 1938; кроме

из осадочных пород (Bannister, 1939, и др.)

_	8			9		10		11	12			13	14	
	d	I	d	. 1	d	I	đ	I	d	I	đ	I	d	I
_	_	_	_	_		_		_	-	-		_	13,90	4
	6,76	Сильн.		-	6, 80	Сильн.	6,72	Сильн.	6,94	Оч.	6,75	Силья.	6,98	9
	4,62	Cp.	4,72	Слаб.	4,62	Слаб.	4,53	Cp.	4,64	Средн.	4,64	Слаб.	4,68	5
	3,47	Сильн.	3,57	»	3,48	Сильн.	3,42	Сильн.	3,50	Сильн.	3,47	Средн.	3,50	10
	2,78	0ч. оч.	2,84	»	2,78	Слаб.	2,75	Оч. оч.	2,80	Слаб.	2,79	Οч.	2,81	2
		слао. —	-		2,65	Оч. оч.	-	слао.	·			слао. —	2,61	3
	2,59	Средн.	2,61	Сильн.	2,59	слао. Средн.	_	-	2,57	Cp.		-	2,56	2
	2,54	Cp.	-	—	2,54	»	2,54	Средн.	-	сильн.	2,55	Cp.	—	
	2,44	слао. То же	2,47	Средн.	2,45	Cp.		-	2,46	Средн.	-	слао. —	2,47	2
	2,42	»	2,46	Сильн.	2,42	слао. То же	-		2,41	*	2,38	Cp.	2,40	2
	-			-		-	2,36	Слаб.	-	-	-		-	_
	2,25	Cp.	2,28	Средн.	2,25	Cp.	2,25	*	2,27	Средн.	2,25	Слаб.	2,26	2
	-	слао.		-		слао. —		-	-	_		-	-	_
	2,00	Средя.	2,01	Сильн.	2,00	Средн.	1,98	Средн.	2,02	Сильн.	2,00	Средн.	2,01	3
	1,88	Слаб.	1,90	Слаб.	1,88	Слаб.	1,86	Слаб.	1,90	Средн.	1,88	Оч. оч.	1,89	1
	1,81	Οч.	1,84	Средн.	1,81	Оч. оч.	1,81	Оч.	1,33	Слаб.		слао. —	1,82	1
	1,71	слао. Оч. оч.	1,73	»	1,76	слао. То же	-	слаб. —	-		-		1,751	. 1
	1,63	слаб. Слаб.	1,67	»	1,66	»	1,64	Οч.	1,67	Οч.		-	1,656	1
	1,85	Сильн.	1,56	Сильн.	1,55	Cp.	1,57	слао. Средн.	1,56	слао. Сильн.	1,55	Cp.	1,553	5
		-	_	_	-	сильн. —	1,54	»	1,53	Cp.	_	сильн.	1,539	2
	1,51	Cp.	1,52	Средн.	1,51	Слаб.	1,50	Оч.	-	слао. —	1,51	Слаб.	1,518	2
	_	слаб. —		-	_	—	-	слао. —	1,43	Οч.		_	-	
	1,42	Слаб.	1,43	Средн.	1,42	Оч. оч.	1,41	Оч.	_	слао. —	1,41	Оч. оч	1,420	2
	1,39	Cp.	1,39	Сильн.	1,39	слаб. Слаб.	1,38	слао. Ср.	1,39	Сред.	1,39	слао. Оч.	1,401	2
	1,34	слаб. Слаб.		—	1,33	»	_	сильн.	1,34	Слаб.	_	слао. —	1,331	2
	1,31	*	-		1,30	Оч. слаб.	1,32	Слаб.	1,31	Оч. слаб.			_	

ритовой глины, Айршиг; 3 — шамозит из хлорито-сидеритовой плотной породы, Шамозон, Швей породы; 6 — хлорит из оолитов в железистой породе; 7 — корундофиллит (измеличеный тюрингит, Шмидефельд (из юрских осадков), по Юкгу, 1931; 10 — тюрингит, Заальфелид, роды, Северный Уэльс; 13 — даф нит измельченный, Толгес-Майн, Корнуэл; 14 — даф нит (исуказанных, имеются еще линии 6,76 (1), 3,66 (1), 1,697 (1), 1,161 (2); 2R=57,3 мм, излучение железное.

Глава 7

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХЛОРИТОВ МАЛКИ И ХАЛИЛОВА

Богатые железом хлориты из месторождений халиловского типа на южном Урале изучались группой сотрудников Института геологических наук АН СССР (М. И. Калганов, А. Л. Яницкий и др.) под руководством Б. П. Кротова.

Несмотря на плохую раскристаллизованность, почти аморфность хлоритового вещества, его тонкую зернистость и перемешанность с другими минералами (гидроокислами железа и алюминия, карбонатами, обломочками хромовой шпинели и др.), в ряде случаев удалось совсем или почти совсем очистить от примесей хлоритовый материал, предназначенный для химических анализов.

По Б. П. Кротову (1942), происхождение халиловских хлоритов представляется в следующем виде. В юрское время, в пределах Халиловского района, в депрессии накапливались континентальные отложения. В существовавшие здесь озера сносились водою обломочные продукты выветривания окружающих серпентинитовых пород и отчасти обломки пород из более удаленных районов. Озера, по мере заполнения их осадками, постепенно превращались в болота. В своей нижней части озерные осадки имели слоистое сложение: выше к этому обломочному материалу присоединялись химические осадки, и отложения переходят здесь в бобовооолитовые породы, состоящие из оолитов железистого хлорита, стяжений гематита и гидрогетита, марказита и магнетита, оолитов кальцита и обломков хромовой шпинели, нередко оруденелых растений. Весь этот химически осевший и обломочный материал как бы погружен в песчаноглинистую рыхлую массу из продуктов выветривания серпентинитов и других пород. По направлению вверх к этим продуктам все больше и больше примешиваются обломочки каолиновой глины.

По словам Б. П. Кротова, «этот слабо уплотненный обломочный материал, смешанный с продуктами химического осаждения, подвергся процессу хлоритизации сверху. Процесс хлоритизации нужно считать процессом диагенетическим, обусловленным повышением концентрации солей в водных растворах и изменением физико-химических условий среды в заболоченных озерах. Он привел к замещению рыхлого механического материала железистыми хлоритами несколько варьирующего состава; частично хлоритизации подверглись и гидрогетитовые бобы.

В результате первоначальная слоистость в большей или меньшей степени была затушевана, и порода обогатилась железом и глиноземом. Вместе с тем обычно внизу рудного тела возникала вторичная слоистость. Растворы, производившие хлоритизацию, содержали железо и глинозем, причем последний местами выделялся в виде гидраргиллита и алюмогеля в верхних частях в рудах этой части месторождения...»

Судя по составу химически осевших минералов, воды, стекавшие в бассейн, приносили в растворенном виде кремний, железо, алюминий, кальций, углекислоту. Присутствие аутигенного магнетита, частое чередование зон железистого хлорита, окислов железа и изредка сидерита указывают на колебания в содержании кислорода и углекислоты в придонной части водоемов и в самом илу и на наличие местами восстановительной среды.

После своего образования рудные породы частично размывались и перекрывались юрскими, меловыми и третичными осадками, неоднократно попадали в зону выветривания, в результате чего происходило частичное разложение железистых хлоритов, вынос из породы кремнезема и обогащение их окислами железа. Приуроченная обычно к самым нижним горизонтам юрских континентальных отложений рудная толща перекрывается песчано-алевритоглинистыми породами с растительными остатками и углистыми включениями (хайбуллинская свита).

Хлориты развиты во всех типах пород; местами некоторые слои состоят из хлоритов не менее чем на 50%. «В бобовых рудах хлориты образуют главную массу цемента и нередко также бобы и оолиты; в слоистых же рудах они совместно с гидрогетитом слагают всю массу руды, причем часто хлориты по количеству преобладают над гидрогетитом. Иногда хлориты, обособляясь, образуют совершенно самостоятельные участки и прослойки среди бобовых и слоистых руд».

По своему оптическому поведению хлориты во всех типах руд относятся или к аморфным (оптически изотропным), или к кристаллическим разностям. Последние то мелкочешуйчатые, то состоят из пластинок и пленок разной величины. Встречаются нередко мстаколлоидальные раскристаллизованные хлориты в виде округлых или неправильных по форме участков, имеющих радиально-лучистое или концентрическое строение. Окраска хлоритов колеблется в широком диапазоне: от светлозеленых, зеленых, буровато-зеленых до коричнево-бурых тонов.

Светопреломление хлоритов сильно меняется в зависимости от их химического состава, степени раскристаллизованности и свежести минералов; Nm колеблется от 1,580 до 1,660 у свежих хлоритов и достигает 1,750 у окислившихся разностей (в связи с переходом FeO в Fe₂O₃).

Как отмечает Б. П. Кротов (1942), химические анализы «даже наиболее чисто отобранных железистых хлоритов показывают значительную разницу..., которая не может быть обусловлена примесями...». Содержание в хлоритах SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, H₂O сильно колеблется, но почти всегда Fe₂O₃ доминирует над Al₂O₃, a FeO над MgO; встречаются совсем безглиноземистые хлориты.

Располагая значительным количеством химических анализов, Б. П. Кротов и его сотрудники делали попытки классифицировать эти хлориты. Пользуясь системой Орселя (Orcel, 1927), авторы с большим трудом и с рядом оговорок причисляли свои хлориты к тюрингитам, кронштедтитам, прохлоритам, корундофиллитам, амезитам. Однако они отмечали, что классификационным подразделениям, сделанным по коэффициенту $S = SiO_2 : R_2O_3$, обычно противоречили значения других коэффициентов (*f*, *a*), указывавших другое классификационное положение тех же минералов. Ряд хлоритов совсем оказался вне цифровых значений коэффициентов Орселя.

Это обстоятельство послужило главной причиной общей неудачи в минералогической характеристике и в сопоставлении между собою халиловских хлоритов.

Как показано нами в гл. 15, ошибочность известного метода Орселя заключается в механическом сопоставлении количества молекул SiO₂ с количеством молекул R_2O_3 , вне зависимости от кристаллоструктурной роли полуторных окислов. Пользование для целей классификации коэффициентом S часто приводит к ошибочным характеристикам минералов; при этом в разные группы попадают кристаллохимически однотипные хлориты, а совсем различные по своей химической природе хлориты объединяются. Причина этих ошибок и несоответствий заключается в том, что $R_2^{--}O_3$ в кристаллической структуре хлоритов, с одной стороны, в различной степени замещают SiO₂, а с другой — в очень широких пределах способны с R⁻⁻O изоморфно замещать друг друга.

Для получения правильных и удобных для сравнения химических характеристик халиловских хлоритов мы произвели расчет (табл. 43)

Химические анализы неко

Окислы	1	2	3	4	5	6
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{r} 31,99\\0,08\\6,63\\27,62\\0,34\\10,27\\0,25\\5,32\\0,70\\-\\0,25\\-\\9,72\\7,39\end{array}$	$\begin{array}{c} 30,62\\ 0,08\\ 4,31\\ 34,28\\ 0,58\\ 7,56\\ 0,12\\ 3,52\\ 0,91\\ \hline \\ 0,62\\ \hline \\ 9,53\\ 7,85\\ \end{array}$	30,71 $-21,22$ $22,95$ $0,87$ $4,84$ $0,45$ $3,72$ $0,69$ $-$ $0,13$ $-$ $15,33$	28,36 	24,84 0,33 0,00 41,96 0,47 14,20 0,19 1,03 Her 0,12 11,57 4,78	$\begin{array}{c} 26,60\\ 0,60\\ 20,97\\ 28,36\\ 0,28\\ 4,31\\ 0,05\\ 1,77\\ 0,18\\\\ 0,11\\\\ 16,98 \end{array}$
Сумма	100,56	99,98	100,91	100,47	99,49	100,21
Si	3,59 0,41	3,54 0,46	3,14 0,86 —	3,16 0,84 —	3 ,13 0,87	2,88 1,12
Al	$ \begin{array}{r} 0,47\\ -\\ 2,34\\ 0,03\\ 0,95\\ 0,02\\ 0,90\\ 0,08\\ \hline 4,76\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0,12\\$	$ \begin{array}{c} 1,70\\ -\\ 0,10\\ 0,41\\ 0,04\\ 0,57\\ 0,07\\ 4,65\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,28 \\ - \\ 1,95 \\ 0,04 \\ 1,08 \\ 0,07 \\ 0,34 \\ 0,03 \\ \hline 4,79 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} $	$ \begin{array}{c} 1,58\\0,04\\2,28\\0,04\\0,39\\\hline\\0,29\\0,02\\\hline\\0,02\\\hline\\4,64\end{array} $
OH	7,2 10,4	7,4 10,3	8,0 10,0	8,0 10,0	8,0 10,0	8,0 10,0

1 — Хлорит светлый веленовато-серый, очень мелкочешуйчатый; под микроскопом имеет небольших гнезд среди слоистых руд (М. И. Калганов и С. Д. Левина).

2—Хлорит черно-зеленый, крупнокристаллический; под микроскопом тонкоспайные Np—темнобурый, Ng—светлобурый; одноосный, отрицательный. Встречается в тонкослоистых

3-Хлорит плотный темнозеленый, в виде глиноподобной массы, изотропный, с микро

4— Х л о р и т зеленый мелкокристаллический, образующий неправильные гнезда и включения пластинок с сильным плеохроизмом: Ng — бледнобуроватый, Np — буровато-зеленый S — относится к корундофиллиту, по значения а и f бливок к тюрингиту (М. И. Калганов).

5 — Хлорит зеленый аморфиый, из прожилков и гнезд в тонкослоистых рудах; вок к железистым прохлоритам, в частности к кронштедтиту (А. Л. Яницкий).

6 — Х лорит зеленый изотронный, местами раскристаллизован; по классификации Орселя

7 — Х л о р и т зеленый мелкокристаллический, из гнезд в грубослоистых породах; сильно плео

8 — Х лорит темнозеленый, микрочешуйчатый, из гидрогетит-хлоритовой бобово-оолитовой Ng= 1,616. Np = 1,612. По коэффициенту Орселя S — относится к ахезитам, а по значению а и f

9 — Хлорит буровато-зеленый, крупночешуйчатый, из грубослоистых пород; иод буровато-зеленогатый, Np — темнобуровато-зеленый; 2V = — (оч. мал.); Ng = 1,656, Np = 1,646

10, 11, 12 и 13 — Хлориты аморфные или раскристаллизованные в разной степени, из почти мономинеральной породы; 12 — желто-зеленый, плотный, из псевдобобовой руды).

торых халиловских хлоритов

7	8	9	10	11	12	13
$\begin{array}{c} 25,61\\ 0,03\\ 18,56\\ 24,66\\ 0,53\\ 10,62\\ 0,16\\ 2,38\\ 1,10\\ 0,52\\\\ 11,71\\ 4,95\\ \end{array}$	19,56 0,08 0,20 40,45 0,26 15,85 0,07 3,75 Her 0,22 19,29	22,53 Следы 14,67 34,19 0,58 7,57 0,29 1,78 0,46 — — — 18,05	21,87 0,24 17,67 22,02 0,30 19,83 0,14 3,53 Следы — 0,22 следы 9,81 4,17	$\begin{array}{c} 20,84\\ 0,41\\ 17,90\\ 21,91\\ 0,33\\ 22,13\\ 0,06\\ 3,33\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,02\\ 0,04\\ 0,06\\ 13,10 \end{array}$	$19,21 \\ 0,36 \\ 17,29 \\ 28,53 \\ 1,42 \\ 14,25 \\ 0,39 \\ 1,84 \\ 0,15 \\ 0,21 \\ 0,44 \\ 0,17 \\ 0,00 \\ 14,90$	18,42 0,99 18,92 36,57 0,45 5,91 0,23 1,03 Следы — — 18,40
100,83	99,73	100,12	99,30	100,51	99,16	100,92
2,83 1,17	2,63 1,37	2,64 1,36	2,51 1,49 —	2,38 1,62	2,30 1,70 —	2,16 1,84 —
$ \begin{array}{r} 1,30 \\ \hline 2,01 \\ 0,04 \\ 0,98 \\ 0,01 \\ 0,39 \\ 0,12 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0,03 \\$	0,67 	0,90 0,02 1,89 0,63 1,88 0,01 0,61	0,78 0,03 1,88 0,03 2,10 0,(0 0,57 0,04	0,66 0,03 2,56 0,04 1,42 0,C4 0,33	0,76 0,08 3,20 0,04 0,57 0,02 0,18
4,85	5,31	4,83	5,34	5,43	5,08	4,85
8,00 10,00	8,0 10,0	8,0 10,0	7,6 10,2	8,0 10,0	8,0 10,0	8,0 10,0

нискую интерференционную окраску, Nm = 1,628. Образует плотную массу, залегающую в вид

пластычки развиты по Ng, часто они шестигранны; Ng = 1,640, Np = 1,626; ясный плеохроизм: породах в виде гнезд и прожилков, почти всегда согласных со слоист стью. Там же.

кристаллическими участками и отдельными кристаллическими чешуйками (М. И. Калганов).

в грубослоистых породах; под микроскопом нередко в виде примоугольных или гексагональны (Np > Ng); развит по Ng; 2V = - (оч. мал.); Ng = 1,640, Np = 1,633. По коэффициенту Огсел

N = 1,694 + 0,002. По коэффициенту Орселя S - относится к корундофиллиту, по вначению / бли-

ближе всего подходит к тюрингитам (М. И. Калганов).

хроирует; 2V = - (оч. мал.); Nm = 1,640 (М. И. Калганов).

породы; плеохроизм слабый, от зеленоватого (Ng) до беспветного (Np); 2V очень мал и (--); близок к железистым прохлоритам, в частности к кронштедтитам (А. Л. Яницкий).

микроскопом — тонкоспайные пластинки, развитые по Ng; сильно плеохроичен; Ng светлый (М. И. Калганов).

бобово-оолитовых и слоистых осадочных пород (11 - веленый мелкочешуйчатый, из хлоритовой,

их валовых анализов на кристаллохимические формулы (на 14 кислородов, по «безводному» веществу).

При этом нами использованы только те анализы, которые соответствуют достаточно однородному, очищенному веществу (по указаниям авторов).



Фиг. 25. Диаграмма состава хлоритов: а — малкинских и б — халиловских.

Рассмотрение составленных нами таблиц показывает, что хлориты из Халилова, при всей пестроте их физического состояния и свойств, а также валового химического состава, обнаруживают преимущественную принадлежность к некоторым кристаллохимическим типам. По содержанию Si в тетраэдрических слоях выделяются шесть групп с очень близкими к каждой группе значениями Si_{IV}:

> Si = 3,69 — 3,52 пенняны Si = 3,16 — 3,13 клинохлоры Si = 2,84 — 2,83 шамозиты — прохлориты Si = 2,64 — 2,63 тюрянгиты — корундофиллиты Si = 2,38 — 2,30 метахлориты Si = 2,16 амезиты

Названия хлоритовых групп соответствуют здесь нашим (гл. 16) классификационным делениям ($R_3^{"} - R_2^{"}$)-изоморфным рядам хлоритов и не имеют значения этих названий в системах Орселя, Винчелла и др.

Обращает на себя внимание сильно колеблющееся в халиловских

хлоритах содержание глинозема: от 22% оно опускается до 6—4%, а есть хлориты, совсем не содержащие глинозема (анализы 5 и 8). Тетраэдрические слои таких хлоритов содержат FeTH, замещающее часть Si; это свойственно вообще некоторым сильножелезным (FeTH) хлоритам, известным обычно в литературе под названием кронштедтитов.

Все рассмотренные хлориты в своих октаздрических слоях очень белны Мg и очень богаты ионами железа (Fe^{""}, Fe^{""}).

Рассмотрение хлоритов, приуроченных к определенным горизонтам геологического разреза, показывает местами (анализы 5 и 8; 11 и 12; 2, 4, и 9) явную тенденцию к уменьшению в хлоритах кремния вверх по разрезу: от тонко- и толстослоистых к бобово-оолитовым породам. Повидимому, это связано с общим ростом Al_2O_3 снизу вверх вследствие притока сверху глиноземистых растворов, вызвавших и обогащение гидраргиллитом верхних пачек.

Как нами отмечено (гл. 17), в парагенетической связи с бокситовыми минералами находятся обычно хлориты «амезитового» или близкого ему типа, т. е. с малым содержанием Si в тетраэдрических слоях решетки.

Высокое содержание в октаэдрических слоях халиловских хлоритов R^{...} является причиной того, что общее количество катионов шестерной координации у них значительно ниже шести: в большинстве случаев оно равно 4,66—4,86, и только в немногих случаях превышает пять (от 5,08 до 5,43).

При пироком развитии изовалентного изоморфизма Fe⁻⁻⁻ Al -- Cr; Fe⁻⁻ -- Mn -- Ni -- Mg, для хлоритов с близким содержанием Si_{IV} ясно видны гетеровалентные замещения типа R⁻₃ -- R⁻⁻₂ среди катионов с шестерной координацией.

Всюду дефицит в положительных зарядах, возникший от замены части Si на Al в тетраэдрических слоях, полностью компенсируется избытком их (выше 12) в октаэдрических пакетах.

Несмотря на близкие геологические и геохимические условия происхождения, халиловские хлориты по своему валовому химическому составу существенно отличаются от малкинских хлоритов (см. гл. 3, разд. XI). Эти отличия видны не только из таблиц их химических анализов (табл. 32 и 43), но и из составленных нами сравнительных диаграмм (фиг. 3—6 и 25).

Глава 8

ХЛОРИТЫ ИЗ БАССЕЙНА БОЛЬШОЙ ЛАБЫ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

1

В районе горы Беден, по правому берегу Большой Лабы, в толще змеевикового массива имеются разной величины жилообразные шлиры хромистого железняка, приуроченного исключительно к светлозеленым (белесоватым, сильно карбонатизированным в зоне выветривания) штокообразным телам, возможно, серпентинизированного дунита. В трещинах и полостях, а также в зальбандах наиболее крупных хромитовых тел имеются многочисленные образования яркомалиновых или розово-фиолетовых хромовых хлоритов.

Последние расположены небольшими прожилками, встречаются в виде вкраплений плотного минерала или представляют собою хорошо образованные кристаллы, размещенные в одиночку или довольно обширными группами.

Макроскопически выделяются три разновидности хромового хлорита: а) пластинки яркомалиновой равномерной окраски с совершенной по базопинакоиду спайностью; б) шестовато-волокнистые, слегка изогнутые плотные образования, окрашенные в бледномалиновый цвет, и в) плотные вкрапления разной по интенсивности розово-красной окраски, но без видимой спайности или волокнистости.

Базисные пластинки из призматически-столбчатых кристаллов первой разновидности обычно имеют гексагональные, почти изометрические очертания, а иногда при неравномерно развитых гранях кристалла они сильно вытянуты в одном направлении. Кристаллы ориентированы незакономерно, и направления их главных (вертикальных) осей в одном и том же штуфе то параллельны, то пересекаются под разными углами .Длина малиново-красных кристаллов хлорита, погруженных в белоснежную карбонатную массу, достигает 15 см, а величина пластинок колеблется от 2.—3 мм до 2 см (по диаметру). Почти все призматические кристаллы имеют зубчатую поверхность своих боковых граней в силу многократной сдвойникованности по пенниновому закону.

В изломах штуфов сопровождающих хромит магнезитизированных пород довольно часто можно видеть сильно вытянутые агрегаты сохраняющего спайность хромового хлорита в виде спрессованно-смятых, изогнутых пластинок. Последние частично срастаются почти параллельно с яркозеленым хлоритом, который в свою очередь параллельно срастается с относительно редкими пластинками белого мусковита или зеленоватого фуксита. Зеленый хлорит и сопровождающие его слюды перемежаются с хромовыми хлоритами и местами обрастают их каймой (пириною в 1—5 см), состоящей из сплошной массы смятых и изогнутых чешуй. Здесь же, нарастая на хромит, серпентин или карбонаты, расположены прожилки и спорадические скопления брусита и талька.

Возраст зеленого хлорита здесь, повидимому, более поздний, чем хлоритов хромовых.

Полости и трещины внутри и в зальбандах хромитовых тел после образования кристаллов хромовых хлоритов были выполнены карбонатами, главным образом, кальция и магния (кальцит, магнезит, доломит?), среди которых встречаются иногда участки с желто-коричневой окраской, представляющие собою, повидимому, брейнерит.

Карбонаты не только заполняют все промежутки между кристаллами хромовых хлоритов, но часто проникают тонкими корочками вдоль их трещинок спайности. Можно также наблюдать, как плотные или тонкокристаллические массы хлорита захвачены карбонатом и располагаются в нем прерывистыми полосками — в общем параллельно зальбандам карбонатовых жилок.

В то время как столбчатые правильные (относительно) кристаллы хромового хлорита с совершенной спайностью приурочены обычно к более или менее значительным полостям в хромитовых телах или к их зальбандам и включены в магнезит (и кальцит) или ими сопровождаются, — шестовато-волокнистые и плотные агрегаты приурочены чаще (или местами почти исключительно) к мелким полостям или даже к микротрещинкам в хромитовых телах.

Довольно часто тонкозернистые агрегаты или плотные выделения хромового хлорита выполняют промежутки среди черных зерен хромита, которые как бы погружены в массу фиолетового минерала, так что штуфы такого хромита имеют от этого розовато-фиолетовый оттенок.

Впервые для северного Кавказа хромовые хлориты были обнаружены Н. И. Безбородько в трещинах хромитовых шлиров по балке Власенковой на Большой Лабе в 1911 г. Микроскопическое исследование показало, что при одном николе почти бесцветный минерал не плеохроичен, а при скрещенных николях резко обозначаются два различных вида хромового хлорита: кеммерерит (хромовый пеннин) с плотной разновидностью — родохромом и кочубеит (хромовый клинохлор). Микроскопически и химически нами были изучены две разновидности хромовых хлоритов: яркомалиновые (карминово-красные) гексагональные пластинки из крупных столбчатых кристаллов и бледнорозово-фиодетовые плотные шестовато-волокнистые образования.

Первые представляют собою типичный кеммерерит, а вторые — родохром.

Кристаллические пластинки кочубеита в районе хромитовых тел по балке Власенковой были обнаружены нами только микроскопически. Выделить же этот минерал для детального химического его изучения нам, к сожалению, не удалось.

Для полноты картины приведем здесь результаты микроскопического изучения этого минерала Н. И. Безбородько. В отличие от кеммерерита, кочубеит имеет низкую нормальную интерференционную окраску, угасание его относительно трещинок спайности косое (до 6—7°). Плеохроизм едва заметен. Двупреломление и светопреломление выше, чем у кеммерерита (полоска Бекке). Минерал двухосный, с малым углом оптических осей, оптически положителен, характер главной зоны отрицательный.

Совершенно отличным от этого гидротермального кочубеита является хромовый хлорит из изученных нами (Сердюченко, 1936) эндоконтактно измененных гранитов и аплитовых жил, секущих змеевики по р. Бескес и балке Мощевой. Здесь, в непосредственной близости от прорванных и частично вплавленных и ассимилированных змеевиков, массивные граниты и их жильные отщепления содержат в себе то редкие, разобщенные друг от друга, то расположенные сгустками, пятнами, струйками — тонкоспайные, нередко с зубчатыми призматическими гранями (от полисинтетического двойникования) кристаллы хлорита. Располагаясь розетками, в елочку и т. д., эти хлоритовые образования то хорошо видны невооруженным глазом, то обнаруживаются только под микроскопом.

В куске эти хлориты или яркозеленые или бледнорозовые, малиновые, желтовато-розовые. Они или развиты изолированно друг от друга или встречаются совместно.

Микроскопическое исследование показывает, что морфологически зеленые и малиновые хлориты однотипны, очень похожи друг на друга. Это — стопки пластинок с совершенной спайностью по (001), причем кристаллы хлоритов разно ориентированы, сильно сегментированы, проявляя при этом резко выраженный плеохроизм.

Зеленые хлориты: Ng — зеленый, Np — желтый.

Малиновые хлориты: Ng — розовый, Np — светложелтый.

И те и другие хлориты развиты по Ng и прямо угасают, имеют низкую нормальную интерференционную окраску, Ng — Np = 0,006—0,008.

Замечательно, что все эти эндоконтактные хлориты, согласно моим многочисленным измерениям на Федоровском столике, имеют устойчиво выдерживающийся угол оптических осей:

 $2V = -36^\circ$ с колебаниями иногда в пределах $\pm 2^\circ$.

Не только у устья Бескеса и по Мощевой, но и в эндоконтактных зонах гранита, рвущего змеевики в верховьях Бескеса, по р. Маркопидж, по балке Малой Балканской, по рр. Большой и Малой Блыби, по Уруштену и Армовке, по Большой Лабе в районе Закана и т. д., т. е. всюду, где древний гранит контактирует с еще более древним змеевиком, в качестве характерного эндоконтактного минерала в гранитах образуются при этом сегментированные, червеобразные, розетковидные, сильно плеохроичные хлориты (главным образом зеленые, реже розовые), у которых $2V = -36^{\circ}$.

Таким образом, этот хлорит (типа клинохлора) может служить своего

рода корреляционным признаком для довольно обширной области совместного развития на северном Кавказе гранитов и ультраосновных озмеевикованных пород.

Изученный нами кеммерерит из хромитовых тел по балке Власенковой имеет прямое в отношении трещинок спайности погасание. Интерференционная окраска минерала — супернормальная индиго-синяя или серо-черная, а в сходящемся свете виден иногда размытый крест или слабое расхождение гипербол. Оптический характер минерала — отрицательный, характер главной зоны — положительный.

2V отрицательный и колеблется от 0° до -10° , при среднем показателе преломления Nm = 1,581 и двупреломлении 0,003.



Фиг. 26. Кривая нагревания малиново-красного хромового хлорита (кеммерерита) из зоны хромитов; Б. Лаба, Северный Кавказ.

Кривая нагревания (фиг. 26) этого хлорита (записанная в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР) показала типичную картину для хлоритовых минералов: эндотермические реакции при 570—650° (сильная), около 720° (слабая), при 800°, а экзотермическая (ясно выраженная) при 820°.

Анализ минерала (табл. 44) из столбчатых кристаллов в хромитовом шлире по балке Власенковой произведен в лаборатории Ростовского научно-исследовательского института прикладной химии Л. Н. Венеровской (колонка 1). Предварительная обработка хлорита соляной кислотой с целью освобождения от тончайших пленок и вкраплений карбонатов не производилась. Количественный учет карбонатов выполнен через повторное определение углекислоты. Состав чистого хлорита после исключения карбонатов приведен в колонке 2.

	1		2			
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.		
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 31,33\\ 0,80\\ 8,22\\ 1,89\\ 4,71\\ 0,58\\ 0,11\\ 37,20\\ 1,07\\ 0,06\\ 0,06\\ 0,57\\ 0,10\\ 1,47\\ 12,23\\ 0,48 \end{array}$	519 10 80 12 31 8 2 921 19 2 33 679 	31,96 0,82 8,38 1,93 4,80 0,59 0,11 37,37 Her 0,06 0,58 0,10 Her 12,48 0,50	$529 \\ 10 \\ 82 \\ 12 \\ 32 \\ 927 \\ - \\ 9 \\ 1 \\ 692 \\ - \\ - \\ 692 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$		
Сумма	100,88		99,74			

Химический состав крупнокристаллического магнезиально-хромового клинохлора («кеммерерита») из района горы Беден

Структурная формула хромового хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

$$(\mathrm{Si}_{3,08} \operatorname{Al}_{0,92})^{4,00} \{ (\mathrm{Al}_{0,03} \operatorname{Ti}_{0,06} \operatorname{Fe}_{0,14}^{\cdots} \operatorname{Cr}_{0,37}^{\circ,60} (\operatorname{Fe}_{0,05}^{\cdots} \operatorname{Mn}_{0,01} \operatorname{Mg}_{5,42}^{-} \operatorname{Li}_{0,02}^{-} \operatorname{Na}_{0,12})^{5,59} \}^{6,19} \cdot \\ \cdot (\operatorname{OH})_{8,0} \operatorname{O}_{10,0} .$$

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что здесь (как и в ряде других случаев, см. стр. 227) количество ионов шестерной координации превышает шесть единиц, верхний предел по рентгено-структурной формуле Паулинга. Этому соответствует и отношение анионов (О, ОН) к катионам в валовом анализе:

$$(O + OH) : (x + Y) = 1,77.$$

Отношение это меньше нижнего предела (1,80), предусматриваемого для хлоритов формулой Паулинга при 10 катионах на 18 (О, ОН).

Расчет состава хлорита только на антигоритовые и амезитовые молекулы (по Чермаку — Винчеллу) дает неудовлетворительные результаты, так как при этом получается остаток Mg и отчасти Si.

Входящие в состав хлорита щелочи (главным образом Na) генетически связаны, повидимому, с сильнощелочными (преимущественно натровыми) остаточными постмагматическими растворами.

В нашем минерале (как и вообще в хлоритах) недостаток валентностей в тетраэдрическом слое, происшедший от замены части Si на Al, компенсируется добавочными валентностями катионов шестерной координации.

Замещая последовательно $R_3^{"} - R_2^{"}$ в октаэдрических слоях, получим: $R_{6,44}^{"}$ и $R_{4,29}^{"}$. Ясно видно, что дополнительные $R_{0,44}^{"}$ и $R_{0,29}^{"}$ октаэдрические катионы компенсируют недостаток положительных зарядов $R_{0,90}^{"}$ в тетраэдрическом слое $(Si_{3,1}^{"}Al_{0,9}^{"})$. Классификационное положение исследованного хлорита в принятой нами системе (см. гл. 16) определяется составом его тетраэдрического слоя (Si_{3.08}), т. е. принадлежностью к ($\mathbf{R}_3^{"} - \mathbf{R}_2^{"}$)-изоморфному ряду клинохлора. Минерал отличается высоким содержанием Cr и Mg в октаэдрических слоях, при незначительном количестве железа; $\frac{\mathrm{Cr}}{\mathrm{R}^{""}} = 0,59 > 0,1$, т. е. имеем дело с магнезиально-хромовым клинохлором.

4

Плотный фиолетово-розовый волокнисто-шестоватый родохром под микроскопом имеет прямое угасание, отрицательное удлинение, окрашен в бледнорозовый цвет с едва заметным плеохроизмом. В иммерсионных препаратах определено:

$$Ng = 1,585; Np = 1,582; Ng - Np = 0,003.$$

Подобно кочубеиту (см. выше) он имеет отрицательный характер главной зоны и положительный знак оптических осей.

Химический анализ (табл. 45) минерала, пропитанного тончайшей карбонатной пылью (1), выполнен Л. Н. Венеровской. После исключения кальцита получаем (анализ 2) состав чистого хлорита.

Таблица 45

	1		:	2	
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	29,73 0,28 7,75 1,81 6,07 0,57 Her 35,54 2,76 0,03 0,17 0,25 1,74 13,56 0,12	$ \begin{array}{r} 492 \\ 3 \\ 76 \\ 11 \\ 40 \\ 8 \\ 880 \\ 49 \\ 1 \\ - \\ 40 \\ 753 \\ \end{array} $	30,92 0,29 8,06 1,88 6,31 0,59 Her 36,96 0,54 0,03 0,18 0,26 Her 14,10 0,42	512 4 79 11 42 59 915 9 1 3 3 783	
-H ₂ O	0,12 100,38		0,12		

Химический состав магнезиально-хромового плотного клинохлора («родохрома») из района горы Беден

Структурная формула (на 14 кислородов) высчитана нами по «безводному» веществу:

 $\begin{array}{l} (\mathrm{Si}_{3,05}\,\mathrm{Al}_{0,95})^{4,00}\,\{(\mathrm{Ti}_{0,02}\,\mathrm{Fe}_{0,14}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0,50})^{0,66}\,(\mathrm{Fe}_{0,05}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{5,44}\,\mathrm{Li}_{0,01})^{5,50}\}^{6,16}\,\cdot\\ &\quad \cdot\,(\mathrm{OH})_{8,0}\,\mathrm{O}_{10,0}\,\cdot\,\mathrm{O},6\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}\,. \end{array}$

По своему составу и структурной формуле родохром очень близок к описанному выше кеммерериту. В принятой нами классификация (гл. 16) исследованный родохром также относится к магнезиально-хромовым клинохлорам. В нем также ясно обнаруживаются закономерности, вытекающие из наличия изоморфных замещений типа $R_3^{\cdots} - R_2^{\cdots}$ в октаэпрических слоях.

Избыточное количество +H2O соответствует, очевидно, пленочной воде, удаляющейся из плотного агрегата хлорита при температурах значительно выше 105°.

5

Исследование зеленого хлорита, сопровождающего и обрастающего кеммерерит в полостях и зальбандах хромитовых тел из серпентинизированных дунитов по балке Власенковой, показало, что под микроскопом минерал — зеленый, слабо плеохроирует с изменением интенсивности окраски, пластинки его развиты по Ng; оптически отрицателен, 2V колеблется от 0 до 12°; ясная дисперсия оптических осей $\rho > \nu$. Светопреломление для различных пластинок колеблется от 1,589 до 1,592; Ng' — Np' = 0,003.

Химический анализ (тщательно отобранного от примесей и вростков) минерала выполнен Л. Н. Венеровской (табл. 46, анализ 1) в 1934 г. в Северо-Кавказском институте прикладной химии.

Таблица 46

	1		2
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	36,51 0,34 12,24 2,16 0,32 1,82 Her 26,69 1,60 0,07 1,76 3,69 0,92 10,33 2,20	$\begin{array}{c} 604 \\ 4 \\ 120 \\ 13 \\ 2 \\ 25 \\ \\ 661 \\ 29 \\ 2 \\ 28 \\ 38 \\ 21 \\ 574 \\ \end{array}$	39,81 11,43 7,97 (включая FeO) — 24,64 2,80 3,15 1,20 7,91 —
Сумма	100,65	_	98,91

Химический состав зеленого щелочного пеннина из района горы Беден

Обращает на себя внимание повышенное содержание в нашем минерале нремнезема и очень высокое необычное для хлоритов количество щелочей. Однако хлориты подобного состава в природе уже не столь единичны. В частности, А. Н. Заварицкий в 1928 г. из полостей хромитовых тел в дунитах Урала отметил ясно отличимые два типа хромовых хлоритов. «Оба они бедны железом (3—5%), но в одном много глинозема (до 30%) и соответственно мало магнезии и заметное количество щелочей (2—3,5%); окиси хрома в первом более 3%, во втором около 1,6%. В оптическом отношении и тот и другой хлорит почти одноосны и положительны, показатель преломления также одинаков — 1,585 (иммерсия)». Рид (Read, 1934) также приводит анализ хлорита из хлоритовой контактной породы, из зоны инъекции гранитовых пород в серпентиниты в Энсте на Шотландских островах; в этом хлорите содержание щелочей высоко: K₂O — 1,2O; Na₂O — 3,15 (см. анализ 2 в табл. 46).

Учитывая рентгеновские структуры слюд, вермикулитов, гидрослюд, иллитов и других подобных образований, мы должны принять, что крупные щелочные ионы (Na и K) и ионы Ca в хлоритовых решетках входят, повидимому, в соединительные, промежуточные между структурными пакетами слои (аналогичные «К»-слоям в слюдах), а не в октаэдрические слои решетки.

Структурная формула зеленого хлорита из района горы Беден рассчитана нами (с учетом и щелочей) на 14 кислородов:

 $\begin{array}{l} \left(\mathrm{Si}_{3,55}\,\mathrm{Al}_{0,45}\right)^{4.00} \left\{ \left(\mathrm{Al}_{0.96}\mathrm{Ti}_{0.02}\,\mathrm{Fe}_{0.15}^{\cdots}\,\mathrm{Cr}_{0.02}\right)^{1.15}\ldots \\ \ldots \left(\mathrm{Fe}_{0.15}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{3.89}\,\mathrm{Li}_{0.02}\,\mathrm{Ca}_{0.04}\,\mathrm{Na}_{0.33}\,\mathrm{K}_{0.45}\right)^{4.88} \right\}^{6.03} (\mathrm{OH})_{6,80}\,\mathrm{O}_{10,60}.\end{array}$

По своему составу, в частности по высокому содержанию в тетраэдрических слоях Si_{IV} (3,55) и повышенному количеству щелочей, этот минерал значительно отличается от описанных выше двух (более ранних по времени образования) хромовых хлоритов, у которых количествокремния в тетраэдрических слоях гораздо меньше ($Si_{IV} = 3,08$ и 3,05), а содержание катионов в октаэдрических слоях значительно выше (6,19; 6,16). В отличие от последних, зеленый хлорит в нашей классификационной системе относится к ($R_3^2 - R_2^2$)-изоморфному ряду пеннина.

Из структурной формулы видно, что часть гидроксильных групп. в решетке этого пеннина эквивалентно замещена кислородом (О — 20H).

6

Яркозеленый хлорит в контактово-метаморфических зонах между змеевиками и более молодыми гранитами и их жильными отщеплениями широко развит по Большой Лабе в районе Тамских полян, а также побалке Мощевой и р. Бескес, в их нижнем течении.

Хлорит образует то микроскопические скопления в контактной породе, состоящей в основном из талька, хлорита, флогопита и актинолита, то целые хлоритовые прослойки в серии контактово-метаморфических оторочек вокруг секущих змеевики аплитовых или лампрофировых жил (ср. Власов, 1938). Довольно часто хлоритовые скопления, прослойки, ядра или хлоритовые скорлупы принимают участие в составе и строении так называемых «бомб», представляющих результат «мигматической» (Ферсман, 1925) переработки захваченного гранитом змеевика.

Подобно почти мономинеральным хлоритовым породам, в аналогичных условиях здесь же образуются контактные породы, состоящие из одного флогопита, одного актинолита или одного талька (Сердюченко, 1936)

Тонкие (5-6 см) прослойки яркозеленого хлорита расположены вдоль жилообразных тел буро-черного слюдита по балке Мощевой, а пор. Бескес хлорит этот или образует оторочки вокруг актинолитовогоядра «бомб», находящихся в эндоконтактно измененных гранитах, или почти самостоятельно формирует эти бомбы.

Детальное изучение одной из таких «бомб» с р. Бескес (в 1 км от устья, на правом крутом склоне, у самого берега речки) показало, что она целиком состоит из хлорита.

Под микроскопом минерал развит по Ng; сильно плеохроирует: Ng = Nm — голубовато-зеленый, Np — светложелтый. Хлорит оптически одноосный и отрицательный; местами с очень малым 2V (—). Ng — Np = 0,004—0,006, что обусловливает низкую, но нормальную интерференционную окраску. Для разных базисных пластинок Nm колеблется в пределах 1,582—1,584.

В пластинках хлорита иногда включены (повидимому, унаследованные от состава титансодержащего флогопита, хлоритизированного в последующий этап контактово-метасоматического процесса) бледнокоричневые, игловидные, перекрещивающиеся между собой, часто коленчато-сдвойникованные и лежащие по толщине шлифа (0,025 мм) в несколько ярусов, тончайшие рельефные иглы рутила, прямо угасающие и развитые по Ng.

Химический анализ (табл. 47) этой хлоритовой породы выполнен Е. Лахмотовой в лаборатории Северо-Кавказского геологического управления. Вычитая содержание рутила и пересчитывая анализ (1), получим состав самого хлорита (2).

Т	a	б	л	И	Д	а	47
---	---	---	---	---	---	---	----

	1	2			
Окислы	Bec. %	Bec. %	Мол. ч		
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	31,42 1,44 14,44 2,72 Her 5,69 0,25 32,36 Her 0,10 11,85	31,71 0,20 14,58 2,75 Her 5,75 0,25 32,66 Her 0,10 11,96	$ \begin{array}{c} 525 \\ 2 \\ 143 \\ 17 \\ - \\ 80 \\ 3 \\ 808 \\ - \\ 664 \\ \end{array} $		
-H ₂ O	0,04	0,04	<u>-</u>		

Химический состав зеленого магнезиального клинохлора с р. Бескес

Структурная формула хлорита рассчитана нами на 14 кислородов:

 $(\mathrm{Si}_{3,03}\ \mathrm{Al}_{0,97})^{4,00} \{(\mathrm{Al}_{0,68}\ \mathrm{Fe}_{0,20}^{\dots})^{0,88}\ (\mathrm{Fe}_{0,46}^{\dots}\ \mathrm{Mn}_{0,02}\ \mathrm{Mg}_{4,67})^{5,15}\}^{6,03}\ (\mathrm{OH})_{7,60}\ \mathrm{O}_{10,20}.$

Как видно из этой формулы, зеленый хлорит с р. Бескес в нашей классификационной системе (см. главу 16) относится к магнезиальным клинохлорам.

По своей химической композиции он совершенно аналогичен родохрому (и очень близок кеммерериту) с балки Власенковой. Оба минерала относятся к одному изоморфному ряду хлоритов, так как состав их тетраэдрических слоев одинаков (Si_{3,05} и Si_{3,03}). Отличаются они по составу октаэдрических групп. Эти отличия связаны не только с изовалентными замещениями (ион за ион) Al, Fe^{**}, Cr, а также Fe^{**}, Mn, Ni, Mg, но и с гетеровалентными изоморфными замещениями типа R^{**}₃— R^{***}₂. Из сопоставления структурных формул розового родохрома (та бл. 45) и зеленого клинохлора видно, что R^{***}_{0,89} и R^{***}_{5,15} одного минерала соответствуют R^{***}_{0,65} и R^{***}_{5,50} другого минерала, т. е. уменьшение в октаздрических пакетах R^{***} на 0,24 единицы сопровождается одновременным увеличением R^{**} на 0,35 единиц. Последовательно выражая весь состав октаэдрической группы зеленого клинохлора в эквивалентах R["] и R^{""}, легко видеть, что избыточное (сверх шести для R["] и сверх четырех для R^{""}) содержание катионов в октаэдрических группах (R["]_{0,33} и R["]_{0,48}) полностью компенсирует потерю положительных зарядов от замены части Si в тетраэдрических слоях на Al (0,97).

7

Генезис хромовых хлоритов в полостях хромистого железняка на р. Большой Лабе связан, повидимому, с пегматоидными флюидами остаточной дунитовой магмы, которая прорвала серпентинизированные перидотиты и застыла среди них в виде относительно небольших тел, содержащих в себе шлиры хромита. Обогащенные летучими и легкоплавкими компонентами (H₂O, щелочи, Са и др.) пневмато-гидротермальные минералы (уваровит, хромовый диопсид, хромовые и зеленые хлориты, разные карбонаты Са и Mg, брусит и др.) получили входящие в их состав компоненты из этого остаточного дунитового расплава, а частично из материала стенок вмещающих ультраосновных пород.

Тесная связь хромовых хлоритов с хромистым железняком, выполнение первыми мелких и микроскопических промежутков среди зерен, последнего показывают также, что тело хромита в целом окончательно сформировалось уже в гидротермальную фазу.

Зеленый хлорит, сопровождающий хромовые хлориты в зальбандах хромитовых тел на Большой Лабе, является также гидротермальным минералом, связанным с деятельностью остаточных дунитовых растворов, но по возрасту своему он несколько моложе хлоритов хромовых и более, чем они, богат щелочами.

Все эти (хромовые и зеленый) хлориты содержат в своем составе немного лития, который, очевидно, в октаэдрических слоях кристаллической решетки занимает места магния. (О литиевых хлоритах см. гл. 18.)

Зеленый хлорит с р. Бескес, сопровождаемый биотитом, актинолитом, тальком и др., представляет собою в общем контактово-метаморфический минерал («мигматический» по А. Е. Ферсману, 1925, или «биметасоматический» по Д. С. Коржинскому, 1941), возникший в результате непосредственного контакта змеевика с гранитом и сочетания химических элементов из змеевика (Mg, Fe и др.) и из гранита (Al и др.). Вне непосредственного контакта, под влиянием идущих от гранита гидротермальных растворов, в змеевиках по трещинкам также происходило новообразование зеленого хлорита, актинолита, талька и др.

Детальное исследование контактных явлений между гранитами и змеевиками в районе горы Беден на Северном Кавказе описано нами в специальной работе (Сердюченко, 1936).

Глава 9

АЛЮМО-ХРИЗОТИЛ, СЕРПОФИТЫ И АСБОФИТЫ ИЗ ЗМЕЕВИКОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И УРАЛА

1

ŕ

В бассейне р. Маркопидж, правого притока р. Малой Лабы, на Северном Кавказе, по балке, названной Контактной, в 1936 г. нами были обнаружены, в непосредственном соприкосновении с неизмененными плотными серпентинитами, жилковато-линзовидные скопления сплющенношестоватого зеленого хризотила (Сердюченко, 1945). Длина его жестких колющих волокон достигала 15—20 см, хотя нередко в них наблюдались своеобразные «просечки» и пережимы.

Минерал обладает оптическими свойствами, нормальными для хризотила: под микроскопом почти бесцветен, жесткие его волокна развиты по Ng и угасают прямо, Ng = 1,567, Np = 1,561, Ng — Np = 0,006. Тщательно отобранный под лупой и микроскопом минерал этот был проанализирован С. Т. Деркачевой. Он показал (табл. 48) в своем составе значительное количество глинозема и соответственно сниженное количество магнезии.

Таблица 48

Окислы										Bec. %	Мол. ч.	Мол. отнош.
SiO ₂ . Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO . MgO . CaO . $^{+}H_{2}O$ $^{-}H_{2}O$	•		· · · · · · · · · ·	• • • •	• • • • •	• • • •	• • • •	• • • •	• • • • •	42,54 5,68 1,06 0,74 35,57 0,13 13,26 0,38	709 55 7 10 883 	$ \begin{array}{c} 2 \\ 0,17 \\ 2,52 \\ 2,09 \\ - \\ \end{array} $
Сумма								ı		99,36		

Химический состав алюмо-хризотила с р. Маркопидж

Рассматривая данный материал как изоморфную смесь (Mg₃ — Al₂) серпентиновой и каолинитовой (паракаолинитовой) «молекул», получаем: крайний магнезиальный член изоморфного ряда (серпентин —

 $3,03 \text{ MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2,09 \text{H}_2\text{O};$

крайний глиноземный член изоморфного ряда (паракаолинит) — 1,01 Al₂O₃·2SiO₂·2,09H₂O.

Таким образом, исследованный минерал имеет формулу: (Mg₃, Al₂) (OH)₄Si₂O₅ или (Mg, Al₄)₆ (OH)₈Si₄O₁₀ и назван нами алюмо-хризотилом.

Расчет минерала на составляющие компоненты приведен в табл. 49.

Таблица 49

Компоненты	SiO2	A1203	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	H2O	Сумма	Мол. %
Антигорит Ферроантигорит Паракаолинит Феррипаракаолинит	588 7 110 14			10 	883 	588 7 110 14	2059 24 275 35	$\begin{array}{c} 86,0\\ 1,0\\ 1,5\\ 1,5\\ 1,5 \end{array} \right\} 87,0$
Сумма	719	56	7	10	883	719	2393	100,0

«Молекулярный» состав алюмо-хризотила с р. Маркопидж

Таким образом, алюмо-хризотил с Северного Кавказа — член изоморфного ряда серпентин-паракаолинит, в котором замещения типа Mg₃ — Al₂ в октаэдрических слоях пространственной решетки широко развиты (см. гл. 17).

Алюмо-хризотил является гидротермальным образованием, связанным с контактным воздействием докембрийских гранитов на докембрийские же серпентиниты. Минерал расположен у самого неизмененного серпентинита, как бы вырастая из него, и отделяется от гранита зонами оталькованного, магнезитизированного, хлоритизированного серпентинита, а в непосредственной близости к граниту - прекрасными крупнокристаллическими скарнами. Последние образованы сростками бледного зеленовато-серого или изумрудно-зеленого амфибола (тремолита и актинолита); моноклинного и ромбического (в серпентиновых псевдоморфозах) пироксенов темнозеленого цвета; темнобурого, почти черного (в тонких пластинках — янтарно-коричневого) флогопита, нередко в хороших табличатых кристаллах; яркозеленого кристаллически зернистого эпидота и розово-красного стеклянно-прозрачного альмандина, образующего пятнистые скопления скелетных изометрических зерен. проросших пластинчатыми агрегатами светлозеленого хлорита.

Совершенно аналогичный по своему характеру, генезису и условиям залегания длинноволокнистый сплющенный жесткий алюмо-хризотил обнаружен нами в 1937 г. в той же зоне серпентинитов и контактирующих с ними докембрийских гранитов на левом берегу р. Большой Лабы, выше устья р. Блыбь, по балке, названной нами Слюдяной (с крупнокристаллическими амфиболово-гранатово-флогопитовыми скарнами). Образования гнезд и прожилков длинношестоватого хризотила со сплющенными жесткими волокнами довольно широко развиты в зоне гидротермального воздействия древних гранитов на серпентиниты у самых истоков балки Малой Балканской, на правом берегу р. Малой Лабы, вблизи горного озера. Здесь мелкие линзовидные тела зеленого алюмо-хризотила содержат в себе мелкие пачки чистого плотного талька, обычно резко отграниченного от хризотила как в продольном, так и в поперечном направлении (относительно шестоватости).

 $\mathbf{2}$

Серпентинизированные ультрабазиты р. Малки рассечены многочисленными и разнообразно ориентированными жилками серпофита. Толщина их сильно колеблется и даже в пределах одной и той же жилки очень непостоянна. Окраска дает широкую гамму переходов от темнозеленой, синевато-зеленой, светло- и желтовато-зеленой, светлозеленовато-голубой, до светлосерой и почти белой. Структура — отчетливо шестоватая с поперечной или косой ориентированностью спаянных, еще жестких волокон или столбиков (по своему облику близких к асбофиту Ф. В. Сыромятникова, 1946), слабо- или едва шестоватая вплоть до совершенно илотной, метаколлоидальной, а местами — слоистая со слоями отложения, параллельными друг другу и стенкам трещин. Под микроскопом это — или отчетливо раскристаллизованный серпентин типа жесткоигольчатого хризотила, или частично раскристаллизованное вещество со слабой волнисто-пятнистой поляризацией (тип метаксита), или совершенно аморфный (оптически изотропный) серпентиновый гель.

Жилки серпофита имеют различный возраст, секут одна другую, проникают в трещинки, уже выполненные более ранним серпентиновым веществом. Имеющиеся сейчас наблюдения позволяют считать, что пологие и горизонтальные жилки серпофита (в нижних зонах коры выветривания часто гипергенного происхождения) в общем менее раскристаллизованы, чем жилки крутые и вертикальные (в большинстве случаев позднемагматические или гидротермальные). Толщина жилок серпофита достигает 2—3 см, в местных раздувах 5—6 и даже 10 см и снижается до 1—2 мм.

Очень многие поздне- и постмагматические серпофитовые жилки без магнетита и с магнетитом, равно как и аподунитовые массивные серпентиниты без хромита и с хромитовыми телами, находятся вблизи коры выветривания или в ней самой, подвергаясь процессам карбонатизации, окремнения и ожелезнения.

Поздне- или постмагматические серпофиты из крутых, почти вертикальных жилок, иногда многослойные, пронизывают всю толщу серпентинитов (гарцбургитовых и дунитовых), достигая в них уровня р. Малки, подчас на несколько сотен метров ниже эрозионного древнего среза серпентинитов.

Серпофит из крутых и вертикальных трещин в аподунитовых серпентинитах левого берега р. Малки имеет тонкопластинчатую структуру, причем пластинки параллельны стенкам трещины. Минерал окрашен в светлый голубовато-зеленый цвет.

Под микроскопом удлинение неправильно шестоватого, волокнистого минерала положительно, угасание прямое: Ng = $1,558 \pm 0,001$; Np = $1,552 \pm 0,001$; Ng - Np = 0,006.

При нормальной толщине шлифа минерал имеет серую интерференционную окраску.

Химический анализ этого серпофита (табл. 50, анализ 1) выполнен А. Чичериным в 1947 г.

Из участков на правом берегу р. Малки нами были изучены:

а) синевато-зеленые серпофиты из тонких (3—8 мм) трещинок в серпофитизированных змеевиках с ядерно-глыбовой текстурой тектонических брекчий; минерал плотный, местами плотношестоватый или пластинчатый; под микроскопом видна слабо выраженная спайность, чещуи и волокнистые пластинки развиты по Ng и прямо угасают; в иммерсионных жидкостях определено: Ng = 1,566 ∓ 0,001; Np = 1,561 ∓ 0,001 (обр. С-Гд-80, обн. 15, 1948); химический анализ синевато-зеленого серпофита (табл. 50, анализ 2) выполнен К. П. Благородовой в 1948 г.;

б) светлозеленый плотный серпофитизированный аподунитовый серпентинит, гелевидный, свободный от выделений магнетита (обр. С-Гд-42; обн. 10, 1948). Под микроскопом серпофитовый змеевик существенно отличается по своей микротекстуре от змеевиков обычного типа. Он представляет собою или совсем не поляризующую или едва поляризующую (пятнисто, неправильными полосами) бесструктурную, местами сгустковую или крупнопластинчато-листоватую массу, пронизанную то тонкими выклинивающимися, то относительно пирокими многослойными лентами хризотила с поперечной тонкой волокнистостью. Очень редко среди серпентина встречаются изогнутые короткие жилочки тонкочешуйчатого бесцветного минерала типа брусита с более низким светопреломлением и более высоким двупреломлением, чем у серпентина.

Химический анализ этого серпофитизированного змеевика (табл. 50, анализ 3) выполнен К. П. Благородовой в 1948 г.

Структурные формулы серпофитов рассчитаны нами на 14 кислородов (по «безводному» веществу).

Обращает на себя внимание большое сходство составов и структурных формул серпофитов. Минералы (особенно 2 и 3) химически очень близки к серпентину, но имеют заметный сдвиг в сторону хлоритов в связи со значительным содержанием в их решетках Al_2O_3 и Fe_2O_3 и частичным замещением кремния на R^{***}. Во всех трех случаях имеют место замещения $Si - Al_{IV}$ и $Mg_3 - Al_2$, а не только замещение $Mg_3 - Al_2$, как в описанном выше алюмохризотиле.

	1		2		3	
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	39,42 Нет 3,72 1,49 Следы 2,10 Нет 38,59 0,29 0,40 0,03 — 13,97 0,18	$ \begin{array}{c} 657 \\ - \\ 36 \\ 9 \\ - \\ 29 \\ - \\ 958 \\ (6) \\ - \\ 1 \\ - \\ 776 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	39,24 Нет 1,11 4,68 Нет 4,81 0,75 33,45 Следы 0,52 Следы Нет 14,00 0,60	654 11 29 67 10 830 16 778 	38,82 Нет 2,25 2,30 Следы 2,95 Следы 36,19 Следы 0,42 Нет * 16,52 0,40	647 22 14 41 898 13 918
Сумма	100,19		99,16	_	99,85	
Si	3,78 0,22		3,93 0,07	_	3,87 0,13	
Al	$ \begin{array}{r} 0,19\\0,10\\0,17\\\overline{}\\5,51\\\overline{}\\5,97\end{array} $		0,06 0,35 0,35 0,07 5,00 5,83		$ \begin{array}{c c} 0,13\\0,17\\0,21\\\hline 5,38\\\hline 5,89\\\hline \end{array} $	
$\begin{array}{c} OH . , , $	8,0 10,0 0,5		8,0 10,0 0,7	=	8,0 10,0 0,9	
R…/«Si»	1,42 0,07		1,35 ₅ 0,10	-	1,40 0,07 ₅	
$\overline{\operatorname{RO}:\operatorname{SiO}_2 \cdot \cdot$	1,50 1,07		1,33 0,06		1,44 ₅ 0,05 ₅	

Химический состав серпофитов Северного Кавказа

3

Достаточно широкие замещения Si на Al_{IV}, а также R₃^{...} — R₂^{...} в октаэдрических слоях решеток наблюдаются у тонковолокнистых, пластинчатых и грубостолбчатых разновидностей серпентина, т. е. у хризотиласбеста, у антигоритов и асбофитов.

Игнорирование именно этого обстоятельства приводит подчас исследователей серпентиновых минералов (Ф. В. Сыромятников, 1946) к выводу о том, что в а-хризотилах, асбофитах и др. «обнаруживается небольшой, но превышающий аналитическую погрешность избыток SiO₂ и H₂O». Однако этот «избыток», получающийся при расчете анализов на формулу H₄Mg₃Si₂O₉, является только кажущимся и возникает от недооценки роли Al и Fe^{III} в решетке этих минералов. Наши же расчеты формул (на 14 кислородов по «сухому» веществу) с учетом указанных выше изоморфных замещений (табл. 51) очень хорошо удовлетворяют требованиям, обусловленным самой структурой минералов.

Таблица 51

Окислы	1	2	3	4	5
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} 40,43\\ 1,86\\ 1,33\\ 0,23\\ 0,09\\ 39,27\\ 1,50\\ 0,09\\ -\\ 2,42\\ 12,27\\ 0,95\end{array} $	40,01 Следы 0,79 1,87 Следы 0,54 0,08 39,22 2,06 0,09 0,02 0,00 2,92 12,06 0,87	$ \begin{array}{r} 37,15 \\ \overline{5,60} \\ 1,10 \\ \overline{8,80} \\ 32,80 \\ 0,10 \\ 0,29 \\ - \\ 13,70 \\ 0,46 \\ \end{array} $	38,57 Her 9,86 0,24 0,28 35,57 0,39 0,06 — 11,74 3,23	$ \begin{array}{r} 38,03 \\ \overline{8,20} \\ 1,34 \\ \overline{1,29} \\ 38,70 \\ - \\ - \\ 12,89 \\ - \\ - \\ 12,89 \\ - \\ $
Сумма	100,44	100,53	100,00	99,94	100,45
Si	3,98 0,02	3,98 0,02	3,68 0,32	3,65 0,35	3,54 0,46
Al .	$ \left. \begin{array}{c} 0,16 \\ 0,09 \\ 0,02 \\ 5,60 \end{array} \right. $	0,08 0,14 0,05 5,63	0, 3 3 0,08 0,72 4,83	$ \begin{array}{c c} 0,75 \\ 0,01 \\ 0,01 \\ \hline 5,01 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0,43 \\ 0,09 \\ 0,10 \\ \overline{5,36} \end{array} $
Y	5,87	5,90	5,96	5,78	5,98
OH	8,0 10,0	8,0 10,0	8,0 10,0	7,4 10,3	8,0 10,0

химический состав некоторых серпентиновых минералов и их атомная структура.

1. Хризотил-асбест вблизи асбофита в Ильинском карьере Баженовского месторождения, Урал. Аналитик Е. Рубинштейн (Сыромятников, 1946).

2. Асбофит в виде хрупких, плохо оформленных столбиков, постепенно утончающихся и переходящих в хризотил-асбест (см. анал. 1). Минерал имеет отличия от хризотила в облике рентгенограммы; Ng = 1,570, Nm = = 1,562, Np = 1,559; 2V = $+ 64^{\circ}$ (высчитан). Микроволокнистость развита по Ng, угасание прямое. Там же.

3. Серпентин темнозеленый, с жирным блеском; уд. в. 2,56; Портала Кейв, Корнуэлл (Collins, 1884).

4. Серпентин поперечноволокнистый, асбестовидный, желтовато-белый, слегка жирный на ощупь; образует в секущей серпентиниты дайке слюдяного лампрофира прожилки с длиною волокна от 1 до 5 мм. Связан, повидимому, с проникновением гидротерм в тело дайки и с отложением там по трещинам и при замещении кристаллов плагиоклаза растворенного серпентинового вещества с высоким содержанием Al₂O₃. Левый берег р. Большой Лабы, у Тамских полян, Северный Кавказ. Анализ Н. В. Левенфиш (Татаринов, 1935).

5. Антигорит плотный, светлозеленый; Баженово, Урал (Курнаков и Черных, 1926).

Атомные составы этих минералов вполне соответствуют выведенной нами (Сердюченко, 1948₂) структурной формуле серпентинов и хлоритов и закономерностям их химической конституции.

У первых двух минералов, несмотря на то, что количество ионов Si_{IV} почти равно четырем, сумма катионов шестерной координации меньше шести — в связи с вхождением в октаэдрические слои решетки трехвалентных ионов, изоморфно заместивших двухвалентные по типу R₂⁻⁻ — R₃⁻.

Последние три минерала (табл. 51) по своему химическому характеру уже явно относятся к серпентин-хлоритам (анализы 3 и 4) и даже (анализ 5) к собственно хлоритам (пеннинам). Содержание в их составе Al₂O₃ настолько (относительно) велико, что имеет место и изоморфизм Al₂->Mg₃ (в октаэдрических структурных слоях), и Al_{1V} в значительной степени замещает Si, сильно сдвигая эти серпентины в сторону типичных хлоритов.

У всех рассмотренных минералов избыток (сверх 12) положительных зарядов в октаэдрических слоях полностью компенсирует дефицит положительных валентностей в тетраэдрическом слое, возникший там вследствие замещения части Si на Al_{IV}.

Глава 10

ХЛОРИТЫ ИЗ ДИАБАЗОВ ТИМАНА

Генетические отношения между позднемагматическими хлоритами и минералами монтмориллонитовой группы

1

Оптическому и химическому исследованию нами были подвергнуты некоторые хлориты из темнозеленых диабазов на южном Тимане. Эти минералы образуют различные по форме и характеру выделения среди пироксено-плагиоклазовой основной массы, часто содержащей магнетит и остатки стекла. Обычно хорошо выражена офитовая структура породы. Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 50—55); оливин встречается только в некоторых разновидностях этих пород (ср. Д. П. Сердюченко, 1947_а).

Макроскопические чаблюдения показывают, что хлорит или рассеян в основной массе породы (более или менее равномерно или пятнисто), или образует округлые (шаровидные и овальные) выделения размером от долей миллиметра до 1—3 мм в поперечнике.

Исследование диабазов под микроскопом позволяет установить наличие нескольких типов хлоритообразования.

a) Хлорит однородный кристаллический образует округлые, иногда совершенно правильные шаровидные тела, связанные с выполнением миндалин. Такие хлоритовые выделения или мономинеральны, или содержат примесь опала, цеолитов и кальцита, который в большинстве случаев образует наружный концентр шариков. Нередко имеется двойная кальцитовая кайма, содержащая внутри сплошной или прерывистый хлоритовый концентр.

В плоских срезах шлифов нередко можно проследить каналы, отверстия в хлоритовом шарике, по которым происходила позднемагматическая инфильтрация в миндалинку хлоритового вещества и более поздняя, постмагматическая, — кальцитового материала. Структура хлоритового агрегата различна: секториально-лучистая, сноповидная, неправильно лепестко-



Фото 41. Хлорит червеобразный, тонко сегментированный, выполняет миндалины в мандельштейне южного Тимана. 1943; увел. 20.



Фото 42. Хлорит пирометаколлоидальный, зональный, неравномерно раскристаллизованный, в виде деформированных капель, застывших после кристаллизации плагиоклазов и пироксенов, в диабазе южного Тимана. 1943; увел. 30.



Фото 43. Хлорит, заместивший вкрапленники пироксена в диабазе; южный Тиман. 1943; увел. 40



Фото 44. Радиально-лучистый агрегатный шарик яркозеленого хлорита в хлорито-кварцевом роговике, вблизи диабаза; южный Тиман. 1943; николи +, увел. 20.

вая, сегментированно-шнурковая с образованием одинарных, двойных и различных по форме простых и сложных петель и т. д. Размеры неделимых хлоритов варьируют по длине от 0,05 до 0,5 мм и более. Нередко вокруг хлоритового шарика в основной массе породы наблюдается оторочка из эвгедральных кристалликов магнетита (табл. XXI, фото 41).

б) Хлорит с различно раскристаллизованными зонами образует обычно округло-неправильные выделения и выполнения промежутков между другими минералами в породе с ясными признаками своей метаколлоидальной природы.

Морфологически (и генетически) хлорит этот связан с микроскопическими, ясно очерченными мономинеральными хлоритовыми «каплями», в разной степени деформированными и зажатыми между кристаллами плагиоклаза и пироксена. В таких буровато-зеленых или светлозеленых «каплях» внутренняя часть обычно аморфна, а наружная кайма состоит из неодинаково поляризующих сегментированных лент (или ленты) хлорита. Низкое в общем двупреломление минерала усиливается по мере удаления от аморфного (оптически изотропного) ядра и с увеличением размеров хлоритовых неделимых. В более редких случаях кристаллический характер имеет внутренняя часть хлоритовой «капли», а периферическая зона ее остается аморфной. В подобных же промежутках, между кристаллами пироксена и плагиоклаза, проникая иногда и в периферическую зону хлоритовой «капли», образуются дендриты магнетита (табл. XXI, фото 42).

в) Нераскристаллизованное или неравномерно и слабо действующее на поляризованный свет темнозеленое или буро-зеленое вещество типа палагонита образует округлые (в частности шаровидные) или неправильные и деформированные выделения среди пироксеново-плагиоклазовой массы породы. В ряде случаев можно проследить постепенные переходы (и генетическую связь) между этими палагонитовыми тельцами и метаколлоидальными хлоритами типа «б» (из хлоритовых «капель»).

г) Хлориты буровато-зеленые, светлозеленые и другие (по вариациям своей окраски) с параллельно-пластинчатым или параллельно-волокнистым строением представляют собой явные полные или частичные псевдоморфозы по пироксену (тип гомоосевых псевдоморфоз) и отчасти плагиоклазу (табл. XXII, фото 43 и 44). В зависимости от состава магмы и условий (главным образом скорости) ее остывания, этот позднемагматический процесс протекает количественно различно. Иногда удается обнаружить последовательные стадии изменения пироксена, которые подчиняются основным закономерностям реакционных рядов при кристаллизации изверженных пород. Так, пироксен (авгит) частично замещается обыкновенной зеленой роговой обманкой, которая тоже частично переходит в биотит, замещаемый по краям хлоритом. Иногда призмы пироксена со стороны торцового окончания кристаллов частично замещены биотитом, который, в свою очередь, замещается зеленым пластинчатым хлоритом. Особенно хорошо все эти переходы (с сохранением всех членов реакционного ряда или с пропусками) видны в диабазах района с. Серегова.

д) В этих же диабазовых породах южного Тимана местами, среди свежих породообразующих минералов, встречаются четко отграниченные микроскопические участочки лентовидного бледнозеленого или почти бесцветного (в шлифах) серпентина, заместившего пироксен. Остаточные зернышки последнего, разобщенные друг от друга, но имеющие одинаковую оптическую ориентировку, расположены здесь среди серпентина, который (как и описанные выше хлориты Серегова) представляет собою позднемагматическое образование, связанное с реагированием газо-водных магматических обособлений и уже выделившихся минералов основной кристаллизации. Наши наблюдения подтверждают мнения других ученых (Белянкин, Баклунд, Куплетский, Сазонова, Томкеев и др.) о первично магматическом происхождении остаточных хлоритовых «капель» и выполнений миндалинок, а также о позднемагматическом образовании «шариков палагонита», представляющих собой затвердевший и в разной степени раскристаллизовавшийся остаточно-магматический гель, часто богатый щелочами (главным образом Na).

В результате раскристаллизации палагонита, имеющего сильно колеблющийся химический состав и физические свойства, образуются разные хлоритовые минералы, а также хлорофеиты. Последние по своему химическому составу (удобно и наглядно контролируемому отношениями $\mathrm{RO}: \mathrm{R}_2\mathrm{O}_3: \mathrm{SiO}_2$) располагаются уже между хлоритами и железно (ферри)глинистыми силикатами (ряда нонтронит — ферримонтмориллонит), близко примыкая к последним и представляя собою аналогичные сапонитам, но более богатые $\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$ и FeO минералы монтмориллонитовой группы со значительным (выше 10%) замещением Si на R^{...} в тетраэдрических структурных слоях. В ряде случаев позднемагматические хлорофеиты (с уменьшением в них $\mathrm{R}_2^{...}\mathrm{O}_3$ и R^{...}O дают постепенные переходы к типичным нонтронитам и ферримонтмориллонитам. Таким образом, выявляется генетический ряд магматогенно-остаточных образований: палагонит делессит и другие хлориты — хлорофеит (и сапонит) — нонтронит (ферримонтмориллонит).

В этих минералах из позднемагматических выделений в диабазах и базальтах, от хлоритов через хлорофеиты к собственно нонтронитам относительная роль кремнезема возрастает. Хлориты в этом ряду представлены главным образом многокремниевыми разностями (у них обычно Si_{IV}= 3,2-3,4), а эмпирические молекулярные отношения (по валовым анализам) кремнезема к другим окислам (без воды), представленным в эквивалентах R₂O₃, колеблются в пределах 1,3-1,5.

У хлорофеитов это отношение равно уже 2,2—2,5, а у нонтронитов оно достигает 2,7—2,8¹. Увеличение кремнеземистости силикатов позднемаг-

	Хлој	рофеит	Нонтронит		
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	34,30 3,74 19,63 1,52 0,09 6,49 1,50 0,93 1,85 7,00 22,85	572 37 123 21 1 161 (27) (15) (20) 390 —	42,03 3,93 31,69 0,09 0,53 1,99 (0,12) (0,09) 8,50 11,30	$ \begin{array}{c} 700 \\ 39 \\ 198 \\ 1 \\ -13 \\ (36) \\ (2) \\ (1) \\ 472 \\ - \end{array} $	
Сумма	99,90		100,27		

¹ По данным Томкеева (1934), в одном из базальтов Шотландии имеются выделения хлорофеита и нонтронита следующего состава:

Рассчитанные нами структурные формулы этих минералов (кальций и щелочи приняты как поглощенные основания):

хлорофент —
$$(Si_{3,49}R_{0,51}^{...})(R_{1,44}^{...}Fe_{0,13}^{...}Mg_{0,99})^{2,56}(OH)_2O_{10} \cdot 0,7H_2O \cdot aq$$

нонтронит — $(Si_{3,63}R_{0,37}^{...})(R_{2,08}^{...}Mg_{0,07})^{2,15}(OH)_2O_{10} \cdot 0,7H_2O \cdot aq$

матической стадии в ряде случаев заканчивается (уже в гидротермальных условиях) выделением опала в миаролах и по трещинкам диабазов и базальтов.

Как показано нами в работе о химической конституции сапонитов и хлорофеитов (Сердюченко, 1947), наблюдается постепенный переход от хлоритов (стриговитов, делесситов и др.) к коллоидально-дисперсным силикатам нонтронит-бейделлит-монтмориллонитового ряда, причем сапониты и хлорофеиты по своему химическому составу и отношению RO: : R_2O_3 : SiO₂ представляют собой промежуточные образования в этом эволюционном ряду. Кайер (Caillère, 1935), исследовавшая сапониты и их волокнистую разновидность — боулингит (из Шотландии), отмечает, что химический состав, рентгеновский анализ и термическое поведение этих минералов (эндотермические реакции при 750, 580 и 150°) показывают, что они, с одной стороны, очень близки к монтмориллонитовым минералам, а с другой — имеют общие черты с хлоритами.

Палагонит является сборным понятием, обнимающим, в частности, хлоритовые и хлорофентовые образования переменного состава.

А. П. Лебедев и В. И. Гоньшакова, изучавшие в 1952 г. хлорофеиты из мандельштейнов реки Мархи в Якутии, пришли, в частности, к заключению о том, что минеральные продукты гидратации (т. е. проникновения богатых H₂O флюидов в базальтовую магму с незавершенной кристаллизапией) имели различный характер и зависели от того, подвергались ли гидратации уже выделившиеся минералы или гидратизировалось главным образом вещество остаточного расплава. При этом вода (или водосодержащие флюиды) могла реагировать с расплавом не только на последних стадиях кристаллизации, но и на более ранних (и более высокотемпературных) стадиях.

Точка зрения этих авторов, обоснованная значительным числом наблюдений, позволяет нам сделать вывод о том, что в зависимости от условий застывания и кристаллизации, состава реагирующих твердых фаз (минералов) или магматического расплава и состава флюидов,— на разных температурных стадиях формирования диабазо-базальтовых пород могли образовываться: иддингсит, палагонит, различные хлориты и серпентин, боулингит и сапониты, хлорофеит и нонтрониты...

Магматогенные образования этого типа дают непосредственные переходы к типичным гидротермальным продуктам.

2

Из шариков диабазового мандельштейна на южном Тимане был выделен хлорит типа «а».

 $Ng = 1,609 \pm 0,002$ желтовато-зеленый; $Np = 1,597 \pm 0,002$, почти бесцветный; Ng - Np = 0,012.

Минерал развит по Ng, двухосный, оптически (—). Хлоритовые шарики состоят из однородных, тонко сегментированных лентовидных агрегатов, часто имеющих радиально-лучистую структуру.

Химический анализ (1, табл. 52) хлорита типа «а» выполнен на материале, тщательно отобранном из шариков в диабазовом мандельштейне южного Тимана.

Для сравнения приводим из работы З. А. Сазоновой (1938) анализ хлоритовых («палагонитовых») шариков (2, табл.52) из диабазового мандельштейна на северном Тимане. Этот хлорит имеет n = 1,601, 2V = -25°.

Группировка однотипных окислов, их отношение к SiO₂ показывают, что оба минерала, несмотря на различия в их валовом составе, являются очень близкими, аналогичными по своей химической природе.

	1.	Южвый Ти	ман	2. 0	северный Т	иман
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Мол. отнош.	Bec. %	Мол. ч.	Мол. отнош.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	31,23 Следы 20,86 6,00 21,03 0,27 5,98 0,51 1,19 0,33 Следы 0,08 10,99 0,80	521	$ \begin{array}{c} 4,0\\ 1,86\\ 3,48\\ 0,16\\\\ 4,70\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\ -$	$\begin{array}{c} 30,13\\0,00\\15,31\\12,16\\10,18\\0,00\\11,87\\0,78\\2,29\\0,69\\\\\\15,12\end{array}$	502 150 76 141 	$ \begin{array}{c} 4,0\\ , 1,80\\ 3,52\\ 0,33\\ -\\ 6,67 \end{array} $
Сумма	99,27	_	-	98,53	_	-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0,87 0,46			0,88 0,45	

Химический состав хлоритов из диабазов Тимана

Оба минерала относятся к одному магнезио-глиноземному (R₃" — R₂")изоморфному ряду хлоритов, промежуточному между рядом пеннинаделессита и рядом клинохлора-стриговита.

Близки они и по своим структурным формулам, рассчитанным нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу).

$$\begin{array}{c} 1. \quad \left(\mathrm{Si}_{3,26}\mathrm{Al}_{0,74}\right)^{4.00} \left\{\left(\mathrm{Al}_{1,81}\mathrm{Fe}_{0,47}^{\cdots}\right)^{2.28} \left(\mathrm{Fe}_{1,83}^{\cdots}\mathrm{Mn}_{0,02}\mathrm{Mg}_{0,93}\mathrm{Ca}_{0,06}\mathrm{Na}_{0,24}\mathrm{K}_{0,05}\right)^{3,13}\right\}^{5,4b} \\ \dots \\ \left(\mathrm{OH}\right)_{7,50}\mathrm{O}_{10,25} \\ 2. \quad \left(\mathrm{Si}_{3,24}\mathrm{Al}_{0,76}\right)^{4,00} \left\{\left(\mathrm{Al}_{1,17}\mathrm{Fe}_{0,98}^{\cdots}\right)^{2,15} \left(\mathrm{Fe}_{0,91}^{\cdots}\mathrm{Mg}_{1,90}\mathrm{Ca}_{0,09}\mathrm{Na}_{0,47}\mathrm{K}_{0,09}\right)^{3,46}\right\}^{5,61} \\ \dots \\ \left(\mathrm{OH}\right)_{8,00}\mathrm{O}_{10,00} \\ \end{array}$$

Обращает на себя внимание повышенное содержание в обоих хлоритах щелочей (главным образом натрия), которые унаследованы минералами от магматического остатка.

Следует считать, что химическая природа таких позднемагматических хлоритов может быть использована в числе других критериев для установления магматического единства или родства соответствующих диабазобазальтовых пород.

Глава 11

. ХЛОРИТЫ ИЗ НЕКОТОРЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

1. На северном Урале широко развиты различные микросланцы протерозоя, а также кварцитовые, слюдисто-кварцитовые породы, конгломераты, филлиты и мраморизованные известняки кембрия. В этой кристаллически сланцевой толще залегают массивные и жильные тела раннепалеозойских гранитов, то светлосерых мусковитовых, то темносерых биотитизированных. Гранитные породы на значительных площадях сильно рассланцованы под влиянием сильных повторных давлений,



Фото 45. Хлорит червеобразный, сильно сегментированный, замещает кварц в жиле па северном Урале. 19-14; увел. 24.



Фото 46. Хлорит крупно- и мелкопластинчатый, развивается в зоне разгнейсования гранитовых пород; северный Урал. 1944; увел. 24. сопровождавшихся деятельностью гидротерм, привносом, а также перемещением и перекристаллизацией материала из вмещающих пород (табл. XXIII, фото 45).

В сланцево-гнейсовых породах довольно часто встречаются кварцевые жилы и гнездовидные выделения кварца мощностью от 5—7 до 60—70 см и более. Генетически образование этих жилок связано с гидротермами гранитной магмы.

2. В юго-восточном склоне горы Петрунина, в толще кварцитовых нижнекембрийских сланцев, согласно рассеченных жилами гранита, выходит (обр. В-16) жила кварца с выделениями хлорита.

Хлорит светлозеленый, тонковолокнистый; образует мелкие гнездообразные (2—3 см) выполнения в кварцевой жиле, а также тонкими, неправильно ветвящимися прерывистыми жилочками пронизывает все тело сильно раздавленного кварца. Эти жилочки, расположенные по трещинам, различно ориентированы и имеют небольшие утолщения и слепые окончания.

Под микроскопом наблюдается полосчатое расположение тонких (шириною 0,05—0,08 мм) хлоритовых шнуров, изгибающихся сложными многослойными петлями; шнуры эти плотно примыкают друг к другу и дают многочисленные проникновения по микротрещинкам в теле кварца, что связано, повидимому, с замещением кварца и с разъеданием его сопутствующими щелочными растворами (табл. XXIII, фото 46).

Хлорит часто со всех или почти со всех сторон охватывает участочки кварца, имеющие очень изрезанные бахромчатые края. Ленты хлорита содержат многочисленные поперечные трещинки спайности (по 001), придающие минералу резко сегментированный, червеобразный облик. Во многих случаях веерообразное расположение пластинок хлорита создает неполносферолитовые структуры. Изредка вдоль лент хлорита и по трещинкам его спайности ступенчато расположены тонкие (0,01 — 0,15 мм) агрегатные шнурочки бурого сидерита, сопровождаемого частично непрозрачными пластинками гематита.

Хлорит развит по Np; прямо угасает; плеохроизм: Np — синевато-зеленый, Ng — светложелтый; схема абсорбции Np > Ng. Цвета интерференции светлые, зеленовато-серые, нормальные. Минерал двухосный, оптически положительный. 2V = + 36°. Иммерсионным методом определено: Ng = 1,592 + 0,004: Np = 1,584 + 0,004; Ng - Np = 0,008.

Химический анализ (1) тщательно отобранного минерала (среднее из двух определений) приведен в табл. 53.

3. Среди сланцевой толщи у озера Паток наблюдаются плотные кварцевые жилы с выделениями тонколистоватого хлорита (обр. В-30).

Хлорит темнозеленый, мелкочешуйчатый, образует плоские неправильные линзочки и гнездышки, а также выполняет трещинки в стеклянно блестящем, мало сдавленном кварце. Пластинки хлорита устилают стенки трещинок, местами неглубоко проникая внутрь кварцевых зерен.

Под микроскопом видны ленточно расположенные тонкоспайные пластинки хлорита, отчасти с косыми, радиально-лучистыми или перпендикулярными срастаниями. Изредка встречаются параллельные (базисные) сростки зеленых пластинок хлорита с бесцветными чешуйками слюды.

Хлорит развит по Ng, прямо угасает, иногда $CNg = 3-4^{\circ}$. Минерал сильно плеохроирует: Ng — темный синевато-зеленый, Np — светлозеленый; схема абсорбции Ng > Np. Интерференционная окраска аномальная чернильно-синяя; минерал одноосный отрицательный, или $2V = -(2-4^{\circ})$. Иммерсионным методом определено: Ng = 1,646 \pm 0,002; Np = 1,642 \pm \pm 0,002; Ng — Np = 0,004.

		1			2	
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Мол. отнош.	Bec. %	Мол. ч.	Мол. отнош.
$\begin{array}{c} SiO_{2} \\ TiO_{2} \\ TiO_{2} \\ Cr_{2}O_{3} \\ Fe_{2}O_{3} \\ Fe_{2}O$	27,76 Нет 23,14 Следы 0,46 11,85 0,30 25,34 0,60 9,90	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	4 2 7 5	$\begin{array}{c} 24,82\\ 0,01\\ 31,88\\ \hline \\ 0,87\\ 22,84\\ 0,19\\ 10,17\\ 0,61\\ 7,62\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,414\\ 0,313\\ 0,005\\ 0,317\\ 0,003\\ 0,250\\ 0,011\\ 0,423\\ \end{array}$	4,00 3,08 5,53 4,00
Сумма	99,70			99,25		•
$\begin{array}{cccc} R \cdot O : \operatorname{SiO}_2 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ R_2 O_3 : \operatorname{SiO}_2 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \end{array}$	Ξ	$\substack{1,75\\0,50}$		_	1,40 0,77	=

Химический состав хлоритов из гидротермальных кварцевых жил на северном Урале

Химический состав этого чистого хлорита приведен в табл. 53 (2, среднее из двух определений).

4. Мы рассчитали структурные формулы обоих описанных выше хлоритов на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

1.
$$(Si_{2,69} Al_{1,31})^{4.00} \{ (Al_{1,32} Fe_{0,04}^{...})^{1.36} (Fe_{0,94}^{...}Mg_{3,63} Mn_{0,02} Ca_{0,05})^{4.64} \}^{6,00} (OH)_{5,6} O_{11,2}$$
.

2. $(Si_{2,46} Al_{1,54})^{4.00} \{ (Al_{2,17} Fe_{0.05})^{2.22} (Fe_{1,87} Mg_{1,46} Mn_{0,02} Ca_{0,07})^{3.42} \}^{5,64} (OH)_{5,0} O_{11,5}$.

Высокое содержание ионов с шестерной координацией связано в хлорите 1 с тем, что в октаэдрических изоморфных группах ($R_3 - R_2$) явно доминируют слои с R_3 , а количество трехвалентных ионов в октаэдрических и в тетраэдрических структурных слоях почти одинаково ($R_{IV} = 1,31$; $R_{VI} = 1,36$). Именно в этом частном случае состава хлоритов сумма их октаэдрических катионов равна шести и они формально удовлетворяют требованиям «ортохлоритового ряда» (Сердюченко, 1948₂).

В хлорите 2 количество ионов с шестерной координацией снижено, так как в изоморфных (R₃ — R₂)-слоях существенную роль играют R₂ -группы, а количество R_{VI} = 2,22 значительно превы шает R_{IV} = 1,54.

Замечательно, что хлорит 1 с шестью катионами в октаэдрических слоях на нашей диаграмме с параметрами RO : SiO₂ и R₂O₃ : SiO₂ точно ложится на линию Sp — At (где всегда Y = 6). Из молекулярных чисел его валового анализа легко получить отношение анионов (O + OH) к сумме всех катионов; оно равно 1,73, т. е. менее 1,80 — отношения для серпентин-хлоритовой группы, вытекающего из структурной формулы хлоритов Паулинга (см. гл. 15) при условии, что O + OH = 18, а сумма катионов равна 10. Очевидно, что в исследованном минерале (с суммой катионов, равной десяти) O + OH < 18, и, как видно из рассчитанной нами структурной формулы, это обстоятельство явно связано с эквивалентной заменой части гидроксилов на кислород, т. е. $O \rightarrow 2OH$, а не с дополнительными катионами (сверх 10). В последнем случае на нашей диаграмме точка состава легла бы неизбежно над изолинией с Y = 6 (Sp — At), как это имеет место всегда, если Y > 6. В частности, в хлорите из Трамбулла (см. гл. 15 и 17), у которого Y = 6,33, точка состава на диаграмме лежит значительно выше линии Sp — At.

При расчете 1-го анализа не на 14 кислородов (по «безводному» веществу), а на 18 (О + ОН) по валовому составу (включая и + H₂O), сумма катионов в формуле получается равной 10,50, т. е. этот метод расчета искажает действительное строение нашего минерала.

Отношение анионов к катионам в хлорите 2 (по валовому анализу) равно 1,71, что, как и в предыдущем случае, указывает на замену О -->2OH, и притом еще более значительную, так как здесь Y < 6, т. е. при наличии обычных (OH)₈O₁₀ отношение анионов к катионам (x + Y) было бы более 1,8.

5. Хлоритизация кварца обнаружена нами микроскопически также в девонских кварцитах, в зальбандах кварцевых жил, на западном склоне Урала, на правом берегу р. Ылыч.

Хлорит явно замещает кварц, оставляя местами только обрывчатые его контуры и разобщенные хлоритом участочки единых кварцевых зерен. Ширина червеобразных ленточек его около 0,01 мм, а размеры пластинок в скоплениях 0,01—0,015 мм. Минерал развит по Ng, прямо угасает, плеохроирует от зеленого по Ng до светложелтого по Np; Ng = 1,588 \pm \pm 0,002; Np = 1,584 \pm 0,002 (иммерсия).

6. Явления подобного же замещения кварца ленточками тонко сегментированного хлорита наблюдаются в кварцевых жилках, секущих лревние (докембрийские) метаморфические сланцы на южном Тимане. Промежутки между крупными зернами кварца и трещинки, рассекающие мелкозернистые его агрегаты, выполняются здесь отчасти мусковитом, серицитом, кальцитом, а главным образом тонколепестковым (0,02 — 0,05 мм) зеленым (по Ng) хлоритом, плеохроирующим до светлого желтозеленоватого (Np). Минерал развит по Ng, прямо угасает, имеет низкую аномальную индигово-синюю интерференционную окраску: Ng — Np = = 0,003; Ng > Np > 1,590 (Ng мусковита).

7. Значительный интерес представляет темнозеленый крупнопластинчатый хлорит, которым на северном Урале часто покрыты, по описанию Г. Г. Леммлейна (1936), кристаллы кварца. Эти зеленые червеобразные кристаллики прохлорита погружены, иногда довольно глубоко, в кристаллы кварца. Поверхность кристаллов кварца, покрытых хлоритсм, обычно очень неровная и после выветривания хлорита производит впечатление «изъеденной».

Хлорит этот включен в кварц (в жилах альпийского типа) не только у поверхности его граней (здесь по хлориту развиваются лишайники, биогенно разлагая его, — начальный этап почвообразования), но и внутри кристаллов. Хлорит осыпался со стенок трещин, в которых росли кристаллы кварца, и захватывался ими (Григорьев, 1947 и др.) в процессе их роста.

Анализ свежего прохлорита, отобранного из наружных частей кварцевых кристаллов (по данным А. Н. Алешкова), выполнен М. М. Стукаловой (табл. 54, анализ 3; примесь кальцита не показана).

В подобных же геологических условиях в другом районе северного Урала в кварцевых жилах находятся скопления хлоритового зеленого «песка». Хлорит этот был собран 1 ри полевых работах и исследован в 1949 г. Т. К. Кожиной. Минерал имеет уд. в. 3,01; Ng — светлозеленый, Nm — бледнозеленоватый, Np — светложелтый, почти бесцветный; Ng = 1,639, Np = 1,635, Ng — Np = 0,004; $2V = -(3-4^{\circ})$; развит по Ng.

Таблица 54

	:	3	4		
Окислы	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Мол. ч.	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	24,14 0,08 20,22 4,59 23,94 0,27 10,56 Her 0,35 10,98 0,45 Her	402 1 198 29 332 4 262 608 	24,94 0,12 22,01 2,76 27,13 0,28 12,98 Her * 10,21 0,63 Her	416 1 216 17 377 4 322 	
Сумма	100,58		101,06	-	

Химический состав хлоритов из гидротермальных кварцевых жил на северном Урале

Рассчитанные нами структурные формулы (на 14 кислородов): 3. $(Si_{2,61} Al_{1,39})^{4,00} \{(Al_{1,18} Fe_{0,38}^{...})^{1,56} (Fe_{2,61}^{...} Mn_{0,03} Mg_{1,71})^{4,35}\}^{5,91} (OH)_{8,0} O_{10,0}.$ 4. $(Si_{2,61} Al_{1,39})^{4,00} \{(Al_{1,32} Fe_{0,21}^{...})^{1,53} (Fe_{2,36}^{...} Mn_{0,03} Mg_{2,01})^{4,40}\}^{5,93} (OH)_{7,1} O_{10,45}.$

При термическом исследовании обнаружены эндотермические реакции выделения воды: при 160—215° (адсорбированная пленочная вода), сильная реакция при 530—590° и слабая при 740—790°, соответствующие удалению (в два приема) конституционной воды.

Анализ этого чистого хлорита приведен в табл. 54 (анализ 4).

Сопоставление последних двух анализов (3 и 4) показывает одинаковый состав их тетраэдрических слоев и почти одинаковый состав октаэдрических группировок, в которых количество R["] и R^{""} почти равно, но имеют место изоморфные заменtения Fe["] на Mg и Fe^{""} на Al.

Сопоставление хлорита 2 с хлоритом 4 показывает, что первый содержит Fe₂O₃ и FeO меньше, чем второй, однако имеет более высокие показатели светопреломления. Это, повидимому, связано со степенью их раскристаллизованности и с тем, что хлорит 2 имеет более уплотненную решетку за счет меньшего содержания Si в тетраэдрических слоях (сжатие по с) и более значительного количества R[—]-групп, изоморфно заместивших R[—]-группы (R[—]₂ — R[—]₃) в октаэдрических слоях (сжатие по осям а и b).

Глава 12

железистые хлориты из девонских осадков южного тимана

1. Отложения живетского яруса (D₂) на южном Тимане представлены, главным образом, песчаниками с прослоями конгломератов, а также чередующимися с ними пачками аргиллитов сизо-серого, серо-зеленого, иногда красного цвета. Эта серия отложений (мощностью в несколько

11* 163
десятков метров) в ряде случаев прорывается диабазами или перекрывается их пластообразными телами. Покровные диабазы сопровождаются мощными пирокластическими отложениями, которые в смеси с илами девонского моря образовали толщи туфитов. В зоне непосредственных контактов с покровными и межпластовыми диабазами в подстилающих и вмещающих песчаниках развивается ороговикование и окварцевание, а по мере удаления от диабазов (главным образом в цементе песчаников) образуются зоны хлоритизации, пиритизации, карбонатизации. Хлориты бледнозеленые с низким светопреломлением, а карбонаты представлены главным образом железисто-магнезиальными разностями и кальцитом.

В более южном районе диабазовые тела почти не известны; гораздо меньшее развитие имеют также туфитовые образования. Однако здесь они значительно ожелезнены и при этом переслаиваются и перемешаны со слоями сильножелезистых глин, мелкооолитовых каолинито-гетитовых осадков, железисто-хлоритовых и карбонатных пород. Между туфитами и типичными железистыми осадками наблюдаются явные переходы, характеризующие их генетическую связь. Последняя проявляется также в наличии пластинчатых или неровных осколков бесцветного или кремового вулканического стекла в тяжелых и легких фракциях пород этого горизонта.

2. Железистый хлорит наиболее распространенного типа образует многочисленные бледные зеленовато-серые скопления, пятнистые прослойки, гнездышки и выделения оолитов в крепкой и плотной темнокоричневой породе, состоящей в основном из магнезиального сидерита (сидероплезита) с примесью кальцита, пирита, гидроокислов железа, растворимого глинозема и каолинита, рассеянных в сидеритовой массе и не входящих в состав хлоритовых оолитов. Порода местами становится зеленоватосерой в связи с преобладанием оолитов железистого хлорига. Встречаются остроугольные зернышки обломочного кварца, местами замещаемые и разъедаемые хлоритом и сидероплезитом.

Под микроскопом в прозрачных шлифах (табл. XXIV, фото 47 и 48) оолиты хлорита неравномерно распределены среди количественно преобладающего сидерита. Форма оолитов или правильно шаровидная, или сплющенно-овальная и измятая; строение концентрическое, хорошо выступающее только при скрещенных николях; размеры оолитов колеблются в широких пределах: от 0,05 до 1 мм в диаметре, чаще от 0,1 до 0,3 мм. Встречаются также отдельные (не сферолитовые) пластинчатые пленки или вытянутые волокна хлорита: они или изолированно расположены среди сидерита, или служат связью между двумя или тремя соседними оолитами хлорита. Ядра иного минерального состава обычно отсутствуют, хотя оолиты хлорита иногда имеют в своих центрах бурый железняк, нирит, гранат, газовый пузырек.

В подавляющем большинстве случаев железистый хлорит совершенно свеж, и только изредка наружные концентры оолитов буреют вследствие окисления закисного железа. Иногда окисление распространяется сегментально, так что половина концентрических оолитов свежа и имеет бледнозеленый цвет, а другая половина — красно-бурая.

В прозрачных шлифах и в иммерсионных препаратах определены оптические константы минерала: Ng = $1,640 \pm 0,002$; Np = $1,632 \pm 0,002$; Ng — Np = 0,008. Минерал развит по Ng и имеет прямое угасание; на базисных пластинках получена фигура двухосного отрицательного минерала с едва заметным расхождением ветвей гиперболы: $2V = -(3-4^\circ)$. Плеохроизм ясный: от темнозеленого по Ng и Nm до светлого зеленоватожелтого по Np.

Химический состав тщательно отобранных под бинокуляром бледнозеленых оолитов железистого хлорита показан в табл. 55 (анализ 1).



Фото 47. Асимметричные оолиты железистого хлорита, окруженные кальцитовой каймой, в тонкозернистом сидероплезите из девонских осадков южного Тимана, 1944. Увел.) 30.



Фото 48. Оолиты железистого амезита и обломки кварца в сидероплезите, который их частично замещает; южный Тиман, 1944. Увел. 30.



Фото 49. Крупнопластинчатый гидротермальный хлорит в щелевидных полостях мелкокристаллической скарновой породы, частично замещенный магнетитом; бассейн р. Ангары. Увел. 48.



Фото 50. «Хлоритовые розы» в хлорито-кальцитовых гидротермальных образованиях в бассейне р. Ангары. Нат. вел.

Исключая СаО и СО2, образующие механически подмешанный кальцит, получим состав чистого минерала (анализ 2), эмпирическая формула которого-

4 (Fe^{...}, Mg) $O \cdot 2$ (Al, Fe^{...})₂ $O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O \cdot Aq$

точно соответствует формуле амезита.

Таблипа 55

Тобляно 56

с южного Тимана										
_	i		2							
Окислы	Bec. %	Bec. %	Мол. ч.							
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$15,71 \\ 17,34 \\ 14,98 \\ 29,48 \\ 0,36 \\ 4,50 \\ 2,95 \\ 12,27 \\ 0,18 \\ 2,33$	16,57 18,29 15,80 31,10 0,38 4,75 Her 12,90 0,19 Her	276 179 99 442 5 118 717 —							
Сумма	100,10	99,98	_							

Химический состав железистого эмезита

Структурная формула тиманского амезита:

 $(Si_{2,20} Al_{2,00})^{4,00} \{ (Al_{0,58} Fe_{1,42}^{...})^{2,00} (Fe_{3,12}^{...} Mn_{0,94} Mg_{0,84})^{4,00} \}^{6,00} (OH)_{8,0} O_{10}.$

Хлорит с южного Тимана должен быть назван железистым аме* зитом, так как в октаэдрических слоях его решетки главную роль играют ионы железа: Fe^{...} изоморфно замещает Al, а Fe^{...} занимает 80% мест двухвалентных катионов. Состав минерала точно можно представить различными «молекулами» амезитового типа (табл. 56).

«Мол	«Молекулярный» состав железистого амезита с южного Тимана											
Анализ	Ant	At	Fe -At	FeFeAt	Cr-At	Сумма						
2	2 Her 20,5		42,5	36,6	Нет	100,0						

Характерно полное отсутствие в амезите антигоритовых компонентов Рассмотренный амезит содержит одинаковое число ионов R. как в тетра эдрических, так и в октаэдрических слоях своей решетки. Сумма ионов шестерной координации равна шести, а избыток их положительных зарядов точно компенсирует соответствующий дефицит, создающийся в тетраэдрических слоях от замещения Si на Al_{IV}. Требование, предъявляемое теорией «ортохлоритового ряда» (AlAl — MgSi), здесь формально удовлетворяется.

Отметим, что для амезита из Честера МакМэрчи (McMurchy, 1934) и Баннистер (Bannister, 1939) обнаружили рентгеновскую структуру,

отличающуюся от «нормальной структуры» хлоритов (ортохлоритов). Грунер (Gruner, 1944) считает, что структура этого минерала существенно каолинитовая с прослойками хлоритовых пакетов (в небольшом количестве).

3. Железистый хлорит другого типа представляет зеленовато-серые или буровато-серые хрупкие, едва сцементированные железистые оолиты. В порошковых препаратах эта порода состоит из кварца, вулканического стекла, гематита, гидроокислов железа, пирита и железистого хлорита.

Хлорит по своему характеру и свойствам совершенно однороден и в иммерсионных препаратах имеет вид округло-пластинчатых зерен, лучистых и сферолитоподобных сростков (с резко волнистым угасанием или с расплывчатым сферолитовым крестом), тонколепестковых агрегатов и скорлуповатых форм, представляющих части оолитов. Хлоритовые скорлупы нередко параллельно срастаются с окисно-жел зистыми скорлупками оолитов, сохраняя, однако, между собою резкие границы. Имеются сростки хлорита с кварцевыми зернышками и точечные выделения в нем пирита.

Плеохроизм хлорита слабый: Ng — зеленый, Np — зеленовато-желтый. Минерал развит по Ng и имеет прямое угасание. Методом иммерсии в многочисленных зернах определено, что Ng = Nm = $1,666 \pm 0,002$; Np = $1,656 \pm 0,002$; Ng — Np = 0,010; 2V = $-(5-7^{\circ})$.

Резко отграничиваясь от гематита и гидрогетита, хлорит изредка, в результате частичного окисления, становится зеленовато-желтым или буреет. Химический состав хлорита (табл. 57, анализ 3) высчитан нами из химического анализа тяжелой фракции (0,25—0,01 мм), количественный минералогический состав которой предварительно был детально изучен под микроскопом.

Из солянокислой вытяжки (2% HCl — с кипячением и обработкой нерастворимого остатка 5% Na₂CO₃) было получено хлорита 30,7% вес. Эта величина хорошо согласуется с количеством хлорита и по данным микроскопических подсчетов. В соответствии со своим составом, исследованный хлорит должен быть отнесен к стриговитам, так как его эмпирическая формула

2 (Fe^{...}, Mg)
$$O \cdot (Al, Fe^{...})_2 O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$$

соответствует формуле, установленной для стриговита Чермаком:

$$2MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O^1$$
.

4. Сопоставляя между собою химические анализы (табл. 57, анализы 1—5) стриговитов и рассчитанные нами (на 14 кислородов) их рентгеноструктурные формулы, мы видим, что при большом их разнообразии все они имеют одинаковый или очень близкий состав своих тетраэдрических слоев (в среднем 3,1 Si и 0,9 Al). Это некоторым образом соответствует определенному «ангидриду», одному из многих в многоосновных хлоритовых кислотах В. И. Вернадского. К этому же ряду хлоритов (с тем же составом тетраэдрических слоев) могут быть отнесены и многие другие хлориты (пеннины, кеммерериты и родохромы, например, анализ 1).

¹ Б. П. Кротов (1936) и Н. А. Успенский (1936) описали из Алапаевских железорудных месторождений «хлориты типа стриговита» или «железистый делессит типа стриговита», которые, однако, по своему химическому составу не соответствуют ряду стриговита, а представляют, как отмечают и сами авторы, делесситы, в которых почти весь матний замещен двухвалентным железом.

Рассмотрение состава октаэдрических слоев от анализа 1 к анализу 5 показывает, что а) количество металлических атомов в них уменьшается от 6,15 до 4,32; б) в том же направлении закономерно повышается от 0.64 по 4,26 число трехвалентных атомов и уменьшается от 5, 49 до 0,06 количество двухвалентных; в) изоморфное замещение между трех- и двухвалентными атомами имеет характер R2 — R3.

Таблица 57

Химический	состав	некоторых	хлоритов	из ряда
	клинох	лора-стриг	овита	

Окислы	1	2	3	6	5
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	29,73 0,28 7,75 1,81 6,07 0,57 Her 35,54 2,76 0,45 13,56 0,12 1,74	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	35,12 48,16
Сумма	100,38	99,58	100,0	100,0	99,88
Si	3,05 0,95	3,07 0,93	3,07 0,93	3,14 0,86	3,16 0,84
Al Ti Fe Fr Mn Mg Ca	$ \begin{array}{r} $	$ \begin{array}{r} 1,12\\ 0,15\\ 2,93\\ 0,05\\ 1,56\\ -\\ -\\ 5,81 \end{array} $	$0,67 \\ 1,53 \\ 2,37 \\ 0,83 \\ - \\ 5,40 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ $	$0,71 \\ 1,50 \\ 2,85 \\ 0,27 \\ - \\ 5,33 \\ - \\ - \\ 5,33 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\$	4,26 0,06
$\begin{array}{c} \mathbf{I} & \mathbf{I} \\ \mathbf{OH} & \mathbf{I} \\ \mathbf{OH} & \mathbf{I} \\ \mathbf{O} & \mathbf{I} \\ \mathbf{O} \\ \mathbf{I} \\ \mathbf{H}_{0} \\ \mathbf{O} \\ \mathbf{I} \\ $	8,0 10,0 0,6	8,0 10,0 0,4	6,0 11,0	8,0 10,0	4,32 8,0 10,0 0,2

1. Родохром, гора Беден, Северный Кавкав (Сердюченко, 1935). 2. Брунсвигит, Гарц (Fromme, 1902). 3. Стриговит, южный Тиман (Сердюченко, 1948). 4. Стриговит, южный Пиман (Сердюченко, 1948). 5. α-хлоритит, Донбасс (Самойлов, 1906).

Избыток электрических зарядов в октаэдрических пакетах полностью покрывает недостаток положительных зарядов в тетраэдрических слоях решеток, где Al частично замещает Si.

Как следует из сказанного, в ряду рассмотренных минералов изоморфизм типа AlAl — MgSi не имеет места.

Таким образом, для изоморфного ряда клинохлора-стриговита получим общую структурную формулу:

$$(\mathbf{R}^{"}, \mathbf{R}^{"}_{2/3})_{6,45} [(OH)_{8-2p} O_p] (Si_{3,1} Al_{0,9}) O_{10}.$$

Хлоритит из Нагольного кряжа почти точно соответствует крайнему глиноземному члену этого ряда. Родохром с Северного Кавказа по своему составу близок к крайнему магнезиальному члену того же ряда.

5. При исследовании многочисленных порошковых препаратов из пород верхних горизонтов живетского яруса и нижних горизонтов франского яруса можно было видеть, что пластинки и чешуйки хлоритов очень часто на своей поверхности содержат то небольшое, то значительное количество мельчайших кристалликов или кристаллически-зернистых сростков сидероплезита, высоко преломляющих и двупреломляющих, часто слегка буроватых от начавшегося окисления. Морфологически сходным образом, но реже, на пластинках железистых хлоритов наблюдались мельчайшие чистые стеклянно-прозрачные и бесцветные зернышки или кристаллики ромбоэдрического облика. Они обладают низким двупреломлением (едва поляризуют в серых тонах), и их Nm близок к 1,500. Этот минерал, повидимому, должен быть отнесен к цеолитам.

При формировании гетито-хлорито-сидероплезитовых эффузивно-осадочных пород на южном Тимане, под влиянием магматогенных — связанных с диабазами — минеральных растворов, имели, повидимому, место процессы метасоматоза: пелитоморфный кальцит морского известкового ила замещался отчасти пленками и чешуйками железистых хлоритов, а главным образом — сидероплезитом, который частично метасоматически замещал и оолиты железистых хлоритов. При этом вокруг выщелоченных оолитов и мелких пустот здесь возникает «друзовая» структура, проявляющаяся в значительном увеличении остроромбоэдрических неделимых сидероплезита в направлении полостей, на стенках которых выделяются наиболее крупные и светлые его кристаллики. Друзовая структура заполнения полостей описана А. Н. Заварицким (1939) для метасоматических «сидеритовых» руд Бакальского месторождения, которые представлены сидероплезитом и пистомезитом (Миропольский, 1933).

6. Девонские хлоритовые породы южного Тимана получили свое железо и магний (отчасти алюминий, кремнезем, титан, щелочи и кальций) главным образом от эксагаляций и гидротерм со стороны гипабиссальных интрузий, прибрежных и подводных излияний диабазовой магмы (Сердюченко, 1951).

Повидимому, железо выносилось, с одной стороны, в виде хлорного железа — FeCl_a, а с другой — в виде бикарбоната закиси — Fe(HCO₃), (последнее — в условиях выделения при этом больших количеств углекислоты). Освобождающаяся при распаде хлорного железа HCl разлагала вулканогенный силикат натрия (стекло) с выделением активного кремнезема, который вместе с Fe, Mg, Al и др. принимал участие в образовании хлоритов. Последние образовывались здесь в прибрежно-морской зоне в щелочной среде, в условиях недостатка кислорода (от разложения органических остатков, в частности); в их составе принимают участие ионы двух- и трехвалентного железа. Увеличение парциального давления СО, в придонной части бассейнов (с органическими остатками и восстановисредой, при рН < 7 от возрастания тельной роли органических кислот) привело к выпадению в осадок за счет бикарбоната закиси железа — сидерита или магнезиального сидерита. Последний метасоматически замещал при этом также известковый (или известково-магнезиальный?) ил. В кислой среде и при наличии свободного кислорода образовывались гидроокислы железа, в частности в виде оолитов.

Значительный вынос железа (отчасти и алюминия) в зону формирования различных железистых осадков был также связан с поверхностной каолинизацией и кальцитизацией диабазов и туфитов. Покровные, жильные и отчасти межпластовые черно-зеленые диабазы местами (главным образом вдоль их лежачего бока и по трещинам) сильно разложены и осветлены вплоть до полной их каолинизации, которая иногда сопровождается и значительной кальцитизацией. Из пород выносились при этом пелочи, магний, все железо, часть кремния и кальция.

Таким образом, наземные базальто-диабазовые породы подвергались выветриванию с образованием до девонской коры выветривания и выделением при этом гидроокисей железа и каолинита (возможно, и свободных гидроокисей алюминия) в условиях теплого и влажного (в частности, болотного) режима при обилии главным образом водорослевой растительности. Об этом говорит также характер глинистых железняков и железистых оолитов, состоящих из тонкодисперсной каолинитово-гетитовой смеси.

Одновременно с механическим смывом в море гетитово-каолинитового материала, воды, содержавшие минеральные (главным образом серную) и органические (гумусовые и угольную) кислоты, выносили в море (за счет диабазов) растворы гуматов и бикарбонатов закиси железа, гидрозоли окиси железа и, возможно, гидроокиси алюминия, сернокислые соединения железа и алюминия. Очевидно, что поверхностное разложение (кора выветривания) щелочных изверженных пород привело в растворимое состояние и значительную часть кремнезема. Все это сносилось в прибрежные части девонского моря дополнительно к тому материалу, который попадал в морской раствор непосредственно из вулканических эксгаляций и терм.

Надо отметить, что кора выветривания (додевонская?) на южном Тимане была развита и на поверхности древних (протерозойских) кварцево-слюдисто-хлоритовых (с полевыми шпатами) метаморфических сланцев, которые под девонскими осадками местами сильно каолинизированы и неравномерно обогащены вторичными буро-красными (гидрогетитовогидрогематитовыми) гидроокислами железа.

Как тонкие механические продукты, так и растворенные вещества, выпадая из истинных растворов или проходя стадию коллоидов и сложных коагелей, формировали девонские железистые осадки, в частности служили материалом для образования хлоритов.

Южнотиманские железистые породы по своему характеру и происхождению должны быть отнесены к осадочно-эффузивным. Наличие этих образований на южном Тимане значительно расширяет намеченную Н. М. Страховым (1947) область распространения девонских накоплений железа.

Отложения железосодержащих минералов на южном Тимане происходили отчасти в прибрежно-лагунной, но главным образом в прибрежноморской зоне (ср. Кротов, 1943) девонского моря, имевшего здесь ряд заливов.

Эти отложения генетически имеют общие черты с месторождениями района Верхнего озера в Северной Америке, но еще больше — с железорудными залежами типа Лан-Дилл (Германия), где на верхней границе среднего девона отложились пластообразные залежи красного и магнитного железняка, железистых хлоритов и сидерита и, наконец, серного колчедана — по мере перехода от окислительной среды к восстановительной, в условиях излияния базальтов и обогащения морской воды железом в результате вулканической деятельности.

Глава 13

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ХЛОРИТЫ ИЗ БОКСИТОНОСНЫХ ПОРОД УРАЛА

1

На южном Урале, по р. Катав (Челябинская обл.), на границе среднеи верхнедевонских отложений, на известняках с фауной среднего девона, залегает пласт «диаспорово-шамозитовой» породы бобово-оолитового строения. Породы эти перекрываются довольно мощной известняковопесчано-глинистой толщей, которая часто содержит в себе прослои и пласты известняков и песчаников, окрашенные в зеленый цвет от распыленного в них или цементирующего их железистого хлорита.

Катавские бобово-оолитовые породы состоят из основной массы. в которой расположены оолиты с концентрической структурой и, реже. бобы, не имеющие концентрического строения. Окраска пород — серая. почти черная, буровато-зеленая, красноватая и др. — соответствует смесям различных количеств диаспора и коллоидного бемита с железистым хлоритом. Имеются также чисто диаспоровые и чисто хлоритовые породы. Хлорит дает все переходы от коллоидного до яснокристаллического состояния, часто образует оолиты и бобы, показывает колебания в окраске и составе, но в большинстве случаев по своим оптическим (N = 1,650-1,680) и рентгеновским данным близок к «дафниту» из Ивдельского месторождения. Диаспор и хлорит сопровождаются гидроокислами железа, а местами — каолинитом. Присутствует также сложный гель, состоящий из кремнезема, глинозема и других окислов. Одновозрастные с катавскими пашийские породы по своему минеральному составу обычно сильно отличаются от катавских, так как состоят главным образом из гематита и гидрогематита. Однако наряду с этим здесь же встречаются разновидности, вполне аналогичные катавским и состоящие из сцементированных . оолитов и бобов. Оолиты состоят или из одних железистых хлоритов или из концентров диаспора, хлорита, гематита или из чередования диаспоровых и гематитовых скорлуп.

Темнозеленые бокситы жединского яруса (D₁) на восточном склоне Урала (Ивдельский, Надеждинский, Богословский и другие районы) под микроскопом состоят из тонкочешуйчатого бледнозеленого хлорита с небольшой примесью диаспора, а серые бокситы — из концентрически скорлуповатых зерен (главным образом диаспора) и цемента (главным образом в виде хлорита с примесью пирита).

Плохая раскристаллизованность и тонкая смешанность железистого хлорита с бокситовыми, железисто-окисными и другими минералами очень затрудняет его выделение в чистом виде для химического анализа. Ограничиваясь поэтому только оптическими исследованиями, геологи относили хлорит к шамозиту или афросидериту. Это, однако, без химического анализа, при переменном составе хлоритов, носящих в литературе нередко случайные названия, и при сложной зависимости оптики хлоритов от разнообразных изоморфных замещений не дало по существу никакой характеристики для химического состава хлоритовых минералов из девонских бокситовых месторождений Урала.

Позже точная химическая, оптическая и рентгеновская характеристика хлорита из ивдельских «шамозитово-диаспоровых» пород была дана М. В. Соболевой и А. Н. Ляминой (1938).

В Ивдельском районе в зоне светлосерых известняков развит зеленый боксит, передавленный и рассланцованный, содержащий тонкую примесь железистого хлорита во всей своей массе, а также много прожилков зеленого хлорита в трещинках.

По данным М. В. Соболевой, хлориты эти — преимущественно коллоидальные или скрытокристаллические, с размерами неделимых менее 0,01 мм, и только в мелких пустотах и трещинках бокситов они встречаются ясно раскристаллизованные с чешуйками до 0,1 мм.

Для относительно крупночешуйчатого хлорита из тонких жилок были определены Ng = 1,672 и Np = 1,658; Ng — Np = 0,014; 2V = = -6°; пластинки развиты по Ng, угасают прямо или угол погасания (CNg) достигает у них 4°. Плеохроизм, почти незаметный в скрытокристаллических разностях, здесь ясно выражен: Ng — темнозеленый, зеленовато-бурый; Np — светлозеленый, бледножелтый.

На кривых нагревания этого хлорита имеются эндотермические реакнии выделения воды: до 140°, при 470—540°, при 730—800°.

Удельный вес минерала 3,208.

Железистый хлорит ассоциирует с диаспором, к которому в разной степени подмешаны гидроокислы железа, местами и всей бокситовой породе придающие красноватый цвет.

Химический анализ (табл. 58) совершенно чистого хлорита из жилки был выполнен С. А. Соколовой.

Таблица 58

Окислы	Bec. %	Мол. ч.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$19,60 \\ 0,58 \\ 27,26 \\ 1,99 \\ 38,29 \\ 0,05 \\ 1,36 \\ 1,06 \\ 10,46 \\ 0,20$	325 7 266 12 532 1 34 19 581 11
Сумма	100,85	-

Химический состав хлорита из ивдельской (девонской) бокситоносной породы

А. Н. Лямина и М. В. Соболева вывели формулу для этого хлорита, который оказался очень близким к железистому амезиту (т. е. дафниту в смысле Винчелла):

 $93,53 [H_8 (Mg, Fe^{-})_4 Al_4 Si_2 O_{18}] + 6,47 [H_8 (Mg, Fe^{-})_6 Si_4 O_{18}].$

Нами рассчитана структурная формула этого минерала (на 14 кислородов по «сухому» веществу):

$$(\mathrm{Si}_{2,19}\mathrm{Al}_{1,81})^{4,00} \{ (\mathrm{Al}_{1,77} \operatorname{Ti}_{0,05} \mathrm{Fe}_{0,16}^{...,1})^{1,98} (\mathrm{Fe}_{3,58}^{...,8} \operatorname{Mn}_{0,01} \mathrm{Mg}_{0,23} \operatorname{Ca}_{0,12})^{3,94} \}^{5,92} \\ (\mathrm{OH})_{7,8} \operatorname{O}_{10,1}.$$

Минерал должен быть отнесен, по нашей классификации, к близкому к амезиту изоморфному ряду хлоритов; в нем почти половина мест в тетраэдрических структурных слоях занята алюминием (1,81); в октаэдрических пакетах трехвалентные катионы представлены почти исключительно алюминием, а двухвалентные — почти исключительно двухвалентным железом.

Обращает на себя внимание незначительное содержание в минерале окиси железа и магнезии.

Обилие в окружающей среде алюминия и физико-химическая обстановка (рН около 7, восстановительные условия) существенно и характерно повлияли здесь на состав хлорита, очень обогащенного алюминием и закисным железом и обедненного кремнием. Девонские диаспорово-хлоритовые отдожения восточного склона Урала приурочены к нижнему девону и перекрываются, в частности, темносерыми известковистыми сланцами с тентакулитами. Эти последние породы, повидимому, можно параллелизовать с богатыми тентакулитами известково-горючесланцевыми породами доманика на западном п южном склонах Урала и на южном Тимане.

Пашийские гетитово-гидрогематитовые породы среднего девона на западном Урале (см. выше) соответствуют в общем горизонту железняков (верхняя часть среднего девона), песчано-глинистому и пестроцветному горизонтам (низы верхнего девона) на южном Тимане, а вышележащие в Пашийском районе глинистые известняки с Atrypa cyrtospiriferи др. являются, повидимому, аналогами кубоидного горизонта южного Тимана. Черные битуминозные доломиты западноуральского среднего девона должны быть сопоставлены с домаником южного Урала и южного Тимана.

В районе хребта Кара-Тау на южном Урале катавские оолитовые диаспорово-шамозитово-гематитовые породы лежат в основании франского яруса.

Приведенные у Н. М. Страхова (1939) разрезы средне- и верхнедевонских пород у дер. Ивановки и дер. Новосерпиевки показывают, что мелкооолито-, вые диаспоро-хлорито-гематитовые отложения катавского типа лежат в основании франского яруса, в толще пестроцветных пород (глин и песчаников) с фауной брахиопод (Atrypa reticularis, Orthis и др.) и кораллов. По литологическому характеру и фауне породы эти являются аналогом горизонта железняков, песчано-глинистого и пестроцветного горизонтов на южном Тимане.

Выше лежат известняки с Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboidea и др. — аналог кубоидного горизонта на южном Тимане.

Еще выше развиты горючие сланцы с пластообразными конкрециями темносерого известняка и кремня, с обильной фауной птеропод и брахиопод. Это — доманиковые слои, аналогичные доманику южного Тимана.

Таким образом, одинаковые или близкие по своему характеру, составу и условиям залегания оолитовые бокситы, железняки и железисто-хлоритовые породы вместе с однотипными сопровождающими их песчаноглинистыми и битуминозно-карбонатными осадками прослеживаются на огромных пространствах восточного и западного Урала. Эти отложения то расположены в толщах нижнего девона (восточный Урал), то развиты на границе среднего и верхнего девона (западный Урал).

Горизонт этих бокситово-гематитово-хлоритовых железняков всюду на западном Урале подчинен песчано-глинистым пестроцветным отложениям, которые перекрываются аналогами южнотиманского кубоидного горизонта и доманика.

Таким образом, по своему стратиграфическому положению оолитовожелезняковые отложения среднего девона на южном Тимане совершенно аналогичны таким же отложениям западного и южного склонов Урала.

Естественно при этом сделать вывод и о полном или большом сходстве условий образования этих пород, фациально-палеогеографической обстановки их отложения на Урале и южном Тимане.

Замечательно, что в этих девонских породах железистый хлорит на. Урале и Тимане (см. гл. 12) относится к богатому глиноземом и гидроокислами железа и в то же время бедному кремнеземом железистому амезиту и сопровождается бо́льшим или меньшим количеством свободноговодного глинозема (диаспор, бемит, коллоидальный бемит, алюмогель), окислами и гидроокислами железа. Отсутствующие или слабо развитые на Урале карбонаты железа обильно встречаются в соответствующих отложениях Тимана.

Исследование темнозеленого плотного хлорита из нижнемеловых (континентальных) бокситоносных пород в районе Соколовки по восточному склону Урала было выполнено нами на материале, собранном при изучении этого района в 1950 г. Б. П. Кротовым и Т. И. Столяровой. По данным этих авторов и Н. В. Ренгартен (19502), здесь «на складчатом палеозое, представленном порфиритами и, реже, известняками, трансгрессивно залегают туфогенные песчано-глинистые отложения верхнего триаса. На размытой и покрытой древней корой выветривания поверхности палеозоя и триаса лежит континентальная свита нижнего мела. Эта свита представлена внизу серыми лигнитовыми глинами, вверху пестроцветными (пятнистыми) и красными глинами. Последние содержат в своем составе гидроокислы железа и свободные гидраты глинозема».

В этой железисто-бокситоносной белесоватой или красноватой породе встречаются гнездышки, мелкие уплощенные линзочки (толщиною до 2 см), тонкие и короткие жилки темнозеленого хлорита. Плотные, совершенно однородные хлоритовые выделения имеют резкие границы с вмещающей глинистой массой и являются более поздними инфильтратами.

Под микроскопом хлоритовая масса совершенно однородная, мономинеральная; она представляет собою мельчайший пластинчато-лецестковый агрегат, причем пластинки окрашены в яркозеленый цвет, но совсем не обнаруживают плеохроизма. Хлорит оптически изотропен. В иммерсионных препаратах определено N = 1,616 + 0,003.

Чистый, совершенно однородный хлорит (обр. 227) был проанализирован (табл. 59) Л. П. Листовой в 1951 г.

Т	а	б	л	И	ц	а	59
---	---	---	---	---	---	---	----

Окислы	Bec. %	Мол. ч.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	26,43 Следы 24,68 4,99 30,17 Нет 0,70 0,09 Следы 10,62 1,98	$ \begin{array}{c} 441 \\ 242 \\ 31 \\ 418 \\ 18 \\ 2 \\ 588 \\ - \\ 588 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$
Сумма	99,66	

Химический состав хлорита из соколовской (пижнемеловой) бокситоносной породы

Структурная формула этого хлорита рассчитана нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

 $(\mathrm{Si}_{2,58}\,\mathrm{Al}_{1,12})^{4,00}\,\{(\mathrm{Al}_{2,05}\,\mathrm{Fe}_{0,41}^{\cdots})^{2,46}\,(\mathrm{Fe}_{2,74}^{\cdots}\,\mathrm{Mg}_{0,12}\,\mathrm{Ca}_{0,01})^{2,87}\}^{5,33}\,(\mathrm{OH})_{8,0}\,\mathrm{O}_{10}.$

173

В валовом анализе и структурной формуле хлорита обращает на себя внимание ничтожное содержание магния, высокое содержание закиси железа, большое количество глинозема. Повышенное содержание полуторных окислов привело к снижению количества катионов (5,33) в октаэдрических слоях вследствие замены трехвалентными катионами двухвалентных ($R_2^{-} \rightarrow R_3^{-}$). Из формулы хлорита ясно видно, что изоморфные замещения катионов эквивалентны и не связаны здесь (как и вообще у хлоритов) с компенсационными замещениями среди анионов: состав последних — типичный для хлоритов (OH)₈O₁₀.



Фиг. 27. Кривая нагревания хлорита (шамозита) из нижнемеловых бокситоносных пород на восточном Урале (Соколовка).

Состав структурного тетраэдрического слоя говорит о принадлежности исследованного хлорита в нашей классификационной системе к изоморфному ряду прохлорита-шамозита, а количество октаэдрических катионов (менее 5,7 и более 4,9) и их состав (Fe^{*}, Al) указывают на то, что мы имеем здесь дело с железисто-глиноземным шамозитом.

Термическое исследование соколовского хлорита было выполнено методом нагревания. В лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР была записана (в 1951 г.) кривая нагревания (фиг. 27), показавшая следующие реакции:

a) эндотермические: при 70—140° — соответствующая удалению механически связанной воды; при 310—330° и 370—390° — соответствующая, повидимому, разложению гидроокисей железа, образовавшихся при частичном окислении закиси железа в хлорите при его нагревании; при 520—560° произошло выделение главной (практически — всей) массы конституционной воды (ОН-групп) и разложение минерала;

б) экзотермические: при 200—350° — связанная с частичным окислением закисного железа; при 900—930° соответствующая формированию новых минеральных фаз (фаялита?) из продуктов разложения хлорита.

Сопоставляя между собой хлориты из девонских и меловых бокситоносных пород Урала, мы видим, что первые очень бедны кремнеземом (амезиты), вторые им более богаты (шамозиты). Эти отличия в составе ^СВязаны, очевидно, с различной геохимической обстановкой формирования этих хлоритов: ивдельские хлориты сингенетичны бокситовым минералам, распылены во всей массе зеленоватой глинистой породы, а соколовские — эпигенетичны бокситовым минералам, встречаются в виде резко отграниченных жилковатых (инфильтрационных) выделений среди розовато-белых железисто-глинистых отложений.

Глава 14

ХЛОРИТЫ ИЗ СКАРНОВЫХ ЗОН В БАССЕЙНЕ р. АНГАРЫ

1. Нами, совместно с И. Н. Чирковым, исследованы хлориты из бассейна р. Ангары, среди контактово-метасоматических пород, возникших в зоне траппов и силурийских и кембро-силурийских известняков, доломитов, карбонатных песчаников и др. В этих скарново-гидротермальных образованиях хлорит является широко распространенным минералом, находясь в тесной пространственной ассоциации, с одной стороны, с главными скарновыми минералами — пироксеном, гранатом, реже с эпидотом, а с другой — с более поздними гидротермальными выделениями магнетита и кальцита. Как полевые наблюдения и изучение штуфов, так и микроскопическое исследование хлоритоносных пород показывают, что хлорит образует четко очерченные крупные (до 1-3 мм) пластинки, параллельно или косо сросшиеся между собою, местами сдвойникованные, часто рапиально-лучистые. В ряде случаев пластинки хлорита параллельно или косо срастаются с почти бесцветным флогопитом, имея резкие границы при отсутствии каких-либо признаков образования хлорита за счет флогопита. Тесные срастания и прорастания хлорита с пироксеном, гранатом, образование скелетных кристаллов эпидота внутри крупных монопластинок хлорита говорят о том, что образование пироксена, граната, эпидота, флогопита и хлорита было близким по времени, местами с некоторым запаздыванием хлорита. Последнсе, однако, связано обычно с тем, что хлорит, начав свою кристаллизацию вместе с другими скарновыми минералами, продолжал ее и после выделения этих минералов уже в другую, более низкотемпературную гидротермальную стадию.

Прослеживание отношений хлорита и магнетита показывает, что нередко цепочковидные (одно- или многослойные) агрегаты изометрических кристалликов магнетита явно развиваются по более раннему хлориту, рассекают на части (косо и поперек) его крупные монопластинки, проникают в них по трещинкам спайности, захватывают внутрь себя участки хлоритовых кристаллов, явно их частично замещают. В связи с этим, крупнопластинчатые сростки хлорита, целиком занимающие округлые или щелевидные участочки среди магнетита, нередко представляют собою не выполнение пор, не инфильтрационное образование хлорита в раннем магнетите, а остаточные участки хлорита в более позднем магнетите (табл. XXV, фото 49).

Почти всегда, а местами очень отчетливо можно наблюдать, что на пироксеново-гранатовую скарновую массу накладывается более поздняя хлоритово-магнетитово-кальцитовая минерализация. Этим объясняются, в частности, наиболее тесная парагенетическая связь и совместное нахождение хлорита — магнетита, хлорита — магнетита — кальцита, хлорита — кальцита¹.

¹ Довольно редко внутри хлоритовых пластинок встречаются с более низким, чем у хлорита, светопреломлением серпентиновые псевдоморфозы по кристалликам ромбического облика (оливина). Местами хлорит частично замещается желто-зеленым мелколепестковым агрегатом нонтронитового типа (с более низким, чем у хлорита, светопреломлением и гораздо более высоким двупреломлением).

Пойкилитовые вростки изометрических кристаллов магнетита в хлорите, цементирование хлоритом своеобразных магнетитовых оолитов говорят о более раннем (сравнительно с хлоритом) образовании магнетита.

Заполнение хлоритом значительных и мелких трещинок, открытых полостей и жеодок в скарновых породах свидетельствует о более поздней, послескарновой его генерации. В эту стадию хлорит часто выделялся вместе с магнетитом и кальцитом. С последним — нередко в виде относительно крупных (до 0,5—1,0 см) пластинок и чешуй, дающих радиальнолучистые сростки, очень близко напоминающие строение розы (табл. XXV, фото 50).

2. Анализы хлоритов с р. Ангары (табл. 60) выполнены Е. И. Ломейко в 1951 г. в Химической лаборатории ИГН АН СССР: 1 — хлорит из плотной хлорито-магнетитовой породы в зоне скарна, обр. 10/49; 2 хлорит из хлорито-кальцитовых образований, обр. 55/49.

Таблица 60

Окислы		1	2			
	Bec. %	Мол. ч.	Bec %	Мол. ч.		
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO +H ₂ O -H ₂ O	30,89 0,05 18,55 1,68 1,42 Her 33,74 Her 12,97 1,08	515 1 182 10 20 837 720	30,19 0,06 19,73 0,42 2,48 Her 33,37 Her 12,66 1,30	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		
умма	100,38	—	100,21	_		

Химический состав гидротермальных хлоритов из скарновой зоны в бассейне р. Ангары

Структурные формулы хлоритов рассчитаны нами на 14 кислородов (по «сухому» веществу):

4.
$$(\operatorname{Si}_{2,93}\operatorname{Al}_{1,07})^{4,00} \{(\operatorname{Al}_{1,00}\operatorname{Fe}_{0,11}^{\cdots})^{1,11} (\operatorname{Fe}_{0,11}^{\cdots}\operatorname{Mg}_{4,76})^{4,87}\}^{5,98} (\operatorname{OH})_8 \operatorname{O}_{10}$$
.
2. $(\operatorname{Si}_{2,88}\operatorname{Al}_{1,12})^{4,00} \{(\operatorname{Al}_{1,05}\operatorname{Fe}_{0,03}^{\cdots})^{1,08} (\operatorname{Fe}_{0,20}^{\cdots}\operatorname{Mg}_{4,73})^{4,93}\}^{6,01} (\operatorname{OH})_8 \operatorname{O}_{10}$.

Обращает на себя внимание большое сходство, почти тождество составов обоих хлоритов, взятых из пород разного состава, но образовавшихся в один цикл хлорито-магнетито-кальцитовой гидротермальной минерализации. У обсих хлоритов содержание окислов железа незначительно. Это, повидимому, обусловлено дифференциацией при выпадении из растворов: почти все железо вошло в состав магнетита; магний, алюминий и кремний образовали хлорит.

По составу тетраэдрических структурных слоев оба хлорита относятся к прохлоритам, а по характеру октаэдрических групп они являются обычными магнезиально-глиноземными.

Окрашенные в штуфах в светлозеленый цвет, хлориты под микроскопом бледнозеленые, почти бесцветные, прямо угасают, развиты по Np. В иммерсионных препаратах определены: Ng = 1,570 ± 0,002: Np = 1,564 ± 0,002; Ng — Np = 0,006. Интерференционная окраска нормальная, серая. 2V очень мал, положителен.

Кривая нагревания крупночешуйчатого хлорита из кальцито-хлоритовой породы (обр. 55/49) была записана в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР (фиг. 28). Она показала нормальные для гид-



Фиг. 28. Кривая нагревания магнезиально-глиноземного прохлорита изскарновых зон в бассейне р. Ангары.

ротермальных магнезиально-глиноземных хлоритов прохлорит-корундофиллитовой группы (Иванова, 1949) эндотермические реакции: при 560— 660° (сильная, соответствующая распаду главным образом (Mg-OH)-

Таблица 61

Межплоскостные расстояния в А у хлорита с р. Ангары

№ интерф. линии	d _{hkl}	I	№ интерф. линии	d _{hkl}	I
1	7,06	Сильн.	16	$\begin{array}{c} 1,823\\ 1,736\\ 1,688\\ 1,659\\ 1,569\\ 1,535\\ 1,515\\ 1,461\\ 1,424\\ 1,398\\ 1,321\\ 1,300\\ 1,226\\ 1,191\\ 1,14\end{array}$	Слаб.
2	5,20	Оч. слаб.	17		»
3	4,572	Сильн.	18		Ср. слаб.
4	4,079	Слаб.	19		Оч. слаб.
5	3,88	»	20		Ср. слаб.
6	3,548	Оч. сильн.	21		Сильн.
7	3,148	Средн.	22		Слаб.
8	2,53	«	23		Оч. слаб.
9	2,44	Ср. слаб.	24		»
10	2,37	Слаб.	25		Средн.
11	2,26	Оч. слаб.	26		Слаб.
12	2,212	»	27		»
13	2,078	»	28		Оч. слаб.
14	1,999	Сильн.	29		Оч. слаб.
15	1,892	Слаб.	30		Оч. слаб.

Излучение железное, 2R = 66 мм, d = 0,5 мм, экспозиция 20 часов; С. И. Берхин, 1951 г.

группировок), около 700° (слабая), при 820—850° (значительная, связанная главным образом с разложением (A1 — OH)-группировок). Следующая сейчас же за последней эндотермической остановкой экзотермическая реакция при 910—930° характерна для новообразований форстерита из продуктов распада хлоритового минерала. Низкотемпературная эндотермическая реакция (при 140—170°), свойственная почти всем железистым хлоритам осадочного происхождения, здесь отсутствует.

Порошковая рентгенограмма (табл. 61) для хлорита из обр. 10/49, полученная в Рентгеновской лаборатории Отдела петрографии осадочных пород ИГН АН СССР, показала типичную хлоритовую решетку.

Глава 15

ХИМИЧЕСКАЯ КОНСТИТУЦИЯ ХЛОРИТОВ

В результате геохимического исследования магнезио-глиноземных, хромовых и железистых хлоритов (фиг. 29) из ряда месторождений Северного Кавказа, Урала, южного Тимана, Сибири и рассмотрения материалов по изучению хлоритов другими исследователями мы пришли к выводу, что хлориты представляют собою обширную и сложную группу гидросиликатов переменного состава, химическая конституция которых представляется нам существенно иною, чем это обычно принимается в настоящее время большинством исследователей.

I. Обзор и критика взглядов на химическую конституцию и систематику хлоритов

Разнообразие химического состава хлоритов до последнего времени связывалось минералогами почти исключительно с изоморфными замещениями различного типа, а именно: 1) Mg — Fe[°] — Ni — Mn[°]; 2) Al — Fe^{°°} — Cr^{°°} — (Mn^{°°}); 3) Si—Al — Fe^{°°}; Mg—Al; AlAl — MgSi.

Изоморфные замещения первых двух типов, придавая внешнее разнообразие валовым анализам хлоритов, принципиально не отражаются на их общей химической композиции и отношениях основных групп окислов (SiO₂, R₀⁻O₂, R⁻O, H₂O).

Изоморфные замещения третьего типа впервые для хлоритов были подмечены Кеннготтом (1866 г.), который указал, что «после расчета в некоторых случаях всего железа на закись (FeO) хлориты могут быть представлены как изоморфная смесь, в которой MgO·SiO₂ замещается Al₂O₃, подобно гематиту, в котором FeO·TiO₂ является иногда заместителем Fe₂O₃. Согласно этому предположению, мы можем помещать AlO·AlO₂ на место MgO и SiO₂»...В результате расчета 13 анализов хлоритов, Кеннготт для конечного члена ряда — серпентина вывел формулу Mg(OH)₂ + + 2MgO·SiO₂.

Следуя Кеннготту, Чермак (Tschermak, 1891) выделил изоморфный ряд ортохлоритов с изоморфизмом типа AlAl—MgSi между крайними членами ряда — серпентином (Sp—H₄Mg₃Si₂O₉) и амезитом (At— —H₄Mg₂Al₂SiO₉). В эту группу в большинстве случаев вошли наиболее изученные и внешне (кристаллически) хорошо выраженные хлориты. Однако для Чермака было очевидным, что не все хлориты химически могут быть объяснены изоморфизмом Sp—At. Поэтому он выделил в своем ортохлоритовом подразделении и другую группу хлоритов, в состав которых, кроме Sp и At (или вместо At), входят молекулы At' = $H_4MgAl_2SiO_8$ и At" = $H_4Al_2SiO_7$. Эти молекулы должны были объяснить состав и строение хлоритовых минералов с R"О меньшим, чем у собственно ортохлоритов.



Фиг. 29. Диаграмма изученных автором хлоритовых минералов из бассейна р. Малки (a) и из других районов СССР (6).

В группе лептохлоритов Чермак рассматривал тогда преимущественно железистые хлориты, имевшие в общем малую изученность, обусловленную их плотным или тонкоагрегатным строением, землистостью, отсутствием или неясностью кристаллических форм, а также несовершенством методов научного исследования.

Кроме этого, один ряд выделенных этим автором лептохлоритов (шамозит, диабантит, афросидерит, румпфит) отличался им от ортохлоритов частичным замещением MgOH через Н или Mg, а другой ряд лептохлоритов имеет, по автору, состав At·SiO₂ (стриговит), At₂·SiO₂ (кронштедтит) и т. д.

Таким образом, лептохлориты Чермака не только выходили из его ряда Sp — At, но и внутри своей группы не представляли какой-либо определенной химической системы, не имели ясных закономерностей в изменениях химического состава, который автором характеризовался частным образом для отдельных минералов этой мало изученной группы.

По Ниггли (Niggli, 1926), «...Состав хлоритов очень колеблется. До сих пор оказывается невозможным во всех случаях ясно установить химические отношения между различными членами этой минеральной группы. Однако некоторые главные черты химических отношений уже известны...». «Отличие лептохлоритов от ортохлоритов (помимо частого замещения Mg через Fe^{··} и Al через Fe^{···}) состоит главным образом в том, что лептохлориты химически больше примыкают к хрупким слюдам. Они беднее водою, чем амезит и серпентин». По автору, удается объяснить анализы лептохлоритов, если принять следующие молекулы (при возможности замещения Fe^{··} —Mg—Mn; Fe^{···}—Al): H₄Fe^{··}Al₂SiO₈; H₂Fe^{··}Al₂SiO₇; H₄Al₂SiO₇; H₂Fe^{··}Si₂O₈; H₄Fe^{··}SiO₈; H₄Fe^{··}SiO₆; H₆Fe^{··}Fe^{··}Si₂O₁₆.

Как отмечено, ясных химических отношений в составе минералов эти эмпирические (специально подобранные) «молекулы» не устанавливают и общей химической природы хлоритов не раскрывают. Автор для кронштедтита указывает только на «определенную изменчивость, которая рассматривается как образование смешанных кристаллов».

А. Н. Винчелл (Winchell, 1926, 1936) все без исключения хлориты рассматривает как члены изоморфного ряда антигорит — амезит (Ant—At), вводя и аналогичные названным молекулы с Fe^{··} (вместо Mg) и с Fe^{···} и Cr (вместо Al):

Антигорит	H ₄ Mg ₃ Si ₂ O ₉
Ферро-антигорит	H ₄ Fe [°] , Si ₂ O ₉
Дафнит	H4Fe, Al2SiO,
Кронштедтит	H ₄ Fe, Fe, SiO,
Амезит	H ₄ Mg ₂ Al ₂ SiO ₉
Магнезио-кронштедтит	H ₄ Mg ₂ Fe, SiO ₉
Кеммерерит	H ₄ Mg ₂ Cr ₂ SiO ₉

Включая лептохлориты в единый ортохлоритовый ряд, Винчелл весь избыток R_2O_3 , не укладывающийся в приведенные формулы Sp—At типа, считает результатом вторичного образования Fe_2O_3 вследствие окисления FeO (в частности, за счет внутреннего окисления — при разложении OH групп). Эта концепция Винчелла и построенная на ее основе классификация хлоритов, несмотря на их внешнюю простоту и стройность, совершенно неудовлетворительны. Они не только не охватывают и не объясняют всех относящихся сюда фактов, но упрощают и искажают в действительности более сложные природные явления.

Следует отметить, что Куниц (Kunitz, 1924) окисление FeO хлоритов также связывает с внутренним (внутрирешеточным) процессом за счет кислорода OH-групп: Fe₂(OH)₄ — Fe₂ O₂ (OH)₂ + 2H. Однако цереход Fe^{*} в Fe^{**} в составе хлоритов не представляет собою легко протекающего и непременного явления. Кроме случаев быстрого и легкого окисления и побурения на воздухе зеленых хлоритовых минералов, в подавляющем своем большинстве они обнаруживают в кислородной среде большую устойчивость в их решетке двухвалентного железа. Кроме того, «внутреннее» окисление Fe^{**} в хлоритах и других гидроксилсодержащих минералах затруднено и во всяком случае не может иметь места ниже температуры дегидратации. Последняя для железистых хлоритов лежит в пределах 400—620°, соответственно различным ионным группировкам внутри решетки. При хорошем вакууме полная дегидратация достигается обычно при 400—450°. Как показали тщательные эксперименты Юнга (Jung, 1931), вся вода шамозита из Шмидефельда удаляется в интервале 390—420° в условиях хорошего вакуума и продолжительного времени (несколько часов!). Если внутреннее окисление здесь имеет место, то оно должно произойти в дегидратизированном минерале. После потери образцом всей (12,47%) воды, Юнг исследовал серый остаток посредством прокаливания на воздухе и получил прирост в весе на 3,51%. Таким образом, после полной дегидратации железо в хлорите находилось еще в закисном состоянии, т. е. внутреннего окисления при удалении и разрушении гидроксильных групп не произошло.

Совершенно аналогичный результат был получен Бреном (Brun, 1913) при прокаливании и полном обезвоживании железистых слюд в вакууме: окисления закисного железа при этом не произошло и оптические свойства слюд не изменялись, т. е. и здесь внутреннее окисление за счет разрушения гидроксильных групп не имело места.

Среди железистых хлоритов Хольцнер (Holzner, 1938) указал хлориты со значительным содержанием окисного железа, явно происшедшего из FeO. Однако количество воды (4H₂O) в единичных ячейках этих минералов сохранилось то же, что и в формуле ячейки для типичных ортохлоритов, выведенной из рентгеноскопических определений и многочисленных химических анализов свежих минералов. Это постоянство в содержании гидроксильных групп и их независимость от степени окисления железистых хлоритов свидетельствуют об отсутствии расхода +H₂O минерала на переход закисного железа в окисное и также ставит под сомнение процесс «внутреннего» окисления.

Трудность изменения железом своего валентного состояния в решетке хлоритов отмечает также Орсель (Orcel, 1927). Он указывает, что мнению Винчелла об окислении Fe^{*} хлоритов противоречит полная их устойчивость к действиям специальных реагентов при обыкновенной температуре: в предпринятых Орселем опытах железо хлоритов в течение месяца не восстанавливалось хлористым оловом и не окислялось перекисью водорода.

Ю. И. Половинкина и В. П. Иванова (1953) исследовали из Кривого Рога тюрингит, в котором содержание FeO равно 31,95%; в этом же образце, прокаленном в вакууме (0,05 мм рт. ст.) при 900°, количество FeO снизилось до 14,42%. Это дает основание считать, что в некоторых случаях при весьма высокой температуре происходит частичное окисление закисного железа хлоритов за счет разрушения ОН-групп при дегидратации. Однако, условия этого эксперимента чрезвычайно далеки от условий природного выветривания.

Необходимо отметить, что и Винчелл ставит под сомнение первичность в решетке хлоритов не всего Fe^{**}, а только того его «избытка», который не укладывается в «прокрустово ложе» его искусственной системы. Представления Винчелла противоречат и рентгеноструктурным данным: число катионов в октаэдрических слоях решетки (Паулинг, Брэгг, Моген, Грунер и др.) колеблется от четырех до шести и даже выше шести; по системе же Винчелла в ряду Ant—At это количество всегда должно быть равно только шести.

Кроме того, пересчет в анализах хлоритов (с недостатком R["]О до ортохлоритового состава, т. е. с Y < 6) всего Fe₂O₃ на FeO приближает их к ортохлоритовому ряду, но во многих случаях даже это искусственное мероприятие является недостаточным и не дает возможности поместить (якобы окислившийся) минерал в группу ортохлоритов. Для иллюстрации приводим несколько химических анализов в табл. 62, из которой видно, что многие из таких хлоритов (не укладывающихся в ортохлоритовый ряд Винчелла) совсем или почти совсем не содержат в своем составе Fe₂O₃. У Орселя (Orcel, 1927) также приведены анализы хлоритов (248, 188, 219, 9, 15 и новые — 20, 30) с явным недостатком окисного железа и невозможностью объяснить отрыв их состава от «ортохлоритовой линии» окислением Fe".

Таблица 62

	í		2		3		4		5	
Окислы	Bec % M	[ол. ч.	Bec %	Мол. ч.	Bec %	Мол. ч.	Bec %	Мол. ч.	Bec %	Мол. ч.
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	34,49 12,40 13,46 3,14 3,28 21,83 21,83 11,85 6	575 121 88 20 46 542 	24,82 0,01 31,88 Следы 0,87 22,84 0,19 10,17 0,61 — 7,62 0,24	$ \begin{array}{r} 412 \\ 313 \\ -5 \\ 317 \\ 3 \\ 250 \\ 11 \\ -423 \\ - \end{array} $	42,95 7,58 Her 7,12 Her 28,84 0,08 0,33 13,05 -	716 74 	31,47 26,34 3,34 3,43 22,65 0,83 0,08 0,35 11,91	525 258 211 48 562 15 1 3 662 -	26,07 27,90 2,59 23,26 8,74 0,75 10,56	484 274 16 323 216 13 587
Сумма	100,45		99,25		99,95		100,40		99,87	
RO:SiO ₂ R ₂ O ₃ :SiO ₂	1,02 0,40	$\frac{2}{2}$	1, 0,	38 77	1, 0,	15 14	1, 0,	18 53	1 , 0,	27 66

Состав хлоритов с недостатком двухвалентных окислов до «ортохлоритового» типа

1 — кеммерерит фиолетово-розовый из саксонитов северной Швеции (Rietz, 1935) 2 — хлорит зеленый в нварце среди гнейсовых пород северного Урала (Сердюченко, 1945). 3 — термофиллит, Луцико, Карелия (Dschang, 1931). 4 — прохлорит темнозеленый чешуйчатый, Циллерталь (Dschang, 1931) 5 — прохлорит зеленый из Нагольного кряжа, Донбасс (Самойлов, 1906).

Сдругой стороны, многие хлориты (с Y > 6) не укладываются в ряд Sp-At вследствие значительного или большого избытка в их составе **R**^{••}O (MgO, Fe^{••}O) сравнительно с требованиями «ортохлоритового ряда», что уже совсем невозможно объяснить окислением закисного железа: таковы железистый грохауит с Урала (Foullon, 1892), клинохлор из Букингема в Канаде (Hoffmann, 1896), колерайнит из Квебека в Канаде (Poitevin a. Graham, 1918), корундофиллит из Честера в США (Shannon, 1921), прохлорит из Трамбулла в США (Shannon, 1921), родохром из хромитов горы Беден на Северном Кавказе (Сердюченко, 19352) и многие другие.

Таким образом, многие хлориты, обладающие нормальными для хлоритов физическими свойствами, содержат или избыток или недостаток R"О сравнительно с требованиями «ортохлоритового ряда».

Не подлежит сомнению, что Fe₂O₃ хлоритов, за исключением явных случаев окисления, может иметь и в действительности имеет первичный характер, являясь изоморфным заместителем Al₂O₃, как это свойственно и многим другим минералам, в частности слюдам.

Критическое рассмотрение накопившегося литературного материала, а также новые исследования привели уже многих ученых к выводу о первичности Fe_2O_3 в составе хлоритов (Dschang, 1931; Hallimond, 1939; Holzner, 1938 и др.).

Совершенно очевидно, что представления Винчелла о конституции хлоритов как о едином Ant—At ряде и построенная на ее основе классификация хлоритовых минералов порочны; широко распространенные в иностранной и (к сожалению!) русской литературе, эти взгляды должны быть заменены обоснованными построениями, соответствующими истинной природе этих минералов.

Однако на протяжении ряда лет многие ученые необоснованно клали в основу своих исследований хлоритов взгляды Чермака, доведенные до крайности (и поэтому дискредитированные) Винчеллом.

При этом авторы или пытались полностью воспринять искусственные схемы Винчелла, или оставались на прежних позициях Чермака, объединившего в ортохлоритовый ряд только часть хлоритов, или стремились внести поправки в систему Винчелла путем добавления к Ant и At новых компонентов.

Дшант (Dschang, 1931) в результате исследования хлоритов из ряда месторождений и изучения литературы пришел к выводу, что большинство ортохлоритов может быть отнесено к ряду Ant—At. Однако «для некоторых членов с несколько более высоким содержанием кремнезема» им введен еще один — дополнительный компонент, «чтобы поместить в нем избыток кремнезема — $H_8Mg_4Si_3Si_2O_{18}$ ». Предлагаемая новая молекула (произвольно!) выведена из амезитовой через замещение Al₄ на Si₃. Автор указывает, что «разъяснение роли этого кремнезема в структуре хлоритов является делом будущего». Лептохлориты, по автору, отличаются от ортохлоритов главным образом высоким содержанием Fe_2O_3 , которая иногда полностью замещает Al_2O_3 , и их состав (и закономерно связанное с ним оптическое! поведение) можно представить в тройной диаграмме (Sp, At, дополнительный компонент), как и состав ортохлоритов.

Таким образом, работа Дшанга показывает, что, независимо от содержания Fe^{...} (или Fe^{...}), хлориты в целом не укладываются в ряд Ant—At Чермака и Винчелла, но в своих оптических и химических отношениях представляют одну систему, а не две (Чермак).

Еще в 1938 г. А. Н. Лямина отметила, что «дополнительный компонент» хлоритов, предложенный Дшангом, с точки зрения кристаллохимии представляется мало вероятным. В настоящее время несоответствие этого компонента современным, рентгенометрически обоснованным представлениям о структуре хлоритов и других силикатов со слоистою решеткою (см. ниже) совершенно очевидно.

Вавринец (Vavrinecz, 1937), на основании рассмотрения литературных данных о хлоритах, статистической обработки химико-аналитического и рентгеновского материала, пришел к выводу о правильности теории Чермака об антигорит-амезитовом ряде. Следуя Чермаку, этот автор под именем ортохлоритов объединил минералы, содержащие молекулы антигорита, амезита, хлоритоида (At') и маккенсита (At"), учтя при этом изоморфные замещения (Mg, Fe⁻, Mn, Ni; Al, Fe⁻⁻, Cr) и сделав в группе ортохлоритов более дробные подразделения.

Совершенно очевидно, что отнесение всех этих минералов к группе ортохлоритов в настоящее время уже не соответствует общепринятому содержанию понятия ортохлоритов как членов ряда H₄Mg₃Si₂O₉ —H₄Mg₂Al₂SiO₉ с изоморфным замещением AlAl—MgSi.

Ниггли (Niggli, 1926) значительно раньше пользовался теми же «молекулами» Чермака, но присутствие At' и At", говорящее о недостатке R"О и избытке SiO₂, логично характеризовало уже, по этому автору, принадлежность минералов к лептохлоритам. Возвращаясь к системе Чермака, Вавринец объединил в своей классификации только часть хлоритов.

[^] Рассмотрев более 80 химических анализов лептохлоритов, Вавринец пришел к выводу, что систематизация лептохлоритов в настоящее время не выполнима.

Таким образом, Вавринец при своей попытке систематизировать хлориты потерпел полную неудачу и совсем не продвинулся вперед по сравнению со своими предшественниками. Он стоял при этом (в 1936 г.) на устаревших позициях Чермака, не внеся в рассмотрение состава и строения группы хлоритов ничего нового, прогрессивного, не приняв во внимание, в частности, данные рентгеноструктурного анализа, чего не сделал и Винчелл и чего не мог сделать в 1890 г. Чермак.

В 1930 г. была опубликована работа Паулинга (Pauling), который исследовал рентгеновскую структуру многих слоистых силикатов и при этом вывел для хлоритов общую рентгеноструктурную формулу: $Y_m x_4 O_{10}$ (OH)₈, где $4 \le m \le 6$, x — катионы четверной координации (Si, Al, Fe^{••}), а Y — катионы шестерной координации (Al, Fe^{••}, Fe[•], Mg, Ni и др.).

Шибольд (1933) сомневался в том, что такая сравнительно простая формула сможет охватить весьма сложные химические соотношения, имеющие место в группе хлоритов, особенно для членов, богатых железом (лептохлоритов).

Формула эта в основном была потом неоднократно подтверждена, но, как будет нами показано ниже, нуждается в уточнении, чтобы охватить собою всю сложность и разнообразие составов у минералов хлоритовой группы.

Помимо традиционных, восходящих еще от Кеннготта и Чермака, взглядов на наличие у хлоритов изоморфизма типа Al₂—MgSi, Брэгг уже в 1931 г., суммируя данные рентгеновских исследований, отмечал на основании работы Паулинга, что в группе хлоритов разнообразие их состава «объясняется частичным замещением Al₂ на Mg₃ в октаэдрических группах и пары Mg (из октаэдрической) + Si (из тетраэдрической) на пару AlAl».

Однако ни это, ни самая формула Паулинга почему-то не оказали решающего влияния на взгляды минералогов, которые в большинстве случаев продолжали стоять на позициях Винчелла, по которому (вопреки структурной формуле) во всех случаях хлориты должны иметь при четырех катионах в тетраэдрических слоях решетки непременно шесть катионов в октаэдрических слоях (при O₁₀(OH)₈).

Такова, в частности, работа Хольцнера (Holzner, 1938), который для пяти своих новых анализов и для серии отобранных из литературы анализов железистых хлоритов высчитал рентгеноструктурные формулы, где число катионов октаэдрической координации всегда равнялось шести. Однако здесь возможен тенденциозный подбор самых анализов, явно не охватывающих действительного разнообразия природных хлоритов. С другой стороны, самый расчет формул производился автором не по единой системе, а с весьма произвольными отступлениями и вариациями. Так, в одних случаях Хольцнер пересчитывал всю Fe_2O_3 хлоритов на FeO, в других — он этого не делал, отмечая, что часть (какая, когда? — Д. С.) Fe_2O_3 в некоторых хлоритах является первичной; для одних хлоритов он вел расчет по OH + O = 18, для других — по O = 14 (на безводное вещество).

Совершенно неудовлетворительна в том же отношении работа Хедля (Hödl, 1941). Этот автор вновь описал 11 хлоритов из алы ийских месторождений. Анализы этих минералов и почти все собранные у Орселя (Orcel, 1927) анализы хлоритов он пересчитал на структурные формулы. При этом, нарушив обязательные требования, вытекающие из существа самой структуры, он исходил не только из кислородной (O = 14) или кислородногидроксильной (O+OH = 18) упаковки, но одновременно и из числа металлических ионов, сумму которых он во всех случаях совершенно произвольно принимал равной десяти. При составлении расчетных пропорций это арифметически предопределило «принадлежность» всех существующих в природе хлоритов к ряду Ant—At с x = 4 и Y = 6.

Баннистер (Bannister a. Whittard, 1945) при изучении «магнезиальногошамозита» из Уикуор (Wickwar) исходил «от основной структурной формулы Паулинга для хлоритов. Кристаллическая структура последних базируется на листах, подобных слюдам, но связанных не щелочными атомами, а слоями брусита». Баннистер приводит «общую формулу для такой структуры — $(Si_{16-n} Al_n) [R_n R_{24-n}] O_{40}(OH)_{32}$ », но при этом фактически очень сильно искажает и ухудшает формулу Паулинга: в последней числокатионов шестерной координации может колебаться от шести до четырех (или от 24 до 16), а в формуле Баннистера оно всегда должно равняться: 24 (или шести), т. е. эта формула охватывает только «ортохлориты»-(ряд Sp—At) в узком смысле.

Опибочно исходя из замещений в октаэдрических слоях атом за атом $(R^{"}-R^{"})$, а не $R_{3}^{"}-R_{2}^{"}$, Баннистер вынужден идти по невєрному пути Винчелла и искусственно пересчитывать как будто бы окислившееся все Fe["] в магнезиальном шамозите на Fe["] только для того, чтобы покрыть недостаток металлических атомов в решетке до 40 (при 72 = O + OH) или до 10 (при 18 = O + OH)¹.

В стороне от тенденциозных построений Винчелла и его последователей стоит капитальная работа Орселя (Orcel, 1927), который считал в то время, что имеющихся данных еще недостаточно для создания научной теории структуры и состава хлоритов. Этот автор систематизировал все химические анализы хлоритов, выполненные до 1927 г., и попытался чисто эмпирически подойти к проблеме их рациональной классификации.

Орсель рассматринал хлориты как единую группу минералов, не расчленяя ее на орто-и лептохлориты. Исходя из этого, он разработал эмпирическую классификацию всех хлоритов при помощи рядакоэффициентов², получаемых из молекулярных отношений:

В особую подгруппу лептохлоритов Бетехтин выделяет богатые железом алюмоферго-силикаты непостоянного состава, у которых часто Fe^{***} преобладает над Fe^{****} и присутствует молекулярная вода; для этих хлоритов он предлагает формулу:

 $(\text{Fe'', Mg})_{n-p} (\text{Fe''', Al})_{2p} [\text{Si}_{4-p}O_{10}] (OH)_{2(n-2)} \cdot xH_2O,$

где п обычно около пяти.

¹ А. Г. Бетехтин в своей «Минералогии» (1950) и в «Курсе минералогии» (1951). следует ошибочным представлениям Чермака—Винчелла и выделяет среди хлоритовых минералов две подгруппы: ортохлориты и лептохлориты. Для первых он принимает рассмотренную выше формулу Баннистера, не имеющую для хлоритов общего значения, а отвечающую только ограниченному ряду эйих минералов, у которых количество октаэдрических катионов равно шести, а трехвалентных катионов — поровну в тетраэдрических (кремнекислородных) и в октаэдрических (в том числе и в бруситовых) структурных слоях. Вне этой формулы остаются многочисленные хлориты, у которых число катионов шестерной координации более шести и менее шести, а количества трехвалентных катионов в тетраэдрах и октаэдрах не равны между собою.

Как и «ортохлоритовая», эта формула по своему индексу *р* требует (совершенно безоснований и вопреки природному составу хлоритовых железистых минералов) одинакового количества трехвалентных катионов в тетраадрических и октаэдрических слоях решетки; при n = 6 она повторяет «ортохлоритовую» формулу, а при n = 5 (что, помнению Бетехтина, будто бы является обычным) получается анионная группа в виде $O_{10}(OH)_6$, что совершенно не соответствует хлоритовой структуре, где при (OH)₆ должно быть O_{11} (если $O \rightarrow 2OH$) или O_{12} (если даже принимать замещение O - OH ион за ион).

² Коэффициенты r u h у Орселя используются не для целей классификации, а только для вывода эмпирических формул хлоритов.

$$S = \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}; \ f = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}; \ a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}; \ c = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}; \ r = \frac{\text{RO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}; \ h = \frac{\text{H}_2\text{O}^{(\pm)}}{\text{R}_2\text{O}_3}.$$

Как известно, главным является коэффициент S; остальные — вспомотательные. Классификация хлоритов Орселя стала одной из наиболее популярных в течение последних двух десятилетий. Однако предложенные им коэффициенты часто не дают одинаковой классификационной характеристики исследуемых хлоритов. Одни и те же хлориты по значению одного коэффициента нередко попадают в одну группу хлоритов, а по значению другого — в другую группу. Эти двоякие и противоречивые выводы в системе Орселя особенно часты по мере отхода состава изучаемых хлоритов от группы «ортохлоритов» и по мере увеличения железистости минералов.

Ряд очень показательных примеров этой беспомощности метода Орселя можно найти в описаниях железистых хлоритов Халилова (Б. П. Кротов и пр., 1942). Многие природные хлориты остаются совсем вне его классификационных подразделений, границы которых были установлены без учета действительного, более разнообразного состава и более сложных замещений в минералах этой группы.

Все это является, в частности, и результатом того, что для характеристики главных хлоритовых типов Орсель не пользовался молекулярными отношениями всех основных окислов (SiO₂, R₂O₃, RO, H₂O), полностью характеризующих состав хлоритовых минералов. Коэффициенты a, f, cпозволяют давать только частные подразделения хлоритов в пределах главных (по S) групп, т. е. могут, например, обусловить выделение хромовых, железистых, железных, магнезиальных и других разновидностей.

Главный же коэффициент $S(SiO_2 : R_2O_3)$ не дает и по своему характеру не может дать определенной и ясной характеристики минерала, так как в нем не расчленяются полуторные окислы по своей химической функции и по положению в структуре. В 1927 г. не была еще известна их двоякая роль в строении хлоритов (замещения \mathbb{R}^{\cdots} —Si и \mathbb{R}^{\cdots}_2 — \mathbb{R}°_3), но в настоящее время применение коэффициентов Орселя, не имеющих никакого структурного смысла, может вызвать только недоумение¹.

Отсутствие органической связи между коэффициентами Орселя лишает возможности использовать их как параметры для построения на диаграмме точек состава хлоритовых минералов.

Параметры, пригодные для построения координатных осей и нанесения фигуративных точек хлоритов, были использованы Халлимондом (Hallimond, 1939) при исследовании шамозита и дафнита. Автор исходил из того, что кальций и щелочи обычно отсутствуют в составе хлоритов, так что «любой член хлоритовой группы, в широком смысле слова, может быть представлен состоящим из SiO₂, R^{...}O₃, R^{...}O, H₂O. Поскольку представляют интерес главные составляющие, хлориты могут быть изображены точками на плоской диаграмме с координатами, пропорциональными двум переменным: R₂[•]O₃/SiO₂ и R[•]O/SiO₃». При возможном дальнейшем расчленении автором принимаются, как общая основа, изоморфные замещения (Fe^{...}, Al, Cr)₂O₃ и (Fe^{...}, Mg, Mn)O. Используя эту систему координат для сопоставления шамозита и дафнита и решения некоторых частных вопросов, Халлимонд не делает попытки применить ее для классификации всех вообще хлоритов, да и хлориты он не рассматривает с кристаллохимической точки зрения. Принимая наличие «главной хлоритовой группы» (ортохлоритов), он отмечает также целый ряд хлоритовых минералов с составом, явно отличающимся от требований «ортохлоритового ряда»

¹ В 1950 г. Орсель и др. предложили иную классификацию хлоритов, о чем см. ниже, в гл. 16.

по избытку или R_2O_3 или R[°]O. Кроме изоморфизма Al_2 —MgSi, Халлимонд считает для хлоритов возможным замещения типа $Mg_2(OH)_4$ — $Al_2O_2(OH)_2$, т. е. атом за атом, подобно тому как для хлоритов же Куниц объясняет «внутреннее» окисление: Fe[°]₂(OH)₄ = Fe[°]₂O₂(OH)₂.

Совершенно иную, оригинальную точку зрения, резко отличную от широко распространенной теории Чермака — Винчелла, развил наш выпающийся минералог В. И. Вернадский (1912, 1934).

Этот ученый рассматривал хлориты как производные различных «многоосновных хлоритовых кислот». По Вернадскому, «...Количество теоретически возможных кислот этого типа очень велико», причем имеются не только алюмокремневые, но и аналогичные феррикремневые кислоты. «Далеко не все эти кислоты известны, и, к сожалению, мы с трудом можем выделить в отдельных случаях относящиеся сюда соединения. Но в хлоритах мы, повидимому, действительно наблюдаем разных представителей этих кислот...».

Вернадский вывел общую эмпирическую формулу хлоритов:

 $\mathbf{R}_{2}^{\cdots}\mathrm{Si}_{1+n} \quad \mathrm{O}_{\mathbf{5}+2n-m-\mathbf{r}} \quad (\mathrm{OH})_{2m} (\mathrm{O}_{2}\mathrm{M}^{\cdots})_{2} \cdot qA,$

где R^{···} = Al, Fe^{···}, Cr; M^{··} = Mg, Fe^{··}, Mn; q = 0,1; m = 1, 2, 3, ...

По автору, характер группы A не совсем ясен. Повидимому, A здесь является комплексом, богатым Si и бедным Al. Эта приставка A имеется у многих хлоритов, состав которых обычно не охватывается деликом основной частью формулы. Такие хлориты Вернадский рассматривает как «продукты присоединения».

«Существование одной, обобщающей все члены группы формулы с постоянными отношениями указывает, что среди хлоритов мы имеем ограниченное изоморфное смешение. Существуют изоморфные смеси только в пределах солей одних и тех же многоосновных кислот (подчеркнуто нами.— Д. С.). Это резко отличает хлориты от алюмосиликатов каолинового строения, для которых наблюдаются (например, в группе полевых шпатов) изоморфные смеси средних солей различных кислот (H₂Al₂Si₂O₈—H₂Al₂Si₆O₁₆)».

С общей эмпирической формулой хлоритов Вернадского «несовместимы теории, связанные с представлением о хлоритах как об изоморфных смесях разных по формуле соединений, — теория (Чермака. — Д. С.), которая господствовала очень долгое время».

По Вернадскому, «... можно представить хлориты в виде рядов производных многоосновных кислот, отвечающих разнообразным ангидридам, из которых наиболее точно установлены некоторые из лежащих между Al₆Si₁₄O₃₇ до Al₆Si₃O₁₅».

«Каждому из этих ангидридов отвечает много возможных кислот, так как хлориты являются производными многоосновных кислот. Так, очень часто встречается кислота Al₄Si₄O(OH)₂₆ — производная ангидрида Al₂Si₂O₇ (т. е. Al₄Si₄O₁₄, в котором 13 атомов кислорода замещены (эквивалентно. — Д. С.) гидроксильными группами)».

В дорентгеновский период минералогии Вернадский довольно близко подошел к правильному пониманию химической природы хлоритов. Не учитывая изоморфных замещений типа Mg₃—Al₂ вне кислотного радикала, считая хлориты алюмосиликатами в полном смысле (без участия Al в катионных группах), принимая только изоморфизм типа Mg—Fe^{**}—Mn и Al—Fe^{***}—Cr, Вернадский правильно стремился расчленить хлориты на группы, в основе которых лежали различные алюмокремневые «кислоты» и «ангидриды» и в пределах которых происходили изоморфные замещения.

Многочисленные алюмокремневые хлоритовые «кислоты» и «ангидриды»

Вернадского известным образом следует сейчас сопоставить с различными по составу анионными тетраэдрическими слоями хлоритовых решеток.

Конечно, наше понимание хлоритов как (R₃ — R₂)-изоморфных рядов с различным составом тетраэдрических групп в настоящее время исключает необходимость рассматривать хлориты как «продукты присоединения».

Мы уже имели случай (Сердюченко, 1937, 1947) показать, что палыгорскиты, сапониты и хлорофеиты, магнезиальные бейделлиты и монтмориллониты и др. представляют собою не продукты присоединения, а изоморфные ряды.

Представления о продуктах присоединения, восходящие от Раммельсберга и широко развитые Вернадским и его учениками, выполнили уже свою роль как удобный и прогрессивный (на определенном этапе) метод систематизации и обобщения фактических данных. Эти построения были следствием: недостаточности и неточности знаний о действительном составе и строении минералов. Они теперь должны уступить место кристаллохимически обоснованным точкам зрения.

В. И. Искюль (1917) при помощи кислотных вытяжек произвел рациональный химический анализ ряда минералов из группы хлоритов, установив при этом наличие в них различных связей между Al и Si, разную растворимость SiO₂. При этом как бы наметились различные алюмо-кремневые группировки, или различные «ангидриды хлоритовых кислот», по терминологии Вернадского. В частности, Искюль склонялся к выводу, что прохлориты и корундофиллиты являются многоосновными производными ангидрида Al₂O₃·SiO₂, а пеннины и клинохлоры — ангидрида Al₂O₃· ·ЗSiO₂, причем последние две погруппы, по автору, отличаются между собою по «продуктам присоединения».

Рассматривая экспериментальные данные этого ученого в свете современных кристаллохимических представлений, мы должны отметить, что от пеннина к корундофиллиту содержание Si в тетраэдрических слоях решетки уменьшается, а роль Al повышается, что качественно соответствует полученным Искюлем данным о составах «ангидридов хлоритовых кислот».

От пеннина к корундофиллиту, по этому автору, повышается растворимость SiO₂, под которой Искюль понимал отношение растворимого в HCl (2,14) SiO₂ (k) к гелеподобному SiO₂ в разложенном остатке, откуда SiO₂ (c) выщелачивалась содою.

Исследованные Искюлем минералы делятся на четыре группы:

а) ценнины из Тироля и Церматта, табергит из Швеции и родохром из Миасса, обнаруживающие малую растворимость SiO₂, слабо повышающуюся от увеличения объема растворителя; содержание Si в тетраэдрических слоях этих хлоритов, по нашему расчету, равно 3,33; 3,21; 3,24; 3,14;

б) клинохлоры Нижне-Исетской дачи Назямских гор и Шишимской копи, показавшие большую растворимость SiO₂, значительно повышающуюся с увеличением объема растворителя; содержание Si в тетраэдрических слоях, по нашему расчету, равно 2,75; 2,86; 2,86;

в) прохлорит из Тироля (Si-2,64) и г) корундофиллит из Честера (Si-2,40) обнаружили сильно возрастающую с увеличением объема растеорителя растворимость SiO₂, которая значительно превосходит таковую у предыдущих групп хлоритов и гораздо выше у корундофиллита, чем у прохлорита.

Мы можем, следовательно, сделать вывод, что «растворимость SiO₂» хлоритов закономерно повышается по мере возрастания количества Al в тетраэдрических слоях их решетки.

Общая же разлагаемость хлоритов соляной кислотой в экспериментах Искюля снижается также закономерно от пеннинов (Si = 3,2) к клинохлорам (Si = 2,8): для первых она составляет в среднем 66% разложенного SiO₂ и (пропорционально) других компонентов, для вторых — 51% разложенного вещества хлоритов.

Как показали эксперименты того же ученого, от пеннинов к корундолиллиту повышается температура плавления хлоритов.

^{*} Таким образом, можно сцелать вывод, что разлагаемость хлоритов кислотами (HCl) и их плавкость находятся в прямой зависимости от состава тетраэдрических слоев — от содержания в них Si: чем больше кремний замещается алюминием, тем более увеличивается электроотридательчая заряженность энионных слоев; они ближе (по оси с) смыкаются с положительно заряженными катионными пакетами, решетка их становится плотнее и устойчивее против действия кислот и высокой температуры.

II. Рентгеновские исследования хлоритов. Основная хлоритовая структура

Рентгеновские исследования хлоритов производились Могеном, Паулингом, Шибольдом, Брэггом, Макмэрчи, Сельфриджем, Ляминой, Баннистером, Госснером, Грунером, Юнгом и др., причем была выделена наиболее распространенная и обычная «нормальная хлоритовая структура», соответствующая подавляющему большинству «ортохлоритов» и многим «лептохлоритам». Эту нормальную хлоритовую структуру имеют пеннины, клинохлоры, прохлориты, корундофиллиты, лейхтенбергиты, кеммерериты, дафниты, тюрингиты, бавалиты, афросидериты и многие другие.



' Фиг. 30. Схема структуры хлоритов по Паулингу (1930); согласуется с составом и свойствами природных хлоритов.

По данным Паулинга (Pauling, 1930), подтвержденным и дополненным более поздними исследованиями (Gruner, 1944; Звягин и др., 1949, и др.), нормальная структура хлоритов отвечает их моноклинной сингонии и имеет пространственную группу $C_{2h}^3 = C \frac{2}{m}$ (табл. XX, фото 40).

Единичная кристаллическая ячейка хлоритов содержит четыре «молекулы», которые обозначены в формуле Паулинга (фиг. 30 и 31).

189

В соответствии с исследованиями Паулинга и других рентгенологов, слоистые решетки хлоритов следует представить состоящими из послойного



Фиг. 31. Структура хлоритов по Н. В. Белову (1950 г.) а — разрез структуры хлорита при луче зрения, параллельном оси а (проекция на плоскость bc); б — разрез структуры хлорита при луче зрения, параллельном оси b (проекция на плоскость ac).

чередования слюдоподобных (тальк, пирофиллит) и бруситоподобных (брусит, гидраргиллит) слоев. Результатом будут следующие два возможных химических типа:

> 1. $(Si_8O_{20}) Mg_6 (OH)_4 + 6Mg (OH)_2 = 2Mg_6 (OH)_8 (Si_4O_{10})$ тальк брусит серпентин

2.
$$(Si_8O_{20}) Al_4 (OH)_4 + 4Al (OH)_3 = 2Al_4 (OH)_8 (Si_4O_{10})$$

пирофиллит гидраргиллит (паракаолинит)

«Первая формула отвечает хорошо известной серпентиновой молекуле $(H_4Mg_3Si_2O_9 = Sp)$; вторая формула, соответствующая соединению, богатому Al, в чистом виде в природе, повидимому, не встречается, но лишь в изоморфной смеси с серпентиновой молекулой». Это именно соединение мы называем паракаолинитом (Сердюченко, 1945).

«Совершенно подобно тому, как это имеет место в слюдах, в хлоритах также можно часть атомов Si^{*4} из тальковой молекулы замещать на Al^{*3} и ему подобные ионы, в результате чего плоские пакеты приобретают отрицательный заряд». Замещение (частичное) в бруситоподобных слоях решетки Al^{*3} → Mg^{*2} сообщает им положительный заряд. В результате комбинирования различных первичных слоев в решетке (Al⁴; Mg⁺) и замещений типа Al₂→MgSi можно, по Шибольду, получить состав не только всех членов «ортохлоритового ряда», но и некоторых хлоритов, имеющих менее шести катионов в шестерной координации.

Шибольд (1933, стр. 191—192) приводит следующие возможные комбинации:

a)
$$[Si_6Al_2O_{20} (OH)_4 Mg_6]^{2-} + [Mg_4Al_2 (OH)_{12}]^{2+} =$$

= 2 $[Si_3AlO_{10} (OH)_8 Mg_5Al] = optoxлорит$

6)
$$[\operatorname{Si}_{6}\operatorname{Al}_{2}\operatorname{O}_{20} (\operatorname{OH})_{4}\operatorname{Al}_{4}]^{2^{-}} + [\operatorname{Mg}_{4}\operatorname{Al}_{2} (\operatorname{OH})_{12}]^{2^{+}} = 2 [\operatorname{Si}_{3}\operatorname{AlO}_{10} (\operatorname{OH})_{8}\operatorname{Mg}_{2}\operatorname{Al}_{3}]$$

B) $[\operatorname{Si}_{4}\operatorname{Al}_{4}\operatorname{O}_{20} (\operatorname{OH})_{4}\operatorname{Mg}_{6}]^{4^{-}} + [\operatorname{Mg}_{2}\operatorname{Al}_{4} (\operatorname{OH})_{12}]^{4^{+}} = 2 [\operatorname{Si}_{2}\operatorname{Al}_{2}\operatorname{O}_{10} (\operatorname{OH})_{8}\operatorname{Mg}_{4}\operatorname{Al}_{2}] = \operatorname{optoxnoput}$
r) $[\operatorname{Si}_{4}\operatorname{Al}_{4}\operatorname{O}_{20} (\operatorname{OH})_{4}\operatorname{Al}_{4}]^{4^{-}} + [\operatorname{Mg}_{2}\operatorname{Al}_{4} (\operatorname{OH})_{12}]^{4^{+}} = 2 [\operatorname{Si}_{2}\operatorname{Al}_{2}\operatorname{O}_{10} (\operatorname{OH})_{8}\operatorname{Mg}_{4}\operatorname{Al}_{2}]$

Отступая от структурной схемы Паулинга, Шибольд рассматривает антигориты и хлориты состоящими из парных пакетов с обращенными друг к другу вершинами кремнекислородных тетраэдров (фиг. 32). Между этими



Фиг. 32. Схема структуры антигорита (а) и хлоритов (б) по Шибольду (1931) не находит подтверждения в составе природных хлоритов.

вершинами расположены не только октаэдрические группировки талькового слоя, но и ионы «бруситных прокладок», так что образуется пара встречных слоев серпентинового состава, высота которых (с) укладывается в пределы 14,3 Å.

По мнению Шибольда, эта структурная схема строения хлоритов «дает возможность вывести члены с еще бо́льшим содержанием MgO и Al₂O₃ путем внедрения новых добавочных слоев между анионными пакетами» и таким способом объяснить состав и строение лептохлоритов.

Однако добавочное внедрение в структурную модель Шибольда Мg₆ или Al₄ требует в ней соответствующего усиления и анионной части, т. е. замены 12 OH на 12 O. После такой замены остается только 4 OH при 8 Si, т. е. около 3—3,5% вес. H₂O в валовом составе хлоритов. Количество H₂O здесь слишком недостаточно и явно не соответствует высокому содержанию (12—13% вес.) H₂O⁺ в природных хлоритах, у которых в подавляющем большинстве случаев на 4 Si приходится 8 OH, т. е. вчетверо (в среднем)⁶ более, чем по схеме Шибольда.

Мнение Шибольда и его структурная модель хлоритов не имеют подтверждения в составе самих природных минералов (в том числе у так называемых «лептохлоритов»); не получили они поддержки и со стороны дальнейших рентгеновских исследований. В это же время структурная модель Паулинга, соответствуя составу природных хлоритов, нашла полное подтверждение и в специальных проверочных рентгенометрических работах.

В частности, Макмэрчи (McMurchy, 1934) и Энгельгардт (Engelhardt, 1942) произвели сопоставление а) полученных экспериментально при помощи порошковых рентгенограмм и б) высчитанных, исходя из структурной схемы Паулинга, межплоскостных расстояний (d_{hkl}) для ряда детально изученных ими хлоритов. В результате была достигнута замечательная близость или даже полное совпадение опытных и расчетных данных. Это ясно показывает правильность структурной модели хлоритов Паулинга.

.

Наблюдаемые и высчитанные (по схеме Паулинга) межплоскостные расстояния (в Å) хлоритов (Engelhardt, 1942)

		1			2			3		4		
hkl	d _{hkl}	I	высч.	^d hkł	I	высч.	d _{hkl}	I	высч.	d _{hkl}	I	высч.
001	13,6	Cp.	13,98	He	·	13,95	13,7	Средн.	13,98	He	_	14,00
002	6,89	сильн. Оч. сильн.	6,99	измер. 6,77	Оч. сильн.	6,97	6,92	Оч. сильн.	6,99	измер. 6,93	Оч. спльн.	7,00
003 020	4,62	Сильн.	4,65	4,57	Ср. слаб.	4,65	4,63	Ср. сильн.	4,66	4,63	Средн.	4,67
004	3,48	Оч.	3,49	3,47	Сильн.	3,49	3,48	Оч.	3,49	3,50	Сильн.	3,50
005	2,796	Средн.	2,796	2,789	слаб.	2,789	2,976	Сильн. Ср.	2,796	2,779	Cp.	2,799
202 1131	2,602	Ср. сильн.	2,600	2,621 2,545	Ср. слаб.	2,603	2,619	слаб. слаб.	2,613	2,689	слао. Оч. слаб.	2,696
203 132	2,451	То же	2,449	2,440	»	2,451	(2,504)	Сильн.	2,460	2,507	Ср. сильн.	2,516
202 133	2,384	»	2,383	2,367	°»	2,391	2,393	Слаб.	2,399	2,330	Оч. слаб.	2,335
204 133	2,259	»	2,260	2,246	»	2,261	2,264	»	2,269	2,134	Ср. слаб.	2,135
:204 135	1,995	Сильн.	1,998	1,995	Cp.	1,998	2,002	Ср. сильн.	2,004	_		
206 135	1,875	Ср. слаб.	1,875	1,872	Слаб.	1,874	1,886	Слаб.	1,880	1,767	Слаб.	1,765
205 •136	1,809	Слаб.	1,816		_	-	-	-			-	
207 1136	1,713	Оч. слаб.	1,704	-		-	-		_	—	-	—
206 ⁻ 137	1,654	Слаб.	1,652	1,654	Оч. слаб.	1,652	1,658	Оч. слаб.	1,656	-	_	—
-060 :331	1,551	Сильн.	1,550	1,552	Ср. сильн.	1,552	1,558	Ср. сильн.	1,558	1,556	Средн.	1,557
062 331 -333	1,513	Ср. сильн.	1,513	1,514	Слаб.	1,515	1,517	Слаб.	1,521	1,524 1,473	Слаб. Оч. слаб.	1,520 1,468
209 138 333	1,419	Оч. слаб.	1,420	—	_	-	-	-	_	1,425	То же	1,423
208 139	1,386	Средн.	1,383	1,381	Ср. сильн.	1,381	1,391	Ср. слаб.	1,384		-	
400	1,332	Слаб.	1,331	1,331	Слаб.	1,333	_	-			-	-

1 — тюрингит, Шмидефельд; 2 — тюрингит. Цирмвее (анализ 190, гл. 17); 3 — бавалит, Бретань (анализ 55, гл. 17); 4 — шамовит, Шмидефельд (анализ 72, гл. 17).

•

На табл. 63 приведены сравнительные (экспериментальные и расчетные) величины межплоскостных расстояний, полученные Энгельгардтом для четырех хлоритов разного химического состава и генезиса.

В последние годы накапливаются научные данные, позволяющие говорить об относительно большей устойчивости у хлоритов тетраэдрических структурных слоев сравнительно со слоями октаэдрическими. В связи с этим интересно отметить, что при обработке разбавленной HCl многих зеленых хлоритов с р. Малки нами в 1948—1949 гг. были получены мелкочешуйчатые (хлопьевидные), совсем или почти совсем бесцветные остатки с очень низким светопреломлением (около 1,500), оптически изотропные или со слабым (и аномальным) двупреломлением. Остатки эти скорее всего отвечают кремнекислородным (с Al_{IV}) тетраэдрическим слоям после того как железо-железисто-магнезиальные компоненты из бруситовых и талькоподобных октаэдрических слоев были извлечены кислотой, а самые эти слои разрушены.

Бриндли и Юэлл (Brindley a. Youell, 1951) химически исследовали состав 10% солянокислой вытяжки из магнезиального хлорита¹, обработанного при постоянной (100°) температуре, но при различной продолжительности этой обработки. Вначале очень быстро (около часа) было извлечено 47% всего алюминия, а дальнейшее его извлечение стало гораздо более медленным и трудным. В первый этап, повидимому, был извлечен Al октаэдрической координации, и отношение тетраэдрического алюминия к октаэдрическому будет в этом случае 53:47 = 1,13. Это очень близко к отношению, получаемому из структурной формулы этого же хлорита. в которой Al_{IV} : Al_{VI} = 1,16. В первый же этап солянокислой обработки извлекаются из хлорита также все железо и весь магний (и + H₂O), т. е. происходит разрушение октаэдрических (в том числе и бруситовых) структурных слоев. и минерал, как показывает рентгеновское исследование, становится полностью аморфным, хотя попрежнему имеет хлопьевидный, чешуйчатый вид. Однако эти слюдоподобные чешуйки — белые, а не прежнего зеленого цвета. Авторы считают, что кремне (алюмо) кислородная сетка при этом сохраняется.

Подобная же малая устойчивость октаэдрических слоев (сравнительно со слоями тетраэдрическими) отмечается Мерингом (Méring, 1949) и для монтмориллонитовых минералов.

III. Отношения между серпентинами и хлоритами. Характер и причины изменения размеров кристаллических ячеек этого ряда

Есть основания считать, что между многими серпентинами и хлоритами существует не только большая структурная близость, но и полное структурное тождество, и бруситовая соединительная прокладка, расположенная между слюдоподобными структурными слоями у хлоритов, имеется, повидимому, также и у многих серпентинов. Это вытекает из рентгеноструктурных исследований и построений Паулинга и др., из многочисленных порошковых рентгенограмм, из почти одинаковых размеров элементарных ячеек

¹ Химический состав этого хлорита из Бинненталя (Швейцария) SiO₂... 29,85 MgO ... 33,85 Al₂O₃... 19,25 H₂O ... 12,70 FeO ... 4,05 Сумма: 99,70 и его структурная формула

 $(Si_{2,34}Al_{1,16})[Al_{1,00}Fe_{0,32}Mg_{4,79}]^{6,11} (OH)_{8}O_{10}$

показывают, что минерал этот относится к магнезиальному прохлориту, а ле к пеннину, как считают Бриндли и Юэлл.

13 труды ИГН, вып. 140

серпентинов и хлоритов, из оптических наблюдений и термических анализов этих минералов, выполненных одним методом, в одинаковых условиях.

Н. С. Курнаков и В. В. Черных (1926) показали тождество термического поведения многих змеевиков и хлоритов, различных по своему структурному облику и по составу, в частности — наличие и у тех и у других характерной «бруситной» (410°) эндотермической реакции, так называемой «змеевиковой» (710°) реакции и др.¹ Авторы эти отмечают, что «по мере увеличения содержания в составе змеевиков, с одной стороны, Al₂O₃ и, с другой стороны, FeO, мы имеем переходы к ортохлоритам и лептохлоритам. Мы твердо уверены, что переходы эти постепенны...»

Так, в экспериментах Курнакова и Черных пормальный, чистый серпентин дает две эндотермические реакции — при 410° и при 710°. Кривая же нагревания плотного антигоритового змеевика² с содержанием 8,2% Al₂O₃ показывает еще две термические остановки: при 280° (гидраргиллитового типа) и при 850° (слабая, ортохлоритового типа, за счет комбинации Al₂O₃—SiO₂—H₂O).

По мере дальнейшего увеличения содержания Al₂O₃ при приближении к корундофиллиту и амезиту гидраргиллитовая (280°) остановка увеличивается, бруситная (410°) уменьшается (у корундофиллита ее почти нет), диаспоровая (540°) появляется у корундофиллитов, змеевиковая (710°) уменьшается при приближениии к корундофиллиту.

У железистых хлоритов (лептохлоритов) в результате присутствия FeO появляется еще ферробруситная (480°) и лептохлоритовая (620°) эндотермические реакции (последняя за счет FeO—SiO₂—H₂O).

Сельфридж (Selfridge, 1936), получив многочисленные порошковые рентгенограммы для разновидностей серпентина (в частности, для антигорита и хризотила), в одинаковых условиях эксперимента сделал рентгенограммы и ряда хлоритов. Некоторые из исследованных хлоритов (клинохлор из Честера, клинохлор из Пфичталя, рипидолит из Тилли Фостер, пеннин из Церматта, корундофиллит из Честера, прохлорит из Кумберленда) дали решетку, идентичную с решетками серпентиновых минералов.

Порошковые рентгенограммы тюрингита из Каринтии и кеммерерита из Техаса оказались отличными как одна от другой, так и от выше церечисленных хлоритов.

Отмечая структурную близость серпентинов и хлоритов, Сельфридж полагает, что выполненное им рентгеновское исследование не дает еще определенных структурных оснований для включения антигорита в хлоритовый ряд в качестве его крайнего члена. Отличия решеток, по его мнению, более значительны, чем это требуется рядом Винчелла.

² См. табл. 51, стр. 153.

¹ При термическом исследовании некоторых хризотил-асбестов Ф. В. Сыромятников (1934) не обпаружил у них бруситной эндотермической реакции.

Однако при обезвоживании хризотилового серпентина (Гипзбург и Рукавишникова, 1952) видно, что около 400-450° выделение + Н₂О явно усиливается.

Невозможно также предполагать, что отчетливо различимые брусиливается. Невозможно также предполагать, что отчетливо различимые бруситные эндотермические реакции (при 410°) у всех почти серпентинов и хлоритов, исследованных Курнаковым и Черных (1926), являются результатом механической примеси минерала брусита. Ивановой (1949) у многочисленных магнезиальных хлоритов установлено обильное выделение + H₂O при 425°-475°.

Эпдотермика бруситного типа (около 400°) имеется также у ряда основных гидрокарбонатов магния (гидромагнезит, артинит, пироаурит и др.), имеющих в своей структуре группировку Mg (OH)₂.

При обезвоживании нескольких актинолитов с Урала нами (Сердюченко, 1938) также обнаружено значительное выделение + H₂O при ~ 410°.

Вполне возможно, что выявление (более или менее ясное) температурных условий дегидратации связано с методом исследования и с характером прибора, а также с особенностями состава и структуры, с полиморфными модификациями исследуемых минералов; в ряде случаев эта бруситная эндотермика маскируется на термических кривых явлениями перегрева.

Сопоставление дебаеграмм хризотила (серпентина) и типичного антигорита (из Антигорио, Пьемонт, и из Северной Каролины) показывает. что отчетливые отличия связаны: а) с увеличением у антигоритов межплоскостных расстояний 4,431 и 3,658 (что, добавим, говорит об уменьшении объема элементарной ячейки; ср. Грицаенко, Бочарова и Лямина. 1943).б) с исчезновением дублетных хризотиловых линий, в) с появлением «антигоритовых» дублетных линий и г) с некоторым увеличением у антигоритов количества интерференционных линий. Однако из сравнения химических анализов соответствующих хризотилов (серпентинов) и антигоритов (см. Selfridge, 1936. табл. VII и VIII) видно, что содержание Al₂O₃, Fe₂O₃ и FeO у антигоритов значительно выше, чем у хризотилов. Другими словами, у этих антигоритов заметно уже выражен сдвиг в сторону собственно хлоритов (частичное замещение $Al_{IV} \rightarrow Si$, $R_{2}^{...} \rightarrow Mg_{3}$, Fe["] $\rightarrow Mg$).¹ Повидимому. с этим главным образом и связано относительное усложнение порошковых рентгенограмм антигоритов, увеличение в них числа интерференционных линий, некоторое сжатие решетки, близость или даже идентичность некоторых антигоритовых рентгенограмм к некоторым хлоритовым.

Сопоставляя рентгенограммы хлоритов (гидротермальных) и серпентинов, можно видеть, что количество интерференционных линий возрастает в общем одновременно с возрастанием разнообразия ионов, принимающих (изоморфно) участие в построении той же структуры. При прочих равных условиях у хлоритов число линий и общая усложненность рентгенограммы (как и термограммы) больше (Si—Al—Fe``: Mg—Fe``—Ni; Al-Fe^{...}-Cr-Mn), чем у серпентинов (Si; Mg-Ni).²

Близость рентгенограмм серпентина и серпентин-хлорита (серпофит с Si_{IV} = 3,78) в самом начале перехода от собственно серпентинов (Si_{IV} = 4) к хлоритам, когда часть кремния в тетраэдрах замещается алюминием, а в октаэдрических слоях магний замещается другими двух- и трехвалентными катионами, показана нами в табл. 39б (гл. 6).

А. Н. Лямина (Грицаенко, Бочарова и Лямина, 1943) установила для непуитов с Урала, очень близких по составу и по своим порошковым рентгенограммам к антигоритам, но уже значительно сдвинувшихся в сторону хлоритов (непуито-хлориты с Al₂O₃ от 3 до 7%), явное сжатие кристаллической ячейки (702 Å³ вместо 721 Å³ у антигорита; табл. 64).

Эта постепенность перехода серпентинов в хлориты, явное сохранение структурного типа на этом начальном этапе «хлоритизации» антигоритов имеют решающее значение для наших выводов, как и наличие идентичных решеток у серпентинов и у некоторых хлоритов. Многочисленные же случаи отличия порошковых рентгенограмм хлоритов друг от друга и от серпентиновых минералов являются главным образом естественным результатом их переменного состава, далеко уходящего подчас от состава серпентинов, когда количество и качество (объемы, их поляризационные свойства и др.) ионов в хлоритах сильно меняются, давая резкие (до полной неузнаваемости!) изменения валового химического состава мпнералов.

Однако и при наличии значительных отличий в химическом составе серпентинов и хлоритов их порошковые рентгенограммы нередко иден-

1.
$$(Si_{3,92}Al_{0,08})^{4,00} (Al_{0,20}Fe_{0,57}Mg_{5,16})^{5,93} (OH)_8O_{10}$$

1. $(S_{3,92}^{A_1}A_{0,09})^{4,00}(A_{1_{0,22}}Fe_{0,21}^{A_1}Mg_{5,40}Ca_{0,04})^{5,87}(OH)_{7,4}O_{10,3}$

¹ Структурные формулы, рассчитанные нами для антигоритов из Антигорио **прехенштейна**:

² Увеличение числа интерференционных линий и общее усложнение порошковых рентгенограмм ясно видно и в группе амфиболов - от тремолитов и актинолитов (с простым составом и небольшим количеством катионов) к паргаситам и обыкновенным роговым обманкам (со сложным химическим составом и большим разнообразием катионов, отличающихся по свойствам и размерам).

тичны. На это указывал Сельфридж (Selfridge, 1936), это отмечено и нами (стр. 39, табл. 8) при сопоставлении рентгенограмм серпентиновой горной кожи (Sity = 4) и холодноводного метасоматического железистого **хлорита** (Si_{IV} = 2,8). Все это показывает, что на порошковые рентгенограммы влияет не только состав хлоритов, но и разная степень упорядоченности их структуры, сдвиги структурных слоев относительно друг друга. т. е. явления полиморфизма. Отметим, что единую для «серпентино-хлоритовых минералов» структуру. полностью соответствующую структурной моцели Паулинга, принимает и Ниггли (Niggli, 1935).

Из структуры Паулинга можно усмотреть, что две трети ионов Ме (в бруситных слоях и отчасти в тальковых слоях) связаны только с ионами ОН или преимущественно с ними и при этом явно иначе, чем остальная треть ионов Mg, связанная более близко с кислородами (из вершин кремнекислородных тетраэдров), а также с кремнием в тальковых структурных слоях (см. фиг. 30). В полном согласии с этим находятся (объясняемые иначе — как подтверждение этим автором мнимого единого ИЗОморфного ряда антигорит — амезит) результаты наблюдений И. И. Гинзбурга (1947) и его сотрудников, установивших, что у многочисленных выветрелых серпентинов в первую очередь выщелачивается около 66% МдО (т. е. две трети !), потом происходит некоторый перерыв, и последняя часть MgO выщелачивается уже с большим трудом. «Точно так же опыты по разложению серпентина NH₄Cl показывают, что максимальное извлечение Мg, содержащегося в нормальном серпентине, определяется в 66%. Интересно, что и максимальное восстановление никеля из никелевых силикатов, построенных по типу (серпентиновых. — Д. С.) магниевых также близко к 66-70%».

Таблица 64

Линии d_{hk1} I I d_{hk1}	e	5		
1 8,16 Слаб. — …	а я	dhkl	I	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1234566789012344567890122	$\begin{array}{c c} - & - \\ 4,619 \\ 4,001 \\ 3,66 \\ 1 \\ - \\ 2,644 \\ 2,487 \\ 1 \\ 2,135 \\ 1,789 \\ 1,737 \\ - \\ 1,530 \\ 1 \\ 1,499 \\ - \\ - \\ 1,304 \\ 1,277 \\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} - \\ - \\ 4 \\ 4 \\ 10 \\ - \\ 4 \\ 10 \\ 8 \\ 6 \\ 2 \\ - \\ 10 \\ 8 \\ - \\ 8 \\ 6 \\ 8 \\ - \\ 8 \\ 6 \\ 8 \\ - \\ 8 \\ 6 \\ 8 \\ - \\ 8 \\ 6 \\ - \\ 8 \\ 6 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ 6 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ 8 \\ - \\ - \\ 8 \\ - \\ - \\ 8 \\ - \\ - \\ 8 \\ - \\ - \\ 8 \\ - \\ - \\ - \\ 8 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	_

Межплоскостные расстояния (в Å) у непуитов и серпентинов

1 — никелевый антигорит (непуит); Новая Каледония, по С. Кайер (1936). 2. 3 и 4 — никелевые серпентино-хлориты (непуито-хлориты), Урал, по А. П. Лями-ной (1943), обр. 1, 4 и 5. 5. Антигорит, Урал, по К. Ф. Алексеевой и М. Н. Годлевскому (1937).

В связи с этим, строение решетки серпентина можно было бы представить формулой: $Si_4O_{10}Mg_2[Mg_4(OH)_8]$, но не $Si_4O_{10}Mg_4[Mg_2(OH)_4]H_2$, как отмечает И. И. Гинзбург (1947).

Наблюдения над выветриванием хлоритов подтверждают в основном их структурную и химико-конституционную идентичность с серпентином. По А. Л. Кацу (1941) и И. И. Гинзбургу (1947), при выветривании хлоритов из их решетки сначала удаляется Mg, а Si и Al сохраняются и их количественная роль возрастает. При этом молекулярные отношения SiO₂ : MgO останавливаются на 1:0,85 (0,7—0,9 для разных типов хлоритов). Это хорошо совпадает с отношениями SiO₂ : MgO = 1 : (0,87—1,00), если принять для типичных магнезио-глиноземных хлоритов (пеннина и клинохлора), что у них (как и у серпентина) сначала удаляется две трети Mg (связанные главным образом с ОН-группами). Первоочередной вынос Mg из хлоритов сказывается в ослаблении, а потом и в исчезновении у выветрелых хлоритов эндотермической реакции при 600—650°.¹

Еще в 1930—1931 гг. Паулинг для хлоритов, а Уоррен и Брэгг для хризотила определили размеры их моноклинной элементарной ячейки и пространственную группу (C³_{2h}), которые оказались идентичными и подтверждены более поздними исследованиями Грунера (Gruner, 1937).

Чтобы получить ясную и надежную картину выветривания хлоритов, необходимо геологически и геохимически проследить этот процесс, произвести наблюдения над одними и теми же хлоритами в разных местах и на разных ступенях их окисления и разложения, т. е. нарисовать обоснованную картину их стадиальных изменений под влиянием агентов выветривания. Вместо этого авторы, к сожалению, сравнивают никелевые (и другие «выветрелые») хлориты со «стандартными» образдами или с хлоритами Урала, не имеющими к ним отчетливых постепенных переходов, или совсем необоснованно делают ответственные выводы (стр. 422 и др.), исходя из своих структурных формул, при расчете которых допущены ошибки. При этом авторы базируются в своих построениях на будто бы «общепризнанной» (в действительности неправильной и устаревшей) теории строения хлоритов Чермака— Винчелла, которая никак не может служить полноценной и надежной базой при изучении вопросов стадиального выветривания этих минералов.

Мы также думаем, что при действительном выветривании хлоритов происходит: окисление Fe⁻, явления гидролиза и частичный вынос Mg и Al, но все это в каждом конкретном случае необходимо доказать, и из сказанного вовсе не следует, что всякий хлорит, отклоняющийся от мнимого «теоретического» типа или «стандарта», является выветрелым: первичный состав хлоритов весьма разнообразен, и известные в этой группе минералы своим составом перекрывают почти все возможные соотношения компонентов на разных стадиях выветривания хлоритов.

Что же касается «перехода» при выветривании хлоритов части. Al из четверной в шестерную координацию, как многократно отмечают авторы, то это вызывает серьезные сомнения. Повидимому, в связи с большей прочностью и устойчивостью тетраэдрических структурных слоев хлоритов (и монтмориллонитовых минералов) сравнительно со слоями октаэдрическими (см. гл. 15, стр. 193) «переход» Al из тетраэдров в октаэдры, может быть, в условиях выветривания представляет собою не реальный процесс, а мнимый, что связано с пересчетом на нормальную хлоритовую формулу уже выветрившегося хлорита, тетраэдрические слои которого сохранились, а октаэдрические слои уже частично или сильно разрушены.

¹ И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1952), рассматривая вопрос о составе и механизме образования никелевых хлоритов в коре выветривания, считают их исключительно продуктом выветривания свежих (не никелевых) хлоритов, у которых Му частью замещен Ni и Al, частью вынесен из решетки, а Al из четверной координации (в условиях выветривания) «переходит» в шестерную. По мнению указанных авторов вынос магния из октаздрических слоев «доказывается» тем, что в структурных формулах никелевых (и других — выветрелых) хлоритов, в октаздрических их слоях, «количество $\mathbb{R}^{3+} + \mathbb{R}^{2+}$ вместо теоретических (?! — Д. С.) шести паев имеет меньшие значения, опускаясь до 4,82...». Однако утверждение авторов, что свежие хлориты обязательно содержат в октаздрических структурных слоях шесть катионов, ошибочно. Известно (см. стр. 220), что свежие природные хлориты в одних случаях имеют шесть, в других — более шести, в третьих — менее шести (до 4,3) октаздрических катионов. Количество в в шестерпой координации зависит в основном от их валентности и само по себе не может служить доказательством выветрелости хлоритов.
А. Н. Ляминой (1938 и 1943) и др.

a0	пеннина	— 5,25 Å,	хризотила	— 5,33 Å,	антигори	та — 5,42	Å
bo	, »	9,25	*	9,25	*	9,24	
c) »	14,35	*	14,66	*	14,50	
β	*	. 96°50′	*	93°16′	»	91°24′	

В зависимости от размеров, количества и качества ионов, участвующих в построении хлоритовых решеток, меняются и размеры их элементарных ячеек; в связи с этим же неизбежно изменяются расположение и интенсивность интерференционных линий порошковых рентгенограмм.

По данным Макмэрчи (McMurchy, 1934), Баннистера (Bannister a. Whittard, 1945), Грунера (Gruner, 1944), Смита (Smith, 1946) и др. имеем следующие колсбания в размерах кристаллическых ячеек (табл. 65).

Таблица 65

Зависимость	размеров	элементар	ных	ячеек	хлоритов	от
	их хи	мпческого	COCT	ава		

	Константы элементарной ячейки, Å					
Хлориты и их характерные катионы	C.	b,	с .			
Пеннин (Mg, Al)	5,25 5,35 5,37 5,39 5,40 5,43 5,48	9,25 9,27 9,30 9,34 9,36 9,40 9,49	14,35 14,32 14,00 14,12 14,10 14,25 14,12			

(Ионные радиусы Mg, Fe^{..}, Mn соответственно равны 0,75; 0,79; 0,91 Å; ионные радиусы Si, A1, Fe^{...} равны 0,41, 0,57, 0,67 Å)

Из таблицы 65 видно, что с возрастанием роли крупных ионов (Fe, Mn вместо Mg или Fe вместо Al) размеры ячейки возврастают вдоль осей *а* и *b*. Величина *с* регулируется главным образом содержанием Si в тетраэдрических слоях (см. стр. 201).

Первоначальные рентгеновские исследования (методами Лауэ и Дебая) хлоритов дали для размеров их элементарных ячеек следующие колебания (табл. 66, в А°):

Таблица 66

Общие размеры элементарных ячеек хлоритов по исследованиям разных авторов

Константы элементарной ячейки	Moreн (Mauguin, 1930)	Паулинг (Pauling, 1930)	Макмэрчи (McMurchy, 1934)
a. b. c. β	5,32 9,21 14,15 97°	5,2-5,3 9,2-9,3 14,3-14,4 96°50'	5,304-5,392 9,187-9,270 (28,00-28,80) (82°51' = β ') 97°8'40'' = β

Гарридо (Garrido, 1949) выполнил рентгеновское изучение хромового хлорита из ультрабазитов (Сиерра Капелада) методом вращения, а также при помощи диаграммы Вейсенберга (спектры h0l и 0k0) и определил при этом размеры его элементарной моноклинической ячейки: $a_0 = 5,32, b_0 = 9,21,$ $c_0 = 14,23$ Å, $\beta = 97^\circ$. Эти данные хорошо совпадают с приведенными выше результатами, полученными при помощи порошковых рентгенограмм.

Макмэрчи (McMurchy, 1934), исходя из относительной слабости рефлексов (111), считал (в отличие от Паулинга, Брэгга и др.) более вероятным расположение хлоритовых структурных слоев с удвоенным периодом с, т. е. принимал в элементарной ячейке хлоритов $c_0 = 28$ Å. Это соответствовало бы пространственной группе симметрии $C_{2h}^6 = C \frac{2}{-}$.

Эта точка зрения, принимаемая и Баннистером (Bannister a. Whittard, 1945; Hallimond, 1939), не нашла, однако, подтверждения ни в ряде последующих детальных рентгеновских исследований (Gruner, 1944; Garrido, 1949), ни в электронноскопических работах (Звягин, Лапидус и Петров, 1949). Последние авторы, в частности, подтвердили для изученного ими хлорита (из асканских глинисто-пепловых пород в Грузии) пространственную группу симметрии $C_{2h}^3 = C \frac{2}{m}$, а не C_{2h}^6 , причем в элементарной ячейке хлорита было определено $c_0 \approx 15$ Å.¹

Кроме влияния на размеры ячейки хлоритов различных изовалентных замещений, существенное влияние в этом же отношении оказывает и гетеровалентный изоморфизм. В частности, замещения типа $Al_2 \rightarrow Mg_3$ приводят к значительному сжатию, уплотнению хлоритовых решеток в направлении осей *а* и *b*, подобно тому, как это имеет место и у других минералов со слоистыми решетками.

Из табл. 67 видно, что величины a_0 и b_0 явно возрастают в ряду $Al_2(OH)_6 - Mg_3(OH)_6 - Fe_3^{(OH)_6}$. В этом же направлении у гидраргиллита — брусита — ферробрусита уменьшаются значения c_0 , особенно сильно между $Mg_3(OH)_6$ и $Fe_3^{(OH)_6}$; у остальных трех ($Mg_3 - Al_2$)-пар минералов c_0 возрастает вместе с a_0 и b_0 .

Замещение алюминием кремния (Al_{IV}->Si) в тетраэдрических слоях хлоритов также очень существенно влияет на изменение параметров их кристаллических решеток — замена этого рода приводит к значительному сжатию решеток в направлении оси с.

В изоморфных рядах хлоритов (с различным значением Si_{IV}) с уменьшением в тетраэдрических слоях Si⁴⁺, замещаемого Al³⁺, возрастает их отрицательный заряд, они плотнее примыкают к катионным (октаэдрическим) слоям, величина с₀ в решетке хлоритов уменьшается.

Баннистер (Bannister a. Whittard, 1945) и Грунер (Gruner, 1944) иллюстрируют сжимание решетки по оси с данными, полученными ими для рентгенометрически и химически изученных хлоритов (табл. 68).

ских слоях, которые повторяются в интервале $\frac{1}{3}b_0$. Однако для однозначного опре-

¹ Представления Макмэрчи о двухслойной структуре, действительно имеющейся у некоторых хлоритов, не были им хорошо обоснованы потому, что он сравнивал (h0l)-рефлексы и из всех возможных расположений атомов в ас-проекции (фиг. 33) принял одно, дающее хорошее совпадение с наблюденными интенсивностями у природных хлоритов. При изучении же в порошковых рентгенограммах отражений от плоскостей (hkl) Макмэрчи наблюдал только такие, которые соответствуют к = 3n (где n — целое число). Этого было достаточно для определения b-параметров для атомов в октаэдриче-

деления кремнекислородной гексагональной сетки необходимы сравнения этих рефлексов с таковыми же, полученными от плоскостей с k≠3n (Brindley, Oughton a. Robinson "1950). Этих же отражений, соответствующих двухмерным полоскам с индексами (hk), он не мог наблюдать, так как они очень слабы и не фиксируются на порошковых рентгенограммах.

Сравнение между собою размеров элементарных ячеек антигорита из Пьемонта (Si_{IV} = 3,90), непуито-хлорита с Урала (Si_{IV} = 3,70), железистожелезного метахлорита — «дафнита» с Ивделя (Si_{IV} = 2,20) и магнезиально-глиноземного амезита из Честера (Si_{IV} = 2,00) показывает значительное сжатие решетки по оси с в связи с уменьшением значений Si_{IV}, а также расширение ячейки (по *a* и *b*) у метахлорита под влиянием относительно крупных ионов двух- и трехвалентного железа (табл. 69).



Фиг. 33. Возможные расположения слюдоподобных, бруситоподобных и каолиноподобных структурных слоев, соответствующие составу хлоритов и имеющие высоту ячейки по оси с около 14 Å или около 28 Å.

a — слюдоподобные слои чередуются с бруситоподобными (1:1); такое именно расположение иредположил для хлоритов Паулинг (1930) и экспериментально подтвердил Макмэрти (1934); б — расположение слюдоподобных и бруситоподобных слоев в отношении 2:2; в — наолиноподобные слои попарно обращены друг к другу своими октаздрическими группами («лицом к лицу»); такое именно расположение принимает Шибольд (1931) как основу структуры антигоритов и хлоритов, но это не нашло подтверждения в экспериментах Макмэрти (1934) и Грунера (1944); г — сочетание слюдоподобных, каолиноподобных и бруситоподобных слоев; не имеет экспериментальных псдтверждений; ∂ — расположение одинаюво ориентированных каолиноподобных слоев (полярное), соответствующее структуре каолинита и прицимаемое (на основании экспериметальных исследований Групера, 1944) как основа структуры для некоторых хлоритов с высоким содержанием R_{IV} (амезита, кронштедтита) и Ареджем (1945) для структуры некоторых серпентинов.

Используя полученные нами данные по рентгеновскому исследованию хемогенно-осадочных и осадочно-метасоматических (низкотемпературных) хлоритов и некоторых серпентинов, а также данные Макмэрчи по хорошо раскристаллизованным гидротермальным хлоритам, мы в табл. 70 сопоставляем их характерные интерференционные рентгеновские линии с таковыми же для антигоритов и хризотилов по материалам Грунера и Сельфриджа.

Из этой таблицы видно, что по существу почти все характерные интерференционные линии серпентинов, несколько отличающиеся у хризотила и антигорита, повторяются у хлоритов, сохраняя нередко не только межплоскостные расстояния, но и интенсивности рефлексов в пределах допустимых колебаний, связанных с различиями в составе. Обоснован-

Константы элементарной ячейки	Гидраргиллит	Брусит	Ферробрусит
a_0 b_0 c_0	5,06 8,62 9,70	5,38 9,36 9,48	6,48 8,94
	Пирофиллит- 5,14 8,90 18,55	Тальк 5,26 9,10 18,81	_
a ₀ b ₀	Аl-монтморил- лонит 5,15 8,95	Мд-монтморил- лонит 5,24 9,16	_
a_0 b_0 c_0	Мусковит 5,18 9,02 10,02	Флогопит 5,32 9,21 10,24	

Размеры (в Å) элементарных ячеек магнезнальных и соответствующих глиноземных минералов

Таблица 68

Сжатие слоистых решеток хлоритов по оси с в зависимости от уменьшения роли Si в их тетраэдрических слоях

.

По Бан	нистеру	По Грунеру					
^{Si} IV	СвА	si _{IV}	По Грунеру S1 _{IV} с в Å 2,90 14,21 2,61 14,20 2,56 14,18 2,43 14,14 2,42 14,12				
3,42 3,20 3,02 2,83 2,70 2,34	14,32 14,30 14,17 14,12 14,10 14,00	2,90 2,61 2,56 2,43 2,42	14,21 14,20 14,18 14,14 14,12				

Таблица 69

Колебания (в Å) размеров элементарных ячеек серпентинохлоритовых минералов в зависимости от их состава (по данным Макмэрчи, Грунера и Ляминой)

Константы элементар- ной ячейки	Антигорит	Непуит	Метахлорит	Амезит
a ₀	5,42	5,28	5,36	5,30
b ₀	9,24	9,16	9,31	9,18
c ₀	14,52	14,52	14,15	13,95

ность вывода о тождестве структурного типа многих серпентинов и хлоритов будет еще более очевидной, если принять во внимание не только весьма

Таблипа 70

№ пн-	1		2			3	4	
терф. линии	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	^d hkl	I	d _{hkl}	r
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12	7,21-7,07 4,68-4,61 4,57 4,46 4,00-3,95 3,60-3,59 3,48-3,49 2,86-2,79 2,59-2,51 2,44-2,40 2,17-2,15	$7-2 \\ 1 \\ 2 \\ -3 \\ 1-2 \\ -7 \\ 0,5 \\ 1 \\ 1-4 \\ 4-1 \\ 1-2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\$	7,35-38 4,68-62 4,60-57 4,43 3,70-66 3,64 - 2,57-46 2,42 2,10-19		7,35-6,85 $4,64-4,60$ $4,50-4,49$ $4,30-4,36$ $3,99-3,80$ $3,75-3,68$ $3,66-3,52$ $3,42-3,46$ $3,06-2,76$ $2,58-2,46$ $2,43-2,34$ $2,23-2,09$ $2,06-1,99$	Ср. сильн. Ср. слаб. » +> » Ср. сильн. Сл. средн. Ср. слаб. (р. сильн. » Сл. средн. Ср. сильн. » » Сл. средн. »	$\begin{array}{c} 7,04-6,90\\ 4,69-63\\\\ 3,92-85\\\\ 3,53-48\\ 2,83-80\\ 2,55-52\\ 2,45-43\\ 2,40-37\\ 2,26-25\\ 2,02-01 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 10 - 8 \\ 9 - 6 \\ - \\ 1 - 3 \\ - \\ 8 - 10 \\ 5 - 7 \\ 5 - 7 \\ 3 - 6 \\ 1 - 4 \\ 1 - 4 \\ 4 - 7 \\ \end{array} $
14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30	$ \begin{array}{c} 1,84 \\ 1,81 \\ 1,73-1,72 \\ 1,70-1,68 \\ 1,56 \\ 1,52 \\ $	$ \begin{array}{c} 1 \\ 1 \\ $	$\begin{array}{c} - \\ 1,85-83 \\ 1,79-77 \\ 1,73-72 \\ - \\ 1,58-57 \\ 1,55-52 \\ - \\ 1,55-52 \\ - \\ 1,33-30 \\ 1,27-25 \\ - \\ 1,06-04 \\ 1,01-0,99 \\ 0,90-87 \\ 0,78-76 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 3\\ 4\\ 36\\ -\\ 78\\ 10-7\\ -\\ -\\ -\\ -\\ 14\\ 3-4\\ 3-1 \end{array} $	$\begin{array}{c} - \\ 1,79-1,74 \\ 1,73-1,68 \\ - \\ 1,56-1,51 \\ 1,52-1,48 \\ 1,48-1,45 \\ 1,43-1,35 \\ 1,34-1,30 \\ 1,29-1,27 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ $	Сл. средн. Ср. слаб. — Сильн. средн. Сл. сильн. » » Сл. сильн. Слаб. » — — — — — — —	$\begin{array}{c} 2,00 \\ -1,99 \\ 1,88 \\ -87 \\ 1,83 \\ -81 \\ 1,74 \\ -73 \\ 1,71 \\ -69 \\ 1,67 \\ -65 \\ 1,57 \\ -56 \\ 1,57 \\ -56 \\ 1,57 \\ -56 \\ 1,57 \\ -50 \\ 1,47 \\ -45 \\ 1,39 \\ -38 \\ 1,32 \\ -31 \\ 1,30 \\ -28 \\ 1,22 \\ 1,04 \\ 1,00 \\ - \end{array}$	$\begin{vmatrix} 6 - 8 \\ 3 - 4 \\ 3 - 6 \\ 0, 5 - 3 \\ 1 - 3 \\ 4 - 1 \\ 7 - 10 \\ 10 - 7 \\ 2 - 4 \\ 0, 5 - 2 \\ 8 - 10 \\ 1 - 4 \\ 7 \\ 5 \\ 3 \\ - \\ - \end{vmatrix}$

Сравнение порошковых рентгенограмм серпентинов и хлоритов 🦻

1—серпентины, по Грунеру (Gruner, 1936). 2—серпентины, по Сельфриджу (Selfridge, 1936). 3—хлориты осадочные, по нашим исследованиям 1949—1950 гг. 4—хлориты гидрогермальные, по Макмэрчи (McMurchy, 1934)

широко развитые явления изоморфных замещений в решетке хлоритов, но и наличие полиморфных модификаций у хлоритов (и серпентинов), что в значительной мере обусловливает и появление хлоритовых разностей. сильно отличающихся от типичной рентгеновской картины.

[V. Полиморфизм хлоритов. Отношения между хлоритами и минералами группы каолина

1.

По данным Юнга (Jung, 1931), шамозит и тюрингит из Шмидефельда имеют различные порошковые рентгенограммы и, значит, отличающиеся друг от друга структуры. Баннистер (Hallimond, 1939) для шести образцов

шамозита из разных осадочных месторождений Англии получил порошковые рентгенограммы, которые объединяются в особую группу и показывают ясные отличия друг от друга и от решеток тюрингита, бавалита и других хлоритов, имеющих решетку нормального хлоритового типа. При этом было отмечено, что шамозит из типичных шамозитовых железистых глин под влиянием метаморфизма от близко расположенных гранитов становится более грубочешуйчатым и, меняя немного свой состав, переходит в бавалит с нормальной уже хлоритовой структурой.

Повидимому, многие отличия в результатах рентгеновских исследований шамозитов связаны со значительными колебаниями в химическом составе этих хлоритов, т. е. с колеблющимся числом и различными размерами катионов, с различной степенью раскристаллизованности минералов, с неодинаковым расположением неделимых по отношению друг к другу, с наличием, может быть, тонкослойных субмикроскопических прорастаний.

Однако в основном рентгенометрические отличия шамозитов от других хлоритов (как это имеет место среди слюд, см. Hendricks, 1939) связаны, повидимому, с наличием полиморфных модификаций, соответствующих разным рентгеноструктурным типам при одинаковой химической формуле.

Энгельгардт (Engelhardt, 1942), в результате изучения полученных им порошковых рентгенограмм, пришел к выводу, что существует два структурных типа сильножелезистых хлоритов осадочного происхождения (см. табл. 63 и 71).

Таблица 71

Струк-				1	0	Плотность		
турный тип	Минерал	с ₀		0 ₀	p	Плотность расчетн. измер. 3,31 3,19 3,42 3,18 3,49 3,20 3,28 3,40		
I I I	Тюрингит, Шмидефельд » Ц ¹ рмзее Бавалит, Бретань Шамозит, Шмидефельд	14,10 14,06 14,10 14,00	5,37 5,38 5,40 5,39	9,30 9,31 9,35 9,34	97°20 97°20 97°25 90°00	3,31 3,42 3,49 3,28	3,19 3,18 3,20 3,19	

Константы решеток железистых осадочных хлоритов

Тюрингиты из Шмидефельда и Цирмзее, бавалит из Бретани имеют нормальную структуру хлоритов, т. е. пирофиллитовые структурные слои, переслаивающиеся с бруситоподобными слоями, расположены таким образом, что октаэдрически окруженные (ОН,О) катионы одного пирофиллитового слоя лежат не вертикально над соответствующими катионами соседнего пирофиллитового слоя, но обычно смещены на $\frac{1}{3}$ a_0 (в направлении *а*-оси) относительно друг друга. Вследствие этого моноклинный угол β равен 97°.

Исследование интерференционных линий и их интенсивностей на порошковых рентгенограммах шамозита из Шмидефельда показало, что линии эти менее многочисленны и указывают на более высокую симметрию. Угол β равен здесь 90°, т. е. пирофиллитовые и бруситовые структурные слои расположены перпендикулярно к оси с, друг над другом, без смещения (по оси а) соседних пакетов (см. фиг. 34).

Рассчитанные по этим константам интенсивности интерференционных линий показали такое хорошее совпадение с экспериментальными данными,

что принятая для шамозита из Шмидефельда структура должна рассматриваться как совершенно правильная.

Полученные для восьми образцов этого шамозита идентичные порошксвые рентгенограммы не могут быть объяснены строением этого минерала из Si₂O₅ (одинарных) слоев и бруситовых слоев (как у каолинита и укронштедтита), — этому противоречат рассчитанные для данного случая рентгенограммы, сильно отличающиеся от имеющихся в действительности.



Фиг. 34. А. Структура хлоритов по Макмэрчи (1934) в проекции на плоскость симметрия (010). Пространственная группа С³_{2h} = С²/m. Размеры ячейки указаны для тюрингита.

Б. Структура шамозита; по Энгельгардту (1942) в проекции на плоскость симметрии (010). Пространственная группа $C_{2h}^3 = C_m^2$. Пунктиром ограничена элементарная ячейка.

а — Al, Mg, Fe (в октаэдрических слоях); б — Si, Al (в тетраэдрических); в — кислород; г — кислород, гидроксил.

В связи с этим тригональная структура решеток, по автору, для исследованного шамозита отпадает, как и ромбическая (при чередовании пирофиллитовых пакетов с бруситными), так как при этом ни у Si₂O₅-слоев, ни у бруситных слоев в направлении с нет двойных осей симметрии. Симметрия этого шамозита остается (как и у других хлоритов) моноклинная с предельным значением $\beta = 90^{\circ}00'$.

В связи с этим отметим, что Н. В. Белов (1950) для хлоритов с дополнительным (седьмым) октаэдрическим катионом считает весьма вероятной «строго одноосную ромбоэдрическую» структуру.

Бриндлей (Brindley, 1951) произвел термическое и рентгеновское исследование шамозита (из Айршира), который показал эндотермическую реакцию при 450—550° (как у каолинита) с последующим разложением минерала и переходом его в аморфное состояние. Изучение порошковых рентгенограмм привело автора к выводу, что это — не хлоритовый, а каолиновый тип структуры: здесь сосуществуют две структурные формы — моноклиническая и ортогексагональная с отношением от 55: 45 до 10:90 (см. табл. 756).

2.

Гарридо (Garrido, 1949) при помощи диаграмм вращения и диаграмм Вейсенберга изучил хромосодержащий хлорит, причем фотометрическое исследование интенсивностей рефлексов от плоскостей (001) вплоть до 0014 показало прекрасное совпадение со структурной гипотезой Паулинга и с распределением интенсивностей, высчитанных теоретически, исходя из его структурной схемы.

Хлорит этот имеет пространственную группу симметрии $C_{2h}^3 = C \frac{2}{m}$.

В этом случае в минерале обязательна серия плоскостей симметрии, параллельных (010). Это очень важно для изучения относительного положения структурных слоев (талькового и бруситного) вдоль оси *b*, так как плоскости симметрии у обоих структурных слоев должны быть общими.

Рентгеновское исследование показало, что на диаграммах вращения и диаграммах Вейсенберга, кроме отражений в виде ясно оконтуренных пятен, как в обыкновенных кристаллах, у хромсодержащего хлорита имеются еще отражения в виде непрерывных (обычно диффузных) линий вдоль некоторых рядов, перпендикулярных плоскости (001) и параллельных оси с.

Для этих рядов с растянутыми линейными рефлексами (непрерывными) $k \neq 3n$ (где n — целое число). Для рядов же, где k кратно трем, на диаграммах получаются резко очерченные пятна, а не диффузные линии (фиг. 35).

Эти особенности в структуре хлоритов, подмеченные еще Могэном (Mauguin, 1930), объясняются тем, что структурный слюдяной слой, сохраняя определенное положение в отношении промежуточного бруситного слоя, не сохраняет определенного пространственного отношения с нижним слюдяным слоем, но может принимать одно из трех возможных положений (фиг. 36): сдвиг структурных слюдяных слоев по оси *a* в той же позиции по отношению к оси *b* или сдвиг их по оси *b* на $1/3 b_0$ или на $2/3 b_0$. Вполне возможно, что изученный хлорит имеет структуру частично беспорядочную, промежуточную между сово ку пностью двухмерных кристаллов и кристаллом трехмерным¹.

Специальное рентгеновское исследование хлоритов с целью выявления у этой минеральной группы полиморфных модификаций выполнили Бриндлей, Ухтон и Робинсон (Brindley, Oughton a. Robinson, 1950). Кристаллы (монопластинки) хлоритов были изучены ими методом вращения (в рентгеновских лучах) вокруг нормали к плоскостям спайности по (001). Оказалось, что большинство исследованных хлоритов имеют отражения от плоскостей с k = 3n в виде резко очерченных пятен, а от плоскостей с $k \neq 3n$ (здесь n - целое число) — в виде непрерывных линий. Это может быть объяснено беспорядочным расположением структурных слоев парал-

лельно оси b с перемещением соседних слоев на $\frac{1}{3}b_0$.

Встречен был и такой кристалл хлорита (магнезиально-глиноземный

¹ Хендрикс (Hendricks, 1938) указал на некоторый беспорядок во взаимном расположении структурных слоев у талька и пирофиллита.

пеннин), у которого все (k = 3n и k $\neq 3n$) отражения представлены резкими пятнами, что говорит о высокой степени упорядоченности структурных слоев.

Рефлексы от плоскостей (h0l) с k = 3n постоянны у всех хлоритов; они подтверждают постоянное и правильное смещение соседних структурных слоев в направлении оси *a* на $\frac{1}{3}a_0$. Это смещение, точно выведенное еще



Фиг. 35. Рентгенодиаграммы вращения Вейсенберга для хромового хлорита из Сиерра Капелада, по Гарридо, 1950 г. За оси вращения приняты направления (100) и (010) в кристалле (монопластинке) хлорита.

a - план (010) с индексами h0l; в проекции на (010) видно типичное для всех хлоритов смещение соседних аналогичных структурных слоев на $\frac{1}{3}$ a_0 вдоль оси а кристаллической решетни; для различных значений h и l рефленсы имеют характер ясно очерченных пятен, величина которых на днаграмме приблизительно пропорциональна интенсивности соответствующих отражений; рефленсы в виде непрерывных полосок здесь отсутствуют; 6 - план (100) с индексами 0 kl; непрерывные полоски отражений здесь сильно выражены в рядах с k = 2 и k = 4; e - план (100) с индексами 1 kl; непрерывные полоски рефлексов имеются здесь в рядах с k = 1, k = 5 и k = 7; при k = 3 рефлексы имеют характер резко ограниченных пятен. Рефлексы в виде непрерывных иолосок имеются в рядах с $k \neq 3$ и обусловлены они смещенями соседних аналогичных структурных слоев на $\frac{1}{3}$ b_0 или $\frac{2}{3}$ b_0 вдоль оси в кристаллической решетки.

Макмэрчи (McMurchy, 1934), является характерной особенностью хлоритовой структуры и связано, в частности, с наличием у хлоритов большой орторомбической ячейки, которая имеет высоту $3n \times c_0 \sin \beta$ (фиг. 37) и состоит из малых моноклинических ячеек.

Рефлексы от плоскостей с $k \neq 3n$ показывают отличия у различных хлоритовых кристаллов, обозначая многочисленность структурных типов, полиморфных модификаций. Элементарная ячейка таких хлоритов имеет почти те же самые параметры a_0 и b_0 , но положение соседних структурных слоев друг над другом меняется от одного кристалла к другому.

Формирование полиморфных разновидностей хлоритов связано: а) с правильным расположением соседних структурных слоев, перемещенных друг относительно друга вдоль оси b на $\frac{1}{3}$ b_0 ; б) с различным положением относительно друг друга (верхней и нижней) кремнекислородных гексагональных сеток, принадлежащих одним и тем же структурным слоям типа талька или пирофиллита. При этом получаются три возможных положения



Фиг. 36. Структура изученного Гарридо (1949) хромового хлорита. В верхней части рисунка представлены в проскции на плоскость (100), т. е. на bc-плоскость, два слюдоподобных структурных слоя и один бруситоподобный промежуточный. В нижней части рисунка представлены: нижняя плоскость кислородов верхнего «слюдяного слоя» (сплошные линии) и верхняя плоскость кислородов нижнего «слюдяного слоя» (пунктирные линии).

a — смещение соседних структурных слоев вдоль оси a на $\frac{1}{3}a_{0}$ обусловливает моноклинический характер кристаллов, но при этом положение двух «слюдяных слоев» в отношении оси b сохраняется без изменений; δ — два соседних «слюдяных слоя» смещены относительно друг друга на $\frac{1}{2}b_{0}$: s — два соседних «слюдяных слоя» смещены относительно друг друга на $\frac{2}{-5}b_{0}$.

друг над другом кремнекислородных сеток в каждом слое; во всех трех случаях они дают одинаковые отражения при k = 3n. Эти положения, обозначенные L, M и N, показаны на фиг. 38. Одно только положение L имеет моноклинную симметрию C_m^2 ; здесь двойная поворотная ось

симметрии сохраняется. Но эта ось не сохраняется при расположении кремнекислородных сеток *M* и *N*; нарушаются при этом и рефлексы от перпен-



А — проекция хлоритового слоя на (010), т. е. на ас-плоскость; Б — диаграмма, понавывающая отношение однослойной моноклинической ячейки и трехслойной орторомбической ячейки у хлоритов (по Бриндлею, Угтону и Робинсону, 1950); С* — нормаль к (001).

дикулярных к ней плоскостей. Моноклинная ячейка, содержащая только один из этих двух типов слоев, имеет симметрию не выше С1.

При непосредственном изучении отдельных хлоритовых кристаллов (монопластинок) может быть найдена большая орторомбическая ячейка, состоящая из трех, шести и девяти хлоритовых слоев и имеющая ромбическую с-ось симметрии.

На табл. XXVI, фото 51, показаны рентгенофотограммы вращения (вокруг оси с). Тонкая структура первого ряда (линейного) соответствует отражениям (111) и (021) и меняется от одного кристалла к другому. Второй ряд более вытянутых рефлексов имеет индексы (131) и (201) и одинаков для всех кристаллов. Подобным же образом все отражения более высоких порядков с k = 3n остаются постоянны-

ми, а с k $\neq 3n$ показывают ясные вариации.

Итоги анализа рентгенофотограмм (и соответствующих расчетов) сведены в табл. 72.

Таблица 72

Кристаллы	Α	с	D	Е	F	В
Количество слоев в орто- ромбической ячейке	3	3	6	9	Частично	Полно- стью
KOURDONDO AROD D MOROŬ		1	ļ		беспоряд.	беспоряд.
моноклинной ячейке	1	1	2	3		_
Пространственная сим- метрия	C1	$C\frac{2}{m}$	C1	C1	-	_
Размеры моноклинной ячейки:						
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5,3 9,2 14,3	5,3 9,2 14,3	5,3 9,2 28,6	5,3 9,2 42,6	5,3 9,2	5,3 9,2 —
Моноклинный угол	$\beta = 97^{\circ}6'$	β=97°6′	β=97°6′	α=86° β=γ=90°	-	-
Количество образцов	2	2	1	1	1	Много

Иолиморфные модификации хлоритов (Brindley, Oughton a. Robinson, 1950)

3.

В 1937 г. нами была предложена классификация глинистых гидросиликатов, в которой выделялась и обширная группа минералов, имеющих слоистые решетки и образующих магнезио-глиноземные изоморфные ряды



Фото 51. Рентгенограммы вращения хлоритов вокруг нормали к (001); для с — f показаны только центральные части диаграмм. Видны отличия в строении и интенсивности первых от центра рядов отражений, характеризующих различные полиморфные модификации хлоритов; вторые линии рефлексов одинаковы у всех хлоритов.

а — полностью упорядоченная однослойная структура, пространственная группа С 1; b — полностью беспорядочная структура; с — упорядоченная структура, однослойная, простр. гр. С $\frac{2}{m}$; d — то же, двухслойная; простр. гр. С1; е—то же, трехслойная, простр. гр. С 1: f — частично упорядоченная структура (Brindley, Oughton a. Robinson, 1950).



Фиг. 38. Диаграмма, показывающая три расположения (L, M, N) кремнекислородных листов в отдельных слюдоподобных слоях хлоритов в проекции на *ab*-плоскость (вверху) и на *bc*-плоскость (внизу).

На ад-проекциях оконтурены элементарные ячейки и в одном случае показаны возможные направления (a_1, a_2, a_3) смещений соседных (верхнего и нижнего) кремнекислородных листов в индивидуал. ных слюдоподобных слоях (по Бриндлею, Сугтону и Робинсону, 1950).

с эквивалентными замещениями типа Al₂--Mg₃. Одним из них, в частности, был ряд серпентин — каолинит. Помимо химического сходства крайних членов этого ряда, выделение его имело основания в общих рентгено-структурных исследованиях слюд и слюдоподобных минералов Паулинга (Pauling, 1930) и др. Однако при общераспространенном сейчас мнении о разноструктурности серпентина (пространственная группа C³₂) и каолинита (C⁴₅), соединение, по своему составу аналогичное каолиниту и изоструктурное серпентину, мы назвали «паракаолинитом» (Сердюченко, 1945).

Шибольд (1933), рассматривая участвующие в построении хлоритов молекулы Mg₈ (OH)₈Si₄O₁₀ и Al₄(OH)₈Si₄O₁₀, отметил, что «первая формула отвечает хорошо известной серпентиновой молекуле, а вторая... в чистом виде в природе, повидимому, не встречается, но лишь в изоморфной смеси с серпентиновой молекулой».

Паулинг (Pauling, 1930) считал, что каолинитовая структура с большим количеством Mg взамен Al невозможна, так как магнезиальные октаэдрические слои должны быть велики ($R_i = 0.75$ Å у Mg и 0.57 Å у Al) для послойно связанных с ними (SiO₄)-тетраэдрических слоев и вызвали бы разрыв и скручивание решетки. Очевидно, что в связи с этим, по его мнению, не известны магнезиальные каолиниты, но значительное развитие имеют замещения Al—Mg в серпентиновых минералах. Для «амезитов» и некоторых «кронштедтитов», где в тетраэдрических слоях имеется замещение Al \rightarrow Si и происходит от этого ($R_i = 0.41$ Å у Si) увеличение их . размеров, становится возможной и каолинитовая структура.

При минералого-геохимических исследованиях серпентинитов северного Кавказа и генетически связанных с ними минеральных образований нами (Сердюченко, 1945) были обнаружены минералы, по своему химическому составу промежуточные между серпентином и паракаолинитом. Ревизия литературных данных позволила установить под различными названиями еще несколько минералов, относящихся к этому же изоморфному ряду.

Действительно, все они (см. стр. 248) в изоморфном ряду серпентин паракаолинит расположены гораздо ближе к серпентину, чем к его алюминиевому аналогу. В связи с вопросом об изоморфизме между каолинитом и серпентином отметим, что и до настоящего времени в вопросе о кристаллической структуре каолинита, с одной стороны, и серпентина — с другой, о наличии изоструктурного серпентину алюминиевого его аналога нет полной ясности и единой точки зрения. Пространственная группа С каолинита и размеры его моноклинной ячейки (a_0 5,14; b_0 8,90; c_0 14,51 Å; $\beta = 100°12$) в последнее время (1949 г.) оспариваются и уточняются Бриндлеем и Робинсоном, которые на основании детального исследования, получив значительное количество дополнительных интерференционных линий, пришли к выводу о триклинной сингонии каолинита, элементарная ячейка которого имеет параметры: a_0 —5,14; b_0 —8,93; c_0 —7,37 Å, $\alpha = 91,8°$, $\beta = 104,5°$, $\gamma = 90°$.

После работ Паулинга и др. основная структура антигорита (тесно связанная с хлоритовой, подтвержденной экспериментальными и расчетными рентгеновскими данными) представляется состоящей из чередования трехслойных слюдоподобных (талькоподобных) листов, связанных однослойными бруситоподобными прокладками, а структура каолинита — двухслойная и состоит из полярно расположенных листов кремнекислородных тетраэдров (образующих гексагональную сетку), связанных с алюминиевыми (O, OH)-октаэдрическими слоями. Таким образом, одному четырехслойному пакету серпентина (и хлорита) соответствуют два двухслойных пакета каолинита, причем Mg₃ в одном минерале соответствует Al₂ в другом.

На фиг. 33 показана схема возможных комбинаций структурных слоев типа талька, брусита, каолинита, различно ориентированных и неодина-

ково расположенных друг относительно друга. Из этих возможных комбинаций Паулингом (Pauling, 1930) и Макмэрчи (McMurchy, 1934) было взято сочетание структурных слоев, соответствующее строению природных (наиболее распространенных, хорошо раскристаллизованных) хлоритов. Однако дальнейшие (отмеченные выше), более детальные исследования показывают на более сложную и разнообразную систему сочетания структурных слоев у природных хлоритов, на многообразие полиморфных образований у этой минеральной группы. Можно предполагать, что будут найдены более широкие структурные связи и переходы (в зависимости от состава и генезиса) между серпентино-хлоритовыми минералами и минералами каолинитовой группы, между их полиморфными разностями, имеющими однотипную структурную химическую формулу.



Фиг. 39. Каолиноподобная слоистая структура хризотила (по Ареджу, 1945).

Налево: Si₄O₁₀ — слои, состоящие из кремнекислородных тетраэдров (SiO₄), образующих гексагонал ную сетку. Атомы Si в центрах этих тетраэдров не показаны. Двойные крунки показывают положение гидроксилов в плоскости кислородных ионов, проходящей через вершины тетраэдров. Посредине: проекция бруситоподобного слоя. Ионы магния (черные точки) расположены в октаэдрических полостях между двумя близко примыкающими гексагонал ными слоями — (OH₄) (простые крупные кружки) и O₄(OH)₂. Направо: схема последователности атомных слоев, расположеных поларно.₃

В связи с изложенным выше интересно отметить, что Ареджа (Aruja, 1945), в результате специальных рентгеновских исследований антигорита из Новой Зеландии способом вращения, а также способами Дебая и Лауэ, пришел к выводу, что элементарные ячейки антигорита и хризотила (различные по размерам) имеют одну и ту же структуру и пространственную группу $C_{2h}^3 = C \frac{2}{m}$, причем серпентиновые минералы обнаруживают и о л я р н о е (подчеркнуто нами. — Д. С.) расположение (фиг. 39) каолиноподобных листов из атомных слоев, т. е.:

$$O_6 - Si_4 - O_4 (OH)_2 - Mg_6 - (OH)_6 \dots O_6 - \dots (Sp);$$

$$O_6 - Si_4 - O_4 (OH)_2 - Al_4 - (OH)_6 \dots O_6 - \dots (Kln).$$

Мидглей (Midgley, 1951) в результате термического, химического и рентгеновского исследования серпентина из Корнуэлла пришел также к выводу, что минерал этот является, повидимому, магнезиальным аналогом каолинита (см. табл. 756).

Если это так, явления изоморфизма (Al₂—Mg₃) между серпентином (определенной структурной модификации) и каолинитом (диккитом?) получают простое и закономерное объяснение; при этом сохраняет силу мнение о больших возможностях для гетеровалентных замещений (Mg₃—Al₂) в октаэдрических листах при различных заменах Al_{IV}—Si в тетраэдриче. ских группировках.

Таким образом, среди серпентино-хлоритовых минералов возможны различные полиморфные разновидности, имеющие однотипный химический состав и структурную формулу, а также очень близкие по размерам элементарные ячейки. Структурные слои этих минералов то располагаются по типу типичных хлоритов (один четырехслойный пакет по высоте ячейки равен ≈ 14 Å) или по типу каолинита (два двухслойных пакета по высоте ячейки равны ≈ 14 Å), то слоистые элементы обоих этих типов смешиваются между собою (см. стр. 205, 213 и др.), то возникают более сложные многослойные структуры с высотой ячеек 28 Å, 42 Å и др. (т. е. с высотой, кратной высоте основной структуры).

Структурное разнообразие хлоритов увеличивается и усложняется еще в связи с тем, что соседние структурные пакеты не только смещены друг относительно друга на $\frac{1}{3}$ a_0 (условие моноклинической сингонии), но нередко вдоль оси *b* на $\frac{1}{3}$ b_0 или на $\frac{2}{3}$ b_0 смещаются соседние пакеты целиком или в одном и том же пакете так смещаются относительно друг друга верхний и нижний кремнекислородные слои; в ряде случаев хлоритовая структура приходит к полной деградации и наблюдается только сочетание двухмерных «хлоритовых» пластинок.

4

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал говорит о том, что элементы каолинитовой структуры наиболее ясно проявляются у хлоритов со значительным или высоким содержанием Al в тетраэдрических слоях решетки. Это относится прежде всего к амезиту (из Честера, Массачузетс), в котором Si наполовину замещен Al_{IV} в тетраэдрических слоях. Характер его порошковой рентгенограммы явно отличается от рентгенограмм других (типичных) хлоритов, и это заставило Макмэрчи (McMurchy, 1934) сделать вывод о различных структурах у хлоритов («ортохлоритов») и у амезита.

На табл. 41 (стр. 131) видно, что дебаеграмма амезита (7) из Честера существенно отличается от снятых тем же исследователем и в совершенно одинаковых условиях порошкограмм типичных хлоритов (1—6) гидротермального происхождения. В частности, интерференционные линии амезита: 4,529; 3,83; 3,469; 2,315; 1,920; 1,748; 1,596 и 1,456, обычно отсутствуют и у хлоритов и у серпентиновых минералов, но большинство именно этих линий свойственно минералам каолинитовой группы (каолиниту, диккиту) (см. табл. 75а, стр. 216).

Госснер (Gossner, 1935) при химическом и рентгеновском изучении кронштедтита из Ки́шбаньи также обнаружил отличие его структуры от таковой у нормальных хлоритов, а Хендрикс (Hendricks, 1939) произвел специальное рентгеновское исследование кронштедтита из Корнуэлла и пришел к выводу, что этот минерал с эмпирической формулой 2FeO · Fe₂O₃ · $SiO_2 \cdot 2H_2O$ в своих тетраэдрических структурных слоях имеет Fe⁻⁻⁻, замещающее половину ионов Si, т. е. состав тетраэдров — Si₂Fe₂⁻⁻⁻O₁₀. При этом структурные отличия кронштедтита от обычных хлоритов, по Хендриксу, связаны с тем, что у кронштедтита структурные Si₂O₅-слои расположены полярно и чередуются со слоями бруситного типа, т. е. этот кронштедтит имеет каолинитовый структурный характер.

Грунер (Gruner, 1944) методом вращения в рентгеновских лучах изучил тонкую пластинку (по спайности) амезита из Честера. Для установления у этого минерала хлоритовой или каолинитовой структуры он, кроме того, методом вращения исследовал и корундофиллит из Честера же, а также использовал и тщательно изучил данные порошковых рентгенограмм, полученные для хлоритов Макмэрчи и Баннистером.

Исключая из рассмотрения серпентиновые структуры, описанные Уорреном и Брэггом (Warren a. Bragg, 1931), Грунер рассмотрел для амезита три возможные структуры: а) собственно хлоритовую, б) собственно каолинитовую с полярным расположением структурных слоев и в) структуру каолинитовых слоев, повернутых попарно «лицом друг к другу» (т. е. на 180° относительно друг друга).

Теоретические интенсивности плоскостных отражений (рефлексов) автор рассчитывал, исходя из химического состава амезита и предполагаемых структур, и сопоставлял с наблюденными интенсивностями амезита и корундофиллита (табл. 73).

Таблица 73

Теоретические и наблюдснные относительные интенсивности плоскостных рефлексов амезита

002	004	0 06	008	0010	0012	0014	0016	0018	0020	0022	0024	0026	0028	0030	0032	Порядок
0	74	0	82	0	22	0	3	0	13	0	17	0	14	0	15	Теоретическая каоли- нитовая структура с амезитовым со- ставом
0	64	8	80+	6	24	Оч. слаб.	8	0	16	0	24	0	24	0	24	Наблюдаемый амезит
7	43	51	53	18	3	10	0	1	13	0	15	0	16	0	9	Теоретическая хлори- товая структура с амезитовым со- ставом
13	54	48	80	40	0	20	0	0	20	0	20	0	26	;	;	Наблюдаемый корундофиллит
2	58	12	59	18	7	1	1	7	0	12	15	0	9	7	0	Теоретические каоли- нитовые слои с аме- зитовым составом, лицом друг к дру- гу

(Gruner, 1944; Fe и Cu излучение, 2R камеры = 57,3 мм)

Данные этой таблицы показывают, что амезит не может иметь структуры каолинитовых слоев, обращенных навстречу друг другу (ср. 0018, 0022, 0030, 0032); для него невозможна также и собственно хлоритовая структура (ср. 002, 0012, 006, 0010, 0014). Только каолинитовая структура хорошо соответствует амезиту, за исключением рефлексов 006 — 0010. Решетка такого типа не известна среди порошковых рентгенограмм, но ее нельзя объяснить и тончайшими прорастаниями хлоритом собственно амезита, так как у ряда исследованных образцов интенсивности были одинаковы и оптические константы тоже постоянны. Кроме того, элементарные ячейки амезита и корундофиллита (или других хлоритов) настолько различны по величине, что механическая смесь их была бы легко обнаружена (см. табл. 74).

Амезит имеет структуру, более близкую каолиниту, чем хлориту. Она отличается от истинно каолинитовой структуры тем, что в ней хлорито-

вые элементы вслаиваются в преобладающие каолинитовые структурные элементы¹.

Таблица 74

Минералы	C ₀	a,	Ð,
Лейхтенбергит, Филипсбург. Шериданит, Монтана Хлорит, Бурра-Бурра Прохлориг, Трамбулл Хлорит, Боливия Корундофиллит, Честер	14,21 14,20 14,18 14,14 14,12 14,12	5,30 5,32 5,32 5,35 5,35 5,37 5,35	9,19 9,21 9,21 9,27 9,30 9,26
Каолинит, Бруклин Амезит, Честер Кронштедтит, Корнуэлл	14,28 14,03 14,16	5,14 5,30 5,48	8,90 9,20 9,49

Размеры (в Å) решеток в хлоритовых и каолинитовых структурах (по Грунеру)

5

Донбассит (α-хлоритит) из Нагольной Тарасовки (Донбасс), в котором четвертая часть мест кремния в тетраэдрических слоях занята Al_{IV}, а двухвалентные ионы в октаэдрах полностью вытеснены Al_{VI} (Al₂ → Mg₃), по исследованиям Е. К. Лазаренко (1950), обнаруживает оптическую близость к типичным хлоритам; термически он также ближе к хлоритам,

Следует отметить, однако, что мнение Грунера о каолинитовой в основном природе амезита оспаривается Орселем, Кайер и Хенэном (Orcel, Caillère et Hènin, 1950). Эти авторы для многих типичных хлоритов, а также для амезита из Честера получили порошковые рентгенограммы натуральных минералов и прокаленных при 600°. При этом едва заметные интерференционные линии $d_{(001)} \approx 14$ Å у натуральных хлоритов (и у честерского амезита) после прокаливания стали гораздо более интенсивными, но линии более высоких порядков ослабели или исчезли совсем. Такие же опыты с каолинитовыми минералами (в том числе и с кронштедтитом из Корнуэлла), дающими главное базисное расстояние в 7Å, показали после прокаливания полное разрупение решетки. Все это дало основание Орселю и др. считать, что амезит из Честера — нормальный, хороший хлорит.

Бриндли, Оугтон и Юэлл (Brindley, Oughton and Youell, 1951) исследовали единичные кристаллы амезита при помощи рентгенограмм вращения и пришли к выводу, что каолинитовый тип их слоистой структуры подтверждается. Порошковыми рентгенограммами при этом устанавливается, что с амезитом здесь тесно ассоциирует хлорит, но оба минерала при нагревании образдов до 1000° ведут себя независимо друг от друга. В частности, при нагревании исходного материала до 550° хлорит переходит в химически неустойчивое состояние и легко растворяется кислотой, а амезит разлагается при нагревании около 600°, как и другие минералы со структурой каолинитового типа. При температуре 900° и более высокой среди продуктов разложения обнаруживается шиинель.

Авторы пришли к выводу, что два компонента (амезит и хлорит) образуют скорее всего тончайшую смесь, а не межслоистую систему (структуру переслаивания), как это принимает Грунер (Gruner, 1944).

¹ Грунер считает, что при возрастании роли Al или Fe[…] в тетраэдрах тальковых структурных слоев по требованию соразмерности должно возрастать соответственно и количество Al в бруситных прокладках между ними. Другими словами, если бы амезит имел хлоритовую структуру, все ионы Al, не замещающие Si, должны были бы при этом концентрироваться в бруситных слоях, а три четверти двухвалентных ионов в октаэдрах тальковых слоев. Это размещение двух- и трехвалентных ионов в отдельных структурных слоях является по автору, причиной неустойчивости структуры. Каолинитовая структура не подвержена этой неустойчивости, так как она обладает только одним типом октаэдрических слоев, в которых размещены все эти разновалентные ионы.

чем к каолиниту. Исследование порошковых рентгенограмм этого минерал а и хлоритов (прохлорита из Нагольного кряжа и корундофиллита с Урала. см. табл. 75а) также каолинита, диккита и накрита привело Лазаренко к выводу, что дебаеграмма донбассита хотя и показывает ряд линий. близких к диккиту и прохлориту, но отличается от дебаеграмм того минерала. «Проведенные исследования другого показывают. и что донбасситы являются переходными образованиями ОТ хлоритов каолинитом каолиниту. стоящими между и гипотетическим к Al_{2,33} (OH)₄ ÅlSiO₅», т. e. минералом состава чисто глиноземным амезитом.

Изучение табл. 75а действительно показывает, что несколько интерференционных линий (2,335; 1,979; 1,378) донбассита имеются у каолинита (и диккита), но отсутствуют у двух помещенных для сравнения хлоритов. Отличия дебаеграммы α -хлоритита от дебаеграмм типичных хлоритов уменьшаются, но не исчезают, если к сравнению привлечь хлориты (кроме амезита), снятые Макмэрчи (McMurchy, 1934) в таких же (2R = 57,3 мм) камерах и тоже при железном излучении. Так, линия донбассита 2,335 (7) соответствует у хлоритов Макмэрчи линии 2,370 (1—4) и 2,34 (10) у каолинита и диккита, линия донбассита 1,979 (5) — линии 1,999 (6—9) у хлоритов и 1,995 (4) и 1,998 (8) у каолинита и диккита; линия 1,378 (1) — линии 1,384 (8—9) у хлоритов и 1,368 (2) и 1,379 (2) у каолинита и диккита. По своей интенсивности (см. цифры в скобках) интерференционные линии эти ближе к каолиниту и диккиту, чем к хлоритам.

Таким образом, у донбассита ясно, но несколько слабее, чем у амезита (Честер), выражены каолинитовые структурные черты. Донбассит в основном сохраняет свою хлоритовую природу, уклоняясь от основного структурного типа хлоритов, главным образом вследствие особенностей (α-хлоритит!) своего химического состава.

6

Для некоторых осадочно-метасоматических и хемогенно-осадочных хлоритов р. Малки мы показали (гл. 6, табл. 39а), что их порошковые рентгенограммы близки, почти аналогичны каолинитовым; в частности, дебаеграмма осадочного хлорита 993 тождественна с каолинитовой как по межплоскостным расстояниям и интенсивности интерференционных линий, так и по общему облику рентгенограммы.

Рассчитанная нами структурная формула серпентинового минерала из Корнуэлла (см. стр. 219): Si_{4,05} (Al_{0,24} Fe_{0,03} Mg_{5,46})^{5,73} (OH)_{7,80} O_{10,10} показывает, что здесь часть магнезии в октаэдрических слоях серпентина изоморфно замещена полуторными окислами (R₂[°] O₃ \rightarrow 3MgO), а самый минерал относится к изоморфному ряду серпентин — паракаолинит (см. стр. 248). У серпентина из Корнуэлла Ng = 1,555; Np = 1,545; 2V = -0°; имеются две эндотермические остановки при 550-650° и 675-700° и острый экзотермический пик при 800-820°.

По данным автора, элементарная ячейка минерала имеет: $a_0 - 5,29$ Å, $b_0 - 9,18$ Å, $c_0 - 7,45$ Å, $\beta = 91,4^\circ$; пространственная группа симметрии Сm, C2 или C $\frac{2}{m}$. Приведенные константы ячейки близко соответствуют выводам Ареджа (Aruja, 1945), по которому:

	<i>a</i> ₀	<i>b</i> o .	°° ,	β
у антигорита	43,39A	9,238Å	7,265A	91,4°
у хризотила	5,32 »	9,20 »	14,62 »	93,2°

Хесс, Смит и Дэнго (Hess, Smith a. Dengo, 1952) описали антигорит из Венецуэлы, который они, необоснованно игнорируя содержащиеся в минерале полуторные окислы, относят к «особой» разновидности серпентиновых минералов с формулой: Mg₇Si₅O₁₃(OH)₈ · nH₂O.

ep ģ .	Каоли	НИТ	Ha	крит	Ди	ккит	Амезит	-
Na RH1 JURH1	ď _{hkl}	I	d _{hkl}	I	đ _{hkl}	I	dhki	-
$\begin{array}{c} 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 0 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 0 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1$	- 7,186 4,410 4,188 3,897 3,588 3,408 3,082 2,567 2,409 2,370 2,341 2,300 2,195 1,9940 1,894 1,839 1,788 1,663 1,539 1,488 1,451 1,368 1,339 1,368 1,339 1,264 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,245 1,267	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} - \\ 7,142 \\ - \\ 4,421 \\ 4,157 \\ 3,585 \\ 3,362 \\ 3,053 \\ - \\ 2,525 \\ 2,424 \\ 2,310 \\ - \\ 2,103 \\ 1,980 \\ - \\ 1,796 \\ 1,732 \\ 1,670 \\ 1,619 \\ - \\ - \\ 1,483 \\ 1,454 \\ - \\ 1,370 \\ - \\ 1,282 \\ 1,262 \\ 1,231 \\ 1,210 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ $	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{c} -\\ 7,171\\ -\\ 4,468\\ 4,183\\ 3,810\\ 3,592\\ 3,470\\ 3,283\\ 3,129\\ 2,965\\ 2,818\\ 2,589\\ 2,534\\ 2,396\\ 2,345\\ 2,234\\ 2,119\\ 1,988\\ 1,910\\ 1,877\\ 1,797\\ 1,666\\ -\\ 1,563\\ 1,497\\ 1,463\\ 1,400\\ 1,379\\ 1,322\\ 1,256\\ $	8 44402232477770328257 0 7 753420 3224 6 33556	- $ -$	

Сравнение дебаеграмм амезита и донбассита (а-хлоритита) с рентгено

Амезит (Честер) — по Макмэрчи, 1934; каолинит, накрит и диккит — по Г. А. Ковалеву, 2R = 57,3 мм, d = 0,4 мм, излучение железное).

•

В действительности же антигорит этот, имеющий обычные характеристики — оптическую, термическую и рентгеновскую, имеет нормальный химический состав с небольшим лишь эквивалентным замещением $R_2^{...} \rightarrow R_3^{...}$ в октаэдрических структурных слоях (см. табл. 75в, анал. 2).

Таблица 75а

честер	Донбассит (а	-хлоритит)	Прохлори	г, Донбасс	Корундофиллит, Урал		
Ι	dhkl	I	d _{hkl}	I	d _{hkl}	I	
$ \begin{array}{c} $	7,080 $4,724$ $ 3,536$ $ 3,006$ $2,834$ $2,586$ $2,528$ $2,335$ $2,029$ $1,979$ $ 1,717$ $1,648$ $ 1,552$ $1,500$ $ 1,378$ $1,309$ $ -$	4 8 7 1 1 5 5 5 7 4 5 7 4 5 7 3 6 7 1 4 7 1 5 7 1 7 1 7 1 7 1 7 1 7 1 7 1 7 1 7	-7,050 -4,682 - - -3,536 - -2,589 2,466 2,397 2,272 2,013 - 1,892 1,822 - 1,556 1,531 - 1,424 1,392 1,333 - - 1,201 1,180 - - 1,132 1,020 -	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	- - - - - - - -	10 5 6 6 4 46 33 1 233 443	

граммами типичных хлоритов и минералов каолинитовой группы

1947; донбассит, прохлорит, корундофиллит — по Е. К. Лязаренко (съемка Я. Л. Гиллера.

.

Высчитанная нами его структурная формула имеет обычный серпентино-хлоритовый облик: Si₄[R_{0,17}^{5,87} (OH)_{6,60} O_{10.70}.

Таблица 756

№ интерф.	1		2			
линин	d _{khl}	I	d _{hkl}	I		
$\begin{array}{c} 1\\ 2\\ 3\\ 4\\ 5\\ 6\\ 7\\ 8\\ 9\\ 10\\ 11\\ 12\\ 13\\ 14\\ 15\\ 16\\ 17\\ 18\\ 19\\ 20\\ 12\\ 23\\ 24\\ 25\\ 26\\ 27\\ 28\\ 29\\ 30\\ 31\\ 32\\ 33\\ 34\\ 35\\ 36\\ 7\\ 38\\ 39\\ 40\\ 41\\ 42\\ 43\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 7,51\\ 5,20\\ 4,59\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	$\begin{array}{c} 10\\ \frac{1}{2}\\ \overline{5}\\ \overline{1}/2\\ 10\\ 3\\ 1\\ 1\\ 1\\ 1\\ 1\\ 2\\ 5\\ \overline{5}\\ 1\\ 1\\ 1\\ 1\\ 2\\ 5\\ 5\\ 1\\ 1\\ 1\\ 2\\ 5\\ 5\\ 1\\ 1\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 1\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\ 2\\$	$\begin{array}{c} 7,04 \\ 4,66 \\ 4,57 \\ 4,27 \\ 3,891 \\ 3,513 \\ \hline \\ 2,673 \\ \hline \\ 2,514 \\ 2,399 \\ 2,332 \\ 2,269 \\ 2,137 \\ 2,007 \\ 1,890 \\ \hline \\ 1,765 \\ \hline \\ 1,552 \\ 1,518 \\ 1,470 \\ 1,422 \\ 1,404 \\ 1,358 \\ 1,344 \\ 1,323 \\ \hline \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ $	$ \begin{array}{c} 10 \\ -2 \\ 2 \\ 1/_{2} \\ 1 \\ 10 \\ -4 \\ -9 \\ 4 \\ -9 \\ 4 \\ 1/_{2} \\ 1/_{2} \\ -6 \\ 1 \\ 1 \\ -7 \\ 3 \\ 1 \\ -1 \\ -7 \\ 3 \\ 1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 $		

Межплоскостные расстояния (в Å) у гидротермального серпензина и у осадочного хлорита, имеющих в основном каолиноподобную структуру

1— серпентиновый минерал пз Корнуэлла (Midgley, 1951); ивлучение медное, 2R = 100 мм (см. табл. 75в, анал. 1); 2— хлоритовый минерал («шамозит») из Айршира (Brindley,1951); излучение кобальтовое, 2R = 100 мм(см. гл. 17, анализ 160).

7

Таким образом, рассмотрение имеющихся в настоящее время материалов о строении хлоритовых минералов показывает, что не все еще вопросы здесь разъяснены до конца, что у отдельных минералогов и рентгенологов имеются по ряду пунктов не совпадающие или даже противоречивые точки зрения.

^г Однако не подлежит сомнению выявленный уже характер основной хлоритовой структуры, в пределах которой происходят многообразные изоморфные замещения. Они с одной стороны весьма постепенны и обусловливают почти непрерывность в изоморфных рядах природных хлоритов, а с другой — составы крайних членов какого-либо изоморфного ряда резко отличаются друг от друга и кажутся даже несопоставимыми между собою.

Таблица 75в

Химический состав некоторых антигоритов

(B % Bec.)

	Компоненты						1	2		
$\begin{array}{c} \text{SiO}_{2} \\ \text{FiO}_{2} \\ \text{Al}_{2}\text{O}_{3} \\ \text{Fe}_{2}\text{O}_{3} \\ \text{FeO} \\ \text{MnO} \\ \text{MnO} \\ \text{NiO} \\ \text{MgO} \\ \text{CaO} \\ \text{Na}_{2}\text{O} \\ \text{H}_{2}\text{O} \\ \text{H}_{2}\text{O} \end{array}$	· · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	• • • • • • • • • • • •	44,49 0,03 2,26 0,48 40,27 0,03 12,80 	$\begin{array}{c} 43,60\\ 0,01\\ 1,03\\ 0,90\\ 0,02\\ 0,81\\ 0,04\\ 0,16\\ 41,00\\ 0,05\\ 0,01\\ 0,03\\ 12,18\\ 0,08\end{array}$
C 3	мм	a			•				100,36	99,92

1. Серпентиновый минерал из Корнуэлла (Midgley, 1951); 2. Антигорит из Каракаса, Венецуэла (Hess, Smith a. Dengo, 1952)

Наряду с этим развитые у хлоритов полиморфные модификации, различные относительные смещения структурных слоев, вплоть до их полной беспорядочности, создают многообразие и существенные различия в облике порошковых рентгенограмм, рентгенодиаграмм вращения и др., которые не находят объяснения в химическом составе минералов. Как можно заключить из рассмотрения (гл. 15) рентгеноструктурных, термических, оптических и химических отношений между хлоритами, серпентинами и каолиновыми минералами, безусловно имеют место изоструктурность и изоморфизм между многими серпентинами и хлоритами, а также между некоторыми сильноглиноземными (и сильножелезистыми) хлоритами и каолиновыми минералами, между некоторыми серпентинами и каолиновыми минералами, между некоторыми серпентинами и каолиновыми минералами, между некоторыми серпентинами и каолинитом.

Все это показывает, что полиморфизм у хлоритов (и серпентинов) проявляется не только в сдвигах и в различной упорядоченности одинаково ориентированных и однотипных структурных слоев, но, повидимому, и в разной ориентировке («лицом к лицу», полярно и т. д.) однотипных слоев и даже в наличии структурных слоев различного типа, но суммарно равновеликих и состоящих из одинакового числа тех же самых ионов (см. фиг. 33). Последнее обстоятельство и позволяет объединить все хлоритовые минералы в химическом (и кристаллохимическом) отношении, хотя среди них имеются различные полиморфные модификации.

V. Количество катионов и анионов в кристаллической ячейке хлоратов. Изоморфные замещения в решетках хлоритовых минералов

1

Единичная кристаллическая ячейка хлоритов содержит четыре «молекулы», которые обозначены структурной формулой Паулинга: $Y_m x_4 O_{10}(OH)_8$ при $4 \ll m \ll 6$.

Если даже все катионы шестерной координации представлены двухвалентными элементами, их количество в октаэдрических слоях, согласно формуле Паулинга, равно шести, а общее содержание катионов в ячейке хлоритов будет равно десяти.

Однако выполненные нами исследования многих природных хлоритов и детальное рассмотрение многочисленных (оригинальных и литературных) материалов и анализов хлоритов позволило нам (1948) внести существенные уточнения в формулу Паулинга и в соответствующие ей представления о химической конституции хлоритовых минералов.

Широкие по диапазону и разнообразные по своему характеру изоморфные замещения в пределах хлоритовой структуры могут объяснить всё действительное разнообразие химического состава этих минералов.

Эти замещения, оказывается, могут происходить, и в природных хлоритах происходят в тетраэдрических и в октаэдрических слоях решеток, и отнюдь не сбязательно сопряженно, по типу AlAl—MgSi. Независимые эквивалентные замещения (Al, Fe, Cr)₂^{••} — (Mg, Fe, Ni, Mn)₃^{••} в октаэдрических слоях при разных составах алюмо(ферри)-кремнекислородных тетраэдров создают все существующие химические типы природных хлоритов (включая и так называемые «лептохлориты»).

Для объяснения электростатического равновесия в слоистой решетке хлоритов и связи между смежными структурными слоями совсем не обязательно одновременное замещение Si на Al в тетраэдрическом слое и Mg на Al в октаэдрическом. Помимо вандерваальсовых остаточных сил (как в серпентине), электростатическая связь слоев в решетке хлоритов осуществляется за счет суммарного (+)-заряда катионных групп, независимо от их состава, который может меняться в широких пределах.

Мы рассмотрели химические составы хлоритов, использовав для этого сводку Орселя, где приведено около 230 анализов, выполненных до 1927 г., а также собрав более 200 анализов, разбросанных в минералогической литературе последних двадцати пяти лет. Наиболее надежные анализы, выполненные главным образом в течение последних сорока лет, мы систематизировали в таблицах (гл. 17).

Приняв в качестве параметров молекулярные отношения R"O/SiO₂ и R₂ O₃/SiO₂, мы нанесли на диаграмму линию Sp — At, соответствующую «ортохлоритовому ряду», а также точки состава всех рассчитанных нами анализов (более 400) хлоритов.

При этом оказалось (фиг. 4), что точки состава хлоритов лежат: а) в непосредственной близости или на самой линии Sp—At, б) ниже и весьма низко от этой «ортохлоритовой» линии, в) выше этой линии.

Как уже было отмечено, искусственными пересчетами нельзя (да и нет к этому оснований) совместить точки состава, удаленные от линии Sp—At, с этой последней, а кроме того, рентгеновская структура «ортохлоритов» не отличается от структуры хлоритов, расположенных на диаграмме вне линии Sp—At. Таким образом, «ортохлориты» являются частью большой группы хлоритовых минералов, подчиняясь не своим особым, а общим для всей группы закономерностям состава и структуры.

Рассмотрение многочисленных химических анализов хлоритов и рассчитанных нами их структурных формул показало сильные колебания в составе как тетраэдрических, так и октаэдрических слоев. В тетраэдрических слоях количество ионов Si колеблется от четырех почти до двух, причем места кремния замещаются здесь главным образом Al и реже Fe^{**}, которое, однако, в ряде случаев играет в этом замещении существенную роль. В очень редких, единичных случаях в построении тетраэдрических слоев, повидимому, принимает участие и Cr.

Эти замещения в кремнекислородных листах хлоритов аналогичны таким же замещениям у слюд, глинистых силикатов и др.

В октаэдрических слоях хлоритов количество катионов шестерной координации также сильно колеблется. Во многих случаях оно равно или очень близко шести — для минералов, состав которых соответствует «ортохлоритам». Очень часто количество это значительно меньше шести, уменьшаясь и приближаясь к четырем по мере удаления точек состава хлоритов вниз от линии Sp—At на диаграмме, фиг. 26. Однако, вопреки формуле Паулинга, число октаэдрических катионов превышает четыре единицы даже в тех случаях, когда все позиции в октаэдрических слоях заняты R[™]. Величина этого превышения тем больше, чем в большей степени Al замещает Si в тетраэдрических слоях кристаллической решетки.

Количество катионов шестерной координации для всех хлоритов, точки состава которых на нашей диаграмме (фиг. 29) лежат выше линия Sp—At, превышает шесть единиц. Минералы с Y > 6 тщательно были отобраны для анализа и описаны в работах Шаннона (Shannon, 1921), Opceля (Orcel, 1927), Сердюченко (1935), Халлимонда (Hallimond, 1939), Грунера (Gruner, 1944) и др. Это превышение тем значительное, чем больше в составе октаздрических слоев катионов типа R^{°°} и чем в большей степени Al(Fe^{°°}) замещает Si в тетраэдрических слоях.

При постоянстве суммы отрицательных зарядов (валентностей) почти илотной шаровой гидроксил-кислородной упаковки (основы) в решетке хлоритов — естественно, что уменьшение в их тетраэдрических слоях количества Si сопровождается увеличением числа или валентности катионов шестерной координации, так что в решетке полностью компенсируется недостаток положительных зарядов, вызванный заменой части Si на R^{...}. Только при Si = 4 в тетраэдрическом слое (т. е. для изоморфного ряда серпентин — паракаолинит) чисто магнезиальный минерал будет иметь Y = 6, а чисто глиноземный — Y = 4. Во всех же случаях вхождения R^{...} в тетраэдрические слои количества октаэдрических катионов будут превышать шесть (если все катионы—R^{...}) и четыре (если все катионы—R^{...}).

Различный состав тетраэдрических слоев в химическом отношении может послужить основанием для разделения единой группы хлоритов на многочисленные хлоритовые ряды. Такое расчленение хлоритов по значению Si_{IV}, т. е. по составу анионных слоев их кристаллических решеток, некоторым образом соответствует разделению хлоритов В. И. Вернадским на производные многих «хлоритовых кислот», имеющих различные «ангидриды».

Различная количественная роль Si в тетраэдрических листах закономерно отражается на изменении физических свойств хлоритов (светопреломление, плавкость, кислотоустойчивость, удельный вес), в частности она вызывает изменение размера единичной ячейки по оси с. Кроме того, состав тетраэдрических слоев, как это показано нами в предыдущих главах и в последующем изложении, наиболее постоянен в определенной генетической обстановке по сравнению с составом (гораздо более изменчивым) октаэдрических групп. Это обстоятельство, особо отмеченное нами в гл. 3, показывает, что величина Si_{IV} имеет геологический и генетический смысл и, повидимому, может быть использована (вместе с другими геологическими и геохимическими данными) для целей корреляции и при решении металлогенических вопросов. Напомним также (см. стр. 193), что тетраэдрические слои хлоритов, сравнительно со слоями октаэдрическими, более устойчивы по отношению к кислотам и природным агентам выветривания.

Каждому тетраэдрическому слою определенного состава соответствует более или менее значительная группа хлоритов, отличающихся друг от друга по составу октаэдрических слоев. В каждом таком хлоритовом ряду изменения в содержании R^{III} - и R^{II}-ионов шестерной координации от минерала к минералу закономерно связаны с изоморфными замещениями типа R^{III}₃ — R^{III}₂, подобно тому как это показано нами в слюдах (1948), монтмориллонитах (1947), палыгорскитах (1937) и др.

Мы сгруппировали в отдельные изоморфные ряды хлориты с одинаковым или близким составом тетраэдрических слоев. Из таблиц (гл. 17) легко видеть разнообразный химический характер и весьма широкий диапазон изоморфных замещений в минералах хлоритовой группы. В октаэдрических слоях уменьшение ионов R^{⁻⁻} на A единиц вызывает одновременное (компенсационное) увеличение в этом же минерале R^{⁻⁻} на 1,5 A единиц и наоборот. Изоморфизм типа R⁻⁻₃ — R⁻⁻₂ (R⁻⁻₂ O₃ — 3R⁻⁻O) в октаэдрических слоях решеток хлоритов хорошо может быть показан при помощи особой диаграммы.

На этой диаграмме с параметрами R"/«Si» и R""/«Si» (где «Si» = Si + $+ Al_{IV} + Fe_{IV} = 4$) для каждого ряда хлоритов с постоянным содержанием Si в тетраэдрических слоях точки состава будут ложиться на прямой линии, отсекающей на координатных осях отрезки в отношении 6R": : 4R". От прямой серпентин—паракаолинит эти линии будут параллельно отодвигаться и на координатных осях отсекать все бо́льшие отрезки по мере уменьшения Si в тетраэдрических слоях и одновременного возрастания числа катионов шестерной координации:

(Si = 4)	6R" = $4R$ "	(Si = 2,80)	6,60R'' = 4,40R'''
(Si = 3, 5)	6,25R'' = 4,17R'''	(Si = 2,56)	$6,72R^{-} = 4,48R^{}$
(Si = 3, 1)	6,45R'' = 4,30R'''	(Si = 2,33)	$6,83R^{*} = 4,56R^{**}$

ит.д.

Выполненная нами в 1947 и 1948 гг. обработка и систематизация многочисленных химических анализов хлоритов показала, в частности, что среди них немало минералов, содержащих в своих октаэдрических пакетах более шести катионов.

Разностороннее исследование хлорита из Трамбулла позволило Грунеру (Gruner, 1944) сделать вывод о наличии в структуре этого минерала добавочного (сверх шести) октаэдрического катиона. При детальном рентгеновском исследовании «прохлорита» высчитанный по его химическому составу и размерам элементарной ячейки удельный вес оказался равным 2,812, что значительно ниже удельного веса минерала, определенного экспериментально (2,950; 2,939; 2,948). Расчет атомной структуры (по химическому анализу Шаннона, 1921) и приведение ее к фактической илотности минерала показали, что структура эта должна быть уплотнена за счет добавочного катиона.

Хлориты, имеющие в октаэдрических слоях Y > 6, обладают нормальной рентгеновской структурой. Положение этих добавочных (сверх шести) катионов в структуре хлоритов еще не вполне ясно. Возможно, что они (и прежде всего имеющие $R_i \ge 1,0$ Å, т. е. Са; мы думаем, что и К и Na) размещены в центрах гексагональных колец (SiO₄)-тетраэдров (подобно иоложению Са в маргарите) между талькоподобными и бруситоподобными слоями хлоритовой решетки.

Рассматривая этот вопрос, Н. В. Белов (1950) в своих «Очерках по структурной минералогии» пишет: «Еще Паулингом в 1930 г. было указано, что для хлорита невозможно иметь больше 6 катионов в октаэдрах, ибо закон кубической упаковки дал бы у каждого добавочного октаэдра между бруситовым слоем и слюдяным пакетом сбщую грань (основание) с Siтетраэдром. Единственное исключение — это тот октаэдр, который, подобно К-октаэдру в слюдах, упирался бы своим основанием в пустующий тетраэдр, но имел бы общие ребра с тремя Mg-октаэдрами, что невозможно по несоизмеримости K-октаэдров с Mg-, а тем более с Al-октаэдрами.

Тем не менее, в некоторой, хотя и небольшой, части хлоритов подробный анализ с учетом удельного веса (Gruner, 1944) показывает наличие еще седьмого катиона, причем таким катионом обычно является Са.

Наименее принужденным объяснением будет замена бруситового слоя на гидраргиллитовый (корундовый) и такое его небольшое смещение, чтобы в крышки пустующих октаэдров сверху и снизу упирались днища Са-октаэдров, крышки которых попадают в центры Si-колец (как в случае маргарита).

[•] Таким образом, выпавший октаэдр из бруситового слоя компенсируется двумя добавочными катионами в октаэдрах, т. е. в итоге мы имеем в формуле семь катионов».

Такие промежуточные слои в структуре хлорита с октаэдрами в трех этажах изображены на фиг. 40.

2

В соответствии с формулой хлоритов Паулинга — $Y_m x_4 O_{10}(OH)_s$, в структуре хлориторых минералов на (Si, Al)₄ в тетраэдрических слоях приходится обычно $O_{10}(OH)_8$. Если количество (OH)-групп в структуре менее восьми, этот недостаток, по данным Грунера (Gruner, 1944) и собранным нами многочисленным фактическим данным (гл. 3 и др.), эквивалентно компенсируется кислородом: O = 2OH. В результате количество анионов (O + OH) в составе хлоритовых решеток (при x = 4) может быть менее 18-ти.

Как следует из многочисленных химических анализов и рентгеновских исследований, для структуры хлоритов характерна эта группа $O_{10}(OH)_8 =$ = 14 O + 4 H₂O = 18 O + 4 H₂, обладающая 28 отрицательными зарядами (валентностями).

Однако количество конституционной воды (+H₂O) в хлоритах с одинакорым «безводным» составом колеблется; следовательно, меняется в их структурной формуле и число ОН-групп. При этом нередко имеет место недостаток +H₂O до (OH)8. По нашему мнению (Сердюченко, 1947, 1948_{1.2}), в таких случаях происходит замена О—2ОН, подобно тому (ср. Белов, 1950) как результат «выветривания» минерала наиболее наглядно и естественно может быть представлен реакцией 20H = O + H₂O. При эквивалентной замене 20Н на О, как это принимает и Грунер (Gruner, 1944), часть мест ОН в структуре хлоритов остается свободной, но число (28) зарядов (+ и —) сохраняется. Остается без изменения (равно 14) и количество О в «безводном» веществе — после исключения ⁺Н₂О. Если в составе хлоритов количество ОН-групп превышает восемь единиц, этот избыток, повидимому, соответствует наличию воды (механически связанной), выделяющейся выше 105°, но не входящей в узлы решетки. В противном случае пришлось бы допустить замену гидроксилами кислородов в SiO₄-тетраэдрах, что мало вероятно.

Если принять, что по условиям самой структуры (OH + O) > 18невозможно, а OH + O = 18 const., то это потребовало бы (при недостатке $^{+}H_{2}O$) замены гидроксилов кислородом (ион за ион) при одновременном замещении в октаэдрических слоях (для равновесия) R⁻ на R⁻⁻



Фит. 40. Аксонометрические проекции структуры хлоритов с обычным и повышенным количеством октаздрических катионов (по Н. В. Белову, 1950).

а — аксонометрия структуры хлорита с обычным (не более 6) числом октаздрических катионов; показан бруситополобный слой между двумя талькоподобными (слюдоподобными) слоями; б — аксонометрия структуры хлорита с необычным (более 6) числом октаздрических катионов; дополнительные октаздры расположены между талькоподсбными и бруситоподобными слоями; некоторые из добавочных Са октаздров опущены. (тоже ион за ион). Однако, как отмечено выше в структурных формулах и как это легко видеть из рассмотрения многочисленных химических анализов, у хлоритов исключительно широко развиты среди катионов шестерной координации эквивалентные замещения типа $Mg_3(OH)_4 - Al_4(OH)_4$ в слюдоподобных слоях и типа $6Mg(OH)_2 - 4Al(OH)_3$ в бруситоподобных, а замещение части Si на Al_{IV} компенсируется добавочными валентностями катионов или добавочными катионами в октаэдрических слоях, вне зависимости от замещений гидроокислов и кислородов.

Последнее находит подтверждение в том обстоятельстве, что анионная группа O₁₀(OH)₈ сохраняется без изменения или почти без изменения у серпентина и у подавляющего большинства хлоритов, несмотря на весьма широкие и разнообразные изоморфные замещения катионов.

С другой стороны, как справедливо отмечает Н. В. Белов ¹ (1950), трудно себе представить, чтобы, например, «бруситовая» часть хлорита могла содержать (при замещении ион за ион) какие-либо другие анионы, кроме ОН. Здесь каждый катион (Mg, Al) окружен шестью анионами ОН, а каждый анион нейтрализуется валентными связями с тремя ближайшими катионами. Если принять, что в бруситных структурных слоях кислород замещает (ион за ион) гидроксил (О — ОН), то получится, что такой анион (кислород) всегда будет компенсирован не более чем полутора валентностями (т. е. неполностью), причем и эти полторы валентности отвечают маловероятному случаю, когда все три соседних катиона—трехвалентные. Если часть этих ближайших катионов двухвалентна, то компенсация кислорода была бы при этом еще менее полной.

Для получения дополнительных доказательств существования у хлоритов замещений О — 20Н рассмотрим три природных хлорита (табл. 76, 77, 78), у которых количество октаэдрических катионов в ячейке менее шести (Y < 6), равно шести (Y = 6) и более шести (Y > 6).

Расчет количества ОН-групп в указанных минералах будем вести, исходя из валового химического состава и числа катионов.

а) Расчет количества ОН-групп у хлоритов с числом катионов менее десяти

Таблица 76

Расчет количества ОН-групп у клинохлора с р. Малки

		0	ки	слі	ai.				Bec. %	Мол. ч.	+ яоны	+ за- ряды	— ионы кислорода	+ вонр	.+ заряды	— ионы кислорода
SiO ₁ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe_2O_3 Cr ₂ O ₃ FeO MgO $+H_2O_3$ HgO		•	· · · ·	• • • • •	· • • • •	• • • • • •	• • • • •	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	29,46 0,90 17,31 8,91 0,06 20,10 12,43 7,19 3,84	491 11 170 56 4 279 308 400 —	3,2 0,1 2,2 0,7 0,0 1,8 2,0 —	12,8 0,4 6,6 2,1 0,0 3,6 4,0	12,1 5,2 OH	3,0 0,1 2,1 0,7 0,0 1,7 1,9 —	12,0 0,4 6,3 2,1 0,0 3,4 3,8 —	
	(3	 M	[M	a	•	•	•	100,20	-	10,0	29,5	29,4	9,5	28,0	28,0

(обр. С-Г-384)

¹ Имеются в виду замечания Н. В. Белова по кристаллохимическим вопросам, рассматриваемым в настоящей монографии.

Принимая (условно!), что количество катионов в ячейке этого хлорита x + Y = 4 + 6 = 10 (что соответствует «ортохлоритовому» ряду), мы производим по катионам расчет соответствующих анионов. Очевидно, что положительные заряды катионов в решетке уравновешиваются только 5 ОН и 12 О, т. е. ОН + О = 17 (а не 18!). Следовательно, явно имеет место замещение О — 2 ОН.

Однако количество (+) зарядов превышает в этом расчете 28— число, вытекающее из структурной формулы и эквивалентных замещений О — 2 ОН. Очевидно, что такое несоответствие связано с тем, что мы ошибочно и преувеличенно приняли за десять число катионов в ячейке. В действительности оно должно быть меньше. Если обратимся к диаграмме с параметрами R^{··}O/SiO₂ и R^{··}₂O₃/SiO₂, то получим положение фигуративной точки состава хлорита (между изолиниями Y = 6 и Y = 5,3) на линии Y = 5,5. Это соответствует и результатам расчета структурной формулы того же хлорита (стр. 65) на 14 кислородов (по «сухому» веществу).

Если произвести расчет (см. табл. 76) анализа данного хлорита, исходя из реального состава x + Y = 4 + 5,5, то получим хорошее совпадение и со структурной формулой, требующей 28 ± 3 арядов в ячейке. При этом O + OH = 16,5, а не 18, как неизбежно получилось бы, если бы замещение кислородом гидроксильных групп происходило не эквивалентно O-2OH, а ион за ион (O - OH).

б) Расчет количества ОН-групп у хлоритов с числом катионов, равным десяти

Фигуративная точка состава этого хлорита на диаграмме $R^{"}O/SiO_2 - R^{"}_2O_3/SiO_2$ ложится на изолинии Y = 6, что соответствует и данным расчета структурной формулы этого минерала на 14 кислородов (стр. 161). Число катионов, таким образом, будет 4 + 6 = 10.

Таблица 77

	Окислы	Bec. %	Мол. ч.	+ ионы	+ заряды	— ионы кислорода
$ \begin{array}{c} \mathrm{SiO}_2 & \cdot \\ \mathrm{A1}_2\mathrm{O}_3 \\ \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3 \\ \mathrm{FeO} & \cdot \\ \mathrm{MrO} & \cdot \\ \mathrm{MrO} & \cdot \\ \mathrm{CeO} & \cdot \\ \mathrm{+H}_2\mathrm{O} \\ \mathrm{-H}_2\mathrm{O} \end{array} $		27,76 23,14 0,46 11,85 0,30 25,34 0,60 9,90 0,35	$ \begin{array}{r} 468 \\ 227 \\ 3 \\ 164 \\ 4 \\ 629 \\ 11 \\ 550 \\ - \\ \end{array} $	$ \left \begin{array}{c} 2,7\\ 2,6\\ 0,0\\ 1,0\\ 3,6\\ 0,1\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	$ \begin{array}{c} 10,8\\ 7,8\\ 0,0\\ 2,0\\ 7,2\\ 0,2\\ -\\ -\\ -\\ -\\ \end{array} $	11,0 6 OH
	Сумма	99,70	_	10,0	28,0	28,0

Расчет количества ОН-групп у прохлорита с северного Урала (обр. В-30)

Таким образом, O + OH = 17.

Отсюда следует с полной очевидностью, что O + OH в реальных хлоритах отнюдь не постоянная величина (равная 18) и что кислород эквивалентно замещает гидроксильные группы (O — 2 OH). В данном случае одна из гидроксильных позиций в кристаллической ячейке хлорита занята кислородом, а другая остается свободной.

в) Расчет количества ОН-групп у хлоритов с числом катионов более десяти

Хлорит этот, имеющий в своем составе значительное количество кальция, был тщательно проанализирован Шанноном (Shannon, 1921), а позднее детально изучен Грунером (Gruner, 1944). Последний установил, что рассчитанный из «нормальной» хлоритовой структуры на 10 катионов удельный вес минерала (2,812) значительно ниже удельного веса его, определенного (повторно) экспериментально (2,944).

Таблица 78

Расчет количества	ОН-групп у	корундофиллита	ИЗ	Трамбулла	(Коннектикут)
-------------------	------------	----------------	----	-----------	---------------

			Под		По расчету Сердюченко					
Окислы	Bec. %	. ч.	+ поны	+ заряды	исправ. 19н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9н 9	ненные 3аряды +	– ионы Кислорода	+ ионы	+ заряды	— поны ро а
SiO_2 Al_2O_3 FeO MnO MgO CaO	23,69 21,26 26,52 0,43 17,60 3,32	394 [.] 209 369 6 436 59	2,34 2,48 2,19 0,04 2,60 0,35	9,36 7,44 4,38 0,08 5,20 0,70	2,45 2,59 2,29 0,04 2,72 0,36	9,80 7,77 4,58 0,08 5,44 0,72	} 11,50	2,42 2,56 2,26 0,04 2,67 0,36	9,68 7,68 4,52 0,08 5,34 0,72	11 ,40
			10,00	27,16	10,45	28,39	_	10,31	28,02	_
+H ₂ O	7,63	423	5,03	-		_	5,0 ОН		-	5,2 OH
Сумма	100,45	-	_		-	_	28,0		_	28,0

Приведя состав элементарной ячейки хлорита к экспериментально установленному удельному весу минерала, Грунер получил уплотнение решетки, содержащей, по его данным, 10,45 катионов (в ячейке). Из приведенных расчетов видно, что 10 катионов недостаточно для нейтрализации отрицательных (28) зарядов, а 10,45 катионов (в ячейке) дают некоторый избыток положительных зарядов вследствие, возможно, незначительного преувеличения действительного удельного веса (или преуменьшения, рассчитанного из структуры).

При этом также совершенно очевидно, что сумма О + ОН здесь менее 18 и что кислород эквивалентно (О — 2 ОН) заместил гидроксильные позиции, часть которых в силу этого осталась свободной.

Замечательно то, что на нашей диаграмме (фиг. 4) с параметрами $RO/SiO_2 - R_2O_3/SiO_2$ точка состава этого хлорита ложится значительно выше изолинии Y = 6, показывая, что в ячейке хлорита октаэдрических катионов немного больше 6,3. Те же результаты получены нами и при расчете структурной формулы корундофиллита из Трамбулла на 14 кислородов (по «безводному» веществу; см. стр. 244). Исходя из того, что O + OH = 16,6, а сумма тетраэдрических и октаэдрических катионов равна 10,3, получаем (табл. 78) совпадение с формулой и в количестве + зарядов.

При описании исследованных нами хлоритов с Кавказа, Урала и Тимана (см. гл. 3, 4, 7, 9 и др.) мы на конкретных примерах показали, что многие из этих хлоритов имеют явный недостаток $+H_2O$ для получения в структуре (OH)₈ и что в их решетках гидроксильные группы частично замещены кислородом эквивалентно, т. е. $O \rightarrow 2OH$.

Этот вывод следует не только из уменьшенного количества $+ H_{2O}$ (напр. 7—9%) в валовых анализах, но и из того важного обстоятельства, что атомное (ионное) отношение анионов (O + OH) и катионов в их валовых анализах менее 1,8 (до 1,7 и ниже) даже тогда, когда количество катионов (x + Y) в структурной формуле (подсчитанной любым способом) равно десяти или менее десяти.

Между тем условия хлоритовой структуры $[Y_m \ x_4(OH)_8O_{10}]$ показывают, что это отношение, т. е. (O + OH) : (x + Y),

равно 1,8 при Y = 6 (т. е. 18 : 10);

более 1,8 и в пределе может достигнуть 2,25 (т. е. 18:8), если У меньше шести и приближается к четырем;

менее 1,8 при У более 6.

Вот почему, если отношение (OH + O): (x + Y) менее 1,8 при Y = 6или Y < 6, это однозначно показывает, что у хлорита сумма анионов меньше 18, а это может быть только при эквивалентном замещении $O \rightarrow 2(OH)^1$.

Из приведенных расчетов и соображений следует, что а) в решетке хлорита кислород эквивалентно (O->2OH) замещает гидроксилы; б) сумма O + OH у хлоритов равна или менее 18 (при Si, Al_{IV}=4), но не является постоянной и всегда равной 18; в) производство расчетов структурных формул хлоритов на 18 (O + OH) = 18 кислородам для всех хлоритов (кроме имеющих x + Y = 10) является ошибкой и может дать только более или менее неверные результаты; г) правильным способом расчета структурных формул хлоритов является расчет их на 14 кислородов, по «безводному» веществу.

Этот метод самостоятельно или в сочетании с диаграммами состава способен просто и быстро дать ясное представление об особенностях (например, уплотнении) структуры, об относительной роли трех- и двухвалентных катионов шестерной координации, о количестве R[™] в тетраэдрических слоях, о числе имеющихся ОН-групп и о степени их эквивалентного замещения кислородом.

VI. Изоморфные ряды хлоритовых минералов. Структурная формула хлоритов

Каждая группа хлоритов с постоянным тетраэдрическим и переменными октаэдрическими слоями образует определенный ($R_3 = R_2$)-изоморфный хлоритовый ряд. На диаграмме с параметрами $R^{"}O/SiO_2$ и R_2O_3/SiO_2 хорошо обнаруживаются все изоморфные ряды хлоритовых минералов, отличающиеся друг от друга по составу своих тетраэдрических слоев. Изменения в составе кремнекислородных листов постепенны и можно на изученных нами и описанных в литературе хлоритах проследить почти непрерывные переходы от Si = 4 до Si = 2. Поэтому число таких изоморфных рядов может соответствовать числу возможных вариаций в составе анионных пакетов. Однако практически число этих рядов должно быть ограничено и поставлено в зависимость от детальности классификационного расчленения хлоритов.

¹ Количество октаэдрических катионов (независимо от + H₂O) дается диаграммой состава с осями RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₃ (см. гл. 3). Полученные этим эмпирическим путем (по валовому анализу хлоритов) данные точно совпадают со структурными формулами, подсчитанными: по 14 кислородам (без + H₂O); по 18 кислородам при наличии O₁₀ (OH)₈; по рентгеновским данным и удельным весам (Грунер) и др. Только подсчеты на 18 кислородов дают отклонения от действительных (согласных с принимаемой сейчас решеткой) составов структурных слоев и от данных нашей диаграммы, и тем большие, чем сильнее количество OH-групп отличается от восьми.

Таким образом, хлориты представляют собою изоморфные ряды алюмоферрисиликатов Mg, Fe^{*}, Mn, Ni, Al, Fe^{**}, Cr, Li, причем положение каждого ряда в этой системе обусловливается составом его тетраэдрического (анионного) слоя, а изменения минералов в пределах каждого ряда связаны с почти непрерывными изоморфными замещениями типа R₃ — R₂ в октаэдрических (катионных) слоях.

Развитые нами представления способны охватить все природные явления и факты, относящиеся к составу хлоритов. В пределах наших хлоритовых рядов размещаются все хлоритовые минералы, включая и «ортохлориты» и «лептохлориты». Крайние магнезиальные и глиноземные члены этих рядов являются в некоторых случаях известными в природе силикатами.

При постепенности изменений состава тетраэдрических и октаэдрических слоев хлоритовых решеток на диаграмме RO/SiO₂—R₂O₃/SiO₂ мы получаем «поле хлоритов», на котором, однако, по расположению фигуративных точек природных хлоритов ясно выделяются пятна, хорошо выраженные ряды, а в рядах— наиболее обычные и устойчивые минеральные типы (узлы).

Как следует из опубликованных нами данных (Сердюченко, 1947_{2,3}; 1948_{1,2}), а также из прилагаемых здесь таблиц и диаграмм (R["]/«Si»— — R^{""}/«Si»), замещения R["]₃ — R["]₂ в октаэдрических слоях хлоритовых структур могут происходить при постоянном содержании Si в тетраэдрическом слое, т. е. замещение Mg на Al не связано с замещением Si на Al.

Для всех (R₃" — R₂")-изоморфных хлоритовых рядов количество катионов шестерной координации всегда равно шести у «ортохлоритов», где R_{IV} = R_{VI}. В этих частных случаях только формально имеет место AlAl-MgSi. Однако эти формальные соотношения свойственны н^е только ряду Sp-At; их можно усмотреть в пределах хлоритового поля и по линии керолит — стриговит — «прохлорит» (H₆Mg₃Si₃O₁₂ — H₆Mg₂Al₂Si₂O₁₂ — — H₆MgAl₄SiO₁₂), и по ряду других направлений, которые веерообразно расходятся от оси ординат (на диаграмме с параметрами RO/SiO₂ — — R₂O₃/SiO₂), ръссекая поле хлоритов и родственных минералов.

На основании всего изложенного следует сделать вывод, что «ряд ортохлоритов» совершенно не охватывает всего разнообразия природных хлоритов, а замещения типа AlAl—MgSi не в состоянии все это многообразие объяснить. В этом отношении «ряд ортохлоритов» является мнимым и совершенно несостоятельным как основа для понимания химической конституции всех хлоритовых минералов.

Для всех хлоритов мы вывели (Сердюченко, 1948₂) общую структурную формулу, которая охватывает все разнообразие составов этих минералов:

$$(\mathbf{R}^{"}, \mathbf{R}^{"}_{2/3})_{6+\frac{n}{2}} [O_p (OH)_{8-2p}] [Si_{4-n} (Al, Fe^{"})_n] O_{10},$$

где n = 0....2; p = 0....2.

Разнообразие валового химического состава хлоритов связано с изоморфными замещениями:

1)
$$Mg - Fe'' - Ni - Mn'' - Li$$

2) $Al - Fe'' - Cr - Mn'''$
3) $Si - Al - Fe''' - Cr$
4) $Mg_3 - Al_2; R_3' - R_2''$
5) $O - (2 OH)$

В нашей структурной формуле индекс $(6 + \frac{n}{2})$ соответствует составу октаэдрических слоев в эквивалентах R^{··}, при чем $\frac{n}{2}$ означает компенсацию дефицита положительных валентностей в решетке от замены части кремния (Si_n) на R^{··}_n (в тетраэдрах).

Этот вывод следует не только из уменьшенного количества $+ H_{2O}$ (напр. 7—9%) в валовых анализах, но и из того важного обстоятельства, что атомное (ионное) отношение анионов (O + OH) и катионов в их валовых анализах менее 1,8 (до 1,7 и ниже) даже тогда, когда количество катионов (x + Y) в структурной формуле (подсчитанной любым способом) равно десяти или менее десяти.

Между тем условия хлоритовой структуры $[Y_m \ x_4(OH)_8O_{10}]$ показывают, что это отношение, т. е. (O + OH) : (x + Y),

равно 1,8 при Y = 6 (т. е. 18:10);

более 1,8 и в пределе может достигнуть 2,25 (т. е. 18:8), если У меньше мести и приближается к четырем;

менее 1,8 при У более 6.

Вот почему, если отношение (OH + O): (x + Y) менее 1,8 при Y = 6или Y < 6, это однозначно показывает, что у хлорита сумма анионов меньше 18, а это может быть только при эквивалентном замещении $O \rightarrow 2(OH)^1$.

Из приведенных расчетов и соображений следует, что а) в решетке хлорита кислород эквивалентно (О \rightarrow 2OH) замещает гидроксилы; б) сумма О + OH у хлоритов равна или менее 18 (при Si, Al_{IV}=4), но не является постоянной и всегда равной 18; в) производство расчетов структурных формул хлоритов на 18 (О + OH) = 18 кислородам для всех хлоритов (кроме имеющих x + Y = 10) является ошибкой и может дать только более или менее неверные результаты; г) правильным способом расчета структурных формул хлоритов является расчет их на 14 кислородов, по «безводному» веществу.

Этот метод самостоятельно или в сочетании с диаграммами состава способен просто и быстро дать ясное представление об особенностях (например, уплотнении) структуры, об относительной роли трех- и двухвалентных катионов шестерной координации, о количестве R[™] в тетраэдрических слоях, о числе имеющихся ОН-групп и о степени их эквивалентного замещения кислородом.

VI. Изоморфные ряды хлоритовых минералов. Структурная формула хлоритов

Каждая группа хлоритов с постоянным тетраэдрическим и переменными октаэдрическими слоями образует определенный ($R_3 = R_2$)-изоморфный хлоритовый ряд. На диаграмме с параметрами $R^{"O}/SiO_2$ и R_2O_3/SiO_2 хорошо обнаруживаются все изоморфные ряды хлоритовых минералов, отличающиеся друг от друга по составу своих тетраэдрических слоев. Изменения в составе кремнекислородных листов постепенны и можно на изученных нами и описанных в литературе хлоритах проследить почти непрерывные переходы от Si = 4 до Si = 2. Поэтому число таких изоморфных рядов может соответствовать числу возможных вариаций в составе анионных пакетов. Однако практически число этих рядов должно быть ограничено и поставлено в зависимость от детальности классификационного расчленения хлоритов.

¹ Количество октаэдрических катионов (независимо от + H₂O) дается диаграммой состава с осями RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₃ (см. гл. 3). Полученные этим эмпирическим путем (по валовому анализу хлоритов) данные точно совпадают со структурными формулами, подсчитанными: по 14 кислородам (без + H₂O); по 18 кислородам при наличии O₁₀ (OH)₈; по рентгеновским данным и удельным весам (Грунер) и др. Только подсчеты на 18 кислородов дают отклонения от действительных (согласных с принимаемой сейчас решеткой) составов структурных слоев и от данных нашей диаграммы, и тем большие, чем сильнее количество OH-групп отличается от восьми.

Таким образом, хлориты представляют собою изоморфные ряды алюмоферрисиликатов Mg, Fe^{*}, Mn, Ni, Al, Fe^{**}, Cr, Li, причем положение каждого ряда в этой системе обусловливается составом его тетраэдрического (анионного) слоя, а изменения минералов в пределах каждого ряда связаны с почти непрерывными изоморфными замещениями типа R₃ — R₂ в октаэдрических (катионных) слоях.

Развитые нами представления способны охватить все природные явления и факты, относящиеся к составу хлоритов. В пределах наших хлоритовых рядов размещаются все хлоритовые минералы, включая и «ортохлориты» и «лептохлориты». Крайние магнезиальные и глиноземные члены этих рядов являются в некоторых случаях известными в природе силикатами.

При постепенности изменений состава тетраэдрических и октаэдрических слоев хлоритовых решеток на диаграмме RO/SiO₂—R₂O₃/SiO₂ мы получаем «поле хлоритов», на котором, однако, по расположению фигуративных точек природных хлоритов ясно выделяются пятна, хорошо выраженные ряды, а в рядах— наиболее обычные и устойчивые минеральные типы (узлы).

Как следует из опубликованных нами данных (Сердюченко, 1947_{2,3}; 1948_{1,2}), а также из прилагаемых здесь таблиц и диаграмм (R"/«Si»— — R""/«Si»), замещения R₃ — R₂ в октаэдрических слоях хлоритовых структур могут происходить при постоянном содержании Si в тетраэдрическом слое, т. е. замещение Mg на Al не связано с замещением Si на Al.

Для всех (R₃" — R₂")-изоморфных хлоритовых рядов количество катионов шестерной координации всегда равно шести у «ортохлоритов», где R_{IV} = R_{VI}. В этих частных случаях только формально имеет место AlAl-MgSi. Однако эти формальные соотношения свойственны н^е только ряду Sp—At; их можно усмотреть в пределах хлоритового поля и по линии керолит — стриговит — «прохлорит» (H₆Mg₃Si₃O₁₂—H₆Mg₂Al₂Si₂O₁₂— — H₆MgAl₄SiO₁₂), и по ряду других направлений, которые веерообразно расходятся от оси ординат (на диаграмме с параметрами RO/SiO₂ — — R₂O₃/SiO₂), ръссекая поле хлоритов и родственных минералов.

На основании всего изложенного следует сделать вывод, что «ряд ортохлоритов» совершенно не охватывает всего разнообразия природных хлоритов, а замещения типа AlAl-MgSi не в состоянии все это многообразие объяснить. В этом отношении «ряд ортохлоритов» является мнимым и совершенно несостоятельным как основа для понимания химической конституции всех хлоритовых минералов.

Для всех хлоритов мы вывели (Сердюченко, 1948₂) общую структурную формулу, которая охватывает все разнообразие составов этих минералов:

$$(\mathbf{R}^{"}, \mathbf{R}^{"}_{2/3})_{6+\frac{n}{2}} [O_p (OH)_{8-2p}] [Si_{4-n} (Al, Fe^{"})_n] O_{10},$$

где *n* = 0.....2; *p* = 0.....2....

Разнообразие валового химического состава хлоритов связано с изоморфными замещениями:

1)
$$Mg - Fe'' - Ni - Mn'' - Li$$

2) $Al - Fe'' - Cr - Mn'''$
3) $Si - Al - Fe''' - Cr$
4) $Mg_3 - Al_2; R_3' - R_2''$
5) $O - (2 OH)$

В нашей структурной формуле индекс $(6 + \frac{n}{2})$ соответствует составу октаэдрических слоев в эквивалентах R^{··}, при чем $\frac{n}{2}$ означает компенсацию дефицита положительных валентностей в решетке от замены части кремния (Si_n) на R^{··}_n (в тетраэдрах).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ХЛОРИТОВ

I. Основания для классификации хлоритов

Предлагаемая нами химическая классификация хлоритов основывается на составе и отношениях главных ионных групп с учетом при этом их кристаллохимической роли в структуре минералов.

а) Как отмечено выше (гл. 15), главное расчленение обширной группы хлоритов должно быть произведено, в зависимости от состава тетраэдрических слоев, на (R₃ — R₂⁻⁻)-изоморфные хлоритовые ряды. Количество таких изоморфных рядов практически может зависеть от необходимой для тех или иных целей детальности классификационного расчленения хлоритов, сильно возрастая, если учитывать отдельно замещения Si на Al, на Fe⁻⁻, на (Al, Fe⁻⁻) в анионных пакетах. Разделение хлоритов на изоморфные ряды может быть произведено по составу тетраэдрической группы в их рентгеноструктурных формулах, а также графически — путем нанесения фигуративных точек состава хлоритов на диаграмму с параметрами R⁻⁻O: SiO₂ и R₂⁻⁻O₃ : SiO₂, на которой нанесены уже линии — оси изоморфных хлоритовых рядов.

Исходя из выведенной нами общей структурной формулы, мы рассчитали структурные формулы (R₃⁻⁻⁻R₂⁻⁻)-изоморфных хлоритовых рядов (табл. 79).

Таблица 79

Кристаллохимические формулы хлоритов для их главных классификационных подразделений

Формулы среднего состава	Пределы колебаний ^{Si} IV
1. $(R^{"}, R_{2/3}^{"})_{6} [O_{p}(OH)_{8-2p}] (Si)_{4} O_{10}$	4,00-3,90
la. $(\mathbf{R}^{"}, \mathbf{R}^{"}_{2/3})_{6,13}[O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{3,74}AI_{0,26}) O_{10} \dots \dots \dots \dots \dots \dots$	3,89-3,60
II. (R , $R_{2 3}^{}$) _{6,25} [O _p (OH) _{8 - 2p}] (Si _{3,50} Al _{0,50}) O ₁₀	3,59-3,40
IIa. $(R^{*}, R^{*}_{2/3})_{6,35}[O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{3,30}Al_{0,70}) O_{10} \dots \dots \dots \dots \dots$	3,39-3,20
III. (R", $R_{2/3}^{(2)})_{6,45}[O_p(OH)_{8-2p}]$ (Si _{3,10} Al _{0,90}) O_{10}	3,19—3,00
IIIa. $(R^{"}, R^{"}_{2/3})_{6,52}[O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{2,96}Al_{1,04}) O_{10} \dots \dots \dots \dots \dots \dots$	2,99—2,90
IV. (R , $R_{2/3}^{})_{6,60}[O_p(OH)_{8-2p}]$ (Si _{2,80} Al _{1,20}) O_{10}	2,89-2,70
IVa. $(R^{"}, R^{"}_{2/3})_{6,67}[O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{2,66}Al_{1,34}) O_{10} \dots \dots \dots \dots \dots \dots$	2,69-2,60
V. $(R^{"}, R_{2/8}^{"})_{6,75}[O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{2,50}Al_{1,50}) O_{10} \cdot \ldots \cdot $	2,59-2,40
Va. $(\mathbb{R}^{"}, \mathbb{R}^{"}_{2/3})_{\delta,83}[O_p(OH)_{8-2p}](Si_{2,34}Al_{1,66})O_{10}$	2,39-2,30
VI. R , R _{2/3}) _{δ,92} $[O_p(OH)_{8 - 2p}]$ (Si _{2,16} Al _{1,84}) O ₁₀	2,29-2,10
VIa. $(R^{"}, R^{"}_{2/3})_{6,98}[O_p(OH)_{8'-2p}] (Si_{2,04}Al_{1,96}) O_{10} \dots \dots \dots \dots \dots \dots$	2,09-2,00
Цифровой индекс у первых скобок, характеризующих октаэдрическую часть структуры, соответствует числу катионов шестерной координации в случае, если все ионы будут при этом двухвалентными. Это — предельные цифры соответствующих рядов. Нанеся эти крайние точки состава на диаграмму RO/SiO₂—R₂O₃/SiO₂, получим верхнюю границу поля хлоритов (фиг. 29).

После определения изоморфного ряда хлорита устанавливается б) относительная роль в октаэдрических пакетах его структуры R"- и R. нонов. Это может быть выполнено при помощи рассчитанной уже структурной формулы, где R"- и R"-ионы группируются отдельно, а также графически — путем нанесения фигуративных точек на диаграммы с параметрами RO : SiO₂ и R₂O₃ : SiO₂ и R^{*} «Si» и R^{**}/«Si». Так как эти лиаграммы (см. ниже) показывают не только относительную роль R"- и R ... ионов шестерной координации, но и линии различных изоморфных хлоритовых рядов, параллельных линии серпентин — паракаолинит. фигуративная точка на каждой из них сразу покажет принадлежность к определенному ряду и положение минерала в данном ряду в зависимости от состава (содержание R" и R") октаздрических пакетов. При сопоставлении хлоритов разных генетических типов и из разных месторожиений эти диаграммы могут дать наглядную картину их соотношений, обнаружить сходства и отличия хлоритов между собой.

в) Содержание в октаэдрических слоях отдельных компонентов — Fe["]., Al, Cr в R^{""}-группе и Fe["], Mg, Ni, Mn, Li в R["]-группе должно лечь в основу более дробных подразделений хлоритов, например железных (Fe^{""}), железистых (Fe["]), железисто-железных, никелевых (Ni), хромовых (Cr), магнезиальных, алюмо-магнезиальных (Mg, Al), магнезиально-железных (Mg, Fe^{""}), марганцовистых (Mn["]), магнезиально-железистых (Mg, Fe^{""}), литиевых и др.

г) Различное содержание в составе и структурных формулах хлоритов ОН-групп также должно быть использовано, в частности, для установления генетических типов и вторичных изменений.

В основу наших классификационных подразделений мы кладем химический состав хлоритов, который вместе со степенью раскристаллизованности минералов определяет и их оптические свойства, термическое поведение и даже вариации в размерах элементарной кристаллической ячейки. Как показано нами в главах 5 и 19 настоящей работы, различные по своему типу термические кривые (нагревания и обезвоживания) охватывают слишком обширные по составу группы хлоритов, а оптические свойства хлоритов сложно, иногда однозначно зависят от разных химических компонентов. занимающих в решетке однотипные или различные положения. Вот почему термические и оптические данные самостоятельно не могут быть надежной базой для систематизации хлоритов, хотя и должны играть при этом существенную вспомогательную роль. Конечно, для целей приближенного, грубого расчленения хлоритов и идентификации их в условиях определенной территории и геолого-геохимической обстановки эти методы вместе или каждый в отдельности могут быть применены. Но и при этом необходимы опорные (эталонные) химические и кристаллохимические характеристики, значение и частота которых должны возрастать по мере увеличения важности разрешаемых геолого-геохимических вопросов.

Естественно, что при разработке самой классификации мы в той или иной степени будем использовать и применявшиеся ранее частные критерии, и характеризующие признаки. Однако использование количественных (цифровых) химических характеристик, физических свойств и констант позволит нам получить ясные и достаточно точные положения отдельных хлоритовых минералов в их общей системе и тем самым стать в независимое положение от всякой и прежде всего старой запутанной номенклатуры и устаревших подразделений, сделанных в прежнее время без учета кристаллохимических данных.

II. Критерии для выделения групп хлоритовых минералов

По содержанию Si_{IV} в тетраэдрических слоях мы выделяем шесть главных групп хлоритовых минералов. Они соответствуют основным (R₃ — R₂^{··})-изоморфным хлоритовым рядам. Для обозначения каждой из этих групп мы пользуемся главным образом наиболее распространенными и укоренившимися названиями: пеннин, клинохлор, прохлорит, корундофиллит.

Эти названия сами по себе отнюдь не были скомпрометированы в предыдущей минералогической практике и, наоборот, с самого начала (во всяком случае уже от Чермака, 1891) обозначали хлоритовые минералы с закономерным уменьшением в их составе Si за счет повышения роли Al, что соответствует и принятому нами критерию при основном расчленении хлоритов. Наиболее распространенные хлориты получили именно эти названия, а наиболее бедные Si_{IV} (от 2,4 до 2,0) названы нами метахлоритами, в то время как, наоборот, наиболее богатые Si_{IV} (более 3,6) хлориты объединены в группу серпентин-хлоритов и серпентинов, к типичным разностям которых они непосредственно примыкают.

К хлоритам отнесены нами и те минералы, которые по составу относятся к амезитам, но здесь имеются в виду прежде всего хлориты с нормальной структурой. Такие же, как амезит из Честера и кронштедтит из Корнуэлла, имеющие в основном каолинитовую структуру с небольшим количеством структурных слоев хлоритового типа, должны быть выделены в особую группу.

детального расчленения, как уже указывалось выше Для целей (гл. 15), необходимо пользоваться цифровыми — количественными характеристиками хлоритов, взятыми из химических анализов и структурных формул, а также спениально градуированными классификационными диаграммами. Для достаточно ясного отражения колеблющегося состава хлоритов в номенклатуре этих минералов весьма целесообразно пользоваться специальными приставками. Однако следует иметь в виду, что совсем нет необходимости все особенности данного минерального индивида отразить в его названии, так как при детальности исследования вся специфичность состава и свойств, помимо названия минерала и отнесения его к соответствующей группе, могут быть дополнительно охарактеризованы цифровыми химическими данными, оптическими константами и пр. Именно все это должно быть использовано для исчерпывающего разъяснения природы хлорита, его практической ценности, корреляционного и маркирующего значения, для сравнения с другими хлоритами и т. д.

Выделив главные ($R_3 - R_2^{"}$)-изоморфные хлоритовые ряды в зависимости от содержания в тетраэдрических слоях Si, мы особой короткой приставкой (алюмо-клинохлор, ферри-прохлорит) можем отразить наличие в этих слоях Al_{IV} или $Fe_{IV}^{"}$. Так как в подавляющем большинстве случаев у хлоритов имеются алюмо-кремнекислородные слои, приставку «алюмо» (впереди основного названия) можно не употреблять, но при наличии ферри-кремнекислородных групп приставка «ферри» весьма желательна. В химическом отношении к «ферри-хлоритам» относятся почти все минералы. известные в литературе под названием кронштедтитов.

Рассматривая теперь хлориты по составу октаэдрических структурных слоев, мы делим их прежде всего на группы в зависимости от содержания R^{""} и R["], относительные количества которых меняются по правилу R["]₃ — R["]₂. Как известно, с увеличением R^{""} (независимо от количества ОН-групп и Si_{IV}) сумма катионов шестерной координации («У») уменьплается. Поэтому при «Si» = $(Si + Al_{IV} + Fe_{IV}) = 4$ мы выделяем хлориты, у которых: а) У более или равен 5,7 (сюда входят и хлориты с Y > 6 и с Y = 6) (серпентин-хлориты, пеннины, клинохлоры, прохлориты, корундомиллиты, метахлориты—в узком смысле); β) 5,7>Y 5,3; γ) 5,3 > Y 34,9; δ) У менее 4,9.

На диаграмме с параметрами RO : SiO, и R₂O₃ : SiO₂ мы построили линии равного количества катионов в шестерной координации (Y = 6; 5.7: 5.3: 4.9) для хлоритов с любым содержанием Silv. Вариации в соотношении R"- и R"-ионов и величина У важны для детальной характеристики и сопоставлений отдельных минералов и разных генетических групп. Отражать при помощи греческих букв (α , β , γ , δ) все эти четыре градации в названиях минералов совсем не обязательно.

Однако весьма целесообразно (в согласии с имеющимися номенклатурными традициями) выделить хлориты со значениями У менее 5,7, назвав их делесситами (соответственно пеннинам при Y >> 5,7), (соответственно клинохлорам при $Y \gg 5,7$), стриговитами шамозитами (соответственно прохлоритам при $Y \gg 5.7$), тюрингитами (соответственно (корундофиллитам при Y <5,7)¹.

Редкие, но интересные по своему характеру хлориты с Y < 4.9 и Y >6,0 должны быть особо отмечаемы, с сохранением основного названия (клинохлор, прохлорит и др.).

Рассматривая далее в октаэдрических группах относительную роль Fe" или Сr в составе R" или роль Fe", Ni, Mn в составе R", мы считаем магнезиально-глиноземный тип обычным для всех изоморфных хлоритовых рядов. Поэтому не обязательно обозначать его особыми характеристиками в названиях минералов, но, конечно, если в октаэдрических слоях резко преобладает Al при ничтожном содержании Mg (как в «хлоритите» с Нагольного кряжа, по Я. В. Самойлову, 1906), можно говорить о глиноземном алюмо-клинохлоре.

Для выделения железных (Fe^{...}) разновидностей пользуемся молекулярным (=атомным) отношением Fe_2O_3 : $R_2O_3 = a$. Если a > 0,6, минерал должен быть отмечен как железный (Fe^{···}); при 0,3 < a < 0,6 имеем глиноземно-железный хлорит.

Для выделения хромовых разновидностей пользуемся отношением $Cr_{2}O_{3}: R_{2}O_{3} = c. При c \ge 0.1$ минерал следует отнести к хромовым, при с < 0,1 хлорит должно характеризовать как хромсодержащий.

Выделение железистых (Fe"), никелевых (Ni) и марганцовистых (Mn") разновидностей производим по молекулярным отношениям:

f = FeO : R"O, n = NiO : R"O, m = MnO : R"O.

Принимаем, что для железистых хлоритов f > 0.6, для магнезиально-

железистых — 0,3 < f < 0,6. При a > 0,6 и f > 0,6 будем иметь железно-железистые хлориты. Если n > 0,1, хлорит следует называть никелевым; если n > 0,02минерал будет никельсодержащим.

При m > 0,2, хлорит должно отнести к марганцовистым, а при $0,1 < m < 0,2 - \kappa$ марганецсодержащим.

¹ Однако каждое из этих имен (делессит, стриговит, шамозит, тюрингит) применялось в прошлом для обозначения хлоритов, по своему составу резко отличных друг от друга. Поэтому их употребление можно рассматривать только в строгих рамках нашей кристаллохимической системы, так как в противном случае в нее будет внесена путаница, смешение нового (ясного) и старого (неопределенного, часто противоречивого) содержания названий, будут нарушены четкость и единообразие предлагаемых нами подразделений и номенклатуры.

Все деления хлоритов по составу R^{··}-ионов не имеют значения для хлоритов δ, содержащих R^{··}O в незначительном количестве (Y < 4,9). Литиевые хлориты выделяем при Li₂O ≥ 1% весу, а литийсодержа-

щие — при $Li_2O > 0,1\%$ вес.

Таким образом в соответствии с химическим составом в обширной группе хлоритовых минералов могут быть, например, выделены: 1) магнезиально-железистый пеннин; 2) хромовый делессит, хромовый клинохлор; 3) никелевый серпентино-хлорит; 4) железно-железистый прохлорит. магнезиальный шамозит; 5) магнезиально-железистый ферри-корундофиллит и т. д.

Таблица 80

Количественные значения	Номенклатура
4,03,9	Серпентин
3,93,6	Серпентин-хлорит } Серпентин
3,6-3,4	Пеннин
3,4-3,2	Пеннин-клинохлор } Пеннин
3,2-3,0	Клинохлор
3,0-2,9	Клинохлор-прохлорит } Клинохлор
2,9—2,7	Прохлорит
2,7—2,6	Прохлорит-корундофиллит } Прохлорит
2,6-2,4	Корундофиллит
2,4-2,3	Корундофиллит-метахлорит} Корундофиллит
2,3-2,1	Метахлорит
2,1-2,0	Амезит } Метахлорит
n	Алюмо-(хлориты)
n	Алюмо-ферри-(хлориты)
n	Ферри-(хлориты)
Более 6 Равно 6 От 6 до 5,7 От 5,7 до 5,3 От 5,3 до 4,9 Менее 4,9	, не стриго них тиссо них тиссо них тиссо ники соборна на стриго на стриго вит, шамозит, тюриягит, алюмомета- хлорит о с в с с
Более 0,6	Железные
От 0,6 до 0,3	Глиноземно-железные
Менее 0,3	Глиноземный (или без характеристики)
Более 0,1	Хромовые
Менее 0,1	Хромсодержащие
Более 0,6	Железистые
От 0,6 до 0,3	Магнезиально-железистые
Менее 0,3	Магнезиальные (или без характеристики)
Более 0,1	Никелевые
Менее 0,1	Никельсодержащие
Более 0,2	Марганцовистые
Менее 0,2	Марганецсодержащие
	Количественные значения 4,0-3,9 3,9-3,6 3,6-3,4 3,4-3,2 3,2-3,0 3,0-2,9 2,9-2,7 2,7-2,6 2,6-2,4 2,4-2,3 2,3-2,1 2,1-2,0 <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i> <i>n</i>

Классификация хлоритов

Несмотря на кажущуюся сложность этих названий, они вполне удобны и по существу просты. Все они прежде всего рациональны. Каждое название — как основное, так и дополнительно характеризующее минерал отмечает существенные черты его состава (а следовательно, в основном,



Фиг. 41. Классификационная диаграмма хлоритов (с делениями по содержанию Si в тетраэдрических слоях решетки и по количеству октаэдрических катионов — Y)

и свойства), т. е. все части такой характеристики играют определенную служебную роль. Как многократно уже отмечалось в минералогической литературе (см., напр., Д. П. Григорьев, 1947), названия подобного типа несравненно целесообразнее, чем названия, не имеющие никакого смысла и никак не характеризующие минерал, особенно разновидности минералов переменного состава. Принятая нами система названий хлоритов (табл. 80, фиг. 41 и 42) может быть известным образом сопоставлена со способом обозначения кристаллических сланцев путем перечисления в их названиях главных входящих в их состав минералов.

III. Классификация хлоритов на кристаллохимической основе

Разработанная нами классификация хлоритовых минералов (табл. 80) базируется на их химическом составе и на выведенной нами их общей кристаллохимической формуле (см. гл. 15). Предлагаемая нами система



Фиг. 42. Классификационная диаграмма хлоритов (с фигуративными точками хлоритов весьма разного химического состава, см. табл. 81).

охватывает все хлориты, включая их разновидности, близкие к серпентинам, самые серпентины, хлориты с резко различным содержанием кремния в тетраэдрических слоях, двух- и трехвалентных катионов в октаэдрических слоях, а также такие хлориты, которые сильно обогащены Al, закисным или окисным железом, никелем, хромом, марганцем, литием.

Следует отметить, что основы этой рациональной кристаллохимической классификации хлоритов были опубликованы нами в апреле 1948 г. в статье «О химической конституции хлоритов» (Сердюченко, 1948₂), В статье была помещена и диаграмма с координатами RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₂,

и на ней — линии равных значений Si_{IV} (4,0; 3,5; 3,10; 2,80; 2,54; 2,33; 2,15 и другие — промежуточные). На этих линиях и между ними с целью систематизации были нанесены точки составов почти 400 хлоритов. При этом было указано, что количество и частота изолиний Si_{IV}, т. е. интервалы значений Si_{IV}, могут зависеть от необходимой детальности классификаиюнного расчленения хлоритов.

Таблица 81

No otro-	Коорд	цинаты	№ ана-	Коор	цинаты	N ана-	Координаты		
лиза	RO/SIO2	R_2O_3/SiO_2	лиза	RO/SiO2	R_2O_3/SiO_2	лиза	RO/SiO	R_2O_0/SiO_2	
3 5 6 10 13 14 19 28 207 34 35 36 39 43 44 49 51 52 57	$\begin{array}{c} 1,26\\ 1,12\\ 0,87\\ 1,48\\ 1,50\\ 1,37\\ 1,56\\ 0,38\\ 0,88\\ 1,20\\ 1,02\\ 1,13\\ 1,60\\ 1,12\\ 1,61\\ 1,48\\ 1,00\\ 0,02\\ 1,67\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,09\\ 0,12\\ 0,23\\ 0,01\\ 0,07\\ 0,15\\ 0,10\\ 0,53\\ 0,45\\ 0,38\\ 0,39\\ 0,24\\ 0,53\\ 0,37\\ 0,36\\ 0,37\\ 0,36\\ 0,49\\ 0,81\\ 0,30\\ \end{array}$	66 73 76 83 86 91 95 104 108 109 111 112 113 117 121 133 134 136	$\begin{array}{c} 1,24\\ 1,82\\ 0,61\\ 1,44\\ 1,67\\ 1,74\\ 1,37\\ 1,71\\ 0,51\\ 1,07\\ 1,40\\ 1,77\\ 1,94\\ 1,70\\ 0,61\\ 1,69\\ 1,63\\ 0,11\\ 1,73\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,44\\ 0,29\\ 0,68\\ 0,47\\ 0,34\\ 0,36\\ 0,47\\ 0,46\\ 0,79\\ 0,64\\ 0,56\\ 0,41\\ 0,40\\ 0,40\\ 0,79\\ 0,54\\ 0,57\\ 0,57\\ 0,87\\ 0,50\\ \end{array}$	146 147 155 157 161 164 166 172 173 175 176 180 181 185 186 191 192 195 196	$\begin{array}{c} 0,40\\ 0,97\\ 1,67\\ 1,34\\ 1,91\\ 1,17\\ 1,01\\ 1,79\\ 0,95\\ 1,57\\ 2,20\\ 1,39\\ 1,34\\ 1,75\\ 2,00\\ 1,39\\ 0,78\\ 0,36\\ 1,80\\ \end{array}$	0,96 0,78 0,57 0,66 0,55 0,79 0,88 0,55 0,88 0,55 0,88 0,53 0,76 0,53 0,76 0,82 0,70 0,55 0,67 1,09 1,36 0,87	
58 63	1,77	0,25	143	1,59	0,38	205	2,04	0,99	

Хлориты, нанесенные на классификационную диаграмму (фиг. 42)

Кладя в основу классификации хлоритов содержание в их тетраэдрических структурных слоях ионов кремния, я тогда же указал на содержание R"- и R"-ионов в октаэдрических слоях и на количественную роль в них отдельных компонентов (Fe", Al, Cr; Fe", Ni, Li, Mg и др.) как на основу более дробных подразделений.¹

Несмотря на это, в декабре 1950 г. в журнале Британского минералогического общества (Mineralogical Magazine) была опубликована статья о «новой» классификации хлоритов (Orcel, Caillère et Hènin, 1950). Авторы этой статьи, не ссылаясь на мою, повидимому, не известную им работу, предлагают использовать содержание в составе хлоритов ионов кремния (Si_{IV}) для выделения главных классификационных групп, а общее количество ионов железа (без разделения на Fe⁻⁻⁻ и Fe⁻⁻) — для более дробных подразделений:

> Группа I. Амезит... Si_{IV} = 2-2,2 » II. Прохлорит... Si_{IV} = 2,3-2,8 » III. Клинохлор... Si_{IV} = 2,9-3,05 » IV. Пеннин... Si_{IV} = более3,05

Градации по содержанию ионов Fe: от 0 до 1, от 1 до 2, выше 2 (для II группы) и от 0 до 1 и выше 2 (для III и IV групп).

Как видно из составленной авторами таблички, показатели светопрелом-

¹ Классификация хлоритов в настоящем, развернутом виде была доложена нами 9 июня 1950 г. Ученому совету Института геологических наук АН СССР.

ления и удельные веса хлоритов повторяются в разных группах и их подразделениях и, следовательно, сами по себе не являются классификационным критерием. Таким образом, здесь расчленение хлоритов возможно только на химической основе, но и химические данные зарубежные авторы используют очень неполно, предлагая совсем еще не разработанную классификационную схему.

Однако самый принцип классификации хлоритов (кристаллохимический), используемый в рассматриваемой статье, почти на три года раньше был уже применен мною, и указание на «новую» классификацию хлоритов в заглавии статьи Орселя, Кайер и Хенэна совершенно необоснованно; они пришли (не полностью, в первом приближении) только к тому, что гораздо раньше уже было сделано нами в Советском Союзе и что было опубликовано в широко распространенном научном издании.

IV. Значение оптических и термических данных для классификации хлоритов

Рассматривая возможность использования различных физических констант для целей классификации хлоритов, мы должны отметить, что оптика хлоритов, их удельные веса и термическое поведение являются очень важными вспомогательными критериями. Естественно, что хлориты (как и другие минералы) с одинаковой структурой, составом и степенью раскристаллизованности будут иметь и одинаковые (или весьма близкие) оптические свойства. Однако удачное в отдельных случаях решение обратной задачи, т. е. определение химического состава хлоритов по их оптике, в настоящее время не может иметь широкого применения; оно вообще мало надежно и сильно затруднено в связи с тем, что задача эта часто приобретает неопределенный характер и допускает несколько различных решений.

Наоборот, $Al_{IV} \rightarrow Si$ повышает оптическую активность, уплотняет (по оси с) решетку хлоритов и с избытком компенсирует влияние некоторого расширения в плоскости, перпендикулярной оси с, самих тетраэдрических слоев при вхождении $Al(R_i=0.57 \text{\AA})$ взамен части $Si(R_i=0.41 \text{\AA})$.

Для примера мы можем сопоставить между собой хлориты 108, 109, 154 и 157, взятые из наших сводных таблиц (гл. 17). При большой близоств, почти тождественности их оптических свойств, химические составы их по содержанию Fe₂O₃ и FeO, Al₂O₃ и MgO весьма значительно (до 6—10% вес.) отличаются один от другого.

То же следует сказать относительно таких, например, пар анализов, как 36 и 49, 43 и 150, 55 и 169, 164 и 188, где в значительной степени проявляются различия в содержании всех главных (в том числе и SiO₂) компонентов при близости или одинаковости обычных (практически определяемых) оптических констант.

Вот почему при всей заманчивости иметь достаточно ясную химическую характеристику хлоритов при помощи их оптического изучения мы часто рискуем получить таким путем неполноценные, приближенные или просто ошибочные данные, тем более что оптические константы находятся еще в существенной зависимости от степени раскристаллизованности вещества. В силу этих же соображений и четырехугольные диаграммы оптических свойств (и химического состава) хлоритов, составленные Винчеллом, являются грубой схемой и не могут дать надежных представлений о химизме минералов. К тому же эти диаграммы охватывают только часть минералов хлоритовой группы, укладывающихся в (Sp—At)-молекулы. Все действительное разнообразие составов природных (в частности, осадочных) хлоритов не может быть охарактеризовано (гл. 15) даже приближенно только этими «молекулами», хотя многие (главным образом гидротермальные) хлориты формально более или менее близки к ряду Sp—At.

Из сказанного также следует, что в слоистых решетках хлоритов уменьшение роли Al в четверной координации (в противоположность неслоистым силикатам) уменьшает плотность минералов, снижает их светопредомление и кислотоустойчивость, понижает температуру плавления. т. е. переход Al из четверной в шестерную координацию (в специфических условиях слоистой решетки) связан со сложным и противоречивым влияна плотность и другие физические свойства хлоритов: здесь нием плотность увеличивается не только при $Al_2 \rightarrow Mg_3$ в октаэдрах, но и при Al_{IV}-»Si в тетраэдрах. Вот почему правило Вл. Соболева (1949, стр. 57—58) о том, что «показатель преломления и удельный вес силикатов алюминия (координационное число 6) всегда выше, чем у соотбетствующих алюмосиликатов», справедливо не всегда, а только для силикатов с определенной структурой. Равным, образом, сформулированное и подчеркнутое этим же автором «общее правило: повышение координационного числа катиона в кристалле приводит к повышению плотности (и связанного с нею показателя преломления) и прочности кристаллической решетки», также имеет только частное значение и не является общим.

Термические характеристики хлоритов, так же как и их оптические константы, не могут быть самостоятельной базой для классификации. Вопрос этот разобран нами подробно в гл. 5, целиком посвященной термическим исследованиям хлоритов.

Нет сомнения, что систематизация хлоритов, этой весьма сложной и распространенной группы природных водных алюмосиликатов, должна базироваться на знании их химического состава и деталей рентгеновской структуры. Последняя в настоящее время не является полностью расшифрованной путем непосредственных рентгеновских определений позиций разных атомов, входящих в решетку, но мы уже располагаем блестящими догадками, структурными гипотезами, имеющими очень хорошее подтверждение в характере дебаеграмм, рентгенодиаграмм вращения и других рентгеновских данных. В частности, существующие и принятые сейчас представления о составе и расположении структурных слоев в пределах кристаллической элементарной ячейки хлоритов полностью согласуются с ее размерами и пределами колебаний ее параметров, которые установлены уже при помощи прямых рентгеновских определений.

Когда будут непосредственно рентгенометрически изучены детали строения хлоритов, особенности их основного структурного типа и полиморфных модификаций, также и природа развитых у них разнообразных изоморфных замещений, — могут быть внесены уточнения и в критерии, принятые нами для классификации хлоритов, и в использованный метод расчета структурных формул. Однако важность самого вопроса, связанная и с большим практическим значением хлоритов, требует, чтобы уже сейчас мы стали на путь, согласный с данными кристаллохимии. Выполненная нами систематизация хлоритов и направлена по этому рациональному и перспективному пути. Она должна заменить все необоснованные, грубо эмпирические системы и, конечно, должна уточняться и совершенствоваться по мере накопления точных знаний о структуре, химическом составе и физических свойствах хлоритовых минералов. Уже давно, а особенно после разработки методов рентгеновского исследования кристаллов, в минералогии ясно определилось стремление на основе валовых химических анализов получать формулы минералов в соответствии с их структурой и пространственным расположением атомов в их кристаллических решетках. Имея достаточно ясное представление о характере и типе кристаллической решетки, о геометрических (и энергетических) связях ее структурных элементов, о пространственном расположении атомов и их групп, мы можем перейти от эмпирических формул минералов к их кристаллохимическим или структурным формулам.

Способ написания этих последних, а также группировки в них отдельных атомов должны по возможности близко (или вполне точно) соответствовать расположению и группировкам этих атомов в реальных минералах.

В минералах переменного состава качественно весьма разнообразны и количественно очень широки по диапазону изоморфные замещения: атом за атом, группа атомов за группу других атомов, может быть слой атомов за другой слой и т. д.

Простые эмпирические химические формулы для минералов переменного состава не только не дают представления об их структуре, но и сами вследствие изоморфизма часто настолько различны для одного и того же минерального вида, что (особенно в прошлом) создавали повод для необоснованного и ошибочного выделения «новых» минералов и приводили к загромождению минералогической номенклатуры десятками и сотнями ненужных минеральных имен.

При переменности своего состава такие минералы имеют обычно сложную эмпирическую формулу; простота и стехиометричность в отношениях главных групп окислов часто достигаются насильственно, путем различных, иногда значительных приближений и округлений. В то же время правильная структурная формула дает возможность наглядно сравнивать между собой составы структурных групп однотипных и разных минералов и сопоставлять в них роль отдельных характерных или ценных элементов, помогает характеризовать генетические типы для одного и того же минерала, делает ясным поведение ионов в структуре при выветривании минерала, показывает наличие в нем различных изоморфных замещений и т. д.

Следует особенно подчеркнуть, что химические анализы и кристаллохимические формулы имеют наиболее важное значение именно для минералов переменного состава, так как в этих случаях рентгенометрические исследования дают только общие групповые характеристики, не выделяя друг от друга видов и разновидностей, существенно, а иногда и резко отличающихся по химическому составу (и условиям образования). Оптическое исследование (несмотря на усилия Винчелла и др.), так же как и термический анализ, в лучшем случае могут дать только приближенное представление о химизме, так как на значения оптических констант минералов переменного состава однозначно могут влиять разные химические компоненты. Например, в слюдах при замещении Mg на Fe[°] или Al на Fe^{°°}, Cr показатели светопреломления увеличиваются, а при замене OH на F уменьшаются. Следовательно, при разном химическом составе оптические константы могут оказаться одинаковыми.

Приведенные выше соображения в первую очередь должны быть отнесены к хлоритам — обширной минеральной группе переменного химического состава. Как установлено на основании многочисленных химических и довольно большого числа рентгенометрических исследований, хлоритам, несмотря на крупные различия в их эмпирических формулах и на большие колебания в содержании отдельных компонентов, можно приписать однотипную слоистую пространственную решетку:

 $\dots O_3(Si,Al)_2O_2(OH)(Al_{3},Mg)_3(OH)O_2(Si,Al)_2O_3\dots(OH)_3(Al_{3},Mg)_3(OH)_3\dots$

которая представляет собой послойное чередование пакетов типа талька (первая часть формулы) и пакетов типа брусита (вторая часть формулы). В приведенной формуле каждому химическому элементу соответствует образованный им слой, а все они написаны в порядке расположения их в структуре, вдоль оси с, т. е. перпендикулярно к плоскости совершенной спайности. Высота ячейки по оси с колеблется от 14 до 15Å, уменьшаясь с уменьшением Si_{IV} в тетраэдрических слоях (от увеличения при этом их отрицательного заряда и сближения с катионными слоями). Изоморфные замещения в октаэдрических группах происходят по типу R[•]₃ — R[•]₂, что и отражено в развернутой выше формуле.

Вычисление структурных формул хлоритов мы производим, исходя из следующих положений:

а) в основе структуры лежит почти неизменный остов из кислородов и гидроксилов О₁₀(OH)₈;

б) возможны эквивалентные замещения $0 \rightarrow 2$ OH с изменением при этом суммы анионов (0 + OH < 18);

в) количество (+) и (—) зарядов в решетке постоянно и равно 28: г) количество кислородов в «безводной» части структуры (за вычетом +H₂O) при возможности замещений O → 2 OH постоянно и равно 14:

д) количество катионов шестерной координации переменно;

е) количество катионов четверной координации всегда равно четырем;

ж) в состав алюмо-кремнекислородных тетраэдров входят только кислороды, а гидроксильные группы непосредственной связи с (Si, Al_{IV}) не имеют.

Так как количество ОН-групп (соответственно $+H_2O$) в составе хлоритов колеблется, мы расчет формул хлоритов производим по 14 (постоянным!) кислородам на «сухое» вещество (без $+H_2O$) с последующим определением в структуре количественной роли ОН-групп. Если есть некоторое количество $+H_2O$ адсорбированной, не входящей в решетку, ее влияние на определения количества катионов при таком способе расчета исключается. Для примера мы приводим расчет структурной формулы хлорита с Урала (табл. 82).

СаО тоже вводится в расчет, если нет CO₂ или микроскопической примеси кальцита. В противном случае соответствующее CO₂ молекулярное количество CaO (FeO, MgO) исключается.

Если присутствует S, то она исключается вместе с половинным молекулярным количеством FeO (по составу пирита).

Щелочи обычно отсутствуют или играют настолько ничтожную роль, что ими можно пренебречь (за исключением редких случаев значительного их содержания в хлоритах)¹.

Так как расчет мы ведем, исходя из кислородной основы и по «безводному» веществу, то в последней графе табл. 82 определяем сумму кислородов (без цифр в скобках). Полученная по валовому анализу сумма

¹ Может быть, крупные ионы К и Na располагаются в гексагонах SiO₄-тетраэдрон, между слюдоподобными и бруситоподобными слоями решетки, как это, повидимому, имеет место для Са, входящего в состав хлоригов.

кислородов 2472 соответствует 14 кислородам по рентгеноструктурной формуле:

$$2472:14 = 176,5 = K.$$

Таблица 82

			Мол. чис.	Ионы		
Окислы	Вес. % Мол. в		(×1000)	металлов	кислорода	
$\begin{array}{c} SiO_2 & \dots & \dots \\ TiO_2 & \dots & \dots \\ Al_2O_3 & \dots & \dots \\ Fe_2O_3 & \dots & \dots \\ Fe_0 & \dots & \dots \\ FeO & \dots & \dots \\ MnO & \dots & \dots \\ MgO & \dots & \dots \\ Hl_2O & \dots & \dots \\ Hl_2O & \dots & \dots \\ Hl_2O & \dots & \dots \\ \end{array}$	30,320,1519,371,900,030,0334,240,0613,76	$\begin{array}{c} 60,00\\ 80,00\\ 102,00\\ 160,00\\ 152,00\\ 72,00\\ 71,00\\ 74,00\\ 40,30\\ 56,00\\ 18,00\\ -\end{array}$	$\begin{cases} 505 \\ 2 \\ 190 \\ 12 \\ - \\ 2 \\ - \\ 850 \\ 1 \\ 764 \\ - \\ - \\ \end{cases}$	505 2 380 24 2 850 (1528)	$ \begin{array}{c} 1010 \\ 4 \\ 570 \\ 36 \\ - \\ 2 \\ - \\ 850 \\ (764) \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	
Сумма	99,91			<u> </u>	2472 (3236)	

Пример вычисления структурной формулы хлорита (лейхтенбергита) Шишимск, южный Урал; анализ В. И. Искюль, 1917 г.

При помощи этого делителя (К) получаем числа металлических ионов в структурной формуле (табл. 83).

Таблица 83

Количественная роль различных катионов и анионов в формуле хлорита с Урала

Четвеј	р ная ко нация	орди-		Шестерная координация									
Si	Al	Fe	Al	Ti	Fe	Cr	Fe	Mn	• Ni	Mg	Ca	он	0
2,86	1,14	_	1,01	0,01	0,13	_	0,01		_	4,82	0,01	(8,66)	
4,00 1,15				4,84					8,00	10,00			
5,99													

Вычисляем количество ОН-групп в структурной формуле: 1528: 176,5 = 8,66.

Избыток (сверх 8,00) 0,66 (ОН) скорее всего (см. выше) соответствует механически связанной воде, и его можно отбросить, заменив половинным количеством $+H_2O$; в расчет формулы избыток воды не входил; если исключить $+H_2O$ (8,00: 2 = 4,00), то в «безводном» веществе получим (4,00+10,00) 14 кислородов.

В тетраэдрический слой мы помещаем недостающее до четырех количество Al или Fe… (если Al нет или нехватает). Такой порядок необходим, хотя представляет в ряде случаев расчетную условность, так как, повидимому, возможно вхождение Fe^{···} в тетраэдрические слои, когда часть Al находится в октаэдрических пакетах (как это имеет место в нонтронитах). Катионы шестерной координации целесообразно разделить на две группы: трех- и двухвалентную — это более наглядно и удобно для дальнейших вычислений и сравнений с формулами других хлоритов.

Переводя (эквивалентно) все октаэдрические катионы только в двухвалентную или только в трехвалентную группу, получим:

a)
$$4,84 + (1,15 \times 1,50) = 6,56 \text{ R}^{\circ}$$

6) $1,15 + (4,84 \times 0,66) = 4,38 \text{ R}^{\circ}$.

Отсюда следует, что катионы в октаэдрических листах решетки находятся в изоморфных отношениях типа $R_3 - R_2 \cdot Избыток 0,56 R$ " или 0,38R" соответствует (1,12—1,14) R и точно (или почти точно) компенсирует в тетраэдрическом слое недостаток положительных зарядов, возникший от замены части (1,14) ионов кремния на алюминий.

Рассчитанную формулу можно написать так:

$$\begin{array}{c} (\mathrm{Si}_{2,86}\,\mathrm{Al}_{1,14})^{4.00}\,\{(\mathrm{Al}_{1,01}\,\mathrm{Ti}_{0,01}\,\mathrm{Fe}_{0,13}^{\dots})^{1.15}\,(\mathrm{Fe}^{^{-}}\mathrm{Mn}_{\,0,01}\,\mathrm{Mg}_{4,82}\mathrm{Ca}_{0,01})^{4.84}\}^{5,99}\\ (\mathrm{OH})_{8,00}\,\mathrm{O}_{10,00}.\,\,0,33\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}. \end{array}$$

Необходимо отметить, что отсутствие или недостаточность равновесных отношений в формуле указывает или на ошибки в расчетах, или на примеси постороннего хлориту материала.

Однако равновесие в структурной формуле не может служить доказательством чистоты и однородности анализированного материала. Это связано с тем, что небольшие примеси (молекулярное количество которих переходит в формулу с уменьшением в 150—200 раз,—коэффициент К!) мало влияют на результат расчета. Хольцнер (Holzner, 1938), исходя из Si + Al_{IV} + Al_{VI} = 10 атомам, рассчитал (табл. 84) влияние на формулу хлоритов различных примесей.

Таблица 84

Состав примесей к хлориту	A1IV	Si	H ₃ O	Y	0
«Идеальный хлорит»	1,50	2,50	4,00	6,00	14,00
To же + 5% SiO ₂	1,42	2,58	3,80	5,85	14,00
» + 5% Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	1,42	2,58	4,00	5,90	14,00
» + 5% K ₂ O·3Al ₂ O ₃ ·6SiO ₂ ·2H ₂ O	1,25	2,75	3,86	5,91	14,00

Влияние примесей на формулу хлорита

Это иллюстрирует, в частности, сохранение характера хлоритовой формулы, несмотря на значительные примеси различных минералов.

Конечно, чистота и однородность химически исследуемого хлорита должны определяться предварительно опытным путем.

Отметим, что при расчете структурных формул хлоритов по валовому составу (c $+H_2O$) на $O_{10}(OH)_8 = 14O + 4H_2O$, т. е. на 18 (постоянных) кислородов, получаются результаты, близкие к полученным нашим способом: отличия выражаются в сотых или десятых долях (табл. 85), возрастая по мере отклонения OH от нормы. Если имеется восемь OH и десять O, результаты расчета на 14 кислородов по «безводному» веществу или на 18(O + OH) по валовому составу совершенно одинаковы. Если OH >8 [а избыток OH по требованиям самой структуры следует отбросить], расчет по 14 кислородам на «сухое» вещество правилен — он ничем не отличался бы от расчета минерала с (OH) $_8O_{10}$, а расчет по 18 (O + OH) содержал бы ошибки от влияния избыточного количества +H₂O, не входящей в структуру, но введенной в расчет (см. пример 1 в табл. 85).

Таблица 85

		Способ	расчета		
TF	Приме	р 1-й	Прим	ер 2-й;	Положение понов
Ионы	на 14 ки- слородов слородов		на 14 ки- слородов слородоз		в структуре
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	3,08,0,92 1,65 1,48 0,66 0,07 0,94 0,06 8,00 10,00	3,020,981,601,46 $$	$\begin{array}{c} 2,72\\ 1,28\\ 0,82\\ 1,40\\ 0,01\\ 1,26\\ 0,04\\ \hline \\ 1,81\\ 0,16\\ 7,40\\ 10,30\\ \end{array}$	2,77 1,23 0,91 1,43 0,01 1,28 0,04 $-$ 1,84 0,16 7,55 10,45	Тетраэдрические слои Октаэдрические слои
Сумма (+) и () валентностей	28,00	27,40	28,00	28,45	

Сопоставление	результатов (без +Н ₂	расчета О) и на	формулы 18 кислор	двух одов	хлорятов (с +H ₂ O)	ва 14	кислородов

Структурная формула (табл. 86) прохлорита из Трамбулла, полученная Грунером (см. выше), исходившим из отличий между высчитанной и фактической плотностью минерала, из его химического состава и рентгеновских данных, имеет вид (1), аналогичный формуле этого же минерала, рассчитанной принятым нами способом на 14 кислородов по «безводному» веществу (2). Расчет этого минерала по валовому анализу на 18 (O + OH) (3) резко отличается от результатов первых двух расчетов.

Таблица 86

N	Si	AIIV	AlVI	Fe Mn	1		Ma				Сул	има
фор- Si мулы	SI				Mn	мg	Ca	ОН	0	катпонов	анионов	
1 2 3	2,45 2,42 2,63	1,55 1,58 1,37	1,04 0,98 1,40	2,29 2,26 2,46	0.04 0,04 0,04	2,72 2,67 2,91	0,36 0,36 0,39	$5,0 \\ 5,2 \\ 5,6 $	11,5 11,4 12,4	10,45 10,31 11,20	16,5 16,6 18,0	

Структурные формулы хлорита из Трамбулла по разным методам расчета

Отношение анионов к катионам в приведенных формулах соответственно равно 1,59; 1,61; 1,61. Оно совершенно одинаково с этим же отношением, получаемым непосредственно из валового химического анализа (1,61). Такое же положение имеет место и у других (обычных, без уплотненной решетки) хлоритов. Например, для железистого хлорита с р. Малки (табл. 87) получаем формулы: 4—по 14 кислородам и 5— по 18 кислоронам и гидроксилам.

Таблица 87

№ Фор- мулы		si Al _{IV}	R _{VI}	R"	он	0	• Сумма		
	Si						катионов	анионов	
4 5	2,8 7 2,94	1,13 1,06	1,97 2,11	3,62 3,71	7,10 7,26	10,45 10,74	9,59 9,82	17,55 18,00	

Структурные формулы метасоматического хлорита с р. Малки (обр. С-Х-78) по разным методам расчета

Непосредственно из данных валового химического анализа и из приводенных выше формул (4, 5) получаем совершенно одинаковое отношение анионов к катионам, равное 1,83.

Таким образом, расчет формул по 14 кислородам (на «безводное» вещество) или на 18 (О + ОН) по валовому анализу одинаково не удаляєт нас от действительных соотношений ионов в валовых анализах хлоритов, как этого, собственно, и следовало ожидать при аналитическом определении элементов в виде окислов.

Существенное значение имеет то обстоятельство, что в ряде случаев у хлоритов отношение h = (O + OH): (x + Y) < 1.8. Если количество октаэдрических катионов в минерале более шести (фигуративная точка состава на нашей диаграмме, фиг. 29, лежит выше «ортохлоритовой» линии, на которой у всех хлоритов Y = 6), то это полностью или частично может объяснить, что h < 1,8. Если же количество катионов координации менее шести (фигуративная шестерной точка состава RO/SiO₂ и R₂O₃/SiO₂ лежит на нашей диаграмме с параметрами «ортохлоритовой» линии), то в этом случае низкое значение ниже (0 + OH): x + Y = h < 1,8 может быть результатом только сниженного количества анионов (О + ОН), число которых менее 18-ти. Снижение Σ (OH + O) в структуре хлоритов может произойти только в том случае, если в анионной упаковке кислород замещает гидроксил не ион за ион (0 - OH), а эквивалентно, т. е. $O \rightarrow 2OH$. Из этого также следует, что кислород-гидроксильная упаковка в структуре хлоритов не всегда «плотнейшая». а в ней возможны некоторые «зазоры».

Таким образом, величина $h = \Sigma$ (O, OH) : ΣR , выведенная из анализов хлоритов (без избыточной, механически связанной воды), показывает, что в октаэдрических слоях решетки [при (Si, Al) = 4 и (O + OH) < 18] h > 1.8 означает, что Y < 6 (за счет $R_2^{\cdots} \rightarrow R_3^{\cdots}$), а h < 1.8 характеризует (очень важно!) или наличие избыточных (сверх шести) катионов, или сниженное содержание анионов (за счет $O \rightarrow 2OH$).

Глава 17

ОБЗОР ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ХЛОРИТОВ

В настоящей главе мы приводим химические составы и рассчитанные нами структурные формулы почти 200 хлоритов, а также соответствующие им оптические данные (табл. 88—99).

I. Ряд серпентина (R^{··}, Rⁱ/₂)₆[O_p(OH)_{8-2p}] Si₄O₁₉

Si = 3,9	90—4,05
----------	---------

Онислы	1	2	3	4	5	6
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} 40,34\\ 0,65\\ 5,31\\ 0,27\\ -\\ 37,13\\ -\\ 16,02\\ -\\ -\\ -\\ -\end{array} $	39,24 Нет 1,11 4,68 Нет 4,72 0,75 0,09 33,45 Следы — 14,00 0,60 Нет	42,54 5,68 1,06 0,74 35,57 0,13 13,26 0,38 Her	42,89 4,00 4,03 5,77 30,98 	33,58 	43,52 16,88 Следы Следы 23,78 2,22 2,50 11,10
Сумма	99,72	99,16	99,36	99,86	100,00	100,00
Si	3,95 0,04	3,93 0,07	3,98 0,02	4,06	4,00	• 3,94 0,06
Al	0,39 0,02 	0,06 0,35 0,35 0,07 5,00	0,610,080,064,940,01	$0,46 \\ 0,28 \\ 0,46 \\ \\ 4,37 \\$	1,00 4,50 — —	$ \begin{array}{c} 1,74 \\ - \\ - \\ 3,21 \\ 0,22 \end{array} $
Y	5,83	5,83	5,70	5,57	5,50	5,17
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	8,0 10,0 1,0	8,0 10,0 0,7	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0	8,0 10,0	6,70 10,65 —
Ng Np 2V Уд. вес		1,566 1,561 	1,567 1,561 	 2,638	1,685 1,674 (ౖౖ(ౖ	

1 — хризотил тонковолокнистый, однородный, без признаков изменения; из серпентинитов вблизи зоны выветривания; Баженово, Урал (Курнаков и Черных, 1926).

2 — серпофит синевато-зеленый, плотный или пластинчатый; волокна развиты по Ng; из трещин в эмеевиках, обр. С-80; S — 0,52; анализ К. П. Благородовой (Д. П. Сердоченко).

3 — а л ю мо-х р и з о т и л светлозеленый, в длинных жестких уплощенных волокнах; из серпентинита вблизи его контакта с более молодыми гранитами; под микроскопом почти бесиветен; развит по Ng, угасает прямо; р. Маркопидж, северный Кавказ (Серпоченко, 1945).

4 — метаксит зеленый, плотный; из ультрабазитов; Амелозе, Гессен (Браунс, 1897).

5 — гриналит черно-зеленый, плотный или агрегатно-волокнистый; из метаморфической (древнеосадочной) железорудной формации Верхнего озера; Бивзбик, Миннезота (Gruner, 1936). 6 — риколит белый, голубоватый изи светлозеленый, волокнистый или плотный; образует участки в серпентинитах и является «разновидностью серпентина» (Jones, 1904).

Габлица 88 (продолжение)

Si = 3,90-4.05

Окислы	7	8	9	10	11	12
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	42,95 7,58 Her 7,12 Her 28,84 0,08 0,33 13,05	42,25 Следы 3,04 1,77 — Нет Следы — 36,37 1,13 0,54 0,38 11,32 2,65 1 35	$\begin{array}{c c} & 41,20 \\ & 0,06 \\ & 5,33 \\ & 1,27 \\ \hline & \\ & 0,18 \\ & 0,14 \\ \hline & \\ & 33,71 \\ & 2,48 \\ & 0,14 \\ & 0,21 \\ & 12,60 \\ & 3,14 \\ & 0,32 \\ \end{array}$	40,07 0,72 	35,05 1,13 1,22 39,99 11,80 0,58 10,05 10,05	32,36 0,69 — 0,62 50,70 3,00 Следы — 12,31 —
Сумма	99,95	100,80	100,88	101,60	99,82	99,68
A1	0,84	0,35 0,13 	0,05 0,05 0,09 0,01 0,01 4,80 0,21	0,03 0,05 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02	0,13 0,11 0,11 0,11 0,11 0,11 0,01	0,10 0,06 0,06 5,08 0,56 -
$\begin{array}{c} Y \\ \vdots \\ OH \\ \vdots \\ OH \\ \vdots \\ H_2O \\ \vdots \\ H_2O \\ \vdots \\ $	5,45 8,0 10,0 0,1	5,63 7,2 10,4	5,67 8,0 10,0	5,99 8,0 10,0	6,06 7,8 10,1	5,86 8,0 10,0 1,0
Ng Np 2V Уд. вес	1,572 1,566 (—)	1,545 1,529	1,548 1,538 (+) больш. —	1,56 1,53 0° 2,47	 2,89	1,64 1,60 3,20

7 — термофиллит в буроватых листочках, проросших магнетитом и эпидотом; Луппи-ко, у Питкаранты; Карелия (Dschang, 1931). Состав термофиллита, по данным Норткста (North-cote, 1858): SiO₂ — 41,48; Al₂O₉— 5,49; FeO — 1,59; MgO — 37,42; Na₂O — 2,84; +H₂O — 10,88; сумма — 99,70%. По гермаву (1858), состав этого же минерэла: SiO₈ — 43,12; Al₂O₈ — 4,91; FeO — 1,99; MgO — 34,87; Na₂O — 1,33; +H₂O — 13,13; сумма — 99,36%.

8 — сунгулит в контакте жилы плагиоклавита с ультрабавитом; оз. Сунгуль, Урал (Соколов, 1931).

9 — су н гу л и т кремовый, чешуйчатый, тонкоспайный, слюдоподобный, плотный, черве-образный; твердость 2; ассопнирует с иддинситом и остатизми оливина. в контакте слюдяного оливинита с жилой нефелинового сиенита; обр. 831 (Н. Д. Соболев, 1947).

10 - непуит ярковеленый с сильным плеохроизмом от велено-желтого по Np до веленого по Ng; развиты пластинки по Ng; Непуи, Новая Каледония (Glasser, 1906).

11 - непуит, оттуда же.

12 - непуит, сттуда же.

При отборе анализов мы стремились остановить внимание на таких минералах, которые изучались в наиболее поздний период, оставив вне таблиц анализы, выполненные в прошлом столетии, хотя не все они могут вызывать сомнения. В первую очередь были включены в нашу систему анализы хлоритов из работ русских исследователей, а также русских месторождений, помещенные в работах анализы хлоритов иностранных авторов. Мы отдавали также преимущество хлоритам, не вошедшим в сводку Орселя 1927 г. Включены в таблицы и некоторые такие хлориты (например, виридит, маккенсит), которые являются представителями редких, хотя и вполне возможных типов, нуждающихся в дальнейшем специальном изучении. Наши таблицы отражают также важные и характерные особенности хлоритов; в них помещены железные (Fe ") и железистые (Fe"), хромовые и никелевые типы, хлориты марганцовистые и смешанного состава, а также чистые магнезиально-глиноземные разновидности.

Во всех приводимых ниже обзорных таблицах химического состава хлоритов структурные формулы их рассчитаны нами на 14 кислородов (см. гл. 16) по «сухому» веществу.

Избыточная (сверх восьми ОН-групп) вода, очевидно, представляет собою выделяющуюся выше 105°, механически связанную воду. Во всех таких случаях анионный состав будет O₁₀(OH)₈ с некоторым количеством +H₂O, не входящей в структуру.

I. Ряд серпентина и серпентин-хлорита; магнезиальные и никелевые разновидности; алюминиевые и железные минералы в изоморфном ряду серпентин — паракаолинит

1. В анализах минералов изоморфного ряда серпентина (табл. 88) содержание MgO (R^{*}O) понижается одновременно с увеличением в них количества Al_2O_3 (R_2O_3), соответственно замещению в октаэдрических слоях Mg₃ на Al_2 . Относительное (молекулярное) количество SiO₂ $n + H_2O$ остается при этом во многих случаях без изменения.

На диаграмме (фиг. 43) с координатными осями R[•]O/SiO₂ и R[•]₂O₃/SiO₂ фигуративные точки состава этих минералов почти точно ложатся на прямую магнезио-глиноземного изоморфного ряда серпентин — паракаолинит. Все минералы отвечают эмпирической формуле этого ряда (R[•], R[•]_{V₄})₆[O_p(OH)_{8-2p}] Si₄O₁₀, совпадающей с его рентгеноструктурной формулой. В настоящее время в этом ряду известны главным образом минералы, примыкающие к серпентину. Наиболее богат паракаолинитовой молекулой риколит, содержащий 54,0% мол. серпентина и 46,0% мол. паракаолинита.

В расчеты формул не вводятся Na и K, так как количество их обычно незначительно. Если кальций в анализе 6 является примесью, тогда для риколита получим:

Обращают на себя внимание колебания в содержании ОН-групп и в количестве октаздрических катионов (Y от 5 до 6).

В этом изоморфном ряду мы рассматриваем и непуиты из Новой Каледонии: они представляют собою никелевые антигориты. Глассер свои первые находки непуита характеризует как «грубо гексагональные пластинки, часто образующие червеобразные скопления, подобные хлориту...» Как и в обычных серпентинах, в них Al₂O₃ (и Fe₂O₃) или совсем отсутствуют, или находятся в небольшом количестве, частично замещая Si в тетраэдрических слоях, а частично Mg и Ni — в октаэдрических. Очевидное изоморфное замещение Ni — Mg сопровождается повышением свето- и двупреломления минералов.

Новокаледонские непуиты были исследованы С. Кайер (Caillère, 1936) термически и рентгенометрически, обнаружив при этом полсходство антигоритом: ное С а) эндотермическое выделение конституционной воды при 650°, причем экзотермический эффект при 750° то имеется, то отсутствует (α- и β-антигорит); б) при 700° и антигорит и непуит переходили в смесь оливина и энстатита; в) дебаеграммы обоих минералов оказались очень сходными.

Значительный интерес представляет минеральная природа непуитов с Урала. Минерал этот (анализ 19), по сообщению Г.С.Грицаенко, «внешне очень напоминает хлорит и в поле условно был назван (правильно! —Д. С.) непуито-хлоритом...» Повышенным содержанием Al₂O₃ уральские непуиты отличаются от новокаледонских непуитов, которые почти не содержат Al₂O₃ и являются никелевыми серпентинами (антигоритами).

Хлоритовая природа уральских непуитов характеризуется и их термическим поведением: имеются эндотермические реакции выделения воды при 120°, ⁶при 500—600° (сильная) и при 700—900°(слабая). Последние две реакции свойственны обычно хлоритовым минералам; экзотермический эффект при 750°, имеющийся у некоторых непуитов из Новой Каледонии, здесь отсутствует.

Рентгеновское исследование уральских непуитов (ревдинскитов), выполненное А. Н. Ляминой



Фиг. 43. Диаграмма состава некоторых серпентиновых и серпентин-хлоритовых минералов.

а — непунты Новой Каледонии (анализы 10, 11, 12); 6 — непунто-хлориты Урала (анализы 18, 19, 20); е — разные алюмо-ферри-серпентины, члены изоморфного ряда серпентин — паракаолинит (анализы 1, 3, 4, 5, 6, 7).

методами Лауэ и Дебая-Шерера показало, что они структурно очень близки к антигоритам, но отличаются от последних некоторым сжатием своей решетки. Для уральского непуита (анализ 19) А. Н. Лямина определила:

$$\begin{array}{rcl} d_{(001)} &= 14,52 \, \rm{\AA} \\ b_0 &= 9,16 \\ a_0 &= 5,28 \\ \beta &= \infty \, 93^\circ \end{array}$$

Объем элементарной ячейки этого непуита составляет 702,24 \dot{A}^3 , в то время как для чистого серпентина он равен 721 \dot{A}^3 . Очевидно, это связано со сжатием решетки по *c* и по *b* и *a* вследствие вхождения в структуру алюминия (Al_{IV} \rightarrow Si — сжатие по *c*; Al₂ \rightarrow Mg₃ сжатие по *a* и *b*).

2. Сельфридж (Selfridge, 1936) исследовал рентгеновскими лучами около 100 образцов различных серпентиновых минералов (серпентинов, антигоритов, хризотилов, пикролитов, метакситов и др.), в том числе содержащих относительно много Al₂O₃, и их рентгеновская структура оказалась идентичной, за исключением небольших колебаний в интенсивности линий дебаеграмм в результате различной кристалличности минералов. микроструктуры агрегатов, некоторых вариаций их состава и условий (в частности, экспозиции) съемки.

Грунер (Gruner, 1936) произвел сравнительное изучение порошковых рентгенограмм гриналита, а также типичного антигорита, пикролита и благородного серпентина. Все рентгенограммы оказались совершенно одинаковыми, и автор назвал исследованный им гриналит «железистым серпентином». По нашему расчету, минерал этот содержит 74,9% мол. ферроантигорита и 25,1% мол. параферрикаолинита (анализ 5).

Эмпирическая формула этого гриналита, по Грунеру, 9FeO·Fe₂O₃. 8SiO₂ · 8H₂O. По своему составу к нему близок гриналит из этого же месторождения, изученный Джоллайфом (Jolliffe, 1935), но гриналиты из района Верхнего озера, описанные Лейцем (Leith, 1903, существенно отличаются от «железистого серпентина»; они по своему составу сильно сдвинуты в сторону собственно хлоритов и являются железно-железистыми пеннинами (делесситами) (см. стр. 255).

Рентгеновское исследование сунгулитов, выполненное Н. В. Беловым, показало, что они дают дебаеграммы, весьма сходные с серпентиновыми.

Термический анализ сунгулитов и алюмо-хризотилов [эндотермическая реакция при 250—300°, 610—670° (сильная) и экзотермическая при 810—830°] указываєт на их принадлежность к группе серпентина.

Сунгулиты особого состава описаны нами в гл. 18.

Значительный интерес представляет сильно глиноземистая (Al₂→Mg₃) разновидность ферросерпентина — термофиллит с колеблющимся (от 1,5 до 7,1 %) содержанием FeO(Fe[¬]→Mg). Этот минерал из Питкаранты химически исследован русским минералогом Германом, а также Норткотом еще в 1858 г., а в 1931 г. — Дшангом.

3. Почти для всех рассмотренных минералов характерна их генетическая связь с серпентинитами. Происхождение алюмо-хризотила (см. гл. 8) связано с воздействием гидротерм со стороны гранитов на змеевики; этим обусловлено обогащение минерала Al₂O₃.

Во всех случаях в решетке серпентина часть магния замещается алюминием и железом (Fe^{···}). Присутствие последних в составе серпентиновых минералов либо связано с наличием алюминия и железа (Fe^{···}) в первоначальных ультраосновных породах (наследственность), либо обусловлено их привносом в условиях авто- или алло-гидротермальных процессов.

Гидротермально-контактное воздействие изверженных жильных пород на ультрабазиты вызвало, повидимому, и образование сунгулитов. Характерный для них парагенезис (биотит — вермикулит — сунгулит) и переходы между этими минералами в их химическом составе позволили Н. Д. Соболеву (1947) предполагать образование некоторых сунгулитов из биотита (через вермикулитовую стадию).

Отличаясь один от другого по валовому химическому составу и отчасти по внешнему облику и свойствам, рассмотренные минералы получили различные названия. В действительности же все они имеют одинаковую

250

Таблипа 89

Іа. Ряд серпентин-хлорита

 $(R'', R_{i_{1,1}})_{6,13} [O_{p}(OH)_{8-2p}] (Si_{3,74}Al_{0,26})O_{10}$

Si - 3 60-3 89

					_			- 0,00 -	-0,00
Окислы	13	14	15	16	17	18	19	20	21
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	39,42 Нет 3,72 1,49 Следни 1,96 Нет 0,14 38,59 0,29 0,40 	38,57 Her 9,86 0,24 	36,88 1,55 3,90 1,02 4,09 	$ \begin{array}{c} 39,64\\ 10,52\\ 2,44\\ \overline{1,31}\\ \overline{32,07}\\ \overline{13,95}\\ \overline{-}\\ \end{array} $	34,78 0,16 10,20 10,16 0,21 22,73 Следы 0,18 6,85 Нет 0,23 0,40 13,10 0,65	32,90 Следы 3,06 0,89 — 0,31 Следы 36,67 11,35 Нет 0,05 9,58 3,12 —	33,7? 0,03 4,46 1,58 0,48 Следы 20,64 24,36 Her 0,06 8,55 2,34 —	30,49 0,02 5,56 2,45 	38,34 10,43 2,74 Her 15,69 22,34 Her 10,45 0,24 Her
Сумма	100,19	99,94	99,99	99,93	99,65	99,93	100,03	100,12	100,20
Si	3,78 0,22 —	3,65 0,35 —	3,70 0,18 0,12	3,72 0,28	3,79 0,21 -	3,88 0,12 -	3,64 0,36 —	3,69 0,31 —	3,70 0,30 —
Al	$ \begin{array}{c c} 0,19\\ \overline{0,10}\\ \overline{0,16}\\ \overline{0,01}\\ \overline{5,51}\\ \overline{}\\ \phantom{0$	$ \begin{array}{c c} 0,75 \\ \overline{0,01} \\ \overline{0,01} \\ \overline{-} \\ 5,01 \\ \overline{-} \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} -\\ 0,17\\ 0,08\\ 0,34\\ -\\ 5,30\\ 0,13 \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 0,88 \\ \overline{0},17 \\ \overline{0},10 \\ \overline{-} \\ 4,47 \\ -\end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,10\\0,02\\0,85\\0,01\\2,07\\\hline\\\hline\\1,01\\1,11\\\hline\\\hline\end{array} $	$ \begin{array}{c c} 0,30 \\ \hline 0,09 \\ \hline 0,03 \\ 0,00 \\ 3,46 \\ 2,00 \\ 0,00 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,21 \\ \overline{0,13} \\ \overline{0,04} \\ \overline{1,69} \\ 3,95 \\ - \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,47 \\ \overline{0,22} \\ \overline{0,04} \\ 2,91 \\ 2,18 \\ - \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 0,89\\ \overline{0,20}\\ \overline{1,28}\\ \overline{1,28}\\ \overline{3,23}\\ \overline{3,23}\\ \end{array} $
¥	. 5,97	5,78	6,02	5,62	5,15	5,50	6,02	5,82	5,60
$\begin{array}{c} \bullet\\ \bullet\\ \bullet\\ \bullet\\ \bullet\\ \bullet\\ H_2 \bullet\\ $	8,0 10,0 0,5	7,4 10,3 —	8,0 10,0 1,3	8,0 10,0 0,3	8,0 10,0 0,8	7,60 10,20	6,8 10,6 —	7,8 10,1	6,8 10,6
Ng Np 2V Уд. вес	. 1,558 . 1,552 				1,606 1,597 ()		1,653 1,626 () 2,783	1,643 	1,613 1,606 +12°

13 — серпофит голубовато-веленый, тонкопластинчатый, из крутых трещин в аподунито-вом змеевике; развиты шестоватые волокна по Ng; угасание прямое; левый берегр. Малки; ана-литик А. Чачерин (Д. П. Сердюченко). 14 — хризотил поперечно-волокнистый: из прожилков в лампрофире, секущем змеевики; левый берег Большой Лабы; аналитик Н. В. Левенфиш (Татаринов, 1935). 15 — хлорит зеленовато-серый между хромитом и вмещающим перидотитом; Халилово,

Урал (А. Г. Бетехтин).

Урая (А. Г. Бететтин). 16 — тальк-х порит (среднее из двуханаливов). Новеановые горы, Златоуот, Урал (Malt, 1913). 17 — хлорит светлозеленый, сферолитовый; Из хлорито-нальцитовых полосок в полосчатой метасоматической хлорито-манетитовой породе; Северный Кавказ (Д. П. Сердюченно). 18 — не цуит ярковеленый, сильно пеохроичный, от малто-зеленого по Ng до сине-зеле-ного по Np; Исключена примесь кварца — 2,8% (Гридаенко, Бочарова и Лямина, 1943). 19 — не пуит, оттуда же; исключена примесь кварца — 2% вес. 20 — не цуит, оттуда же; Ng = 1,643; Исключена примесь кварца — 5,3%. 21 — «эпих лорит», в виде зеленовато-черных листочков с жирным блеском, в вмеевине. Илеохроичен: по Np буровато-черных, по Ng веленый: Np > Ng: зндотермические реакции на кривой нагревания: 200° (гетитая), 480° — FeO · OH, 620° — лептохлоритовая (FeO·SiO₄·H₄O), 710° — змеевиновая и 850° — ортохлоритовая. Баженово, Урал (Черных, 1930).

II. Ряд пеннына

$$(\mathbf{R}^{"}, \mathbf{R}^{"}_{*,*})_{6,25}[O_p(OH)_{8-2p}](Si_{3,50}Al_{0,50})O_{10}$$

$$Si = 3,40 - 3.50$$

Окислы	22	23	24	25
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	36,70 10,38 1,22 Следы Следы 36,44 0,86 13,80 1,06 	$35,48$ $13,93$ $3,31$ $1^3,47$ $0,34$ $20,24$ $0,86$ $0,64$ $1,40$ $10,47$ $-$	$\begin{array}{r} 34,84\\ 0,10\\ 19,53\\ 4,63\\ \hline \\ 27,62\\ 1,68\\ \hline \\ 2,73\\ 0,28\\ 0,42\\ 0,67\\ 6,22\\ 0,12\\ \hline \\ \end{array}$	38,03 8,20 1,34 1,29
Сумма	100,46	100,14	99,14	100,45
Si	3,46 $0,54$	3,50 0,50 -	3,54 0,46 —	3,54 0,46 —
Al	$ \begin{array}{r} 0,61 \\ \overline{0,09} \\ \overline{0,00} \\ \overline{} \\ \overline{5,11} \\ 0,08 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,12 \\ \overline{0,25} \\ \overline{1,11} \\ 0,03 \\ \overline{2,97} \\ 0,09 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,87\\ 0,35\\ 2,34\\ 0,13\\ 0,42\\ -\end{array} $	$ \begin{array}{r} 0,43 \\ \overline{0,09} \\ \overline{0,10} \\ \overline{5,36} \\ \overline{} \\ $
Y	5,89	5,57	5,11	5,98
$\begin{array}{c} & \\ OH & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ O & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ +H_2O & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{array}$	8,0 10,0 0,3	7,0 10,5	4,2 11,9	8,0 10,0
Ng	1,580 1,555 (+) —	1,665 1,659 (+) мал. —	(<u> </u>	

22 — тальк-хлорит, «colerainite», бесцветный, Nm = 1,560; Ноттингем, Пенсильвания (Shannon a. Wherry, 1922).

23 — циабантит, Лонг-Айленд, Дигли, Канада (Walker, 1922).

24 — афросидерит, нон-налона, данан, налада (нанан, нок). 24 — афросидерит (дафият) из насситерито-клоритовых жил; цвет яблочно-зеленый, развит по Ng; P₂O₈-O,37% (В. А. Радневич). 25 — антыгорит олотный, светлозеленый; Баженово, Урал (Курнаков и Черных. 1926).

Si = 3,40 - 3,59

Окислы	26	27	28	29	29a
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\left.\begin{array}{c} 32,11\\ 0,03\\ 14,42\\ 22,26\\ 0,43\\ 12,62\\ 0,14\\ 0,60\\ 4,49\\ 0,80\\ \end{array}\right\} 0,12\\ 9,14\\ 3,51\\ -$	$\begin{array}{c} 30,62\\0,08\\4,31\\34,28\\0,58\\7,27\\0,12\\0,20\\3,52\\0,91\\0,62\\9,53\\7,85\\-\end{array}$	$\begin{array}{c} 34,80\\ 0,72\\ 22,74\\ 11,99\\ 0,27\\ 13,45\\ 0,03\\ \hline \\ 0,76\\ 0,37\\ 0,22\\ 11,10\\ 3,39\\ \hline \end{array}$	$ \begin{array}{c} 34,0\\ 23,1\\ -\\ 32,7\\ -\\ -\\ 10,2\\ -\\ -\\ 10,2\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	$ \begin{array}{c} 30,08 \\ \underline{-} \\ 34,85 \\ 25,72 \\ \underline{-} \\ - \\ 9,35 \\ \underline{-} \\ \end{array} $
Сумма	100,67	99,98	100,20	100,0	100,00
Si	3,52 0,48 —	3,54 0,46 	$ \begin{array}{c c} 3,55 \\ 0,45 \\ - \end{array} $	3,50 0,50 —	3,48 0,52
Al	$\begin{array}{c} 0,99\\ \hline ,75\\ 0,04\\ 1,15\\ 0,01\\ 0,06\\ 0,74\\ 0,10\\ \end{array}$	0,12 2,97 0,04 0,70 0,01 0,12 0,61 0,11	$ \begin{array}{c} 2,29\\ \overline{0,91}\\ 0,02\\ 1,14\\ 0,01\\ \overline{0,11}\\ 0,08\\ \end{array} $	2,30 2,80 	 2,51 2,48
Y	4,83	4,68	4,56	5,10	5,99
OH	6,6 10,7	7,4 10,3	7,6 10,2	7,0 10,5	7,2 10,4 —
Ng Np 2V Уд. вес	$\begin{array}{c c} 1,625 \\ (1,622) \\ \hline 2,66 \end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	1,608 1,594 —.		

26 — х л о р и т буро-зеленый, плеохроичный; двупреломление очень низкое; Халилово (Кал. ганов, 1942).

27 — х лорит чешуйчатый, зеленовато-бурый, с сильным плеохроизмом; Ng — светлобурый, Np — темнобурый; Np > Ng; Халилово (Калганов, 1942).

28 - хлорит типа делессита зеленый, плеохроичный; Урал (Кротов, 1936).

29 — делессит средний (Niggli, 1926).

29а — гриналитиз метаморфической железорудной формации Верхнего озера, Миннезота (Leith, 1908).

химическую конституцию, относятся к одному изоморфному ряду, а их переменный химический состав и колебания в свойствах объясняются изоморфными замещениями: a) Al — Fe^{***} — Cr; б) Mg — Fe^{***}—Ni; в) R₃^{**}—R₂^{***}. В кремнекислородных листах слоистых решеток этих минералов кремний совсем или почти совсем не замещается на Al (Fe^{***}, Cr).

4. К ряду серпентин-хлорита (табл. 89) относятся близкие к серпентинам хлориты с колеблющимся содержанием кремния в своих тетраэдрических слоях. Под разными названиями (тальк-хлорит, эпихлорит, непуит, серпофит, хризотил) здесь были описаны и представлены минералы с существенными отличиями в валовом составе и внешнем облике, но с одинаковой химической конституцией. В них резко выражены изоморфные замещения Fe"-Mg-Ni, Al-Fe", R₂"-R₃.

Сопоставление, например, минералов 15 и 16 показывает, что в их октаэдрических слоях избыток 1,20 R^{°°} в первом компенсируется избытком 0,80 R^{°°°} во втором, т. е. $R_3^{°°} - R_2^{°°°}$.

Электростатическое равновесие решетки, при замене части Si^{***} на R^{***}, обеспечивается дополнительными зарядами катионов шестерной координации (например, 0,15 R^{**} для 15-го; 0,14 R^{**} для 16-го).

Из приведенных химических анализов и рассчитанных нами структурных формул минералов этого ряда видно, что обычная серпентиновая решетка, обогащаясь алюминием, частично замещающим кремний, значятельно сдвигается в сторону собственно хлоритов. Если при этом ионы никеля существенно (в количественном отношении) становятся на место ионов магния, получаем никелевый хлорит — непуит.

При общности и близости структуры и постепенных изменениях химического состава (а следовательно и физических свойств) нередко трудно бывает (даже при микроскопическом исследовании) отличить серпентин в собственном смысле от хлоритов. В первую очередь это относится к переходным формам, которые кристаллохимически обычно расположены между значениями Si_{IV} от 4,0 до 3,5. Разновидности эти часто называют «серпентино-хлоритом» (Лодочников, 1936).

II. Ряд пеннина и пеннин-клинохлора; хромовые и никелевые разновидности; хлориты с повышенным содержанием полуторных окислов (делесситы)

Хлориты, объединяемые в нашем ряду пеннина, были различно названы впервые описавшими их авторами: хлорит, антигорит, тальк-хлорит, диабантит, пиросклерит, афросидерит и др. Отличия в их валовом химическом составе, внешнем облике и оптических свойствах связаны с разнообразными изоморфными замещениями в их решетках. При незначительном, например, колебании Si_{IV} (от 3,42 до 3,55) количество ионов в октаэдрических слоях меняется весьма сильно: Al 0,12—2,29; Fe^{III} 0,09—2,97; Fe^{III} 0,00—2,48; Mg 0,11—5,11. Содержание двух- и трехвалентных катионов в отдельных минералах колеблется здесь в пределах от R^{IIII} 0,70 и R^{III} 5,19 до R^{IIII} 3,20 и R^{III} 0,36.

Из рассчитанных нами кристаллохимических формул легко усмотреть разнообразные по типам и диапазону изоморфные замещения. В данную группу попадают, в частности, некоторые «гриналиты» из района Верхнего озера, а также многие железистые хлориты, описанные под названием делесситов.

Ниггли (Niggli, 1926) отмечает (но не объясняет) сильно колеблющийся состав делесситов, которые, по автору, в среднем состоят из молекул: H₂Fe⁻₂Si₂O₈, H₄Fe⁻Al₂Si₂O₁₀, H₄Al₂SiO₇ в отношении 1 : 1 : 1, т. е. фор-

мула этого («идеального») минерала будет $H_{10}Fe_4^-Al_4Si_5O_{25}$. Хлорит такого состава имеет параметры RO : $SiO_2 = 0.80$ и R_2O_3 : $SiO_2 = 0.40$. На нашей диаграмме он точно ложится на линию изоморфного ряда с Si = 3.50.

Этот же автор характеризует «средний» состав некоторых сильно железистых «кронштедтитов» формулой $3\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Хлориты этого типа в своих структурных формулах будут иметь значительное количество $\text{Fe}_{\text{IV}}^{\cdots}$ (в тетраэдрических слоях), но по количеству Si_{IV} и составу октаэдрических слоев относятся к железно-железистым разностям этого же ряда (RO : SiO₂ = 1,00 и R₂O₃: SiO₂ = 0,33).

Интересно отметить, что «средний» состав такого «кронштедтита» (А) из изоморфного ряда пеннина-делессита очень близок к составу некоторых гриналитов (Б) из района Верхнего озера (Leith, 1903):

Минералы	SiO_2	Fe ₂ O ₃	FeO	H_2O	Сумма
А.	29,51	26,23	35,41	8,85	100,00
Б.	30,49	23,52	36,92	9,07	100,00

В состав гриналитов входит небольшое количество MgO и MnO, эквивалентно пересчитанные на FeO; нерастворимый остаток и примесь сидерита (по CO₂) исключены.

Рассчитанные нами структурные формулы этих минералов

A.
$$(Si_{3,50}Fe_{0,50})^{4,00}[Fe_{1,83}Fe_{3,50}]^{5,33}(OH)_{7,0}O_{10,5}$$

B. $(Si_{3,60}Fe_{0,40})^{4,00}[Fe_{1,68}Fe_{3,64}]^{5,32}(OH)_{7,2}O_{10,4}$

показывают, что часть кремния в их тетраэдрах замещена Feiv.

Все разнообразие в составе пеннинов легко и наглядно разъясняется наличием не только замещений типа Mg—Fe⁻⁻--Mn и Al—Fe⁻⁻, но и типа R₃⁻⁻--R₂⁻⁻.

Химическое строение рассмотренных здесь минералов строго подчиняется выведенным выше (гл. 15) закономерностям химической конституции хлоритов.

По характеру генезиса в данной группе имеются как гидротермальные, так и типично осадочные хлориты.

Антигорит из Баженова (анализ 25) образует плотный зеленый змеевик; по своему химическому составу он существенно отличается от собственно серпентина высоким содержанием Al₂O₃, причем ионы алюминия, с одной стороны, частично замещают кремний в тетраэдрических слоях, а с другой магний в октаэдрических пакетах. Этот уже хлоритовый химический состав непосредственно и ясно влияет на термическое поведение минерала, который, кроме обычных для серпентина эндотермических реакций при 410° и 710°, показал еще две реакции: при 280° (гидраргиллитового типа) и при 850° (слабая эндотермическая остановка ортохлоритового типа— за счет Al₂O₃—SiO₂—H₂O-группировки).

Таким образом, данный «антигорит» (за счет обогащения его состава Al₂O₃) иллюстрирует переход серпентиновых минералов в собственно хлоритовые.

В ($\mathbf{R}_{3}^{"}$ — $\mathbf{R}_{2}^{"}$)-изоморфном ряду пеннин-клинохлора (табл. 91), ограниченном содержанием Si_{IV} от 3,20 до 3,39, помимо хлоритов с резкими колебаниями в содержании Al, Fe["], Fe["] и Mg, имеются хромовые и никелевые хлориты, для которых содержание Cr в структурной формуле достигает 1,02 (13,46% вес. $\mathrm{Cr}_{2}\mathrm{O}_{3}$) и Ni — 0,39 (5,16% вес. NiO) и даже 0,59 (7,20% вес. NiO). В литературе минералы эти соответственно названы кеммереритом, шухардитом, никелевым клинохлором.

Па. Ряд пеннин-клинохлора

$$(R^{"}, R^{"}_{*/_{4}})_{6,35}[O_{p}(OH)_{8-2p}](Si_{3,30}Al_{0,70})O_{10}$$

Si = 3,20 - 3,39

Окислы	30	31	32	33	34	35
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	33,83 12,95 2,25 3,02 	34,10 13,88 12,78 10,33 	$ \begin{array}{r} 34,15\\ 11,46\\ 1,14\\ 1,02\\\\ 37,42\\ 1,50\\\\ 13,04\\\\ \end{array} $	33,79 $15,47$ $4,01$ $3,26$ $5,16$ $25,87$ $1,38$ $-$ $11,54$	$ \begin{array}{c} 31,85\\0,08\\17,10\\5,61\\\hline 0,74\\0,58\\7,20\\20,?8\\0,79\\0,08\\12,31\\3,02\\\end{array} $	34,49 12,40 3,14 13,46 3,28
Сумма	100,10	99,81	99,73	100,48	99,74	100,45
Si	3,20 0,80 —	3,34 0,66 —	3,24 0,76 —	3,23 0,77 —	3,22 0,78 —	3,32 0,68
Al	$0,64 \\ 0,16 \\ 0,24 \\ - \\ 4,92 \\ - \\ -$	$0,94 \\ 0,94 \\ 0,81 \\ - \\ 2,59 \\ 0,11$	0,52 0,08 0,08 	$0,98 \\ \overline{0,29} \\ \overline{0,26} \\ \overline{0,39} \\ 3,71 \\ 0,14$	$ \begin{array}{r} 1,26\\ 0,42\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,59\\ 3,09\\ 0,08\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,72 \\ -,23 \\ 1,02 \\ 0,27 \\ -, \\ 3,13 \\ - \\ \end{array} $
Y	5,96	5,39	6,11	5,67	5,55	5,37
OH	8,0 10,0	5,70 11,15	8,0 10,0 —	7,4 10,3 —	8,0 10,0 0,1	7,6 10,2
Ng (n)			 		(1,587) 	1,590 1,586 (+) мал. 2,709

30 — пенниїн, Циллерталь, Альпы (Tschermak, 1891).

31 — хлорит из диабазов, Paraspora, Италия. Анализ G. Ponte, 1899 (Doelter's Handbuch, 1917).
 32 — пеннин в табличках темнозеленого цвета. Шишимские горы, Урал (Курнаков и Чер-

32 — пеннин в таоличках темнозеленого цвета. Шишимские горы, урал (курнаков и черных, 1926).

33 - шухардит (никелевый хлорит), Силезия, Франкенштейн (Schrauf, 1882).

34 — клинохлор никелевый яркозеленый, сильно плеохропруст в желто-зеленых тонах; Ng — Np = 0,003; Актюбинск (Грицаенко, 1936).

35 — кеммерерит фиолетово-розовый из саксонитов; северная Швеция (Rietz, 1935).

Таблица 91 (продолжение) Si = 3,20-3,39

Окислы	36	37	38	39	40	41	42	43
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{c} 30,76\\ \underline{12,12}\\9,12\\ \underline{22,76}\\1,24\\ \underline{12,36}\\-\\-\\9,76\\1,80\\\end{array} $	34,01 Следы 12,99 2,41 3,62 Следы 33,48 Следы » 0,18 13,26	33,78 Нет 13,24 1,50 <u>-</u> 3,07 0,16 34,41 Следы 13,89 	33,87 Her 12,78 2,36 1,30 0,14 35,67 Her 13,73	$\begin{array}{c} 31,36\\0,2\\17,01\\5,68\\-\\0,65\\0,61\\4,18\\21,60\\0,84\\0,10\\14,21\\3,28\end{array}$	33,45 0,02 7,80 11,04 0,27 7,18 0,03 1,17 25,48 Her 0,07 0,17 11,70 1,74	30,50 0,19 18,00 2,36 <u>-</u> 34,80 1,26 2,73 Her 0,10 - 10,29
Сумма	100,04	99,92	100,18	100,05	99,86	99,55	100,12	100,23
Si	3,27 0,73 —	3,27 0,73 —	3,24 0,76 -	3,23 0,77	3,21 0,79	3,21 0,79 —	3,39 0,61 —	3,29 0,71
Al	$ \begin{array}{c c} 1,48 \\ 0,01 \\ 0,30 \\ \hline 3,41 \\ \hline 0,27 \\ \hline \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,79 \\ -,72 \\ 2,01 \\ 0,11 \\ -,96 \\ - \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,70 \\ -0,17 \\ -0,29 \\ -4,78 \\ - \\ \end{array} $	$0,71 \\ \overline{0,10} \\ \overline{0,25} \\ 0,01 \\ \overline{4,91} \\ -$	$ \begin{array}{r} 0,64 \\ \overline{0,17} \\ \overline{0,10} \\ 0,01 \\ \overline{5,06} \\ \hline \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,26 \\ \overline{0,44} \\ \overline{0,05} \\ 0,05 \\ 0,34 \\ 3,31 \\ 0,09 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,21\\ 0,84\\ 0,03\\ 0,61\\ \hline 0,10\\ 3,85\\ -\end{array}$	$ \begin{array}{r} 1,57 \\ 0,01 \\ 0,19 \\ \overline{3,13} \\ 0,12 \\ \overline{0,44} \\ \hline \end{array} $
Y	5,47	5,63	5,94	5,98	5,98	5,54	5,74	5,46
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	6,54 10,73 —	6,90 10,55 —	8,0 10,0 0,2	. 8,0 10,0 0,4	8,0 10,0 0,3	8,0 10,0 0,8	8,0 10,0 	7,40 10,30
Ng (n)	1,63 1,62 (—) оч.мал.	1,638 1,615 ()	1,576 1,572 +5° 2,803	 (оч. мал.) 2,682	 () 2,661	(1,582) (1,577) 0° 		1,664 1,654 4°

36 — шамозит бледнозеленый из волито-железистых отложений доггеря в швейцарских Альп х. Плеохроизм ясный в желто-зеленых тонах (Ng > Np); Np почти ⊥ к плоскости снайнести; Шамозон, Валэ (Déverin, 1945).

37 — клинохлор, Nm = 1,637; Кастер Каунти, Айдахо (Shannon a. Ross, 1924).

38 — табергит счнезато-зеленый, однородный, пластинчатый; образовался за счет биотита: F=0,39, Таберг, Швеция (Искюль, 1917).

39 — пеннин в стоябчатых кристаличках и шестигранных пластинках, ассоциирует с кальцигом; Np буровато-желтый, Ng синеватс-зеленый. Пфитш, Тироль (Искюль, 1917).

40 — леннин синевато-зеленый, табличатый; 2Е = 5—9°; Церматт, Швейцаряя (Искюль, 1917).

41 — клинохлор никелевый, яркозеленый, плеохроичный; Актюбинск (Грицзенко, 1936). 42 — хлорит зеленый, сыпуний, из оторочки вокруг талькового тела в змеевике. Оптических давных нет. Тетри-Миндори, Юго-Осетия (Флоренский в Барсанов, 1936).

43 -- тюрингит из колл. А. О. Розенцвита. Аналитик Б. М. Френкель (Иванова, 1949).

III. Ряд клинохлора $(R^{\prime\prime}, R^{\prime\prime\prime}z_{/_{8}})_{6.45}[O_{p}(OH)_{8-2p}](Si_{3,10}Al_{0,90})O_{10}$

<u><u></u></u>	ີ.	$\Delta \Delta$		١.
SI =	э.	υU	0.1E	,
	- 1			

Окислы	44	45	46	47	48	49	50
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	31,180,1018,282,004,850,03 $31,1112,520,10$	32,40 19,17 2,36 4,04 Her 27,62 Her » 12,21 1,56 —	$31,74 \\ 6,74 \\ 11,39 \\ 1,23 \\ 0,49 \\ 35,18 \\ 0,18 \\ - \\ 12,68 \\ 0,36 \\ - \\ -$	33,15 — 12,76 1,26 3,92 0,60 Нет Следы 35,04 Следы — 13,11 —	30,92 0,29 8,06 1,88 6,31 0,59 Her 36,96 0,54 0,18 0,26 14,10 0,12 Her	27,88 $15,81$ $1,77$ $31,92$ $0,51$ $9,52$ $0,20$ $-$ $11,82$ $0,15$ $-$	32,26 15,28 8,32 13,02
Сумма	100,17	99,85	99,99	99,84	100,24	99,58°	99,67
Si	3,04 0,96 —	3,11 0,89	3,12 0,78 0,10	3,14 0,86	3,05 0,95 —	3,07 0,93 —	3,18 0,82
Al	$ \begin{array}{c} 1,14\\ \overline{0,14}\\ \overline{0,39}\\ -\\ 4,51\\ -\\ \end{array} $	1,28 0,18 0,32 	$ \begin{array}{c} - \\ 0,75 \\ 0,10 \\ - \\ 0,04 \\ 5,17 \\ 0,02 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,57\\ -\\0,09\\ 0,30\\ 0,05\\ -\\-\\4,97\\ -\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-\\-$	$ \begin{array}{c c} - & & \\ 0,02 \\ 0,14 \\ 0,50 \\ 0,05 \\ - \\ 5,44 \\ - \\ \end{array} $	1,12 0,15 2,93 0,05 1,56	1,01 0,63 1,10 - 2,87 -
Y	6,18	5,73	6,08	5,98	6,15	5,81	5,61
$\begin{array}{c} OH \\ O \\ O \\ +H_2 O \\ \end{array}$	8,0 10,0	8,0 10,0	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0 0,6	8,0 10,0 0,4	8,0 10,0
Ng	1,594 1,584 (+) мал.	 2,80		2,644	1,584 1,582 	1,639 1,633 () 	

44 — нлинохлор в крупных пластинках из хлоритовых сланцев; Безэфотра, Мадагаскар (Orcel, 1927). 45 — клинохлор темнозеленый, крупнопластинчатый; Нанханбор Хилл, западвая Ав-стралия (Simpson, 1936). 46 — кочубе пт., Калифорния (Lindgren, 1890). 47 — родохром коасний, пюгний, с мелкоз инозистым изломом; под микроскопом состоит из агрегата очень мелких чешуек; растирается в розовато-белый порошок; Миасс, Урал (Ис-коль, 1917).

из агретата очень мелких чешуск; растираетов в россил собласти и коль, 1917). коль, 1917). 48 — ролохром светлосиреневый: из зальбандов и трещин хромита в серцентините; гора Беден, северный Кавкав; Li₂O=0,03%; примесь кальцита исключена (Сердюченко, 1935₂). 49 — брунсвигит жаттов товеленый, оливнов зелений, плогний и и листоватый, ра-диально-лучистый; в пустотох гобро. Ng — Np = 0.006; Родау, Грц (Fromme, 1902). 50 — делессит веленый, мелколистоватый; Шотландия (Курнаков и Черных, 1926).

Таблица 92 (продолжение) Si = 3,00 - 3,19

	Окислы	51	52a	52 6	53	54	55	56	57
SiO_{3} . TiO_{2} $Al_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ $Gr_{2}O_{3}$ FeO. MnO MiO. MgO CaO. $Na_{2}O$ $K_{2}O$. $+H_{2}O$ $-H_{2}O$ CO_{2} .		$ \begin{array}{c} 28,3 \\ 12,0 \\ 18,0 \\ 30,8 \\ - \\ 1,6 \\ - \\ 9,3 \\ - \\ - \\ 9,3 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	35,12 48,16 — — Следы 0,61 1,98 14,01 —	34,65 46,03 0,55 Her 1,58 1,82 1,08 13,96 —	32,46 	33,30 	$ \begin{array}{c} 22,27\\ 0,08\\21,40\\0,67\\\hline 43,01\\0,05\\\hline 2,35\\0,15\\\hline 0,25\\10,10\\0,11\\\hline -\end{array} $	32,12 9,50 Her 7,88 1,98 Her 35,36 1,24 - 10,25 -	32,51 Her 16,17 0,56 Her 35,72 Her 0,96 0,51 12,59 0,12
<u></u>	Сумма	100,0	99,88	99,81	100,04	100,32	100,54	100,33	100,20
Si . Al . Fo .	• · · · • •	3,14 0,86 —	3,16 0,84 —	3,13 0,87 —	3,12 0,88 —	3,16 0,84 —	3,16 0,84 —	3,07 0,93 —	3,07 0,93 —
Al . Ti . Fe . Cr . Fe . Mn . Ni . Mg . Ca .		$ \begin{array}{c} 0,71 \\ 1,50 \\ 2,85 \\ - \\ 0,27 \\ - \\ \end{array} $	4,26 	4,01 	$ \begin{array}{r} 0,61 \\ \hline 0,07 \\ 0,12 \\ 0,21 \\ \hline 0,02 \\ 4,98 \\ 0,04 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,71 \\ \overline{0,08} \\ \overline{0,27} \\ \overline{-} \\ 4,97 \\ \overline{-} \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,64 \\ \overline{0,05} \\ \overline{3,52} \\ \overline{-} \\ 0,35 \\ 0,02 \end{array} $	0,14	$ \begin{array}{c} 0,87\\ \overline{0,04}\\ -\\ 0,09\\ \overline{5,02}\\ -\\ \end{array} $
	Y	5,33	4,32	4,49	6,05	6,03	5,58	6,06	6,02
OH . 0 +H ₂ O	· · · · · · · ·	8,0 10,0	8,0 10,0 0,2	8,0 10,0	8,0 10,0 0,2	8,0 10,0 0,1	6,70 10,65 —	6,6 10,7 —	8,0 10,0
Ng. Np. 2V. Уд. в			 	1,581 1,563 +52° 2,628	1,580 1,576 (+)	1,5670 1,5655 (+) 2,64	1,667 1,658 (-) 3,2	1,590 1,587 ()	1,575 1,572 (+) 2,775

ном тарасовне (лазаренко, 1950). 53 — кеммерерит из лерполитов; Локача, Племонт, Италия (Sanero, 1933). 54 — пеннин в прекрасных табличатых кристаллах (Dechang, 1931). 55 — бавалит; Ng = Nm; Никний Валлон (Orcel, 1923). 56 — кеммерерит; Nm = Ng, примесь 2,04%: Дир-Парк, Вайоминг (Ross, 1921). 57 — клорит марганцовистый, оранжево-красный с типичной дебаеграммой; Nm = Nr; Лонгбан, Швеция (Eckermann, 1927).

259 17*

Si = 3.00 - 3.19

Окислы	58	59	60	61	62	63	64
$\begin{array}{c} {\rm SiO}_2 \ . \ . \ . \ . \ . \ . \ . \ . \ . \ $	31,96 0,82 8,38 1,93 4,80 0,38 0,11 0,21 37,37 Her 0,58 0,10 12,48 0,50 Her	31,71 0,20 14,58 2,75 Нет 5,75 0,25 Следы 32,66 Нет 11,96 0,04	29,90 Her 21,32 19,14 Her 7,90 Her 0,85 6,15 0,70 	28,53 0,32 14,28 10,93 0,48 25,53 0,04 0,46 10,02 Her 0,28 0,30 8,59 Her	31,96 0,07 16,98 5,74 0,71 0,40 3,83 23,86 0,81 }0,15 12,20 2,82 -	24,84 0,33 0,00 41,96 0,47 12,15 0,19 2,05 1,03 0,00 	28,36 16,21 23,28 0,43 11,08 0,66 2,05 0,24 17,36
Сумма	99,74	99,90	99,68	99,88	99,53	99,49	100,47
Si	3,10 0,90 —	3,03 0,97 —	3,08 0,92 —	3,03 0,97 —	3,17 0,83 . —	3,13 0,00 0,87	3,16 0,84 —
Al	0,05 0,06 0,15 0,37 0,03 0,04 0,02 5,43	$\begin{array}{c} 0,68\\ 0,01\\ 0,20\\ \hline \\ 0,46\\ 0,02\\ \hline \\ 4,67\\ \hline \\ -\end{array}$	$ \begin{array}{c} 1,65\\ 1,48\\ 0,66\\ 0,07\\ 0,94\\ 0,06\\ \end{array} $	0,81 0,03 0,87 0,04 2,25 0,04 1,58	$ \begin{array}{r} 1,16\\\\ 0,43\\ 0,06\\ 0,04\\ 0,30\\ 3,55\\ 0,08\\ \end{array} $	0,03 3,09 0,04 1,27 0,02 0,21 0,20	$ \begin{array}{r} 1,27\\ 1,95\\ 0,04\\ 1,03\\ 0,07\\ 0,05\\ 0,34\\ 0,02 \end{array} $
Y	6,12	6,04	4,86	5,62	5,62	4,86	4,77
OH	8,0 10,0	7,6 10,2	8,0 10,0 0,4	5,70 11,15 	8,0 10,0 —	8,0 10,0 0,8	8,0 10,0
Ng	1,581 1,578 5°	1,583 1,578 	1,601 1,597 	1,618 1,612 	(1,582) 	(1,694) 2,96	1,640 1,633 + (мал.) 2,7

 $58 - кеммерерит розово-малиновый в столбчатых кристаллах; <math>2V = -(0^{\circ} - 10^{\circ})$: SrO - 0,06, із бонов и пустот хромита (в серпентинизированном дуните?); р. Больп:ая Лаба, северный Кавказ (Сердюченко, 1935.). 59 - xл о р и т зеленый, мелкоченуйчатый, из мономинерал-ных хлоритовых «бомб» в контакте змесевинов с гранитами: р. Бескес, северный Кавказ (Сердюченко, 1935.). 60 - xл о р и т черно-зеленый, плотный, метаколлоидалі вый, из осадочных хлоритовых «бомб» в контакте змесевинов с гранитами: р. Бескес, северный Кавказ (Сердюченко, 1935.). 60 - xл о р и т черно-зеленый, плотный, метаколлоидалі вый, из осадочных хлоритовых пород, над светловелецым метасомитическим хлоритом нижней толціи, тонноагрегатный, слабо раскристаллизованный содер нание S = 0,28% обр. C-X-25; р. Мална (Д. П. Сердюченко). 61 - xл о р и т тонкокристаллический, бобового строевия, из осадочных пород; содержание S = 0,12, обр. C-K-D-88; р. Мална (Д. П. Сердюченко). 62 - кл и и о хл о р никелевый, яркозеленый, плеохроирует в нелто-зеленых тонах, одно-осный (-): Nm = 1,582, Ng - Np = 0,005 (Грипденко, 1936). 63 - xл о р и т зеленый, безглиноземный, аморфный яли едва раскристаллизованный, из тонкослоистых желевистых содаков; Р₄O₆-0,12%; Урал (Ниицкий, 1942). 64 - xл о р и т зеленый менкокристаллический с мел.чайшими прямоугольными п генсаго-нальными пластинками, плеохроирует от бледвобурого по Ng ло буровато-зеленого по Np (Np > Ng); развит по Np (Калганов, 1942).

Si = 3.00 - 3.19

		. 1				1	
	65	6 3	67	68	69	70	71
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	33,14 Следы 12,91 4,07 	$\begin{array}{c} 29,20\\ 0,31\\ 20,04\\ 2,26\\ -\\ 29,24\\ 1,30\\ -\\ 7,20\\ 0,08\\ -\\ 10,57\\ -\\ -\\ -\\ -\end{array}$	$\begin{array}{c} 31,18\\ -2,41\\ 5,40\\ 0,07\\ 4,45\\ 0,15\\ 31,60\\ 0,04\\ \end{array}$	31,79 Нет 18,35 2,32 0,38 15,09 Следы 20,60 0,17 0,17 10,13 1,41 Нет	33,28 Следы 11,29 2,23 2,49 Следы 0,01 0,26 36,37 Нет 0,28 14,00 —	$ \begin{array}{c} 28,4 \\ 12,6 \\ 18,8 \\ 26,2 \\ - \\ 5,2 \\ 0,1 \\ - \\ 8,7 \\ - \\ - \\ \end{array} $	$\begin{array}{c c} 32,29\\ 17,39\\ 0,55\\ 3,66\\ 0,16\\ 33,81\\ -\\ 12,02\\ 0,29\\ -\\ \end{array}$
ма	100,93	100,20	100,07	100,41	100,21	100,0	100,17
 	3,17 0,83 —	3,08 0,92 —	3,09 0,91 —	3,11 0,89 —	2,19 0,81 —	3,07 0,93 —	3,02 0,98
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	0,63 0,29 0,24 	$ \begin{array}{r} 1,56\\0,03\\0,18\\\hline 2,57\\0,11\\\hline 1,13\\\hline -\end{array} $	0,53	$ \begin{array}{r} 1,28 \\ \overline{0,17} \\ 0,02 \\ 1,24 \\ \overline{} \\ 3,00 \\ 0,02 \\ \end{array} $	0,47 	0,67	$ \begin{array}{c} 0,93\\ \overline{0,04}\\ \overline{0,29}\\ 0,01\\ \overline{4,71}\\ -\end{array} $
•••	5,96	5,58	5,97	5,73	6,01	5,40	5,98
•••	8,0 10,0 0,2	7,40 10,30	7,10 10,45 —	6,€0 10,70 —	8,0 10,0 0,5	6,0 11,0 	7,6 10,2
· · · ·	1,579 1,575 —7°	1,648 1,642 (—) (оч. мал.)	(1,582) (+)		1,592 1,585 (+) оч. мал.	1,666 1,656 6°	1,580 1,575 +0°
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	65 33,14 Следы 12,91 12,91 3,05 33,64 Her 0,63 0,63 <td>65 63 33,14 29,20 0,31 20,04 12,91 20,04 12,91 20,04 12,91 20,04 3,05 29,24 1,30 1,30 1,30 1,30 </td> <td>65 63 67 33,14 29,20 31,18 12,91 20,04 12,41 12,91 20,04 12,41 4,07 2,26 5,40 13,05 29,24 4,445 1,30 0,15 1,30 0,15 </td> <td>65 63 67 68 $33,14$ $29,20$ $31,18$ $31,79$ $12,91$ $20,04$ $12,41$ $18,35$ $4,07$ $2,26$ $5,40$ $2,32$ $4,07$ $2,26$ $5,40$ $2,32$ $3,05$ $29,24$ $4,45$ $15,09$ $3,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $33,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $33,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $0,72$ $0,18$ $0,17$ $0,72$ $0,28$ $1,41$ $0,72$ $0,28$ $1,41$ $0,72$ $0,28$ $1,41$ $0,72$ $0,23$ $1,41$ $0,72$ $0,18$ $0,53$ $1,28$ </td> <td>65 63 67 68 69 $33,14$ $29,20$ $31,18$ $31,79$ $33,28$ $C.neды$ $0,31$ Her $C.nedic$ $12,91$ $20,04$ $12,41$ $18,35$ $11,29$ $4,07$ $2,26$ $5,40$ $2,32$ $2,23$ $$ $$ $0,07$ $0,38$ $2,49$ $3,05$ $29,24$ $4,45$ $15,09$ $C.nedic$ $$ $$ $0,01$ $0,26$ $36,37$ $33,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $36,37$ $13,40$ $10,57$ $10,81$ $10,13$ $14,00$ $13,40$ $105,77$ $10,81$ $10,41$ $100,21$ $3,17$ $3,08$ $3,09$ $3,11$ $7,19$ $3,17$ $3,08$ $3,09$ $3,11$ $7,$</td> <td>65 63 67 68 69 70 33,14 29,20 31,18 31,79 33,28 28,4 12,91 20,04 12,41 18,35 11,29 12,6 4,07 2,26 5,40 2,32 2,23 18,8 3,05 29,24 4,45 15,09 Следы 0,01 - 0,07 0,38 2,49 - </td>	65 63 33,14 29,20 0,31 20,04 12,91 20,04 12,91 20,04 12,91 20,04 3,05 29,24 1,30 1,30 1,30 1,30	65 63 67 33,14 29,20 31,18 12,91 20,04 12,41 12,91 20,04 12,41 4,07 2,26 5,40 13,05 29,24 4,445 1,30 0,15 1,30 0,15	65 63 67 68 $33,14$ $29,20$ $31,18$ $31,79$ $12,91$ $20,04$ $12,41$ $18,35$ $4,07$ $2,26$ $5,40$ $2,32$ $4,07$ $2,26$ $5,40$ $2,32$ $3,05$ $29,24$ $4,45$ $15,09$ $3,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $33,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $33,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $0,72$ $0,18$ $0,17$ $0,72$ $0,28$ $1,41$ $0,72$ $0,28$ $1,41$ $0,72$ $0,28$ $1,41$ $0,72$ $0,23$ $1,41$ $0,72$ $0,18$ $0,53$ $1,28$	65 63 67 68 69 $33,14$ $29,20$ $31,18$ $31,79$ $33,28$ $C.neды$ $0,31$ Her $C.nedic$ $12,91$ $20,04$ $12,41$ $18,35$ $11,29$ $4,07$ $2,26$ $5,40$ $2,32$ $2,23$ $$ $$ $0,07$ $0,38$ $2,49$ $3,05$ $29,24$ $4,45$ $15,09$ $C.nedic$ $$ $$ $0,01$ $0,26$ $36,37$ $33,64$ $7,20$ $31,60$ $20,60$ $36,37$ $13,40$ $10,57$ $10,81$ $10,13$ $14,00$ $13,40$ $105,77$ $10,81$ $10,41$ $100,21$ $3,17$ $3,08$ $3,09$ $3,11$ $7,19$ $3,17$ $3,08$ $3,09$ $3,11$ $7,$	65 63 67 68 69 70 33,14 29,20 31,18 31,79 33,28 28,4 12,91 20,04 12,41 18,35 11,29 12,6 4,07 2,26 5,40 2,32 2,23 18,8 3,05 29,24 4,45 15,09 Следы 0,01 - 0,07 0,38 2,49 -

65 - пеннин; 2V = -- (5-10°); Церматт; Альпы; анализ Б. М. Френкель (Иванова, 1949). 66 — а фросидерит из колл. А. Г. Теремецкой; Nm = Ng; анализ О. П. Бояршиновой (Иванова, 1949).

67 — х л о р и т серо-черный с фиолетовым оттенком из ультраосновных кристаллических сланцев, по биотиту, с ругилом (3,78 TiO₃); Nm = 1,580–1,583, 2V = + (средний), пластинки развиты по Np; интерференционная окраска аномальная; южная Якутия (Шабынин, 1949).

68 — х лорит черно-зеленый осадочный метаколлоидальный плотный с осколичато-рако-вивчатым изломом; р. Малка анализ из лаборатории н.-иссл. ин-та удобрений, обр. 29, 1950. 69 - кеммерерит; 2V = + (почти одноосный); Уфалей, Урал; анализ Б. М. Френкель

(Ивапова, 1949).

70 — стриговит железистый, зеленовато-серый, солитовый Ng = Nm; из вулканогенно-осадочных пород живетского яруса, южный Тиман (Сердюченко, 1948₁).

71. - к лин охлор плотный, темвовеленый, из серпентивитов, в их приконтактных зовах; Бернштейн, Австрия (Smith, 1924).

Si = 3.00 - 3.19

Окислы	72	73	74	75	76	77	78
$\begin{array}{c} SiO_{2} \\ TiO_{2} \\ IiO_{3} \\ IiO_{2} \\ IiO_{3} \\ FeO_{3} \\ IiO_{2} \\ IiO_{3} \\$	26,65 Следы 16,14 6,69 34,43 - 4,47 - 11,42 0,08 -	$\begin{array}{c} 22,62 \\ \hline 4,37 \\ 10,34 \\ \hline 48,47 \\ 1,01 \\ \hline 0,47 \\ 0,92 \\ \hline \\ 11,68 \\ \hline \\ \end{array}$	30,90 Слеры 17,18 0,02 Her 9,06 0,14 29,83 Her » 12,60 0,35	31,30 13,18 2,25 7,49 	29,22 0,29 24,45 13,87 0,30 6,66 Следы 	29,89 0,38 22,36 6,14 0,32 8,36 Следы 16,68 0,70 10,44 4,47 0,27	27,74 0,45 19,71 3,68 0,78 35,34 0,13 1,98 Her - 8,90 0,96 Her
Сумма	99,88	100,10	100,08	99,86	100,21	100,03	99,86
Si .	3,C0 1,00 -	3,00 0,68 0,32	3,00 1,00 —	3,00 1,00	3,00 1,00 —	3,01 0,99 —	3,02 0,98
Al	$ \begin{array}{c c} 1,13 \\ \overline{0,57} \\ \overline{3,23} \\ \overline{0,76} \\ - \end{array} $	$ \begin{array}{c}\\ 0,71\\ \overline{5,31}\\ 0,11\\ \overline{0,03}\\\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,96 \\ \overline{0,00} \\ \overline{0,73} \\ 0,01 \\ \overline{4,32} \\ - \end{array} $	0,49 0,16 0,56 	1,97 0,02 1,07 0,02 0,57 	$ \begin{array}{r} 1,67\\0,03\\0,46\\0,02\\0,70\\\\2,51\\0,04\end{array} $	1,54 0,03 0,31 0,07 3,21 0,01 0,32
Y	5,69	6,16	6,02	5,90	4,90	5,43	5,49
$\begin{matrix} \overline{OH} & \ldots & \ldots & \ldots \\ O & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ +H_2O & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \end{matrix}$	8,0 10,0 0,3	8,0 10,0 1,0	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0 0,1	6,20 10,90	7,00 10,50 —	6,40 10,80 —
Ng (n) Np 2V Уд. вес	(1,632)		1,594 1,588 +0°	1,579 (+)	1,594 1,579 	1,588 1,576 	

72 — шамозпт оолитовый; Nm = 1,632, Ng — Np = 0,005; Шмидефельд, Тюрингия (Jung, 1931).

73 — виридит из железных руд в Юлиано-Прокопьевской залежи у Гобичева; Моравия, S = 0,43; P₂O₅ = 0,39 (Kretschmer, 1905).

74 — хлорит темновеленый из жилы в перидотите; Ng буро-желтый; Nm-Np бесцветный; Ред-Маунтен (Hutton, 1937).

75 — неммерерит малиново-красный до розового в чешуйчатых и волокнистых агрегатах в серпентините; 2V = 0°-31°; опт. (+); Краубат, Аляпы (Коретхку, 1948).

76 — хлорит из светлозеленых осадочных прослоев (без магнетита и конкреций); Ng — Np = 0,015 до 0,003; р. Малка (обр. 451) (Д. П. Сердюченко).

77 — хлорит, оттуда же, из вышележащего, чисто хлоратового прослоя; обр. 428; Ng — Np = 0,012 до 0,003 (Д. П. Сердюченко).

78 — х лорит из черной крупнобобовой хлоритовой породы, верхние горизонты; S = 0,07; P₂O₆ = 0,12: р. Малка (Д. П. Сердюченко).

Si = 3,00 - 3,19

Онислы	79	80	8t	82	82a	826	82в
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	29,46 0,90 17,31 8,91 0,06 19,93 Her 0,17 12,43 Her 7,19 2,34 Her	31,68 Следы 17,16 2,05 Нет 1,57 — 33,60 0,20 — 13,40 —	32,42 16,95 0,62 0,85 1,05 	$\begin{array}{c} 25,45\\ 0,66\\ 11,^{\circ}9\\ 5,13\\ -\\ 26,53\\ 0,51\\ -\\ 7,77\\ 0,33\\ 0,41\\ 0,33\\ 0,44\\ 0,33\\ \end{array}$	30,98 Her 17,15 10,33 0,09 1,44 0,01 6,43 20,43 Следы — 11,25 3,32 —	32,92 12,78 2,30 4,20	33,04 13,12 2,82 1,45
Сумма	100,20	99,66	100,56	100,00	101,43	100,18	99,81
Si	3,01 0,99 —	3,01 0,99 —	3,00 1,00 —	3,17 0,83 —	3,06 0,94 —	3,10 0,90 —	3,15 0,85
Al	$ \begin{array}{c c} 1,10\\0,07\\0,69\\0,05\\1,70\\\hline 0,01\\0,89\\\hline -\end{array} $	$ \begin{array}{r} 0,92 \\ \overline{0,15} \\ \overline{0,13} \\ \overline{-} \\ 4,75 \\ 0,02 \end{array} $	0,85 0,04 0,07 0,09 4,96 	$ \begin{array}{c} 0,84\\ 0,06\\ 0,48\\ \hline 2,76\\ 0,05\\ \hline 1,44\\ 0,05\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,06 \\ \overline{0,77} \\ 0,01 \\ 0,12 \\ \overline{0,52} \\ 3,02 \\ \hline \end{array} $	0,51 0,16 0,32 	0,62 0,21 0,11
Y	5,51	5,97	6,01	5,68	5,50	5,99	6,03
$\begin{array}{c} \hline OH & . & . & . & . & . & . \\ O & . & . & . & . & . & . \\ +H_2O & . & . & . & . & . \end{array}$	4,90 11,55 0,5	8,0 10,0 0,2	7,90 10,05 —	8,0 10,0	7,2 10,4 —	8,0 10,0 —	8,0 10,0 0,3
Ng	1,627 1,621 —	1,586 1,581 +3°	1,576 1,571 (+) мал.	1,614 1,610 (+) оч. мал.	1,5 °6 1,567 ()3°		
Ул. вес	I —	I —	2.657			- 1	I —

79 — х л о р и т зеленый из плотных аргиллитоподобных прослоев; обр. 384; H₁O (105-200°)-1,50%; р. Малка (Д. П. Сердюченко).

 $80 - клинохлор, 2V = + (0-5^{\circ});$ Еремеевская копь, Урал, аналитик Е. А. Свержинская (Иванова, 1949).

81 — клинохлор хромистый; Nm = Np; Патеви, Того (Orcel, 1925₁).

82 — х л о р и т из хлоритово-дистеповых сланцев в надрудной толще: пластинки и чешуи развиты по Np; ясный плеохроизм; Ng бесцветный, Nm и Np светлозеленый, Кривой Рог (Гершойг, 1949).

82а — Шухардит густозеленый (плеохроирующий до светлого желто-зеленого по Np) из верхних горизонтов габбро-амфиболитов, у их контактов с гипобазитами. Урал (Гинзбург и Рукавишникова, 1952).

826 - кочубеит в столбчатых кристаллах фиолетово-красного цвета, на хромите со змеевиком. Левый берег р. Картали, Урал (Курнаков и Черных, 1926).

828 — ценнин темнозеленый в табличатых кристаллах, Шишимские горы, Урал (Курнаков и Черных, 1926).

В этот же ряд, по кристаллохимическим признакам, отнесены разные хлориты, описанные под названиями пеннинов и клинохлоров, табергита, тюрингита (это название следует присваивать железистым аналогам корундофиллита с повышенным содержанием R₂O₃ и с Si_{IV} около 2,6—2,5) и даже «шамозита» из его первоначального местонахождения (Шамозон, Швейцария); последний химически сильно отличается от собственно шамозитов (т. е. прохлоритов), именем которых в настоящее время обозначают хлориты, у которых Si_{IV} близко к 2,80.

В этом же ряду (с Si_{IV} от 3,2 до 3,4) обычно находятся позднемагматические и гидротермальные хлориты из диабазо-базальтовых пород (анализ 31); некоторые из таких хлоритов относительно богаты щелочами (см. гл. 18).

111. Ряд клинохлора и клинохлор-прохлорита; хромовые, никелевые и железисто-железные минералы этого ряда; чисто алюминиевый хлорит в изоморфном ряду брунсвигит—стриговит—хлоритит (донбассит).

Хлориты, относящиеся к изоморфному ряду клинохлора (Si_{IV} = 3,00— 3,19), являются одними из наиболее распространенных в природе. Помимо минералов с широкими колебаниями в содержании Al, Fe^{···}, Fe^{··} и Mg, здесь довольно много хромовых хлоритов (кочубеит, ролохром, кеммерерит с Cr_{VI} в решетке от 0,12 до 0,75, и никелевых с Ni_{VI} от 0,05 до 0,30. Сюда же относятся и некоторые марганцовистые хлориты — группа еще мало изученная, а также богатый хромом кочубеит (анализ 46), у которого хром, повидимому, входит и в состав тетраэлров.

В этот изоморфный ряд входит и описанный Фромме в 1902 г. брунсвигит, а также стриговиты—хлориты из Стригау, описанные Вебским (Websky, 1873) и получившие отсюда свое название. Их эмпирическая формула, выведенная еще Чермаком, аналогична формулам хлоритов с южного Тимана (Сердюченко, 1948,) и из Швеции (Palmquist, 1935):

$$Mg_2Al_2Si_2O_9 \cdot 3H_2O.$$

Помимо обычных замещений Mg на Fe^{··}, Mn и Ni, a Al на Fe^{···} и Cr, в данном ряду хлоритов хорошо выражен изоморфизм типа R₃^{··} — R₂^{···}, а именно:

> $Mg_3Al_{1,35}Si_2O_9 \cdot nH_2O \dots$ брунсвигит $Mg_2Al_2Si_2O_9 \cdot nH_2O \dots$ стриговит $Al_{3,33}Si_2O_9 \cdot nH_2O \dots$ «а-хлоритит»

Те же изоморфные отношения отчетливо видны и из рассчитанных нами кристаллохимических формул (табл. 92).

Замечательно, что α-хлоритит, обнаруженный впервые и описанный Н. В. Самойловым (1906), представляет собою чисто алюминиевый крайний член этого изоморфного ряда; в нем все R^{··} в октаэдрических слоях замещено на Al. Формулу вновь открытой разновидности хлоритов в точном соответствии с ее составом Самойлов написал так:

$$4 (H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2) \cdot SiO_2 \cdot H_2O.$$

Через 30 лет Вавринец (Vavrinecz, 1937), отступая от действительного состава минерала, приписал α-хлорититу формулу H₄Al₂SiO₇ и дал этой «молекулс» название «нагольнит». В действительности же эмпирическая формула α-хлоритита с Нагольного кряжа будет:

$$Al_2O_3 \cdot 1,24 \operatorname{SiO}_2 \cdot 1,3 H_2O_1$$

$$(\mathrm{Si}_{3,16}\,\mathrm{Al}_{0,84})^{4.00}\,(\mathrm{Al}_{4,26}\,\mathrm{Ca}_{0,06})^{4.32}\,(\mathrm{OH})_{8,0}\mathrm{O}_{10,0}$$

вполне удовлетворяет требованиям химической конституции хлоритов. Хлоритит (донбассит) детально был изучен Е. К. Лазаренко (1940, 1950₁). Минерал этот имеет хлоритовую, а не каолинитовую ориентировку эллипсоида оптической индикатриссы. Однако особый химический состав минерала, почти полное замещение в октаэдрических слоях двухвалентных катионов алюминием (Al₂ → Mg₃), очевидно, обусловили повышенное двупреломление и большой (+52°) угол оптических осей.

На кривой нагревания донбассита (фиг. 44) имеется большой эндотермический эффект при 500—600°, соответствующий выделению главной массы воды (и свойственный многим хлоритам и каолиниту), и вторая

слабая эндотермическая реакция при 830—880°, отвечающая удалению последних порций воды из глиноземистых хлоритов, и отсутствующая у каолинита. Вторая эндотермическая реакция резко переходит в очень сильный экзотермический пик при 885—900°.

Общий характер кривой нагревания донбассита (α-хлоритита) хорошо укладывается в рамки кривых нагревания магнезиально-глиноземных (пеннин-клинохлоровых) хло-



Фиг. 44. Криван нагревания донбассита (а-хлоритита) с Нагольного кряжа в Донбассе (по Е. К. Лазаренко, 1950).

ритов, специально изученных в термическом отношении В. П. Ивановой (1949). Обезвоживание донбассита показало, что с выделением воды снижаются показатели преломления (1,581—1,550—1,518).

Приведенная Лазаренко порошковая рентгенограмма донбассита (см. табл. 75а) показывает хлоритовый тип; она во многом сходна или очень близка к рентгенограммам хлоритов иного состава. Некоторые интерференционные линии по своему положению на порошковой рентгенограмме и по интенсивности близки к таким же линиям у каолинита или у диккита. Это, повидимому, следует поставить в связь с наличием у каолинито-антигорито-хлоритовых минералов подобных структурных слоев. Донбасситы вызывают к себе большой интерес, и изучение их структуры и отношения к родственным минералам необходимо продолжать.

К изоморфному ряду клинохлора-стриговита с Si_{IV} = 3,00-3,19 относится многие осадочные хлориты из Халилова и с Малки.

В пределах ряда клинохлора-стриговита находятся сильно железистые (FeO) хлориты из осадочных рудных месторождений Моравии и Богемии, с небольшим или незначительным (0,20%) содержанием Al_2O_3 , которгя замещена в них Fe_2O_3 . В сгязи с этим Fe_{IV} , замещая кремний, играет существенную (0,32) или большую (1,10) роль в тетраэдрических слоях решеток «вигидита» и «кронштедтита». Количество FeO достигает в минералах 41% и даже 48% при ничтожном содержании (1,49 и 0,17%) MgO. С другой стороны, в бесцветных хлоритах (лейхтенбергитах и др.), также относящихся к ряду клинохлора, FeO и Fe₂O₃ отсутствуют почти совсем.

Таблица 93

IIIа. Ряд клинохлор-прохлорита

(R ", R" $_{2/_{3})6.53}$ [O_p(OH)_{8-2p}](Si_{2.94}Al_{1,06})O₁₀

Si = 2.90 - 2.99

	ì			1			
Окислы	83	84	85	86	87	87a	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	23,57 0,20 28,74 32,83 0,75 3,98 	30,60 Heт 16,80 2,18 Heт 5,02 Heт 32,18 Следы 12,76 —	30,72 17,15 1,39 1,67 0,73 Следы 34,77 0,04 0,01 0,18 13,48 —	31,78 15,24 0,47 4,16 1,20 	$ \begin{array}{c} 31,05\\ 24,30\\ 0,45\\ 1,78\\ -\\ 27,49\\ 2,09\\ -\\ 12,39\\ -\\ -\\ \end{array} $	31,43 0,11 18,11 10,67 0,13 0,75 3,11 21,89 Her 	
Сумма	100,87	99,54	100,14	100,20	99,55	100,28	
Si	2,90 1,10	2,95 1,05 —	2,91 1,09 —	2,99 1,01 —	2,90 1,10 —	2,99 1,01	
Al	$0,03 \\ 1,56 \\ 3,37 \\ 0,07 \\ 0,74 \\ -$	0,86 0,16 0,40 - 4,61	$ \begin{array}{c} 0,82 \\ \hline 0,10 \\ 0,13 \\ 0,06 \\ \hline 4,90 \\ \hline \end{array} $	0,69 	$ \begin{array}{c} 1,57\\ \overline{0,03}\\ \overline{0,14}\\ \overline{}\\ 3,82\\ 0,20\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,00\\ 1,12\\ 0,06\\ -\\ 0,23\\ 3,09\\ -\\ \end{array} $	
Y	5,77	6,03	6,01	6,01	5,76	5,50	
OH	8,0 10,0 0,4	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0 0,2	7,8 10,1 —	7,8 10,1 —	8,0 10,0 —	
Ng(n)	$\frac{1,721}{-}$	(1,577) 29°42' 2,730	(1,583) +15°	1,584 1,579 (+) мал. 2,673	$+\frac{-}{20^{\circ}}$		

83 — кронштедтит в черно-зеленых кристаллах; Ng = Nm = 1,721; двупреломление необыкновенно высоное; ул. вес. около 3,3: Пшибрам, Богемия (Dechang, 1931). 84 — хлорит зеленый таблитчатый, ассоцинующий с кристаллами буро-красного граната и зеленого внидота в трешинах и жеодах гранатовых породи серпентивов (контактиая вона? — Д. С.); Пьямпаруле, Италия (Rondolino, 1936). 85 — хлорит из цемента и жилок в хромитовых телах; листоватые массы и мелкочешуй-чатый агрегат; бледнозеленый или розоватый; угасает прямо; развит по Np; 2V = + (колеблется от 0 до 30°); Nm = 1,583 ± 0,002; Ng — Np = 0,006; гора Верблюжья, Урал (Соколов, Вахро-меев и Кашин, 1936). 86 — кочубе ит; Патеви, Того (Огсеl, 1925,). 87 — хлорит сецветный из мраморизованных магнезиальных известняков и доломитов (слабой HCl была предварительно удалена СаСо₉); р. Ай, блив Златоуста, Урал (Земятченский, 1902). 87 — шухардит желтый из габбро-амфиболитов, у их контактов с гипобазитами; Урал

87а — ш у хардит желтый из габбро-амфиболитов, у их контактов с гипобазитами; Урал (Гинзбург и Рукавишникова, 1952).
Таблица 93 (продолжение)

Si = 2,90-2,99

Окислы	88	89	90	91	92
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$. 31,44 17,62 Нет Следы 37,64 Следы 13,19	$ \begin{array}{c c} 27,86 \\ 10,78 \\ 15,27 \\ 18,87 \\ - \\ 15,91 \\ 0,85 \\ - \\ 9,26 \\ 0,84 \\ \end{array} $	28,00 19,44 6,10 23,32 Следы 10,02 0,51 1,89 0,97 9,49 0,31	31,04 18,77 0,47 3,56 34,24 Her 10,40 1,10	25,1919,7441,451,4912,13
Сумма	. 99,89	99,64	100,05	99,58	100,00
Si	$ \begin{array}{c c} & 2,93 \\ & 1,07 \\ & - \end{array} $	2,95 1,05 —	2,98 1,02 -	2,90 1,10	2,90 1,10 —
Al	0,86 0,00 0,00 0,00 5,22	$ \begin{array}{c c} 0,30\\ 1,21\\ -\\ 1,67\\ -\\ 2,52\\ 0,10\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,41 \\ 0,48 \\ \hline 2,06 \\ \hline \\ 1,58 \\ 0,06 \end{array} $	0,97 0,03 	1,56
Y	. 6,08	5,80	5,59	6,05	5,79
OH	. 8,0 . 10,0 . 0,1	6,56 10,72 —	6,6 10,7	6,4 10,8 —	8,0 10,0 0,6
Ng (n)	. 1,575 . 1,572 . (+) . –	()	(1,635) 2,924	1,588 1,581 +15° —	

88 — лейхтенбергит белый; Филипсбург, Монтана (Shannon, 1923).

89 — делесситовых жеод; Ng — травяно-зеленый, Np — светложелтый; двухосный; Ng — Np = 0,012; угасание слегка косое; Кварцханы (Безбородько, 1916).

90 — афросидерит из гранитов; Nm = 1,635, Высокие Татры, Чехословакия (Mauritz, 1935).

91 — кли нохлориз из жилок в серпентините (подобен хлориту из Бернштейна; Smith. 1924); развит по Np; ρ > ν; Ng — едва зеленый, почти бесцветный; Np = Nm — светлозеленый, Nm = 1,583; Кингс-Ривер, Калифорния (Durrell a. Macdonaid, 1939). 92 — шамозит из Шмидефельда, Тюрингия (Zalinsky, 1904).

,

Таблица 93 (окончание)

Si = 2,90-2,99

Окислы	93	94	95	96	97	97a
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$27,51 \\ 0,20 \\ 15,46 \\ 12,66 \\ 0,05 \\$	$\begin{array}{c} 31,47\\ \hline 26,34\\ \hline 3,34\\ \hline 3,43\\ \hline \\ 22,65\\ 0,83\\ 0,08\\ 0,35\\ 11,91\\ \hline \end{array}$	26,56 0,24 20,19 1,27 	30,73 Her 17,74 2,06 Her 34,42 0,09 14,14	30,89 0,05 18,55 1,68 1,42 Her 33,74 Her 12,97 1,08	$\begin{array}{c} 29,76\\ 0,12\\ 18,14\\ 1,30\\ 1,25\\ 1,59\\ \hline \\ 0,20\\ 32,84\\ 0,02\\ 0,24\\ 0,08\\ 13,61\\ 0,80\\ \end{array}$
Сумма	100,37	100,40	100,10	99,97	100,38	99,95
Si	2,92 1,08	2,92 1,08	2,93 1,07	2,95 <u>1,05</u> <u>-</u>	2,93 1,07	2,91 1,09
Al	0,85 0,02 1,01 1,56 	$ \begin{array}{c c} & 1,79 \\ \hline 0,23 \\ \hline 0,27 \\ \hline 3,15 \\ 0,08 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,55\\0,02\\0,11\\\hline 3,36\\0,19\\\hline 0,44\\0,03\\\end{array} $	0,97 0,16 	$ \begin{array}{c c} 1,00 \\ \overline{0,11} \\ \overline{0,11} \\ \overline{-} \\ 4,76 \\ \end{array} $	0,99 0,09 0,09 0,13
Y	5,61	5,52	5,70	5,97	5,98	6,13
$\begin{array}{c} OH \\ O \\ O \\ +H_2 O \\ \end{array} $	8,0 10,0 0,2	6,8 10,6 —	7,30 10,35 	8,0 10,0 0,5	8,0 10,0 —	8,0 10,0
Ng (n)	(1,628) 2,808	1,5935 1,584 (+) оч. мал. 2,662	1,665 1,654 (—) оч. мал. —	1,590 1,580 (+) 0°	1,570 1,564 (+) оч. мал. —	1,580 1,574 +41° 2,690

93 — афросидерит из трещин и миндалин кератофирового спилита, плотный, черновеленый; под микроскогом тонкокристаллический или совсем плотный, волокнистый, чешуйчатый, ясно плеохроичный в зелено-желтых тонах; каменные ломки у дер. Эристхаузэн (Holzner, 1938).

94 — прохлорит темнозеленый, чепуйчатый; Nm = 1,5885; Циллерталь (Dschang, 1931). 95 — тюрингит из колл. А. О. Розенцвита; Nm = Ng; аналитик К. А. Бакланова (Иванова, 1949).

96 — лейхтенбергит; Nm = Np; CO₂ = 0,79%; Златоуст, Урал; аналитик М. Т. Селюткна (Иванова, 1949).

97 — хлорит светлозеленый из скарновых зон в бассейне р. Ангары (Сердюченко и Чирков, 1951).

97а — хлорит зеленый из прожилков в мало измененных перидотитовых серпентпнитах, Урал (Кац, 1941).

1V. Ряд прохлорита $(R^{*}, R^{**}_{2/s})_{6,60}[O_{p}(OH)_{8-2p}](Si_{2,80}Al_{1,20})O_{10}$

Si = 2.70 - 2.89

Окислы	98	99	100	101	102	103	104	105
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	26,43 Следы 24,68 4,99 	30,19 0,06 19,73 0,42 	28,03 17,24 3,51 1,88 2,69 0,03 31,09 	27,65 3,22 23,01 1,13 0,13 4,63 0,06 26,61 0,07 0,09 0,56 12,09 0,36	30,31 21,72 Нет 0,56 Следы 34,60 — 13,30 —	$\begin{array}{c} 27,95\\0,12\\21,33\\2,09\\\hline \\ 15,98\\\hline \\ 20,86\\0,08\\\hline \\ 11,52\\0,14\end{array}$	28,91 0,35 20,33 2,78 6,15 0,29 29,30 Следы 11,77	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
Сумма	99,66	100,21	100,37	99,61	100,49	100,07	99,88	100,0
Si	2,88 1,12	2,88 1,12	2,78 1,22	2,75 1,25	2,81 1,19	2,80 1,20	2,75 1,25	2,86 1,14
Al	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} 1,05 \\ \overline{0,03} \\ \overline{0,20} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline{-} \\ \overline$	$ \begin{array}{c} 0,79 \\ -,26 \\ 0,14 \\ 0,23 \\ -, \\ 4,59 \\ - \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,44 \\ 0,08 \\ 0,01 \\ 0,38 \\ 0,01 \\ \overline{3,94} \\ - \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,18 \\ \overline{0,00} \\ \overline{0,04} \\ \overline{-} \\ 4,77 \\ \overline{-} \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,30\\0,01\\0,17\\\hline\\1,33\\\hline\\3,13\\\hline\\-\end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,04\\0,02\\0,20\\\hline\\0,49\\0,02\\\hline\\4,18\\\hline\\\end{array} $	$ \begin{array}{c c} 0,97\\ \hline 0,61\\ \hline 3,35\\ 0,03\\ \hline 0,80\\ \hline \end{array} $
Y	5,33	6,01	6,01	5,86	5,99	5,94	5,95	5,76
OH	8,0 10,0 —	8,0 10,0 —	8,0 10,0	8,0 10,0	8,0 10,0	7,6 10,2	7,6 10,2	8,0 10,0 1,0
Ng (n) . . . Np . . . 2V . . .		1,570 1,564 (+) оч. мал.		1,584 1,580 +0°	1,590 1,575 +18°	1,614 1,610 (+)	1,598 1,590 +15°	(1,665)
Уд. вес			-	-	2,656	-	2,787	3,242

98 — хлорит яркозеленый плотный, оптически изотропный, из жилок в красноватой нижнемовой бокситоносной породе; Урал; из колл. Б. П. Кротова и Т. И. Столяровой; анализа И. П. Листовой.
99 — хлорит светлозеленый, в виде розетновидных выделений, в гидротермальных хлоритово-кальцитовых породах по р. Ангаре (Сердоченко и Чирков, 1951).
100 — хлорит хромсодержащий, в виде сферолитов в серпентинизированном пироксените; Сперра Капелада, Галисия (Garrido, 1949).
101 — хлорит хромсодержащий, в крупных табличках; развит по Np; образовался за счет биотита; содержит 3,22% ТіО₂(сагенит); южная Якутия (Шабынин, 1949), см. анализ 118а.
102 — лейхтен бергит беспветный в крупных кристаллах; Мидонги, Мадагаскар (Ососі, 1925₂).
103 — рипидолит светлозеленый, срастается с магнетитом; Н.-Исетская дача, Урал (Искколь, 1917).
105 — шамозит, Фродингем, Линкольншир (Hallimond, 1939).

Таблица 94 (продолжение)

Si = 2,70-2.89

Окислы	106	107	108	109	110	111	112
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	25,04 20,10 2,05 35,40 4,28 12,87	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	25,61 0,03 18,56 24,66 0,53 10,08 0,16 0,44 2,38 1,10 } 0,62 11,71 4,95	$\begin{array}{c} 25,52\\ 0,44\\ 12,03\\ 24,17\\ 13,02\\ 0,67\\ 10,32\\ 0,44\\ -\\ 9,29\\ 3,75\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 27,03\\ \hline 20,70\\ 2,00\\ \hline 20,36\\ 0,18\\ \hline 18,20\\ 0,27\\ \hline \\ -\\ 11,65\\ 0,06\\ \end{array}$	24,45 16,47 10,71 30,89 2,09 4,40 	29,93 Her 20,20 1,04
Сумма	99,74	100,00	100,83	99,65	100,45	99,93	100,43
Si	2,84 1,16	2,83 1,17	2,84 1,16	2,80 1,20	2,76 1,24	2,76 1,24	2,80 1,20
Al	1,52 0,18 3,34 	$ \begin{array}{r} 1,13 \\ \overline{0,46} \\ \overline{2,32} \\ \overline{1,81} \\ 0,05 \end{array} $	1,33 2,06 0,04 0,91 0,01 0,04 0,04 0,39 0,11	$0,37 \\ 0,03 \\ 1,99 \\ 1,19 \\ 0,06 \\ 1,68 \\ 0,05 \\ 0,05 \\ 0$	$ \begin{array}{r} 1,23 \\ \overline{0,15} \\ \overline{1,74} \\ 0,02 \\ \overline{2,79} \\ 0,02 \\ \end{array} $	0,94 0,91 2,93 0,20 0,73	$ \begin{array}{r} 1,02 \\ 0,08 \\ 0,06 \\ \hline 4,82 \\ 0,03 \end{array} $
Y	5,77	5,77	4,89	5,37	5,95	5,71	6,01
OH	8,0 10,0 1,0	7,8 10,1 —	8,0 10,0 0,1	6,80 10,60 —	8,00 10,00 —	7,80 10,10	8,00 10,00
Ng (n) Np 2V Уд. вес	(—) —	(1,620) — (—) 3,034	(1,640) (—) мал. 	(1,664) 	1,620 1,616 (+) мал. 2,901	1,654 1,645 —	(1,576) 1,568 +0°

106 — шамозит, Лоррен (Курнаков и Черных, 1926).
107 — шамозит магнезиальный, зеленый, ясно плеохроичный, в мелких солитах, аути-генный, среди известковистых глин; развит по Ng; Уикуор, Глочестер (Bannister a. Whittard, 1945).
108 — хлорит осадочный, плотный, мелкокристаллический; развит по Ng; Халилов (Калганов, 1942).
109 — тюрин гит из хлоритового сланца, чешуйчатый, пластинчатый; сильно илеохро-ичен; Ng и Nm темный оливково-зеленый; Np мелково-желтый, Кривой Рог, 1932.
110 — рипидолин тизтещин гранитов и гнейсов (жилки альпийского типа) в ассоциации со сфеном, адуляром, альбитом, эпидотом; массив Аржантьер, Изер (Огсеl, 1927).
111 — шамози то в из пижеваленского песчаника, веленых оолитах с концентрическим и радиально-лучистым строением; в цементе — сидерит, кальцит, фосфат; центральная часть бу-ровато-зеленых оолитов изотропна; водораздел между pp. Кардонии и Хасаут, северный Кавкав (Н. А. Красильникова).

ровато-зеленых солнгов наогропна, водораедся нели, р. Сарденая и служи. (Н. А. Красильникова). 112 — хлорит плотный светлосерый; под микроскопом тонкочешуйчатый, без плеохро-няма; 2V = + (0° или оч. мал.); развит по Np; Nm=Np = 1,568; Ng — Np = 0,008; из хлори-товой оторочки вокруг хромитовых тел; гора Верблюжья, Урал (Соколов, Вахромеев и Кашин, 1936).

Таблица 94 (продолжение)

Si = 2,70-2,89

Окислы	113	114	115	116	117	118	118a
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	29,36 	29,61 21,45 0,80 1,74 33,58 12,89 0,07	28,06 22,16 1,46 9,56 0,04 26,24 Her * 0,04 12,66 0,26	30,30 18,25 2,64 3,98 	30,25 0,04 18,99 2,48 0,82 0,02 33,90 Her - 13,56 -	30,32 0,15 19,37 1,90 0,03 0,08 34,24 0,06 	$\begin{array}{c} 27,78\\ 3,22\\ 23,40\\ 1,02\\ 0,20\\ 5,13\\ 0,06\\ 25,80\\ 0,06\\ 0,68\\ 11,92\\ 0,37 \end{array}$
Сумма	100,56	100,14	100,48	100,50	100,06	99,91	99,64
Si	2,73 1,27	2,77 1,23	2,74 1,26	2,85 1,15	2,86 1,14	2,86 1,14	2,76 1,24
Al	$0,79 \\ - \\ 0,11 \\ 0,13 \\ - \\ 4,94 \\ 0,22$	$ \begin{array}{r} 1,13 \\ \overline{0,06} \\ \overline{0,13} \\ \overline{4,69} \\ \overline{} \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,28 \\ \overline{0,10} \\ \overline{0,78} \\ 0,01 \\ \overline{3,81} \\ - \end{array} $	0,89 $\overline{0,19}$ $\overline{0,32}$ $\overline{-}$ 4,62 $\overline{-}$	0,98 0,17 0,07 	$ \begin{array}{c} 1,01\\0,01\\0,13\\-\\-\\0,01\\-\\4,82\\0,01\end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,50\\ \overline{0,08}\\0,01\\0,42\\0,01\\\overline{3,81}\\0,01\end{array} $
Y	6,19	6,01	5,98	6,02	6,00	5,99	5,84
OH	7,0 10,5 —	8,0 10,0 —	8,0 10,0 0,1	7,6 10,2 —	8,0 10,0 0,3	8,0 10,0 0,4	8,0 10,0
Ng (n) Np 2V Уд. вес	1,593 1,582 (+) 	(1,575) 	1,590 1,582 +0° 2,69	 1,572 (+) мал. 2,65	1,579 1,572 +15° 2,679	1,588 1,580 +0° 2,653	

113 — кеммерерит; Nm = Np; Ньюкасл (Shannon, 1921). 114 — клинохлор весьма тонкозернистый, с раковинчатым изломом, серо-зеленый; под микроскопом тончайший агрегат чешуек с редкими шестигранными пластинками; плеохро-изма нет, интерференционная окраска нормальная (Hödl, 1941). 115 — корунд офиллит в бледнозеленых пластинках; Ng бесцветный; Nm=Np зе-леный; Холлитон, западная Австралия (Simpson, 1936). 116 — клонохлор темнозеленый; Nm = 1,5755; Вест-Таун, Пенсильвания (Dschang, 1931)

116 — клонохлор темновеленый; Nm = 1,5755; Вест-Таун, Пенсильвания (Dschang, 1931). 117 — клинохлор зеленый, неравномерно окрашенный, крупнопластинчатый; Назям-скые горы, Урал (Искюль, 1917). 118 — лейхтенбергит бесцветный, в крупных шестигранных табличках, ассоциирует с гранатом (медово-желтым); Nm = Np; Шишимская нопь, Южный Урал (Искюль, 1917). 118а хлорит из мусковито-корундовых пород. Ng—темнозеленый до бурого; Ng — Np = = 0,013. В хлоритовых чешуях и пластинках — сагенитовая сетка. Образовавшийся за счет био-тита хлорит этот в свою очередь замещается мусковитом и мелиочешуйчатым хлоритом. Анализ М. М. Стукаловой (мы приводим средний состав по двум анализам; TiO₂ — относим ва счет сагенита); южвая Якутия (Озеров и Быховер, 1936) (см. анализ 101).

Таблица 94 (окончание) Si = 2,70 - 2.89

Окислы	119	120	121	122	123	124	125
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	24,68 0,21 1,96 28,29 0,04 15,42 Слелы 0,70 17,14 1,26 — 9,60 0,36	25,94 13,19 16,47 0,21 19,06 0,45 9,77 1,80 - 9,62 1,92	25,86 0,68 23,71 17,51 Her 10,92 Her 0,75 4,25 0,60 	25,00 0,02 16,45 17,08 0,20 13,96 0,40 11,15 1,59 10,22 3,88	24,35 0,04 20,21 2,13 36,27 0,48 5,57 0,10 - 10,46 0,35	24,34 Cπ. 16,46 12,04 28,89 2,75 5,41 0,37 9,19 0,35	29,80 22,87 0,62 0,30
Сумма	100,35	100,03	99,74	100,16	99,96	99,80	100,06
Si	2,80 1,20	2,87 1,13 —	2,81 1,19 —	2,73 1,27	2,71 1,29 	2,71 1,29	2,77 1,23
Al	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	1,84 0,06 1,35 0,96 0,07 0,69 	$\begin{array}{c c} 0,83\\ -\\ 1,40\\ 0,01\\ 1,27\\ 0,04\\ -\\ 1,81\\ 0,17\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c c} 1,35\\ 0,18\\ 3,37\\ 0,04\\ -\\ 0,93\\ 0,01\\ \end{array} $	0,86 1,00 2,67 0,26 0,90	1,25 0,04 0,02
Y	5,91	5,59	4,97	5,53	5,88	5,69	5,94
OH	7,20 10,40	7,10 10,45 —	8,0 10,0 1,0	7,50 10,25 —	7,8 10,1	7,0 10,5 —	7,8 10,1
Ng(л) Np 2V Уд. нес	1,650 1,644 (—)мал.	1,648 1,636 4°	(1,600)	(1,610)	1,655 1,646 0° 3,08		1,578 1,573 (+)

119 — хлорит темнозеленый из плотных осадочно-темнозеленых метасоматических по-род; S = 0,20%; P₂O₅ = 0,49%, CO₂ нет; р. Малка; обр. 39 (Д. П. Сердюченко). 120 — хлорит темнозеленый из нижней части плотных хлоритовых метасоматических пород; обр. 78/1209; H₂O (100—200°) 1,60%; CO₂ нет; Хабаз, водопад (Д. П. Сердюченко). 121 — хлорит светлый желтовато-зеленый; из плотной хлоритовой метасоматической толщи; Nm = 1,600, Ng — Np = 0,000—0,002; слабый плеохроизм от светлозеленого по Ng до веленовато-желтого по Np; S = 0,23%; P₂O₅ — 0,31%; CO₂ = 0,50%, р. Малка; обр. 13 (Д. П. Сер-имченко).

веленовато-желтого по Np; S = 0,23%; P₂O₄ — 0,31%; CO₂ = 0,50%, р. Малка; оор. 13 (Д. П. Сер-поченко). 122 — х л о р и т плотный темнозеленый из метасоматических хлоритовых пород; Nm = 1,610; на кривой нагревания эндотермические реакции при 510—560° и 700—810°; S = 0,05%, P₃O₄ = 0,04%, CO₂=0,12%; р. Малка; обр. 30 (А. Л. Яницкий). 123 — д а ф н и т сильщо плеохроичный; Ng веленый; Np светлый веленовато-желтый; Толгас-Майн, Корнуэлл (Hallimond, 1939). 124 — тю р и н г и т марганцевистый; Колорадо (Niggli, 1926). 125 — л е й х т е н б е р г и т буровато-серый до желто-серого; под микроскопом тонночешуй-чатый, почти бесцветный и не плеохроичный; из тальк-магнезитового месторождения вблизи Кат-райна, Швейцария (Hödl, 1941).

IV. Ряд прохлорита и прохлорит-корундофиллита; осадочные железистые хлориты этого ряда (шамозиты)

К изоморфному ряду прохлорита с Si_{IV} = 2,70 — 2,89 относятся, в частности, многие осадочные, часто оолитовые и притом сильножелезистые (рудные) хлориты, впервые описанные из юрских (доггер) осадков района Шамозон (в Швейцарии) и отсюда получившие свое название «шамозитов». По сводке Халлимонда (Hallimond, 1939), минералы этого типа, широко развитые в парагенезисе с сидеритом в каменноугольных породах Англии, очень часто имеют состав, точно или близко соответствующий эмпирической формуле:

$$3RO \cdot R_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O_1$$

Однако выполненные нами сопоставления химических анализов и кристаллохимических формул многих минералов показали, что шамозиты, как и другие хлориты, имеют сильно колеблющийся состав, связанный с далеко идущими изоморфными замещениями. Из работы Баннистера (Bannister a. Whittard, 1945) известно, что изученный им «магнезиальный шамозит» (содержащий 11,35% MgO и по своему строению, конечно, ничем не отличающийся от более железистых минералов этого же типа) имеет рентгеновскую структуру, аналогичную структуре «нормальных» хлоритов («ортохлоритов»).

Учитывая реально существующие замещения типа $R_3^{\cdots} - R_2^{\cdots}$ в октаэдрических слоях этих хлоритов, мы можем представить все градации их состава в виде изоморфного ряда.

> $(OH)_8Mg_{6,6}(Al_{1,2}Si_{2,8})O_{10}$ «пикронагольнит» (OH)₈ (Mg_{4,2}Al_{1,6}) (Al_{1,2}Si_{2,8})O₁₀...шамозит (OH)₈Al_{4,4} (Al_{1,2}Si_{2,8})O₁₀..... «нагольнит»

Пикронагольнит — гипотетический крайний магнезиальный член ряда, в чистом виде в природе еще не встреченный. Молекула «нагольнита», как составная часть хлоритов, была предложена еще Чермаком (Tschermak, 1891): $\Lambda t'' = H_4 Al_2 SiO_7$. Вавринец (Vavrinecz, 1936) ошибочно приписал её «а-хлорититу» (из Нагольного кряжа), который в действительности является крайним алюминиевым членом нашего ряда клинохлора (стриговита).

Возможность самостоятельного существования «нагольнита» (H₄Al₂SiO₇) в природе косвенно подтверждается наличием среди хлоритов некоторых осадочных железных руд (Моравия, Силезия) очень близкого ему по композиции, его железного аналога — маккенсита (H₄Fe₃ SiO₇).

В данном изоморфном ряду не только имеются широкие колебания в содержании FeO—MgO, Fe₂O₃—Al₂O₃, но встречаются и хромовые хлориты. Как следует из сводки Орселя и систематизированных нами материалов, значительные или высокие содержания Cr и Ni наиболее часто бывают приурочены к хлоритам, у которых Si_{IV} = 2,90 и выше.

По генезису минералы этого ряда относятся к осадочным, метаморфическим и к гидротермальным. Некоторые из них бесцветны (не содержат Fe["] и Fe["] — лейхтенбергиты), другие (зеленые) при исследовании и описании отнесены авторами к клинохлору, рипидолиту и даже корундофиллиту.

Многие из осадочных и метаморфических хлоритов Кривого Рога, Халилова и Малкинского района относятся именно к этому изоморфному ряду.

IVa. Ряд прохлорит-корундофиллита

 $(R^{"}, R^{"}_{2/_{2}})_{6.67} [O_{p}(OH)_{8-2p}] (Si_{2,66}Al_{1,34})O_{10}$

Si = 2.60 - 2.69

								•
Окислы	126	127	128	129	130	131	132	133
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	25,54 22,61 1,89	28,81 26,43 0,24	27,93 23,51 2,50	28,10 26,20 1,66	24,97 0,11 23,76 1,55	24,18 18,23 10,56	26,07 Her 27,90 2,59	22,43 0,19 14,27 11,98
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} 21,54 \\$	0,40	8,39 26,19 Следы 0,43 0,27 11,72 	Следы 30,36 — 14,00 0,56	26,87 	$29,75 \\ 0,48 \\ - \\ 5,40 \\ 0,24 \\ - \\ 9,54 \\ 1,07$	$ \begin{array}{c} 23,26 \\$	$37,63 \\ 0,02 \\ \hline 3,42 \\ 0,22 \\ 0,04 \\ 9,70 \\ \hline -$
Сумма	.99,23	100,29	101,09	100,88	100,00	99,4 5	99,85	99,90
Si	2,60 1,40	2,67 1,33 —	2,67 1,33 —	2,63 1,37 	2,63 1,37	2,69 1,31	2,66 1,34 	2,61 1,39
Al	$ \begin{array}{r} 1,31\\ 0,15\\ 1,82\\ 2,68\\ -\end{array} $	1,55 0,01 0,03 4,30	1,31 0,18 0,67 3,72	1,52 0,11 4,23 	1,58 0,13 2,36 1,70	1,08 0,88 2,75 0,05 0,89 0,03	2,000,201,981,330,08	0,57 0,01 1,00 $\overline{3,66}$ $\overline{0,59}$
Y	5,96	5,89	5,88	5 ,86	5,77	5,68	5,59	5,83
OH	6,6 10,7	7,8 10,1	7,4 10,3	8,0 10,0 0,4	7,4 10,3 —	7,0 10,5 —	7,2 10,4	7,6 10,2
Ng Np 2V Уд. вес	1,621 1,613 +34° -	1,589 1,580 (+) -	-	1,576 1,562 (+) —	(1,628)	1,665 1,653 (-)	1,635 1,629 (+) оч. мал. 2,99 (3,085)	-

126 — корундофиллит, Средний Урал. (Лазаренко, 1950.,.). 127 — шериданит; Nm = Np; северный Вайоминг (Wolff, 1912). 128 — румпфит; содержит СО, — 0,15%; Хейзельберг, Австрия (Redlich, 1914). 129 — шериданит; Бринтонс-Куарри (Shannon a. Wherry, 1922). 130 — афросидерит изотрошный; Британская Колумбия (Larsen a. Steiger, 1917). 131 — тюрингит, образовавшийся ва счет рибекита; Ng = Nm; развит по Ng; Евиза, Корсика (Orcel, 1924). 132 — прохлорит из тонного прожилка в кварцевой жиле среди месторождений Нагольного кряжа; цвет зеленый, слабо плеохроирует и слабо двущреломляет; Донбасс (Самой-лов, 1906). Этот хлорит Е. К. Лазаренко (1950) почему-то называет «мезитом». 133 — шамозит мелкосолитовый из юрских (доггер) осадков; Виндгелле, Урн, Швей-царские Альпы (Déverin, 1945).

Таблица 95 (продолжение) Si = 2,60 - 2,69

Онислы	134	135	136	137	138	139
$\begin{array}{c} SiO_2 & & & \\ TiO_3 & & & \\ Al_2O_3 & & & \\ Fe_2O_3 & & \\ Fe_2O_3 & & \\ FeO & & \\ MnO & & \\ NiO & & \\ NiO & & \\ MgO & & \\ CaO & & \\ Al_2O_3 & \\ Hl_2O & & \\ Hl_2O & & \\ Hl_2O & & \\ Hl_2O & & \\ \end{array}$	22,28 5,96 54,11 2,58 0,38 Следы 12,36 -	26,50 0,03 20,85 1,90 18,73 0,52 19,85 11,65 0,12	27,76 Нет 23,14 0,46 Следы 11,85 0,30 25,34 0,60 	27,65 23,54 3,05 6,35 	24,34 Следы 21,47 Нет 22,73 14,23 11,36 0,24	$\begin{array}{c} 25,60\\ 0,02\\ 20,73\\ 4,13\\ \hline \\ 22,30\\ 0,28\\ 15,83\\ \hline \\ 15,83\\ \hline \\ 11,36\\ 0,10\\ \end{array}$
Сумма	97,67	100,15	99,70	100,41	100,37	100,35
Si	2,62 0,81 0,57	2,69 1,31 —	2,69 1,31 	2,67 1,33 —	2,68 1,32 —	2,66 1,34
Al	4,16 0,25 0,04 	$ \begin{array}{r} 1,17 \\ \overline{0,15} \\ \overline{1,59} \\ 0,04 \\ \overline{3,01} \\ \hline \end{array} $	1,32 0,04 0,94 0,02 3,63 0,05	$ \begin{array}{c} 1,35 \\ - \\ 0,22 \\ 0,51 \\ - \\ 4,00 \\ - \\ \end{array} $	1,48 2,09 2,33 	1,19 0,32 1,93 0,03 2,45
Y	4,45	5,96	6,00	6,80	5,90	5,92
OH	8,0 10,0 0,8	8,0 10,0	6,0 11,0 —	7,90 10,05 —	8,0 10,0 0,1	7,8 10,1
Ng(n) Np 2V Уд. вес Уд. вес	1,621 1,618 (+) 2,883	(+) (+)	1,592 1,584 +36° -	1,599 1,593 (+)мал. —	(1,629) 	1,634 1,633 (+) мал. 2,94

134 — маккенсит, Моравия (Kretschmer, 1917).

135 — рипидолит из хлоритовых сланцев; Nm – Np; 2E = 0°; Андрота, Мадагаскар (Orcel, 1927).

136 — хлорит гидротермальный, образует мелкие гнездышки в кварцевых жилах (в кембрийских сланцах); минерал червеобразный, сегминтированный, светлозеленый; развит по Np; сильно плеохрончный; северный Урал (Сердюченко, 19472.).

137 — грохаунт желто-серо-зеленый, тояколистоватый; под микроскопом бесцветный или желтовато-зеленый; не плеохроичен; Nm = 1,593; Ng — Np = 0,006; из хлоритовых сланцев; Хейзельберг, Швейцария (Hödl, 1941).

138 — прохлорит темнозеленый плотный из жильной трешины в амфиболите; под минроскопом плеохроирует от светлозеленого до бесшветного; Nm = 1,627—1,631; Ng — Np = - 0,015; 6% примесей; Сильвретта, Тироль (Hödl, 1941).

139 — рипидолит из кварцевых жилок в слюдяном сланце; Nm = Np; Мазоала, Мадагаскар (Orcel. 1927).

Таблица 95 (продолжение)

Si = 2,60 - 2,69

Окислы	140	141	142	143	144	145
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	23,43 18,21 4,49 36,30 Следы 5,41 Нет 12,15 Следы	25,09 0,05 18,94 9,60 25,66 0,02 9,80 0,30 0,11 0,32 10,40 0,08	28,02 22,28 2,49 5,30 0,30 28,11 	21,90 15,68 9,00 41,72 Следы 11,13	26,17 24,03 6,84 10,15 21,30 11,50	$\begin{array}{c} 24,67\\ 22,06\\ 6,60\\ 22,70\\ 0,15\\ 11,58\\ 0,42\\ 0,13\\ 0,46\\ 10,91\\ 0,44\\ \end{array}$
Сумма	99,99	100,37	100,02	99,43	99,99	100,12
Si	2,69 1,31 —	2,68 1,32 —	2,65 1,35 —	2,63 1,37 —	2,67 1,33 —	2,62 1,38
Al	1,13 0,38 3,45 	1,07 0,77 2,30 	1,22 0,19 0,43 0,02 4,11	0,82 0,81 4,17 	1,58 0,53 0,87 2,63 	$ \begin{array}{c c} 1,37\\ 0,52\\ 2,01\\ 0,01\\ \hline 1,83\\ 0,01\\ \end{array} $
Y	5,88	5,73	5,97	5,80	6,61	5,75
OH	8,0 10,0 0,6	7,6 10,2	8,0 10,0 0,4	8,0 10,0 0,4	8,0 10,0	8,0 10,0
Ng Np 2V Уд. вес	$\begin{array}{c c} 1,661 \\ 1,656 \\ (-) \\ 3,14 \end{array}$	$\begin{array}{r} 1,643 \\ 1,641 \\ (-) \\ 3,063 \end{array}$	1,587 1,576 (+)			

140 — дафнит илотный зелено-черный; Ng = Nm темнозеленый, Np зеленовато-желтый; Рандаллс, западная Австралия (Simpson, 1936).

141 — афросидерит гидротермальный тонкокристаллический, в коротких волокнах и шестиугольных пластинках; развит по Ng; сильно плеохропрует; Ng густозеленый; Np светлый буровато-желтый; Beйльбург (Holzner, 1938).

142 — прохлорит; 2E = + 38°; Nm -- 1,572; Орсейдж-Майн (Dschang, 1931).

143 — тюрингит мелколистоватый, серовато-зеленого цвета; Шмидефельд, восточная Тюрингия, колл. Купфера (Курнаков и Черных, 1926).

144 — клементит зеленый плотнолистоватый; Бельгия, колл. Купфера (Курнаков и Черных, 1926).

145 — афросидерит темнозеленый, чешуйчатый, из подулей в золотовосных кварцевых жилах; СО₂ — 0,13%; Гула-Гул, Эритрея, Африка (Scherillo, 1938).

Таблица 95 (продолжение) Si = 2,60 - 2,69

		<u> </u>				
Окислы	146	147	148	149	150	151
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	22,53 Следы 14,67 34,19 0,58 7,02 0,29 0,47 1,78 0,46 } 18,05	19,55 0,08 0,20 40,45 0,26 15,62 0,07 0,17 3,75 Her 16,91 2,38	23,96 21,76 0,00 32,66 	23,47 $21,03$ $1,86$ $35,14$ $0,05$ $6,72$ $0,40$ $$ $11,23$ $0,80$ $100,70$	23,32 0,03 17,45 4,09 38,90 0,01 4,54 0,24 0,00 Следы 10,89 0,80	24,60 Нет 19,10 3,12 29,04 13,10 Следы 10,60 99,56
Si	2,65 1,35 —	2,63 0,03 1,34	2,62 1,38 —	2,61 1,39 	2,68 1,32 —	2,65 1,35
Al	0,69 	 2,72 0,03 1,75 0,01 0,02 0,76 	1,44 Her 3,00 	$ \begin{array}{r} 1,36 \\ 0,16 \\ \overline{3,26} \\ 0,01 \\ 1,12 \\ 0,04 \\ \end{array} $	1,05 0,36 3,75 	1,06 0,26 2,60 2,10
Y	4,79	5,29	5,99	5,95	5,97	6,02
OH	8,0 10,0 Есть	8,0 10,0 3,6	7,8 10,1	8,0 10,0 —	8,0 10,0 0,1	7,6 10,2
Ng Np 2V Уд. вес	1,656 1,646 () мал.	 (—) оч. мал. —	 2,92	1,651 1,648 ()	1,662 1,659 () 3,10	1,642 1,637

146 — х л о р и т буро-зеленый, крупночешуйчатый; сильно плеохроирует в буро-зеленых тонах; Np > Ng; Халилово (Калганов и Левина, 1942).

147 — х л о р и т темпозеленый микрочешуйчатый, плотный; слабо плеохроирует в зелено-желтых тонах; Ng > Np; P₂O₅ — 0,22%; Халилово (Яницкий, 1942).

148 — прохлорит оливково-зеленый, образует червеобразные сегментированные стол-бики, часто скручевные, лежащие свободно поверх кристаллов и вросшие в грани горных хру-сталей из жил альпийского типа; вода удаляется при 600°; Казбек, Кавказ (Иванов, 1916).

149 — афросидерит в мельчайших пластинках; Ng = Nm; Ng темнозеленый, Np блед-ный желто-зеленый; Вейльбург (Orcel, 1927).

150 — метахлорит, Ng = Nm; Кальгурли, западная Австралия (Simpson, 1937).

151 -- хлорит из района медных месторождений; Nm = 1,641; Ор-Ноб, Аппалачская обл. (Ross, 1935).

Таблица 95 (окончание) Si = 2,60 - 2,69

<u>.</u>									_
	Окислы	152	153	154	155	156	157	158	159
SiO_{2} TiO_{2} $Al_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ FeO MnO NiO		27,23 0,15 22,16 1,84 Her 8,02 0,21	25,10,121,73,4	24,94 0,12 12,01 2,76 Her 27,13 0,28	24,14 0,08 20,22 4,59 	25,60 Следы 22,48 3,46 21,06 0,75	25,28 1,21 22,74 7,82 22,13 0,34	27,940,1021,311,610,280,05	27,33 Следы 21,31 1,82 6,78 0,28
MgO CaO Na ₂ O K ₂ O +H ₂ O -H ₂ O		27,81 Следы — 12,72	14,6 0,1 0,1 0,1 10,2 0,1	нет 12,98 Нет Нет 10,21 0,63	10,56 Her } 0,35 10,98 0,45	15,72 Нет 	10,30 Her 10,46	$ \begin{array}{c} 33,59 \\ 0,18 \\ 0,23 \\ 12,49 \\ 0,95 \end{array} $	28,60 0,13 0,23 11,80 1,15
	Сумма	100,14	100,6	101,06	100,58	100,32	100,28	100,03*	99,91**
Si . Al . Fe····	· · · · · · ·	2,64 1,36	2,62 1,38	2,61 1,39	2,61 1,39	2,63 1,37	2,62 1,38	2,68 1,32 —	2,67 1,33
Al . Ti . Fe···· Cr .		1,19 0,13	1,25 0,25	1,32	1,18	1,34 0,27	1,39 0,09 0,61	1,08 0,11	1,13 0,13
Mn . Ni . Mg . Ca .	<pre></pre>	0,65 0,02 4,04	2,12 0,06 2,25 	2,36 0,03 2,01	2,61 0,03 1,71	1,80 0,06 	1,91 0,03 1,58	4,85	
	Y	6,03	5,93	5,93	5,91	5,88	5,61	6,06	6,01
ОН . О . +H ₂ O	· · · · · · · ·	8,0 10,0 0,1	7,10 10,45	7,10 10,45	8,00 10,00	7,70 10,15	7,20 10,40	8,00 10,00	7,70 10,15
Ng (n) Np . 2V .	· · · · · · ·	1,596 1,590 (+)	1,626 (+) оч.мал.	1,639 1,635 —4°		1,626 1,623 (+) мал,	1,638 1,633 ()	1,586 1,577 (+) мал.	1,583 1,582 (+) мал.
уд. в€	ec	2,936	2,98	I —	I —	I —	·	⊢ 2,6752	2,7638

• В том числе потери от прокаливания 1,30%. • В том числе потери от прокаливания 0,48%.

152 — прохлорит зеленый чешуйчатый, в срастании с турмалином; под микроскопом бледнозеленый, неравномерно окрашен; 2Е = 3°, (+), Мербрехт, Тироль (Искюль, 1917).

153 — х л о р и т марганцово-железистый из гранитивированных осадков; Ng светложелтый. Np — светлозеленний; Nm — 1,626; Ng — Np = 0,003; развит по Np; Холивилл, Коннектикут (Agar a. Emendorfer, 1937).

154 — х л о р и т из хлоритового «песка» в кварцевых жилах (альпийского типа); Ng = Nm светлозеленый, Np светложелтый; развит по Ng; CO₂ нет; северный Урал (Т. К. Кожина).

155 — прохлорит темновеленый крупнопластинчатый из гидротермальных кварцевых жил альпийского типа; СО, нет; северный Урал (Алешков, 1936).

156 — хлорит из колл. Н. К. Морозенко: аналитик Б. М. Френкель (Иванова, 1949).

157 — хлорит из колл. Н. К. Морозенко; аналитик Б. М. Френкель (Иванова, 1949) 158 — х л о р и т белый из перовскитово-шпинелево-магнетитовой жилы; Прасковье-Евгени-евская копь, южный Урал (Шилин, 1953).

159 — х лорит зеленый из гранатово-везувиановых пород; Прасковье-Евгениевская копь. южный Урал (Шилин, 1953).

V. Ряд корундофиллита

(R",
$$R^{"}_{3/3})_{6,75}[O_p(OH)_{8-2p}]$$
 (Si_{2,50}Al_{1,50})O₁₀

Si	 2,40	_	2,	59
	-,		-,	

Окислы	160	161	162	163	164	165	166	167
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 22,03\\ 3,63\\ 22,91\\ 0,05\\ 0,46\\ 36,68\\ 0,04\\ \hline \\ 1,91\\ 0,07\\ 0,08\\ 0,03\\ 10,65\\ 0,63\\ 0,40\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 26,02\\ 21,67\\ -\\ 4,60\\ 4,45\\ -\\ 30,95\\ -\\ 11,99\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	27,12 $27,68$ $0,20$ $1,24$ $0,54$ $30,96$ $-$ $12,82$ $-$	23,52 Her 22,35 1,92 28,78 0,32 10,79 0,39 11,28 	25,04 22,27 17,95 8,36 0,08 14,95 	$22,32 \\ 18,18 \\ 9,12 \\ 34,70 \\ \\ 3,78 \\ \\ 11,52 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ $	21,87 0,24 17,67 0,30 22,02 17,97 0,14 0,70 3,53 	23,43 0,43 22,04 1,98 30,75 0,55 10,29 0,32 0,21 10,15 0,51
Сумма	99,5 7	99,68	100,56	99,35	100,06	99,62	99,81	100,66
Si	2,49 1,51	2,51 1,49	2,52 1,48	2,55 1,45	2,53 1,47	2,57 1,43	2,48 1,52	2,52 1,48
AI	$\begin{array}{c} 1,53\\ 0,30\\ 0,04\\ 0,01\\ 3,45\\ -\\ -\\ 0,32\\ -\\ -\end{array}$	0,96 0,33 0,36 	$ \begin{array}{r} 1,53 \\ 0,01 \\ 0,09 \\ 0,04 \\ 4,27 \\ - \end{array} $	1,39 0,16 2,60 0,03 1,74	$ \begin{array}{r} 1,17\\ 1,36\\ 0,70\\ 0,01\\ 2,25\\ - \end{array} $	1,04 0,79 3,32 	0,90 	$ \begin{array}{c c} 1,31\\0,03\\0,15\\2,76\\0,05\\\hline 1,65\\0,04\\\end{array} $
Y	5,65	6,09	5,94	5,92	5,49	5,80	5,32	5,99
OH	8,0 10,0	7,6 10,2	8,0 10,0	8,0 10,0	7,8 10,1	8,0 10,0 0,5	7,6 10,2	7,30 10,35
Ng			1,586 1,578 (+) 2,680		1,685 1,670 () 2,960			1,643 — — —

160 — шамовит; Айршир, Англия (Brindley, 1951).

161 — грохауит железистый из хлоритовых сланцев; Ивановск, Урал (Foulion, 1892).

162 — шериданит алюминиевый; Nm = 1,580; Савойя (Orcel, 1927).

163 — хлорит; Бейтсвилл, Виргиния (Brauns, 1894).

164 — тюрингит магнезиальный в виде мелких [гексагональных пластинок, из марунцитов; Мессина на Лимпопо, Трансвааль (Orcel, 1925₄).

165 — тюрингитиз Шмидефельда; Тюрингия, колл. Купфера (Курнакови Черных, 1926). 166 — хлорит железистый; обр. К-5-45; Р₂О₆ — 0,01%; примеси 1,16%; Халилово (Калганов, 1942).

167 — шамозит из гранатово-хлоритового сланца; плеохропрует от темнозеленого (Ng) до желто-зеленого (Np); Кривой Рог, 1932 г.

Таблица 96 (продолжение) Si = 2,40 - 2,59

	Окислы	168	169	170	171	172	173	174	175
SiO _g TiO _g Al ₂ O' ₃ Fe ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃		25,15 Следы 21,01 8,59	22,18 0,04 20,04 7,35	23,61 20,50 2,42	27,010,0324,991,44	26,68 Следы 25,20 Нет	23,88 0,16 29,02 9,29 0,96	26,88 0,19 27,04 1,57	21,66 0,19 18,56 9,05
FeO MnO NiO MgO CaO Na ₂ O		20,03 14,78 	35,23 0,02 3,79 0,40 0,07	28,07 12,81 	8,50 0,07 26,03	8,70 26,96 0,28 	18,53 Нет 4,42 1,80	7,05 0,15 23,89 0,20	36,94 0,08 2,16 Следы
K ₂ O ⁺ H ₂ O −H ₂ O CO ₂	· · · · · · · · · · · ·	10,83 0,13	9,11 0,13 1,46	12,80	12,48 0,10	11,70 	8,74 1,72 0,50	13,21	10,62 0,92
	Сумма:	100,52	99,84	100,21	100,65	99,52	99,65	100,18	100,18
Si Al Fe	•••••	2,59 1,41 -	2,53 1,47 —	2,59 1,41	2,59 1,41 —	2,57 1,43 —	2,50 1,50 -	2,59 1,41 —	2,52 1,48 —
Al Ti Fe Cr Fe Mn Ni Mg Ca		$\begin{array}{c c} 1,15\\ \hline 0,67\\ \hline 1,73\\ \hline 2,27\\ \hline \end{array}$	$ \begin{array}{c} 1,23 \\ \overline{0,63} \\ \overline{3,26} \\ \overline{0,64} \\ 0,04 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,20 \\ \overline{0,19} \\ \overline{2,54} \\ \overline{2,08} \\ \overline{-} \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,41 \\ -,10 \\ -,68 \\ -,3,74 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	$ \begin{array}{c} 1,42 \\ -,00 \\ -,70 \\ -,3,86 \\ 0,03 \end{array} $	2,08 0,01 0,73 0,08 1,55 	$ \begin{array}{c} 1,65\\0,01\\0,12\\\hline,57\\0,01\\\hline,3,43\\0,02\end{array} $	1,05 0,01 0,80 3,58
	Y	5,82	5 ,80	6,01	5,93	6,01	5,28	5,81	5,82
ОН О +H ₂ O	•••••••••	7,50 10,25 —	6,90 10,55 	8,0 10,0 0,6	8,0 10,0 —	7,50 10,25 —	6,0 11,0	8,0 10,0 0,2	8,0 10,0 0,1
Ng(n) Nр. 2V. Уд. ве	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	(1,634) — —	1,664 1,658 (—) 3,206	1,637 — —	1,606 1,594 (+) 2,754	1,601 1,589 +15°		(+)	1,676 1,669 ()

168 — прохлорит черно-зеленый тонкочешуйчатый из трещин в амфиболитах; под микроскопом плеохроирует от оливково-зеленого до светлого зеленовато-желтого; Nm = 1,634; Ng = Np = 0,008; Фронлейтен, Австрия (Hödl, 1941).

169 — тюрингит, терно-зеленый, плотный, заполняет прожилки в красном железняке; смещан с сидеритом; под микроскопом интенсивно голубовато-серый, с аномальными интерферен-ционными цветами; Ng голубовато-зеленый; Np светложелтый; P₂O₄ нет; Шахта Фортуна, в бассейне р. Лан, Гессен-Нассау (Holzner, 1938).

170 — рипидолит изотропный; Валлис (Dschang, 1931).
171 — грохауит взеленых пластинках; 2Е ок. 40°; опт. (+); Nm = Np; Антогидрано, Мадагаскар (Orcel, 1927).
172 — хлорит; Nm = Np; из медных месторождений; Дактаун, в южной Аппалачской обл. (Ross, 1935).
173 — хлорит из темнозеленой плотной хлоритовой породы с редкими конкрециями (нижние горизонты); S — 0,63%, р. Малка, обр. 436 (Д. П. Сердоченко).

174 — норундофиллит из Циллерталя, Тироль; 2V = + (умеренный); аналитик О. П. Бояршинова (Иванова, 1949). 175 — тюрингит из колл. В. И. Искюль; аналитик О. П. Бояршинова (Иванова, 1949).

Таблица 96 (продолжение)

Si = 2,40 - 2.59

	_										
	Окис	лы		176	177	178	179	180	181	182	183
$ SiO_2 TiO_8 Al_2O_3 Fe_2O_3 Cr_2O_3 FeO MnO NiO MgO CaO Na_2O K_2O +H_2O -H_2O -H_2O CO_2 CO_2 $		· · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	23,69 Следы 21,26 Нет 26,52 0,43 17,60 3,32 7,63 -	22,40 0,14 21,12 6,50 0,48 23,24 Her 11,54 1,60 	24,92 0,13 25,91 3,42 7,27 0,12 26,22 Следы 12,08	21,35 17,70 11,57 36,81 	24,82 0,01 31,88 0,87 Следы 22,84 0,19 10,17 0,61 — 7,62 0,24	23,53 21,61 17,57 15,47 	22,47 $23,57$ $4,01$ $29,27$ $$ $9,81$ $$ $11,06$ $$	21,20 0,36 21,42 8,50 32,08 9,56 3,44 0,55 0,25 0,13 10,12 1,22
	Сум	ма	• • •	100,45	99,54	100,07	100,11	99,25	100,37	100,19	99,83
Si . Al . Fe .	· · · · ·	•••	•••	2,42 1,58 —	2,45 1,55 —	2,40 1,60	2,42 1,58 —	2,46 1,54 —	2,41 1,59 —	2,42 1,58 —	2,41 1,59 —
Al . Ti . Fe . Cr . Fe . Mn . Ni . Mg . Ca .		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	$ \begin{array}{r} 0,98\\ \hline 0,00\\ \hline 2,26\\ 0,04\\ \hline 2,67\\ 0,36\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,17\\0,01\\0,54\\0,04\\2,08\\-\\1,88\\0,16\end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,35 \\ 0,24 \\ 0,59 \\ 0,01 \\ \overline{3,78} \\ - \end{array} $	$0,79 \\ 0,88 \\ \overline{3,48} \\ - \\ 0,66 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\$	$ \begin{array}{r} 2,17\\ \hline 0,05\\ \hline 1,87\\ 0,02\\ \hline 1,46\\ 0,07\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,02 \\ \overline{1,35} \\ \overline{1,32} \\ \overline{1,91} \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,40 \\ \overline{0,32} \\ \overline{2,63} \\ \overline{1,57} \\ - \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,28\\0,03\\0,72\\\hline\\3,04\\0,06\\\hline\\0,58\\0,07\end{array} $
	Ŷ	•••		6,31	5,88	5,97	5,91	5,64	5,60	5,92	5,78
OH . O +H ₂ O	· · · · ·	•••	· · ·	5,2 11,4	7,6 10,2	8,0 10,0	6,6 10,7	5,0 11,5	7,00 10,50	8,00 10,00	7,80 10,10
Ng(n) Np . 2V .	· · · ·	•••	•••	1,621 1,618 (+) оч.мал.	1,640	1,604 1,598 +45°		1,646 1,642 (—) оч.мал.	1,636	1,660 1,656 ()	1,668
Уд. в	ec	• •	• • •	2,944		2,881		I —	-		—

176 — прохлорит зеленовато-черный мелкотаблитчатый, в известняках: Nm = Np; плеохроирует в зелено-бурых тонах; Трамбулл, Коннектикут (Shannon, 1920; Gruner, 1944).

177 — х л о р и т светлозеленый из нижней части почти мономинеральной осадочной хлоритовой породы (аргиллитоподобной); S — 0,42%, обр. 993; р. Малка (Д. П. Сердюченко).

178 — корундофиллнт зеленый, связан с корундом; $\rho < \nu$; Честер, Массачузетс (Искюль, 1917).

179 — тюрингит; вблизи Гефеля, Тюрингия (Zalinsky, 1904).

180 — хлорит темнозеленый, мелкочепнуйчатый, из кварцевых жил среди кембрийских сланцев; развит по Ng; угасает прямо; северный Урал (Сердюченко, 1947₁).

181 — прохлорит темнозеленый в жилах среди гранитов; под микроскопом плеохронзм от зеленого до желто-зеленого; Nm = 1,636, Ng — Np = 0,005; Сильвретта (Hödl, 1941).

182 — Fe-п рохлори, им ерно-зеленый, чистый, грубочешуйчатый, из зальбандов магнетито-гематитовых залежей в кварцитах; под микроскопом плеохроирует от серо-зеленого до желтозеленого; Вейц, Австрия (Hödl, 1941).

183 -- хлорит из колл. А. В. Андрианова (Инанова, 1949).

	٢	,	10	5	7
--	---	---	----	---	---

. . .

Таблица 96 (продолжение) Si = 2.40 - 2.59

							-,00
Окислы	184	185	186	187	188	189	- 1 9)
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	20,42 $18,46$ $8,43$ $37,72$ $0,27$ $-$ $2,68$ $-$ $11,76$ $0,28$ $-$	$ \begin{array}{c} 24,40\\ 22,77\\ 0,45\\ -\\ 0,09\\ 32,70\\ 0,10\\ 0,30\\ 19,63\\ -\\ \end{array} $	26,97 0,12 25,66 3,55 0,15 0,03 29,39 0,84 0,11 13,01 1,01	21,17 0,07 20,02 9,88 33,48 0,45 3,10 0,45 3,10 0,45 0,12 10,63 0,57	$\begin{array}{c} 22,07\\0,22\\20,44\\11,24\\0,83\\23,22\\0,02\\\hline \\ 9,17\\0,20\\0,36\\0,30\\10,98\\1,25\\\hline \\ \end{array}$	22,28 21,34 11,36 31,70 0,20 3,66 Следы — 10,15 —
Сумма	99,86	100,02	100,44	100,84	99,65	100,30	100,69
Si	2,47 1,53	2,40 1,60	2,47 1,53 —	2,57 1,43	2,44 1,56	2,42 1,58 —	2,46 1,54
Al	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	1,00 0,75 3,70 0,03 0,47	1,17 0,04 	1,41 0,25 0,01 	$ \begin{array}{c} 1,14\\$	$ \begin{array}{c c} 1,06\\0,02\\0,92\\0,08\\2,13\\-\\1,50\\0,03\end{array} $	$ \begin{array}{r} 1,22 \\ \overline{0,94} \\ \overline{2,91} \\ 0,02 \\ \overline{0,60} \\ \hline \hline $
Y	5,77	5,95	6,14	5,8 8	5,79	5,74	5,69
OH	7,60 10,20	8,0 10,0 0,6	8,0 10,0 Есть	8,0 10,0	8,0 10,0	8,00 10,00 —	7,80 10,10
Ng	$ \begin{array}{c c} (1,668) \\ (1,655) \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ -$	(1,662) (1,657) 	1,570 (+)		1,684 1,681 (-) 3,18	1,642 1,635 	1,662 (-)

184-т ю р и н г и т черпо-зеленый; под микроскопом плеохроизм: темный оливиново-зеленый, желто-зеленый, Ng-Np= 0,013; Вейц, Австрия, (Hödl, 1941).

185 — тюрингит черновато-зеленый из краевой зоны магнецитового месторождения; ассоциируетс полевым шпатом, кальцитом, магнетитом, пиритом, кварцем; плеохроизмкак у №184; Трофайях, Австрия (Hödl, 1941).

186 — «colerajnite», бесцветный хлорит; Квебек (Poitevin a. Graham, 1918).

187 — х л о р и т зеленый из гранатово-везувнановых пород Прасковье-Евгениевской копи в Шишимских горах на южном Урале; аналитик О. П. Острогорская (Шилин, 1953).

198 — дафнит зеленовато-черный; Ng = Nm; в кварцевых жилах; Маунт-Сатирист, западная Австралия (Simpson, 1937).

189 — хлорит густозеленый из верхней зоны осадочной плотной (аргиллитоподобной) породы без конкрепий; обр. 995; р. Малка (Д. П. Сердюченко).

190 — тюрингит из зальбандов магнетито-гематитовых залежей в кварцитах; Цирмзес, Австрия (Hödl, 1941).

Та Va. Ряд корундофиллит-метахлорита

(R", R"'_{2/3)6,83} [O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{2,34}Al_{1,66}) O_{10}

Si 🛥	2,30-	-2,39
------	-------	-------

Окислы	191	192	19 3
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} 23,20 \\ 24,42 \\ 3,48 \\ 13,40 \\ \\ 22,76 \\ 1,04 \\ \\ 12,00 \\ \\ \\ 12,00 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ $	$ \begin{array}{r} 19,21\\0,36\\17,29\\28,53\\1,42\\14,14\\0,39\\0,11\\1,84\\0,15\\0,44\\0,15\\14,96\\\hline\\0,17\end{array} $	$20,51 \\ 0,17 \\ 17,30 \\ 16,24 \\ 1,25 \\ 17,47 \\ 0,43 \\ \hline 11,69 \\ 1,41 \\ \hline \\ 10,53 \\ 1,38 \\ \hline \end{bmatrix}$
Сумма	100,30	99,16	98,72
Si	2,33 1,67 —	2,30 1,70 —	2,30 1,70 —
Al	$ \begin{array}{c} 1,22 \\ \overline{0,25} \\ \overline{1,12} \\ \overline{-} \\ \overline{3,40} \\ 0,11 \end{array} $	0,66 0,03 2,56 0,04 1,41 0,04 0,01 0,33	$0,580,011,360,111,610,04\overline{}\phantom{0$
Y	6,10	5,08	5,80
OH	8,0 10,0 —	8,0 10,0 1,9	7,80 10,10
Ng	1,613 1,607 —	1,679 1,670 () 	

191 — корундофиллит; Честер, Массачузетс (Shannon, 1921).

192 — хлорит желевистый, желто-зеленый; под микроскопом — чешуйни различной величины и формы, иногда вонарного и сноповидного строения; илеохроизм от почти бесдветного Ng до темнозеленого по Np; угасает прямо; развит по Ng; Халилово (Калганов, 1942).

193 — хлорит плотный темнозеленый аргиллитоподобный; S=0,19%; P₂O₃=0,15%; р. Малка, обр.107 (А. Л. Яянцкий). VI. Ряд метахлорита

 $(R'', R'''_{2/s})_{6.92} [O_p(OH)_{8-2p}] (Si_{2,16}Al_{1,84})O_{10}$

Si = 2.10 - 2.29

					,
Окислы	194	195	196	197	198
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c} 16,46 \\ 0,90 \\ 29,72 \\ 41,86 \\ \\ 1,32 \\ 10,13 \\ \\ \end{array} $	18,42 0,99 18,92 36,57 0,45 5,40 0,23 0,46 1,03 Следы — 18,40	$ \begin{array}{r} 19,60\\0,58\\27,26\\1,99\\\hline \\38,29\\0,05\\\hline \\1,36\\1,06\\\hline \\10,46\\0,20\end{array} $	20,29 1,02 23,20 13,78 0,94 16,24 Следы 12,78 0,07 — 11,12 —	17,70 Her 13,37 10,12 Her 44,54 2,21 Her 12,06 —
Сумма	100,39	100,87	100,85	99,65	100,00
Si	2,21 0,14 1,65	2,17 1,83 —	2,19 1,81 —	2,16 1,84 —	2,16 1,84 —
Al		0,77 0,08 3,20 0,04 0,53 0,02 0,04 0,18	$ \begin{array}{r} 1,77\\0,05\\0,16\\\hline \\ 3,58\\0,01\\\hline \\ 0,23\\0,12\\\end{array} $	1,050,081,100,071,442,02	$ \begin{array}{r} 0,09 \\ \overline{0,92} \\ \overline{} \\ 4,59 \\ \overline{0,41} \\ \overline{} \\ \end{array} $
Y	6,23	4,86	5,92	5,76	6,01
OH	8,0 10,0 0,6	8,0 10,0 Есть	7,8 10,1 —	7,6 10,2 —	8,0 10,0
Ng(n)		1,679 1,670 (—) мал. 3,23	$ \begin{array}{r} 1,672 \\ 1,658 \\ -6^{\circ} \\ 3,208 \end{array} $	(1,620) 	$ \begin{array}{r} 1,661 \\ 1,646 \\ -0^{\circ} \\ 3,06 \end{array} $

194 — к рон штедтит в гемиморфных пьезоэлектрических кристаллах из треугольных бавальных пластинок, проросших сидеритом и пиритом; уд. вес 3,445; Кишбанья, Румыния

оавальных пластинок, проросших садератом и паритом; уд. все о,ччо, теплочиля, сульной (Gossner, 1935). 195 — хлорит железистый, плотный, темнозеленый; сильно плеохроирует в буровато-зеленых тонах; развит по Ng; Халилово, Урал (Калганов, 1942). 196 — дафиит из прожилков в нижнедевонской лептохлоритово-бокситовой породе; Ng темнозеленый, зеленовато-бурый; Np светлозеленый, бледножелтый; северный Урал (Собо-

№ темнозеленый, зеленовато-оурый; № светлозеленый, оледножелтый; северный у рал (сооо-лева, 1938). 197 — хлорит светлозеленый, слабо раскристаллизованный, из верхней части плотных хлоритовых пород с красно-бурыми стяжениями; содержание S — 0,11%, Р₂O₈— 0,10%; № = = 1,620; р. Малка, северный Кавказ (Д. П. Сердюченко). 198 — пенна и ти торанжево-бурый, плеохроичный; № > Nm > №; спайность хорошая, рентгеновское исследование показало решетку типа тюрингита: см. главу 15, табл. 65; № м= оцтически одноосный отрицательный; № — № р = 0,015; образует почки, мелкие чешуйки и жилки в руде; Бенолт-Майн, Карнарвоншир, Англия (Smith, Bannister a. Hey, 1946).

VIa. Ряд метахлорита-амезита

Si = 2,09 - 2,00

Окислы	200	201	202	208	204	205
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	20,95 35,21 — 8,28 Следы 22,88 0,58 — 13,02 0,23 —	16,57 18,29 15,80 31,10 0,38 4,75 Her 12,90 0,19 Her	20,30 Her 35,94 0,09 0,77 1,44 Her 0,28 27,03 0,23 0,06 0,23 13,82 Her	21,80 32,87 0,45 1,76 0,47 	19,96 0,25 36,75 0,58 1,20 0,43 Следы 28,10 0,18 Нет 13,02 0,04 —	21,12 34,23 0,57 1,48
Сумма	101,15	99,98	100,19	99,81	100,51	100,04
Si	2,02 1,98	2,00 2,00	1,93 2,07	2,07 1,93	1,87 2,13	2,00 2,00
Al	2,01 	$0,58 \\ 1,42 \\ 3,12 \\ 0,04 \\ \\ 0,84 \\$	1,95 	$ \begin{array}{c} 1,75 \\ 0,03 \\ 0,14 \\ 0,03 \\ - \\ 4,05 \\ - \\ \end{array} $	1,90 0,02 0,04 0,09 0,03 3,92 0,02	1,79 0,04 0,11
Y	6,01	6,00	6,00	6,00	6,02	6,03
$\begin{matrix} OH & . & . & . & . & . & . & . & . & . & $	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0 —	8,0 10,0 0,4	8,0 10,0 0,2	8,0 10,0 0,1	8,0 10,0 0,2
Ng	1,620 1,597 (+)	1,640 1,632 (—) оч. мал.				

200 — амезит; Честер, Массачузетс (Shannon. 1921).

201 — а м е в и т нелезистый, светлозеленый, мелкооолитовый; ясно плеохронрует от веленого по Ng до светлого веленовато-желтого по Np; развит по Ng; ассоциирует с сидероплезитом, бокситовым минералом, кальцитом, каолинитом и гидрогетитом; средний девон (живетский ярус); южный Тиман (Сердюченко, 1948₁).

202—205 — а м е з н т ы хромсодержащие (хромамезиты): 202 — кристаллический, цвета густоокрашенного аметиста; 203 — то же, зеленовато-фиолетовый; 204 — мелкозериисто-чешуйчатый, розовый; 205 — плотный, просвечивающий пурпуровым цветом. В шлифах эти амезиты бесцветны или слабо окрашены и плеохроичны (в разрезах параллельных с); Ng $\approx \perp$ (001), 2V положителен, колеблется от 8—10° в густо окрашенных внешних зонах до 20—30—40° в слабо окрашенных внутренних зонах; Ng—Np колеблется от 0,013 до 0,028 (возрастает с увеличением крупности кристалликов); Ng—1,613, Nm—1,590, Np—1,586; Ng—Np=0,027 (для одного из кристаллов); 2V=+45°48′ (вычислено); $\rho < v$ слабая. Главная зона обычно (+), в табличках (—). С увеличением Cr₂O₃ (в густо окрашенных зонах) увеличивается Nm и уменьшается 2V. Главная масса воды выделяется при 700—900°, часть—при 400° (по автору, вода растворенная, из межатомных промежутков в решетке), часть при 200° (вода в виде молекулярных пленок на спайных поверхностях). Образовались хромовые амезиты за счет материала хромитов под влиянием термальных щелочных вод. Сарановск, Урал (Зимин, 1939).

V. Ряд корундофиллита и корундофиллит-метахлорита; железистые осадочные хлориты этого ряда (тюрингиты)

Хлориты, имеющие между собой совершенно постепенные переходы и сгруппированные нами в (R_3 "— R_2 ")-изоморфных рядах с Si = 2,69 — 2,60 и Si = 2,59 — 2,40, включают многочисленных представителей как гидротермального и метаморфического, так и осадочного происхождения. Широкие и разнохарактерные изоморфные замещения (обусловившие и очень различные валовые химические составы минералов и их различные физические свойства), отличия в генезисе и облике послужили причиной появления при описаниях этих хлоритов различных минеральных названий (пикнохлорит, рипидолит, румпфит, шериданит, афросидерит, тюрингит, прохлорит, дафнит, кронштедтит, метахлорит, корундофиллит, грохауит и др.).

Среди выделяемых нами прохлоритов-корундофиллитов и корундонаходятся и некоторые железистые осадочные хлориты. филлитов описанные под именем шамозита, а также кронштедтиты. Последние обозначают (по Чермаку, 1891) черно-зеленые хлориты, родственные тюрингиту, но в которых магний и алюминий почти полностью замещены железом. Многие из «кронштедтитов», при отсутствии или недостатке Al, имеют Feiv", замещающее кремний в тетраэдрических слоях. Однако, как указано выше, содержание Si_{IV} в таких хлоритах сильно колеблется, и минералы эти встречаются в различных кристаллохимических группах (от $Si_{IV} = 3,50$ до $Si_{IV} = 2,20$). Принимая, что Fe^{TT} наравне с Al может в решетке хлоритов замещать часть кремния, Хендрикс (Hendricks, 1939), вопреки мнению Баннистера (Bannister, см. Hallimond, 1939), считает, что кронштедтиты имеют свою особую, а не хлоритовую структуру. Грунер (Gruner, 1944) склоняется к тому, что структура кронштедтита из Кишбаньи (Gossner, 1935) с очень малым содержанием $Si_{IV} = 2,21$, как и структура амезита из Честера в Массачузетсе, имеет не только хлоритовые, но и существенно каолинитовые черты.

Многие осадочные и метаморфические железистые хлориты (Малка, Халилово, Тюрингия, Криворожье, Ланн-Дилль и др.) относятся к обширной и распространенной группе прохлорит-корундофиллитов и корундофиллитов.

При возрастании железистости и увеличении R_2O_3 (сумма октаэдрических катионов при этом снижается, Y < 5.7) имеем собственно тюрингиты, которые в плотных или мелкочешуйчатых массах образуют нередко осадочные месторождения железа, например, в Тюрингии (Шмидефельд и др.), откуда произошло и само название минерала.

. Как видно из приведенных таблиц, при постоянстве в содержании Si-и OH-групп изменения в составе октаэдрических слоев происходят изоморфго по типу R₃"—R₂". Некоторые из них (прохлорит из Трамбулла № 176 и др.) имеют значительное количество CaO (более 2% и даже 3,3%), но сохраняют при этом свою однородность и типичную хлоритовую рентгеноструктуру (по данным McMurchy, 1934; Gruner, 1944). Таким образом, Са может входить в решетку хлоритов (иногда в значительном количестве) (см. гл. 15, раздел V).

VI. Малокремниевые хлориты; ряды метахлорита и амезита; железисто-железные, марганцовистые и хромовые разновидности

Минералы, отнесенные нами в ряды метахлорита и амезита, являются малокремниевыми хлоритами, встречаются в природе сравнительно редко, и на нашей диаграмме хлоритов (фиг. 4) вблизи амезита имеется лишь незначительное количество фигуративных точек. Следует думать, что замещение в тетраэдрических слоях почти половины кремния алюминием может прсисходить только в исключительных условиях. Как отмечено выше (стр. 69), благоприятна для этого геохимическая обстановка образования бокситовых осадочных месторождений и выделения гидротермального диаспора или гидраргиллита. При соответствующих значениях pH (\pm 7) и окислительно-восстановительного потенциала среды, при недостатке кремния и избытке алюминия (и трехвалентного железа), формируются и хлориты с минимальным содержанием Si и с широким использованием в своей решетке Al.

С геологической и геохимической точек зрения большое научное и практическое значение бесспорно имеет то обстоятельство, что почти все хлориты с малым содержанием кремния (Si_{IV} = 2,3—2,0) и доминирующей ролью Al (или вообще R…) парагенетически связаны с минералами свободных гидроокислов алюминия и железа; в Честере амезит сопровождается кристаллами диаспора, на восточном склоне Урала — свободными гидратами глинозема, на южном Тимане — нераскристаллизованным алюмогелем, на Малке — бемитом, в Халиловском районе — гидраргиллитом...

Очевидно, что хлориты этого типа следует рассматривать, в частности, как поисковый признак бокситовых месторождений.

Имеется уже много данных (см. гл. 15), указывающих на то, что структура малокремниевых хлоритов (с $Si_{IV} = 2,30-2,00$) в основном каолинитового типа, но этот вопрос еще нуждается в изучении, так как в настоящее время мы располагаем только результатами исследований амезита из Честера, проведенных Грунером (Gruner, 1944) и Бриндли (Brindley, 1951), выводы которых оспаривает Орсель и др. (Orcel, 1950).

К малокремниевым хлоритам (с типичной хлоритовой решеткой) относятся не только разновидности, богатые окисным и закисным железом или глиноземом, но и сильно марганцовистый хлорит — пеннантит, впервые описанный только в 1946 г. Как видно из рассчитанной нами структурной формулы (табл. 98, анализ 198), в октаэдрических слоях пеннантита 75% катионных мест занято двухвалентным марганцем.

* *

Надо отметить, что наибольшее количество хлоритовых минералов расноложено в изоморфных $R_3 - R_2$ рядах пенвина—клинохлора — прохлорита — корундофиллита и при этом почти на есем протяжении этих рядов: с $Y \ge 6$; Y = 6 - 5,7 - 5,3 - 4,9 (фиг. 4, 41 и 42), что в общем соответствует наибольшей насыщенности минералами промежутка пеннин--корундофиллит и в «ортохлоритах» (с Y = 6) Чермака и Винчелла. В этом обстоятельстве, в частности, можно видеть указание и на подчиненность «ортохлоритов» обшей системе изоморфных хлоритовых рядов.

Обращает на себя внимание и то сбстоятельство, что в пределах одного и того же ряда хлоритов выделяются промежутки и пункты с наиболее частой приуроченностью к ним природных соединений. Это, очевидно, послужило основанием для вывода разными авторами «идеальных» и «средних» составов и формул делессита, шамозита, кронштедтита, тюрингита и др.

Однако такие «средние» составы представляют собою только соединения с наиболее простыми стехиометрическими отношениями химических компонентов, оставаясь при этом в системе изоморфного ряда с возможностью дальнейших замещений и переходов. Подобные отношения отмечены нами в 1937 г. для (Mg₃—Al₂)-изоморфного ряда сепиолит парамонтмориллонит, где наиболее частыми (и устойчивыми?) соединениями являются члены общего изоморфного ряда палыгорскитов— а-палыгорскит, β-палыгорскит, α-пилолит и др., выделенные еще А. Е. Ферсманом в 1913 г.

Глава 18

О НЕКОТОРЫХ ХЛОРИТАХ И СЕРПЕНТИНАХ С ОСОБЫМ СОСТАВОМ И СВОЙСТВАМИ

I. Щелочные (калий-натровые) хлориты

Здесь мы сгруппировали несколько (табл. 100) хлоритовых минералов с повышенным содержанием калия и натрия, но с сильно колеблющимся количеством других компонентов.

В сводке о хлоритах Орселя (Orcel, 1927) и в опубликованных позже описаниях новых месторождений (см., например, стр. 139) указывается довольно много случаев, когда хлориты содержат небольшое, а иногда значительное количество щелочей. Такие богатые главным образом натрием хлориты особенно часто выделяются из остаточных поздне- или постмагматических растворов основных и ультраосновных магм; с другой стороны, повышенным содержанием главным образом калия отличаются хлориты, образовавшиеся за счет биотита.

Нет оснований считать, что в последнем случае мы обязательно имеем дело с остатками самого биотита. Здесь, скорее, проявляется, повидимому, некоторая наследственность как в отношении катионов, принимающих участие в построении вновь образующегося минерала, так и в отношении типа самой слоистой структуры. При этом следует иметь в виду, что хлориты (в частности, хромовые), непосредственно выпадающие из сильнощелочных растворов в хромитовых телах, а также пирометаколлоидальные железистые хлориты из миндалин и основной массы базальтов и диабазов содержат подчас много калия и натрия.

Эти щелочные катионы, по всей вероятности, занимают в решетке хлоритов особые места. Соответственно своим крупным размерам ($R_i = 0.98$ Å у натрия и 1,33 Å у калия) они не входят в обычные октаэдрические слои, а скорее всего заселяют крупные гексагональные ячейки, образуемые основачиями кремнекислородных тетраэдров. Такое именно положение в хлоритовых решетках занимают крупные ионы кальция. Как видно, возможное расположение K, Na и Ca в структуре хлоритов между «слюдоподобными» слоями и «бруситовыми» прокладками близко к тому положению, какое приписывается рентгенологами калию и натрию в слюдах и кальцию — в маргарите и ксантофиллите.

Очевидно, что эти дополнительные и особые по своим размерам катионы уравновешиваются отрицательными зарядами кислород-гидроксильной основы хлоритовой решетки. Поэтому и расчет структурных формул этих минералов следует производить обычным способом. Понятно, что коли-

		1		
Окислы	206	207	208	209
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	31,23 Следы 20,86 6,00 21,03 0,27 5,98 0,51 1,19 0,33 10,99 0,80	30,13 Her 15,31 12,16 	36,88 0,34 12,36 2,18 0,32 1,45 Her 0,39 26,96 0,46 1,78 3,73 10,43 2,50	$ \begin{array}{r} 27,03\\ 20,07\\ 4,72\\ 16,47\\ -\\ 18,90\\ 0,72\\ 1,22\\ 11,78\\ -\\ \end{array} $
Сумма	99,27	98,53	99,85	100,91
Si	3,26 0,74	3,24 0,76	3,55 0,45	2,73 1,27
A1	$ \begin{array}{c} 1,81\\ 0,47\\ -\\ -\\ 1,83\\ 0,02\\ -\\ 0,93\\ 0,06\\ 0,24\\ 0,05\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1,17\\0,98\\-\\-\\0,91\\-\\-\\1,90\\0,09\\0,47\\0,09\end{array} $	$\begin{array}{c} 0,96\\ 0,15\\ 0,02\\ 0,02\\ 0,12\\ \hline \\ \hline \\ 0,03\\ 3,89\\ 0,04\\ 0,33\\ 0,46\\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} 1,13\\0,36\\-\\-\\-\\-\\2,90\\-\\-\\2,90\\-\\0,13\\0,16\end{array} $
Y	5,41	5,61	6,02	6,08
OH	7,50 10,25	8,00 10,00	6,80 10,60	8,00 10,00
Ng Np 2V Уд. вес	1,609 1,597 ()	1,601 	1,592 1,589 6° 	

Хлориты с повышенным содержанием калия и натрия

206 — хлорит зеленый с сегментированно-шнурковой структурой из шариков диабазового мандельштейна на южном Тимане; развит по Ng; SO₃=0,08% (Сердюченко, 1947₂).

207 — х л о р и т из темнозеленых «цалагонитовых» шарпков в диабазовом мандельштейне на северном Тимане (Сазонова, 1938).

208 — хлорит зеленый крупночешуйчатый гидротермальный в эмеевиках из боков и нустот хромистого железняка; Li₂O = 0,07%; гора Беден, северный Кавказ (Сердюченко, 1935₂).

209 — хлорит из Сан-Пабло, Калифорния (Blasdale, 1903).

чество «октаэдрических» катионов здесь в ряде случаев превышает шесть единиц, но и при Y < 6 Na и K (как и Ca) занимают, повидимому, в решетке свои особые места, а общая невысокая сумма катионов обусловли. вается значительным количеством трехвалентных ионов.

II. Литиевые хлориты (кукеиты)

Литиевые хлориты (кукеиты) представляют собой гидротермальные низкотемпературные образования в пегматитах за счет полного или частичного замещения турмалина, сподумена, лепидолита и петалита.

Хлориты этого типа образуют зеленые или розовые массы, местами зернистые, но чаще — это волокнистые или слюдоподобные агрегаты, природа которых хорошо распознается под микроскопом. От лепидолита



Фиг. 45. Кривые нагревания литиевых хлоритов (кукеитов), образовавшихся по петалиту (а, б, в) и по рубеллиту (г) (А. И. Гинзбург, 1949).

мает в хлоритовой решетке обычные места магния, который, с одной стороны, замещен здесь алюминием (Al₂—Mg₃), а с другой — алюминием и литием (Al[…]Li — 2Mg[…]).

Кукеит, ассоциирующий с гидромусковитом, с различными сульфидами и самородным золотом (Огофоу, Кармартеншир, Англия), по исследованиям Браммала, Лича и Баннистера (Brammall, Leech a. Bannister, 1937), имеет, повидимому, моноклиническую (псевдогексагональную) симметрию с размерами элементарной ячейки: $a_0 = 5,13$; $b_0 = 8,93$ и $c_0 = = 14,15$ (28,30) Å; β близок 90°.

Ячейка содержит 4{LiAl₄Si₃AlO₁₀(OH)₈}; кристаллическая структура ближе к хлоритовому, чем к слюдяному типу.

и других слюд они отличаются своим положительным оптическим характером и значительно более низким (хотя и колеблющимся) свето- и двупреломлением.

Рассмотрение валового и атомного состава литиевых хлоритов (табл. 101) показывает, что эти минералы по характеру своих тетраэдрических слоев относятся к клинохлору (анализы 211 и 213), к пеннин-клинохлору (анализы 212 и 215) и даже к клинохлор-прохлориту (анализ 214). Октаэдрические слои решетки состоят здесь почти исключительно из алюминия и лития, двухвалентные катионы почти совершенно отсутствуют. С точки зрения структуры это легко объясняется условиями м еста в октаэдрических слоях, когда одновалентные ионы лития должны быть размещены среди трехвалентных ионов алюминия с сохранением при этом как геометрического типа (формы) решетки, так и электростатического равновесия в ней.

Количество катионов шестерной координации у кукеитов, несмотря на присутствие лития, очень низкое. Совершенно очевидно, что в октаэдрических группах литий (в соответствии с ионными объемами) зани-

			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
Окислы	211	212	213	214	215
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	34,81 45,90 0,72 — Следы 0,52 3,59 0,13 — 14,87 —	38,22 Her 43,20 0,08 0,07 0,03 0,04 0,36 Her 0,42 4,33 0,11 0,33 Her 0,03 Her 12,46 0,16	35,25 Her 42,58 0,25 0,70 0,06 0,59 0,51 Her 1,48 0,80 Her 0,34 Her 0,34 Her 13,84 3,59	33,40 47,47 Нет 0,71 Следы 0,20 0,45 0,69 3,12 Следы — 14,93 0,28	35,49
Сумма	100,54	99,84	100,00	100,65	100,28
Si	3,05 0,95	3,30 0,70	3,27 0,73	2,95 1,05	3,14 0,86
Al	$ \begin{array}{c} 3,79\\0,04\\-\\-\\-\\1,26\\-\\-\\0,07\end{array} $	$ \begin{array}{c} 3,69 \\ 0,03 \\ 1,49 \\ \\ 0,04 \end{array} $	3,93 0,02 0,06 0,08 0,30 0,05 0,18	$ \begin{array}{r} 3,88 \\ \overline{0,05} \\ 0,03 \\ 1,12 \\ 0,05 \\ 0,01 \end{array} $	3,76 0,02 0,18 0,99 0,03 0,09 0,02
Y	5,16	5,25	4,62	5,14	5,09
$\begin{array}{c} OH + F & \dots & \dots \\ O & \dots & \dots & \dots & \dots \\ H_2 O & \dots & \dots & \dots & \dots \end{array}$	8,0 10,0 0,2	7,4 10,3 0,2	8,0 10,0 —	8,0 10,0 0,3	8,0 10,0
Ng Nm Np 2V Уд. вес	1,597 1,576 (+) больш. —	1,595 1,565 (+) 2,68	1,567 1,553 (+)	1,589 1,572 (+)	1,590 1,579 1,573 (+)

Хлориты со значительным содержанием лития (кукенты)

211 — хлорит литиевый зеленый, часто в гексагональных пластинках; очищен от примесей с помощью тяжелых жидкостей; из пегматитов, содержащих турмалин, петалит, ленидолит; Бэкфилд, Мэн (Landes, 1925).

212 — хлорит латиевый розовый, образующий полные псевдоморфовы или частично замещающий рубеллит в пегматитовых жилах; Варутреск, Швеция (Quensel, 1937).

213 — хлорит литиевый зеленый, замещающий слодумен (анализ пересчитан после исключения примеси 52,4*/, кварца); там же (Quensel, 1937). 214 — хлорит литиевый; Калбинский хребст; анализ Н. В. Воронковой

214 — хлорят лятиевый; Калбинский хребет; анализ Н. В. Воронковой (А. И. Гинзбург, 1953).

215 — хлорит литиевый; Липовка, Урал; аналив Н В Воронновой (А. И. Гинзбург, 1953) А. И. Гинзбург (1949) описал кукеит, замещающий сподумен в его псевдоморфозах по петалиту. Литиевый хлорит образует характерные веерообразные бесцветные или розоватые агрегаты и настоящие сферолиты, состоящие из тончайших пластинок, развитых по Np. Оптический знак минерала положительный, 2V очень мал. Развитие кукеита наблюдалось автором и по рубеллиту. Во всех случаях кукеит встречается в тесном парагенезисе с поздним кварцем.

Термические кривые, полученные в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР, показали (фиг. 45) эндотермические реакции при 520—580°, 610—650°, 720° и 810—850° (слабые) и экзотермический эффект при 860—900°. Таким образом, термическое поведение кукеита аналогично термическому поведению типичных хлоритов. В связи с этим А. И. Гинзбург справедливо отмечает, что «кукеит можно рассматривать как своеобразный литиевый хлорит, тем более что он и по своим оптическим свойствам подходит к хлоритам (положительный оптический знак, небольшой угол оптических осей, небольшое двойное лучепреломление)».

При выветривании кукеиты гидратизируются и снижают свои показатели преломления и двупреломление.

Порошковые рентгенограммы этих кукеитов, снятые в Рентгеновской лаборатории Отдела петрографии осадочных пород ИГН АН СССР, ясно показали близость их к хлоритовому типу (табл. 102), хотя по некоторым линиям дебаеграмм (7,11 — 3,58 — 2,60 — 2,34 — 1,51) и по размерам элементарной ячейки кукеиты близки и к каолиниту.

Отметим также, что к кукеитам близки некоторые бледнорозовые α-хлорититы (донбасситы), которые, по данным Е. К. Лазаренко (1950), имеют в своем составе до 0,78% Li₂O; небольшое количество лития содержится в хромовых хлоритах ссверного Кавказа (Сердюченко, 1935₁).

Таблица 102

Ni		Липовка	Ka	лбинский хребет
интерф. линии	dhal	I	dhkl	I
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 22	7,11 $4,76$ $3,92$ $3,58$ $2,85$ $2,60$ $2,58$ $2,34$ $2,04$ $1,98$ $1,70$ $1,65$ $1,58$ $1,51$ $1,43$ $1,32$ $1,32$	Средн. Сплып. Сплып. Слаб. Силын. Средн. Средн. Средн. Средн. Слаб. Средн. Оч. слаб. Средн. Оч. слаб. Ср. сильн. Оч. слаб.	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Средн. * Сла 5. Сильн. Сла 6. * Оч. сильн. Оч. сла 6. Сильн. Ср. сильн. Ср. сильн. Сла 6. Средн. Сла 6. Средн. Сла 6. Средн. Сла 6. Средн. Сла 6. Средн. Сла 6.
23	1,20	<u>Оч. оч. слао.</u>	1,29	ср. слао.

Межплоскостные расстояния (в Å) у кукеитов

(2R = 66 мм, d = 0.5 мм, излучение железное, экспозиции 20 час.).

292

Секанина (Sekanina, 1946) отмечает для гранитных пегматитов в западной Моравии (Добра Вода) развитие кукеита (в связи с лепидолитом) в мелких вермикулитоподобных агрегатах серо-зеленого или серо-желтого цвета, Nm = 1,585, 2V =+ 55°. Пластинки часто сдвойникованы с образованием шести секторов, что для кукеитов отмечает и Ландес (Landés, 1925).

III. Никелевые гидрохлориты (джефферизиты)

Гидрохлориты этого типа с колеблющимся содержанием в своем составе никеля и с весьма повышенным количеством низкотемпературной воды (уходящей из минералов до 105°) были детально изучены из месторождений Урала (гора Верблюжка) Г. А. Соколовым, С. А. Вахромеевым и С. А. Капиным (1936) и из другого района СССР — Ю. И. Половинкиной и В. П. Ивановой (1952).

Джефферизиты с горы Верблюжки встречены в виде светлозеленых (яблочнозеленых) тонкопластинчатых (чешуйчатых) масс среди ультраосновных пород, в зоне хромитов, между неизмененным серпентинитом и свежими зелеными хлоритами (типа клинохлора), имея с соседними минеральными образованиями резкие границы. Джефферизиты эти представлены то мелко-, то крупночешуйчатыми разностями; величина их пластинок колеблется около 2—3 и 3—5 мм; при нагревании не вспучиваются; минерал оптически одноосный или почти одноосный, с отрицательным знаком и положительным удлинением; для наиболее окрашенных разностей характерен плеохроизм в желто-зеленых тонах.

Обращает на себя внимание сниженное светопреломление и повышенное двупреломление у этих джефферизитов сравнительно с обычными хлоритами: Ng колеблется в пределах от 1,550 (минерал с NiO — 4,67%) до 1,539, Np — от 1,524 до 1,522; Ng — Np = 0,015 — 0,026. Эти особенности являются, повидимому, результатом сниженной плотности минерала и его значительной гидратизированности, но в генетическом отношении они могут быть первичными для этого гидрохлорита гидротермального (низкотемпературного) происхождения.

Химический состав джефферизитов приведен в табл. 103.

Существенно отличаются по своему химическому составу и оптическим свойствам от джефферизитов горы Верблюжки никелевые хлориты из зоны выветривания (табл. 103, анализы 221, 222 и 223): они очень бедны магнием и богаты никелем; их светопреломление — нормальное, хлоритового типа:

> обр. 222 имеет Ng — 1,598 и Np — 1,585 » 223 » Ng — 1,589 и Np — 1,580.

Описанный В. П. Ивановой и Ю. И. Половинкиной (1952) джефферизит при нагревании очень слабо увеличивается в объеме от растрескивания тонкоспайных пластинок; скручивания их (как у вермикулитов) не происходит. Показатели светопреломления у него значительно выше, чем у джефферизитов горы Верблюжки, и равны: Ng = Nm = 1 590; Np=1,557; Ng — Np = 0,033¹.

Кривые нагревания и обезвоживания этого никелевого гидрохлорита показали две эндотермические реакции (сильную при 550—700° и более слабую при 780—800°), соответствующие выделению конституционной воды (7,75% и 1,75% H₂O), и экзотермический пик при 810—820°. Термическое поведение минерала отличается от термического поведения

¹ Джефферизиты из Вебстера (Сев. Каролина) имеют Ng = Nm = 1,573 и 1,581; Np = 1,542 и 1,561; Ng — Np = 0,031 и 0,020. При нагревании минералы эти вспучиваются и некоторыми авторами относятся к никелевым вермикулитам (NiO = 5,34% и 11,25%).

вермикулитов и соответствует термограммам магнезиально-железистых хлоритов. У данного джефферизита лишь слабо намечаются два эндотермических эффекта (80-150° и 200-300°), весьма сильно выраженные у вермикулита с р. Слюдянки.

Межплоскостные расстояния (по дебаеграммам, снятым Г. А. Ковалевым) показывают, что исследованный джефферизит относится к хлоритам (гидрохлоритам).

Химические анализы, оптические и другие физические свойства джефферизитов показывают, что они представляют собою интересную (но еще

Таблица 103

	Окислы	216	217	218	219	220	221	222	223
$\begin{array}{c} {\rm SiO}_{2} \\ {\rm TiO}_{2} \\ {\rm Al}_{2}{\rm O}_{3} \\ {\rm Cr}_{2}{\rm O}_{3} \\ {\rm Fe}_{2}{\rm O}_{3} \\ {\rm FeO} \\ {\rm MnO} \\ {\rm NiO} \\ {\rm MgO} \\ {\rm CaO} \\ {\rm MgO} \\ {\rm CaO} \\ {\rm Na}_{2}{\rm O} \\ {\rm H}_{2}{\rm O} \\ + {\rm H}_{2}{\rm O} \\ - {\rm H}_{2}{\rm O} \end{array}$		$\begin{array}{r} 35,28\\ 11,80\\ 0,08\\ 1,61\\ 0,29\\ 0,04\\ 4,67\\ 28,31\\ 0,47\\ \hline \\ 12,24\\ 5,05\\ \end{array}$	35,62 12,22 2,31 0,09 27,37 0,55 11,35 10,43	$\begin{array}{c} 37,43 \\ 12,27 \\ 2,18 \\ - \\ 0,82 \\ 27,09 \\ 0,20 \\ - \\ 12,60 \\ 7,30 \end{array}$	37,42 11,64 2,46 0,24 0,98 30,51 1,14 7,74 7,75	$ \begin{array}{c c} 38,22 \\ \hline 11,97 \\ \hline 1,93 \\ \hline 1,14 \\ 30,99 \\ 0,82 \\ \hline 7,46 \\ 7,05 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c c} 32,40\\ 0,08\\ 13,98\\ \hline \\ 4,80\\ 4,05\\ 0,05\\ 7,41\\ 21,86\\ 0,10\\ 0,20\\ 11,34\\ 4,00\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 39,00\\ 0,84\\ 12,41\\ 0,60\\ 5,29\\\\ 15,65\\ 13,45\\ 0,17\\\\ 8,56\\ 4,29 \end{array}$	39,60 13,43 5,40 22,70 5,30 1,00 - 6,16 7,25
	Сумма	99,84	99,94	99,89	99,88	99,58	100,27	100,26	100,84
Si Al	· · · · · · · ·	3,52 0,48	3,64 0,36	3,74 0,26	3,60 0,40	3,62 0,38	3,31 0,69	3,88 0,12	4,06
Al Ti Fe Cr Fe Ni Mg Ca		0,91	1,11 0,18 4,18 0,06	1,18 0,17 	0,91 0,18 0,02 0,08 4,36 0,11	0,95 	0,93 0,36 0,35 0,61 3,33 0,01	1,340,060,390,051,262,000,02	1,62 0,42 1,89 0,81 0,11
	Y	5,68	5,53	5,46	5,66	5,63	5,59	5,12	4,85
— OH . O +H₂O	· · · · · · · ·	8,0 10,0 1,7	8,0 10,0 3,8	8,0 10,0 2,6	5,0 11,5 5,0	4,8 11,6 4,4	7,8 10,1 —	5,70 11,15	4,20 11,90

Химический состав джефферизитов из некоторых месторождений

216, 217, 218, 219 и 220 — джефферизиты горы Верблюжки, Урал (Соколов, Вахромеев и Кашин, 1936). 221 — джефферизит из мономинерального сланца в зоне выветривания серпентинита, образующего небольшой участок среди красного среднезернистого гранита (Иванова и Поло-винкина, 1952). 222 — хлорит никелевый зеленый, с глубины 8 — 10 м, Урал; по данным В. Н. Разу-

мовой. 223 — хлорит никелевый густозеленый из нонтронитизированных пироксенитов, Урал; по данным А. Л. Каца.

недостаточно изученную) группу со значительными колебаниями соста ва и свойств. Одни из них являются продуктом сорбционного обмена магния хлоритов на никель из растворов в зоне выветривания, другие имеют, очевидно, гидротермальное происхождение и хотя очень близки к хлоритам, но обладают специфическими первичными особенностями (например, оптическими и др.), в известной степени сближающими их с вермикулитами. Эти гидротермальные никелевые гидрохлориты могут подвергаться в зоне выветривания вторичным гипергенным изменениям¹.

IV. Эринит и кальциевый сунгулит

Под именем эринита² (aérinite) Лазоль (Lasaulx) в 1876 г. описал синее плотное, иногда немного волокнистое вещество, очень легко разлагаемое даже холодными кислотами. Оптические свойства эринита, по определению Лакруа (Lacroix, 1891) позволили отнести его к группе лептохлоритов: острая биссектриса Np почти перпендикулярна к совершенной спайности по (001), угол оптических осей мал и отрицателен, дисперсия $\rho > v$; сильный плеохроизм: Ng=Nm — темносиний, Np — желтоватый или бесцветный.

С помощью солянокислотной и последующей содовой обработки Орселю (Orcel, 1922) удалось отделить от примесей (пироксена, полевых шпатов, оливина, шпинели, кварца) и проанализировать эринит, состав которого приведен в табл. 104.

На основании эмпирической формулы

$6SiO_2 \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot (Fe, Mg)O \cdot 1,5 CaO \cdot 7H_2O + 3Aq$

Орсель также относит исследованный им минерал к новому типу лептохлоритов при условии, если этот термин применим к образованиям, богатым известью, но бедным магнезией и железом. Принадлежность минерала к лептохлоритам ³ подтверждается потерей бо́льшей части конституционной воды при температуре около 400°, когда исчезает синяя окраска эринита и его плеохроизм, но двойное лучепреломление изменяется при этом мало. При 1100° минерал становится буро-красным и полностью разлагается.

Причину синей окраски минерала Орсель склонен был видеть не в присутствии небольшого количества ванадия и стронция, а скорее во внутренних структурных деформациях.

Рассчитанная нами (по структуре хлоритов-серпентинов, т. е. на 14 кислородов по «сухому» веществу) формула эринита показывает, что по составу своих тетраэдрических слоев (Si_{IV}= 4,0) минерал относится к изоморфному ряду серпентин-паракаолинита с очень высоким содержанием железно-глиноземного компонента (R_{2}^{**}), подобно риколиту, не-

¹ И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1952) считают, что «джефферизиты (с Верблюжки) образовались за счет гипергенного изменения гидротермальных хлоритов... Гипергенный характер джефферизита подтверждается выклиниванием его с глубиною...» (стр. 484—485). Относительно слабое выветривание сказывается здесь, по авторам, в небольшом лишь уменьшении количества катионов шестерной координации (вместо 6—5,67 и 5,53), в частичном переходе Аl из четверной в шестерную координацию; в окислении закиси железа, в частичном выносе магния (стр. 419). Однако выводы эти не являются обоснованными, так как и в бесспорно свежих хлоритах количество катионов в шестерной координации может быть (см. гл. 15 и др.) аначительно выше и гораздо ниже шести, а количество Sitv может превышать три и приближаться к четырем; с другой стороны, «выклинивание с глубиною» известно для многих заведомо гидротермальных образований и само по себе не может служить доказательством гипергенного происхождения.

² Под именем эринита известен также основной арсенат меди — Cu₅ [AsO₄]₂. .(OH)₄, образующий почковидные кристаллические массы изумрудно-зеленого цвета.

^{*} К сожалению, отсутствует рентгеновское исследование этого минерала и данвые о величине его светопреломления.

которым гриналитам и др. (см. гл. 17, стр. 246). Особенностью химической конституции рассматриваемого минерала является очень высокое содержание в нем СаО. В серпентино-хлоритовой решетке имели здесь место. повидимому, не только гетеровалентный изоморфизм типа R2["] -> Mg₃, но и изовалентные замещения Ca->Mg.

Отметим, что в микроскопических препаратах некоторых архейских метаморфических пород южной Сибири, среди обычных железистых зеленых

Таблица 104

Химический	состав	синего	хлорита	(эринита)	H	некоторых	сунгулитов
------------	--------	--------	---------	-----------	---	-----------	------------

		Окислы	224	225	226	227
$\begin{array}{c} \mathrm{SiO}_2\\ \mathrm{TiO}_2\\ \mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{Fe}_0\\ \mathrm{MnO}\\ \mathrm{MnO}\\ \mathrm{MgO}\\ \mathrm{SrO}\\ \mathrm{CaO}\\ \mathrm{MgO}\\ \mathrm{SrO}\\ \mathrm{CaO}\\ \mathrm{Na}_2\mathrm{O}\\ \mathrm{K}_3\mathrm{O}\\ \mathrm{FaO}_5\\ \mathrm{CO}_2\\ \mathrm{CO}_2\\ \mathrm{H}_2\mathrm{O}_5\\ \mathrm{H}_2\mathrm$			39,26 0,49 19,80 7,13 1,35 0,03 	$\begin{array}{r} 41,08\\0,11\\1,47\\1,43\\1,05\\0,04\\\hline \\ 27,41\\\hline \\ 9,40\\1,22\\0,34\\\hline \\ 0,08\\14,41\\2,32\\\hline \end{array}$	43,78 0,56 1,17 Следы 0,11 37,01 0,41 0,56 13,04 3,02	43,88 0,06 1,03 0,85 0,22 0,01 38,82 0,02 Следы « Нет 13,04 2,97
		Сумма	100,31	100,36	99,66	100,90
Si Al	•••		4,00	4,15	4,22	4,13
Al Ti Fe . Fe . Mg Ca			2,35 0,04 0,53 0,12 0,53 1,00	$ \begin{array}{c} 0,18 \\ 0,11 \\ 0,09 \\ \overline{4,12} \\ 1,02 \end{array} $	$ \begin{array}{c} 0,07 \\ 0,08 \\ 0,01 \\ 5,31 \\ - \\ \end{array} $	0,11 0,06 0,02 5,44
-		Y	5,57	5,52	5,47	5,63
OH . 0 . +H ₂ O	•••	· · · · · · · · · · · · · · · ·	8,0 10,0 0,7	8,0 10,0 0,8	8,0 10,0 0,2	8,0 10,0 —

224 — эринит синий хлорито-серпентиновый алюмо-железисто-кальциевый минерал. В ин-тервале 106 — 400° теряется 11,03% H₃O; от 400 до 1100° — 2,92% H₃O; V₃O₅ — следы. Арагония, Испания (Orcel, 1922). 225 — сунгулит магнезиально-кальциевый. Лысая сопка, Урал (Д. С. Белянкин, 1911). 226 и 227 — сунгулит ы магнезиальные (Н. Д. Соболев, 1947).

хлоритов и гематита, нам удалось наблюдать синие, сильно плеохроичные (до зеленовато-желтых, почти бесцветных по Np) радиальнолучистые (секториальные) и пластинчатые агрегаты хлоритов с Nm около 1,600 и Ng — Np \approx 0,010 — 12. При окислении они становятся яркими сургучно-красными, повышая свое свето- и двупреломление. Возможно, что синяя окраска вызвана особыми сочетаниями в решетке ионов Fe^{···} и Fe^{··} или присутствием катионов меди.

Богатый кальцием сунгулит с Лысой сопки на Урале был описан Д. С. Белянкиным (1911). Нами уже (см. гл. 17, стр. 247) было отмечено, что по своим физическим свойствам, составу и рентгеновским данным сунгулиты относятся к серпентиновой группе минералов. Однако в уральском минерале очень много CaO, которая явно замещает здесь MgO; в этом отношении кальциевый сунгулит имеет общие характерные черты с описанным выше эринитом.

На табл. 104, где приведен анализ кальциевого и других сунгулитов и рассчитанные нами их структурные формулы, виден избыток ионов кремния (Si_{IV} = 4,15—4,13—4,22), связанный, скорее всего, не с тончайшими примесями, а со структурными особенностями этих минералов (может быть, пропуск некоторых магнезиальных слоев или замещения в бруситных группах части магния кремнием по типу Mg₆ — Mg₄Si)¹.

Сунгулит-серпентин с 3,04% Al₂O₃ и 1,77% Fe₂O₃ (от Д. С. Белянкина, с Лысой сопки?) имеет типичную серпентиновую кривую нагревания (фиг. 8, кривая XIV в группе серпентинов).

V. Цебедассит и девейлиты

1

Под именем девейлита известны плотные, зернистые или волокнистые, частично сферолитовые образования белого, желтого, зеленого цвета. Минерал этот медленно разлагается кислотами, имеет твердость 2—3,5, удельный вес 2,2—2,4, плавкость 6. Никелевые разности — яркозеленые.

Показатели преломления колеблются (в зависимости от состава и степени раскристаллизованности) от 1,509 до 1,556 для Ng и от 1,500 до 1,538 для Np, возрастая с увеличением содержания никеля. 2V — малый и положительный, волокна развиты по Ng. Кривая нагревания девейлитов имеет серпентиновый характер, с низкотемпературной эндотермической реакцией (при 100—160°), свойственной многим серпофитам.

Девейлиты, выпадая из растворов, местами явно метаколлоидальные, образуют жилки в серпентинитах, иногда представляют собой псевдоморфозы по тальку. Исследованием девейлитов занимались А. Е. Ферсман (1916), Сельфридж (1936), Г. С. Грицаенко (1944) и др.

Химический состав девейлитов (см. табл. 105) отличается от состава серпентинов повышенным содержанием кремнезема (сниженным содержанием магнезии), и их эмпирическая формула близка к 4MgO·3SiO₂·3H₂O (вместо 3MgO·2SiO₂·2H₂O у серпентина). Однако рентгенограммы девейлитов и серпентинов (по данным Сельфриджа, В. И. Михеева и В. Н. Дубининой) совершенно сходны между собой и указывают, что девейлиты имеют структуру серпентинового типа и явно входят в группу

¹ Отметим также, что описанный Ф. В. Сыромятниковым (1936) ишкильдит, серебристо-синевато-зеленая разновидность продольно-волокнистого хризотила, отличается от обычных серпентинов по своему химическому составу: в нем имеется значительно больше кремнезема, чем требуется формулой Mg₆Si₄(OH)₈O₁₀, и его эмпирическая формула дается автором в виде 15-MgO·11SiO₂·10H₂O. Рентгенограммы показывают в осповном хризотиловый характер, но период идентичности решетки ишкильдита вдоль оси волокон равен 9.678 A°, а не 5,2 A°,

Рентгенограммы показывают в осповном хризотиловый характер, но период идентичности решетки ишкильдита вдоль оси волокон равен 9,678 A°, а не 5,2 A°, как у хризотила. Если приведенную выше эмпирическую формулу ишкильдита пересчитать на атомные отношения в структуре серпентино-хлоритового типа, то получим: Si_{4,17}Mg_{5,66}(OH)_{7,50}O_{10,25}.

серпентиновых минералов. Это подтверждается и термическим исследованием: кривая нагревания уральского девейлита показывает те же эндотермические (при 100-160°, при 620-665°) и экзотермические (резкий пик при 775—925°) реакции, что и у серпентина и серпофита. При расчете состава девейлитов на структурную формулу серпентин-хлоритового типа получаем Si_{IV} \approx 5.

2

Под именем цебедассита Бруноси (Brunosi, 1917) описал белый волокнистый минерал из Цебедасси (Пьемонт, Италия); плавкость 7, твердость 2. удельный вес 2,194; волокна угасают прямо, развиты по Ng; двупреломление «сильное», Nm = 1.52 (1.51-1.53); встречается в жилах среди серпентинитов. Химический состав минерала приведен в табл. 105.

Таблина 105

Окислы	228	229	230	231	2 32
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	45,74 11,74 24,55 9,55 8,61 	45,74 0,14 0,18 — — Следы 37,01 0,19 12,45 4,50 —	44,86 0,87 0,18 Следы 1,57 — 0,03 39,03 Нет 12,20 1,27 0,07	$\begin{array}{c} 41,70\\ 0,28\\ 0,39\\ 0,22\\ 0,30\\ 0,04\\ 13,62\\ 27,13\\ 0,06\\ 12,30\\ 4,52\\\end{array}$	$\begin{array}{c} 43,16\\ 0,47\\ 0,41\\ \hline \\ 0,10\\ \hline \\ 0,10\\ 37,69\\ 0,20\\ 13,58\\ 4,94\\ \hline \\ \end{array}$
Сумма	100,19	100,21	100,08	100,56	100,65

Химический состав цебедассита и некоторых девейлитов

228 — цебедассит белый волокнистый, из жилок в серпентините; в интервале от 105 до 200° теряется 2,40 % H.O; Zebedassi, Аппенины (Brunosi, 1917). 229, 230 и 231--девейлиты из ультраосновных (серпентинизированных) пород Урала (Грицаенко, 1944). 232 — девейлит из серпентивитов Новой Каледонии (Caillère, 1936).

Положение цебедассита в системе минералов до сих пор оставалось совершенно не разъясненным, и его отношения к родственным минералам не были изучены. Однако оптические и другие физические свойства цебедассита, условия его образования и залегания среди серпентинитов и химический состав дают нам полное основание классифицировать этот минерал как глиноземную разновидность девейлитов и вместе с ними отнести его к группе серпентина.

Усредненные эмпирические формулы:

девейлита —
$$8MgO \cdot 6SiO_2 \cdot nH_2O$$
;
дебедассита — $5MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot nH_2O$.

Из табл. 105 и приведенных эмпирических формул видно, что в цебедассите (сравнительно с девейлитами) значительная часть магния эквивалентно замещена алюминием (Al₂→Mg₃). Если весь глинозем цебедассита эквивалентно заменить на магнезию (Al₂O₃ — 3MgO), то увидим, что у него отношение основных групп окислов находится в пределах, свойственных девейлитам:

RO:	SiO ₂ :	H ₂ O			
3,75	3	2,10	(цебедассит,	анализ	2 2 8)
3,63	3	2,70	(девейлит,	»	229)
4,08	3	2,78	(»	»	230)
3,72	3	2,94	(никелевый)	цевейли	r, анализ 231)
3,93	3	3,14	(девейлит, а	нализ 23	32)

Таким образом, в девейлитах, имеющих серпентиновую структуру, происходят изоморфные замещения Mg на Ni (никелевые девейлиты), также Mg₃ на Al₂ (цебедасситы), Выдержанность химического состава девейлитов в определенных, довольно узких пределах, а также результаты их оптических, термических, рентгеновских и электронно-микроскопических исследований показывают, что отклонение их состава от типа серпентина не может быть объяснено ни неточностями анализов, ни присутствием примесей, ни процессами вышелачивания MgO, а связано, скорее всего, с особенностями их серпентиновой кристаллической решетки.

Избыток кремния (и недостаток магния и алюминия) в структуре этих серпентиновых минералов следует, повидимому, объяснить изоморфным замещением магния (и алюминия) кремнием в бруситовых-гидраргиллитовых (и талькоподобных) слоях их решеток $[Mg_6 (OH)_{12} - Si_8 (OH)_{12}...]$ или выпадением из структуры части магнезиальных или глиноземных групп, подобно тому как это имеет место в анаукситах, где некоторые алюминиевые слои в каолинитовых кристаллических решетках замещаются кремниевыми или выпадают.

Глава 19

О СВЯЗИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ХЛОРИТОВ С'ИХ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

Оптическое поведение хлоритов зависит как от характера входящих в структуру атомов, так и от их пространственного расположения, т. е. от близости друг к другу ионов в структурных слоях и от близости самих ионных слоев и пакетов, от плотности решетки. Как мы уже указывали, последнее главным образом связано со степенью замещения кремния алюминием в тетраэдрических слоях, с эквивалентными замещениями двух - и трехвалентных катионов в октаэдрических пакетах и др.

При практическом решении вопроса о влиянии того или другого фактора состава или структуры на оптику хлоритов встречаются серьезные трудности, так как не легко и даже не всегда удается подобрать среди известных анализов хлоритов такие, в которых изменялся бы только один из компонентов. Обычно перемены от хлорита к хлориту охватывают одновременно разные окислы; изовалентные (атом за атом) и гетеровалентные (Si — Al; R₂⁻⁻⁻ — R₃⁻)-изоморфные замещения меняют не только валовой химический состав, но и число атомов в слоях и расстояния пакетов друг от друга.

Различная степень раскристаллизованности хлоритов одинакового или близкого химического состава также в ряде случаев существенно нарушает обычные взаимоотношения химизма и оптических свойств.

В связи с изложенным мы стремились проследить влияние одного фактора при полном или почти полном постоянстве других переменных и установить не только качественные, но до некоторой степени и количественные значения этих влияний.

серпентиновых минералов. Это подтверждается и термическим исследованием: кривая нагревания уральского девейлита показывает те же эндотермические (при 100-160°, при 620-665°) и экзотермические (резкий пик при 775—925°) реакции, что и у серпентина и серпофита. При расчете состава девейлитов на структурную формулу серпентин-хлоритового типа получаем Si_{IV} \approx 5.

2

Под именем цебедассита Бруноси (Brunosi, 1917) описал белый волокнистый минерал из Цебедасси (Пьемонт, Италия); плавкость 7, твердость 2, удельный вес 2,194; волокна угасают прямо, развиты по Ng; двупреломление «сильное», Nm = 1.52 (1.51-1.53); встречается в жилах среди серпентинитов. Химический состав минерала приведен в табл. 105.

Таблица 105

Окислы	228	229	230	231	2 32
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	45,74 11,74 24,55 9,55 8,61 	45,74 0,14 0,18 — Следы 37,01 0,19 12,45 4,50 —	44,86 0,87 0,18 Следы 1,57 	41,70 0,28 0,39 0,22 0,30 0,04 13,62 27,13 0,06 12,30 4,52 —	$\begin{array}{c} 43,16\\0,47\\0,41\\\hline\\0,10\\\hline\\0,10\\37,69\\0,20\\13,58\\4,94\\\hline\\-\end{array}$
Сумма	100,19	100,21	100,08	100,56	100,65

Химический состав цебедассита и некоторых девейлитов

228 — цебедассит белый волокнистый, из жилок в серпентините; в интервале от 105 до 200° теряется 2,40 % H.O; Zebedassi, Аппенины (Brunosi, 1917). 229, 230 и 231—девейлиты из ультраосновных (серпентинизированных) пород Урала (Грица-енко, 1944). енко, 1944). 232 — девейлит из серпентивитов Новой Каледонии (Caillère, 1936).

Положение цебедассита в системе минералов до сих пор оставалось совершенно не разъясненным, и его отношения к родственным минералам не были изучены. Однако оптические и другие физические свойства цебедассита, условия его образования и залегания среди серпентинитов и химический состав дают нам полное основание классифицировать этот минерал как глиноземную разновидность девейлитов и вместе с ними отнести его к группе серпентина.

Усредненные эмпирические формулы:

девейлита — $8MgO \cdot 6SiO_2 \cdot nH_2O$; цебедассита — $5MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot nH_2O$.

Из табл. 105 и приведенных эмпирических формул видно, что в цебедассите (сравнительно с девейлитами) значительная часть магния эквивалентно замещена алюминием (Al₂→Mg₃). Если весь глинозем цебедассита эквивалентно заменить на магнезию (Al₂O₃ — 3MgO), то увидим,

что у него отношение основных групп окислов находится в пределах, свойственных девейлитам:

RO:	SiO ₂ :	H ₂ O			
3,75	3	2,10	(цебедассит,	анализ	2 2 8)
3,63	3	2,70	(девейлит,	»	229)
4,08	3	2,78	(»	»	230)
3,72	3	2,94	(никелевый д	евейли	r, анализ 231)
3,93	3	3,14	(девейлит, а	нализ 23	32)

Таким образом, в девейлитах, имеющих серпентиновую структуру, происходят изоморфные замещения Mg на Ni (никелевые девейлиты), также Mg₃ на Al₂ (цебедасситы), Выдержанность химического состава девейлитов в определенных, довольно узких пределах, а также результаты их оптических, термических, рентгеновских и электронно-микроскопических исследований показывают, что отклонение их состава от типа серпентина не может быть объяснено ни неточностями анализов, ни присутствием примесей, ни процессами выщелачивания MgO, а связано, скорее всего, с особенностями их серпентиновой кристаллической решетки.

Избыток кремния (и недостаток магния и алюминия) в структуре этих серпентиновых минералов следует, повидимому, объяснить изоморфным замещением магния (и алюминия) кремнием в бруситовых-гидраргиллитовых (и талькоподобных) слоях их решеток $[Mg_6 (OH)_{12} - Si_3 (OH)_{12}...]$ или выпадением из структуры части магнезиальных или глиноземных групп, подобно тому как это имеет место в анаукситах, где некоторые алюминиевые слои в каолинитовых кристаллических решетках замещаются кремниевыми или выпадают.

Глава 19

О СВЯЗИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ХЛОРИТОВ С'ИХ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

Оптическое поведение хлоритов зависит как от характера входящих в структуру атомов, так и от их пространственного расположения, т. е. от близости друг к другу ионов в структурных слоях и от близости самих ионных слоев и пакетов, от плотности решетки. Как мы уже указывали, последнее главным образом связано со степенью замещения кремния алюминием в тетраэдрических слоях, с эквивалентными замещениями двух - и трехвалентных катионов в октаэдрических пакетах и др.

При практическом решении вопроса о влиянии того или другого фактора состава или структуры на оптику хлоритов встречаются серьезные трудности, так как не легко и даже не всегда удается подобрать среди известных анализов хлоритов такие, в которых изменялся бы только один из компонентов. Обычно перемены от хлорита к хлориту охватывают одновременно разные окислы; изовалентные (атом за атом) и гетеровалентные (Si — Al; R₂⁻⁻ — R₃⁻)-изоморфные замещения меняют не только валовой химический состав, но и число атомов в слоях и расстояния пакетов друг от друга.

Различная степень раскристаллизованности хлоритов одинакового или близкого химического состава также в ряде случаев существенно нарушает обычные взаимоотношения химизма и оптических свойств.

В связи с изложенным мы стремились проследить влияние одного фактора при полном или почти полном постоянстве других переменных и установить не только качественные, но до некоторой степени и количественные значения этих влияний.

I. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения FeO→MgO

Таблица 106

I dot monadatement of programment and ind	Рост показателе	і преломления	B	результате	замещения	Mg на	Fe	•
---	-----------------	---------------	---	------------	-----------	-------	----	---

№ анализа	Si	Al _{IV}	^{Al} vi	Fe…	Fe	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2V
137	2,67	1,33	1,35	0,22	0,51	4,00	1,599	1,593	0,006	(+) мал.
135	2,69	1,31	1,17	0,15	1,59	3,01	1,621	1,616	0,003	+0°
153	2,62	1,38	1,25	0,25	2,12	2,25	1,630	1,626	0,004	(+)
151	2,65	1,35	1,06	0,26	2,60	2,10	1,642	1,637	0,005	-22°
139	$2,66 \\ 2,69$	1,34	1,19	0,32	1,93	2,45	1,634	1,633	0,001	(+) мал.
140		1,31	1,13	0,38	3,45	0,92	1,662	1,656	0,006	()
129	2, 63	1,37	1,52	0,11	0,00	4,23	1,576	1,562	0,014	(+)
142	2, 65	1,35	1,22	0,19	0,43	4,11	1,587	1,576	0,011	+38°
130	2,63	1,37	1,58	0,13	2,36	1,70	1,628	1,628	0,000	Изотр.
149	2,61	1,39	1,36	0,16	3,26	1,12	1,651	1,648	0,003	(—)
123	2,71	1,29	1,35	0,18	3,37	0,93	1,655	1,646	0,009	—0°
162	$2,52 \\ 2,59$	1,48	1,53	0,01	0,09	4,27	1,586	1,578	0,008	(+)
170		1,41	1,20	0,19	2,54	2,08	1,637	1,637	0,000	Изотр.
168	$2,59 \\ 2,53$	1,41	1,15	0,67	1,73	2,27	1,642	1,634	0,008	(+)
169		1,47	1,23	0,63	3,26	0,64	1,664	1,658	0,006	()
210	2,42	1,58	1,01	1,03	2,25	1,07	1,652	1,647	0,005	()
188	2,44	1,56	1,14	0,86	3,21	0,53	1,684	1,681	0,004	
186	2,47	1,53	1,17	0,04	0,01	4,91	1,581	1,570	1,011	(+)
176	2,42	1,58	0,98	0,00	2,26	2,67	1,621	1,618	0,003	(+)
117 116 107 105	2,86 2,85 2,83 2,86	1,14 1,15 1,17 1,14	0,98 0,89 1,13 0,97	0,17 0,19 0,47 0,61	0,07 0,32 2,32 3,35	4,78 4,62 1,81 0,80	1,579 1,582 1,620 1,665	1,572 1,571 —	0,007 0,011 	+15° (+) мал. (—) (—)
206 37 36	3,26 3,27 3,27	0,74 0,73 0,73	1,81 0,79 1,48	0,47 0,72 0,30	1,83 2,01 3,41	0,93 1,96 0,27	1,609 1,638 1,660	1,597 1,615	0,012 0,023 —	(<u>-</u>)
88	2,93	1,07	0,86	0,00	0,00	5,22	1,575	1,572	0,003	(+)
84	2,95	1,05	0,86	0,16	0,40	4,61	1,587	1,577	0,010	+29°
74	3,00	1,00	0,96	0,00	0,73	4,32	1,594	1,588	0,006	+0°
54	3,16	0,84	0,71	0,08	0,27	4,97	1,571	1,566	0,005	(+)
49	3,07	0,93	1,12	0,15	2,93	1,56	1,639	1,633	0,006	()
72	3,00	1,00	1,13	0,57	3,23	0,76	1,642	1,637	0,005	()
44	3,04 3,16	0,96	1,14	0,14	0,39	4,51	1,594	1,584	0,010	(+) мал.
55		0,84	1,64	0,05	3,52	0,35	1,667	1,658	0,009	(—)
28	3,55	0,45	2,29	0,93	1,15	0,20	1,608	1,594	0,014	(—)
24	3,54	0,46	1,87	0,35	2,47	0,42	1,665	1,659	0,006	

Из таблицы 106 видно, что при прочих равных или близких условиях с увеличением в хлоритах количества FeO, изоморфно замещающего MgO, показатели преломления закономерно повышаются.

При этом от совсем безжелезистых или маложелезистых хлоритов (но с Si_{IV} ниже 3,2) до хлоритов с содержанием Fe[•] = 2,3-2,6 (по структурной формуле с «Si» = 4,0), при отсутствии или низком содержании Fe[•] оптический знак минерала (+); здесь, следовательно, Nm ближе к Np, чем к Ng.

Сростом Fe["] в составе хлоритов Ng повышается, но медленнее, чем Np и Nm, и поэтому двупреломление минералов постепенно снижается, в результате чего Ng = Nm = Np, т. е. Ng — Np = 0,000. При Fe["] = = 2,3—2,6 мы вступаем в область оптически изотропных хлоритов.
С дальнейшим увеличением количества Fe^{··} показатели преломления продолжают расти, причем Ng и Nm растут быстрее Np, обусловливая



Фиг. 46. Длаграмма зависимости светопреломления хлоритов от Fe^{··} (замещение Fe^{··} -> Mg).

Видно, что N повышается вместе с ростом Fe^{**} При прочих равных условиях N повышается с увеличением Fe^{**} и свижается с увеличением Si. Показаны различные сочетания трехвалентного железа и кремния в составе хлоритов: 1) Si = 3.10 (ср.), Fe^{***} = 0.25 (ср.); 2) Si = 2,60 (ср.), Fe^{****} = 0,80; Si = 2,60 (ср.), Fe^{****} = 0,35 и 0,20.

Таблица 107

Рост показателей преломления в результате замещения АІ на Fe…

№ ана- лиза	Si	AlIV	Fe	AI	Fe	Fe	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2 V
										1	
72 83	3,00 2,90	1,00	1,10	0,13 0,03	0,57 1,56	3,23 3,37	0,76 0,74	1,632 1,721	1,627	0,005 Оч. выс.	() ()
149 1 69	2,61 2,53	1,39 1,47	-	1,36 1,23	0,16 0,63	3,26 3,26	1,12 0,64	1,651 1,664	1,648 1,658	0,003 0,006	(—) (—)
123 140	$2,71 \\ 2,69$	1,29 1,31		1,35 1,13	0,18 0,38	3,37 3,45	0,93 0,92	$1,655 \\ 1,661$	1,646 1,656	0,009 0,005	() ()
167 131	$\begin{array}{c} 2,52 \\ 2,69 \end{array}$	1,48 1,31	=	1,31 1,08	0,15 0,88	2,76 2,75	1,65 0,89	$1,643 \\ 1,665$	1,637 1,653	0,006 0,012	() ()
172 171	2,57 2,59	1,43 1,41	-	1,42 1,41	0,00 0,10	0,70 0,68	3,86 3,74	$1,601 \\ 1,606$	1,589 1,594	1,012 0,012	+15 +20°
108 146	2,84 2,65	1,16 1,35		1,33 0,69	2,06 3,00	0,91 0,66	0,50 0,31	1,640 1,656	1,646	Оч. мал. 0,010	(—) (—) мал.
28 26 27	$3,55 \\ 3,52 \\ 3,54 $	0,45 0,48 0,46		2,29 0,99 0,12	0,93 1,75 2,97	1,15 1,15 0,83	0,20 0,74 0,72	1,608 1,625 1,640	1,594 1,626	0,014 Оч. мал. 0,014	 () (-)
107 70	2,88 3,07	1,17 0,93	_	1,13 0,67	0,46 1,53	2,32 2,37	1,81 0,83	1,620 1,666	1,618 1,656	0,002 0,010	() 6°
130 141	2,63 2,68	1,37 1,32	1	1,58 1,07	0,13 0,77	2,36 2,30	1,70 1,56	1,628 1,643	1,628 1,641	0,000 0,002	Изотр. (—)
176 210	$2,42 \\ 2,42$	1,58 1,58		0,98 1,01	0,00 1,03	$2,26 \\ 2,25$	2,67 1,07	1,621	1,618	0,003 0,005	(+) ()

этим отрицательный характер хлоритовых минералов; двупреломление, вначале незначительное, все более и более повышастся; за изотропной областью оптический знак хлоритов становится (—).

Из составленной нами диаграммы (фиг. 46) видно, что светопреломление для одних и тех же значений Si_{IV}, т. е. в одном и том же изоморфном хлоритовом ряду, увеличивается не только от роста Fe⁻, но и от повышения роли Fe⁻. С другой стороны, существует явная тенденция к снижению светопреломления с увеличением Si_{IV}.

II. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения Fe₂O₃→Al₂O₃

Рассматривая эти замещения в хлоритах, обладающих в остальном одинаковым или очень близким химическим составом, мы (как и следовало ожидать) получаем данные о том, что увеличение Fe[…] за счет Al в октаэдрических (и тетраэдрических) слоях решетки вызывает повышение показателей преломления.



Видно, что Ng и Np повышаются с увеличением Fe^{**} и Fe^{**} и, при прочих равных условиях, снижаются при возрастании Si_{IV}.

Табл. 107 и соответствующая ей диаграмма (фиг. 47) показывают, что Fe[—] более сильно влияет на рост показателей преломления, чем Fe[—]. Пользуясь имеющимися у нас данными, мы рассчитали, что (при структурной формуле с «Si» = 4) на 0,01 Fe[—] происходит увеличение Ng на 0,0004— 0,00035 и Np — на 0,0003—0,00025.

На 0,01 Fe" Ng возрастает приблизительно на 0,0003.

Более значительное влияние на оптику хлоритов Fe⁻⁻⁻ сравнительно с Fe⁻⁻ известно также для других минералов. В частности, это подтверждается опытами по нагреванию амфиболов (Сердюченко, 1938; Белянкин и Донская, 1939) и магнезиально-железистых слюд (Островский и Петров, 1940; Бельштерли и Турцев, 1940; Сердюченко, 1951, и др.), когда сильно повышаются Ng и Np в связи с переходом Fe[°] в Fe^{°°}.





Дшанг (Dschang, 1931) приводит данные о нагревании железистых минералов: халькодита (стильпномелана) из Радауталя (Гарц) и рипидолита (хлорита) из Валлиса:

> до нагревания a) $Fe_2O_3 - 31,16$; FeO - 10,15; Ng = Nm = 1,701; 6) $Fe_2O_3 - 2,40$; FeO - 28,00; n = 1,637 изотр. после нагревания a) $Fe_2O_3 - 42,66$; FeO - 0,84; Ng = Nm = 1,723; 6) $Fe_2O_3 - 30,00$; FeO - 3,16; Ng = Nm = 1,674.

Как это имеет место и для слюд, у хлоритов светопреломление повышается не только при нагревании, но и при окислении в условиях поверхности и низких температур. Холл (Hall, 1941) сопоставляет две пары анализов биотитов из Колорадо (1 и 2) и из Японии (3 и 4), которые мы пересчитали на содержание ионов Fe^{III} и Fe^{III}. Из табл. 108 ясно видно, что Fe^{IIII} более значительно влияет на Ng, чем Fe^{III}.

Таблица 108

№ анализа	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe…	Fe	TiO	Ng
1	17,13	1,85	214	26	3,63	1,720
2	17,71	0,53	222	7	4,19	1,723
3	0,27	19,46	4	270	4,07	1,646
4	0,76	18,39	10	256	4,63	1,658

Зависимость светопреломления биотитов от содержания в их составе железных (Fe···) и железистых (Fe··) ионов

Таблица 109

Рост показателей преломления хлоритов в связи с увеличением в их составе железных (Fe···) и железистых (Fe··) ионов

№ анализа	Si	Ally	Alvi	Fe… + +Fe…	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2₹
196 192 191 130 170 151 141 149	2,19 2,30 2,33 2,63 2,59 2,65 2,68 2,61	1,81 1,70 1,67 1,37 1,41 1,35 1,32 1,39	1,77 0,66 1,22 1,58 1,20 1,06 1,07 1,36	3,78 4,05 1,37 2,49 2,73 2,86 3,07 3,42	0,35 0,33 3,40 1,70 2,08 2,10 1,56 1,12	1,672 1,679 1,613 1,628 1,637 1,642 1,643 1,651	1,658 1,670 1,607 1,628 1,637 1,637 1,641 1,648	0,014 0,009 0,006 0,000 0,000 0,005 0,002 0,003	6° () мал. (+) Изотр. * () ()
150 142 146 153 136 168	2,68 2,65 2,65 2,62 2,69 2,59	1,32 1,35 1,35 1,38 1,31 1,41	1,05 1,22 0,69 1,25 1,32 1,15	4,11 0,62 3,72 2,43 1,00 2,40	0,78 4,11 0,31 2,25 3,68 2,27	1,662 1,587 1,656 1,626 1,592 1,634	1,659 1,576 1,646 1,624 1,584	0,003 0,011 0,010 0,002 0,008 0,008	(-) (+) (-) (+) (+) (+)
169 206 207 26 27 17 3	2,53 3,28 3,30 3,52 3,54 3,79 3,98	1,47 0,72 0,70 0,48 0,46 0,21 0,02	1,23 1,87 1,27 0,99 0,12 1,10 0,61	3,89 2,31 1,88 2,99 3,83 2,94 0,14	0,68 0,93 1,94 0,84 0,72 1,11 4 94	1,664 1,609 1,601 1,625 1,640 1,606 1,567	1,658 1,597 	0,006 0,012 	(-) (-) (-) (-) (-)

Из полученных нами данных следует, что двупреломление вместе с количеством железных (Fe^{•••}) понов увеличивается у оптически (---) хлоритов. С уменьшением Fe^{•••}-ионов оно снижается до 0,000, а при дальнейшем уменьшении количества Fe^{•••} за точкой перехода (т. е. за зоной онтической изотропности) хлориты становятся оптически (+) и их двупреломление снова возрастает.

Из таблиц и диаграмм видно, что с увеличением у хлоритов Fe^{\cdot} переход от (+) к (-) оптическому знаку происходит при все уменьшающемся

количестве Fe[…]. Последнее, таким образом, является дополнением к Fe[…]. Влияние железных и железистых ионов на оптическое поведение хлоритов суммируется и в общем имеет одинаковую направленность.

В связи с однотипным влиянием Fe["] и Fe["] на рост показателей преломления хлоритов мы составили табл. 109 и соответствующую ей диаграмму (фиг. 48) для некоторых хлоритовых групп с разным содержанием Si_{IV}. Из этих построений видно, что с увеличением Fe["] + Fe["] светопреломление у хлоритов растет, но оно снижается с ростом Si_{IV} (см. фиг. 46). У хлоритов с Si_{IV} выше 3,20 оптический знак обычно (—) независимо от содержания Fe["] + Fe["].

III. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения Сг₂О₃→Аl₂О₃

При микроскопическом исследовании северокавказских (Б. Лаба) пород, содержащих в своем составе зеленые и фиолетовые, разных оттенков, хромовые хлориты, нами было подмечено, что пластинки, окрашенные в более темный малиново-красный цвет, имеют несколько более высокое светопреломление.

Подобную же зависимость величины светопреломления от интенсивности окраски, т. е. от содержания Cr₂O₃, отмечают в розовых хлоритах Г. А. Соколов, С. А. Вахрамеев и С. А. Кашин (1936), изучавшие породы горы Верблюжьей на Урале.

И. А. Зимин (1939) для хромамезитов из Сарановского ультраосновного массива на Урале указывает бледные и густо окрашенные кристаллы, пластинки и даже отдельные зоны монокристаллов. Окраска варьирует от почти бесцветной и бледнорозовой до фиолетовой и пурпурно-красной. Ясно обнаруживается, что с переходом от бледных к густоокрашенным кристаллам или зонам, т. е. с увеличением содержания Cr_2O_3 , возрастает светопреломление (Nm) и в то же время уменьшается угол оптических осей: 2V (+) от 8—10° в густо окрашенных наружных зонах повышается до $20-40^\circ$ в бледных внутренних зонах кристаллов.

Следует отметить, что присутствие Cr в решетках слюд (алургитов, марипозитов) также вызывает повышение их показателей преломления.

Количественное влияние Cr^{•••} на рост показателей преломления может быть иллюстрировано сопоставлением двух пар хлоритов (табл. 110).

Таблица 110

M attanti- 88	Si	AlIV	AlVI	Fe	Cr	Fe	Mg	Ňg	Np	Ng-Np	2 V	Уд. Bec
81 86	$3,00 \\ 2,99$	1,00 1,01	$0,85 \\ 0,69$	0,04 0,03	0,07 0,30	0,09 0,10	4,96 4,89	1,576 1,584	1,571 1,579	0,005 0,005	(+)мал. »	2,657 2,673
58 48	3,10 3,05	0,90 0,95	0,11 0,02	0,15 0,14	0,37 0,50	0,03 0,05	5,43 5,44	1,581 1,584	1,578 1,582	0,003 0,002	—5° —	

Влияние ионов хрома на оптику хлоритов

Очевидно, что повышение N связано с увеличением содержания Cr[…]; влияние других факторов здесь исключается. Судя по немногочисленным имеющимся в литературе данным, влияние на оптику хлоритов Cr[…] количественно очень близко к влиянию Fe[…].

Как показано ниже, воздействия Cr[…] (повышающее) и Si_{IV} (понижающее) способны взаимно уравновешиваться и удерживать показатели преломления хлоритов на одном уровне (стр. 307). Сопоставляя между собою приведенные в таблице две пары хромовых хлоритов, мы видим, что показатели преломления у второй из них (относительно богатой Сг["]) не выше, чем у первой. Это следует объяснить меньшими в первой паре значениями Si_{IV}, а главным образом большей ролью в ней R₃["] (замещения R₂["] -> R₃["]).

IV. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения Al_{IV}→Si

Как уже отмечалось (Сердюченко, 1948₂), замещение в тетраэдрических слоях решетки хлоритов части Si на Al приводит к повышению



Фиг. 49. Диаграмма зависимости светопреломления хлоритов от состава тетраэдрических слоев ях решеток.

электростатического (отрицательного) заряда анионного слоя, к более тесному примыканию его к катионному пакету, к уменьшению с₀, т. е. к уплотнению решетки. С этим обстоятельством, в частности, связано и повышение светопреломления хлоритов одновременно с возрастанием роли Al_{IV} (фиг. 49). Другими словами, с повышением количества атомов Si в тетраздрических слоях, светопреломление хлоритов снижается.

Это положение может быть подтверждено (табл. 111) рядом примеров.

Во всех первых семи парах анализов уменьшение Si_{IV} сопровождается повышением не только показателей преломления, но и двойного лучепреломления. Это происходит при почти одинаковом (для каждой пары) количестве других компонентов. В некоторых случаях (для второй и шестой пар) при возрастании Si_{IV} снижение Ng и Np происходит, несмотря на присутствие в этих хлоритах небольшого избытка Fe

и Fe^{**}, действующих на светопреломление в противоположном направлении. Для восьмой пары присутствие в одном хлорите 0,46 Fe^{***} компенси-

для восьмой пары присутствие в одном хлорите 0,40 ге компенсирует снижающ~е влияние на светопреломление избытка Si_{IV}, и у обоих минералов Ng сохраняется на одном уровне. Для седьмой пары хлоритов характ рно, что одновременно с возрастанием в тетраэдрических слоях кремния происходит увеличение количества Cr [™] в октаэдрических пакетах: здесь снижающее влияние кремния компенсируется повышающим влиянием хрома (и R₂[™]->R[™]₃) и поэтому значение Ng не меняется.

Рассматривая таблицы и диаграммы зависимости оптических констант от присутствия в решетке хлоритов ионов Fe["] и Fe["], мы и там получаем дополнительные иллюстрации выведенной нами закономерности: при прочих равных условиях показатели преломления снижаются с увеличением количества Si_{IV}. Исключение могут составить хлориты с различной раскристаллизованностью.

В табл. 112 мы расположили хлориты (первая группа), у которых очевидно закономерное снижение светопреломления по мере увеличения Si_{IV}. Анализы 9 и 8 соответствуют сунгулитам (гл. 17), оптически положительным минералам серпентиновой группы; у них светопреломление низкое, двупреломление значительное. На этой же таблице приведен другой ряд минералов (вторая группа), в котором также видно снижение свето- и двупреломления вместе с ростом содержания Si в тетраэдрических листах их решеток. Хлориты этого ряда, очевидно, приближаются к изотропному состоянию.

Таблица 111

№ ана- лиза	Si	AllV	Alvi	Fe	Cr	Fe…	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2V
72 169	3,00 2,53	1,00 1,47	1,13	0,57 0,68	_	$3,23 \\ 3,26$	0,76 0,64	1,632 1,664	1,627 1,658	0,005 0,006	(—) (—)
54 186	3,16 2,47	0,84 1,53	0,71 1,17	0,08 0,04	=	0,27 0,01	4,97 4,91	1,571 1,580	1,566 1,570	0,005 0,010	(+) (+)
54 91	3,16 2,90	0,84 1,10	0,71 0,97	0,08 0,08	_	0,27 0,28	4,97 4,77	1,571 1,588	1,566 1,581	0,005 0,007	(+) +15°
111 190	2,76 2,46	1,24 1,54	$0,94 \\ 1,22$	0,91 0,94	_	2,93 2,91	0,73 0,60	1,655 1,662	1,647	0,008	(—) (—)
116 142	2,85 2,65	1,15 1,35	0,89 1,22	0,19 0,19	-	$0,32 \\ 0,43$	$4,62 \\ 4,11$	1,581 1,587	1,572 1,576	0,009 0,011	(+) мал. +38°
53 113	3,12 2,73	0,88 1,27	0,61 0,79	0,07	0,12 0,11	0,21 0,13	$5,02 \\ 5,16$	1,580 1,593	1,576 1,582	0,004 0,011	(+) (+)
56 35	3,07 3,32	0,93 0,68	$\substack{\textbf{0,}14\\\textbf{0,}72}$	0,23	0,60 1,02	0,16 0,27	5,16 3,13	1,590 1,590	1,587 1,586	0,003 0,004	(—) (+) мал.
107 176	$2,83 \\ 2,42$	1,17 1,58	1,13 0,98	0,46 0,00	_	2,32 2,26	$\substack{1,81\\2,67}$	1,620 1,621	1,618	0,003	(—) (+)
	1	1 1	L I			1		1		l	

Рост	светопреломления	хлоритов	в результате	частичного	замещения S	Si ma	Al
	1	з тетраэдрі	ических слоях	их решеток			1.

Из диаграммы (фиг. 50), построенной с приведением оптических характеристик к одинаковому содержанию ионов железа, видно, что у хлоритов изотропная стадия соответствует Si = 3,30—3,20 (при Fe[¬]≈ 0,70 и Fe[¬]≈

Таблица 112

ана- лиза	Si	AlIV	AlVI	Fe	Fe	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2V
162 125 88 57 9 8 200 172 136 115 146 54 3	$\begin{array}{c} 2,52\\ 2,77\\ 2,93\\ 3,95\\ 4,07\\ 2,02\\ 2,57\\ 2,69\\ 2,74\\ 2,85\\ 3,16\\ 3,98 \end{array}$	1,48 1,23 1,07 0,93 0,05 1,98 1,43 1,31 1,26 1,15 0,84 0,02	1,53 1,25 0,86 0,87 0,55 0,35 1,98 1,42 1,32 1,28 0,89 0,71 0,61	0,01 0,04 0,00 0,09 0,13 0,00 0,04 0,00 0,04 0,10 0,19 0,08 0,08	0,09 0,02 0,00 0,09 0,01 0,00 0,66 0,70 0,94 0,78 0,32 0,27 0,06	4,27 4,63 5,22 5,01 5,15 3,28 3,86 3,86 3,81 4,62 4,97 4,94	1,586 1,578 1,575 1,575 1,548 1,545 1,620 1,601 1,592 1,590 1,581 1,571 1,571 1,567	1,578 1,573 1,572 1,572 1,538 1,530 1,597 1,589 1,584 1,582 1,582 1,566 1,561	0,008 0,005 0,003 0,010 0,015 0,023 0,012 0,008 0,008 0,008 0,009 0,005 0,006	$(+) \\ (+) $

Снижение светопреломления и двупреломления у хлоритов в связи с увеличением количества Si в тетраэдрических слоях

≈0,12). С дальнейшим повышением Si_{IV} (см. последнюю нару серпентинхлоритовых минералов на табл. 112) двупреломление вновь начинает увеличиваться, но уже с отрицательным оптическим знаком.

Переход от положительного знака к отрицательному (в хлоритах с Si_{IV} \approx 3,3) хорошо согласуется с наличием в природе клинохлоров-пеннинов — ясно двупреломляющих, почти изотропных и изотропных, причем оптический знак у них бывает то (+), то (-).

Последний минерал из таблицы 112 — термофиллит (анализ 7), он — оптически отрицательный и сильно двупреломляющий.



Фиг. 50. Днаграмма зависимости светопреломления хлоритов от состава тетраэдрических слоев их решеток.

Цебедассит — глиноземный аналог девейлитов, волокнистый минерал из разрушенных серпентинитов (см. главу 18),содержит Si_{4,30}4 и при «сильном» двупреломлении имеет еще более низкое Nm ($\approx 1,52$); оптически отрицателен.

Следует отметить, что Орсель (Orcel, 1927) и Дшанг (Dschang, 1931) также высказывали взгляд, что в хлоритах с увеличением содержания SiO₂ снижается свето- и двупреломление. Однако приводимые ими в подтверждение этого мнения таблицы мало убедительны, показывают в величинах Ng, Nm, Np незначительные колебания, которые могут быть объяснены и влиянием различного содержания в минералах ионов железа, и различной ролью в их октаэдрических слоях двух- и трехвалентных катионов и т. д.

V. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения R₂[™]→R₃[™]

Проследить на примерах влияние на оптику хлоритов такого рода замещений в октаэдрических слоях хлоритовой решетки довольно трудно, так как почти всегда в известных минералах изоморфизм $R_3^{"} - R_2^{"}$ сопровождается замещениями другого характера, и изолировать влияние каждого из этих факторов почти невозможно. Из большого числа анализов, сопровождаемых оптическими данными, нам все же удалось выделить несколько случаев, показывающих, что с увеличением $R_2^{"}$ взамен $R_2^{"}$ светопреломление хлоритов повышается (табл. 113). В первой и второй парах $R_2^{\cdots} \rightarrow R_3^{\cdots}$ вызывает рост Ng и Np; в третьей паре на этот процесс несколько накладывается однозначное влияние $Al_{IV} \rightarrow Si$; в четвертой паре значительное повышение Cr^{3+} не сопровождается ростом светопреломления, так как одновременно имеет место уменьшение R_2^{\cdots} за счет увеличения R_3^{\cdots} в октаэдрических слоях решетки хлорита.

Таблица 113

№ ана- лиза	Si	Ai _{IV}	AlVI	Fe…	Cr	Fe	Mg	Ng	Np	Ng—Np	2V
176 180 94 84	2,42 2,46 2,92 2,95	1,58 1,54 1,08 1,05	0,98 2,17 1,79 0,86	0,00 0,05 0,23 0,16		2,26 1,87 0,27 0,40	3,03 1,53 3,15 4,61	1,621 1,646 1,594 1,583	1,618 1,642 1,584 1,577	0,003 0,004 0,010 0,006	(+) (—) мал. (+) (+)
142 116 86 48	2,65 2,85 2,99 3,05	1,35 1,15 1,01 0,95	1,22 0,89 0,69 0,02	0,19 0,19 0,03 0,14	 0,30 0,50	0,43 0,32 0,10 0,05	4,11 4,62 4,89 5,44	1,587 1,581 1,584 1,584	1,576 1,572 1,579 1,582	0,011 0,009 0,005 0,002	(+) (+) (+) мал. —

Рост светопреломления хлоритов в результате изоморфного замещения Mg₃ на Al₂ в октаэдрических слоях их решеток

Повышение светопреломления хлоритов от замены $R_3^{"}$ на $R_2^{"}$ в их октаэдрических слоях находится в полном согласии с одинаковым оптическим поведением при таких же замещениях и других минералов переменного состава. Так, например:

Ng флогопита — 1,570 (Mg₃) "мусковита — 1,590 (Al₂) "талька — 1,580 (Mg₃) "пирофиллита —1,600 (Al₂) "брусита — 1,582 (Mg₃), "гидраргиллита — 1,590(Al₂)

По Гедеке (Gädeke, 1938), у везувианов, состоящих в основном из $Ca_9Al_4Mg_3Si_9$ (O,OH,F)₃₈, -- Ng = 1,705, а у состоящих в основном из $Ca_9Al_4Al_2Si_9$ (O, OH, F)₃₈, -- Ng = 1,725.

Судя по поведению пирофиллита — талька $(Al_2 - Mg_3)$ и мусковита — флогопита $(R_2^{\cdots} - R_3^{\cdots})$, при замене в октаэдрических слоях хлоритовых решеток магния на алюминий (по типу $R_2^{\cdots} \to R_3^{\cdots}$) следует ожидать увеличения угла оптических осей.

Рост светопреломления минералов при замещениях типа Al₂ -> Mg₃ связан с увеличением плотности их слоистых решеток в направлении осей а и b; это ясно обнаруживается при постоянстве прочих условий, в частности при стабильности размеров решеток в направлении оси с. Последнее, как отмечено выше, для хлоритов и других родственных (слюдистых) минералов, при одинаковой или близкой размерности катионов шестерной координации, контролируется главным образом всличиной Si_{IV}, т. е. содержанием Al_{IV} в тетраэдрических слоях (см. гл. 15, стр. 194).

21* 309

VI. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения NiO→MgO

В хлоритовых решетках замещение никелем магния вызывает повышение показателей преломления и увеличение двойного лучепреломления. Это хорошо видно из табл. 114.

Таблица 114

Рост светопреломления хлоритов в результате замещения Mg на Ni

№ ана- лиза	Si	AlIV	AlVI	Fe	Fe	Ni	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2V
10 12	3,97 4,05	0,03	0,05 0,10		$\begin{array}{c} 0,02\\ 0,06 \end{array}$	1,45 5,08	4,43 0,56	1,56 1,64	1,53 1,60	0,03 0,04	-0° -0°

Помимо этих никелевых антигоритов (непуитов) из Новой Каледонии, аналогичная картина наблюдается и у никелевых клинохлоров (шухардитов). По данным Г. С. Грицаенко (1936), у этих минералов с увеличением содержания никеля повышаются показатели преломления и двупреломление. При равном или очень близком содержании других компонентов имеем:

NiO	(в		%)	•	•		•	•			•	3,83	4,50	7,20
Nm	•	•	•	•	•	•	•		•			1,582	1,584	1,588
2V .	•	•			٠					•	•	<u>-0°</u>	0°	-0°

Очевидно, что ионы никеля влияют на показатели преломления хлоритов слабее, чем ионы железа.

Значительное влияние Ni —> Mg на светопреломление может быть прослежено и на силикатных решетках иного типа.

С. Д. Четвериков (1947) для минералов группы оливина (табл. 115) составил таблицу зависимости N_{ср.} от объема кристаллической решетки — V₀, приходящегося на один кислород.

Таблица 115

Рост	светопреломления	У	минералов	груп	пы	оливина	в	результате	замещени	Я
			Mg на F	е и	H	a Ni				

Минерал	Формула	a ₀	δ _O	c ₀	vo	N _{cp} .
Форстерит	• Mg ₂ SiO ₄	5,99	4,77	10,26	18,32	1,652
Монтичеллит	MgCaSiO ₄	6,37	4,71	10,12	18,98	1,660
Фаялит	Fe ₂ SiO ₄	6,16	4,80	10,59	19,57	1,866
Ni-оливин	Ni ₂ SiO ₄	5,92	4,71	10,12	17,64	1,994

Несмотря на равенство ионных радиусов у магния и никеля (0,78 Å), V₀ у Ni-оливина значительно меньше, чем у форстерита; независимо от этого, светопреломление никелевого оливина гораздо выше, чем у форстерита.

[^] Как справедливо отмечает С. Д. Четвериков, это можно объяснить тем, что ион Ni²⁺ оказывает сильное поляризующее действие на ионы O²⁻, что и вызывает сжатие решетки. В заключение отметим, что на оптику хлоритов влияет не только их химический состав, но и степень раскристаллизованности. В ряде случаев нами замечено, что хлориты гидротермального, жильного происхождения имеют более высокие показатели преломления, чем одинаковые с ними по химическому составу осадочные низкотемпературные хлориты.

Для общей характеристики изменений оптической природы хлоритов отметим, что при значениях Si_{IV} от 3,20 и выше (до четырех) они обычно имеют оптически отрицательный характер как в безжелезистых разностях, так и при значительном содержании Fe^{TT} и Fe^{TT}.

Безжелезистые или маложелезистые хлориты при Si_{IV} около 3,2—3,3 имеют очень низкое двупреломление и даже совсем изотропны, но с дальнейшим понижением Si_{IV} (т. е. при увеличении Al_{IV}) их Ng — Np возрастает и за отмеченной зоной изотропности хлориты эти становятся оптически положительными и сохраняют (+)-знак вплоть до низких значений Si_{IV} (2,15 — 2,00).

Если же при этом у хлоритов увеличивается их железистость (Fe["] + Fe^{""}), то они во второй раз проходят стадию изотропности (при Fe["] + Fe^{""} $\approx 2,2$) и их (+) знак меняется на (—). Переход этот облегчен (требует меньше Fe) при более высоких Si_{IV} и затруднен (требует больше Fe) при более низких содержаниях Si_{IV}.

Влияние на оптику хлоритов железных и железистых ионов в общем гораздо более значительно, чем влияние замещений $Al_{IV} \rightarrow Si \ n R_2^{"} \rightarrow R_3^{"}$. Fe" и особенно Fe" определяют в основном градации в оптическом поведении хлоритов. Оптический эффект от присутствия этих ионов в решетке хлоритов в значительной или в полной мере подавляет согласное или противоположно направленное влияние других ионов.

Хромогенная природа катионов железа (особенно Fe^{...}) с их поляризующим воздействием на анионы играет при этом, повидимому, существенную роль. Подобно железу, ионы Ni и Cr (хромофоры, обладающие большой поляризацией) также значительно повышают светопреломление и двупреломление хлоритов.

Учитывая вносимые в решетку различными катионами паи энергии, мы можем подойти к объяснению вариаций в оптических свойствах хлоритов в зависимости от их химического состава.

Пользуясь приближенными энергетическими коэффициентами А. Е. Ферсмана, получим:

a) увеличение показателей светопреломления при замене в октаэдрических слоях решетки Mg на Fe[•] и Ni связано с происходящим при этом приростом энергии решетки, так как для Mg, Fe[•] и Ni эки соответственно равны 2,10, 2,12 и 2,18;

б) изоморфная замена Alvi на Fewi повышает энергию решетки, так как эки этих ионов соответственно равны 4,95, и 5,15;

в) изоморфная замена части Al на Cr у хромовых хлоритов фактически повышает их светопреломление, хотя эки Al и Cr, по A. E. Ферсману, равны 4,95 и 4,75; если это так, влияние ионов хрома, очевидно, обусловлено здесь их поляризационными свойствами;

г) значительный рост светопреломления при окислении Fe^{*}, повидимому, обусловлен значительным увеличением при этом пая энергии на одну валентность, так как вэк Fe²⁺ — 1,06, а вэк Fe³⁺ — 1,72;

д) изоморфное замещение в октаэдрических слоях решеток $Al_2 \rightarrow Mg_3$ повышает светопреломление, так как при этом возрастает энергия решетки: 9,90 (Al₂) \rightarrow 6,60 (Mg₃);

VI. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения NiO→MgO

В хлоритовых решетках замещение никелем магния вызывает повышение показателей преломления и увеличение двойного лучепреломления. Это хорошо видно из табл. 114.

Таблица 114

Рост светопреломления хлоритов в результате замещения Mg на Ni

№ ана- лиза	Si	AlIV	AlVI	Fe	Fe	Ni	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2 V
10 12	3,97 4,05	0,03	0,05 0,10		$\substack{0,02\\0,06}$	1,45 5,08	4,43 0,56	1,56 1,64	1,53 1,60	$\substack{0,03\\0,04}$	$\stackrel{-0^{\circ}}{-0^{\circ}}$

Помимо этих никелевых антигоритов (непуитов) из Новой Каледонии, аналогичная картина наблюдается и у никелевых клинохлоров (шухардитов). По данным Г. С. Грицаенко (1936), у этих минералов с увеличением содержания никеля повышаются показатели преломления и двупреломление. При равном или очень близком содержании других компонентов имеем:

NiO	(в	,	26)	•	•		•	•	٠		•	3,83	4,50	7,20
\mathbf{Nm}	•	•		•	•	•	•				•	1,582	1,584	1,588
2 V .		•								•		-0°	0°	<u>-0°</u>

Очевидно, что ионы никеля влияют на показатели преломления хлоритов слабее, чем ионы железа.

Значительное влияние Ni --> Mg на светопреломление может быть прослежено и на силикатных решетках иного типа.

С. Д. Четвериков (1947) для минералов группы оливина (табл. 115) составил таблицу зависимости N_{cp}. от объема кристаллической решетки — V₀, приходящегося на один кислород.

Таблица 115

Рост светопреломления	у минералов группы оливина в результате Mg на Fe и на Ni	замещения
-----------------------	---	-----------

Минерал	Формула	a _O	b _o	°0	v _o	N _{cp} .
Форстерит	• Mg ₂ SiO ₄	5,99	4,77	10,26	18,32	1,652
Монтичеллит	MgC ₂ SiO ₄	6,37	4,71	10,12	18,98	1,660
Фаялит	Fe ₂ SiO ₄	6,16	4,80	10,59	19,57	1,866
Ni-оливин	Ni ₂ SiO ₄	5,92	4,71	10,12	17,64	1,994

Несмотря на равенство ионных радиусов у магния и никеля (0,78 Å), V_0 у Ni-оливина значительно меньше, чем у форстерита; независимо от этого, светопреломление никелевого оливина гораздо выше, чем у форстерита.

Как справедливо отмечает С. Д. Четвериков, это можно объяснить тем, что ион Ni²⁺ оказывает сильное поляризующее действие на ионы O²⁻, что и вызывает сжатие решетки.

В заключение отметим, что на оптику хлоритов влияет не только их химический состав, но и степень раскристаллизованности. В ряде случаев нами замечено, что хлориты гидротермального, жильного происхождения имеют более высокие показатели преломления, чем одинаковые с ними по химическому составу осадочные низкотемпературные хлориты.

Для общей характеристики изменений оптической природы хлоритов отметим, что при значениях Si_{IV} от 3,20 и выше (до четырех) они обычно имеют оптически отрицательный характер как в безжелезистых разностях, так и при значительном содержании Fe^{TC} и Fe^{TC}.

Безжелезистые или маложелезистые хлориты при Si_{IV} около 3,2—3,3 имеют очень низкое двупреломление и даже совсем изотропны, но с дальнейшим понижением Si_{IV} (т. е. при увеличении Al_{IV}) их Ng — Np возрастает и за отмеченной зоной изотропности хлориты эти становятся оптически положительными и сохраняют (+)-знак вплоть до низких значений Si_{IV} (2,15 — 2,00).

Если же при этом у хлоритов увеличивается их железистость (Fe["] + Fe^{""}), то они во второй раз проходят стадию изотропности (при Fe["] + Fe^{""} $\approx 2,2$) и их (+) знак меняется на (--). Переход этот облегчен (требует меньше Fe) при более высоких Si_{IV} и затруднен (требует больше Fe) при более низких содержаниях Si_{IV}.

Влияние на оптику хлоритов железных и железистых ионов в общем гораздо более значительно, чем влияние замещений $Al_{IV} \rightarrow Si \ u \ R_2^{"} \rightarrow R_3^{"}$. Fe" и особенно Fe" определяют в основном градации в оптическом поведении хлоритов. Оптический эффект от присутствия этих ионов в решетке хлоритов в значительной или в полной мере подавляет согласное или противоположно направленное влияние других ионов.

Хромогенная природа катионов железа (особенно Fe^{...}) с их поляризующим воздействием на анионы играет при этом, повидимому, существенную роль. Подобно железу, ионы Ni и Cr (хромофоры, обладающие большой поляризацией) также значительно повышают светопреломление и двупреломление хлоритов.

Учитывая вносимые в решетку различными катионами паи энергии, мы можем подойти к объяснению вариаций в оптических свойствах хлоритов в зависимости от их химического состава.

Пользуясь приближенными энергетическими коэффициентами А. Е. Ферсмана, получим:

а) увеличение показателей светопреломления при замене в октаэдрических слоях решетки Mg на Fe^{*} и Ni связано с происходящим при этом приростом энергии решетки, так как для Mg, Fe^{*} и Ni эки соответственно равны 2,10, 2,12 и 2,18;

б) изоморфная замена Alvi на Fewi повышает энергию решетки, так как эки этих ионов соответственно равны 4,95, и 5,15;

в) изоморфная замена части Al на Cr у хромовых хлоритов фактически повышает их светопреломление, хотя эки Al и Cr, по A. E. Ферсману, равны 4,95 и 4,75; если это так, влияние ионов хрома, очевидно, обусловлено здесь их поляризационными свойствами;

r) значительный рост светопреломления при окислении Fe^{*}, повидимому, обусловлен значительным увеличением при этом пая энергии на одну валентность, так как вэк Fe²⁺ — 1,06, а вэк Fe³⁺ — 1,72;

д) изоморфное замещение в октаэдрических слоях решеток $Al_2 \rightarrow Mg_3$ повышает светопреломление, так как при этом возрастает энергия решетки: 9,90 (Al₂) \rightarrow 6,60 (Mg₃);

VI. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения NiO→MgO

В хлоритовых решетках замещение никелем магния вызывает повышение показателей преломления и увеличение двойного лучепреломления. Это хорошо видно из табл. 114.

Таблица 114

Рост светопреломления хлоритов в результате замещения Mg на Ni

№ ана- лиза	Si	AlIV	AlVI	Fe…	Fe	Ni	Mg	Ng	Np	Ng-Np	2V
10 12	3,97 4,05	0,03	0,05 0,10	-	0,02 0,06	1,45 5,08	4,43 0,56	1,56 1,64	1,53 1,60	$\substack{0,03\\0,04}$	-0° -0°

Помимо этих никелевых антигоритов (непуитов) из Новой Каледонии, аналогичная картина наблюдается и у никелевых клинохлоров (шухардитов). По данным Г. С. Грицаенко (1936), у этих минералов с увеличением содержания никеля повышаются показатели преломления и двупреломление. При равном или очень близком содержании других компонентов имеем:

NiO	(в	•	26)	•	•		•	•		•	3,83	4,50	7,20
Nm	•	•	•	•	•	•	•		•		1,582	1,584	1,588
2 V .		•							•	•	<u>-0°</u>	0°	— 0°

Очевидно, что ионы никеля влияют на показатели преломления хлоритов слабее, чем ионы железа.

Значительное влияние Ni --> Mg на светопреломление может быть прослежено и на силикатных решетках иного типа.

С. Д. Четвериков (1947) для минералов группы оливина (табл. 115) составил таблицу зависимости N_{cp.} от объема кристаллической решетки — V₀, приходящегося на один кислород.

Таблица 115

Рост	светопреломления	У	минералов	груш	ы	оливина	в	результате	замещения
			Mg на F	e III	H	a Ni			

Минерал	Формула	a ₀	δ _O	с ₀	vo	N _{cp} .
Форстерит	• Mg ₂ SiO ₄	5,99	4,77	10,26	18,32	1,652
Монтичеллит	MgCaSiO ₄	6,37	4,71	10,12	18,98	1,660
Фаялит	Fe ₂ SiO ₄	6,16	4,80	10,59	19,57	1,866
Ni-оливин	Ni ₂ SiO ₄	5,92	4,71	10,12	17,64	1,994

Несмотря на равенство ионных радиусов у магния и никеля (0,78 Å), V_0 у Ni-оливина значительно меньше, чем у форстерита; независимо от этого, светопреломление никелевого оливина гораздо выше, чем у форстерита.

Как справедливо отмечает С. Д. Четвериков, это можно объяснить тем, что ион Ni²⁺ оказывает сильное поляризующее действие на ионы O²⁻, что и вызывает сжатие решетки.

В заключение отметим, что на оптику хлоритов влияет не только их химический состав, но и степень раскристаллизованности. В ряде случаев нами замечено, что хлориты гидротермального, жильного происхождения имеют более высокие показатели преломления, чем одинаковые с ними по химическому составу осадочные низкотемпературные хлориты.

Для общей характеристики изменений оптической природы хлоритов отметим, что при значениях Si_{IV} от 3,20 и выше (до четырех) они обычно имеют оптически отрицательный характер как в безжелезистых разностях, так и при значительном содержании Fe^{TC} и Fe^{TC}.

Безжелезистые или маложелезистые хлориты при Si_{IV} около 3,2—3,3 имеют очень низкое двупреломление и даже совсем изотропны, но с дальнейшим понижением Si_{IV} (т. е. при увеличении Al_{IV}) их Ng — Np возрастает и за отмеченной зоной изотропности хлориты эти становятся оптически положительными и сохраняют (+)-знак вплоть до низких значений Si_{IV} (2,15 — 2,00).

Если же при этом у хлоритов увеличивается их железистость (Fe["] + Fe^{""}), то они во второй раз проходят стадию изотропности (при Fe["] + Fe^{""} $\approx 2,2$) и их (+) знак меняется на (--). Переход этот облегчен (требует меньше Fe) при более высоких Si_{IV} и затруднен (требует больше Fe) при более низких содержаниях Si_{IV}.

Влияние на оптику хлоритов железных и железистых ионов в общем гораздо более значительно, чем влияние замещений $Al_{IV} \rightarrow Si \ R_2^{"} \rightarrow R_3^{"}$. Fe" и особенно Fe" определяют в основном градации в оптическом поведении хлоритов. Оптический эффект от присутствия этих ионов в решетке хлоритов в значительной или в полной мере подавляет согласное или противоположно направленное влияние других ионов.

Хромогенная природа катионов железа (особенно Fe[…]) с их поляризующим воздействием на анионы играет при этом, повидимому, существенную роль. Подобно железу, ионы Ni и Cr (хромофоры, обладающие большой поляризацией) также значительно повышают светопреломление и двупреломление хлоритов.

Учитывая вносимые в решетку различными катионами паи энергии, мы можем подойти к объяснению вариаций в оптических свойствах хлоритов в зависимости от их химического состава.

Пользуясь приближенными энергетическими коэффициентами А. Е. Ферсмана, получим:

a) увеличение показателей светопреломления при замене в октаэдрических слоях решетки Mg на Fe[•] и Ni связано с происходящим при этом приростом энергии решетки, так как для Mg, Fe[•] и Ni эки соответственно равны 2,10, 2,12 и 2,18;

б) изоморфная замена Alvi на Fewi повышает энергию решетки, так как эки этих ионов соответственно равны 4,95, и 5,15;

в) изоморфная замена части Al на Cr у хромовых хлоритов фактически повышает их светопреломление, хотя эки Al и Cr, по A. E. Ферсману, равны 4,95 и 4,75; если это так, влияние ионов хрома, очевидно, обусловлено здесь их поляризационными свойствами;

г) значительный рост светопреломления при окислении Fe^{*}, повидимому, обусловлен значительным увеличением при этом пая энергии на одну валентность, так как вэк Fe²⁺ — 1,06, а вэк Fe³⁺ — 1,72;

д) изоморфное замещение в октаэдрических слоях решеток $Al_2 \rightarrow Mg_3$ повышает светопреломление, так как при этом возрастает энергия решетки: 9,90 (Al₂) \rightarrow 6,60 (Mg₃); е) замещение в тетраэдрических группах кристаллических решеток Al (вэк = 1,65) \rightarrow Si (вэк = 2,15), судя по значениям вэков, должно снижать энергию решетки, что и имеет место в силикатах с неслоистой структурой (ср. Вл. Соболев, 1949), но в слоистых структурах хлоритов при этом (Al_{IV} \rightarrow Si) энергия решетки возрастает за счет сближения анионных и катионных пакетов и связанного с этим общего уплотнения; в частности, повышается удельный вес хлоритов и уменьшаются c_{\circ} — межслоевые расстояния; увеличивается светопреломление.

Глава 20

ОБ ИСКУССТВЕННОМ ПОЛУЧЕНИИ ХЛОРИТОВ

Несмотря на то, что опыты Ф. В. Сыромятникова (1935, 1937) и других исследователей (Epprecht, 1947) по синтезу серпентина дали положительные результаты, искусственное получение хлоритов до сих пор представляет собою задачу, для решения которой нет еще вполне надежных и проверенных методов. Между тем природные хлориты так разнообразны по своему составу и по условиям образования, а научно-техническая методика экспериментальных работ по синтезу минералов настолько продвинулась вперед, что это отставание в отношении искусственного получения различных по составу хлоритов следует приписать только тому обстоятельству, что синтезом хлоритов до последнего времени почти никто систематически и целеустремленно не занимался.

Выполненные до 1950 г. опыты имели единичный (эпизодический) характер и принадлежат П. А. Земятченскому (1896), Фриделю и Гранжану (Friedel et Grandjean, 1909), Кайер и Хенэну (Caillère a. Hénin, 1949). Как следует из дальнейшего изложения, все они дали интересные результаты, но в отдельных случаях искусственные продукты или оказались не хлоритами, хотя и родственными им минералами, или принадлежность их к хлоритам нуждается в дальнейшем подтверждении и изучении, а сами опыты — в повторении и детализации. Наиболее систематические работы по лабораторному синтезу хлоритов были выполнены в 1950—1952 гг. А. В. Казаковым, Е. И. Соколовой и Л. П. Листовой.

Учитывая опыты по искусственному получению серпентина, слюд, минералов каолинитовой и монтмориллонитовой групп, а также условия образования хлоритов в природе, можно наметить общие пути работ по искусственному получению хлоритов:

а) синтез хлорита из истинных и коллоидальных растворов слагающих компонентов;

б) преобразование в хлорит магнезиально-железистых слюд, имеющих хотя иную, но слоистую решетку и необходимые компоненты;

в) получение хлоритов из пироксенов и амфиболов разного состава, без добавления или с добавлением компонентов получаемого продукта;

г) получение хлоритов из каолинита;

д) преобразование в хлориты монтмориллонитовых минералов, в частности сильно магнезиальных и железистых (сапонитов, хлорофеитов);

е) перевод в хлориты серпентиновых минералов.

1. Эксперименты П. А. Земятченского по искусственному превращению каолинита в серпентино-хлоритовые минералы.

В начале девяностых годов прошлого столетия, задолго до применения рентгеновских лучей к исследованию кристаллов, П. А. Земятченский поставил перед собой задачу получить экспериментальные данные и «подкрепить те теоретические соображения, на основании которых выясняется связь между каолинитом и некоторыми другими минеральными группами, как то: слюдами, хлоритами, тальком, серпентином и пр. Допуская, что все указанные сейчас минералы могут быть рассматриваемы как производные каолинита, необходимо было произвести опыты именно в этом направлении, т. е. прежде всего и, казалось, проще всего произвести замещение водорода в каолине каким-нибудь одноатомным (одновалентным. — Д. С.) элементом, например калием, и перейти таким образом к слюде, а затем уже испытать возможность обмена группы, содержащей алюминий, на группу, содержащую магний, и получить серпентин или тальк».

В 1896 г. Земятченский, нагревая в запаянных стеклянных трубках при 165—190° в течение 14—16 дней очень чистый глуховский каолин с 10%-ным раствором железного купороса (FeSO₄·7H₂O) или железного купороса и хлористого магния, получил, кроме иголочек силлиманита, «зеленое хлоритоподобное вещество».

По описанию самого автора, при этих опытах «белая каолиновая масса подверглась ясному изменению, которое, однако, было выражено далеко не одинаково не только в разных трубках, но даже в разных местах одной и той же трубки. Большая часть массы окрасилась в желтоватый или красноватый цвет; сравнительно малая приняла зеленоватую окраску, переходящую иногда в темнозеленую и даже почти черную... Под микроскопом это вещество обнаруживает зернистое и частью чешуйчатое строение, обладая слабым двойным лучепреломлением. Нередко оно образует шарики типичного сферолитового строения: при перекрещенных николях в них появляется темный крест, иногда правильный, а иногда же при вращенам препарата он отчетливо распадается на две гиперболы...»

Отмытое и высушенное вещество становится зеленовато-желтым. 10%-ная соляная кислота на холоду на него почти не действует, а при нагревании частично разлагает; при этом материал обесцвечивается и принимает крупичатое (зернистое) строение. Химический состав этого зеленоватого минерала приведен в таблице 116 (анализ 1).

Т	а	б	л	И	ц	a	116
---	---	---	---	---	---	---	-----

	0										1	2			
	Окислы									Bec. %	Мол. ч.	Bec %	Мол. ч.		
SiO ₂ . Al ₂ O ₃ FeO MgO CaO . H ₂ O	•	•		· · ·	• • • •	• • • •	· · · ·	• • • •	•	46,75 24,77 12,90 1,23 1,50 14,04	778 243 179 30 27 780	42,00 11,46 33,33 3,08 9,90	700 112 463 		
	-	С	y	M	ма	a		•	— •	101,19		99,77			

Химический состав полученных II. А. Земятченским (1896) искусственных «хлоритоподобных» продуктов

«Еще полнее произошло изменение глуховской каолиновой глины в другой трубке, в которой хлоритоподобное вещество имело темнозеленую окраску, переходившую на границе неизмененной белой глины в яркозеленую. Отобранное и высушенное на воздухе, оно содержало еще огромное (11,522%) количество воды, выделившейся при 110°С. Но, кроме того, в нем еще осталась значительная часть воды, которая была удалена прокаливанием». Химический состав этого зеленого вещества, высушенного при 100°, приведен в таблице 116 (анализ 2).

П. А. Земятченский отмечает сходство состава этого (второго) мине-

рала с анализами стильпномеланов, приведенными у Хинце (Hintze, 1891). Однако против этого сопоставления, по нашему мнению, говорят высокое содержание в искусственном зеленом веществе адсорбированной и химически связанной воды, яркая зеленая окраска минерала, не свойственная (обычно буровато-красным) стильпномеланам, и низкое двупреломление, которое, наоборот, у стильпномеланов (и халькодитов), по новым данным, очень высоко и колеблется от 0,045 (мало Fe^{***}) до 0,110 (много Fe^{***}).

С другой стороны, анализы обоих веществ (табл. 116) показали существенные отличия от обычного состава хлоритов, главным образом в связи с повышенным содержанием кремнезема.

Мы уже имели случай (Сердюченко, 1929) отметить, что полученный П. А. Земятченским зеленый минерал (анализ 1), повидимому, должен быть отнесен к нонтрониту с необычно высоким содержанием железа в виде FeO, а не Fe₂O₃. Отнесение искусственного продукта к нонтрониту находит подтверждение не только в высоком содержании воды и в цифрах валовых анализов, близких многим природным нонтронитам (монтмориллонитам), но и в расположении фигуративных точек состава обоих искусственных веществ внутри поля минералов монтмориллонитовой группы на диаграмме с координатами RO: SiO₂ и R_2O_3 : SiO₂ (Сердюченко, 1948₂). Оба минерала находятся здесь в ряду сапонитов и хлорофеитов. Для них RO: SiO₂ и R_2O_3 : SiO₂ соответственно равны 0,30 и 0,31 (анализ 1) и 0,74 и 0,16 (анализ 2).

Рассчитанные нами на хлорит (по 14 кислородам) кристаллохимические формулы «безводного» вещества этих искусственных минералов дают неудовлетворительный результат (Si_{IV} = 4,31 и 4,35)¹, но эти же минералы вполне укладываются в структурные нормы нонтронит-монтмориллонитов (по 11 кислородам на «сухое» вещество), а именно:

1. $(Si_{3,41}Al_{0,59})^{4,00} \{Al_{1,53} (Fe_{0,78}Mg_{e,13}Ca_{0,12})^{1,03}\}^{2,56} (OH)_2O_{10} \cdot 2,5H_2O.$ 2. $(Si_{3,41}Al_{0,59})^{4,00} \{Al_{0,59} (Fe_{2,26}Ca_{0,27})^{2,53}\}^{3,03} (OH)_2O_{10} \cdot 1,7H_2O.$

Замечательно, что оба минерала имеют одинаковый состав тетраэдрических слоев, т. е. относятся к одному и тому же ($R_3^{"} - R_2^{"}$)-изоморфному ряду.

Из приведенных формул видно, что избыток в первом анализе 1,03 R^{...} компенсируется избытком 1,50 R^{...} во втором анализе, т. е. 3R^{...}O₋₋₋ R^{...}O₃.

В соответствии с условиями эксперимента, проводившегося без доступа воздуха, минералы, особенно второй из них, содержат много закисного железа.

Заметим, однако, что и в природных минералах этого типа FeO иногда содержится в значительном количестве. Железисто-магнезиальные малокремниевые монтмориллонитовые минералы (парагаллуазиты) с р. Малки, образовавшиеся при недостатке кислорода, в условиях формирования нижне-юрских углисто-глинистых пород, и сами содержащие в себе тонко распыленное углистое вещество, имеют в своем составе от 2,5 до 8% закисного железа (Сердюченко, 1953). Повидимому, волокни-

¹ Ни один из более четырехсот хлоритов, химически изученных в разное время и разными лицами, при расчете нами его структурной формулы на 14 кислородов по «безводному» веществу не имеет для ионов кремния значений больше четырех: всегда Si_{IV}≪4. Вот почему в данном случае, при однородности минерального вещества и при недостаточности других диагностических признаков, определение величины Si_{IV} вполне целесообразно: полученные данные исключают принадлежность искусственного минерала к группе хлоритов. Необходимо повторить опыты П. А. Земятченского.

стый желтовато-зеленый минерал, развивающийся за счет гриналита в железных осадочных рудах провинций Бивэбик в районе Верхнего озера («х-минерал» по Jolliffe, 1935), представляет собой также минерал из монтмориллонитовой группы: он содержит SiO₂ 48,7%, Fe₂O₂ 11,6%, FeO 23,1%, MgO 9,9% и H₂O 6,7%¹.

Опыты П. А. Земятченского, кроме того, хорошо соответствуют геохимической обстановке образования многих природных нонтронит-бейделлитовых (т. е. вообще монтмориллонитовых) минералов.

Бержа (Bergeat, 1909) описал нонтронит из Мексики, происшедший в результате воздействия сернокислых растворов железа на волластонит.

Мак-Карти (McCarthy, 1926) нашел, что действие растворов железного купороса или хлорного железа на каолинит вызывает в нем частичное вытеснение алюминия железом с образованием при этом нонтронита.

В 1927 и 1935 гг., в районе Старо-Крымского графитового месторождения, в коре выветривания проникнутых гранитовыми жилками биотитоамфиболо-пироксеновых гнейсов, нами было установлено образование типичного воскоподобного зеленого нонтронита от воздействия сернокислых растворов железа (от окисления пирита) на белый каолинит. Попутно с этим распыленный в породе кальцит превратился в гипс.

Активная роль сернокислых растворов железа при образовании зеленого хромового бейделлита (Сердюченко, 1933, 1952) в коре выветривания змеевиков р. Малки (Сев. Кавказ) подтверждается наличием внутри темнозеленой «нонтронитовой» массы многочисленных пятен яркожелтого однородного калыциевого ярозита.

Таким образом, в 1896 г. П. А. Земятченский в Петербургском университете впервые осуществил гидротермальный синтез минералов монтмориллонитовой группы и притом наиболее сложного состава — со значительным (12,9%) и очень высоким (33,3%) содержанием закисного железа. Своими опытами он на 40 лет опередил работы Нолля (Noll, 1936), который гидротермальным путем получил различные магнезио-глиноземные (безжелезистые) монтмориллониты, а также эксперименты Эвилла и Инсли (Ewell a. Insley, 1935), осуществивших гидротермальный синтез бейделлита и нонтронита.

Опыты Земятченского, с точки зрения современных нам кристаллохимических и структурных представлений, показывают, что минерал из зоны поверхностного выветривания — каолинит — под действием сернокислых железистых растворов при повышенной температуре переходит в минералы монтмориллонитовой группы, т. е. происходит искусственное преобразование решетки каолинита в решетку монтмориллонита. Как отмечено выше, длительное воздействие подобных реагентов на каолинит в условиях поверхности также приводит к тем же результатам. При образовании монтмориллонитовых минералов из каолинита (в природных и искусственных условиях) происходит, повидимому, значительное разрушение решетки и удаление из нее части алюминиевых октаэдрических слоев, что соответствует выделению глинозема из каолинита в опытах Земятченского, в более поздних (1926) экспериментах Мак-Карти и др.

Кремнекислородные слои, повидимому, сохраняются при этом в большей степени, но некоторое количество Al переходит из шестерной коорди-

$$(\text{Si}_{3,94} \text{ Al}_{0,06})^{4,00} \{ \text{Fe}_{0,13}^{\cdots} (\text{Fe}_{2,17}^{\cdots} \text{ Mg}_{0,71})^{2,88} \}^{3,01} (\text{OH})_2 O_{10} 0, 4 \text{H}_2 O.$$

315

¹ Структурная формула этого минерала имеет бейделлито-нонтронитовый характер $(Si_{3,69}Fe_{0,31}^{...})^{4,00}$ { $Fe_{0,35}^{...}$ ($Fe_{1,43}^{...}Mg_{1,14}$)^{2,57} }^{2,92} (OH)₂O₁₀·0,7H₂O.

В последнее время рентгеровские данные привели Грунера (Gruner, 1944) к выводу о принадлежности близкого минерала (миннезотаита) к группе талька. Его состав: SiO₂ 59,29%, Al₂O₃ 0,61%, Fe₂O₃ 2,00%, FeO 33,78%, MgO 6,26%, + H₂O 5,54%, сумма 99,48%; структурная формула:

нации в четверную, замещая часть Si в тетраэдрических слоях. В октаэдрических слоях Alvi в различной степени эквивалентно замещается на Fe^{TT} или на Fe^{TT} и Mg, в последнем случае — по типу R^T₂ → R^{TT}₂.

II. Опыты Фриделя и Гранжана по искусственной хлоритизации пироксенов.

Фридель и Гранжан (Friedel et Granjean, 1909) получили хлорит, действуя 25%-ным раствором соды на диопсид (из Циллерталя) в течение 40 часов при температуре 550—570° и при высоком давлении. Опыт производился в закрытой платиновой трубке. В результате эксперимента, кроме разных минеральных новообразований, полученных в малом количестве и поэтому ближе не определенных, за счет пироксена образовались в значительном количестве буро-красные (местами бесцветные или зеленые), почти правильные гексагональные пластинки, которые отнесены авторами к хлориту на основании их химического состава и оптических свойств.

Иногда пластинки развиты изолированно, но чаще они образуют группы или сферолиты, а также грубопризматические или цилиндрические ветвящиеся кристаллы. Окраска их варьирует от почти бесцветной до буро-красной, переходящей в зеленую. Спайность ясно выражена; пластинки достаточно гибкие, но не упругие, достигают в поперечнике 0,1 мм. Удельный вес колеблется от 2,67 до 2,70.

Концентрированной HCl на холоду минерал разлагается медленно, при нагревании — более быстро. После долгого кипения белый остаток (плотный, еще двупреломляющий) сохраняет первоначальную форму и, по мнению авторов, представляет собой кремнезем, что получается и после солянокислотной обработки природных хлоритов.

Плоские углы гексагональных пластинок значительно (на 4—7°) отклоняются от угла 120°.

Оптически минерал двухосный, положительный; Ng почти перпендикулярна к плоскости базисных пластинок. 2V сильно колеблется даже в пределах одного и того же кристалла, обычно 2E = 10—35°. Двупреломление очень слабое (едва 0,0009), иногда секториальное. Плеохроизм сильный;

Таблица 117

Химический состав искусственного хлорита, полученного Фриделем и Гранжаном (1909)

			01	(HC	ль	1						Bec. %	Мол. ч.
SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ MgO . CaO . H ₂ O .	•		• • • •	•	•		· · · ·	· · ·		• • • •		28,4 15,2 4,4 36,2 2,3 11,5	$ \begin{array}{r} 473 \\ 149 \\ 28 \\ 898 \\ 41 \\ 640 \end{array} $
				C :	y 1	A N	r a		•	•	-	98,0	

Ng — бурый, Nm = Np — светложелтый. Для зеленых участков Ng всегда остается бурым и показывает максимальную абсорбцию, Np зеленый или желто-зеленый.

Химический состав искусственного хлорита (без определения щелочей) приведен в табл. 117.

Структурная формула минерала рассчитана нами на 14 кислородов:

 $(\mathrm{Si}_{2,74}\,\mathrm{Al}_{1,26})^{4,00}\,\{(\mathrm{Al}_{0,47}\,\mathrm{Fe}_{0,32}^{\dots})^{0,79}\,(\mathrm{Mg}_{5,21}\,\mathrm{Ca}_{0,24})^{5,45}\}^{6,24}\,(\mathrm{OH})_{7,4}\,\mathrm{O}_{10,3}.$

Таким образом, в нашей системе искусственный хлорит Фриделя и Гранжана относится к прохлоритам (магнезиальным) с незначительным содержанием R^{•••} в октаэдрических слоях решетки.

Интересно, что сумма катионов с шестерной координацией превышает шесть единиц, причем избыток (сверх шести) точно соответствует количеству крупных ионов кальция; это же имеет место и в корундофиллите (описанном под названием прохлорита) из Трамбулла, имеющем повышенный удельный вес и уплотненную решетку за счет расположения ионов Са в кремнекислородных гексагональных ячейках, между талькоподобными и бруситоподобными слоями.

Конечно, очень важно повторить и детализировать эти опыты, получить достаточное количество вещества и всесторонне его изучить (в том числе рентгенометрически и термически, сделать определения удельного веса и др.).

III. Работы Кайер и Хенэна по искусственной хлоритизации монтмориллонита.

Кайер и Хенэн (Caillère a. Hénin, 1949) сделали ряд опытов по искусственному получению хлорита с использованием при этом готовой решетки монтмориллонита. Для этого они брали сильно концентрированную суспензию монтмориллонита (100 г на литр) и смешивали с 10%-ным или более высоко концентрированным раствором хлористого магния. Межплоскостные расстояния (c₀) у монтмориллонитовой взвеси при этом были постоянны и равны 17,6 А. После добавления к этой смеси 60 капель NH₄OH, и притом медленно, с энергичным помешиванием, был получен, согласно рентгеновским исследованиям, постоянный продукт, а именно вещество, близкое по своим свойствам к хлориту и отчасти к вермикулиту. Механизм превращения монтмориллонита в хлорит состоит в проникновении избытка магния из раствора в межслоевые пространства решетки с образованием там бруситовых слоев, согласно следующей схеме:

Mg-монтмориллонит + $MgCl_2 + 2NH_4OH = NH_4$ -монтмориллонит + $+Mg(OH)_2 + 2NH_4Cl.$

Как показали наблюдения авторов, реакция эта не зависит от времени, а протекает очень быстро, почти мгновенно. Выпадающий в осадок «измененный продукт» содержит между слоями решетки воду и бруситовые слои. При высушивании этого новообразования на воздухе расстояния между (001), т. е. с₀, равнялись 15,2 Å.

При смачивании полученного воздушно-сухого вещества оно оказывается уже стабильным, только со слабой тенденцией к разбуханию. После высушивания при 105°, $c_0 = 14,1$ Å и остается постоянным, несмотря на смачивание. Обработка на холоду полученного вещества 5%-ной соляной кислотой в течение одного часа приводит к полному исчезновению на рентгенограммах (001)-серии. Нагревание при 400° в продолжение суток показало, что разрушение бруситовых слоев у «измененного монтмориллонита» происходит гораздо быстрее, чем у природного хлорита, который теряет обычно бруситовые слои при 500 — 550°.

Это согласуется и с данными по нагреванию и обезвоживанию, показывающими потери воды обработанным монтмориллонитом при более низкой температуре, чем у природных магнезиальных хлоритов.

Химический состав безводной части искусственно хлоритизированного монтмориллонита приведен в табл. 118.

Таблица 118

			_							1	:	2	3	4
Окислы										Bec. %	Bec. %	Мол. ч.	Bec. %	Bec. %
SiO ₂ . Al ₂ O ₃ CaO MgO		• • •		• • •				• • •	•	55,4 36,0 2,5 6,1	49,8 29,0 2,3 18,9	830 284 41 469	46,0 23,2 30,8	35,8 23,4 41,0
	_	С	y	м :	ма	a	•	•	•	100,0	100,0	-	100,0	100,2

Сравнение химического состава исходного (1) и обработанного (2) монтмориллонита с составом вермикулита (3) и клинохлора (4)

По мнению авторов, «недостаток MgO» (до состава типичного клинохлора) в искусственно полученном хлоритоподобном минерале может быть связан с тем, что вновь образованные в нем бруситовые слои неполные, (прерывистые) и это должно объяснить пониженную их устойчивость при нагревании и действии кислоты.

Описанные явления показывают, с одной стороны, возможный путь изменения монтмориллонита в природе, а с другой — характеризуют вермикулит как близкий к хлориту минерал, у которого бруситовые слои рудиментарны.

Структурная формула исходного «магнезиального монтмориллонита» (рассчитанная нами на 11 кислородов)

$$(Si_{3,27}Al_{0,73})^{4,00} \{Al_{1,77}(Mg_{0,54}Ca_{0,16})^{0,70}\}^{2,47}(OH)_2O_{10}$$

показывает, что он относится к малокремниевым разностям. т. е. является парагаллуазитом по нашей классификации.

«Обработанный монтмориллонит» был рассчитан нами (по 14 кислородам) на структурную хлоритовую формулу

$$(Si_{3,84} Al_{0,16})^{4,00} \{Al_{2,47} (Mg_{2,17} Ca_{0,19})^{2,36}\}^{4,83} (OH)_{8,O_{10}}$$

и показал многокремниевый минерал хлоритового типа, приближающийся по составу тетраэдрического слоя к изоморфному ряду серпентин-паракаолинит (в нашей системе).

Действительно, составы тетраэдрических структурных слоев исходного и полученного минералов сильно отличаются. Вполне возможно, что здесь нет «недостатка» MgO и «неполных» бруситовых слоев во вновь образованной решетке, так как при обилии Al₂O₃, очевидно, гидраргиллитовые слои могут замещать слои бруситовые. Но при таком понимании состава полученного «продукта» пришлось бы говорить не просто о введении бруситовых слоев в межслоевые пространства монтмориллонита, а о некоторой перестройке исходной решетки в целом, в том числе о перестройке кремнекислорсдных листов.

Очевидно, опыты Кайер и Хенэна не закончены, и здесь предстоит еще много работы по уточнению полученных ими данных.

IV. Эксперименты по искусственному получению хлоритов из молекулярных растворов их компонентов при обыкновенной температуре и давлении.

В 1950 г. А. В. Казаковым (в Отделе петрографик_осадочных пород Института геологических наук Акад. Наук СССР) были разработаны ме-

тоды и детальная программа экспериментальных работ по искусственному получению хлоритовых минералов из молекулярных растворов составляющих их компонентов, при температуре 20°С и при обыкновенном давлении, с целью установить физико-химические условия (рН и Еh, концентрация) их образования и устойчивости и тем самым уточнить природные условия генезиса хлоритов в осадочных горных породах.

Работы эти, задуманные еще при жизни А. В. Казакова, выполнены были уже его сотрудниками Е. И. Соколовой и Л. П. Листовой, при участии А. З. Вайнштейн и А. А. Рябининой.

В системах FeSO₄ — MgSO₄ — Na₂SiO₃ — H₂O и FeSO₄ — Al₂(SO₄)₃ — Na₂SiO₃ — MgSO₄ — H₂O были получены темнозеленые осадки, слабо раскристаллизованные; под микроскопом они обнаружили низкое двупреломление. Порошковые рентгенограммы (Н. Н. Слудская), однако, показали до 10 интерференционных линий сниженной интенсивности (от слабой раскристаллизованности), но по межплоскостным своим расстояниям они явно характеризуют решетку хлоритового типа.

Опыты выдерживались от 40 до 380 суток, причем синтетические хлоритовые осадки в большинстве случаев оказались устойчивыми (в растворах).

Часть закисного железа в условиях самого синтеза окислялась и входила в состав искусственных хлоритов уже в виде трехвалентного железа. Соответствующие условиям равновесия pH колебались в разных опытах от 5,70 до 7,85 (повышаясь с увеличением в составе твердых фаз количества магнезии), а Eh варьировали в пределах от — 125 м-вольт до + 260 м-вольт.

Таблица 119

Окис:	лы	1	2	3	4 21,10 28,00 20,16 3,76 9,27 16,88	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		34,03 HeT 19,62 31,67 2,18 12,07	33,90 HeT 28,50 18,53 6,56 11,99	28,11 HeT 38,99 16,92 0,98 15,22		
Су	има	99,57	99,48	100,22	99,17	
Si	· · · · · · ·	3,96 0,04	3,79 0,21	3,40 0,60	2,26 1,74 —	
Al Fe Fe Mg	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1,73 3,07 0,38	2,18 1,74 1,13	2,94 1,70 0,18	1,77 1,62 0,33 1,48	
Ŷ		5,18	5;05	4,82	5,20	
OH O +H ₂ O	· · · · · ·	8,0 10,0 0,7	8,0 10,0 0,5	8,0 10,0 2,1	8,0 10,0 2,0	

Химический валовой и атомный состав искусственных хлоритов, полученных Е. И. Соколовой и Л. П. Листовой (1952)

Почти все синтетические хлориты содержали примесь аморфного кремнезема (от 2,45 до 22%); эта примесь была удалена обработкой осадков 5%-ным содовым раствором.

По своему химическому составу (табл. 119) полученные в Институте геологических наук Акад. Наук СССР искусственные хлориты — главным образом железно-железистые с незначительным или невысоким содержа нием магнезии.

По содержанию кремнезема (и характеру кристаллохимических формул, рассчитанных на 14 кислородов по «сухому» веществу) некоторые искусственные продукты относятся к многокремниевым хлоритам (анализы 1 и 2), соответствующим или близким к нашему изоморфному ряду серпентина — паракаолинита; их химическая композиция и участие в построении тетраэдрических структурных слоев Fe^{TV} аналогичны природным серпентино-хлоритовым образованиям типа гриналита, риколитаи др.

Один из искусственных хлоритов (анализ 3) относится к железистожелезным пеннинам, и его природными аналогами являются некоторые делесситы.

Синтетический глиноземный хлорит (анализ 4) относится к малокремниевым хлоритам типа метахлорита — амезита (по нашей классификации, см. гл. 17) и также имеет своих аналогов среди природных хлоритов осадочного происхождения.

Соответствующие полученным искусственным продуктам составы и физико-химические условия растворов (жидких фаз) приведены в табл. 120.

Таблица 120

Первоначальные и конечные химические составы и физико-химические показатели искусственных хлоритообразующих растворов

NłNł	Концентрация в мг/л							Количе-
	FeO	MgO	A1203	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	pH	Eh	ство Суток
1	1346 552	756 694	0 0	0 0	750 36	7,0 6,4	+ 22 + 100	0 370
2	1256 [•] 0	706 540	0.	0 следы	1403 46	8,5 7,7	- 125 + 135	0 350
3	966 650	543 535	0	0 0	269 75	6,5 5,4	+ 170 + 210	0 350
-4	579 274	323 200	816 444	$\begin{vmatrix} 0\\ 32 \end{vmatrix}$	321 20	5,92 5,84	+ 200 + 200 + 200	0 350

(Соколова, Листова)

Таким образом, А. В. Казаков и его сотрудники впервые разработали метод и осуществили синтез хлоритов из истинных растворов в условиях аналогичных или очень близких к геохимической обстановке формирования хлоритов в осадочных породах и в осадочных месторождениях полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

геолого-минералогические Мы выполнили многочисленные полевые наблюдения и разносторонние лабораторные исследования хлоритов из разных мест и областей Советского Союза (Кавказ, Урал, Тиман, Сибирь и др.). Хлориты эти приурочены к весьма неодинаковым геологическим и генетическим условиям: среди них встречаются хлориты магматогенные, связанные с последними (относительно низкотемпературными) этапами застывания базальтовой магмы; гидротермальные, выделившиеся из горячих растворов при затвердевании ультраосновных, основных и кислых изверженных пород, а также хлориты в жилах альпийского типа, получившие материал для своего образования из боковых вмещающих пород; метаморфогенные — из зеленых (в основном хлоритовых) кристаллических сланцев и из различных контактово-скарновых зон; осадочные хлориты, выпавшие из низкотемпературных молекулярных и коллоидных растворов; осадочно-метасоматические, сформировавшиеся на дне континентальных бассейнов и в донном илу за счет замещения структурно сходных или иных по своему строению минералов; хлориты из древней коры выветривания и многие другие.

По своему парагенезису и сопровождающим минеральным ассоциациям изученные нами хлориты также весьма разнообразны. Некоторые из них более или менее тесно сочетаются с палагонитовым веществом и с различными по составу хлорофеитами и сапонитами, разновидностями монтмориллонитовых минералов — в условиях своеобразной гидратации вулканического стекла при застывании и кристаллизации базальтовой магмы. В ряде случаев эти хлориты представляют собою то относительно крупные, то микроскопические округлые и шаровидные выделения, то смятые и по-разному деформированные «застывшие капли», полностью или частично раскристаллизованные и зажатые среди остатков стекла, пироксенов и плагиоклазов.

Другие хлориты развиваются в виде значительных скоплений в гранитах или тонко, микроскопическими пятнами неравномерно распределены в их эндоконтактовых зонах, в местах прорыва и вплавления ими серпентинитов. Захваченное при этом серпентиновое вещество обогащается за счет гранитной магмы глиноземом; алюминий входит в тетраэдрические и октаэдрические слои серпентино-хлоритовой решетки и сдвигает состав вплавленного и преобразованного магнезиального силиката от серпентина (в узком смысле) в сторону хлоритов. В результате этого процесса желто-зеленые или желто-розовые (от содержания хрома) розетковидные или сильно сегментированные червеобразные агрегаты хлорита переполняют гранитные тела, окрашивают их в серо-зеленый цвет, свидетельствуя о том, что гранитная магма при внедрении встретила на своем пути ультраосновную (змеевиковую) породу. Во многих случаях, в зонах непосредственных соприкосновений гранитов с серпентинитами, во внешней части контакта, образуются полосчатые контактово-метаморфические и метасоматические породы, состоящие из зон с преимущественным развитием (от гранита к серпентиниту) флогопита и биотита, актинолита, хлорита, талька, алюмо-хризотила. Местами в условиях таких контактов можно наблюдать крупнокристаллические, скарноподобные сростки разно окрашенных (в зеленых тонах) хлоритов с вишнево-красным альмандином, пироксенами и амфиболами, яркозеленым эпидотом, коричневым флогопитом, а во внутренней контактной зоне самого гранита развиваются неправильно округлые, лепешковидные, своеобразно скрученные зеленые, почти чисто хлоритовые «бомбы».

Замечательные по красоте своих малиново-красных крупных призматических кристаллов хромовые хлориты вырастают в непосредственной близости или даже во внутренних полостях й трещинах хромистых железняков. Хлориты эти представляют собою гидротермальные образования, генетически связанные преимущественно с остаточными дунитовыми магмами, и часто находятся в сочетании с ранее выделившимися хромовыми гранатами и диопсидами, также с зелеными хлоритами, бруситами, с различными железисто-магнезиальными и кальциевыми карбонатами.

В областях развития пироксено-гранато-хлорито-магнетитовых скарнов крупнопластинчатые и розетковидные выделения зеленого хлорита почти одновременны с гранатово-пироксеновым комплексом минералов и выполняют среди последних жилообразные и гнездообразные участочки. Позже хлориты в значительной степени вытесняются и замещаются магнетитом и уже совсем в низкотемпературную стадию, после кристаллизации кальцита, вырастают на его белоснежной поверхности в виде светлозеленых красивых «хлоритовых роз».

Весьма интересны и разнообразны геохимические и геологические условия нахождения и образования изученных нами хлоритовых минералов в осадочном цикле. Это — различные по своему облику, составу, степени раскристаллизованности, фациальным особенностям формирования и парагенезису минеральные разновидности.

Одни из них оптически почти недеятельны, бесструктурны и метаколлоидальны; другие хорошо, хотя и неравномерно раскристаллизованы, представляя собою агрегат пластинок и чешуек, изогнутых и скрученных лентовидных кристаллов, удлиненных волокон и нитевидных образований; третьи образуют радиально-лучистые сферокристаллы или типичные концентрического строения хлоритовые оолиты; четвертые в связи с более поздними процессами диагенеза заполняют в хлоритоносной породе трещинки своими относительно крупными чешуйками; пятые яркозелеными, сильно сегментированными, червеобразными тончайшими лентами окаймляют зерна обломочного кварца, являясь цементом многих зеленых («табачковых») песчаников, и т. д.

Среди осадочных хлоритовых минералов ясно выделяются продукты природного синтеза — хлориты, выпадающие непосредственно из истинных и коллоидальных растворов на дне морских и континентальных водоемов и в их донном илу, а также хлориты, формирующиеся в осадочнонизкотемпературных условиях метасоматическим путем. Мы имели возможность наблюдать такие замещения хлоритами серпентиновых минералов, а также других более ранних хлоритов иного состава, развитие хлоритов по минералам монтмориллонитовой группы, явления полной или частичной хлоритизации различных карбонатов (железисто-магнезиальных и кальциевых), окислов и гидроокислов железа и т. д.

С другой стороны, самые эти осадочные хлориты в ряде случаев замещаются сидеритом и сидероплезитом, а также магнетитом, образовавщимися в осадочно-низкотемпературных условиях, а попадая в зону окисления, разлагаются с выделением окислов и гидроокислов железа, кремнезема и др.

Таким образом, развитие хлорита в осадочных толщах и его устойчивость связаны там со специфическими, благоприятными для его образования физико-химическими условиями среды, которые в общем соответствуют осадочно-хлоритовой геохимической фации. Однако и в пределах общих физико-химических и геологических условий образования и существования осадочные хлориты могут значительно различаться между собой по своему составу, свойствам и минеральному парагенезису. Мы наблюдали и исследовали осадочные хлориты в тесном пространственном сочетании с сидеритом и сидероплезитом, с магнетитом, доломитом, алунитом, каолинитом, цеолитами, бёмитом и с растворимым алюмогелем, бейделлитом и нонтронитом, с гидроокислами железа и др. Эти (и другие) минеральные асссциации характеризуют детали генезиса, парагенезиса и физико-химической обстановки в пределах общей осадочно-хлоритовой геохимической фации, а также последовательность минсралообразования.

При чередовании в одних и тех же оолитах первичных хлоритовых и гетитовых концентров происходили, повидимому, сравнительно быстрые изменения в щелочности-кислотности среды и в значениях ее окислительно-восстановительного потенциала. При тесном сочетании хлоритов, например,с минералами свободного глинозема, условия среды находились, повидимому, на границе возможного формирования хлоритов, и состав их (в этой богатой алюминием и железом обстановке) отличается очень малым содержанием кремния, а местами и магния, которые в большой степени замещены в решетках минералов алюминием (и железом).

Среди осадочных железистых хлоритов встречены п изучены описанные нами и другими исследователями разновидности, очень богатые FeO и Fe₂O₃ и, наоборот, содержащие главным образом MgO или Λl_2O_3 . Из разных мест п из осадков разного возраста известны, в частности, железистые и магнезиальные (часто — оолитовые) шамозиты, причем некоторые из этих минералов имеют обычную хлоритовую рентгеновскую структуру, а другие — сильно или подавляюще выраженные каолинитовые структурные черты.

Некоторые из осадочных хлоритов в своих тетраэдрических структурных слоях имеют Si_{IV} = 3,2-2,9, а другие — от 2,5 до 2,0.

При исследозании природных осадочных и осадочно-метасоматических хлоритов из разных достаточно и даже сильно удаленных друг от друга мест одного и того же геологического района нами обнаружено, что фациально-геохимическая корреляция хлоритоносных пород, несмотря на большие отличия в валовом химическом составе породообразующих хлоритов, может в ряде случаев осуществляться (дополнительно к другим разнообразным критериям) также по составу кремнекислородных (тетраэдрических) слоев в структурных формулах этих хлоритов. Содержание кремния в тетраэдрах (т. е. количество Si_{IV}) выдерживается обычно почти на одном и том же уровне для хлоритов одного и того же (или очень близкого) генезиса в данном геологическом районе.

Кроме того, для разных по возрасту и весьма удаленных друг от друга геологических регионов нам удалось показать, что в некоторых сходных генетических условиях хлоритообразования у хлоритов резко различного (по содержанию Al, Fe, Mg и других компонентов) химического состава значение для Si_{IV} (в структурных формулах) сохраняется почти на одном уровне. Так, для гидротермальных хлоритов в хрусталеносных жилах альпийского типа на Урале, Кавказе, в Альпах число атомов кремния в тетраэдрических слоях их кристаллических решеток почти одинаково и равно 2,58—2,62. Для сингенетичных хлоритов из осадочно-морских бокситоносных отложений Урала, Кавказа, Тимана и др. это содержание кремния резко снижено и Si_{IV} = 2,16—2,00 (малокремниевые хлориты).

Уже достаточно хорошо выявлено, что кремне(алюмо)-кислородные слои в решетке хлоритовых (слюдяных и монтмориллонитовых) минералов являются наиболее устойчивой (прочной) частью их кристаллической постройки. Очевидно, что именно поэтому при лабораторном разложении хлоритов кислотами и при их природном выветривании в первую очередь распадаются их октаэдрические структурные слои, а тетраэдрические кремне(алюмо)-кислородные слои еще сохраняются и, возможно, могут служить основой для последующей регенерации хлоритов или образования других структурно сходных минералов со слоистыми решетками.

Таким образом, тщательное химическое исследование осадочных хлоритов может дать важный материал для детального геохимического и палеогеографического изучения осадочных пород, для более дробного и точного подразделения осадочных фаций, для выделения «подфаций» в пределах общей осадочно-хлоритовой геохимической фации, подобно тому как углубленное изучение состава и свойств глауконитов позволяет теперь выделять «подфации» в пределах общей глауконитовой осадочной фации.

Для более широкого и разностороннего изучения хлоритов, характера и закономерностей изоморфных замещений, явлений полиморфизма и структурно-химических отношений к родственным по струкгуре минералам со слоистой решеткой мы рассмотрели литературные материалы о хлоритах, начиная с работ замечательных русских ученых: в XIX в. академика Н. И. Кокшарова и химика-минералога Р. Германа, в XX в. академика В. И. Вернадского и профессора В. И. Искюля и большой плеяды русских минералогов, в дореволюционное и особенно в советское время внесших свой большой вклад в дело познания сложной и очень общирной группы хлорптовых минералов.

Мы изучили и критически рассмотрели также посвященные хлоритам исследования зарубежных ученых (Чермака, Орселя, Винчелла и др.) и выявили, в частности, несовершенство (у Орселя) или ошибочность (у Винчелла) многих их представлений о природе, химической конституции и классификации хлоритовых минералов, — представлений, которые, к сожалению, и у нас и за границей до последнего времени являются широко распространенными. Теория хлоритов Чермака — Винчелла не охватывает всего разнообразия составов хлоритов, искажает их реальный химический облик и кристалло химические закономерности. Эта теория неправильно ориентирует геологов и минералогов при изучении ими процессов выветривания хлоритов, условий генезиса их разновидностей, обогащенных ценными элементами, и т. д.

Более 400 химических анализов хлоритов, взятых из литературных источников, рассмотрены с точки зрения их состава, кристаллохимического строения, оптических и других физических свойств. Для всех этих минералов мы вызчитали структурные формулы. Около половины этих анализов (всего 23.) и соответствующие им структурные формулы помещены в сводные таблицы (гл. 17 и 18), включая исследованные нами 32 хлорита из разных районов СССР.

Из литературных источников мы отобрали хлориты таким образом, чтобы они (вместе с нашими новыми данными) могли по возможности полно характеризовать все разнообразие составов природных хлоритов — их магнезиально-глиноземные, железистые, железные, хромовые, никелевые, марганцовистые, малокремниевые, литиевые и щелочные (K, Na) р зновидности, хлориты с избыточным (седьмым) «октаэдрическим» катионом и со сниженным (около четырех) количеством катионов шестерной координации и др.

Вариации в химическом составе и сочетания в решетках хлоритов химических элементов необычайно разнообразны, но мы еще не знаем с полной достоверностью медистых и цинковых хлоритов, хотя их существование в природе вполне возможно, особенно в первичных и вторичных минеральных комплексах и в зонах выветривания полиметаллических и медных месторождений. Отметим, что близкие по своему строению к хлоритам монтмориллонитовые минералы имеют уже изученные мецистые и цинковые разновидности.

В одном из южных районов Сибири, в гидротермальном комплексе гипабиссальных кислых интрузий, недавно нами встречены своеобразные хлориты с резко выраженным плеохроизмом в оранжево-красных или голубовато-синих тонах и с небольшим (около 0,5%) содержанием CuO. Однако эти, повидимому, медистые хлориты находятся еще только в стадии изучения.

Учитывая сводку о хлоритах французского минералога Орселя (1927), мы систематизировали в своих классификационных таблицах преимущественно хлориты из более поздних работ, поставив перед собою, в частности, задачу наиболее полно собрать хлориты из советских месторождений. Во всех случаях при выборе материала преимущество отдавалось хлоритам, изученным в оптическом, термическом, рентгенографическом и других отношениях, чтобы можно было установить или хотя бы в основном наметить закономерные отношения между химическим составом и физическими свойствами этих минералов. Учитывалась также целесообразность при систематизации собранных анализов представить полнее все разнообразие их генетических типов и парагенетических минеральных ассоциаций.

Выполненные нами изыскания показали, что предложенная Паулингом в 1930 г. структурная формула хлоритов является в основном правильной: $Y_m x_4 O_{10}(OH)_8$, где *m* может колебаться в пределах от 4 до 6; *x* соответствует Si, который (до половины своих мест в структуре) может замещаться алюминием (и Fe^{TT}); *Y* представляет R^{TT} и R^{TT} в октаэдрической координации.

Однако в этой формуле не учтена компенсация октаэдрическими катионами тех валентных (электроположительных) потерь, которые связаны с изоморфной заменой в тетраэдрах части атомов кремния на алюминий, а также не принята во внимание распространенность (Сердюченко, 1948₂) в структурах хлоритов дополнительных (седьмых) «октаэдрических» катионов и возможность эквивалентной замены гидроксильных групп на кислород (О \rightarrow 20H).

На основе анализа обширного фактического оригинального и литературного материала мы вывели уточненную, общую для всех хлоритов структурную формулу

$$(\mathbf{R}^{"}, \mathbf{R}_{2/3}^{"})_{6+\frac{n}{2}} [(OH)_{8-2p}O_p] (\mathbf{R}_{n}^{"} Si_{4-n}O_{10}),$$

где *n* может колебаться от 0 до 2, а *p* обычно не превышает 1, редко — до 1,5.

В отличие от ошибочных конституционных представлений Винчелла (см. гл. 15), наша формула охватывает все без исключения природные химические типы хлоритов и является основой для их правильной кристаллохимической классификации.

Из этой формулы видно, в частности, что количество крупных кислород-гидроксильных анионов, образующих плотную упаковку, лежащую в основе слоистой структуры хлоритов, может в небольших пределах колебаться за счет эквивалентной замены одним кислородом двух гидро-

22 Труды ИГН, вып. 140

ксилов. Связанное с этим уменьшение плотности упаковки находится в пределах нескольких процентов (до 5—6%, в редких случаях до 10%) и с точки зрения возможности и устойчивости такой «постройки» является вполне допустимым. Произведенные нами (см. гл. 16) расчеты и анализ структурных формул свежих хлоритов с различным содержанием H₂O (в валовых анализах) и с различным количеством катионов в октаэдрических слоях (шесть, менее и более шести) показывают, что замещения О \rightarrow 2OH в хлоритовых решетках представляют собою реальность, с которой необходимо считаться. Замещения этого рода, в частности, свидегельствуют о том, что основная кислород-гидроксильная упаковка в хлоритовых структурах не всегда является «плотнейшей», а может иметь некоторое (обычно небольшое) количество пропусков, зазоров.

В основу нашей классификации положен состав наиболее устойчивых тетраэдрических структурных слоев (количество Si_{IV}), а дальнейшие подразделения делаются по содержанию в октаэдрических слоях изоморфно замещающих друг друга (по типу R₃⁻— R₂⁻) трех- и двухвалентных катионов; далее — по количеству в R⁻-группе Mg, Fe⁻, Ni, Mn⁻, в R⁻⁻-группе Al, Fe⁻, Cr; по содержанию лития и щелочей (K, Na) и т. д.

В главе 16 изложены основания и метод расчета валовых химических анализов хлоритов на их структурные формулы по 14 кислородам (на «безводное» вещество, с последующим определением количества гидроксильных групп); этим способом, в частности, исключается влияние на расчет механически связанной H₂O, выделяющейся выше 105°.

В этой же и в других главах описаны разработанные нами способы графического расчленения (систематизации) хлоритов и изображения их химического состава при помощи классификационной диаграммы в системе координат RO/SiO_2 и R_2O_3/SiO_2 , а также в системе координат R''/«Si = $R'''/«Si = Si + Al_{1V} + Fe_{1V}$ в тетраэдрах = 4) и наглядных диаграмм атомного состава тетраэдрических и октаэдрических структурных слоев.

Первая диаграмма, если она заранее градуирована, сразу (даже без расчета структурных формул) показывает содержание кремния в тетраэдрических слоях (Si_{IV}) и количество октаэдрических катионов, указывая основное положение исследуемого хлорига в системе этих минералов. Возможность эта связана с характерным свойством диаграмм такого рода для хлоритов (как и для слюд и монтмориллонитовых минералов), в силу которого каждая из параллельных, почти вертикальных линий диаграммы соответствует определенному значению Si_{IV}, а почти горизонтальные линии соответствуют определенному содержанию катионов в шестерной координации. Вторая диаграмма иллюстрирует изоморфные (далеко идущие, по существу непрерывные) замещения по типу R₃⁻ - R₂⁻ в октаэдрах кристаллических решеток хлоритов.

Таким образом, все многообразные по своему химическому составу и свойствам хлориты представляют собой единую систему минеральных образований, имеющих между собой постепенные переходы. В структурном отношении они состоят из чередования трехслойных пакетов типа талька (или пирофиллита) и соединительных между ними слоев типа брусита (или гидраргиллита). В этой минеральной группе широко развиты различные изоморфные замещения как в тетраэдрических, так и в октаэдрических слоях. В зависимости от валентности катионов в октаэдрических слоях количество их сильно колеблется, опускаясь почти до четырех и поднимаясь почти до шести. При уплотнении хлоритовой решетки за счет, например, относительно крупных ионов кальция или обычных для хлоритов — магния, железа и др. количество октаэдрических катионов повышается до семи. Как показали рентгенометрические исследования последних лет, хлоритам свойственны не только многообразные изоморфные замещения, но и различные полиморфные модификации, связанные со смещением структурных талькоподобных слоев в смежных пакетах на $\frac{1}{3} b_0$ или на $\frac{2}{3}b_0$ по оси *b* или с подобными же смещениями (относительно друг друга) верхнего и нижнего кремнекислородных листов в трехслойных тальконодобных слоях.

В состав группы хлоритов входят и многие серпентины и их никелевые аналоги (непуиты). Между этими крайними членами хлоритовой группы и наиболее распространенными обычными хлоритами в ряде случаев ясно наблюдаются тождество и постепенные переходы в химическом их составе, оптическом и термическом поведении, в их рентгеновских характеристиках, в размерах их элементарных ячеек. Это связано, в частности, со сжатием решеток по оси с при изменении состава тетраэдрических слоев, с возрастанием в них роли R_{1V} за счет Si, т. е. от серпентина в сторону собственно хлоритов имеются градации:

 $(Si_4) - (Si_{3,5}Al_{0,5}) - (Si_{3,0}Al_{1,0}) - (Si_{2,5}Al_{1,5})...$

Переход от серпентина (антигорита) к собственно хлоритам связан, таким образом, с уменьшением относительной роли кремния в тетраэдрах и в составе минералов в целом, с появлением разнообразных по свойствам в размерам ионов, занимающих частично места Si и Mg, с усложнением и связи с этим структуры (и рентгенограмм) минералов антигорит хлоритовой серии¹.

Однако с серпентинами непосредственно связаны и такие минералы (девейлиты, цебедасситы, некоторые сунгулиты), которые сохраняют серпентиновую структуру, но от серпентинов отличаются, наоборот, возрастанием относительной роли кремния; это, скорее всего, связано с пропусками в слоистой решетке части магнезиальных октаэдрических слоев или с необычными замещениями типа Si $\rightarrow 2$ Mg. Повидимому, от серпентина через девейлит мы в химическом и структурном отношениях имеем переходы к керолиту.

С другой стороны, в настоящее время известно уже немало случаев, когда в октаэдрических слоях серпентиновых минералов (и у всей группы хлоритов) происходит изоморфное эквивалентное замещение, иногда очень значительное, Mg₃(R₃) на (Al, Fe^{...})₂. Валовой химический состав таких алюмо- или ферри-серпентинов (алюмо-хризотила, риколита, некоторых сунгулитов и гриналитов и др.), сохраняя серпентиновую структуру, приближается к химическому составу каолинита (или паракаолинита гипотетического структурного алюминиевого аналога серпентина).

Однако, все больше в последние годы появляется указаний и на то обстоятельство, что некоторые серпентины (антигориты) построены из иолярно расположенных каолиноподобных структурных слоев, т. е.. повидимому, имеется изоморфный (Mg₃ — Al₂) серпентино-каолинитовый ряд со структурой типа каолинита.

В последние десять лет в специальной литературе описаны также железистые осадочные хлориты (шамозиты), гидротермальные, сильно глинозсмистые хлориты (амезиты и донбасситы, литиевые хлориты — кукеиты), структура которых целиком или частично ока-

¹ Берман (Berman, 1937) связал в один непрерывный химический ряд безглино земные ангигориты (серпентины) и алюмосодержащие хлориты, следуя в основном точке зрения Вичелла, но отдсляя «лептохлориты» от других хлоритов (соглаено Чермаку). Предложенные этим авгоромы групповые формулы для ортофлоритов и для лептохлоритов принимаются Баннистером (1945) и А. Г. Бетехтиным (1950); критическсе их рассмотрение дано нами в главе 15.

залась каолинитовой¹. Во всех этих случаях мы имеем дело также с явлениями полиморфизма. Выделение здесь полиморфных модификаций обусловливается (см. гл. 15) различным расположением и ориентировкой одних и тех же (по количеству и составу) структурных слоев или наличием различных по «структурному рисунку» пакетов и слоев, состоящих, однако, из тех же самых ионов и в том же самом количестве: трехслойные талькоподобные пакеты, связанные однослойными бруситоподобными слоями; пары двухслойных каолинитоподобных пакетов, расположенных вершинами тетраэдров в одну сторону (полярно) или, может быть, навстречу один к другому («лицом друг к другу»). У некоторых шамозитов, амезитов и др. имеет, повидимому, место закономерное чередование этих структурных слоев хлоритового и каолинитового типов.

Из рассмотрения химического состава разнообразных представителей обширной хлоритовой группы видно, что, по мере увеличения у хлоритов содержания кремнезема (и значения Si_{IV}) и приближения их к изоморфному ряду серпентин-паракаолинит, валовой состав этих хлоритов приближается к составу монтмориллонитовых минералов с пониженным содержанием кремнезема (и значением Si_{IV}) за счет замещения у них кремния алюминием; другими словами, химический состав многокремниевых хлоритов сближается и даже совпадает в основном с составом малокремниевых монтмориллонитовых минералов. Кроме того, в природе, повидимому, имеются тончайшие субмикроскопические параллельные срастания структурных слоев хлоритового и монтмориллонитового типа (некоторые боулингиты, например, см. S. Caillère, 1935), подобно таким же срастаниям структурных слоев хлорита и вермикулита (см. St. Hendricks and M. Jefferson, 1938), слоев хлоритового и каолинитового типа (см. гл. 15).

С другой стороны, по мере увеличения у хлоритов количества алюминия (и трехвалентного железа) и замещения им кремния (в тетраэдрических слоях, Al_{IV} — Si) и магния (в октаэдрических слоях, Al₂ — Mg₃), валовой состав некоторых богатых глиноземом малокремниевых хлоритов сближается и даже совпадает с составом минералов хлоритоидоттрелитовой группы.

Наши исследования, в частности, показывают, что представления академика В. И. Вернадского (1909—1912 гг.) о конституции хлоритов, в противоположность господствовавшим в то и более позднее время ошибочным взглядам ряда зарубежных ученых, были во многом правильными. В соответствии с алюмо-силикатной теорией этого выдающегося нашего ученого, в настоящее время хлориты можно (условно) охарактеризовать (расширяя и уточняя сформулированные им болеее 40 лет назад представления) как сложные магнезиально-железисто-железно-глиноземные соли многочисленных многоосновных (присутствие ОН-групп) алюмокремневых кислот. У этих «хлоритовых кислот» кислотный радикал сильно колеблется от различных замещений в нем кремния на алюминий, а среди оснований (катионов) у этих солей также имеется алюминий (наряду с магнием, двух- и трехвалентным железом и другими металлами).

При изучении хлоритов (ч других минералов переменного состава) необходимо иметь в виду, что в большинстве случаев в основе этого изучения должен лежать химический анализ. Несмотря на заманчивую простоту и доступность оптических или термических исследований, часто одни они

¹ В связи с этим интересно отметить, что Иодер (Yoder, 1952) при высоком давлении из смеси порошков, соответствующих составу Mg₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₈, получил дле полиморфные модификации:

a) при нагревании от 520° до 680°—«клинохлор» (N=1,580) с типичной хлоритовой дебаеграммой;

б) при нагревании от 480° до почти 520°-мелкие чещуйки (N=1,570) «алюмосерпентина», имеющего каолиноподобную рентгеновскую структуру.

не могут дать достаточной и надежной характеристики хлоритовых минералов. Дело в том, что на значение оптических констант здесь одновременно и подчас противоречиво могут влиять разные химические компоненты. В хлоритах, например, показатели светопреломления (см. гл. 19) увеличиваются от изоморфной замены Mg на Fe^{°°} и Ni, а Al на Fe^{°°} и Cr; в том же направлении влияют на светопреломление замещения Mg₃ на Al₂ в октаэдрических структурных слоях и Si на Al_{1V} — в тетраэдрических слоях. Невозможно также сомневаться в том, что эквивалентное замещение $O \rightarrow 2(OH)$ также оказывает влияние на оптическое поведение хлоритов (ср. Соболев Вл., 1949, стр. 154—155), но, к сожалению, не удалось пока показать это на конкретных примерах и изолировать роль одного этого фактора от воздействий других факторов состава.

По химическому составу можно получить достаточно ясное представление об оптических и термических свойствах хлоритов, но обратная задача является неопределенной и допускает различные решения. К этому следует добавить, что оптические свойства (термическое и рентгеновское поведение) существенно зависят не только от состава, но и от степени раскристаллизованности (дисперсности) хлоритовых минералов¹.

Вот почему при характеристике рудных или околорудных пород (контактово-метаморфических и жильных зон, пласта, пачки пластов) в пределах участка, месторождения, района необходимо получить в нескольких пунктах химический состав чистого характерного хлорита, установить постоянство или характер изменчивости его состава с определением при этом оптических, термических и других свойств хлорита, с получением рентгеновских диаграмм, электронно-микроскопических снимков и т. д. Все эти данные (или часть их) могут быть использованы (как местный эталон) для прослеживания характерного минерала (или минералов) и при изучении рудных или околорудных гидротермальных зон или осадочных фаций соответствующего геологического района.

Детальное исследование хлоритов представляет большой научный интерес не только для дальнейшей разработки и детализации теории природных хлоритовых минералов, но и для целей их искусственного получения и уточнения физико-химических условий их образования и устойчивости в природе. Изучение хлоритов важно также для выявления и уточнения структурно-генетических связей и условий взаимопереходов между хлоритами и другими родственными или близкими слоистыми и цепочечными минералами (тальками и пирофиллитами, слюдами и хрупкими слюдами, каолинитовыми и монтмориллонитовыми минералами, пироксенами и амфиболами и др.).

Глубокое понимание природы хлоритов весьма важно и для прикладной геологии. Отличающиеся друг от друга разновидности хлоритов и их разнообразные сообщества с другими минералами могут быть использованы для корреляции изверженных, метаморфических и осадочных пород и для поисков и прослеживания связанных с ними полезных ископаемых. В частности, для многих рудных гидротермальных месторождений (меди, золота, олова, полиметаллов и др.) хлориты различного типа являются характерными спутниками и могут поэтому служить их поисковым признаком. В осадочных породах хлориты являются индикаторами некоторых фаций, а также спутниками железорудных и бокситовых месторождений; во многих случаях сами хлориты, богатые железом, никелем и другими металлами, представляют полезные ископаемые.

¹ Для понимания природы термических превращений (в частности, экзотермических реакций) серпентино-хлоритовых, каолиновых, монтмориллонитовых и других минералов имеют, очевидно, значение переходы при этом ионов из одной координации в другую, а также изменения характера их химических связей (см. Лебедев, 1953; Мчедлов-Петросян, 1951, и др.).

Вот почему при дальнейшем изучении широко распространенной и сложной группы хлоритовых минералов, их разнообразных парагенезисов, условий превращений и выветривания, искусственного получения и т. д. необходимо использовать материалы геологических экспедиций, поисковоразведочных партий, местных и центральных производственно-геологических и научно-исследовательских учреждений, учитывая колоссальный рост научных работ в Советском Союзе, ведущихся в условиях высокого совершенствования геолого-минералогических исследований горных пород и полезных ископаемых.

Коллективные усилия геологов и минералогов, химиков и физикохимиков, рентгенологов и кристаллохимиков, уточнение методов научного исследования (в цервую очередь — способов скоростного количественного химического и изотопного анализа) безусловно приведут к большим дальнейшим успехам в исследованиях сложных силикатных минералов, в выявлении всего разнообразия химических связей и типов их кристаллических построек, условий их образования и нахождения в разновозрастных геологических формациях, в изучении их разнообразных парагенезисов и превращений в различных термодинамических зонах земной коры, в полном выявлении их свойств как полезных ископаемых или как спутников (и поисковых признаков) других видов минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

11

- Антипов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. Тр. Конфер. по генез. руд железа, марганца и алюминия. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. Конфер. по генез. руд железа, марганца и алюминия. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Афанасьев Г. Д. О древних интрузивных диклах северо-западного Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР, 1946, 54, № 6.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 69. Барсанов Г. П. К минералогии Юго-Осетии. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР,
- 1937.
- Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубанской области. Изв. Дон. Политехн. инст., 1913, 2, 429-564
- Безбородько Н. И. Делессит из Кварцхани Батумской области на Кавказе. Изв. Акад. Наук, 1916, 47-54.
- Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1947. Белов Н. В. Достижения структурной минералогии. Изв. Акад. Наук СССР, сер.
- геол., 1949, № 6, 57—69.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Мин. сборник, Львов, 1950, вып. 4.
- Бельштерли М. К. и Турцев А. А. Термомагнитные исследования биотита. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 44, 37-50.
- Белянкин Д. С. Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. СПб. политехн. инст., 1909, 12, 135; 1910, 13, 715.
- Белянкин Д. С. и Донская Е. В. Термооптическое исследование минерала
- актинолита. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 1, 95—103. Белянкин Д.С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Петрография СССР, сер. регион. петрогр., вып. 11. М. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1946. Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950. Болдырев А. К. и др. Курс минералогии. ОНТИ, 1936.

- Борисов П. А. О некоторых наблюдениях над выветриванием хлоритовых сланцев из Кривого Рога. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1905, 36, вып. 1, № 6—7. Бушинский Г. И. 1. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых же-
- лезняков в болотах Белоруссии. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1946, 21, № 3, 65-80.
- Бушинский Г.И.2. О происхождении бокситов. Мат. к позн. геол. строения СССР. Моск. общ. испыт. природы, 1946, вып. 3 (7).
- Вернадский В. И. Минералогия, т. 2. М., 1912. Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 2, ОНТИ, 1934.
- Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1937.
- Власов К. А. К вопросу о десилификации негматитов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, № 2. Герасимов А. П. О геологических исследованиях в бассейнах Кумы, Лахрана
- и Подкумка. Изв. Геол. ком., 1916, 25, вып. 1, 107-113.
- Герман Р. Untersuchungen einiger Russischen Mineralien. [Исследования некоторых русских минералов.] Journ. prakt. Chem., 1844, 31, 399.
- Герман Р. Untersuchungen über die... Kämmererit, Rhodochrome, Chromchlorit... [Исследования кеммерерита, родохрома, хромхлорита.] Journ. prakt. Chem., 1851, **53**, 22.

- Герман Р. Ueber einige neue Mineralien. [Онекоторых новых минералах.] Journ. prakt. Chem., 1858, 73, 214.
- Гершойг Ю. Г. К характеристике железистых хлоритов Криворожья. Мин. сборник, Львов, 1949, вып. 3.
- Гинзбург А. И. Петалит в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения. Тр. Мин. музея Акад. Наук СССР, 1949, вып. 1, 60-73.
- Гинзбург А. И. О литиевом хлорите-кукеите. Докл. Акад. Наук СССР, 1953, 90, № 5, 871-874.
- Гинзбург И.И. Некоторые физико-химические моменты в образовании бок-ситов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 4, 6—11. Гинзбург И.И. Нонтрониты южного Урала. Сб. «Академику Д.С. Белянки-
- ну к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946. Гипзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.
- Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 81.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры вы-ветривания на Урале. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1952. Григорьев Д. П. Правила составления названий минералов по химическому
- составу. Зап. Мин. общ., 1947, вып. 3, 170-176.
- Григорье в Д. П. Некоторые проявления силы тяжести на образование и распределение минералов в месторождениях. Зап. Мин. общ., 1946, вып. 2, 152.
- Грицаенко Г.С. Никелевый хлорит Западно-Кемперсайского месторождения. Мин. сырье, 1936, № 5, 41-44.
- Грицаенко Г. С. О магнезиальных и магнезиально-никелевых гидросиликатах Аккермановского месторождения. Зап. Мин. общ., 1944, вып. 4, 169-183.
- Грицаенко Г.С., Бочарова А.П.и Лямина А.Н. О непуште Тюлсневского месторождения. Зап. Мин. общ., 1943, вып. 1, 7-28.
- Еврсинов П. Анализ лейхтенбергита, нового минерала. Горн. журн., 1842, 4, 236.
- Заварицкий А. Н. Несколько сообщений о метеоритах. Зап. Мин. общ., 1948. 2, 117-124.
- Звягин Б. Б., Лапидус Е. Л. и Петров В. П. О природе асканских глиниих материнской породы. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, 68, № 2, 377-380.
- Земятченский П. А. Каолинитовые образования южной России. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1896. Земятченский П. А. Бесцветный хлорит с реки Айв окрестностях Златоуста.
- Zs. Kryst., 1902, 35, 357-360.
- Земятченский П.А. Гидролитическое разложение хлорита. К познанию русских глин. Ком. по изуч. сств. произв. сил Акад. Наук, 1923, № 18, 101—108.
- Зимин И.А. Хромамезиты из Сарановского хромитового месторождения. Зап. Мин. общ., 1939, вып. 2, 192-198.
- Иванов Л. Л. Кальцит, кварц и прохлорит с Кавказа. Изв. Акад. Наук, 1916, 621 - 632.
- И ванова В. П. О термической характеристике некоторых минералов из группы водных алюмосиликатов и магнезиальных силикатов. Тр. 3-го Совещ. по экспер. мин. и петр., 1940, 115—125.
- Иванова В. П. Хлориты. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1949, вып. 120, 56-79.
- Иванова В. П. и Половинкина Ю. Ир. О джефферизите. Сб. ВСЕГЕИ «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР», Л., 1952, 100-108.
- И с к ю л ь В. И. Исследования в области химической конституции силикатов. Хлориты, 1917, 1—310. Кманнская Е.И.О магнетитовых конкрециях в рудах горы Магнитной. Зап.
- Мин. общ., 1951, вып. 1, 55—59. К в а ш а Л. Г. Исследование каменного метеорита Старое Борискипо. Метеоритика,
- 1948, **4**, 83—96.
- Ковалев Г. А. Рентгенографическое определение модификации крымского минерала из каолиновой группы — диккита. Зап. Мин. общ., 1947, вып. 4, 229—238.
- Кокшаров Н.И. Окристаллах кеммерерита. Зап. Мин. общ., 1848—1849, 18 - 22
- Кокшаров Н.И.О кристаллах хлорита из Ахматовской копи на Урале. Зап. Мин. общ., 1850-1851, 163-195.
- Кокшаров Н. И. Клинохлор. Мат. по мин. России, 1854—1857, 2, 7—39; 1858, **3**, 236.
- Кокшаров Н. И. Кочубевт. Мат. по мин. России, 1862, 4, 132—136; 1866, 5, 369—371; 1870, 6, 92—94.
- Коржинский Д. С. Контактовые реакционно-метасоматические месторожде-ния. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, 33, № 2, 143—145.
- Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метасоматизме и жилы. Зап. Мин. общ., 1946, вып. 4, 321-331.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. Акад. Наук-СССР, сер. геол., 1950, № 3.
- Кротов Б. П. Железистые хлориты типа стриговита. Сб. «Железорудные месторождения алапаевского типа», т. 2. М. – Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1936, 123-149.
- Кротов Б. П. Закономерности отложения и распределения в прибрежных частях морей марганцевых, железных и алюминиевых руд. Зап. Мин. общ., 1943, вып. 1.
- Кротов Б. П. 1. Выделение гидроокислов железа и марганца в озерах. Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 71, № 3, 533—536. Кротов Б. П. 2. Типы пресных озер и образующиеся в них руды. Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 71, № 5, 907—910. Куплетский Б. М. Палагонитовые базальты Тимана. Тр. Инст. геол. наук
- Акад. Наук СССР, 1940, вып. 25, 7—21. Курнаков Н. С. и Черных В. В. Физико-химическое исследование зме-
- евиков и хлоритов. Зап. Мин. общ., 1926, вып. 1, 183-192.
- Лазаренко Е.К. О донбасситах новой группе минералов из Донецкого бассейна. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 28, № 6.
- Лазаренко Е.К. Минералогическая характеристика донбасситов. Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 72, № 4, 771.
- Лебедсв В. И. О природе экзотермических эффектов каолина. Докл. Акад. Наук СССР, 1953, 89, № 2, 335—338. Леммлейн Г. Г. Лишайники и мхи на кристаллах кварца с хлоритом. При-
- рода, 1936, № 4, 90—91.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Лямина А. Н. Рентгенографическое исследование дафнита Ивдельского месторождения на северном Урале. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1938, вып. 120, 29-35.
- Миропольский Л. М. Сидероплезит и пистомезит в качестве первичных железных руд на Бакале (Ю. Урал). Докл. Акад. Наук СССР, сер. А, 1933, № 7, 104-108
- Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа. Тр.
- Моск. геол. разв. инст., 1948, 23, 12—56. М чедлов Петросян О. П. О вяжущих свойствах Докл. Акад. Наук СССР, 1951, 78, № 3, 557—559. силикатов магния.
- Наковник Н. И. О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. Зап. Мин. общ., 1949, вып. 4, 270-272.
- К. Н. и Быховер Н. А. Месторождения корунда и кианита в Озеров Верхне-Твмптонском районе Якутской АССР. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 82, 268 - 269.
- Островский И.А.и Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 36, 1—31.
- Пазюк Л. И. Материалы по петрологии метаморфических сланцев района рек Мушта и Хасаута на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростовск. унив., 1937, 10, 213 - 250.
- Половинкина Ю. Ир. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании железистых кварцитов. Зап. Мин. общ., 1949, вып. 1, 52-58.
- Половинки на Ю. Ир. и Иванова В. П. Онекоторых хлоритах и гидро-слюдах Кривого Рога. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953. Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и
- некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1948, вып. 95.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
- Попов С. П. О процессах оолитизации и хлоритизации в железных рудах осадочного происхождения. Мин. сборник, Львов, 1949, вып. 3, 87-98.
- Пустовалов Л. В. Явления Лизеганга в грубодисперсной среде и в кристаллической решетке. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1932, вып. 202.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации. Пробл. сов. геол., 1933, вып. 1.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1 и 2. М., Гостоптехиздат, 1940.
- Резников А. П. Петрографическое описание метаморфических сланцев реки Малки. Учен. зап. Кабард. научно-иссл. инст., 1947, вып. 3.
- Ренгартен Н. В. Бемит с Северного Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР, 1949. **69**, № 3.
- Ренгартен Н. В. 1. Ломонтит и анальцим из нижнеюрских осадков на Сев. Кавказе. Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 70, № 3.
- Ренгартен Н. В. 2. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеоцсновых отложений восточного склона Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 117.

- Роде Е. Я. и Роде Т. В. Физико-химический анализ железистых хлоритов некоторых уральских месторождений. Изв. Акад. Наук СССР, сер. хим., 1940, № 6, 943—954.
- Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. Опыты изучения условий образования бобовых железо-алюминиевых руд. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1936, вып. 111.
- Романовский Н.М.Олейхтенбергите. Зап. Рус. мин. общ., 1866, 1, 33—38. Романовский Н. М. О кочубеите, кеммерерите и пеннине. Зап. Рус. мин. общ., 1868, **3**, 289.
- Сазонова З. А. Петрография базальтов Чешской губы. Тр. Петрограф. инст. Акад. Наук СССР, 1938, вып. 12, 107-152.
- Самойлов Я. В. Минералогия рудных жил Нагольного кряжа. Мат. по геол. и мин. России, 1906, вып. 23, 1-242. Сердюченко Д. П. Ucber die Nontronite aus zwci südrussischen Graphitlager-
- stätten. [О нонтронитах из двух южнорусских графитовых месторождений.] Čbl.
- Міп., 1929, № 1, 48—57. Сердюченко Д. П. Хромовые нонтрониты и их генетические отношения к зме-евикам на Сев. Кавказе. Зап. Мин. общ., 1933, вып. 2, 376—391. Сердюченко Д. П. 1. Хлориты из района горы Беден на Северном Кавказе.
- Учен. зап. Ростовск. унив., 1935, вып. 3, 69—79. Сердюченко Д. П. 2. Геологический возраст серпентинитов северо-западного Кавказа. Учен. зап. Ростовск. унив., 1935, вып. 3, 95—99.
- Сердюченко Д. П. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, Сев.-Кавк. экспед. 1933 г. Изд. Акад. Наук СССР, 1936, 155-206.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции и номенклатуре некоторых водных алюмосиликатов. Учен. зап. Ростовск. унив., 1937, 10, 1-26.
- Сердюченко Д. П. Ороли воды в амфиболах. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, J№ 2, 269—276.
- Сердюченко Д. П. Алюмо-хризотил, член изоморфного ряда серпентин паракаолинит. Докл. Акад. Наук СССР, 1945, 46, № 3, 125—126.
- Сердюченко Д. П. 1. О химической конституции сапонитов и хлорофеитов. Зап. Мин. общ., 1947, вып. 3, 177-189.
- Сердюченко Д. П. 2. О магнезио-глиноземных гидросиликатах изоморфного ряда серпентин — паракаолинит. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, 58, № 9, 2039— 2042.
- Сердюченко Д. П. 3. Хлориты из диабазов Тимана. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, 56, № 8, 853—856. Сердюченко Д. П. 4. Хлориты из некоторых кварцевых жил на северном Урале.
- Докл. Акад. Наук СССР, 1947. 57, № 2, 183—186.
- Сердюченко Д. П. 1. О двух железистых хлоритах. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, 60, № 3, 433-436.
- Сердюченко Д. П. 2. О химической конституции хлоритов. Докл. Акад. Наук
- СССР, 1948, 60, № 9, 1561—1564. Сердюченко Д. П. 3. О химической конституции и классификации слюд. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, 59, № 3, 545—548.
- Сердюченко Д. П. Дуниты Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., **1949.** № 6, 219–225.
- Сердюченко Д. П. 1. Сидероплезит из девонских осадков на южном Тимане. Зап. Мин. общ., 1951, вып. 1.
- Сердюченко Д. П. 2. О некоторых магнезиально-железистых слюдах. Зап. Мин. общ., 1951, вып. 3, 175-181.
- Сердюченко Д. П. 1. Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки.
- Кора выветривания, 1952, вып. 1, 22-63. Сердюченко Д. П. 2. Ободной работе П. А. Земятченского по экспериментальной минералогии. Мин. сборник, Львов, 1952, вып. 6, 285—289.
- Сердюченко Д. П. Магнезиальные парагаллуазиты и другие монтмориллонитовые минералы из юрских осадков на Северном Кавказе. Сб. «Вопросы петро-
- графии и минералогии», т. 2. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953, 100—123. Сердюченко Д. П. и Чирков И. Н. Хлориты из скарновых зон в бассейне р. Ангары. Докл. Акад. Наук СССР, 1951, 80, № 3, 429—432. Смирнов С. С. Заметка о хлоритах оловянных месторождений. Зап. Ленингр. горн. инст., 1948, 17—18, 3—6.
- Соболев Вл. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соболев Н. Д. О сунгулите (кольските) с Кольского полуострова. Докл. Акад. Наук СССР, 1947, 58, № 5, 867—870.
- Соболева М. В. Изучение дафнита из Ивдельского месторождения. Тр. Всес.
- инст. мин. сырья, 1938, вып. 120, 24—28. Соколов Г. А., Вахромеев С.А. и Кашин С.А. Геохимические исследования на горе Верблюжьей. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, сер. Уральская, 1936, вып. 5.

- Страхов Н. М. Доманиковая фация южного Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад.
- Наук СССР, 1939, вып. 16. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, 1ып. 73.
- Сыромятников Ф. В. Термический анализ хризотил-асбеста. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, 42, вып. 1. Сыромятников Ф. В. Оссинтезе серпентина. Тр. 1-го Совещ. по экспер. мин. и петр., 1935, 59—68. Тр. Геол. ассоц. Акад. Наук СССР, вып. 3. Сыромятников Ф. В. Ishkyldite, а new structural variety of chrysotile. [Иш-
- кильдит—новая структурная разновидность хризотила.] Amer. Min., 1936, 21,№ 1.
- Сыромятник ов Ф. В. Исследования в области гидротермального синтеза не-которых силикатов. Тр. 2-го Совещ. по экспер. мин. и петр., 1937, 103—108. Сыромятник ов Ф. В. Асбофит новая разновидность серпентина. Сб. «Ака-
- демику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятель-ности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Талдыкин С. И. О гипергенном магнетите на Малкинском железо-хромо-никелевом месторождении. Сов. геол., 1947, сб. 25.
- Танатар-Бараш З. И. Метаморфизм железистых силикатов Кривого Рога. Мин. сборник, Львов, 1950, вып. 4, 115-120.
- Татаринов П. М. Лабинское месторождение хризотил-асбеста на Сев. Кавказе. Мат. ЦНИГРИ, 1935, сб. 2, 1-26.
- Успенский Н.А. Железистые хлориты Алапасвских железорудных месторождений. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 7, 131-178.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные кампи СССР, т. 2, Изд. Акад. Наук СССР, 1925.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1934.
- Ферсман А. Е. Геохимические параметры железа. Усп. хим., 1935, 4, вып. 5, 731—755.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. З. Л., Госхимтехиздат, 1937.
- Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М. — Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940. Черных В. В. К минералогии Баженовского асбестового месторождения. Мат.
- по общ. и прикл. геол., 1930, вып. 151. Четвериков С. Д. Квопросу о связи оптических свойств силикатов с их струк-турой и составом. Вестн. Моск. унив., 1947, вып. 6, 47-57.
- Чирвинский П. Н. Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1903—1906.
- Чирвинский П. Н. Хлоритоидно-хлоритовый рудоносный сланец из балки Червонной близ Кривого Рога. Новости техн. и промышл., Екатеринослав, 1913, № 7, 65—67.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1936.
- Шабынин Л.И.Два хлорита из Южной Якутии.Зап. Мин. общ., 1949, вып. 4, 276 - 280.
- Шибольд Э. Структура силикатов. Русск. пер. в сб. «Основные идеи геохимии», т. З. Л., Химтеорет, 1933.
- Шилин Л. Л. О хлоритах из Прасковье-Евгениевской копи Шишимских гор на южном Урале. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1953.
- Ш макова Г. В. Влияние степени дисперсности на характер кривых нагревания мусковита. Зап. Мин. общ., 1942, вып. 1-2, 33-41.
- Яншин А.Л. Третичные континентальные и неогеновые отложения Урала. Геол.
- карта Урала. Объясные запыска, 1939. A g a r W. a. E m e n d o r f e r E. Manganiferous prochlorite from Hawleyville, Conn. Amer. Journ. Sci., 1937, 34, № 199, 77—80. A r u j a E. An X-ray study of the crystal structure of antigorite. Min. Mag., 1945, 188, 55—74.
- Bannister F. A. a. Whittard W. F. Amagnesian chamosite from the Wenlock limestone of Wickwar, Glouchestershire. Min. Mag., 1945, 27, 99-111.
- Berg G. Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. 1944.
- Bergeat A. Nontronit gebildet aus Wollastonit durch Einwirkung von FeSO4. Cbl. Min., 1909, 161.
- Berman H. Constitution and classification of the natural silicates. Amer. Min., **1937, 22, №** 5, 378–382.
- Blasdale W. C. Contribution to the mineralogy of California. Bull. Depart. Geol. Univ. Calif., 1901, 2, 327—348; ped.: Zs. Kryst. 1903, 38, 690. Brammal A., Leech J. G. a. Bannister F. A. Paragenesis of cookeite,
- hydromuscovite and free gold from Ogofau, Carmarthenshire. Amer. Min., 1937, **22**, № 4, 311.
- Brauns D. Betrachtungen über die chemische Zusammensetzung der Mineralien der Serpentin, Chlorit und Glimmergruppe. N. Jb. Min., 1894, 1, Abh., 205.

- Brindley G. W. The crystal structure of some chamosite minerals. Min. Mag., 1951. № 212, 502-522
- Brindley G. W., Oughton B. M. a. Robinson K. Polymorphism of the chlorites. I. Ordered structures. Acta Crystall., 1950, 3, 408-415. Brindley G. W., Oughton B. M. a. Youell R. F. The crystal structure
- of amesite and its thermal decomposition. Acta Crystall., 1951, 4, 6, 552-557. Brindley G. W. a. Youell R. F. A chemical determination of «tetrahedral»
- and «octahedral» aluminium ions in a silicate. Acta Crystall., 1951, 4, 6, 495-496. Brun A. Note sur l'hydratation des micas. Bull. Soc. Franç. Min., 1913, 36, № 2,
- 44 45.
- Brunosi A. Zebedassite nuovo silicato idrato di aluminio e magnesio di Zebe dassi nell' Appenino Pavese. Riv. Min. e cristall. Italiana, 1918, 50; Rend. Inst. Lombardo, 1917, 1, 646.
- C a i l l è r e S. Sur les caractères spécifiques de la bowlingite. C. R. Acad. Sci. Paris, **1935**, **201**, **1483**—**1485**.
- Caillère S. Contribution à l'etude des minéraux des scrpentines. Bull. Soc. Franc.
- Min., 1936, 59, 163—326.
 Caillère S.a. Hénin S. Experimental formation of chlorites from montmorillonite. Min. Mag., 1949, 28, № 205, 612—620.
- Cayeux L. Les minérais de fer oolithique de France. 1922. Dalmer K. Ueber die Temperaturen, bei welchen das Wasser der Chlorite und Biotite entweicht. Cbl. Min., 1908, 518-519.
- Déverin L. Etude petrographique des minérais de fer oolithiques du dogger des Alpes Suisses. Beiträge zur Geol. d. Schweiz, 1945, 2, Lief. 13. Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 2. 1917.
- Dschang G. L. Die Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und den physikalischen Eigenschaften in der Chloritgruppe. Chem. d. Erde, 1931, 6, 416–439.
- Durrel C. a. Macdonald G. Chlorite veins in serpentine near Kings River, California. Amer. Min., 1939, 24, № 7, 452-456.
- Eckermann H. A new manganese-chlorite from Långban. Geol. Fören. Förh.,
- 1927, 49, H. 3, 450. En g e l h a r d t W. Die Structuren von Thüringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe. Zs. Kryst., 1942, 104, 142-159.
- E p p r e c h t W. Versuche zur Synthese von Serpentin-Mineralien. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1947, 27, H. 1, 1-20.
 E w e l l R. H. a. In s l e y H. Hydrotermal sinthesis of kaolinite, dickite, beidellite
- and nontronite. U. S. Bur. Standards Journ. Res., 1935, 15, 173-186.
- Ford W. E. Beiträge zur optischen Kenntnis der Hornblenden. Zs. Krist.-Min., 1914, **54**, 1––16.
- Foullon H.V. Ueber einige Nickelerzvorkommen. Jb. geol. Rcichsanst. 1892, 42, 223.
- Friedel G. et Grandjean F. Synthèse de chlorites par action des solutions alcalines sur le pyroxène. Bull. Soc. Franç. Min., 1909, 32, 150-154.
- Fromme J. Brunsvigit, ein neuer Leptochlorit aus dem Radaustale. Tscherm. Min.
- Petr. Mitt., 1902, 21, 171–177. G ä d e k e R. Die gesetzmässigen Zusammenhänge und Anomalien in der Vesuvian-gruppe und einigen anderen Kalksilikaten. Chem. d. Erde, 1938, 2, H. 4, 592–636.
- G a r r i d o J. Structure cristalline d'une chlorite chromifère. Bull. Soc. Franç. Min., 1949, 72, № 10-12, 549-570. G l a s s e r E. Sur une espèce minérale nouvelle, la népouite, silicate hydraté de nickel
- et de magnésie. C. R. Acad. Sci. Paris, 1906, 143; Bull. Soc. Franç. Min., 1907, 30, 17-28.
- Gossner B. Ueber Cronstedtit von Kisbanya. Zbl. Min., Abt. A, 1935, 195-201. Gruner J. W. The structure and chemical composition of greenalite. Amer. Min., 1936, 7, 449-455.
- Gruner J. W. Notes on the structure of serpentines. Amer. Min., 1937, 22, № 2.
- Gruner J. W. 1. The kaolinite structure of amesite (OH)₈ (Mg, Fe)₄ Al₂(Si₂Al₂)O₁₀ and additional data on chlorites. Amer. Min., 1944, 29, 422-430.
- Gruner J. W. 2. The composition and structure of minnesotaite, a common Fe silicate in Fe formation. Amer. Min., 1944, 29, 363-372.
- Hall A. J. The relation between chemical composition and refractive index in the biotites. Amer. Min., 1941, 26, № 1, 31-41.
- H a l l i m o n d A. F. On the relation of chamosite and daphnite to the chlorite group, with chemical analyses by C. O. Harvey and X-ray measurements by F. A. Banni-
- ster. Min. Mag., 1939, 25, 441-464. H e n d r i c k s S. B. On the crystal structure of talc and pyrophyllite. Zs. Kryst., 1938, 99, 264-274.
- Hendricks S. B. Random structure of layer minerals as illustrated by cronstedtite $(2FeO \cdot Fe_2O_3 \cdot SiO_2 2H_2O)$. Amer. Min., 1939, 24, 529–539. H e n d r i c k s S. a. J e f f e r s o n M. Crystal structure of vermiculites and mixed
- vermiculite-chlorites. Amer. Min., 1938, 23, № 12.

- Hess H. H., Smith R. J. a. Dengo P. Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela. Amer. Min., 1952, Nº 1-2, 68-75.

- H in tze C. Handbuch der Mineralogie. 1891. Hödl A. Ueber chlorite der Ostalpen. N. Jb. Min., 1941, 77, H. 1. Holzner J. Eisenchlorite aus dem Lahngebiet. N. Jb. Min., 1938, 73, H. 3.
- Hutton C. O. The stilpnomelane group of minerals. Min. Mag., 1938, 25, № 163 172 - 206.

- Jolliffe F. A study of greenalite. Amer. Min., 1935, № 6, 405-425.
 Jones F. A. New-Mexico mines and minerals. 1904.
 Jung H. Untersuchungen über den Chamosit von Schmiedefeld in Thüringen. Chem. d. Erde, 1931, 6, 275-306.
 Jung H. u. Köhler E. Untersuchungen über den Thüringit von Schmiedefeld in Thüringen. Chem. d. Erde, 1930, 5, 182-200.
- Kenngott A. Mitteilung über Pyrophyllit. Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 1866, 11, 240-259.
- Kopetzky J. Chromhaltiger Chlorit (Kämmererit) von Kraubath. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Ser. 3, 1948, 1, 69–70. Kretschmer F. Neue Mineralien vom Eisenerzbergbau Gobitschau nächst Stern-
- berg (Mähren). Cbl. Min., 1905, 195-204.
- Kunitz W. Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmergruppe. N. Jb. Min., 1924, 50, Abt. A, 365—413.
- Lacroix A. Mineralogie de la France et de ses Colonies. 1891, t. 1, 403 etc.
- Landes K. K. The paragenesis of the granite pegmatites of Central Maine. Amer. Min., 1925, 10, № 11.
- I. a r s e n E. S. a. S t e i g e r G. Mineralogic notes (aphrosiderite, thuringite, grif-fithite). Journ. Wash. Acad. Sci., 1917, 7, Nº 1, 6.
- Lindgren W. Chromiferous chlorite. Bull. U. S. Geol. Surv., 1890, Nº 61, 27.

- Mac Carthy. Iron-stained sands and clays. Journ. Geol., 1926, 24, 352-360.
 Mac Carthy. R. C. The crystal structure of the chlorite minerals. Zs. Kryst., 1934, 88, 420-432.
 Malt F. Beitrag zur Kenntnis des chemischen Abbaus von Talk, Chlorit und Anomit. Extr. in N. Jb. Min., 1914, 2, 357-359.
- Mauguin Ch. La maille cristalline des chlorites. Bull. Soc. Franc. Min., 1930, 53, № 1-6, 279-300.
- Mauritz B. Aphrosiderit á Magas Tatra granitjabol. Mat. Termeszettud. Éstesítő,
- Budapest, 1935, 53, 238-246.
 M é r i n g J. Les réactions de la montmorillonite. Bull. Soc. Franç. Chim., 1949, № 1-2, 218-223.
- Midgley II. G. A serpentine mineral from Kennack Cove, Lizard, Cornwall. Min.
- Mag., 1951, № 212, 526-530. Moore E. S. a. Maynard J. E. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. Econ. Geol., 1929, 24, 272-303, 365-402, 506-527.
- Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie. 1926.
- Noll W. Synthese von Montmorilloniten. Chem. d. Erde, 1936, 10, H. 2
- Northcote A. B. On constitution of thermophyllite. Phil. Mag., 1858, 16, 263. Northrop S. A. Minerals of New-Mexico. 1944, 276.
- Sur la composition chimique de l'aérinite. C. R. Acad. Sci. Paris, 1922, Orcel J. 175, 309-311. Or c e l J. Sur la bavalite de Bas-Vallon. C. R. Acad. Sci. Paris, 1923, 177, 271-273. Or c e l J. Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse. Bull. Soc. Sci. Hist.
- et Nat. Corse, 1924, № 461-464, 65-127.
- Orcel J. 1. Sur deux clinochlores chromifères du Togo. C. R. Acad. Sci. Paris, 1925, 180, 836-838.
- Orcel J. 2. Sur une chlorite blanche de Madagascar. C. R. Acad. Sci. Paris, 1925, 180, 1672-1674.
- Orcel J. 3. Sur la chlorite des marundites du Transvaal. C. R. Acad. Sci. Paris, 1925, 181, № 21, 795–797.
- Orcel J. Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. Franç. Min., 1927, 50, № 3-6, 75-448. Orcel J. et Caillère S. Nouvelles observation sur la transformation des pro-
- chlorite magnesiennes sous l'action de la chaleur. C. R. Acad. Sci. Paris, 1938, 207, № 18, 788. Orcel J., Caillère S. et Hénin S. Nouvel essai de classification des
- chlorites. Min. Mag., 1950, Dec., 29, № 211, 329—340. Orcel J., Hénin S. et Caillère S. Sur les silicates phylliteux des miné-
- rais de fer oolithiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 1949, 229, M 2, 134-135.
- P a l m q u i s t S. Geochemical studies of the ironbearing liassic series in Southern Sweden. Meddel. Lunds. Geol.-Min. Inst., 1935, 60, 204.
- P a u l i n g L. The structure of the chlorites. Proc. Mat. Acad. Sci., 1930, 16, 578-582.

- Poitevin E. a. Graham R. Contributions to the mineralogy of Black lake area, Quebec. Geol. Surv. Canada, 1918, Mus. Bull. № 27.
- Q u e n s e l P. Minerals of the Varuträsk pegmatite. VI. On the occurrence of cookeite. Geol. Fören. Förh., 1937, 59, № 3, 262–268. R a w F. Some altered palagonite tuff from Jamaica and the origin and history of their
- chlorites. Journ. Geol., 1943, 51, № 4, 215-243.
- R e a d H. H. On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands. Min. Mag., 1934, 23, № 145, 519-540.
- Redlich K. A. Zur Kenntniss Minerals Rumpfit. Cbl. Min., 1914, 737-741.
- R i et z T. Peridotites, serpentinites and soapstones of Northern Sweden. Geol. Fören. Förh., 1935, 57, № 2, 133-260.
 R on d o l i n o R. I minerali di Piampaludo nel «Gruppo di Voltri». Period. Min. Roma, 1936, 7, 193-206.
 R o s s C. Origin of the copper deposits of the Ducktown type in the Southern Appala-chian region (Augurgut E. V. Shannon). U.S. Cool. Surg. Prof. Dance 4925 470.
- chian region. (Анализы E. V. Shannon). U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1935, 179, 1-165.
- Sabatier G. Sur l'influence de la dimension des cristaux de chlorites sur leurs courbes d'analyse thermique différentielle. Bull. Soc. Franç. Min., 1950, 73, Nº 1-
- 3, 43-48. S a n e r o E. Sulla presenza della Kämmererite nella lherzolite di Locana (Piemontc). Period. Min. Roma, 1933, № 3, 473—484. S c h é r i l l o A. Le chloriti dei filoni di quarzo aurifero dell'Eritrea. Period. Min.
- Roma, 1938, № 1, 71-76.
- Schrauf. Beiträge zur Kenntniss des Associationskreises der Magnesiasilicate. Zs. Kryst., 1882, 6, 321-388. Sekanina J. Lithno-fosfátová asociace nerostná od Dobré u Vody u Velke Meziřiči.
- Věstnik Státniho Geol. Ustavu Republiky Ceskoslovenské, 1946, 21, 299–312.
- Selfridge G. C. An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. Amer. Min., 1936, 8, 463-503. Shannon E. V. A new description of amesite. Amer. Journ. Sci., 1920, 49, 96.
- Shannon E. V. Analyses and optical properties of amesite and corundophillite from Chester, Massachusets and of chromium bearing chlorites from California and Wycming. Proc. U. S. Nat. Mus., 1921, 58, 371-379. Shannon E. V. Note on leuchtenbergite from Philipsburg, Montana. Amer. Min.,
- 1923, 8, 8-10.
- Shannon E. V. a. Ross C. S. Mordenite and associated minerals from near Challis, Custer County, Idaho. Proc. U. S. Nat. Mus., 1924, 64, art. 19, 1-19.
- Shan non E. V. a. Wherry E. T. Note on white chlorites. Journ. Wash. Acad. Sci., 1922, 12, № 10, 239.
 Simpson E. Contributions to the mineralogy of Western Australia, IX. Journ. Roy. Soc. Western Australia, 1935-1936, 22, 1-18.
 Smith W. C. On a compact chlorite from Bernstein, Austria. Min. Mag., 1924, 20,
- 241 244.
- Smith W. C., Bannister F. A. a. Hey M. H. Pennantine a new manganese rich chlorite from Benalt mine, Rhiw, Carnarvonshire. Min. Mag., 1946, 27, № 194, 217 - 220
- Stevens R. E. a. Carron M. N. Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. Amer. Min., 1949, **33**, № 1-2, 31-49. To m k e j e f f S. J. Differentiation in basalt lava. Geol. Mag., 1934, 84, 501-512.
- Tschermak G. Die Chloritgruppe. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 1891, 100, 29-107.
- Vavrinecz G. Die Chloritgruppe. Földtani Közlony, 1936, 66, 242–258; 1937, **67**, 46–63.
- Walker T. L. Contribution to Canadian mineralogy. Univ. Toronto studies, 1922, 14, 45.
- Warren B. F. a. Bragg W. L. The structure of chrysotile, H₄Mg₃Si₂O₉. Zs. Kryst., 1931, 76, 201.
- Winchell A. N. Chlorite as a polycomponent system. Amer. Journ. Sci., 1926. 11, 284--300.
- Winchell A. N. A third study of chlorite. Amer. Min., 1936, 21, 642-651. Wolff J. E. A new chlorite from Northern Wyoming. Amer. Journ. Sci., 1912, 34. 475.
- Yoder H. S. The MgO Al₂O₃ SiO₂ H₂O system and related metamorphic facies. Amer. Journ. Sci., 1952, Bowen vol., 2, 569—627. Zalinsky E. R. Untersuchung über Thüringit und Chamosit aus Thüringen und
- Umgebung. N. Jb. Min., 1904, BB. 19, 40-84.

оглавление

	Стр.
Введение	-3
І. Генетические типы хлоритов, особенности их состава и строения	3
II. Роль русских ученых в исследовании хлоритов	7
III. Задачи и цели настоящего исследования	10
Глава 1. Геологическая обстаповка и горные породы района Малкинского	
змеевикового массива	12 .
Глава 2. Кора выветривания на змеевиках р. Малки	17
Глава 3. Химическая и физическая характеристика малкинских хлоритов.	25
I. Хлориты метасоматические. Хлоритизация серпентинов, талька и	
монтмориллонитовых минералов	26
II. Хлориты инфильтрационные — лентовидные и сфероидальные	42
III. Алориты осадочные метаколлоидальные	49 56
V. Хлориты осадочные из конкрепионных пород	59
VI. Хлориты малокремниевые в парагенезисе с каолинитом и бемитом	74
VII. Хлориты в парагенезисе с алунитом	77
VIII. Хлориты в парагенезисе с цеолитами вз морской осадочной свиты	78
Х. Хлориты осапочные и их отношения к силериту и магнетиту.	82
XI. Химический состав малкинских хлоритов, его графическое изобра-	02
жение и зависимость от генетических типов	84
Глава 4. Геологические и геохимические условия образования хлоритов в рай-	
онер. Малки	93
Глава 5. О термическом исследовании малкинских и других хлоритов	106
Глава 6. Рентгеновское исследование малкинских хлоритов	120
Глава 7. Сравнительная характеристика хлоритов Малки и Халилово	134
Глава 8. Хлориты из бассейна Большой Лабы на Северном Кавказе	139
Глава 9. Алюмо-хризотил, серпофиты и асбофиты из змеевиков Северного	
Кавказа и Урала.	1 48
Глава 10. Хлориты из диабазов Тимана	154
Глава 11. Хлориты из некоторых кварцевых жил-на Северном Урале	158
Глава 12. Железистые хлориты из девонских осадков южного Тимана	163
Глава 13. Железистые хлориты из бокситоносных пород Урала	169,
Глава 14. Хлориты из скарновых зон в бассейне реки Ангары	175
Глава 15. Химическая конституция хлоритов	178
I. Обзор и критика взглядов на химическую конституцию и систематику	
хлоритов	178
11. Гентеновские исследования хлоритов. Основная хлоритовая структура III. Отношения межих серпентинами и упоритеми. У эректер и принини	189.
изменения размеров кристаллических ячеек этого ряла	193
IV. Полиморфизм хлоритов. Отношения между хлоритами и минералами	
группы каолина	202.
у. поличество катионов и анионов в кристаллической ячейке хлоритов. Изоморфине замещения в розсолите учествоти статической начейке хлоритов.	600
VI. Изоморфине замещения в решетках хлоритовых минералов VI. Изоморфные рялы хлоритовых минералов Структурная формура	2205
хлоритов	2 28,
Глава 16. Кристаллохимическая классификация хлоритов	230
I. Основания для классификации хлоритов	230
II. притерии для выделения групп хлоритовых минералов	232.
по техностических хлоратов на кристаллохимическом основе	230-

/

IV Значение оптических и термических ланных пля классимикации	
violation	238
V, O вычислении структурных формул хлоритов	240
	245
I Рат сопечтина и сепентин-уполита магнезиальные и никелевые раз-	-10
поригности: а поминиевые и железные минералы в изоморфном рату	
сеплентин — паракаолинит	248
И. Рят пеннина и пеннин-клинохлора: хромовые и никелевые разно-	-10
випности: хлориты с повышенным солержанием полуторных окислов	
(делесситы)	254
III. Ряд клинохлора и клинохлор-прохлорита; хромовые, никелевые	
и железисто-железные минералы этого ряда; чисто алюминиевый	
хлорит в изоморфном ряду брунсвигит-стриговит-хлоритит (донбассит) 2	264
IV. Ряд прохлорита и прохлорит-корундофиллита; осадочные железистые	
хлориты этого ряда (шамозиты)	273
V. Ряд корундофиллита и корундофиллит-метахлорига; железистые оса-	
дочные хлориты этого ряда (тюрингиты)	286
VI. Малокремниевые хлориты; ряды метахлорита и амезита; железисто-	
железные, марганцовистые и хромовые разновидности	287
Глава 18. О некоторых хлоритах и серпентинах с особым составом и свойствами	288
I. Щелочные (калий натровые) хлориты	288
II. Литиевые хлориты (кукеиты)	290
III. Никелевые гидрохлориты (джефферизиты)	29?
IV. Эринит и кальциевый сунгулит.	295
V. Цебедассит и девейлиты	297
Глава 19. О связи оптических свойств хлоритов с их химическим составом . 2	299
I. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замешения FeO->MgO 3	30C
II. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения Fe ₂ O ₃ →Al ₂ O ₃	302
III. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения Cr ₂ O ₃ -Al ₂ O ₃	305
IV. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замещения Al _{IV} ->Si	306
V. Влияние на оптику хлоритов изоморфного замешения R →R ,	308
	310
VI. Билина и онгику мортов посморяного обмессили но же	311
	312
I $A d g d Z d$. Ob $A (Ry) (Clibertown houry yearship A d D D D D D D D D D D D D D D D D D D$	
1. Оконсрытания и. н. боли полотовые минералы	312
11. Опыты Фрилеля и Гранжана по искусственной хлоритизации пироксенов	$\bar{3}\bar{1}\bar{6}$
III. Работы Кайер и Хенэна по искусственной хлоритизации монтмориллонита	317
IV. Эксперименты по искусственному получению хлоритов из молекуляр-	
ных растворов их компонентов при обыкновенной температуре и	
давлении	318
Заключение	321
	334
литература	001

Утверждено к печати Институтом геологических наук Академии Наук СССР

Редактор издательства А. А. Арсеньев. Технический редактор Н. А. Невраева

РИСО АН СССР № 3-20В. Т-07271. издат. № 3807. Тип. данав № 1094. Попи. к иеч. 29/IX 1953 ... Формат бум. 70×108⁴/16. Бум. л. 10,63+12 вкл. Печ. л. 29,11+12 вкл. Уч.-издат. 31,6+1,3 вкл. Тираж 1500. Цена по прейскуранту 1952 г. 24 р. 30 к.

2-я тип. Издательства Академии Наук ССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

Uтра- ница	Строка	Напечатано	Должно быть
77 122 125 133 192 201	7 св. Табл. 36, гр. 2-л, 3 сн. 26 сн. Табл. 42, гр. 8-я, <i>d</i> Табл. 63, гр. 3-я, <i>d</i> _{hkl} Табл. 67, гр. 3-я, 6 св.	^{Si} vi 48°3' (5,79 Å) и другие, 1,85 2,976 9,36	Si _{IV} 43°3′ (5,79 Å и другие) 1,55 2,796
206 233 301 327 332	4 св. 19 св. Табл. 107, гр.4-я, 3 св. {33 сн. 34 сн. 18 сн.	(h0l) Y ≪ 5,7 Fe [₩] в размерам и связи Кмаинская	[^a ₀ орусита показано в проекции на (0001)] (hkl) У ≥ 5,7 Fe _{IV} и размерам в связи Каминская

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Труды ИГН, вып. 140

Цена 24 р. 30 к.