П-59/3

Ю.Б. КЕПЕЖИНСКАС
В.В. ХЛЕСТОВ

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЭПИДОТА

И ИХ ПАРАГЕНИТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

П-59/3

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 103

К. Б. КЕПЕЖИНСКАС, В. В. ХЛЕСТОВ

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЭПИДОТА И ИХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1971

УДК 549.618:519.25

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЭПИДОТА И ИХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

К. Б. Кепежинскас, В. В. Хлестов

На основании статистической обработки более 750 химических анализов минералов группы эпидота рассмотрены вопросы их изоморфизма и классификации. Впервые с применением метода дискриминантных фукнкций, учитывающих всю информацию о химизме этих минералов, рассмотрены вопросы соотношения составов между эпидотами и ортитами, эпидотами и цоизитами, эпидотами и пумпеллиитами. Вычислены уравнения множественной регрессии, позволившие оценить степень влияния различных типов изоморфизма на физические свойства. Выведены уравнения парной и множественной регрессии состав – свойства, с помощью которых со строгой оценкой можно вычислить состав по физическим свойствам. По минеральным парагенезисам и составам пород выделены парагенетические типы, для которых приведены средние химические составы и пределы его колебаний. Дан критический разбор экспериментальных работ и приведена сводка по ним. Рассмотрено соотношение составов эпидотовых минералов с другими ассоциирующими минералами. Приведен ряд эпидотсодержащих парагенезисов, которые могут быть использованы в качестве геологических термометров. Приложений 9, табл. 28, илл. 39, библ. 480 назв.

2-9-2
347-70(1)

п 68304
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

ВВЕДЕНИЕ

В группе эпидота объединяются водусодержащие кальциевые алюмосиликаты – ромбический цоизит и моноклинные эпидот (клиноцоизит–эпидот–пьемонтит) и ортит. К минералам группы эпидота тесно примыкает пумпеллиит (лотрит), который обнаруживает с ними сходство по составу, оптическим свойствам и структуре.

Минералы группы эпидота широко распространены в природе. Цоизит, клиноцоизит, пьемонтит и эпидот встречаются в породах низкой и средней ступеней регионального метаморфизма и метасоматоза, в том числе и в околорудных измененных породах. Они практически характерны для пород любого состава. Ортит кристаллизуется главным образом как акцессорный минерал в средних, кислых и некоторых щелочных породах, а также в ассоциирующих с ними пегматитах. Для пумпеллиита особенно характерна ассоциация с лавсонитом в глаукофановых и других регионально метаморфизованных сланцах низкой ступени метаморфизма, а также низкотемпературных метасоматитах. Поэтому детальное изучение упомянутых выше минералов при помощи различных современных методов имеет большое теоретическое и практическое значение.

Неудивительно, что минералы группы эпидота издавна привлекали к себе внимание многих исследователей. Имеется много работ минералогического, петрологического, геохимического и экспериментального характера, посвященных этим минералам, а также несколько публикаций типа сводок и монографий (*Laspeyres*, 1879; *Eitel*, 1919; *Tempel*, 1938; *Coombs*, 1953; *Hasegawa*, 1960; *Serki*, 1961; Хвостова, 1962; Дир и др., 1965, и др.). Однако несмотря на это, многие вопросы окончательно не решены и нередко высказываются противоречивые взгляды. К таким нерешенным вопросам следует отнести выявление связи физических свойств с составом, определение состава по свойствам, установление сходства–различия по химическому составу между различными парагенетическими типами, выявление зависимости состава минералов от P–T условий образования, решение вопросов взаимоотношения между минералами группы эпидота и др. В прежних сводках значительная часть фактического

материала осталась неиспользованной, так как не применялись наиболее современные методы ее обработки. Следует также указать, что в работах иностранных авторов, даже в справочниках, практически не учтены советские работы. К тому же в последние годы появилась масса качественной информации о составе, свойствах и других особенностях минералов, и многие прежние сводки явно устарели. Все изложенное заставило нас заново пересмотреть весь материал, бывший в нашем распоряжении и касающийся этой важной группы породообразующих минералов.

В данной работе мы ставим целью рассмотрение вопросов изоморфизма, зависимости свойств от состава, определения состава по свойствам, взаимоотношений между отдельными минералами и выделения парагенетических типов минералов группы эпидота на основе литературных данных при помощи методов математической статистики. Кроме того, дан критический разбор экспериментальных работ и приведена сводка по ним. Приведен также ряд эпидотсодержащих парагенезисов, которые могут быть использованы в качестве геологических термометров.

Работа является частью большой темы "Минералогия Сибири", разрабатываемой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством академика В. С. Соболева, которому авторы выражают глубокую благодарность за внимание к работе и ценные консультации.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб – альбит
Акт – актинолит
Акцес – акцессорные минералы
Альм – альмандин
Амф – амфибол
Ан – анортит
Анд – андалузит
Андр – андрадит
Антоф – антофиллит
Апат – апатит
Бар – барройсит
Би – биотит
БСл – белая слюда
Вез – везувиан
Вол – волластонит
Гедн – геденбергит
Гем – гематит
Глаук – глаукофан
ГлАкт – глаукофановый актинолит
Гр – гранат
Грос – гроссуляр
Грос/Андр – гроссуляр-андрадит
Ди – диопсид
Диас – диаспор
Дол – доломит
Ка – кальцит
Каол – каолинит
Кв – кварц
Ки – кианит
Клиноц – клиноцоизит
КлПи – клинопироксен
КлХл – клинохлор
Кое – коесит
Кор – корунд
Кпш – калиевый полевой шпат
Кс – ксенотим
Кум – куммингтонит
Лавс – лавсонит
Мгт – магнетит
Микр – микроклин
МПи – моноклинный пироксен
Му – мусковит
Непр – непрозрачные
Олиг – олигоклаз
Омф – омфацит
Орт – ортит
Параг – парагонит
Пи – пироксен
Пир – пирит
Пироф – пирофиллит
Пистац – пистацит
Пл – плагиоклаз
Прен – пренит
Пш – полевой шпат
Пум – пумпеллиит
Пх – пирохлор
Пьем – пьемонтит
Риб – рибекит
Ро – роговая обманка
Ру – рутил
Рудн – рудные минералы
Сер – серицит
Силл – силлиманит
Скап – скаполит
Сл – слюда
Спес – спессартин

Став — ставролит
Стильп — стильпномелан
Трем — тремолит
Турм — турмалин
Флог — флогопит
Хл — хлорит
Хлтд — хлоритоид
Цеол — цеолиты
Цо — цоизит
Цр — циркон
Шп — шпинель
Эг — эгирин
Эп — эпидот

α*Кв* — альфа кварц, β*Кв* — бета кварц, *MgРиб* — магнезиальный рибекит, *MgХл* — магнезиальный хлорит, *MgГл* — магнезиальный глаукофан, *NaПл* — натриевый плагиоклаз, *NaАм* — натриевый амфибол, *FeГл* — ферроглаукофан, *MnГр* — марганцевый гранат.

Глава 1

ЭПИДОТЫ (КЛИНОЦОИЗИТ, ЭПИДОТ, ПЬЕМОНТИТ)

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛА

Статистическая обработка аналитического материала основана на применении некоторых методов математической статистики, изложенных в ряде работ (Хальд, 1956; Лукомский, 1958; Романовский, 1961; Урбах, 1964, и др.) и применяемых многими исследователями в области минералогии и петрографии (Вистелиус, 1956; *Chayes*, 1962; Добрецов, Пономарева, 1964; Кепежинскас, 1965, 1969; Миллер, Канн, 1965; *Chayes*, *Velde*, 1965; Волохов и др., 1966, и др.). Эта методика включает оценки средних, дисперсий, коэффициентов корреляции, их сравнение при помощи соответствующего критерия, вычисление дискриминантных функций и т. д.

Не разбирая подробно все разделы этой методики, остановимся лишь на некоторых замечаниях по поводу ее применения к решению минералогических задач.

При решении вопросов классификации, установления разрывов сместимости в изоморфных рядах минералов переменного состава, отнесения единичного анализа минерала к тому или иному парагенетическому типу и других с использованием максимального количества информации, содержащейся в данных химических анализов, в последнее время часто пользуются методом дискриминантных функций.

Дискриминантная функция D_x вида

$$D_x = b_1x_1 + b_2x_2 \ldots + b_nx_n + L \ldots \qquad (a)$$

представляет выражение гиперплоскости в n-мерном пространстве признаков, проведенной таким образом, что по одну сторону оказывается наибольшее количество объектов, принадлежащих к первой группе, а по другую — ко второй. Дискриминантная функция для равных ковариационных матриц предложена Фишером (*Phisher*, 1936), для неравных — Андерсоном и Бахадуром (*Anderson*, *Bahadur*, 1962). Если $D_x < 0$, то классифицируемый объект относится к первой груп-

пе, если $D_x \geq 0$, то – ко второй. Вероятность неправильной классификации равна

$$P = 1 - \Phi(d), \qquad (б)$$

где $\Phi(d)$ – функция нормального распределения.

Следует иметь в виду, что использование этой методики ограничено применением лишь к совокупностям, распределенным по нормальному закону, проверка которого на минералогическом материале, как правило, невозможна. Правда, некоторые исследователи (*Welch, Wimpress*, 1961; Левин, 1964; Волохов и др., 1966) указывают на возможность ее применения и к другим совокупностям. Однако в этом случае невозможно выяснить вероятность неправильной классификации. Помимо указанных ограничений эта методика настолько громоздка в отношении вычислений, что требует применения счетных машин.

Более проста в вычислении и не требует проверки закона распределения многомерной совокупности дискриминантная функция, предложенная М. Е. Деминой и О. М. Калининым (1967). Общий ее вид аналогичен формуле (а), где коэффициенты перед x_i вычисляются как

$$b_i = \frac{\bar{x}_1^i - \bar{x}_2^i}{S_i^2},$$

где

$$S_i^2 = \frac{(N_1 - 1) S_{i1}^2 + (N_2 - 1) S_{i2}^2}{N_1 + N_2 - 2};$$

$\bar{x}_1^i$, S_{i1}^2 – среднее значение и дисперсия i-го компонента в первой совокупности объемом N_1, а $\bar{x}_2^i$, S_{i2}^2 – то же, во второй совокупности.

Не возражая против общего вида коэффициентов b_i, мы считаем правильнее в качестве знаменателя использовать произведение средних квадратических отклонений i-го компонента в 1 и 2-й совокупностях. Ошибка классификации в этом случае будет определяться эмпирически.

Второе замечание относится к выяснению степени влияния различных типов изоморфизма на физические свойства минерала. В этом случае весьма заманчиво применение оценки путем сравнения коэффициентов прямолинейной множественной регрессии в стандартизованном масштабе (Лукомский, 1958). При вычислении этих коэффициентов устраняется неравноценность масштабов определения отдельных окислов (например, в эпидотах SiO_2 измеряется в десятках процентов, а TiO_2 – в сотых и десятых долях процента), а также соблюдается принцип "при прочих постоянных переменных", что в минералогии имеет первостепенное значение.

Тем не менее этот вопрос недостаточно разобран и остается спорным. Дело в том, что сумма коэффициентов содержания всех катионов представляет собой закрытую систему, т. е. изменение содержания одного из компонентов не может произойти без изменения содержания других компонентов. Поэтому коэффициенты в уравнениях регрессии в стандартизованном масштабе, строго говоря, здесь лишены того смысла, который обычно им приписывается: колебания содержаний одного компонента при постоянстве содержаний других невозможны.

Правильнее на наш взгляд другой путь. Поскольку речь идет об изоморфизме, т. е. замене одного компонента другим, в данном случае нужно учитывать и дополнительно входящий элемент, и заменяемый. Таким образом, степень влияния различных типов изоморфизма на физические свойства может быть оценена разностью между коэффициентами соответствующих катионов в обычном уравнении регрессии[1]. Например, для эпидотов $b_{Fe^{3+}}$ равно +0,0237, а $b_{Al} = -0{,}1052$ [уравнение (1.5)]. Отсюда разность $b_{Fe^{3+}} - b_{Al} = +0{,}129$. Это значит, что замена одной единицы Al в кристаллохимической формуле Fe^{3+} сопровождается увеличением показателя преломления на 0,129. Та же величина, рассчитанная для случая замены алюминия марганцем, равна ~0,10. Этим доказывается, что в данном типе изоморфизма степени влияния на показатели преломления Fe^{3+} и Mn^{3+} сопоставимы.

Другие замечания излагаются в описании соответствующих глав.

СТРУКТУРА И ИЗОМОРФИЗМ ЭПИДОТОВ И ПЬЕМОНТИТОВ

Структура эпидота

Первые рентгенометрические исследования минералов группы эпидота относятся к началу 30-х годов нашего столетия (*Gossner*,

[1] Это справедливо, если изоморфизм изовалентный. В случае гетеровалентного изоморфизма (например, $2Al \to 3Fe^{2+}$ это влияние соответственно оценивается разностью $2b_{Al} - 3b_{Fe^{2+}}$.

Mussgnung, 1930; *Bujov*, 1931; *Gossner, Reichel*, 1932; *Waldbauer, McCann*, 1935). Однако эти работы не шли далее установления параметров элементарной ячейки и определения пространственной группы симметрии. Детали структуры эпидота и родственных ему минералов оставались окончательно нерасшифрованными вплоть до 1953 г., когда вышла работа Н. В. Белова и И. М. Румановой.

В 1947 г. был предложен первый вариант структуры эпидота (*Ito*, 1947), в котором атомы алюминия были помещены не в октаэдры, а в тетраэдры наряду с атомами кремния. Однако эти работы Ито сразу были подвергнуты серьезной критике (Соболев, 1947; Белов, 1951; Белов, Руманова, 1953, 1954) и вскоре он сам отказался от предложенного им варианта.

Для расшифровки структуры эпидота большое значение имели работы В. С. Соболева (1946, 1947, 1949), в которых на основании обощения кристаллохимических данных по силикатам были сформулированы предположения об основных элементах этой структуры. В частности, В. С. Соболев, несмотря на ортосиликатное отношение $Si:O=1:4$ в эпидоте, впервые пришел к заключению о наличии в нем диортосиликатных групп. Этот вывод базировался на сопоставлении эпидота с родственным ему пумпеллиитом, в котором при том же числе катионов число атомов кислорода на единицу меньше из-за появления двух дополнительных групп OH. Сравнение твердости силикатов с различной координацией атомов алюминия дало В. С. Соболеву основание утверждать, что в эпидотах атомы алюминия находятся в шестерной, а не в четверной координации. Все эти предположения позднее полностью подтвердились.

Полная расшифровка структуры эпидота, произведенная Н. В. Беловым и И. М. Румановой (1953, 1954), а также независимо Ито с сотрудниками (*Ito, Morimoto, Sadanaga*, 1954), дала в обоих случаях практически идентичные результаты. Рентгенометрические исследования ортита показали, что он полностью повторяет структурный мотив эпидота (*Ueda*, 1955; Руманова, Николаева, 1959). Структура цоизита изучена Е. Г. Фесенко, И. М. Румановой и Н. В. Беловым (1955), показавшими, что она существенно не отличается от структуры эпидота. Параметры b и c обоих минералов почти неотличимы, а $2a \cdot \sin\beta$ моноклинного эпидота соответствует a ромбического цоизита. Соотношение между структурами этих двух минералов подобно соотношению моноклинных и ромбических пироксенов или моноклинных и ромбических амфиболов (Брэгг, Кларинбулл, 1967). На основании работ Н. В. Белова и И. М. Румановой (Белов, 1951; Белов, Руманова, 1953, 1954) относительно структуры эпидота можно сделать следующие основные выводы.

Подробные рентгенограммы подтверждают параметры моноклинной ячейки эпидота в наиболее распространенной (по Н. И. Кокшарову) установке: $a=8{,}89$ *кх*; $b=5{,}62$ *кх*, $c=10{,}23$ *кх*, $\beta=115°24'$.

Подтверждена голоэдрическая пространственная группа симметрии $C_{2h}^2=P\frac{2}{m}1$. В ячейке указанных размеров содержатся две "молекулы" (формульные единицы) $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}OH$.

Основу структуры эпидота (рис. 1) составляют тянущиеся вдоль оси b одинарные колонки из Al-октаэдров. К колонкам из Al_I-октаэдров тесно примыкают одиночные Fe-октаэдры, к колонкам из Al_I-полиэдры Ca_{II}; Al-колонки двух сортов соединены одиночными $[SiO_4]$-тетраэдрами и спаренными тетраэдрами (диортогруппами) $[Si_2O_7]$, а также полиэдрами Ca_I. Таким образом, эпидот – силикат смешанного типа: из трех атомов Si в его формуле два входят в группу $[Si_2O_7]$, а один – в $[SiO_4]$. Развернутая формула эпидота $Ca_2FeAl_2O(OH)[Si_2O_7][SiO_4]$; 12-й атом O, как и гидроксил OH, не входит в кремнекислородный радикал. Расстояния $Si-O$ в тетраэдрах заключаются в пределах 1,51–1,73 *кХ*; расстояние $Al-O$ в октаэдрах 1,85–1,95 *кХ*; расстояние $Fe-O$ в октаэдрах 1,92–2,22 *кХ*. Атомы Ca имеют по шесть расстояний до O, меньших 2,65 *кХ*, и еще два-три больших (до 3 *кХ*) по аналогии с тем, что обнаружено в диопсиде и других минералах. Цепочки из Al-октаэдров согласуются с вытянутостью кристаллов по осям b и с обычной штриховкой граней соответствующей зоны.

Химический состав и изоморфизм эпидотов и пьемонтитов

Химические анализы эпидотов и пьемонтитов приведены в Приложении 1, а их кристаллохимические формулы и железистость полученные путем пересчета анализов на $13O^{2-}$, в Приложении 2.

При решении всех типов задач из статистического изучения исключались анализы, в которых: содержание щелочей превышало 2 вес. %, приводилось суммарное железо, содержалось значительное количество примесей, сумма в анализе была больше 101 или меньше 99 (за исключением анализов *Myer*, 1966). Кроме того, для отдельных задач недостоверными считались анализы, в которых: 1) содержание $H_2O>5$ вес. % или количество OH-групп $>2{,}40$ фор-

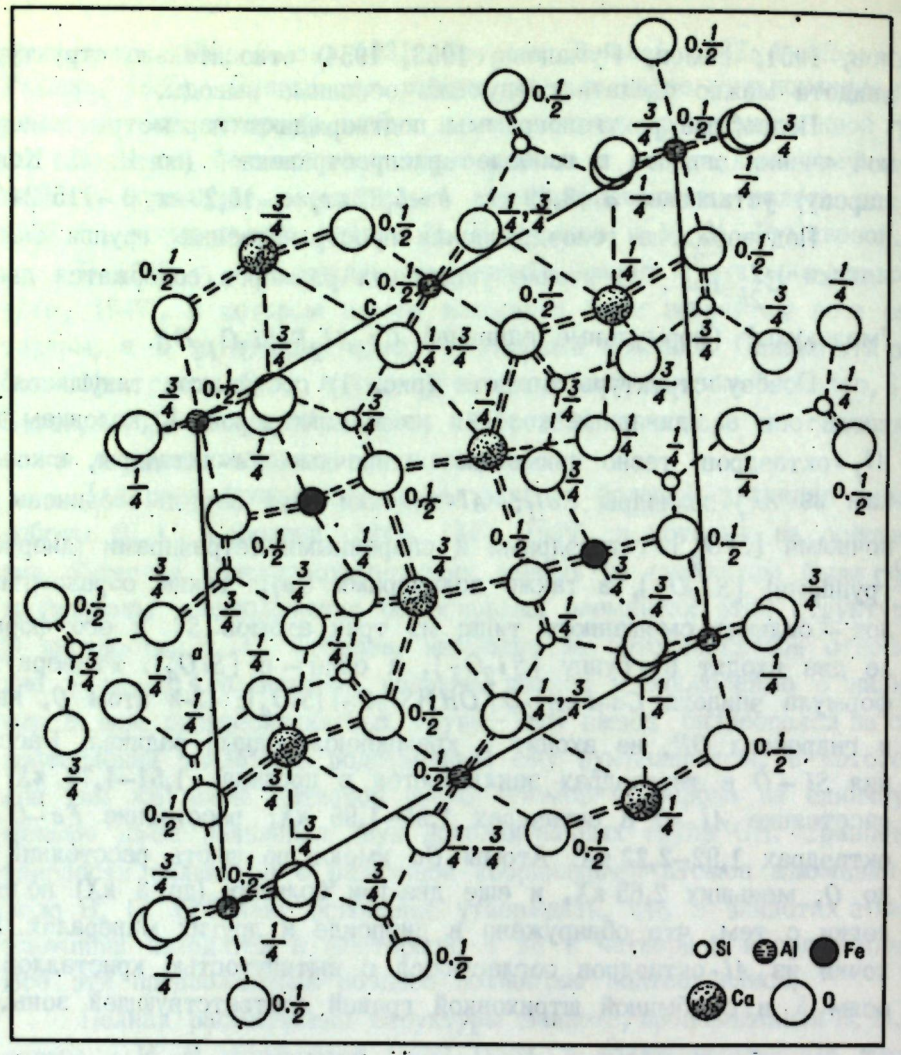


Рис. 1. Атомная структура эпидота по Н. В. Белову и И. М. Румановой (1954). Проекция элементарной ячейки на плоскость *xz*

мульных единиц (за исключением анализов эпидотов из глаукофансодержащих пород) и 2) не определялись ни H_2O^+, ни H_2O, ни потери при прокаливании. Из-за незначительного количества в статистической обработке не участвовали также эпидоты особого состава (Приложение 1, анализы 196–201). Общее представление о колебаниях химического состава дают кривые распределения главных ионов кристаллохимической формулы (рис. 2–4).

По содержанию *Si* все эпидоты и пьемонтиты укладываются в интервал 2,70–3,50 формульных единиц, причем 70% эпидотов и пье-

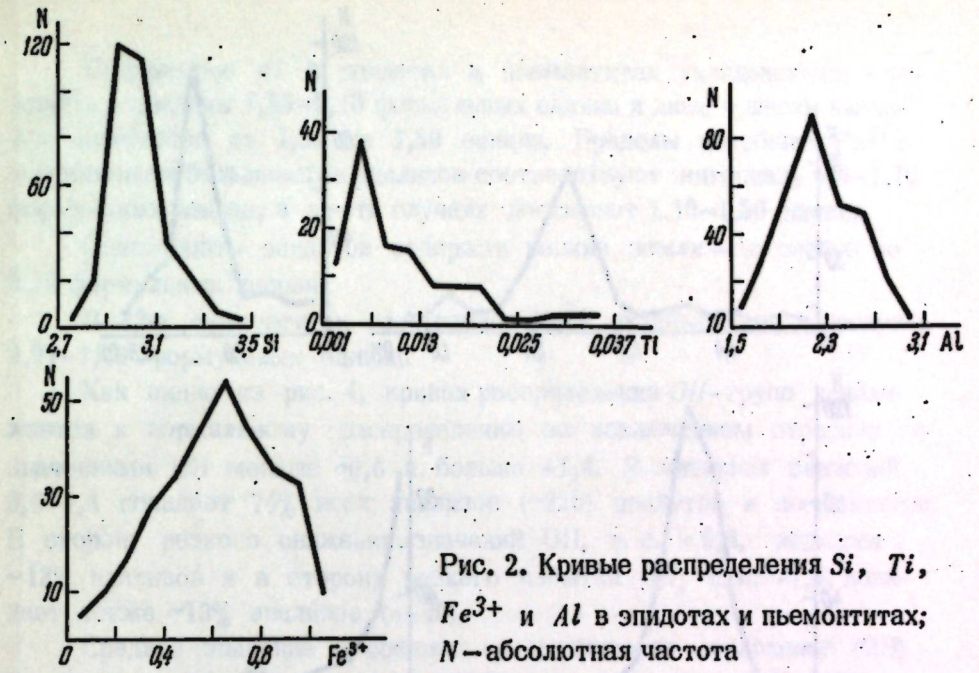


Рис. 2. Кривые распределения *Si*, *Ti*, Fe^{3+} и *Al* в эпидотах и пьемонтитах; *N* – абсолютная частота

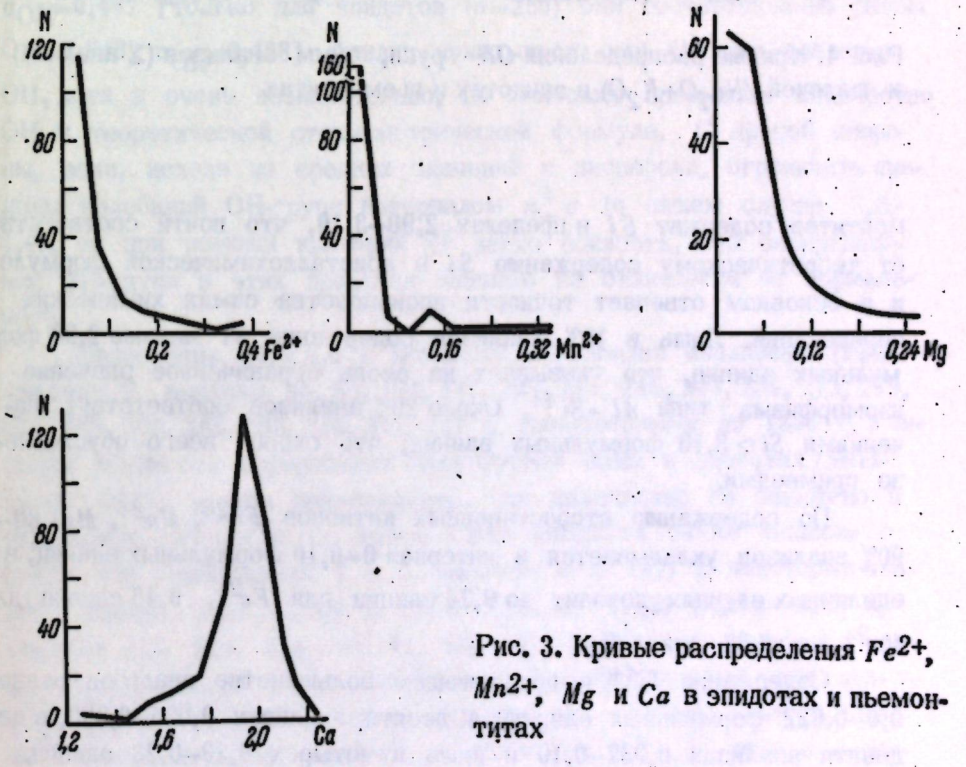


Рис. 3. Кривые распределения Fe^{2+}, Mn^{2+}, *Mg* и *Ca* в эпидотах и пьемонтитах

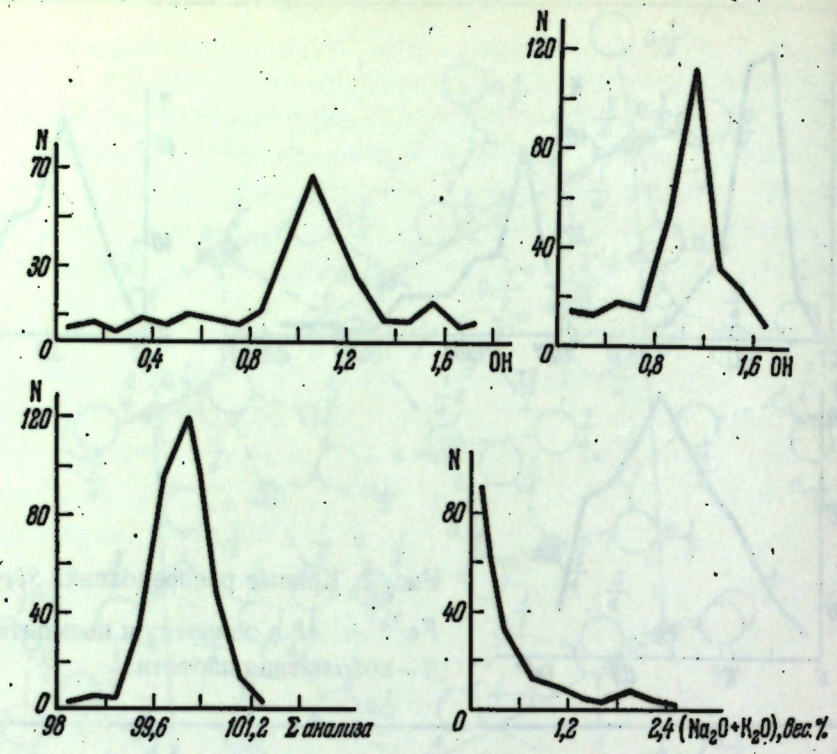


Рис. 4. Кривые распределения OH-групп, сумм анализов (Σ анализа) и щелочей (Na_2O+K_2O) в эпидотах и пьемонтитах

монтитов содержат Si в пределах 2,90–3,10, что почти соответствует теоретическому содержанию Si в кристаллохимической формуле и в основном отвечает точности производства самих химических определений. Лишь в 10% анализов содержание Si меньше 2,90 формульных единиц, что указывает на очень ограниченное значение изоморфизма типа $Al \rightarrow Si^{4+}$. Около 20% анализов соответствут значениями $Si > 3,10$ формульных единиц, что скорее всего обусловлено примесями.

По содержанию второстепенных катионов (Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg) 80–90% анализов укладывается в интервал 0–0,10 формульных единиц, в единичных случаях доходит до 0,74 единиц для Fe^{2+}, 0,46 единиц для Mn^{2+} и 0,38 для Mg.

Содержание Ti^{4+} в подавляющем большинстве анализов равно 0,0–0,022 формульных единиц, в десяти анализах 0,025–0,030, в девяти анализах 0,037–0,10 и лишь в четырех 0,10–0,23 единиц.

Содержание Al в эпидотах и пьемонтитах укладывается в основном в пределы 1,50–3,10 формульных единиц и лишь в шести анализах колеблется от 1,20 до 1,50 единиц. Пределы колебаний Fe^{3+} в подавляющем большинстве анализов соответствуют интервалу 0,0–1,10 формульных единиц, в шести случаях достигают 1,10–1,50 единиц.

Одиннадцать эпидотов содержат редкие земли – от следов до 0,10 формульных единиц.

В 32-х пьемонтитах содержание Mn^{3+} укладывается в пределы 0,01–1,40 формульных единиц.

Как видно из рис. 4, кривая распределения OH-групп приближается к нормальному распределению за исключением отрезков со значениями OH меньше ~0,6 и больше ~1,4. В интервал значений 0,6–1,4 попадает 74% всех анализов (~220) эпидотов и пьемонтитов. В сторону резкого снижения значений OH, т. е. <0,6, попадает ~13% анализов и в сторону резкого избытка OH, т. е. >1,4, попадает также ~13% анализов ($n \approx 40$).

Среднее значение и среднее квадратическое отклонение (OH) для эпидотов и пьемонтитов ($n \approx 300$) имеют значения: $OH = 1,032$, $\sigma_{OH} = 0,441$ [только для эпидотов ($n \approx 269$) они соответственно равны: $OH = 1,048$, $\sigma_{OH} = 0,438$]. Анализ показывает, что среднее значение OH, хотя и очень незначительно, по значению превышает количество OH в теоретической стехиометрической формуле. С другой стороны, если, исходя из средних значений и дисперсий, ограничить пределы колебаний OH-групп интервалом $x \pm \sigma$ (в нашем случае 0,6–1,4), то при помощи критерия χ^2 легко показать, что распределение OH-групп в этих пределах значимо не отличается от нормального.

Недостаток OH < 0,6 в основном обусловлен анализами (Приложение 2, анализы 45, 85, 124, 147, 207, 197, 246, 247, 239, 273, 279, 293, 295, 303, 308, 309, 310, 314, 321*), выполненными до 1930 г. Учитывая трудность определения структурной воды в эпидотах (*Smethurst*, 1935), можно предположить, что количество ее занижено в результате самого определения. Сюда попадают также анализы с примесями (Приложения 1 и 2, анализы 9 и 148) и некоторые анализы Майера (*Myer*, 1966) и Якоба (*Jakob*, 1948) (Приложение 2, анализы 223, 224, 225, 40, 41, 68, 96). Не следует забывать, что часть гидроксилов может замещаться фтором, который, как правило, не определяется. Таким образом, мы склонны считать, что недостаток OH-групп (особенно в области < 0,6) не связан с особенностями структуры или определенным типом изоморфизма, а обусловлен множеством других причин.

Избыток OH > 1,4 обусловлен также главным образом анализами, выполненными до 1930 г., в которых не проводилось разделение на H_2O^+ и H_2O^- и часто определялись вообще п.п.п. (Приложения 1 и 2, анализы 237, 277, 278, 272, 196, 296, 298, 304, 21*, 51*, 6, 32, 49 и др.). В эту группу анализов попадают определения и некоторых современных авторов (Приложения 1 и 2, анализы 186, 198, 107, 125, 133 и др.). Сюда относятся анализы с примесями (229* и 19*) и бо́льшая часть анализов Майера (*Myer*, 1966) (Приложения 1 и 2, анализы 34, 35, 69, 70, 71, 72, 97).

Следовательно, и избыток OH > 1,4 в основном обусловлен некачественностью анализов, примесями и пр. Однако надо отметить, что имеется группа анализов (Приложения 1 и 2, анализы 1, 65, 54, 55, 60, 61, 62, 63, 73), характеризующих эпидоты из глаукофансодержащих пород, с высоким средним содержанием OH-групп, равным 1,86 (1,47–2,52). В отношении среднего содержания OH эти эпидоты из глаукофансодержащих пород (подробнее см. раздел "Парагенетические типы эпидотов") – промежуточные между истинными эпидотами и пумпеллиитами. Возможно, это связано с условиями их образования, поскольку известно, что в низкотемпературной ступени лавсонит-глаукофановой фации эпидоты вытесняются пумпеллиитами.

Как правило, во всех эпидотах с избытком OH наблюдается недостаток Ca по сравнению с теоретическим содержанием.

В общем виде кристаллохимическая формула эпидотов и пьемонтитов может быть написана как $X_2Y_3Z_3O(OH)[Si_2O_7][SiO_4]$, где X подавляющее большинство исследователей принимает как Ca и в незначительной степени как Sr, Mn^{2+} и TR^{3+}, а в единичном случае как Pb; Y – главным образом Al и Fe^{3+} в эпидотах и Al, Mn^{3+}, Fe^{3+} в пьемонтитах, в резко подчиненном количестве Fe^{2+}, Mg, иногда Cr; Z – в основном рассматривается как Si^{4+}. Однако имеются и некоторые отклонения от общепринятой трактовки. Так, ряд авторов допускают замену части Ca^{2+} натрием и калием (Плошко, Богданова, 1963; *Strens*, 1964, и др.), а также двухвалентным железом (Плошко, Богданова, 1963). Некоторые исследователи допускают вхождение в группу Y незначительного количества Ti^{4+}, а в группу Z – Al^{3+}.

В табл. 1 приведены средние значения и средние квадратические отклонения главных ионов кристаллохимической формулы эпидотов и пьемонтитов. Для сравнения часть эпидотов пересчитывались дважды: сначала на $13O^{2-}$ и потом на 6 катионов в положении Y и Z.

Таблица 1

Средние содержания (верхняя строка) и средние квадратические отклонения (нижняя строка) главных ионов кристаллохимической формулы эпидотов и пьемонтитов

	Эпидоты (на $13O^{2-}$)		Эпидоты [на $6(Y+Z)$]		Пьемонтиты (на $13O^{2-}$)	
Si	3,012 0,103	269*	2,988 0,098	60	3,049 0,147	30
Ti	0,013 0,020	110	0,017 0,028	60	– –	
Al	2,283 0,300	269	2,300 0,312	60	1,857 0,309	30
Fe^{3+}	0,637 0,255	269	0,600 0,244	60	0,465 0,168	30
Fe^{2+}	0,046 0,057	110	0,043 0,054	60	– –	
Mn^{3+}	– –	–	– –	–	0,679 0,341	30
Mn^{2+}	0,024 0,057	170	0,010 0,010	60	0,093 0,084	16
Mg	0,064 0,092	100	0,060 0,074	60	0,059 0,082	23
Ca	1,936 0,135	269	1,907 0,156	60	1,860 0,260	30
OH	1,048 0,438	269	0,992 0,424	60	0,935 0,394	27

* Число анализов.

При сравнении среднего состава эпидотов, пересчитанных на $13O^{2-}$, с общепринятой стехиометрической формулой обнаруживается совпадение со значением, равным 3, содержания катионов в позиции Z, недостаток по сравнению со значением 2 среднего содер-

П 68304
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА

жания катионов в позиции X и избыток по сравнению с теоретическим содержанием ОН-групп и катионов в позиции Y. Отсюда видно, что для эпидотов в среднем сохраняется приблизительное постоянство шести катионов в позициях Y и Z. В связи с этим часть эпидотов, в которых определялись все окислы (за исключением TR_2O_3), пересчитывались на 6 катионов. Средний состав этих эпидотов приведен во второй графе табл. 1. Сравнение этого состава с теоретическим содержанием показывает идеальное совпадение среднего содержания катионов в положениях $Y + Z$ и ОН-групп с теоретическим содержанием и резкий недостаток катионов X.

Хуже согласуется с теоретическим составом средний состав пьемонтитов (табл. 1). Здесь мы видим недостаток по сравнению с теоретическим содержанием катионов в позиции X и гидроксильных групп, избыток катионов в позиции Z, и лишь среднее содержание катионов в позиции Y соответствует теоретическому содержанию.

Решение вопросов изоморфизма в эпидотах сводилось к проверке существующих гипотез на основе корреляционного анализа. Наиболее распространенные гипотезы рассматривают в качестве возможных типов изоморфизма следующие типы (Черник, 1907; *Eitel*, 1919; *Waldbauer, McCann*, 1935; *Lapham*, 1957; Плошко, Богданова, 1963; *Strens*, 1964, 1966; *Myer*, 1966, и др.):

1) $Al-Fe^{3+}$ (в эпидотах) и $Al-(Mn^{3+}, Fe^{3+})$ (в пьемонтитах),
2) $Al-Si^{4+}$,
3) $CaAl-(TR, Fe^{2+}, Mg)$,
4) $CaAl-(Mn^{2+}, Fe^{2+})Fe^{3+}$,
5) $(Na, K)^{+} - Ca^{2+}$ с компенсацией Al^{3+} на Si^{4+}.

Определяющим типом изоморфизма в эпидотах является безусловно изовалентный изоморфизм $Al \rightleftarrows Fe^{3+}$, который по существу исчерпывает все особенности его состава, определяет физические свойства и пр. Существование такого типа изоморфизма подтверждается наличием большой по абсолютной величине отрицательной связи между Fe^{3+} и Al (табл. 2), наличием больших отрицательных связей между содержанием Al и значениями физических свойств и положительных — между физическими свойствами и содержанием Fe^{3+} (табл. 3).

В пьемонтитах таким определяющим видом изоморфизма является изоморфизм типа $Al \rightleftarrows (Mn^{3+}, Fe^{3+})$.

Многие исследователи допускают замену Si^{4+} трехвалентным алюминием, однако Н. В. Белов (Белов, Руманова, 1953, 1954) категорически это отрицает. Исследования В. С. Соболева (1946) по

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между значениями главных ионов кристаллохимической формулы эпидотов и пьемонтитов

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mg	Ca	OH
Mn^{3+}	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	(0,10); 30		−0,82; 30	−0,40; 27		(−0,10); 16	(0,35); 23	(0,21); 30	(0,02); 27
OH	−0,431; 269	(0,04); 110	−0,137; 269	−0,17; 200	0,21; 110	(0,06); 31	0,30; 110	−0,35; 269	
	(0,04); 60	(0,18); 60	(−0,12); 110	(−0,11); 269	(0,09); 200				
	(−0,17); 27	—	(−0,12); 60	(0,04); 60	0,28; 60	(0,05); 60	(0,11); 60	(−0,24); 60	
			(−0,08); 27	(−0,34); 30	—	—	—	−0,52; 17	
Ca	−0,204; 269	−0,510; 110	0,48; 40	0,13; 269	−0,32; 110	−0,46; 40	−0,53; 100	(−0,31); 27	
	(−0,16); 110		(0,01); 269	(0,10); 110					
	(−0,07); 60	−0,66; 60	(0,23); 60	(0,06); 60	−0,77; 60	−0,27; 60	−0,67; 60		
	−0,45; 30	—	0,38; 27	(−0,17); 30	—	(−0,03); 16	(−0,18); 23		
	(−0,26); 17		(0,19); 30						
Mg	(−0,04); 100	0,365; 100	−0,275; 100	(0,02); 100	0,328; 100	0,41; 31			
	(−0,22); 60	0,45; 60	−0,40; 60	(0,15); 60	0,64; 60	(0,18); 60			
	(0,03); 23	—	(−0,38); 23	(−0,18); 23	—	—			

Таблица 2 (окончание)

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	
						Si
Mn^{2+}	(0,107); 170	0,66; 35 (−0,01); 67	−0,24; 67 (−0,12); 170	(0,01); 170	0,45; 40	Эпидоты (на $13O^{2-}$)
	(0,14); 60	0,29; 60	−0,45; 60	0,34; 60	0,38; 60	Эпидоты (на $6(Y+Z)$)
Fe^{2+}	(0,17); 16	—	(0,29); 16	(−0,42); 16	—	Пьемонтиты (на $13O^{2-}$)
	(−0,101); 110	0,484; 110	−0,261; 110	(0,041); 110		
	(0,014); 60	0,71; 60	−0,44; 60	(0,12); 60		
Fe^{3+}	—	—	—	—		
	0,202; 200	(0,008); 110	−0,852; 269			
	(0,093); 269					
	(0,14); 60	(0,04); 60	−0,89; 60			
	0,51; 17					
	(−0,06); 30	—	(−0,03); 30			
Al	−0,292; 269	−0,47; 35				
		(−0,162); 110				
	−0,38; 60	−0,35; 60				
	−0,40; 30	—				
Ti	0,208; 100					
	(0,14); 110					
	(0,24); 60					
	—					

n	r (для 5%-ного уровня значимости)	n	r (для 5%-ного уровня значимости)
269	0,12	35	0,34
200	0,15	31	0,36
170	0,16	30	0,36
110	0,19	27	0,38
100	0,20	23	0,41
67	0,25	17	0,46
60	0,26	16	0,50
40	0,32		

твердости минералов показало, что повышение координационного числа кристаллической решетки приводит к увеличению твердости. Тогда как твердость силикатов алюминия приближается к 7, твердость алюмосиликатов поднимается лишь к 6,5 и, как правило, ниже 6. Это с учетом структуры дало основание В. С. Соболеву утверждать, что в эпидотах *Al* обладает шестерной координацией. Однако наличие значимой отрицательной связи между *Al* и *Si* не исключает принципиально такую замену с возможной компенсацией зарядов по типу $O^{2-}-(OH)^{-}$. Но, как вытекает из разбора кривой распределения содержаний *Si* и его средних значений, этот тип изоморфизма имеет ничтожное значение.

Наличие значимых отрицательных коэффициентов корреляции между *Ca* и Fe^{2+}, *Mg*, между *Al* и Fe^{2+}, *Mg* и положительных между *Ca* и *Al* и Fe^{2+} и *Mg* подтверждает изоморфизм $CaAl-(TR, Fe^{2+}, Mg)$.

Как справедливо отметил В. С. Соболев (1949), в эпидотах Ca^{2+} не может замещаться Na^{+}. Появление здесь небольшого количества натрия возможно лишь при наличии *TR* с заменой по схеме $2Ca^{2+}-Na^{+}TR^{3+}$.

Наличие значимых отрицательных коэффициентов корреляции $CaFe^{2+}$, *CaTi*, $AlFe^{2+}$, *AlTi* и положительных *CaAl*, $Fe^{2+}Ti$ (табл. 2), говорит в пользу изоморфизма $CaAl-Fe^{2+}Ti$. Это подтверждается еще и тем фактом, что влияние на светопреломление и двупреломление *Ca* по абсолютной величине равно влиянию Fe^{2+}, но с противоположным знаком (табл. 3).

Помимо рассмотренных возможных типов изоморфизма следует обратить внимание и на наличие связей *Si* с Ti^{4+}, Fe^{3+}, *Ca* и *(OH)* с *Si*, Fe^{2+}, *Al*, *Mg*, и *Ca*. Не рассматривая подробно причины их появления, укажем, что значимость большинства из них зависит от типа выборки, числа анализов в ней и способа пересчета (например, *SiTi*, $SiFe^{3+}$, *SiCa* и т. д.), что отражено в табл. 2 в соответствующих строках[1].

---

[1] Если значимость коэффициента корреляции меняется от характера выборки и числа анализов в ней, то приводится самый большой по абсолютной величине коэффициент корреляции из всех значимых, а также дается и любой из нескольких незначимых коэффициентов.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЭПИДОТА

Зависимость физических свойств от состава

Показатели преломления и двупреломление

В данном разделе рассматриваются физические свойства минералов группы эпидота моноклинной сингонии, т. е. по наиболее употребляемой номенклатуре – клиноцоизитов, эпидотов и пьемонтитов. В ряду клиноцоизит–эпидот не отмечается разрыв. Все свойства изменяются непрерывно от маложелезистых клиноцоизитов до эпидотов. Следовательно, нет объективных критериев выделения этих разновидностей, и можно присоединиться к взглядам Майера (*Myer*, 1965), предложившего приписывать эпидоту номер, отвечающий значению его железистости – необходимого и главного параметра для представления состава этого ряда, наподобие номенклатуры плагиоклазов. При этом надо иметь в виду, что состав собственно эпидотов (клиноцоизитов и эпидотов в старом понимании) будет изменяться в пределах эпидот $F_{0,05}$—$F_{0,40}$, а пьемонтитов – в пределах $F_{0,20}$—$F_{0,70}$.

Изучением оптических свойств эпидотов занимались многие исследователи (*Eitel*, 1919; *Malmqvist*, 1929; *Short*, 1933; Соболев, 1949; *Johnston*, 1949; А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; *Lapham*, 1957; Трегер, 1958; *Marmo et al.*, 1959; *Seki*, 1959; *Myer*, 1966; *Strens*, 1966; *Burns*, *Strens*, 1967 и др.).

Малмквист, А. Н. Винчелл, Г. Винчелл и Стренс предполагали линейную зависимость показателей преломления и двупреломления от железистости эпидотов. Малмквист, используя около 20 точек, вывел уравнения прямолинейной зависимости этих величин от $[Fe_2O_3]$ (где $[Fe_2O_3] = \frac{Fe_2O_3}{\Sigma R_2O_3} \cdot 100$) в области 0–40 мол. %. Например, зависимость Ng от Fe_2O_3 имеет вид:

$$Ng = 1{,}7143 + 0{,}0018\,(Fe_2O_3). \qquad (1.1)$$

Примерно таких же взглядов придерживается Стренс (*Strens*, 1966). Однако, по его данным, показатели преломления эпидотов, особенно Np, с содержанием железа выше 0,85 отклоняются от линии, отображающей эффект вхождения Fe^{3+} на место Al, поскольку с его точки зрения значительное количество Fe^{3+} начинает входить в позиции цепочек. Линии зависимости показателей преломления

Ng и Np от Fe, проэкстраполированные в маложелезистую область, пересекаются вблизи 0,18 Fe, согласно повороту индикатрис около $Nm = b\,[010]$ в безжелезистых клиноцоизитах. Следовательно, при $Fe = 0{,}18$ эпидоты, по мнению Стренса, становятся изотропными с $Ng - Np = 0$, а в области еще меньшей железистости двупреломление становится "отрицательным", т. е. оси Ng и Np в кристалле меняются местами.

Согласно Трегеру (1958), зависимость показателей преломления и двупреломления эпидотов и железистости криволинейна, но возрастает с увеличением железистости.

По данным Дира с соавторами (1965), взглядов которого придерживается и Майер (*Myer*, 1966), показатели преломления и двупреломление увеличиваются с увеличением количества Fe^{3+}, замещающего Al, однако для выведения строгих соотношений этой зависимости в распоряжении Дира было мало анализов. По его данным, между 7 и 30 мол. % $Ca_2Fe^{3+}_3Si_3O_{12}(OH)$ зависимость прямолинейная, при экстраполяции в сторону показателей преломления менее железистых эпидотов возникает неопределенность, а в сторону железистых эпидотов зависимость показателей преломления и двупреломления становится криволинейной.

В отношение пьемонтитов, согласно взглядам Малмквиста (*Malmqvist*, 1929), Дира с соавторами (1965), Стренса (*Strens*, 1966) и других, влияние на показатели преломления изоморфизма $Al \to Mn^{3+}$ сходно с влиянием изоморфизма $Al \to Fe^{3+}$ в эпидотах, особенно в сравнительно маложелезистых пьемонтитах. По Диру с соавторами (1965), в случае $(Mn^{3+} + Fe^{3+})$ больше одной формульной единицы, резко изменяются показатели преломления пьемонтитов по сравнению с зависимостью для эпидотов, что может быть связано с замещением Al, входящего в цепи октаэдров AlO_6 и $AlO_4(OH)_2$ в структуре эпидота. По данным Стренса (*Strens*, 1966), имеется прямолинейная зависимость между показателями и составом пьемонтитов при $(Fe, Mn) = 0{,}8$–$1{,}5$ формульных единиц, хотя и со значительным разбросом. Влияние Mn^{3+} он оценивает вычитанием N эпидота из N пьемонтита, содержащих близкое количество Fe, и приходит к выводу о незначительном влиянии Mn^{3+} на показатели преломления.

Согласно взглядам Шота (*Short*, 1933) и Винчелла (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953), с ростом содержания Mn_2O_3 показатели преломления эпидотов понижаются, но зависимость остается прямолинейной.

Мармо с соавторами (*Marmo et al.*, 1959) на основании примерно семи точек предположили криволинейную зависимость показателей от значения $Mn^{3+}/(Mn^{3+}+Fe^{3+})$ в пьемонтитах, причем до значения 0,5 формульных единиц показатели повышаются. После значения $Mn^{3+}/(Mn^{3+}+Fe^{3+})>0,5$ светопреломление падает, однако для Np это происходит быстрее, чем для Ng, в связи с чем $Ng-Np$ увеличивается, но эта зависимость также криволинейна.

Заканчивая обзор взглядов, следует отметить, что самый существенный недостаток всех предшествующих гипотез – то, что они базируются на сравнительно малом количестве данных.

Вопрос о зависимости показателей преломления и двупреломления от состава нами решался на основе исходных данных, помещенных в Приложении 1 и 2. К сожалению, более или менее достоверными можно считать лишь 102 замера для эпидотов и 17 для пьемонтитов.

Установлены следующие пределы колебаний величин светопреломления и двупреломления:

для эпидотов $Ng=1,703-1,797$, $Nm=1,698-1,784$,
$Np=1,695-1,751$, $Ng-Np=0,004-0,053$;
для пьемонтитов 1,762–1,843, 1,750–1,807, 1,732–1,794,
0,029–0,067.

Общее представление о зависимости свойств, в частности светопреломления и двупреломления эпидотов и пьемонтитов от состава, дает табл. 3, в которой помещены парные коэффициенты корреляции между значениями главных ионов кристаллохимической формулы и физическими свойствами.

Обращают внимание очень высокие значения связи показателей и двупреломления с Al и Fe^{3+} в эпидотах и значительные по величине связи этих же параметров с Al, Fe^{3+} и Mn^{3+} в пьемонитах, что отражает главный тип изоморфизма $Al \to Fe^{3+} \to Mn^{3+}$ в этом ряду минералов. Влияние на свтопреломление и двупреломление Ca по абсолютной величине равно влиянию Fe^{2+}, но с противоположным знаком, что объясняется изоморфизмом типа $CaAl-Fe^{2+}Ti$ (?) или $CaAl-Fe^{2+}TR$. Связи рассматриваемых параметров с содержанием Si, Mg и OH незначимы.

Вычисление частных коэффициентов корреляции для пьемонитов показывает, что влияние на показатели преломления и двупреломление изоморфизма $Al \to Mn^{3+}$ приблизительно аналогично влиянию замещения $Al \to Fe^{3+}$: $\rho_{NgMn^{3+}/Fe^{3+}}=0,803$, $\rho_{NgFe^{3+}/Mn^{3+}}=0,671$, $\rho_{(Ng-Np)Fe^{3+}/Mn^{3+}}=0,254$, $\rho_{(Ng-Np)Mn^{3+}/Fe^{3+}}=0,381$.

Таблица 3

Парные коэффициенты корреляции между значениями главных коэффициентов кристаллохимической формулы и физическими свойствами эпидотов (верхняя строка) и пьемонтитов (нижняя строка)

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mg	Ca	OH	Mn^{3+}
Ng	(0,055)*; 102** (0,345); 17	0,279; 67 –	–0,902; 102 –0,784; 17	0,929; 102 (0,236); 17	0,464; 33 –	0,273; 67 –	(0,065); 85 –	–0,461; 33 (–0,322); 17	(0,089); 89 (–0,083); 17	– 0,625; 17
Np	(0,094); 102 (0,234); 17	0,305; 67 –	–0,810; 102 –0,747; 17	0,817; 102 (0,234); 17	0,489; 33 –	0,267; 67 –	(0,103); 85 –	–0,486; 33 –0,597; 17	(0,045); 89 (0,109); 17	– 0,571; 17
Ng–Np	(0,020); 102 (0,248); 17	(0,235); 67 –	–0,883; 102 (–0,359); 17	0,924; 102 (0,100); 17	0,409; 33 –	0,253; 67 –	(0,033); 85 –	–0,405; 33 (0,129); 17	(0,111); 89 (–0,218); 17	– (0,310); 17
D	(–0,057); 43 (–0,049); 13	– –	–0,690; 43 –0,630; 13	0,739; 43 (–0,032); 13	– –	– –	– –	0,428; 43 (0,060); 13	–0,280; 96 (0,112); 13	(0,513); 13
a_0	(0,166); 40 –	(0,219); 35 –	–0,860; 40 –	0,904; 40 –	(0,189); 40 –	(–0,217); 40 –	(0,215); 31 –	(–0,186); 40 –	(0,153); 31 –	– –
b_0	(0,080); 40 –	(0,080); 35 –	–0,839; 40 –	0,951; 40 –	(0,122); 40 –	(–0,265); 40 –	(0,097); 31 –	(–0,117); 40 –	(0,044); 31 –	– –
c_0	(0,101); 40 –	0,550; 35 –	–0,618; 40 –	0,475; 40 –	0,458; 40 –	0,338; 35 –	(0,316); 31 –	–0,425; 40 –	(0,168); 31 –	– –
V	(0,160); 40 –	(0,208); 35 –	–0,839; 40 –	0,915; 40 –	(0,189); 40 –	(–0,226); 40 –	(0,202); 31 –	(–0,185); 40 –	(0,051); 31 –	– –

* В скобках приведены коэффициенты корреляции, незначимые при уровне значимости 0,05.

** Число анализов.

На основе данных табл. 3 рассчитывались уравнения множественной прямолинейной регрессии.

Для эпидотов ($n=102$) эти уравнения имеют вид:

$$Ng=2{,}1552-0{,}0719\,Si-0{,}0598\,Al+0{,}0250\,Fe^{3+}-0{,}0144\,Fe^{2+}-0{,}0243\,Ca-0{,}0147\,OH\pm0{,}003; \quad (1.2)$$

$$Np=1{,}7944-0{,}0060\,Si-0{,}0126\,Al+0{,}0195\,Fe^{3+}-0{,}0069\,Fe^{2+}-0{,}0163\,Ca-0{,}0034\,OH\pm0{,}005; \quad (1.3)$$

$$Ng-Np=0{,}3608-0{,}0659\,Si-0{,}0473\,Al+0{,}00546\,Fe^{3+}-0{,}00755\,Fe^{2+}-0{,}00799\,Ca-0{,}0113\,OH\pm0{,}005. \quad (1.4)$$

Для пьемонтитов ($n=17$) они соответственно равны:

$$Ng=2{,}3492-0{,}1258\,Si-0{,}1052\,Al+0{,}0237\,Fe^{3+}+0{,}0241\,Ca-0{,}0227\,OH-0{,}0059\,Mn^{3+}\pm0{,}013; \quad (1.5)$$

$$Np=3{,}0764-0{,}2635\,Si-0{,}1447\,Al-0{,}0688\,Fe^{3+}-0{,}0690\,Ca-0{,}410\,(OH)-0{,}0903\,Mn^{3+}\pm0{,}008; \quad (1.6)$$

$$Ng-Np=-0{,}7311+0{,}1385\,Si+0{,}04004\,Al+0{,}0929\,Fe^{3+}+0{,}09324\,Ca+0{,}0184\,(OH)+0{,}0848\,Mn^{3+}\pm0{,}014. \quad (1.7)$$

Практическая проверка уравнений на основе 102 анализов дала следующие результаты:

Уравнение	Средняя арифметическая ошибка	Средняя геометрическая ошибка
(1.2)	±0,0056	±0,0074
(1.3)	±0,0038	±0,005
(1.4)	±0,0048	±0,005

По этим уравнениям легко оценить степень влияния различных типов изоморфизма на светопреломление и двупреломление. В частности, самым важным вопросом является выяснение соотношения степеней влияния изоморфизма типа $Al-Fe^{3+}$ и $Al-Mn^{3+}$. Из уравнения (1.5) просто высчитать, что замещение 0,1 формульной единицы Al соответствующим количеством Fe^{3+} при постоянстве содержания других компонентов повышает Ng пьемонтитов на 0,013. Аналогичное замещение Al трехвалентным марганцем приводит к повышению Ng пьемонтитов на 0,010, т. е. оно несколько меньше, хотя и соизмеримо по величине. То же замещение алюминия железом по данным уравнения (1.2) для эпидотов изменяет Ng на 0,0085. Расхождение величин связано с малой точностью уравнения (1.5). Таким образом, можно считать, что влияние Fe^{3+} и Mn^{3+} на показатели и двупреломление приблизительно одинаково.

В табл. 4 приведены парные коэффициенты корреляции между физическими свойствами и значениями железистости для эпидотов, пьемонтитов и эпидотов + пьемонтитов. На основе данных

Таблица 4

Парные коэффициенты корреляции между физическими свойствами и значениями железистости в минералах группы эпидота

	Железистость	Ng	Nm	Np	$Ng-Np$	D	a	b	c	V, Å^3
Эпидоты	F	0,802 101	0,770 90	0,723 101	0,786 101	0,574 94	0,923 43	0,942 43	0,568 43	0,926 43
Пьемонтиты	F'	0,810 18	0,767 12	0,755 18	(0,385) 18	(0,466) 18	–	–	–	–
Эпидоты + пьемонтиты	F^*	0,876 118	0,859 102	0,823 118	0,790 118	0,654 109	(0,269) 50	0,774 50	0,515 50	0,844 50

$F=\dfrac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Al}$; $F'=\dfrac{Fe^{3+}+Mn^{3+}}{Fe^{3+}+Mn^{3+}+Al}$; F^* это F эпидотов и F' пьемонтитов. Первая строка – парные коэффициенты корреляции; в скобках – незначимые при уровне значимости 0,05; вторая строка – число анализов.

табл. 3 и 4 рассчитаны уравнения прямолинейной регрессии. Для эпидотов они равны:

$$Ng=1{,}706+0{,}214\,F\pm0{,}014; \quad (1.8)$$

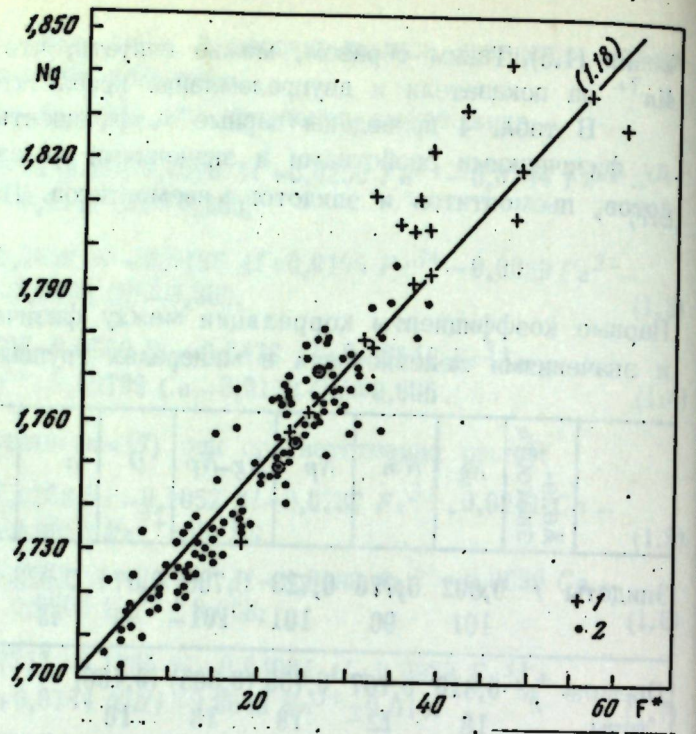
$$Nm=1{,}706+0{,}162\,F\pm0{,}012; \quad (1.9)$$

$$Np=1{,}706+0{,}082\,F\pm0{,}007; \quad (1.10)$$

$$Ng-Np=0{,}0005+0{,}1322\,F\pm0{,}009; \quad (1.11)$$

$$Ng=1{,}700+0{,}0849\,Fe^{3+}\pm0{,}008; \quad (1.12)$$

$$Ng-Np=0{,}0533\,Fe^{3+}-0{,}004\pm0{,}005; \quad (1.13)$$



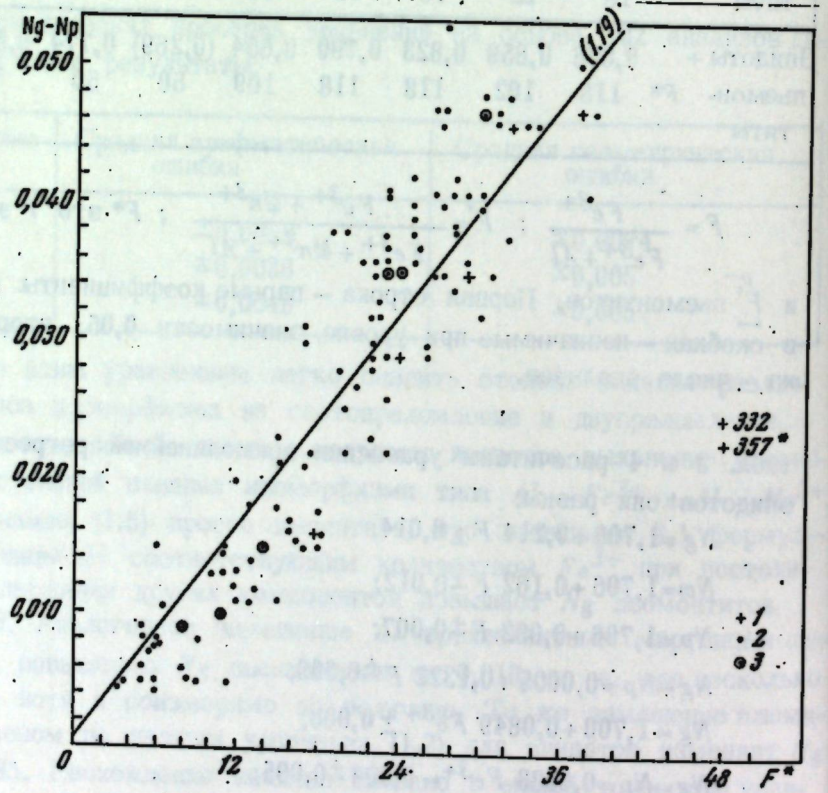
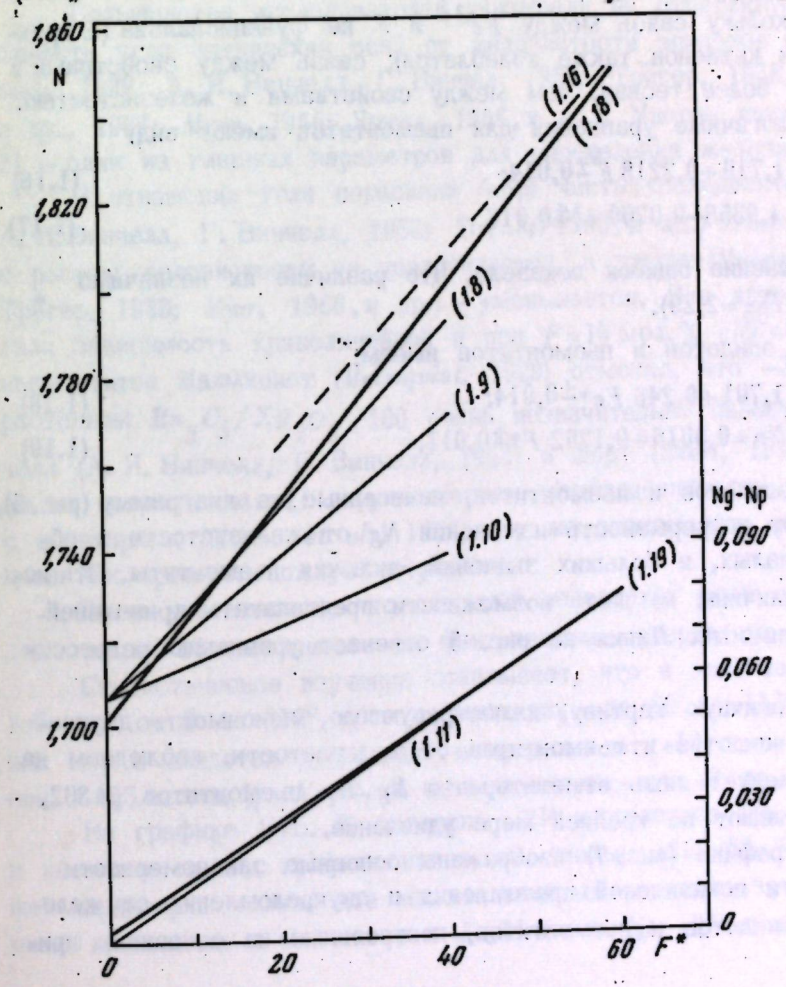


Рис. 5. Зависимость светопреломления *(Ng)* от железистости *(F*)* в эпидотах и пьемонтитах
1 – пьемонтиты, 2 – эпидоты, (1.18) – линия регрессии, отвечающая уравнению (1.18)

Рис. 6. Зависимость двупреломления *(Ng–Np)* от железистости *(F*)* в эпидотах и пьемонтитах
1 – пьемонтиты, 2 – эпидоты, 3 – несколько эпидотов с одинаковым значением *Ng–Np* и *F**

Рис. 7. Сравнение линий регрессии, отображающих зависимость показателей преломления от железистости для эпидотов [линии (1.8), (1.9), (1.10)], пьемонтитов (1.16), эпидотов + пьемонтитов (1.18), а также зависимость двупреломления *(Ng–Np)* от железистости для эпидотов (1.11) и эпидотов + пьемонтитов (1.19)



$Ng = 1,916 - 0,0705\ Al \pm 0,010;$ (1.14)

$Ng - Np = 0,1303 - 0,0436\ Al \pm 0,007.$ (1.15)

Ошибка в уравнениях (1.8) и (1.11) больше по сравнению с ошибками уравнений (1.12), (1.14) и (1.13), (1.16). Значимое отличие этих уравнений по ошибкам подтверждается вычислением критерия Фишера:

Уравнения	(1.8)–(1.12)	(1.8)–1.14)	(1.11)–(1.13)	(1.11)–(1.15)
F-критерий (вычисленный)	3,06	1,96	3,24	1,65

$F_{05} = 1,39$ (100, 100).

Поскольку связь между Fe^{3+} и F не функциональна (Σ трехвалентных катионов также колеблется), связь между свойствами и $Fe^{3+}(Al)$ более тесная, чем между свойствами и железистостью.

Аналогичные уравнения для пьемонтитов имеют вид:

$Ng = 1,719 + 0,2218\ F^{y} \pm 0,014;$ (1.16)

$Ng = 1,9356 - 0,0700\ Al \pm 0,016.$ (1.17)

Сравнение ошибок показало, что различие их незначимо ($F = 1,30$, $F_{05} = 2,29$).

Для эпидотов и пьемонтитов имеем:

$Ng = 1,701 + 0,246\ Fe^{*} \pm 0,014;$ (1.18)

$Ng - Np = 0,0016 + 0,1292\ F^{*} \pm 0,011.$ (1.19)

Ng эпидотов и пьемонтитов, нанесенные на диаграмму (рис. 5), показывают непрерывность изменения Ng от железистости в области и малых, и больших значений, включая пьемонтиты. Эти исходные величины не дают возможности предполагать криволинейную зависимость. Линия на рис. 5 отвечает уравнению регрессии (1.18).

Аналогичную картину, иллюстрирующую зависимость двупреломления эпидотов и пьемонтитов от железистости, наблюдаем на рис. 6. Следует лишь отметить, что $Ng - Np$ пьемонтитов (№ 332, 357*), вызывают по крайней мере удивление.

На графике (рис. 7) изображены основные закономерности зависимости показателей преломления и двупреломления от железистости эпидотов и пьемонтитов, построенные на основании приведенных выше прямолинейных уравнений регрессии. Сравнение линий регрессии $Ng = f(F)$ и $Ng - Np = f'(F)$ для эпидотов, пьемонтитов и эпидотов + пьемонтитов F- и t-критериями (Урбах, 1964, стр. 310) показало, что значимых различий между ними нет. В частности, для уравнений (1.8) и (1.16) $F = 1,20$, $F_{05} = 1,36$, $t = 0,2$, $t_{05} = 1,97$, так что линии, отвечающие уравнениям (1.18) и (1.19), отображают общую зависимость Ng и $Ng - Np$ эпидотов (включая пьемотиты) от железистости.

Из графика (рис. 7) вытекает также другая важная закономерность. При $F = 0$ эпидоты становятся изотропными, т. е. $Ng = Nm = Np = 1,706$.

Угол оптических осей ($2V$) и угол погасания (cNp)

Большинство исследователей указывали на отчетливую зависимость угла оптических осей от железистости эпидотов (*Malmqvist*, 1929; А. Н. Винчелл, Г. Винчел, 1953; Трёгер, 1958; Дир и др., 1965; *Myer*, 1966; *Strens*, 1966, и др.). Многие считают, что $2V$ – один из главных параметров для определения железистости.

В отношении угла погасания (cNp) часть исследователей (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; *Strens*, 1966, и др.) считали, что с ростом железистости он увеличивается, а другие (*Malmqvist*, 1929; Трёгер, 1958; *Myer*, 1966, и др.) – уменьшается. Все авторы полагали зависимость криволинейной и при $F \approx 10$ мол. % $cNp = 0$. Для пьемонтитов Малмквист (*Malmqvist*, 1929) отметил, что $-2V$ с возрастанием $Mn_2O_3/\Sigma R_2O_3 \cdot 100$ очень незначительно падает, Винчелл (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953) и Шорт (*Short*, 1933) указали на возрастание $+2V$ с увеличением марганцовистости, а Мармо с соавторами (*Marmo et al.*, 1959) эту же зависимость рассматривали как противоположную последним.

Выше указывалось, что основной недостаток всех этих взглядов – малая обоснованность их фактическим материалом.

Статистическое изучение показывает, что в эпидотах $+2V$ колеблется от 0 до 116°, а в пьемонтитах – от 69 до 113°. Колебания cNp в эпидотах происходят в пределах от +10 до –12, причем при $F \approx 15$ атомн. % $cNp = 0$, а в пьемонтитах – от +2 до –7°.

На графике (рис. 8) нанесены $+2V$ и железистость эпидотов и пьемонтитов. Из графика видно, что малые $+2V$ (80–70° и меньше) характерны только для маложелезистых эпидотов за исключением нескольких пьемонтитов с $F \leqslant 14$ атомн. %; $+2V$ приблизитель-

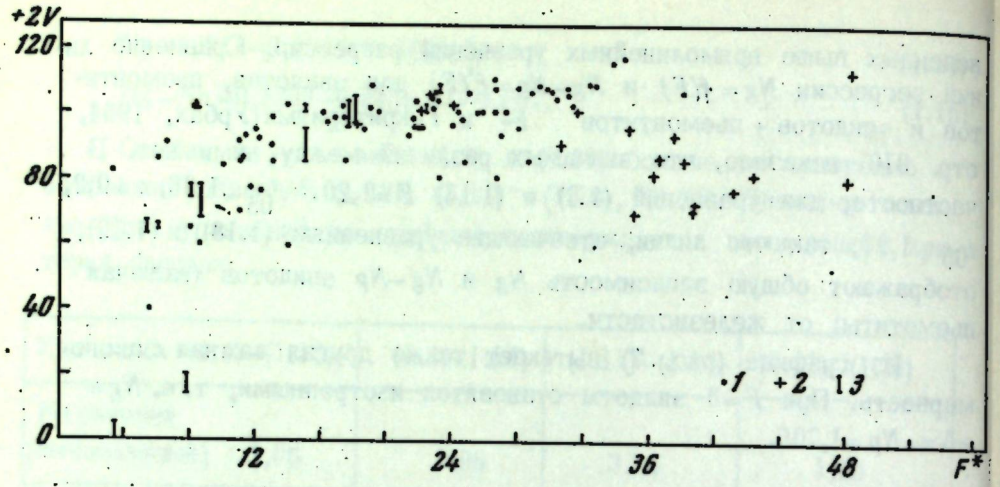


Рис. 8. Изменение угла оптических осей (+2*V*) в зависимости от изменения железистости (*F**) в эпидотах и пьемонтитах
1 – эпидоты, 2 – пьемонтиты, 3 – пределы колебания значений +2*V* в одном минерале

но постоянны при значениях ~100±10°, что, возможно, связано со значительным разбросом вследствие ошибки определения столь больших значений 2*V*.

Четкая зависимость *cNp* от железистости также не наблюдается (рис. 9).

На рис. 10 приведена оптическая ориентировка минералов группы эпидота. Эпидоты с ориентировкой типа А, как правило, оптически положительны, с ориентировкой типа Б – чаще оптически отрицательны. Пьемонтиты имеют ориентировку типа Б, но чаще они оптически положительны.

Прочие оптические свойства

Цвет – реакция глаз к излучению в видимой области электромагнитного спектра (~4000–7000 А). По мнению Барнса и Стренса (*Burns, Strens*, 1967), цвет эпидотов и многих других силикатов обусловлен присутствием переходных металлов ионов в структуре. Когда эти ионы встречаются в искаженных координационных позициях, поляризованное излучение абсорбируется в различной степени вдоль разных направлений, приводя к плеохроизму. С точки зрения Стренса (*Strens*, 1966), цвет *Al–Fe*- эпидотов зависит от содержания железа и обычно изменяется от бесцветного (0,2*Fe*)

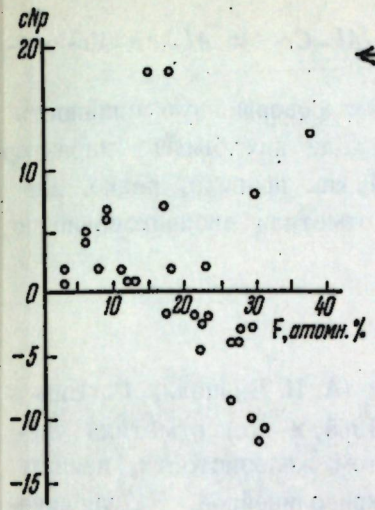
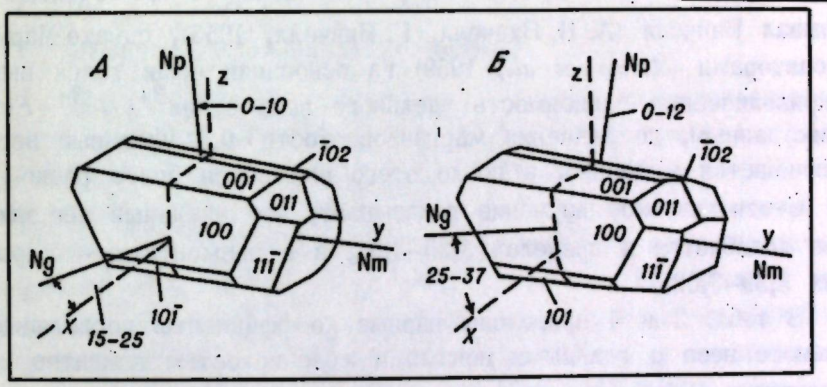


Рис. 9. Колебание углов погасания (*cNp*) эпидотов в зависимости от железистости (*F*)

Рис. 10. Оптическая ориентировка эпидотов и пьемонтитов. Эпидоты с ориентировкой типа А, как правило, оптически положительны, с ориентировкой типа Б – чаще оптически отрицательны.
Пьемонтиты имеют ориентировку типа Б, но чаще оптически положительны



через зеленовато-желтый (0,5*Fe*) и желтовато-зеленый (0,8*Fe*) к темно-зеленому (1,1*Fe*). Эпидоты по Стренсу, образованные при высоких температурах, обычно более окрашены по сравнению с эпидотами, образованными при низких температурах. В *Al–Fe–Mn* серии очень небольшое количество Mn_2O_3 (0,2%) придает заметный розовый цвет цоизиту. Витамит *Глен–Кое* (*Hutton*, 1938) с 0,96% Mn_2O_3 сильно плеохроирует в тонком срезе.

Таким образом, собственно эпидоты, как правило, бывают бесцветными, светло-желтыми, зелеными и серыми. В шлифах бесцветными или желтовато-зелеными. Плеохроизм: по *Np*–бесцветный, светло-желтый, светло-зеленый, по *Nm*–зеленовато-желтый, по *Ng*–желтовато-зеленый.

Пьемонтиты обычно окрашены в красно-бурый и темный цвет, в шлифах – в фиолетовый или розовый. Плеохроизм: по *Np*–желтый,

3 283

по Nm – аметистовый, по Ng – красный. Al–Cr- и Al–Fe–Mn- эпидоты плеохроируют в более ярких тонах.

Эпидоты и пьемонтиты обнаруживают совершенную спайность по {001} и слабую случайную по {100}. Для них бывают характерны полисинтетические двойники по {100}, как правило, редко. Ди Руддер и Бек (*De Rudder, Beck*, 1963) отметили двойникование по $\{10\bar{1}\}$ в безжелезистом клиноцоизите.

Удельный вес

Все предшествующие исследователи (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Трёгер, 1958; Дир и др., 1965, и др.) отметили увеличение удельного веса эпидотов с ростом железистости, причем Трёгер (1958) считал эту зависимость криволинейной. На увеличение удельного веса с ростом содержания Mn_2O_3 в пьемонтитах указывал Винчелл (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953), однако Мармо с соавторами (*Marmo et al.*, 1959) на основании семи точек вывели криволинейную зависимость удельного веса от $Mn^{3+}/Mn^{3+}+Fe^{3+}$. По их данным, до значения марганцовистости ~0,5 удельный вес увеличивается медленно, а после этого снижается более резко.

Статистическое изучение показывает, что удельный вес эпидотов колеблется в пределах 3,20–3,55, а в пьемонтитах – в пределах 3,39–3,52.

В табл. 3 и 4 приведены парные коэффициенты корреляции удельного веса с главными ионами и железистостью эпидотов и пьемонтитов. Обращает внимание наличие значительной по величине связи между удельным весом и Al и Fe^{3+}, наличие значимой положительной связи удельного веса (D) и Ca и отрицательной – между D и OH в эпидотах. Коэффициент корреляции D и Mn^{3+} в пьемонтитах незначим. Однако частный коэффициент корреляции между D и Mn^{3+} при постоянном значении Fe^{3+} значим:

$$\rho_{DMn^{3+}/Fe^{3+}} = 0{,}823.$$

На основе данных табл. 3 рассчитаны уравнения множественной прямолинейной регрессии для эпидотов (1.20) и пьемонтитов (1.21):

$$D = 3{,}424 - 0{,}0595\,Si + 0{,}009\,Al + 0{,}199\,Fe^{3+} + 0{,}019\,Ca - 0{,}036\,(OH) \pm 0{,}050; \quad (1.20)$$

$$D = 6{,}0899 - 0{,}5303\,Si - 0{,}4078\,Al - 0{,}2052\,Fe^{3+} + 0{,}0332\,Ca - 0{,}0713\,(OH) - 0{,}2375\,Mn^{3+} \pm 0{,}019. \quad (1.21)$$

Как указывалось, по этим уравнениям легко оценить степень влияния различных типов изоморфизма на изменения удельного веса эпидотов и пьемонтитов.

На рис. 11 изображена зависимость удельного веса от железистости эпидотов и пьемонтитов. Линия (1.22) отвечает уравнению прямолинейной регрессии для эпидотов, линия (1.23) – для пьемонтитов:

$$D = 3{,}297 + 0{,}4545\,F \pm 0{,}053; \quad (1.22)$$

$$D = 3{,}300 + 0{,}442\,F^{*} \pm 0{,}052. \quad (1.23)$$

Сравнение ошибок этих уравнений по F-критерию и самих линий регрессии (Урбах, 1964) показывает, что значимых различий нет и уравнения совпадают. Это подтверждает непрерывность изменения удельного веса от железистости в ряду эпидот–пьемонтит.

Параметры элементарной ячейки

Первые сведения, относящиеся к зависимости параметров элементарной ячейки от состава, сообщены в работах Секи (*Seki*, 1959), Майера (*Myer*, 1965, 1966) и Стренса (*Strens*, 1966). Все они подчеркивают увеличение параметров решетки с ростом железистости, но в интерпретации данных имеются и незначительные вариации. Так, Майер (*Myer*, 1965) на основе 10 анализов эпидотов, сопровождавшихся измерением параметров элементарной ячейки, предположил, что параметры ячейки (a, b, V) систематически увеличиваются с увеличением Fe_x^{3+}. Под Fe_x^{3+} Майер подразумевает количество железа в немарганцовистых эпидотах, согласно формуле $Ca_2(Al_{1-x}, Fe_x^{3+})_3Si_3O_{12}(OH)$. Он предполагает, что ось c_0 связана с Fe_x^{3+} слабо и зависимость криволинейна. На его графике зависимость параметров элементарной ячейки от Fe_x^{3+} отображают линии, вычерченные на основе уравнений прямолинейной регрессии типа: $Fe_x^{3+} = -80{,}581 + 9{,}086a$. Еще по 20-ти анализам Майер (*Myer*, 1966) отмечает, что эти основные закономерности сохраняются.

Не возражая против основной закономерности Майера, отметим, что определение параметров элементарной ячейки по Fe_x^{3+} на основе его уравнений регрессии (как и линиям на графике) было бы справедливым лишь при наличии функциональной зависимости параметра (y) от $Fe_x^{3+}(x)$. При отсутствии полной корреляции ($r_{xy} \neq 1$) коэффициенты линейной регрессии $b_{y/x}$ и $b_{x/y}$ не просто

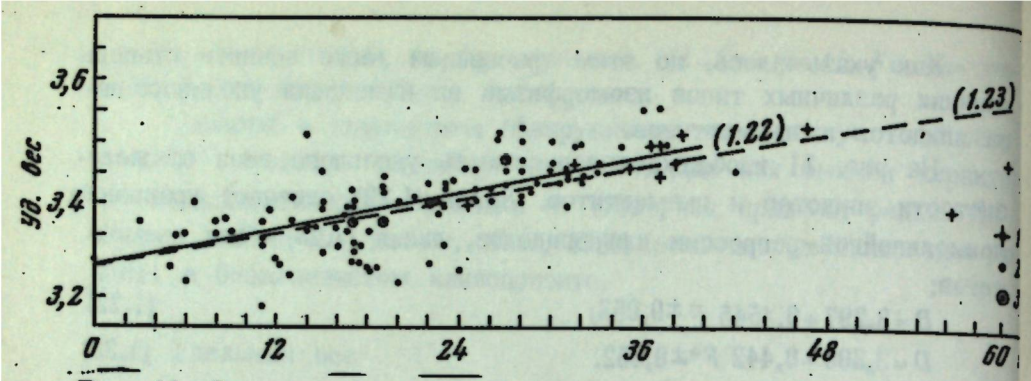


Рис. 11. Зависимость удельного веса от железистости (F^*) в эпидотах и пьемонтитах

1 – пьемонтиты, 2 – эпидоты, 3 – несколько эпидотов с одинаковыми удельными весами и железистостью

обратные (т. е. $b_{x/y} \neq 1/b_{y/x}$), поэтому, используя одни и те же данные, в общем случае ($r_{xy} \neq 1$) получаем два уравнения (для прямой и обратной задачи соответственно).

Стренс (*Strens*, 1966) отметил увеличение всех параметров элементарной ячейки *(a, b, c, V)* с ростом содержания железа в эпидотах; при этом зависимость прямолинейна. Он также отметил тенденцию сокращения параметров *c* и *a* и увеличения *b* от содержания *Mn* в минералах *Al–Fe–Mn* серии.

В табл. 5 приведены параметры элементарной ячейки, с использованием которых решались вопросы зависимости их от состава в эпидотах и пьемонтитах. Коэффициенты корреляции, характеризующие силу и направление связи между параметрами ячейки и составом, приведены в таб. 3 и 4. На их основе рассчитаны уравнения прямолинейной регрессии, позволяющие, с одной стороны, оценить степень влияния того или иного типа изоморфизма, а с другой – контролировать надежность получаемых параметров ячейки. Такие уравнения для эпидотов имеют вид:

$$a_0 = 8{,}9011 - 0{,}00007\,Si + 0{,}0366\,Ti - 0{,}0163\,Al + 0{,}0238\,Fe^{3+} - 0{,}00914\,Fe^{2+} - 0{,}0703\,Mn^{2+} + 0{,}0067\,Ca \pm 0{,}0029\ \text{A}; \quad (1.24)$$

$$b_0 = 5{,}6320 - 0{,}0072\,Si + 0{,}0078\,Ti - 0{,}0235\,Al + 0{,}0528\,Fe^{3+} + 0{,}00915\,Fe^{2+} - 0{,}0958\,Mn^{2+} + 0{,}0187\,Ca \pm 0{,}0043\ \text{A}; \quad (1.25)$$

$$c_0 = 10{,}1766 + 0{,}0071\,Si + 0{,}0484\,Ti - 0{,}0119\,Al + 0{,}0080\,Fe^{3+} - 0{,}00205\,Fe^{2+} + 0{,}1347\,Mn^{2+} - 0{,}0089\,Ca \pm 0{,}008\ \text{A}; \quad (1.26)$$

Таблица 5

Параметры элементарной ячейки эпидотов и пьемонтитов (Анализы по Приложению 1)

Анализ	a, Å	b, Å	c, Å	V, Å³	Анализ	a, Å	b, Å	c, Å	V, Å³
Эпидоты					Эпидоты				
1	8,87	5,59	10,15	452,92	73	8,87	5,59	10,15	452,0
4	8,877	5,610	10,174	457,69	96	8,874	5,596	10,153	454,99
14*	8,907	5,660	10,180	463,63	97	8,901	5,643	10,166	461,21
33	8,892	5,625	10,157	458,81	138	8,88	5,61	10,17	456,0
34	8,888	5,629	10,161	459,09	168	8,872	5,590	10,149	454,25
35	8,896	5,628	10,166	459,36	169	8,879	5,603	10,151	455,93
36	8,880	5,607	10,154	456,45	170	8,883	5,608	10,151	456,70
37	8,886	5,608	10,155	456,77	171	8,886	5,606	10,155	456,61
38	8,887	5,615	10,161	457,81	172	8,889	5,621	10,161	458,44
39	8,885	5,625	10,153	458,34	173	8,893	5,634	10,159	459,73
40	8,886	5,621	10,157	458,09	174	8,898	5,635	10,164	460,22
41	8,899	5,639	10,166	460,87	175	8,898	5,631	10,163	459,94
52	8,90	5,63	10,18	460	176	8,904	5,649	10,173	462,04
53	8,89	5,63	10,17	459	179	8,876	5,605	10,150	454,47
54	8,90	5,63	10,18	460	180	8,884	5,607	10,135	454,36
55	8,89	5,62	10,17	459	182	8,884	5,608	10,155	455,34
56	8,90	5,63	10,18	461	226	8,90	5,66	10,13	459,26
57	8,886	5,620	10,159	458,15	227**	8,90	5,63	10,20	460
58	8,893	5,626	10,157	458,99	Пьемонтиты				
59	8,886	5,620	10,159	458,15	329	8,89	5,67	10,17	461,86
65	8,89	5,63	10,19	459	330	8,88	5,66	10,16	464,67
68	8,879	5,609	10,154	456,68	337	8,89	5,67	10,22	464,80
69	8,889	5,625	10,154	458,55	338	8,87	5,66	10,15	459,86
70	8,891	5,622	10,156	458,44	340	8,87	5,65	10,17	460
71	8,902	5,635	10,164	460,49	351	8,85	5,68	10,18	460,56
72	8,884	5,613	10,155	457,41	353**	8,88	5,56	10,24	455,01

* Рентгеновские данные по Майеру (*Myer*, 1966).

** Рентгеновские данные ненадежны.

Угол β в пределах 115°17′–115°36′.

$$V = 460{,}051 - 0{,}7816\,Si + 10{,}491\,Ti - 1{,}951\,Al + 7{,}371\,Fe^{3+} - 4{,}070\,Fe^{2+} + 3{,}276\,Mn^{2+} + 0{,}497\,Ca \pm 0{,}550\ \text{Å}. \quad (1.27)$$

Практическая проверка этих уравнений на основе 43 анализов дала следующие результаты:

Уравнение	Средняя арифметическая ошибка	Средняя геометрическая ошибка
(1.24)	±0,0025	±0,0033
(1.25)	±0,0036	±0,0047
(1.26)	±0,005	±0,009
(1.27)	±0,80	±1,40

К сожалению, из-за недостатка данных по пьемонтитам нельзя вывести аналогичные уравнения.

Рис. 12 иллюстрирует зависимость параметров элементарной ячейки от железистостости для эпидотов и пьемонтитов. Линии для эпидотов и пьемонтитов отвечают прямолинейным уравнениям регрессии, высчитанным на основе данных таб. 4:

$$a_0' = 8{,}8648 + 0{,}1194\,F \pm 0{,}0036\ \text{Å}; \quad (1.28)$$

$$b_0 = 5{,}5781 + 0{,}2149\,F \pm 0{,}0055\ \text{Å}; \quad (1.29)$$

$$c_0 = 10{,}1425 + 0{,}0904\,F \pm 0{,}0095\ \text{Å}; \quad (1.30)$$

$$V = 451{,}984 + 30{,}663\,F \pm 0{,}91\ \text{Å}^3. \quad (1.31)$$

Ясно видно, что точки параметра a_0' пьемонтитов ложатся ниже линии эпидотов. Наблюдается некоторое увеличение параметров b_0' и V с ростом Mn^{3+}, а параметр c_0 ведет себя аналогичным образом по сравнению с таковым для эпидотов. Более отчетливо эти закономерности проявляются при сравнении коэффициентов корреляции между параметрами и железистостью для эпидотов, с одной стороны, и эпидотов + пьемонтитов, с другой (см. табл. 4). Исходя из этих положений, мы рассчитали уравнения прямолинейной зависимости между параметрами b_0, c_0 и V и железистостью эпидотов + пьемонтитов:

$$b_0' = 5{,}5818 + 0{,}1925\,F^* \pm 0{,}0147\ \text{Å}; \quad (1.32)$$

$$c_0' = 10{,}1419 + 0{,}09798\,F^* \pm 0{,}015\ \text{Å}; \quad (1.33)$$

$$V = 453{,}032 + 24{,}446\,F^* \pm 1{,}446\ \text{Å}. \quad (1.34)$$

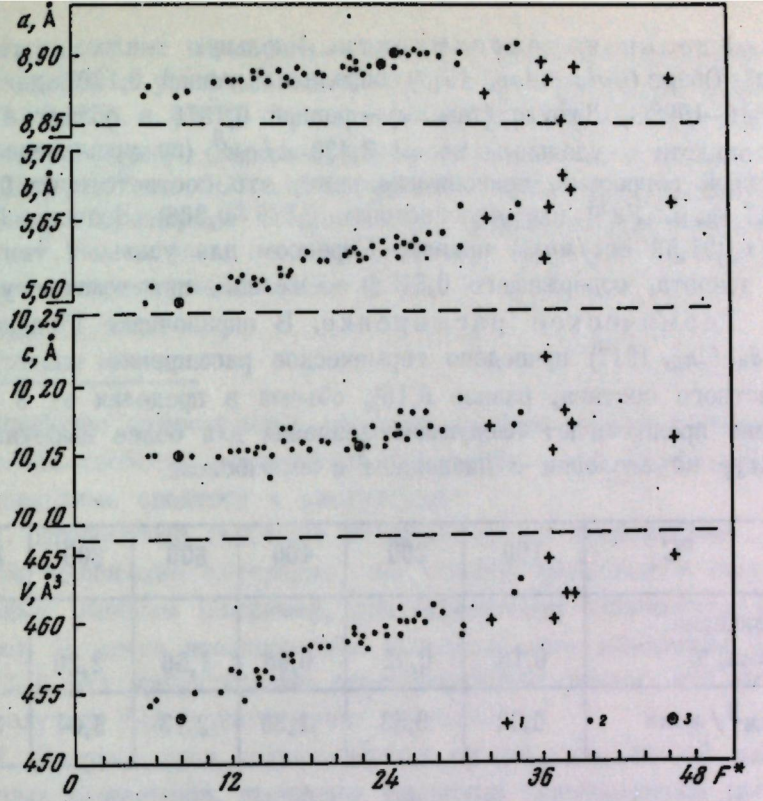


Рис. 12. Изменение параметров *(a, b, c,)* и объема *(V)* элементарной ячейки с изменением значений железистости *(F*)* в ряду клиноцоизит–эпидот–пьемонтит

1 – пьемонтиты, 2 – эпидоты, 3 – несколько минералов с одинаковым значением соответствующих переменных

Хотя сами уравнения регрессии для эпидотов не отличаются от аналогичных уравнений для эпидотов + пьемонтитов, однако различие их ошибок значимо (с вероятностью >95%), кроме ошибок уравнений (1.31) и (1.34).

Прочие физические свойства минералов группы эпидота[1]

Термические и механические свойства

Теплопроводность. Главная ось эллипсоида величин коэффициентов теплопроводности образует угол – 14,5° с осью – *c*, отношение осей *x : y : z* равно 0,934 : 1 : 1,088 (*Goldschlag*, 1917).

[1] Раздел написан в основном по данным Стренса (*Strens*, 1966).

Удельная теплоемкость. Удельную теплоемкость "эпидота" Оберг (*Goldschlag*, 1917) определил равной 0,1861 для области 16–100°С, Джоули (там же) – равной 0,1876 в области 13–100° для эпидота с удельным весом 3,430 *г/см*^{3} (по уравнениям прямолинейной регрессии, приводимым ниже, это соответствует 0,70±±0,17 ф. е. Fe^{3+} или железистости 0,230±0,066). Значение 0,1876 *кал/г* (91,53 *кал/моль*) принято Стренсом для удельной теплоемкости эпидота, содержащего 0,81 ф. е. железа, при температуре 56°С.

Термическое расширение. В справочнике Гольдшлага (*Goldschlag*, 1917) приведено термическое расширение эпидота неизвестного состава, равное 0,16% объема в пределах от 0° до 100°. Стренс предполагает следующие значения для более высоких температур по аналогии с диопсидом и амфиболом:

°С	100	200	400	600	800	1000
Увеличение объема, %	0,16	0,42	0,96	1,56	2,20	2,85
см^3/*моль*	0,22	0,53	1,33	2,15	3,04	3,94

Сжимаемость. Средний коэффициент сжимаемости при комнатной температуре в диапазоне от 0 до 12 *кбар* определен для эпидотов как $1{,}1 \cdot 10^{-6}$ *бар*$^{-1}$ по аналогии с диопсидом (1,07), авгитом (1,02) и актинолитом (1,30), каждый из которых является кальциевым силикатом с плотностями, близкими к плотности эпидота.

Твердость. Твердость цоизита, клиноцоизита, пьемонтита и эпидота обычно характеризуется по шкале Мооса величинами от 6 до 6,5, но с точки зрения анизотропии структуры эпидота вероятно, что она значительно варьирует в зависимости от направления.

Электрические и магнитные свойства

Диэлектрические постоянные. Укаи (*Ukai*, 1954) определил некоторые диэлектрические характеристики эпидота для частот 100–500 *килогерц* и температур вплоть до 700°С; по оптическим константам в составе эпидота приблизительно 0,85 ф. е. *Fe*. Ваплер (*Wappler*, 1965) определил диэлектрические константы эпидота неизвестного состава: $\epsilon_{\perp} = 7{,}51$; $\epsilon_{\parallel} = 10{,}79$; $\epsilon_b = 14{,}29$; угол между $\epsilon_{\parallel}$ и *c* [001] равен ~10° при частоте 7 *мегагерц* и комнатной температуре.

Магнитная восприимчивость. Магнитная восприимчивость двух эпидотов с удельным весом 3,45 и 3,46 (по нашим уравнениям 0,74±0,17 ф. е. Fe^{3+}) определены как $22{,}7 \cdot 10^{-6}$ и $23{,}6 \cdot 10^{-6}$ ед. *CGS* соответственно (*Sigamony*, 1944). Если объемную восприимчивость $80{,}7 \cdot 10^{-6}$ ед. *CGS*, обнаруженную Финком (*Goldschlag*, 1917) переведем в суммарную восприимчивость, используя плотность 3,45 *г/см*^{3}, то получим сходный результат: $23{,}4 \cdot 10^{-6}$ ед. *CGS*. Анизотропия восприимчивости мала (<2%).

Краткие выводы

Наиболее существенные различия данного изучения соотношений состав–свойства эпидотов по сравнению с предшествовавшими исследованиями сводятся к следующему:

1. Предыдущие гипотезы базировались на сравнительно небольшом количестве материала, что нередко приводило к весьма серьезным ошибкам (например, при определении зависимости 2*V* от состава). В наших исследованиях использовались материалы, по объему в 3–6 раз превосходящие предшествующие сводки. Это позволилило получить более достоверные выводы.

2. Впервые дана количественная оценка силы связей величин различных параметров, выведены уравнения прямолинейной регрессии с приведением теоретических ошибок и т. д.

3. Объективные данные для проведения резкой границы между клиноцоизитами и эпидотами по физическим свойствам не существуют. Все свойства изменяются в этом ряду непрерывно.

4. Не устанавливается достаточно определенная зависимость между 2*V* эпидотов и пьемонтитов и составом. По этому параметру можно диагностировать только наименее железистые клиноцоизиты.

5. Из выведенных уравнений регрессий следует, что эпидоты с $F=0$ изотропны, т. е. $Ng = Nm = Np = 1{,}706$.

6. Наличие высоких связей между свойствами и железистостью хорошо согласуется с принятой гипотезой о прямолинейном характере связи.

7. Многие свойства в отношении железистости изменяются непрерывно между эпидотами и пьемонтитами; возможно использование суммарных для обеих групп графиков свойства–состав.

8. Выведенные уравнения регрессии могут быть использованы также для решения вопроса о степени влияния различных типов изоморфизма на физические свойства и для контроля точности определения последних.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ЭПИДОТОВ И ПЬЕМОНТИТОВ ПО ФИЗИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ

Определение состава эпидотов по физическим свойствам представляет большой практический интерес, поэтому многие исследователи стремились решить эту проблему (*Eitel*, 1919; *Malmqvist*, 1929; *Johnston*, 1949; А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; *Lapham*, 1957; Трёгер, 1958; *Marmo et al.*, 1959; *Seki*, 1959; Дир и др., 1965; *Myer*, 1965, 1966; *Strens*, 1966, и др.). Как правило, приводимые диаграммы для определения состава строились эмпирически на сравнительно небольшом материале. В отношении оценки этих диаграмм в подавляющем большинстве случаев мы присоединяемся к мнению А. Б. Вистелиуса (1956), что из-за отсутствия оценки силы связи эти диаграммы не могут служить достаточно строгим источником для заключений, так как никогда не была доказана реальность силы связи, не были определены объективно тип формы связи и оценка точности полученных результатов.

Существенный недостаток этих диаграмм в том, что при отсутствии полной корреляции ($r \neq 1$) коэффициенты уравнений регрессии $b_{y/x}$ и $b_{x/y}$ не являются просто обратными, поэтому надо получать две линии регрессии – для прямой и обратной задачи, а этого не делал ни один автор.

В соответствии с главным типом изоморфизма в минералах группы эпидота $Al \rightarrow Fe^{3+} \rightarrow Mn^{3+}$ необходимыми параметрами для представления состава эпидотов являются Fe^{3+} или Al, или железистост Возможность их определения по свойствам рассмотрена ниже.

Некоторые замечания по методике вычисления уравнений прямолинейной регрессии

В случае эмпирической совокупности точки, изображающие зависимость y_x от x (или $\bar{x}_y$ от y), никогда не ложатся на одну прямую. Поэтому речь может идти только о нахождении такой прямой, которая проходила бы наиболее близко ко всем точкам. Смысл этой "близости" можно понимать по-разному, поэтому существует несколько способов вычисления уравнений линейной регрессии. Нами использованы два метода расчета.

По первому методу в простейшем частном случае уравнение линейной регрессии $y_x = a + b_{y/x} x$ вычислялось следующим образом:

$$b_{y/x} = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} r_{xy}, \quad a = \bar{y} - b_{y/x} \cdot \bar{x}.$$

В случае множественной регрессии использовалась программа, составленная Стрелко.

По второму методу для вычисления уравнений использовалась программа, составленная М. И. Шемякиным, согласно которой осуществляется вычисление корней системы линейных уравнений, оптимальных в смысле среднеквадратического приближения. Для уравнений, рассчитанных этим методом, принята нумерация вида (1.35)′.

В процессе работы выяснилось, что уравнения линейной регрессии, рассчитанные первым методом, для многих признаков не оптимальны. Например:

$$F = 3{,}005\ Ng - 5{,}055 \pm 0{,}051; \quad (1.35)$$

$$F = 0{,}074 + 4{,}672\ (Ng - Np) \pm 0{,}053; \quad (1.42)$$

$$F = 4{,}06 + 2{,}421\ Ng + 0{,}9536\ (Ng - Np) \pm 0{,}051. \quad (1.46)$$

Сравнение ошибок этих уравнений с ошибками уравнений (1.35′), (1.42′) и (1.46′) соответственно по критерию Фишера показывает наличие значимых различий при уровне значимости 01.

С другой стороны, сравнение таких уравнений, как

$$F = 7{,}1285\ a_0' - 63{,}1633 \pm 0{,}028, \quad (1.50)$$

$$F = -12{,}3665 + 1{,}9111\ b_0 + 1{,}0190\ Ng + 1{,}6158\ (Ng - Np) \pm 0{,}010, \quad (1.54)$$

с уравнениями (1.50′) и (1.54′) соответственно, показывает, что они почти идентичны.

Одной из причин указанных различий уравнений, рассчитанных по разным методам, с нашей точки зрения может быть отклонение указанных признаков от случая нормального распределения.

В связи со сказанным, каждое уравнение, приводимое в следующем разделе, рассчитывалось дважды, и приводится то из них, ошибка определения железистости по которому минимальна.

Определение железистости эпидотов и пьемонтитов по оптическим свойствам и удельному весу

Как нами отмечалось ранее (Кепежинскас, 1969), на основе 101 анализа эпидота, используя зависимости по табл. 4, мы рассчитали следующие уравнения прямолинейной регрессии для определения железистости (F)[1] эпидотов (понятие эпидот здесь и далее включает

[1] $F = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$.

все общепринятые разновидности за исключением пьемонтитов), показателям преломления (рис. 13):

$$F = 3{,}5504\ Ng - 6{,}0115 \pm 0{,}028; \quad (1.3$$

$$F = 4{,}279\ Nm - 7{,}238 \pm 0{,}032; \quad (1.3$$

$$F = 7{,}585\ Np - 12{,}863 \pm 0{,}046; \quad (1.3$$

Сравнение ошибок этих уравнений по F-критерию показыв что уравнение (1.37′) значимо отличается от уравнений (1.35′ ($F=2{,}06$, $F_{01}=1{,}59$) и (1.36′) ($F=2{,}7$, $F_{01}=1{,}59$), а различие м ду уравнениями (1.35′) и (1.36′) незначимо, хотя вычисленное чение F-критерия и приближается к критическому значению ($F_{05}=1{,}39$). Таким образом, самая маленькая ошибка в определ железистости эпидотов по светопреломлению получается по Ng. этому в дальнейшем для определения железистости по уравнен множественной регрессии нами использовался лишь Ng. Однако том случае, когда по каким-либо причинам измерить Ng нельз весьма полезными могут оказаться также уравнения (1.36′) и (1.37′).

Для пьемонтитов аналогичным образом вычисленное урави имеет вид ($n=19$):

$$F'^{1} = 3{,}4026\ Ng - 5{,}7625 \pm 0{,}056. \quad (1.3$$

Если в общей железистости учитывать и содержание Mn^{3} (а именно $F^{*}=F'$ для пьемонтитов и F для эпидотов), то для ределения железистости моноклинных минералов группы эпидота целом (т. е. для клиноцоизитов, эпидотов и пьемонтитов) рассчи ны следующие уравнения ($n=118$):

$$F^{*} = 3{,}392\ Ng - 5{,}736 \pm 0{,}034; \quad (1.3$$

$$F^{*} = 4{,}4468\ Nm - 7{,}5278 \pm 0{,}037; \quad (1.4$$

$$F^{*} = 6{,}254\ Np - 10{,}572 \pm 0{,}052. \quad (1.4$$

При сравнении линий уравнений линейной регрессии (1.35′ (1.38′) и (1.39′) обнаруживается отсутствие значимых различий. С нение ошибок этих уравнений при помощи F-критерия дает следующ результаты:

---

1 $F' = (Fe^{3+} + Mn^{3+})/(Fe^{3+} + Mn^{3+} + Al)$.

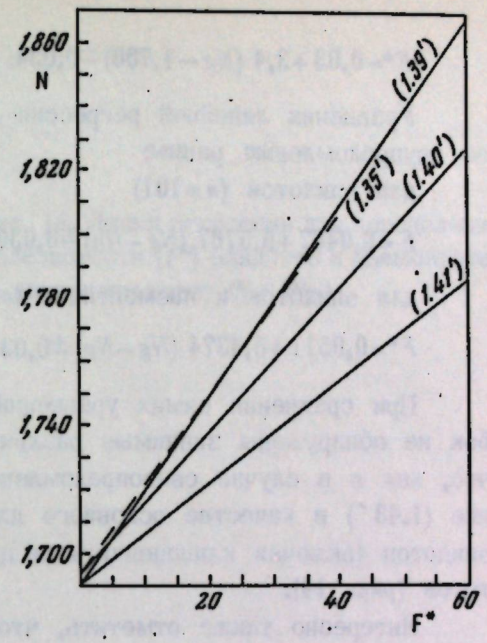


Рис. 13. Линии уравнений прямолинейной регрессии для определения железистости (F^{*}) эпидотов и пьемонтитов по светопреломлению

Уравнения	F вычисленное	F_{01}
(1.35′)–(1.39′)	1,47	1,59
(1.38′)–(1.35′)	4,00	2,06
(1.38′)–(1.39′)	2,71	2,03

Значимое различие ошибок уравнения (1.38′) по сравнению с уравнениями (1.35′) и (1.39′) скорее всего обусловлено малочисленностью выборки, на основе которой вычислялось уравнение (1.38′), по сравнению с другими уравнениями. Значимые различия уравнений (1.36′), (1.40′) и (1.37′), (1.41′) не обнаруживаются ни при сравнении самих линий регрессии, ни при сравнении их ошибок ($F_{(1.36')-(1.40')}=1{,}33$; $F_{(1.37')-(1.41')}=1{,}27$; $F_{05}=1{,}38$). Сказанное позволяет применять уравнения (1.39′), (1.40′), (1.41′) для определения железистости клиноцоизитов, эпидотов и пьемонтитов по светопреломлению (рис. 13).

Учитывая, что наиболее точно железистость эпидотов и пьемонтитов по светопреломлению вычисляется по Ng, для удобства определения железистости в случае непосредственного вычисления уравнение (1.39′) мы преобразовали в более простое:

$$F^*=0{,}03+3{,}4\,(Ng-1{,}700)\pm0{,}034. \qquad (1.39'')$$

Уравнения линейной регрессии для определения железистости по двупреломлению равны:

для эпидотов ($n=101$)

$$F=0{,}0467+5{,}5767\,(Ng-Np)\pm0{,}030; \qquad (1.42')$$

для эпидотов и пьемонтитов ($n=118$)

$$F^*=0{,}0511+5{,}4374\,(Ng-Np)\pm0{,}036. \qquad (1.43')$$

При сравнении самих уравнений (1.42′) и (1.43′) и их ошибок не обнаружены значимые различия при уровне значимости 01, что, как и в случае светопреломления, позволяет принять уравнение (1.43′) в качестве основного для определения железистости эпидотов (включая клиноцоизиты и другие разновидности) и пьемонтитов (рис. 14).

Интересно также отметить, что ошибки в вычислении железистости по Ng и железистости по двупреломлению (ср. уравнения (1.39″) и (1.43′) практически совпадают.

Исходя из того, что железистость имеет высокую положительную связь с показателями преломления, двупреломлением и удельным весом, можно предположить, что точность в вычислении железистости будет выше по уравнениям множественной прямолинейной регрессии.

Эпидоты:

$$F=-4{,}125+2{,}4437\,Ng+1{,}8162\,(Ng-Np)\pm0{,}027;\ n=101; \qquad (1.44')$$

$$F=-3{,}614+1{,}930\,Ng+2{,}250\,(Ng-Np)+0{,}1101D\pm0{,}032;\ n=48 \qquad (1.45')$$

Эпидоты и пьемонтиты:

$$F^*=-4{,}1927+2{,}487\,Ng+1{,}442\,(Ng-Np)\pm0{,}032;\ n=118; \qquad (1.46')$$

$$F^*=-4{,}1480+2{,}3008\,Ng+1{,}5440\,(Ng-Np)+0{,}0815D\pm0{,}038;\ n=60. \qquad (1.47')$$

Следует отметить, что:

1) При сравнении ошибок определения железистости по аналогичным уравнениям множественной регрессии для эпидотов и эпидотов + пьемонтитов обнаруживается отсутствие значимых различий.

2) Точность уравнений множественной регрессии выше или равна точности многих уравнений линейной регрессии, хотя существенных улучшений не наблюдается, что, возможно, обусловлено наличием сильной корреляции между использованными в уравнениях физическими

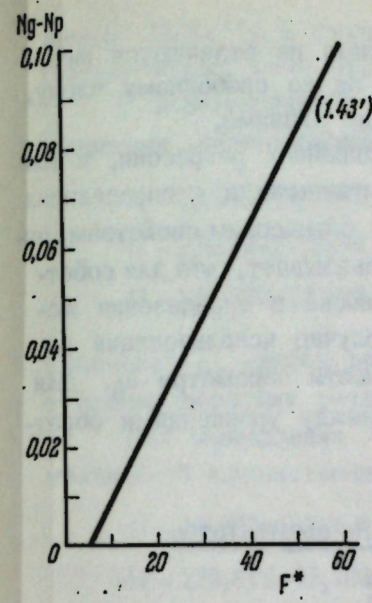


Рис. 14. Линия регрессии для определения железистости (F^*) эпидотов и пьемонтитов по двупреломлению ($Ng-Np$)

свойствами и отклонением распределения этих множественных совокупностей от нормального.

Определение железистости по параметрам элементарной ячейки

Для определения железистости выбраны параметры a_0, b_0 и V, так как у них самая сильная связь с железистостью (см. табл. 4). Рассчитанные на основе 43 анализов уравнения линейной регрессии имеют вид:

$$F=7{,}1285\,a_0-63{,}1633\pm0{,}028; \qquad (1.48)$$

$$F=4{,}1305\,b_0-23{,}0182\pm0{,}024; \qquad (1.49)$$

$$F=0{,}028\,V-12{,}627\pm0{,}027. \qquad (1.50)$$

В ряду эпидот–пьемонтит самую сильную связь с железистостью обнаруживает объем элементарной ячейки (V). С использованием V рассчитано уравнение:

$$F^*=0{,}029\,V-13{,}119\pm0{,}050. \qquad (1.51)$$

Приведенные уравнения не отличаются от аналогичных, рассчитанных по способу наименьших квадратов. Между уравнениями (1.48), (1.49), (1.50) значимые отличия их ошибок не установлены.

Уравнения регрессии (1.50) и (1.51) значимо не отличаются между собой ни по угловому коэффициенту, ни по свободному члену, однако по ошибке этих уравнений различие значимо.

Сравнение с другими уравнениями линейной регрессии, в том числе и множественной регрессии, рассчитанными для определения железистости эпидотов и пьемонтитов по оптическим свойствам, оптическим свойствам и удельному весу, показывает, что для собственно эпидотов (исключая пьемонтиты) ошибка в определении железистости по свойствам минимальна в случае использования параметров элементарной ячейки, в особенности параметра b_0. Для эпидотов + пьемонтитов это соотношение между уравнениями обратное.

Определение железистости эпидотов и пьемонтитов по совокупности физических свойств

Из табл. 4 видно, что из всех возможных сочетаний физических свойств наибольшую связь с железистостью эпидотов (при достаточно большом количестве наблюдений) имеют b_0, Ng и $Ng-Np$. Уравнение множественной прямолинейной регрессии имеет вид:

$$F = -12{,}3665 + 1{,}9111\, b_0 + 1{,}0190\, Ng + 1{,}6158\,(Ng-Np) \mp 0{,}010. \quad (1.52)$$

Практическая проверка этого уравнения на основе 33 анализов показала, что средняя арифметическая ошибка равна $\pm 0{,}008$, а средняя геометрическая совпадает с теоретической ошибкой и, следовательно, равна $\pm 0{,}010$.

Для эпидотов и пьемонтитов, заменив b_0 на V (из-за более высокой корреляции с железистостью), получим уравнение множественной регрессии ($n = 43$):

$$F^* = -5{,}206 + 0{,}0063\, V + 1{,}4108\, Ng + 2{,}0177\,(Ng-Np) \pm 0{,}020. \quad (1.53)$$

Обращает внимание очень высокая точность двух последних уравнений.

Определение содержания алюминия по физическим свойствам

В некоторых конкретных случаях может возникнуть необходимость определения хотя бы главных катионов кристаллохимической формулы эпидотов. Поскольку связь между $Al(Fe^{3+})$ и F не функциональная (Σ трехвалентных катионов также колеблется), связь между $Al(Fe^{3+})$ и свойствами и F и свойствами будут разные, и, следовательно, сами уравнения и их ошибки будут различными.

С использованием максимальных связей выведены следующие уравнения прямолинейной регрессии:

$$Al = 22{,}545 - 11{,}5345\, Ng \pm 0{,}12; \quad n = 102; \quad (1.56)$$

$$Al = 2{,}8530 - 17{,}8970\,(Ng-Np) \pm 0{,}14; \quad n = 102; \quad (1.57)$$

$$Al = 220{,}700 - 24{,}567\, a_0 \pm 0{,}14; \quad n = 102. \quad (1.58)$$

Сравнение их ошибок при помощи критерия Фишера показало отсутствие значимых различий.

Для определения Al нами также рассчитаны уравнения прямолинейной множественной регрессии:

$$Al = 13{,}993 - 6{,}769\, Ng - 7{,}710\,(Ng-Np) + 0{,}137\, D \pm 0{,}133; \quad (1.59)$$

$$Al = 279{,}866 - 15{,}988\, a_0 - 11{,}143\, b_0 - 10{,}152\, c_0 + 0{,}066\, V \pm 0{,}100; \quad (1.60)$$

$$Al = 23{,}975 - 5{,}916\, Ng - 10{,}236\,(Ng-Np) - 1{,}240\, a_0 \pm 0{,}089. \quad (1.61)$$

Их практическая проверка дала следующие результаты:

Уравнение	n	Средняя арифметическая ошибка (±)	Средняя геометрическая ошибка (±)
(1.59)	45	0,100	0,130
(1.60)	40	0,080	0,100
(1.61)	33	0,070	0,089

Определение содержания трехвалентного железа эпидотов и пьемонтитов по физическим свойствам

Майер (*Myer*, 1965) на основе 10 анализов эпидотов для определения трехвалентного железа вывел следующее уравнение прямолинейной регрессии:

$$Fe_x^{3+} = 2{,}985 - 0{,}827\,(\Delta 2\Theta CuK\alpha_1 020_{эп-III_{Si}}).$$

Ошибка для 95%-ного доверительного интервала равна $\pm 0{,}030$ при среднем значении $Fe_x^{3+} = 0{,}195$ и $\pm 0{,}035$ для $Fe^{3+}_{0,10}$ или $Fe^{3+}_{0,29}$.

От вычисления аналогичных управлений по параметрам ячейки Майер отказался в связи с неизбежным увеличением ошибки определения Fe^{3+} вследствие накопления ошибок при вычислении параметров.

Для определения содержания Fe^{3+} нами рассчитаны уравнения прямолинейной регрессии:

$$Fe^{3+}=10{,}173\ Ng-17{,}213\pm0{,}067;\ n=102; \quad (1.62)$$

$$Fe^{3+}=0{,}1478+16{,}021\ (Ng-Np)\pm0{,}094;\ n=102; \quad (1.63)$$

$$Fe^{3+}=2{,}5554\ D-8{,}0706\pm0{,}17;\ n=96; \quad (1.64)$$

$$Fe^{3+}=11{,}5127\ b_0'-64{,}1285\pm0{,}062;\ n=40. \quad (1.65)$$

Наиболее точно определять содержание Fe^{3+} по приведенным уравнениям можно по параметрам b_0' и Ng. Ошибка уравнения (1.65) в два раза превышает ошибку уравнения Майера. Это связано в первую очередь с тем, что в нашем случае использовано в 4 раза больше данных.

Рассчитаны такие уравнения множественной прямолинейной регрессии:

$$Fe^{3+}=-11{,}161+6{,}774\ Ng+6{,}551\ (Ng-Np)-0{,}082\ D\pm0{,}086; \quad (1.66)$$

$$Fe^{3+}=-95{,}581+1{,}385\ a_0'+10{,}330\ b_0+2{,}598\ c_0-$$
$$-0{,}0013\ V\pm0{,}054; \quad (1.67)$$

$$Fe^{3+}=-46{,}878+1{,}964\ Ng+2{,}706\ (Ng-Np)+7{,}819\ b_0'\pm0{,}048. \quad (1.68)$$

Практическая проверка показала:

Уравнение	n	Средняя арифметическая ошибка (±)	Средняя геометрическая ошибка (±)
(1.66)	43	0,07	0,09
(1.67)	40	0,044	0,056
(1.68)	33	0,035	0,048

Заканчивая рассмотрение вопроса о возможностях определения состава эпидотов и пьемонтитов по физическим свойствам, следует отметить, что самым ошибочным, хотя, к сожалению, одним из самых распространенных способов определения состава было использование $2V$. Как показано в начале главы, $2V$ не обнаруживает никакой определенной связи с составом. Мы попытались вывести эту закономерность статистически, подставляя в формулу расчета угла оптических осей

$$\sin Vg=\frac{Ng}{Nm}\sqrt{\frac{Nm^2-Np^2}{Ng^2-Np^2}}$$

значения уравнений прямолинейной регрессии (1.8), (1.9) и (1.10) при разной железности. Более или менее ощутимые изменения $2V$ происходили лишь в области железистости от 0 до 5 атомн. %, т. е. практически в области, где эпидоты такого состава не встречены в природе. В области железистости от 5 до 40 угол оптических осей практически постоянен: он изменяется от 102° 40′ до 103°40′.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭПИДОТОВ

Распространение и парагенезисы эпидотов в природе

Природные эпидоты образуются в широком интервале PT-условий и в разнообразной геологической обстановке. Они тяготеют к средне- и низкотемпературным метаморфическим породам. Наиболее характерен эпидот для метабазитов, где он присутствует в больших содержаниях, но как второстепенный минерал он обычен практически для пород любого состава (метапелиты, карбонатные породы, различные метасоматиты).

Минеральные ассоциации эпидотов чрезвычайно разнообразны (см. Приложение 3). Они встречаются почти со всеми минералами средне- и низкотемпературных ступеней. В качестве исключений можно назвать, пожалуй, лишь ромбические амфиболы и кордиерит. Наиболее обычны парагенезисы эпидотов с амфиболами ряда актинолита, хлоритами, кислыми плагиоклазами, мусковитом, калицитом и кварцем.

Кроме того, эпидоты характерны для метасоматически и метаморфически измененных контактов обогащенных кальцием осадочных пород, а также для кислых магматических пород, контаминированных известково-силикатным материалом. В результате процессов низкотемпературного кальциевого метасоматоза – эпидотизации – эпидот всречается также в выполнениях трещин и метасоматически измененных боковых породах. Во многих гранитах наблюдается широ-

кое развитие эпидота, где он замещает роговую обманку, биот и калиевый полевой шпат.

Ниже рассмотрены важнейшие парагенезисы эпидотов в пр роде, химизм парагенетических типов и соотношения эпидотов с сосуществующими минералами, критически разобраны эксперимен тальные данные и сделана попытка выявить зависимости состав эпидотов от PT-условий.

Важнейшие эпидотсодержащие парагенезисы из доступной на литературы приведены в Приложении 3, поэтому в следующем ра деле дана лишь краткая их характеристика по наиболее распрос ненным типам пород.

Метаморфические породы

Эпидоты фации зеленых сланцев. Фациальное подр деление пород принято нами в соответствии со схемой метамор ческих фаций, разработанной В. С. Соболевым и сотрудниками (Д рецов и др., 1966).

Эпидоты в породах фации зеленых сланцев описаны многоч ленными исследователями (Афанасьев и др., 1962; *Wiseman*, 193 *Miyashiro*, 1958; *Seki*, 1959; *Chatterjee*, 1962; *Seki, Oba et al.*, 19 *Davis, Holdaway et al.*, 1965; *Holdaway*, 1965; *McNamara*, 1965, и др.). В пределах данной фации эпидоты встречаются в различны сочетаниях со следующими главными минералами: хлоритом (*Хл*), альбитом (*Аб*), кварцем (*Кв*), актинолитом (*Акт*), мусковитом (*Му* карбонатами (в основном с кальцитом) и акцессорными (сфеном, турмалином, апатитом, лейкоксеном и др.).

В качестве дополнительных фаз в специфических условиях появляются: стильпномелан (*Seki, Oba et al.*, 1964, и др.), биоти (*Wiseman*, 1934; *Holdaway*, 1965; *Miyashiro*, 1958, и др.), хлорито и парагонит (*Chatterjee*, 1962), гранат (*Holdaway*, 1965; *Chatterje* 1962), глаукофан (*Davis, Holdaway et al.*, 1965), везувиан (*Chat teriee*, 1962) и др.

Характерные ассоциации:

1) *Эп+Хл+Аб+Акт+Акцес*,
2) *Кв+Аб+Му+Хл+Эп+Акт+Акцес*,
3) *Хл+Му+Эп+Кв+Аб+Ка*,
4) *Хл+Эп+Акт+Аб+Ка+Кв+Би+Акцес*.

Более редки ассоциации типа:

5) *Хл+Хлтд+Му+Кв+Эп±Ка+Параг*,
6) *Хл+Хлтд+Му+Кв+Эп+Ка+Гр*,

7) *Эп+Хл+Акт+Му+Кв, Ка*, стильпномелан.

Некоторые данные о составе эпидотов и фемических минералов, сосуществующих с последними, приведены в Приложениях 1 и 4. Здесь укажем, что *Nm* актинолита в данной фации в парагенезисе с эпидотом колеблется в пределах 1,632–1,675, биотита 1,637–1,651, хлорита 1,604–1,636. В парагенезисе с последним *Ng* эпидота изменяется от 1,711 до 1,727. Основность плагиоклаза, как правило, колеблется в пределах 0–10% анортитовой составляющей.

Эпидоты фации эпидотовых амфиболитов. Здесь рассматриваются парагенезисы, которые в объем фации эпидотовых амфиболитов целиком укладываются лишь по температуре. В отношении давления они менее однородны. Сюда попадают как парагенезисы средних давлений (собственно эпидот-амфиболитовая фация), так и парагенезисы зональных комплексов, по условиям температуры отвечающие тому же интервалу, но относящиеся к фации высоких давлений (дистеновых сланцев). К сожалению, для более дробного подразделения пока нет достаточно данных.

Довольно широко распространены среди пород описываемых фаций следующие ассоциации:

1) *КлПи*(Ng=1,677–1,734; +2V=58–61; cNg=40–44)* +*Ро*(Ng=1,644–1,677; –2V=73–88)+ +*Эп*(Ng=1,713–1,737)+*Пл*(*Ан* 22–58).

В качестве дополнительных фаз присутствуют: кварц, кальцит, сфен (*Pandya*, 1967; *Savolahti, Marjonen*, 1966; *Holdaway*, 1965); биотит, калиевый полевой шпат, кварц, кальцит (Ушакова, 1966; *Holdaway*, 1958), кварц, микроклин, кальцит, апатит, сфен (*Miyashiro*, 1958); кварц, кальцит, гранат (1,751), тремолит, скаполит (*Hietanen*, 1962); гроссуляр, цоизит (Nm=1,712) (*Hietanen*, 1962).

2) *Ро*(Ng=1,647–1,683; –2V=64; cNg=17–23(+*Эп*) Ng=1,717–1,726(*Пл* 42–98).

В виде дополнительных фаз описаны: кварц, кальцит, сфен, непрозрачные (*Pandya*, 1967; *Miyashiro*, 1958; *Binns*, 1963; *Hietanen*, 1962; *Savolahti, Marionen*, 1966); хлорит (*Miyashiro*, 1958; *Kanehira*, 1967; *Hietanen*, 1962), альмандин (*Binns*, 1963; Ушакова, 1966); гранат, калиевый полевой шпат, биотит (Ушакова, 1966).

3) *Би+Эп+Пл*(*Ан* 16–40)+*Кв*.

---

* В скобках – пределы колебаний оптических свойств фемических минералов из указанного парагенезиса.

Дополнительные фазы (в различных сочетаниях): мусковит, ро-говая обманка, микроклин, апатит, сфен, кальцит, циркон, скаполит, турмалин, гранат, магнетит (Лебедев и др., 1964; Кориковский, 1967; *Miyashiro*, 1958; *Walton et al.*, 1964, и др.).

Менее распространены ассоциации:

4) *Анд+Ам(Кум, Антоф?)+КлПи+Клиноц±Пистац* (*Kistler*, 1966)

5) *Би+Пл(30)+Кв+Му+Став+Гр+Эп+(Хл, Тур, Апат, Пир*, графит) (Лебедев и др., 1964, и др.).

Зональные комплексы эпидот-амфиболитовой фации.

Гранатовая (альмандиновая) зона:

6) *Гр+Би+Му+Эп±(Кв, Пл, Хл, Параг, Мгт, Турм, Апат*, ильменит) (*Chakraborty, Sen*, 1967; *Butter*, 1967; *Zen, Albee*, 1964);

7) *Эп+Кв+Пл+Ам±(Ру, Апат*, сфен) (*Myer*, 1966).

Ставролитовая зона:

8) *Ставр+Гр+Му+Кв+Пл+Мгт+Турм+Апат+Эп±(Ки, Хлтд, Ам, Ди, Микр*, авгит) (*Chakraborty, Sen*, 1967; *Myer*, 1966).

Силиманитовая зона:

9) *Силл+Ставр+Гр+Би+Му+Кв+Пл* +магматит+*Апат+Турм+Эп*±(дистен); (*Chakraborty, Sen*, 1967).

Кианитовая зона:

10) *Эп(Ng*=1,717–1,764)+*Ам+Пл(Ан* 32–90) ±*(Кв, Микр, Ди, Гр, Би*, сфен, *Гем*) (*Wiseman*, 1934; *Myer*, 1966).

Встречаются ассоциации, переходные от фации зеленых сланцев к эпидотовым – амфиболитам (*Wiseman*, 1934; *Davis et al.*, 1965; Кориковский, 1967; и др.).

Лавсонит-глаукофановая фация. Распространены ассоциации:

1) *NaПл*+жадеит+лавсонит+пумпеллиит+*Эп*±*Хл(Seki*, 1960);

2) *Эп(Ng*=1,746–1,775)+*Гл(Ng*=1,654–1,662)+*Му(Nm*=1,603–1,610)+*Гр(N*=1,796–1,801)±*(Кв, Ам, Пум, Хл, Ка, Аб*, стильпномелан, барройсит, *Омф*, сфен, *Апат, Пир*) (*Myer*, 1966; *Ernst*, 1964; *Iwasaki*, 1963; *Coleman et al.*, 1965; *Coleman, Lee*, 1963; *Lee et al.*, 1966);

3) *Эп(Ng*=1,772–1,777)+*Ро+Гр+Пл(Ан* 8–12)+*Кв*±(сфен, *Апат, БСл, Ка*) (*Kuroda, Ogura*, 1963);

4) *Эп+Пум(Ng* =1,691–1,698)±*Акт(Ng*=1,648–1,653)±*Кв+Аб*±±*Хл(Nm*=1,608–1,614)±*(Лавс, Гл, Ка, Прен*; лейкоксен, *Гем*, сфен); (*Iwasaki*, 1963; *Miyashiro, Seki*, 1958; *Seki, Oba et al.*, 1964; *Coleman, Lee*, 1963);

5) *Эп(Ng* =1,776–1,778)+*Хл(Nm*=1,624)+*Акт+Кв+Аб*±*(Му*, сфен, *Ка, Апат, Пир*) (*Seki*, 1959; *Iwasaki*, 1963; *Ernst*, 1964);

6) *Кв*+стильпномелан+*Эп*±*(Гр, Му, Ам*, карбонат, *Кв, Хл, Пир*) (*Coleman, Lee*, 1962);

7) Арагонит+*Ка+Эп*±*(Глаук, Гр, Кв, Пум, Лавс, Пир*) (*Coleman, Lee*, 1962);

8) *Кв+Аб+Му+Эп+Mg-Глаук+Mg*=рибекит+*Гр*±*(Ам, Ка, Хл, Эг, Ру*, сфен) (*Iwasaki*, 1960);

9) *Эп(–2V*=68–84)+*Акт(Ng*=1,646–1,649)+*Хл(Nm*=1,615–1,631)+ +*Кв*±*(Му, Аб*) (*Iwasaki*, 1963);

10) *Гл(Ng*=1,649–1,661)+*Эп(–2V*=62–93)+*Аб+Хл(Nm*=1,622–1,642)±*(Гр, Му, Кв*) (*Iwasaki*, 1963);

11) Барруазит (*Ng* =1,662–1,666)+ *Эп(Np*=1,738)+*Аб+Хл(Nm*= =1,629) ± *Му* (*Iwasaki*, 1963).

Ассоциации 9–11 характерны для перехода от лавсонит-глаукофановой фации к эпидотовым амфиболитам.

Эпидоты из эклогитов. Наиболее характерны ассоциации:

1) Омфацит+*Гр+Эп*±*(Му, Би, Хл, Лавс, Гл, Кв, сфен, Ру*) (*Coleman et al.*, 1965);

2) *Клиноц+Гр+КлПи*+кианит (Удовкина, 1970).

Первую из ассоциаций следует отнести уже к лавсонит-глаукофановой фации.

Эпидоты из пород фации дистеновых сланцев. Во время изучения метаморфических образований р. Ходокан (Витимо-Патомское нагорье) одним из авторов данной работы, среди пород фации дистеновых сланцев были обнаружены линзы и слои вулканогенно-осадочных пород, содержащих эпидот. Основная их ассоциация: *Кв+Аб+Хл(Nm*= 1,598–1,621)+*Эп(Ng*=1,760–1,788)+*Акт(Ng* = =1,638–1,645)±*Ка*±*Руд*.

ПРОЧИЕ ПОРОДЫ

Низкотемпературные гидротермальные образования в основных породах. Характерные ассоциации:

1) *Эп+Акт+Прен*,

2) *Эп+Трем+Прен+Аб*,

3) *Эп*+бабингтонит+*Хл+Прен*+датолит,

4) *Эп+Хл* +халцедон+*Кв+Ка+Цеол*.

Состав эпидотов из этих пород охарактеризован анализами 8–22 в Приложении 1. Особенности их состава рассмотрены в следующем разделе.

Эпидотовые породы, связанные с серпентинитами. Распространены следующие парагенезисы:

1) *Эп+Ам+Хл+Аб±(Пи,* празинит*) (Pence,* 1963*);*

2) *Эп+Сер+Кв+Аб (Seki,* 1959*);*

3) *Клиноц+Ди+(Кпш, Хл) (Weinschenk,* 1896*).*

Химический состав эпидотов характеризуют анализы 1–7 в Приложении 1.

С этой группой пород тесно связаны парагенезисы в альбититах, среди которых можно отметить: *Аб+Кв+Трем+Би+Клиноц+*+β-цоизитовые, *Клиноц*+тальковые, *Клиноц+Би* и другие породы (Колесник, 1964).

Эпидоты из амфиболитов и других роговообманковых пород. Минеральные парагенезисы довольно просты, состоят из различных сочетаний *Эп, Ам, Хл, Акцес* и, реже, *Пи*. Составы приведены в Приложении 1 (анализы 31–51).

Скарны и эпидозиты. Среди этой группы пород можно выделить безгранатовые скарны и эпидозиты, характеризующиеся в основном ассоциациями типа *Эп+Пи±(Флог, Пл, шпинель, Апат)* (Ильинский, 1964; Калинин и др., 1962, и др.); *Эп+Акт+Ка+Рудн* (Чистяков, 1960; Мельник, Стрыгин, 1963; Нечкин, 1965). Их химический состав охарактеризован анализами 117–132 в Приложении 1.

Другой группой пород являются гранатовые скарны и иные породы, содержащие Са-гранат (Приложение 1, анализы 87–116*).

Характерные ассоциации: *Эп+Гр (Tempel,* 1938; Сердюченко, 1960; Морковкина, 1964; Лупанова, Маркин, 1964; Тюлюпо, 1965; Чибухчян, Саркисян, 1965, и др.); *Эп+Пи(Ди, Геди)+Гр±(Акт,* ильваит, скаполит*)* (Коржинский, 1958; *Deer et al.,* 1961; Бадалов, Голованов, 1965; Олейников, 1966, и др.).

Пегматиты и граниты (Приложение 1, анализы 133–147). В породах кислого и среднего состава иногда наблюдается широкое развитие эпидота, который, как правило, замещает роговую обманку, биотит и калиевый полевой шпат.

В пегматитах эпидоты в основном ассоциируют с олигоклазом, микроклином, ортоклазом, кварцем, слюдой, апатитом и др. (Минеев, 1959; *Lapham,* 1957, и др.). Минералы группы эпидота также отмечены в щелочных породах (Бадалов, 1965; Толок, Материкова, 1965, и др.).

Андезиты и туфы. Эпидоты из указанных пород с приведением оптики и частичных анализов подробно описал Стренс *(Strens,* 1964); *Nm* эпидота колеблется в пределах 1,695–1,751. Из ассоциирующих минералов следует отметить *Пл, Хл, Пъем, Ка, Кв,* цеолиты, пумпеллиит, ортоклаз и др. (*Short,* 1933; *Strens,* 1964; *Seki, Haramura et al.,* 1966).

Среди прочих пород следует отметить широкое распространение минералов группы эпидота в гидротермальных жилах с кварцем и кальцитом (Вартанова, Эпштейн, 1959; Плошко, 1963; Ахвледиани, 1967; Салия, 1961; Тащинина, 1957; Шмакин, 1961; *Strens,* 1964; *Guild,* 1935; *Deer et al.,* 1961, 1962, и др.), в магнетитовых рудных телах (Морковкина, 1964; Тюлюпо, 1965; Бекмухаметов, 1966, и др.), известняках (*Malmqvist,* 1929) и других породах.

Эпидоты в областях современного вулканизма

По мнению Д. С. Коржинского (1961), эпидот в областях развития гидротермальных процессов может образоваться только на глубине 1 *км* и более.

Однако имеются сообщения о находках эпидотов в промысловых скважинах на горячую воду со значительно меньших глубин *(Steiner,* 1953; Набоко, Пийп, 1961; *Sigvaldason,* 1963; *White, Sigvaldason,* 1963; Набоко и др., 1965).

В Исландии существуют два района, где при бурении скважин на горячую воду обнаружены эпидоты: Рейкьявик и Хверагерди *(Sigvaldason,* 1963).

В первом из этих районов (более низкотемпературном) пумпеллиит *($Nm' = 1{,}70$)* найден ниже 200 *м*. Клиноцоизит *($Ng' = 1{,}715$, $Np' = 1{,}710 + 2V$)* присутствует между 200 и 660 *м*. Эпидот впервые отмечен в виде иголок в пустотах с кальцитом на глубине 900 *м*. С глубиной количество эпидота увеличивается. Если в начале эпидот встречается в жилках и пустотах с кальцитом и цеолитами, то на больших глубинах эпидот замещает основную массу, а также встречается в виде кристаллов размерами 1–2 *мм*.

Во втором районе – Хверагерди (более высокотемпературном) минералы группы эпидота найдены при существенно меньших глубинах, чем в Рейкьявике.

Для объяснения поведения эпидота Сигвалдасон (*Sigvaldason,* 1963) приводит две возможные гипотезы.

1. Эпидот и некоторые цеолиты не имеют отношения к современной термальной активности, а являются реликтовыми более раннего процесса метаморфизма. Следовательно, эпидот местабилен в отношении современной термальной деятельности.

2. Вторая возможность, которой Сигвалдасон (*Sigvaldason*, 1963) отдает предпочтение, заключается в образовании эпидота и, возможно, цеолитов при современных условиях. Факторы, влияющие на различия в минералогии этих двух областей, — давление, температура и активность гидротермальных растворов. Нахождение эпидота на значительно больших глубинах в низкотемпературной области говорит в пользу второй возможности.

Учитывая нахождение эпидота в других областях современного вулканизма, Уайт и Сигвалдсон (*White, Sigvaldason*, 1963), построили график зависимости глубины нахождения эпидотов от температуры (рис. 15).

В. Л. Русинов (1965) критически рассмотрел предыдущие сообщения о находках эпидотов в областях современной термальной деятельности, а также исследовал керн некоторых Паужетских скважин. Эпидот он встретил в керне трех скважин: Р-1 (600–752 *м*), К-1 (192 *м*) и К-8 (331 *м*). В керне скважин К-1 и К-8 эпидот заключен в литокристаллокластический туф андезитового или дацитового состава, а в скважине Р-1 в туфопесчанниках. Эпидот (*Сер, Кв*) встречается в виде кристаллов и их сростков внутри обломков плагиоклазов. Эпидот также был встречен в виде отдельного обособления, а также в микроскопических миндалинах с кварцем и хлоритом (?).

Исследования В. Л. Русинова показали, что эпидот встречается в единичных Паужетских образцах в ничтожном количестве. Он находится почти всегда в виде обломков или содержится в обломках в пирокластических породах (в лавах не встречен). В единичных случаях можно предположить одновременность процессов изменения породы и роста эпидота.

Выводы Русинова в отношении эпидотов в областях современной гидротермальной деятельности следующие:

1) эпидот в скважинах Паужетки во всех случаях имеет обломочный характер, и его образование не связано с процессом гидротермального изменения четвертичной толщи за исключением единичных случаев возможной микроперекристаллизации эпидота в пустотах;

2) с его точки зрения, находки эпидотов в других гидротермальных областях не описаны достаточно детально, и к этим сообщениям о находках на малой глубине в районах термальных вод следует относиться критически.

Вскоре после статьи В. Л. Русинова вышла статья А. Штайнера (1966), в которой приведено много новых фактов в пользу

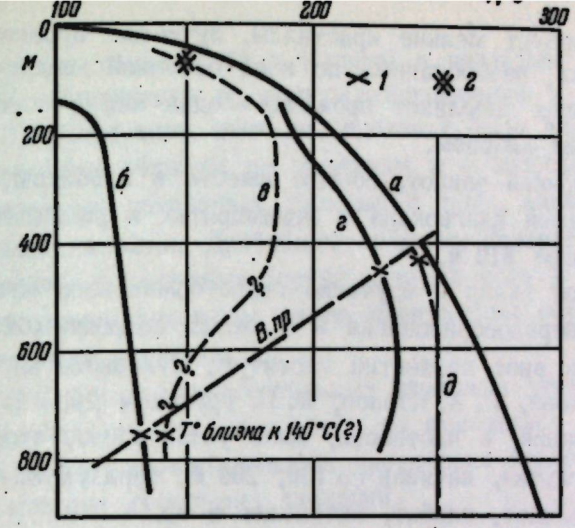


Рис. 15. Взаимоотношение температуры и глубины в скважинах, содержащих эпидот, в четырех областях современной гидротермальной деятельности (*White, Sigvaldason*, 1963)

а — кривая точки кипения; верхний предел температуры в условиях насыщения водой в трещиноватых, компетентных породах; *б* — Рейкьявик, Исландия; *в* — Паужетка, Камчатка; Хверагерди, Исландия; *д* — Вайракей, Новая Зеландия; *В. пр.* — верхний предел установленных эпидотов

1 — самое близкое к поверхности нахождение эпидота в каждой скважине; 2 — то же, для Камчатки (Набоко и др., 1965)

гидротермального происхождения эпидотов в Вайракей, Новая Зеландия. Штайнер пишет, что в Вайракей эпидот был установлен в гидротермально измененных риолитах, игнимбритах, пепловых (стекловатых) и пузырчатых туфах и других породах. В частности, эпидот был обнаружен и в андезитах. Диагностика эпидота осуществлялась оптическим, рентгеноструктурным и химическим метододами.

Гидротермальное происхождение эпидота, по А. Штайнеру, подчеркивается характером его проявления в гидротермально породах, в которых он:

1) частично или полностью замещает вместе с альбитом и (или) другими вторичными минералами первичные фенокристы *Na*-*K*- полевых шпатов;

2) иногда вместе с хлоритом, апатитом и пиритом замещает *Fe*-минералы;

3) образует мелкие кристаллы, лучистые агрегаты и структурные зерна, разбросанные по всей основной массе;

4) иногда заполняет прожилки — один или в ассоциации с гидротермальным кварцем.

В Вайракей эпидот, обычно вместе с альбитом, часто замещает первичный плагиоклаз в игнимбритах и риолитах на глубине самое меньшее 610 *м*.

Большой вклад в изучение гидротермального метаморфизма пород и минералообразования в областях современной термальной деятельности внес коллектив института Вулканологии (С. И. Набоко, А. П. Розникова, Г. А. Карпов, Ю. П. Трухин и др.). В результате их исследований, в частности, было установлено, что в условиях небольших глубин, начиная со 100, 200 *м*, образуются такие минералы, как эпидот, альбит, актинолит и др.

Нахождение эпидота в современных гидротермально измененных породах Камчатки и притом на небольших глубинах представляет большой интерес. Судя по взаимоотношениям с другими минералами, он новообразован. Присутствует в виде мелких зерен и розеток фисташково-зеленого цвета с обычными для него оптическими свойствами, развивается совместно с ломонтитом, кальцитом, кварцем и хлоритом по цементу туфа, в обломках лавы и туфа, по плагиоклазу и авгиту. Он встречен на глубинах 70–800 *м* в четвертичных и в третичных туфах. Количество его с глубиной не увеличивается. Как правило, эпидот обнаруживается в керне высокотемпературных скважин; для низкотемпературных скважин он не типичен (табл. 6).

Таблица 6

Верхняя граница появления эпидота в скважинах

Скв.	Р-1	К-8	К-9	К-11	К-12	К-13	К-14	20	21
Глубина, *м*	71	125	183	182	93	73	71	25	107
Температура, °С	150	170	180	160–170	180	170	150	–	–

Тем не менее, укоренившееся представление о том, что эпидот образуется на глубинах не менее 1 *км*, вызывает предположение многих геологов (что подтверждается хотя бы взглядами Русинова), что эпидот, обнаруженный в керне современных гидротермальных областей на небольших глубинах, — переотложенный.

Камчатские геологи (Г. А. Карпов) в последние годы предприняли прямой эксперимент по минералообразованию в геотермальных скважинах. В результате этих исследований было обнаружено, что экспериментальные образцы по трещинам и с поверхности претерпели существенные изменения, сходные с теми, какие были отмечены в кернах скважин. Дробленные образцы сцементированы новообразованными минералами (среди которых есть и эпидот); произошло химическое изменение экспериментальных образцов в результате привноса — выноса.

Хотя прямых экспериментальных данных в этих PT-условиях по синтезу эпидотов пока нет, судя по имеющимся экспериментам (см. ниже), вполне можно ожидать протяжения кривой устойчивости эпидота в сторону небольших давлений.

Ассоциации пьемонтитов

Распространение пьемонтитов по сравнению с клиноцоизит-эпидотовыми минералами ограниченно. Они встречаются в пределах некоторых регионально-метаморфических пород, относящихся, как правило, к лавсонит-глаукофановой и зеленосланцевой фациям. В качестве примера можно привести пьемонтиты в ассоциации с глаукофаном, мусковитом, гранатом, кварцем, хлоритом, описанные Ивасаки (*Iwasaki*, 1960) и Эрнстом (*Ernst*, 1964) и пьемонтиты из кварц-слюдистых (*My, Cep, Би*) сланцев, описанные Цубои (*Tsuboi*, 1938), Хаттоном (*Hutton*, 1940) и Билграми (*Bilgrami*, 1956). Не исключено появление пьемонтита в породах фации эпидотовых — амфиболитов. К числу этих образований, по-видимому, следует отнести пьемонтиты в парагенезисе с гранатом, мусковитом, хлоритом, кварцем и альбитом (*Banno*, 1964) и в ассоциации в с флогопитом, калишпатом, плагиоклазом, кварцем, гранатом, пироксеном, амфиболом (*Smith, Albee*, 1967; *Marmo*, 1959). Пьемонтит в ассоциации с кварцем и кальцитом присутствует в жилах и пустотах некоторых андезитов (*Hutton*, 1938), фельзитов (*Guild*, 1935) и риолитов (*Clarke*, 1910).

Известны находки пьемонтитов в известняках (*Malmqvist*, 1929) и пегматитах (*Bilgrami*, 1956; *Morton, Carter*, 1963). Следует указать также на ассоциации пьемонтита с термолитом (*Eitel*, 1919; *Short*, 1933), пренитом, образующим метасоматические продукты по нефелиновым породам (Ляшкевич, 1948), а также пьемонтиты из марганцовых рудных провинций (*Nayak, Neuvonen*, 1964; *Gaudefroy et al.*, 1965).

Дополнительные парагенезисы пьемонтитов приведены в Приложении 3.

Химизм парагенетических типов эпидотов

В этом разделе сделана попытка выявить типоморфные признаки эпидотов в определенных минеральных ассоциациях и породах. К сожалению, не все анализы эпидотов, приводимые в литературе, сопровождаются подробным описанием парагенезисов. Это не дает возможности рассмотреть составы эпидотов по главным ассоциациям и породам, рассмотренными нами в предыдущем разделе, и делает невозможным соблюдение единого принципа при выделении парагенетических типов. С учетом главным образом состава пород и минеральных ассоциаций, анализы эпидотов были разделены на 15 групп, соответствующих следующим парагенетическим типам эпидотов:

1) эпидотовые породы, связанные с серпентинитами;
2) низкотемпературные гидротермальные образования в основных породах (ассоциации с пренитом, адуляром и пр.);
3) прожилки в амфиболитах, габброидах и эклогитах;
4) из эклогитов;
5) эпидотовые амфиболиты и другие рогообманковые породы;
6а) породы лавсонит-глаукофановой фации с хлоритом;
6б) то же, без хлорита;
7) известково-силикатные породы кианитовой зоны;
8) хлоритовые сланцы;
9) слюдяные сланцы и жилы;
10) гранатовые скарны и другие породы, содержащие кальциевый гранат;
11) безгранатовые скарны и эпидозиты;
12) пегматиты и граниты;
13) ассоциации с кальцитом, включая гидротермальные жилы;
14) из железорудных тел;
15) из гидротермальных прожилков (в основном данные *Myer*, 1965).

В табл. 7 приведены средние значения и средние квадратические отклонения главных ионов кристаллохимической формулы и железистости *(F)* эпидотов выделенных типов. Для сравнения средних составов парагенетических типов использован *t*-критерий (Стюдента). Результаты сравнения приведены в табл. 8, в которой (в клетках) помещены ин-

Таблица 7

Средние значения (верхняя строка) и средние квадратические отклонения (нижняя строка) главных ионов кристаллохимической формулы и железистости эпидотов по отдельным парагенетическим типам

Парагенетический тип	*Si*	*Al*	Fe^{3+}	Fe^{2+}	*Mn*	*Mg*	*Ca*	*OH*	*F*	*n*
1	2,90	2,80	0,26	–	–	–	1,92	1,22	0,10	6
	0,07	0,15	0,14	–	–	–	0,10	0,25	0,06	
2	2,98	2,39	0,59	–	–	–	1,96	0,99	0,20	11
	0,09	0,33	0,28	–	–	–	0,07	0,23	0,09	
3	3,04	2,47	0,50	–	–	0,08	1,91	0,88	0,17	5
	0,06	0,14	0,13	–	–	0,03	0,07	0,21	0,05	
5	3,01	2,33	0,61	–	–	–	1,92	1,03	0,20	20
	0,06	0,21	0,22	–	–	–	0,07	0,38	0,07	
6а	3,08	2,10	0,64	0,14	0,02	0,16	1,68	1,20	0,24	8
	0,14	0,20	0,06	0,09	0,007	0,12	0,23	0,43	0,025	
6б	2,98	2,00	0,78	0,09	–	0,03	1,77	1,90	0,28	5
	0,10	0,12	0,06	0,03	–	0,03	0,08	0,46	0,03	
7	2,99	2,29	0,56	0,015	0,006	0,016	1,95	1,46	0,20	5
	0,05	0,20	0,13	0,011	0,002	0,011	0,04	0,51	0,05	
8	2,97	2,44	0,52	–	–	–	1,98	1,23	0,22	4
	0,05	0,28	0,28	–	–	–	0,04	0,24	0,08	
9	3,02	2,40	0,54	–	–	–	1,95	0,86	0,20	8
	0,04	0,18	0,18	–	–	–	0,06	0,26	0,07	
10	2,99	2,20	0,70	–	–	–	1,96	1,16	0,25	26
	0,10	0,41	0,31	–	–	–	0,12	0,50	0,12	
11	3,01	2,29	0,65	–	–	–	1,96	0,96	0,21	16
	0,05	0,23	0,25	–	–	–	0,10	0,32	0,10	

Таблица 7 (окончание)

Парагенетический тип	Si	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F	n
12	3,06 0,11	2,26 0,16	0,67 0,10	– –	– –	– –	1,92 0,10	0,88 0,46	0,23 0,04	15
13	3,08 0,16	2,23 0,33	0,68 0,20	– –	– –	– –	1,93 0,08	0,95 0,30	0,21 0,10	9
14	2,98 0,06	2,21 0,16	0,82 0,18	– –	0,013 0,008	0,054 0,071	1,99 0,07	0,84 0,32	0,27 0,06	9
15	3,16 0,11	2,41 0,26	0,52 0,23	– –	– –	– –	1,97 0,12	– –	0,18 0,03	16

Данные по четвертому парагенетическому типу не приведены из-за небольшого числа анализов ($n=3$).

дексы тех параметров, по среднему содержанию которых сравниваемые парагенетические типы отличаются с вероятностью более 95%.

Анализируя табл. 7 и 8, можно заметить следующую особенность. В отношении увеличения среднего значения железистости эпидитов парагенетические типы довольно отчетливо группируются в четыре класса: 1 ($\bar{F}=0,10$: эпидотовые породы, связанные с серпентинитами) ⟶ 2 ($\bar{F}=0,17$: прожилки в эклогитах, габброидах и амфиболитах) ⟶ 3 ($\bar{F}=0,20–0,23$: низкотемпературные гидротермальные образования в основных породах; эпидотовые амфиболиты; известково-силикатные породы кианитовой зоны; хлоритовые сланцы; слюдяные сланцы, безгранатовые скарны и эпидозиты; в ассоциации с кальцитом; из пегматитов и гранитов) ⟶ 4 ($\bar{F}=0,24–0,28$: глаукофановые сланцы с хлоритом; гранатовые скарны; из железорудных тел, в основном с магнетитом; глаукофановые сланцы без хлорита). Такая группировка отражает основную закономерность зависимости состава эпидотов от состава первичных пород, что согласуется с данными предшествующих исследователей (*Miyashiro, Seki*, 1958). С другой стороны, эти данные позволяют присоединиться к выводам Миасиро и Секи (*Miyashiro, Seki*, 1958) о том, что расширение поля составов с увеличением степени метаморфизма характернее для разностей, обладающих более низким содержанием Fe^{3+}.

Таблица 8

Сравнение средних значений коэффициентов кристаллохимической формулы и железистости эпидотов из различных парагенетических типов

Парагенетический тип	1	2	3	5	6а	6б	7	8	9	10	11	12	13
15	Si,Al,Fe^{3+},F	Si	Si	Si	Al,F,Ca.	Al,F,Si, Ca,OH	Si	Si	Si	Si,Al,F	Si,Al,F	Si,Al,F	Si,Al,F
14.	Si,Al,Fe^{3+},OH,F		Al,Fe^{3+},Ca F	Fe^{3+},F, Ca	Fe^{3+},Ca, OH, Mg	Al,Ca,OH	Fe^{3+},F, Mn	Al	Al,Fe^{3+}, F		Fe^{3+}	Fe^{3+},Si, Ca	
13	Si,Al,Fe^{3+},F,OH		Fe^{3+}		Ca	Ca, OH							
12	Si,Al,Fe^{3+},F,OH		Al,Fe^{3+}		Al, Ca	Al, Fe^{3+},F Ca, OH		Si	Fe^{3+}	Si			
11	Si,Al,Fe^{3+},F,OH		Al,Fe^{3+}		Al,Ca	Al,Fe^{3+},F, Ca, OH							
10	Si,Al,Fe^{3+},F		Al,Fe^{3+},F, OH		Ca	Ca, OH			Al,Fe^{3+}, OH				
9	Si,Al,Fe^{3+},F,OH				Al,Ca,OH	Al,Fe^{3+}, Ca, OH	OH	OH					
8	Al,F		Ca, OH	Ca	Al, Ca.	Al,Fe^{3+}, Ca, OH							
7	Si,Al,Fe^{3+},F		Mg		Ca,Mg,Fe^{2+}, Mn	Al,Fe^{3+}, Fe^{2+},Ca							
6б	Al,Fe^{3+},F,Ca,OH	Al, Fe^{3+}, Ca, OH	Al,Fe^{3+},F, Fe^{3+}, Ca,Mg,OH	Al,Fe^{3+}, F,Ca,OH	Fe^{3+},F,OH, Mg								
6а	Si, Al, Fe^{3+}, Ca	Al,Ca	Al,Fe^{3+},F, Ca	Al,Ca,F									
5	Si, Al, Fe^{3+}, F, OH												
3	Si, Al, Fe^{3+}, F, OH												
2	Al, Fe^{3+}, F												

В клетках помещены индексы тех параметров, по среднему значению которых сравниваемые парагенетические типы отличаются с вероятностью более 95%.

Для наглядной иллюстрации указанных выше тенденций важнейшие парагенетические типы эпидотов в координатах *Al–F–OH* нанесены на рис. 16. График изображает 95%-ные доверительные эллипсы, построенные на основании средних значений данных компонентов. Поскольку для приведенных на рис. 16 парагенетических типов связь между переменными незначима, оси эллипсов изображены параллельными координатным осям. Цифры в доверительных эллипсах означают номер парагенетических типов и число анализов в них (в скобках).

Естественно, что в отношении среднего содержания алюминия наблюдаются аналогичные тенденции, только в обратном направлении.

В отношении других компонентов, особенно воды, к сожалению, пока никакие определенные выводы сделать невозможно.

Относительно соотношений железистости эпидотов с железистостью других фемических минералов отметим следующее. 1) имеется незначительное число химических анализов и (или) оптических данных, приводимых для сосуществующих минералов; 2) железистость эпидотов и железистость подавляющего большинства сосуществующих минералов – качественно различные величины, что не дает возможности их сравнивать; 3) наибольший интерес представляет соотношение трехвалентного железа эпидотов и Fe^{3+} кальциевых гранатов, однако по первой причине вопрос остается открытым.

Данные о химическом составе сосуществующих минералов приведены в Приложении 4, дополнительные оптические константы можно найти в Приложении 3.

Экспериментальное изучение устойчивости минералов группы эпидотов

Начало систематического изучения устойчивости минералов группы эпидота относится к 50-м годам. В 1953 г. Элерс (*Ehlers*, 1953) предпринял попытку синтезировать эпидот и цоизит в температурном интервале 215–600°С при P_{H_2O}=20–100 *бар*, используя в качестве исходных материалов стекла и смеси окислов соответствующего состава. Однако его попытка оказалась неудачной.

Впервые о синтезе цоизита из водного нитрата кальция, гидроокиси алюминия и кремния при давлении 20 000 *бар* и 800°С сообщил Коес (*Coes*, 1955).

При исследовании системы $CaO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$ в условиях температур 550–600°С и давлений примерно 1,7–3,0 *кбар* Рапп

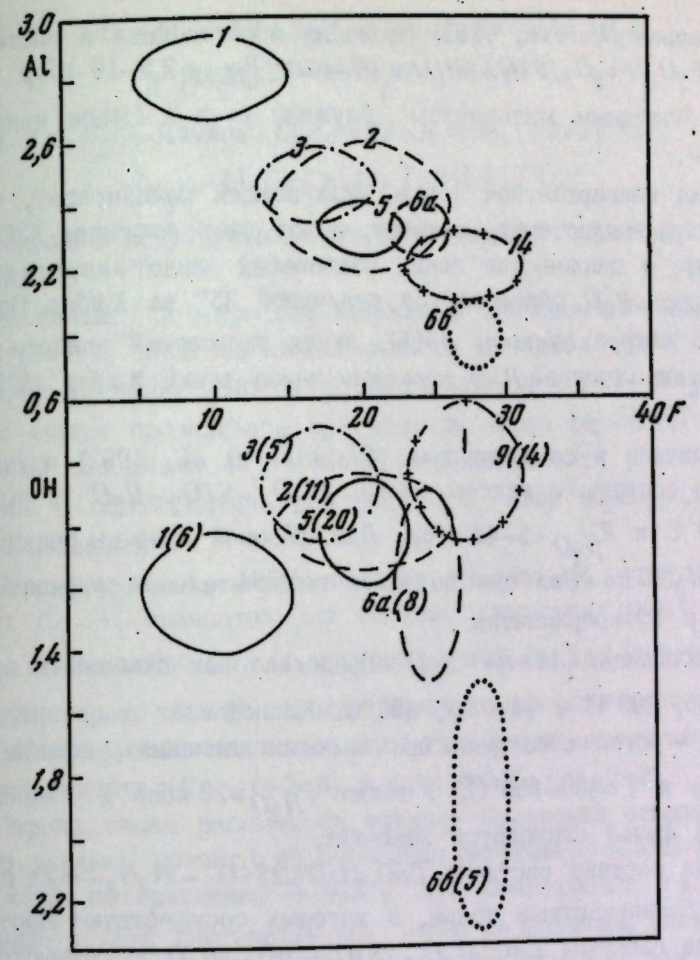


Рис. 16. 95%-ные доверительные эллипсы в координатах *Al–F–OH* важнейших парагенетических типов эпидотов
Цифры в доверительных эллипсах – номер парагенетического типа и число анализов в нем (в скобках)

и Смит (*Rapp, Smith*, 1958) также синтезировали цоизит и везувиан. Везувиан сопровождался анортитом и гроссуляром.

Файф (*Fyfe*, 1960), используя в качестве исходных материалов безжелезистый клиноцоизит и эпидот с 13 вес.% Fe_2O_3 (по оптическим данным), нашел, что при давлении 2 000 *бар* и продолжительности опытов 30–80 дней образуется эпидот при 505 и 630°, в то время как при 715° преобладают анортит, гранат и магнетит. Клиноцоизит образуется при температуре 605°, а анортит и гроссуляр – при 740°. В двух опытах с избытком кварца интенсивный рост эпидота отмечен при 465 и 605°.

Меррин (*Merrin*, 1962) проводил исследования в системе $CaO-Al_2O_3(Fe_2O_3)SiO_2-H_2O$ в области P_{H_2O}=2,5–10 *кбар* и 450–860°С. Исходным материалом служили гели и смеси природных образцов.

Для нонвариантной точки, включающей клиноцоизит, кварц, гроссуляр, волластонит, анортит, автор дает величины 530° и 4,25 *кбар*, а наклон для линии равновесия эпидот+кварц+анортит+ +гроссуляр+H_2O определяется величиной 35° на 1 *кбар*. По данным того же автора (*Newton*, 1966), линия равновесия эпидот=анортит+ + гроссуляр+корунд+H_2O проходит через точки 2 *кбар*, 525°С и 6 *кбар*, 750°С.

Кеннеди с сотрудниками (*Pistorius et al.*, 1962) изучали некоторые составы в системе $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ в условиях 400–900°С и P_{H_2O}=5–42 *кбар*. Для фазовой границы реакции *Ан*+ +*Кор*+H_2O=*Цо*+*Сил* они получили незначительный отрицательный наклон в *PT*-координатах.

Ассоциация *Ан*+*Кв*+H_2O определена как стабильная при P_{H_2O}< < 12 *кбар*, 800°С и 14 *кбар*, 400°С. Клиноцоизит и цоизит, по их данным, – устойчивые фазы при высоких давлениях, но при P_{H_2O} ≈ ≈23 *кбар* и *T*=400–600°С, а также P_{H_2O}=20 *кбар* и *T*=850°С устойчивой фазой становится лавсонит.

Для состава системы $CaO{\cdot}Al_2O_3{\cdot}2SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ приводятся три нонвариантные точки, в которых сосуществуют шесть фаз.

Для системы $CaO{\cdot}Al_2O_3{\cdot}2SiO_2-SiO_2-H_2O$ указываются шесть таких точек:

1) *Ан*+α*Кв*+H_2O=*Клиноц*+*Пироф*=*Клиноц*+*Сил*+α*Кв*+H_2O,

P_{H_2O}=11,6±2 *кбар*, *T*=690±18°С;

2) *Клиноц*+*Пироф*+H_2O=*Лав*+*Кое*=*Лав*+α*Кв*,

P_{H_2O}=23,6±1,5 *кбар*, *T*=606±18°С;

3) *Клиноц*+*Пироф*+H_2O=*Цо*+*Пироф*+H_2O=*Лав*+α*Кв*,

P_{H_2O}=22,6±1,5 *кбар*, *T*=668±40°С;

4) *Ки*+*Цо*+α*Кв*+H_2O=*Цо*+*Пироф*+H_2O=*Лав*+α*Кв*,

P_{H_2O}=21,6±1,5 *кбар*, *T*=736±25°С;

5) *Лав*=*Цо*+*Ки*+α*Кв*+H_2O=*Клиноц*+*Ки*+α*Кв*+H_2O,

P_{H_2O}=20,2± *кбар*, *T*=790±40°С;

6) *Ан*+H_2O=*Клиноц*+*Сил*+α*Кв*=*Клиноц*+*Сил*+β*Кв*,

P_{H_2O}=11,7±2 *кбар*, *T*=845±15°С.

Основные результаты этого исследования отражены на рис. 17 и 18.

Пьемонтит и марганецсодержащий клиноцоизит синтезировал Стренс (*Strens*, 1964) из смеси окислов и стекол при *T*=550–650°С и *P*–2,10–4,0 *кбар*. Синтез осуществлялся при $MnO_2-Mn_2O_3$ буффере, все опыты проводились при наличии зерен обычного эпидота. Кристаллы содержали 40% железистого компонента (пистацита+пьемонтита). В одном случае при 610° и 2,1 *кбар* образовались эпидот и клиноцоизит.

Стренс (*Strens*, 1965) наметил *PT*-пределы устойчивости некоторых *Ca–Al*-силикатов для систем, содержащих избыток SiO_2 и H_2O, с отношением *Ca*:*Al*, изменяющимся от 1:2 (анортит) к 3:2 (гроссуляр) (рис. 19 и 20). Цоизит – возможная фаза во всех системах с *Ca*:*Al* ниже 3:2, максимальная устойчивость достигается для составов цоизита (*Ca*:*Al*=2:3) и пренита (*Ca*:*Al*=2:2).

Стренс также рассмотрел влияние изменений отношения *Al*:*Fe*. По его данным, цоизит с 4% пистацита устойчив до 525°С при давлении 2 *кбар*, по сравнению с 585°С для клиноцоизита и 620–630° для эпидота (35% пистацита) при таком же давлении. Увеличение содержания *Fe* также расширяет пределы устойчивости эпидотовых минералов вследствие наличия их низкотемпературных продуктов разложения. Стренс также подробно исследовал влияние на равновесия эпидотовых минералов колебаний величин P_{O_2}, добавок альбита, $(Na, K)_2O$ и $(Mg, Fe)O$, рассмотрел природные ассоциации цоизит–клиноцоизит, цоизит–эпидот и клиноцоизит–эпидот.

Винклер с сотрудниками (*Winkler, Nitsch*, 1962; *Nitsch, Winkler*, 1965) изучали следующие кривые равновесия:

1) *Цо*+*Кв*=*Ан*+*Грос*+H_2O и 2) *Эп*(+*Кв*)=*Ан*+*Грос*/*Андр*+*Гем*+ +H_2O(+*Кв*). Обе реакции обратимы в присутствии затравок всех фаз. Без затравок не может быть достигнуто ни одно устойчивое равновесие из-за медленных превращений эпидота и цоизита. В качестве исходного материала служили смеси окислов. Были получены эпидоты с железистостью 10 и 33,3 мол.% и гранаты, содер-

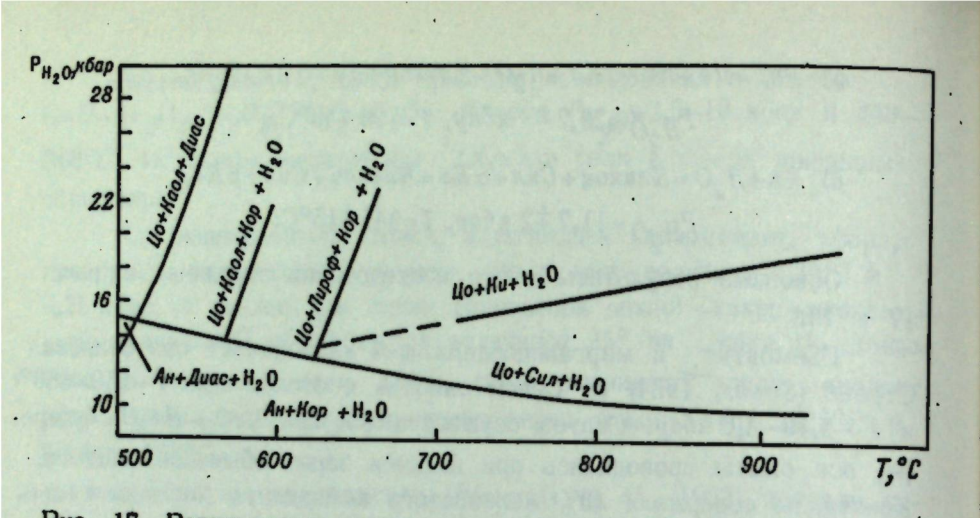


Рис. 17. Результаты эксперимента с исходными материалами состава $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$–$Al_2O_3$–$H_2O$ (*Pistorius a. o.*, 1962)

жавшие (в%): 46 *Грос* + 54 *Андр* и 37 *Грос* + 63 *Андр*.

Эксперимент показал, что и эпидот, и цоизит могут образовываться при более низких давлениях, чем сообщалось. Эпидот может образоваться при P_{H_2O} = 1000–2000 *бар* (при температурах вплоь до 600°, т. е. ниже, чем необходимо для образования цоизита). Это объясняет тот факт, что эпидот во внешних зонах контактового метаморфизма наблюдается чаще, чем цоизит. Другие петрографические наблюдения, а также присутствие цоизита и отсутствие эпидота в некоторых метаморфических породах высоких ступеней иллюстрируют соответствующие кривые равновесия (рис. 21). Ниже приведены данные (*Nitsch, Winkler*, 1965) для верхнего температурного предела устойчивости цоизита и эпидота (с кварцем) в зависимости от давления:

P, *кбар*	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	6,0
Цоизит, °C	–	–	–	400	465	575	665	770
Эпидот, °C	400	500	555	585	600	630	650	680

Ньютон (*Newton*, 1965) экспериментально определил кривую равновесия *Цо* = *Ан* + *Грос* + *Кор* + H_2O в области водного давления 2–7 *кбар* (рис. 21). Исходным материалом служили природные образцы цоизитов (с Fe_2O_3 + *FeO*, равным 1,50 и 1,33 вес.%, *MgO* 0,45 и 0,00, *MnO*

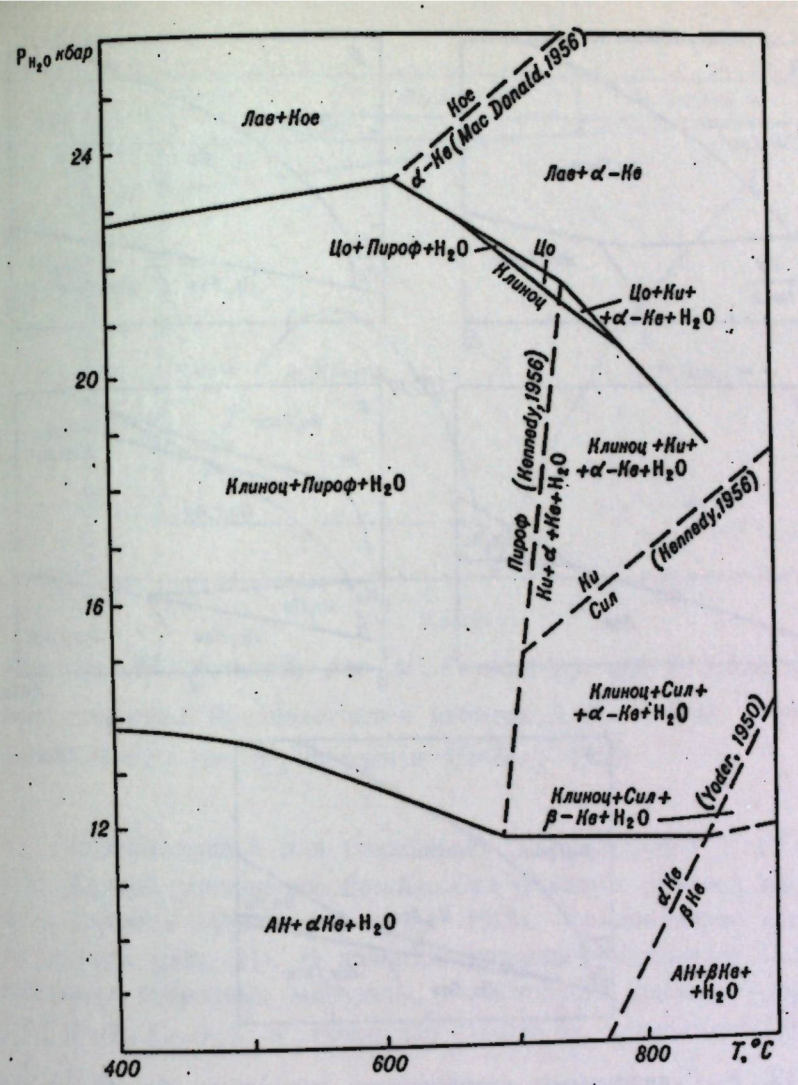


Рис. 18. Результаты эксперимента с исходными материалами состава $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$–$SiO_2$–$H_2O$ (*Pistorius a. o.*, 1962)

0,03 и 0,04), гроссуляра (Fe_2O_3 1,70 вес.%) и анортита. Температура дегидратации цоизита при 2 *кбар* равна 574±7°C; наклон в этой точке равен 18,1 *бар* на 1°C. Кривая в области 200–2000 *бар* рассчитана на основе экспериментальных данных, а в области 0–200 *бар* проэкстраполирована.

Позже Ньютон (*Newton*, 1966) изучил еще равновесия *Цо* + *Кв* = = *Ан* + *Грос* + H_2O (T = 500±15°C, P_{H_2O} = 2 *бар*) и *Цо* + *Кв* + *Сил* = *Ан* + + H_2O (T = 650°C, P_{H_2O} = 8,9 *кбар*).

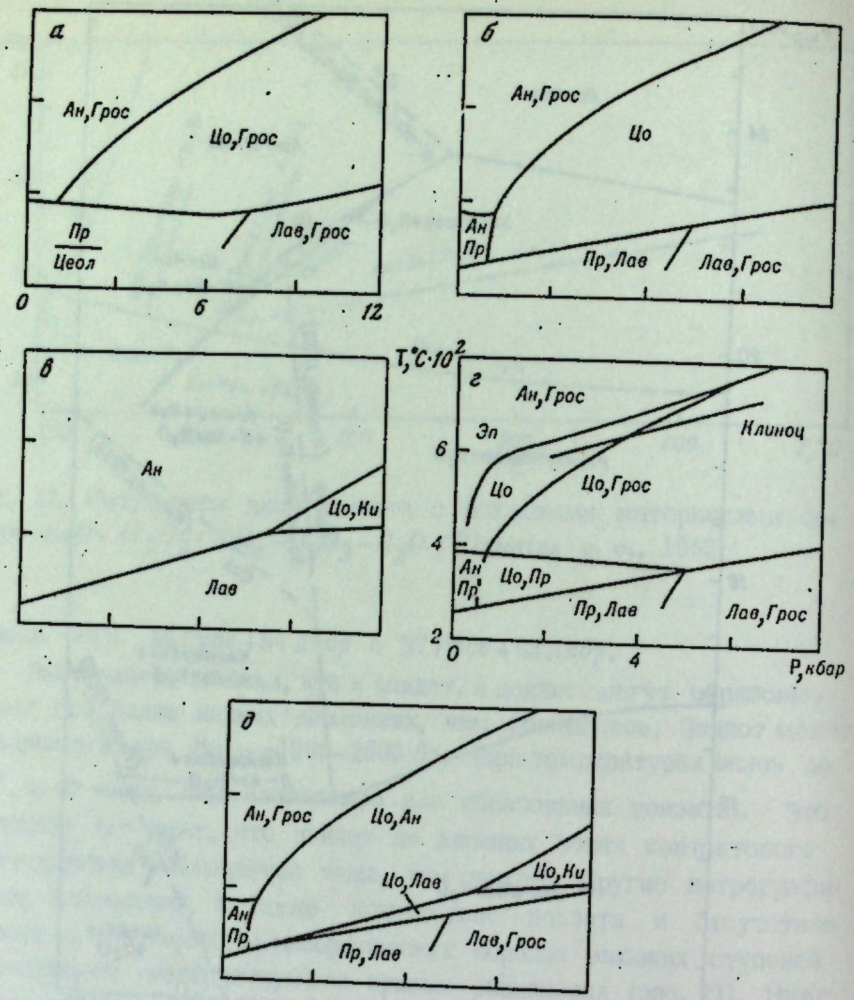


Рис. 19. P–T-диаграммы устойчивости некоторых Ca–Al силикатов при избытке H_2O и SiO_2 (*Strens*, 1965).

Возможные поля устойчивости цеолитов опущены. Положения нонвариантных точек при 330°, 0,8 *кбар* и 300°, 5 *кбар* установлены по экспериментальным, петрографическим и термодинамическим данным и рассматриваются в качестве первых приближений. Поля устойчивости показаны для составов пренита (а), цоизита (б) и анортита (в). Гроссуляр устойчив в P–T-области при $Ca:Al=3:2$. Волластонит обычно пересекает ассоциации с отношением $Ca:Al$, большим, чем у гроссуляра, а Al_2SiO_5 минералы появляются в областях с отношением $Ca:Al$, меньшим, чем в анортите; *г* и *д* – ассоциации Ca–Al-силикатов, ожидаемых между пренит-цоизитовыми (*г*) и цоизит-анортитовыми (*д*) составами. Показана также относительная устойчивость цоизита, клиноцоизита и эпидота (*г*)

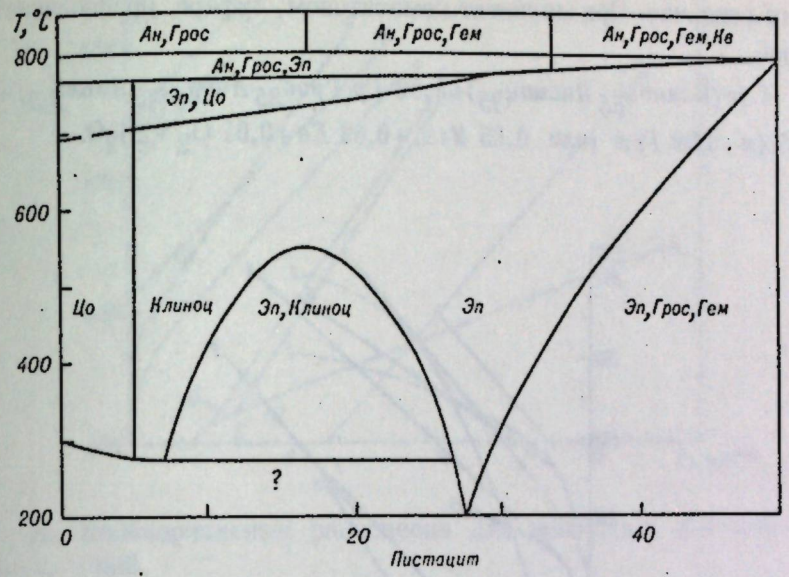


Рис. 20. TX-плоскость для Al–Fe-эпидотов при $P=5$ *кбар* и P_{O_2} в поле гематита. Предполагается избыток SiO_2 и H_2O. Переход *Цо* ⇄ *Клиноц* – при 5% пистацита (*Strens*, 1965)

Наклон кривой для реакции *Цо*+*Кв* составляет 23±2 *бар* на 1°С. Кривая равновесия *Цо*+*Кв*+*Сил* близка к таковой по Ньютону и Кеннеди (*Newton, Kennedy*, 1963). Эти две линии нанесены на график (рис. 21). В качестве исходных материалов Ньютон использовал природные минералы, в частности цоизит, содержащий 1,9% ($FeO+Fe_2O_3$), и гроссуляр (11,846 Å), содержащий 1,0% ($FeO+Fe_2O_3$).

Используя свои экспериментальные и расчетные данные, а также результаты других исследований, Ньютон (*Newton*, 1966) приводит график моновариантных равновесий с участием некоторых Ca-силикатов для 11 реакций (рис. 22). Кроме того, работа Ньютона проиллюстрирована петрологическими примерами соответствующих ассоциаций.

Холдавей (*Holdaway*, 1965) изучал кривую равновесия *Эп* пистацит$_{11}$) + *Кв* = *Ан* + *Грос* + H_2O. Между 1 и 8 *кбар* эта кривая определяется уравнением $T=528°+32{,}4\,P-0{,}39\,P^2$ (рис. 21). Позже он изучал устойчивость эпидота в зависимости от летучести кислорода (*Holdaway*, 1967). Продуктами разложения эпидота являются гроссуляр–андрадит–анортит и одна из ассоциаций *Гем*+*Кв*, *Мгт*+*Кв*, *Мгт*

или *Мгт*+герцинит. При магнетит-гематитовом буфере предполагается реакция:

$$4\ Эп(Клиноц_{65}\ Пистац_{35}) = 1{,}56\ Гр(Грос_{35}\ Андр_{64{,}5}\ Альм_{0{,}5}) + 3{,}35\ Ан + 0{,}90\ Гем\ (или\ 0{,}65\ Мгт) + 0{,}62\ Кв + 0{,}01\ O_2 + 2H_2O.$$

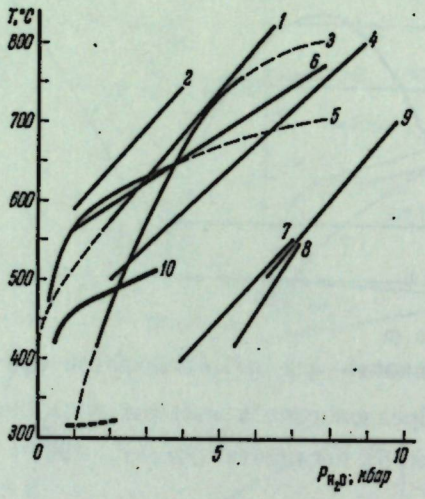


Рис. 21. Экспериментально изученные моновариантные равновесия с участием минералов группы эпидота

1 – *Цо*[(Fe_2O_3+FeO)1,33–1,50] = *Ан* + *Грос* + *Кор* + H_2O (*Newton*, 1965); 2 – *Эп*(*Клиноц*$_{65}$ Пистацит$_{35}$) = *Гр*(*Грос*$_{35}$*Андр*$_{64,5}$*Альм*$_{0,5}$) + *Ан* + *Гем* (или *Мгт*) + *Кв* + O_2 + H_2O (*Holdaway*, 1967); 3 – *Цо* + *Кв* = *Ан* + *Грос* + H_2O (*Nitsch*, *Winkler*, 1965); 4 – *Цо*[$(FeO+Fe_2O_3)$1,9%] + *Кв* = *Ан* + *Грос* + H_2O (*Newton*, 1966); 5 – *Эп*(10 и 33,3 мол.%*F*) + *Кв* = *Ан* + *Гр* (37 и 46% *Грос*) + *Гем* + H_2O (*Nitsch*, *Winkler*, 1965); 6 – *Эп* (11% пистацита) + *Кв* = *Ан* + *Грос* + H_2O (*Holdaway*, 1965); 7 – *Цо* + *Кв* + *Силл* = *Ан* + H_2O (*Sommerfeld*, 1964; по *Newton*, 1965); 8 – *Цо* + *Кв* + *Силл* = *Ан* + H_2O (*Newton*, *Kennedy*, 1963; по *Newton*, 1965); 9 – *Цо* + *Кв* + *Силл* = *Ан* + H_2O (*Newton*, 1966); 10 – *Эп*(*F* ≈ 0,25) + *Ка* + *Вол* = *Грос* (~25% *Андр*) + CO_2 + H_2O. Кривая при X_{CO_2} = 0,00 (*Chatterjee*, 1967).

Пунктир – расчетные или проэкстраполированные кривые. Ниже области, показанной точечной линией, эпидоты не были получены (в опытах *Nitsch*, *Winkler*, 1965).

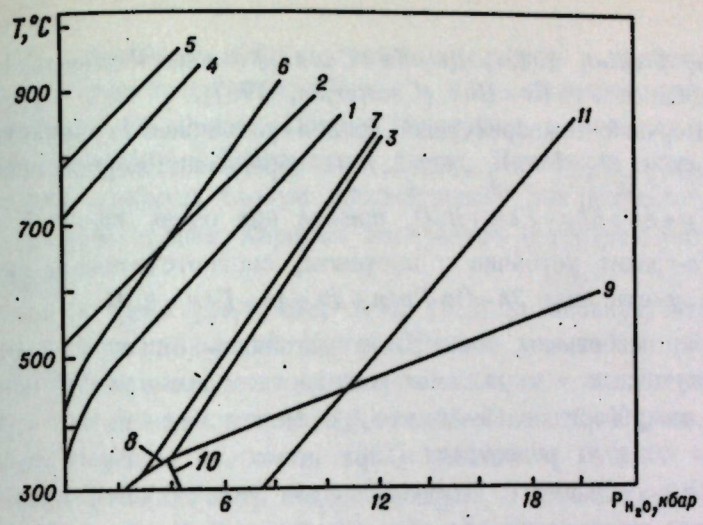


Рис. 22. Моновариантные равновесия для некоторых *Ca*-силикатов (*Newton*, 1966).

1 – *Цо* + *Кв* = *Ан* + *Гр* + H_2O; 2 – *Гр* + *Кв* = *Ан* + *Вол*; 3 – *Цо* + *Силл* + *Кв* = *Ан* + H_2O; 4 – *Гр* + *Кор* = *Ан* + геленит; 5 – *Гр* = *Ан* + *Вол* + геленит (1–5 по *Newton*, 1966); 6 – *Цо* = *Ан* + *Гр* + *Кор* + H_2O (*Newton*, 1965); 7 – *Цо* + *Силл* = *Ан* + *Кор* + H_2O (*Newton*, 1966); 8 – *Лавс* = *Ан* + H_2O (*Crawford*, *Fyfe*, 1965); 9 – *Лавс* = *Цо* + *Силл* + *Кв* + H_2O (*Newton*, *Kennedy*, 1963); 10 – *Лавс* + *Ан* = *Цо* + *Силл* + *Кв* (*Newton*, *ms*); 11 – *Гр* + *Ки* + *Кв* = *Ан* (*Newton*, 1966).

Низкотемпературные ассоциации – с левой стороны реакций; 1–3 – экспериментально изученные равновесия (*Newton*, 1966). Остальные реакции вычислил Ньютон (*Newton*, 1966) по экспериментальным данным

Между 1 и 4 *кбар* кривая равновесия дана уравнением $T = 528° + 60\,P - 1{,}5\,P^2$ (*P* – *кбар*, *T* – °*C*) (рис. 21).

Эксперименты со все более восстановительными буфферами показали, что разложение эпидота происходит при все более низких температурах при равных давлениях.

Резимируя изложенное, отметим, что наиболее полные эксперименты в области P_{H_2O} = 2–10 *кбар* и *T* = 300–900°C имеются для дегидратации цоизита и эпидота (*Merrin*, 1962; *Newton*, 1965; *Holdaway*, 1967) и реакций *Цо* + *Кв* (*Winkler*, *Nitsch*, 1962; *Nitsch*, *Winkler*, 1965; *Newton*, 1966; *Holdaway*, 1967), *Эп* + *Кв* (*Merrin*, 1962;

Nitsch, Winkler, 1965), *Цо+Кв+Силл (Newton, Kennedy*, 1963; *Newton*, 1966) и *Эп+Кв+Вол (Chatterjee*, 1967).

Верхний температурный предел устойчивости эпидота в системе $CaO-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2-H_2O$ определяется равновесием *Эп* = = *Са-Гр+Ан+Кор+Гем+*H_2O, причем при очень высоких давлениях, где *Са*-гранат устойчив с дистеном, соответствующее превращение может иметь вид: *Эп=Са-Гран+Ди+Ан+Гем+*H_2O.

До наибольших температур устойчивы эпидоты с некоторым промежуточным содержанием железистого компонента (по-видимому, небольшим, порядка 10–20 *мол.*%). Менее железистые и более железистые эпидоты разлагаются при несколько меньших температурах.

В ассоциации с кварцем предел устойчивости цоизита определяется равновесием *Цо+Кв=Ан+Грос+*H_2O, а эпидота – равновесием *Эп+Кв=Са*-гранат+*Ан+Гем+*H_2O. "Предельным" по устойчивости и в этом случае является эпидот промежуточной железистости; при этом с повышением давления "предельными" становятся все менее железистые эпидоты. Вопрос об устойчивости эпидотов при малых давлениях ($P<2$ *кбар*) и гидротермальное образование их в близповерхностных условиях дискуссионен (см. выше), хотя проведенные в последние годы на Камчатке прямые эксперименты по минералообразованию в скважинах современных гидротермальных областей подтверждают образование эпидота при сравнительно невысоких P и T. Достоверные природные их находки при наименьших параметрах известны из гипабиссальных пород, связанных с траппами (Соболев, 1936), для которых давление оценивается в 300–350 *бар* (Ревердатто, 1964).

В целом ко многим экспериментам в отношении эпидотов пока следует подходить осторожно, поскольку не всюду в качестве исходных материалов использованы природные минералы, не всюду были получены обратимые переходы, а также следует иметь в виду небольшие скорости реакций с участием минералов группы эпидота.

Зависимость состава эпидотов от *PT*-условий

Для эпидота и ассоциирующих с ним минералов во многих случаях отчетливо фиксируется зависимость состава от условий образования. Так, Харпум (*Harpum*, 1954), изучая кристаллические породы Танганьики, пришел к выводу, что минералы группы эпидота возникли в результате катаклаза *Са*-содержащих пород. Клиноцоизит и эпидот устойчивы в фации зеленых сланцев и альбит-эпидот-амфиболитовой фации, но неустойчивы в альмандин-диопсидовой субфации амфиболитовой фации. Цоизит неустойчив в зеленых сланцах, но устойчив в эпидот-амфиболитовой фации. Появление эпидота в анатектических гранитах Харпум рассматривает как результат контаминации. С точки зрения Харпума невероятно встретить магматический эпидот.

Миаширо и Секи (*Miyashiro, Seki*, 1958) установили, что для низкотемпературных толщ гор Канто (Япония) повышение степени метаморфизма сопровождается расширением поля составов встречающихся эпидотов (по железистости – от интервала 20–40% до интервала 0–50%). Рамберг (*Ramberg*, 1952) предпринял попытку использовать состав плагиоклазов, ассоциирующих с эпидотом, для определения температур метаморфизма, предположив, что их основность контролируется равновесием:

Ан+Ка+H_2O ⇌ *Эп+*CO_2 (падение температуры снижает содержание анортита в плагиоклазе). Этот "термометр" получил достаточно широкое распространение, хотя в ряде случаев истолковывается неточно. В частности, нередко упускается из виду, что он приложим лишь к породам, содержащим кальцит. В целом значение этого "термометра" не следует переоценивать. Величины температур выбраны для него Рамбергом достаточно произвольно и не базируются на экспериментах. Кроме того, трудно учесть влияние на приведенное равновесие изменений железистости эпидота и особенно колебаний соотношения H_2O и CO_2 во флюиде, которые для превращения такого вида могут сказываться весьма сильно (особенно во флюидах, бедных CO_2).

Ниже рассматриваются примеры других "эпидотовых термометров", изученных пока слабо, но могущих давать более надежные результаты. Так, дивариантное равновесие плагиоклаз+калишпат+эпидот+мусковит+кварц±гематит (магнетит) ограничивает основность плагиоклаза при одновременном присутствии калишпата и магнетита (гематита) для каждых конкретных P и T, так что с понижением температуры предельная основность плагиоклаза в этой ассоциации падает. Это же равновесие определяет для данных P и T максимум содержания железистостого компонента в эпидоте, ассоциирующем с мусковитом и кварцем. Величина этого предела также падает с повышением температуры. В то же время данным равновесием определяется при фиксированных *PT*-условиях и минимум основности плагиоклаза в парагенезисе с эпидотом и мусковитом (с понижением T $N_{Пл}^{min}$ снижается), а также минимум содержания же-

лезистого компонента в эпидоте, сосуществующем с калишпатом и магнетитом (гематитом); с понижением температуры этот минимум повышается). Конкретные цифры по данному геологическому термометру пока отсутствуют, но детализация данных по нему (на основе экспериментов и геологических наблюдений) представляется весьма перспективной.

Другим важным равновесием – термометром с участием эпидота является восьмиминеральная ассоциация: *Би+Му+Амф+Хл+Эп+Пл+Мгт+Кв*. Она дивариантна в восьмикомпонентной системе $K_2O-Na_2O-CaO-FeO-MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$ (при избытке воды) и состав каждого минерала в ней является однозначной функцией *PT*-условий. Вероятность находки столь многоминеральной ассоциации невелика. Но исходя из данного равновесия, можно для каждых конкретных *P* и *T* определить предельные составы ряда минералов более распространенных парагенезисов с меньшим числом фаз. Например, этим равновесием ограничивается максимальная основность плагиоклаза в ассоциации с амфиболом, биотитом, магнетитом и кварцем (с ростом температуры данный предел повышается).

Для эпидотов из парагенезиса с хлоритом, мусковитом, плагиоклазом и кварцем существует верхний предел содержания железистого компонента, который снижается с ростом температуры. Аналогично меняется и нижний предел железистости для биотитов из ассоциации с плагиоклазом, магнетитом и кварцем, а также верхний предел железистости хлорита и амфибола из парагенезиса хлорит+амфибол+эпидот+мусковит+кварц. Систематическое изучение соответствующих характеристик минералов перечисленных ассоциаций представляет большой интерес для фациального анализа средне- и низкотемпературных метаморфических образований.

Для более высоких температур важным "термометром" служит равновесие: *Эп+Гр+Амф+КлПи+Пл+Кв+Мгт*. Оно дивариантно в системе $Na_2O-CaO-FeO-MgO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$ (при избытке воды) и определяет для каждых *P* и *T* максимум содержания железистого компонента в эпидоте, ассоциирующем с амфиболом и кварцем. Повышение температуры сдвигает этот предел в маложелезистую область и сужает интервал составов эпидотов, возможных с амфиболом.

На наиболее низкотемпературных ступенях метаморфизма эпидоты вытесняются пумпеллиитом (при больших давлениях – также и лавсонитом). Здесь, по-видимому, возможны лишь их разновидности, очень богатые железом.

Глава 2

ЦОИЗИТЫ

СТРУКТУРА И ИЗОМОРФИЗМ ЦОИЗИТОВ

Кристаллическая структура цоизита

Цоизит – минерал группы эпидота, принадлежащий к ромбической сингонии. Размеры элементарной ячейки цоизита определяли многие исследователи (*Gossner, Mussgung*, 1930; *Waldbauer, McCann*, 1935; *Ito*, 1950; Фесенко и др., 1955) и в среднем могут быть выражены величинами: a=16,20 *kX*, b=5,50 *kX* и c=10,14 *kX*, при 4 "молекулах" $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$ в ячейке. Федоровская группа $D_{2h}^{16} = Pnma$.

Исследования Е. Г. Фесенко, И. М. Румановой и Н. В. Белова (1955) прозрачных и бесцветных кристаллов цоизита, в которых можно было пренебречь содержанием *Fe*, показали, что основу структуры цоизита (рис. 23), как и эпидота, составляют одинарные колонки из *Al*–октаэдров, тянущихся вдоль оси *b*. В эпидоте они двух кристаллографически различных сортов, и каждый Al_I, Al_{II} находится в центре симметрии; в цоизите Al_I, Al_{II} уже не в центрах симметрии, но зато оба сорта *Al* кристаллографически тождественны ($Al_{I,II}$), будучи связаны проходящими через них плоскостями скольжения. К колонкам из $Al_{I,II}$-октаэдров примыкают одиночные Al_{III}-октаэдры, эквивалентные *Fe*-октаэдрам в эпидоте. Колонки из *Al*-октаэдров соединены ортогруппами (SiO_4), диортогруппами (Si_2O_7) и *Ca*-полиэдрами. Цоизит, таким образом, – смешанный силикат с формулой: $Ca_2Al_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$.

Все расстояния *Si–O* в пределах 1,53–1,70 *kX*, при ребрах *Si*-тетраэдров (*O–O*) 2,52–2,82 *kX*. Расстояния *Al–O* в основных колонках 1,93–2,02 *kX*, а в одиночных октаэдрах 1,79–2,08 *kX*. Валентный угол *Si–O–Si* диорогруппы 161°.

Одно ребро *Al*-октаэдра имеет длину 2,44 *kX*, что указывает на водородную связь между O_{IV} и *OH*, причем для O_{IV} баланс валентностей по второму правилу наименее удовлетворительный (1,5).

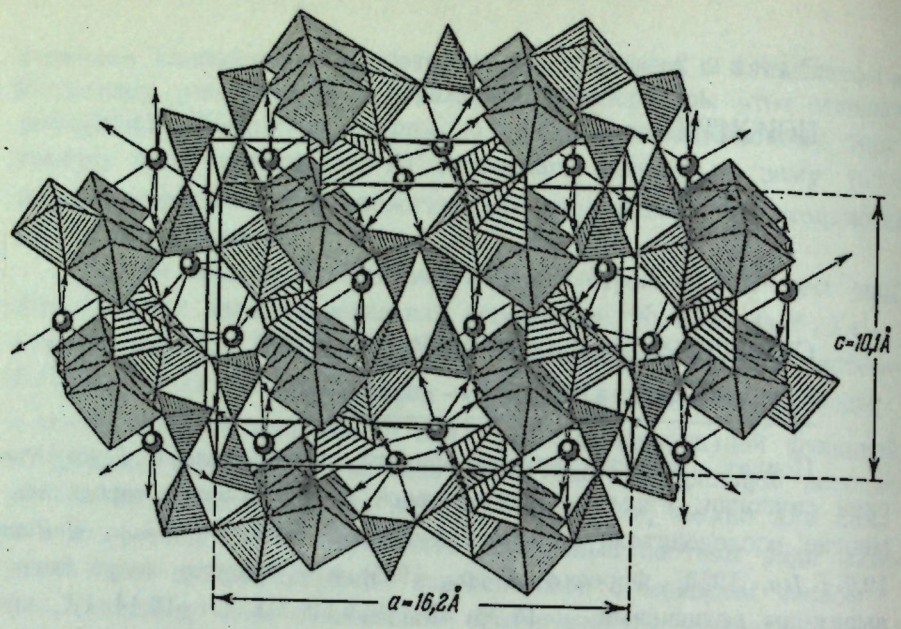


Рис. 23. Схема структуры цоизита. Показаны ионы *Ca* и координационные многогранники (по Фесенко и др., 1955)

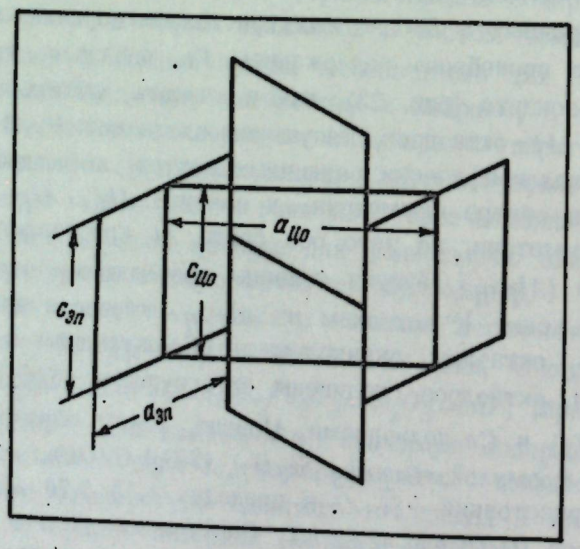


Рис. 24. Соотношения между элементарными ячейками эпидота и цоизита в проекции на плоскость (010) (*Ito*, 1950)

Атомы *Ca* в характерных семивершинниках: комбинация треугольной призмы с полуоктаэдром; Ca_{II}-полиэдр "поставлен" на треугольное основание, а Ca_I-полиэдр "лежит" на ребре.

Соотношение параметров ромбического цоизита и моноклинного эпидота таково, что параметры *b* и *c* цоизита примерно равны параметрам *b* и *c* эпидота, а $2a \cdot \cos\beta$ моноклинного минерала приблизительно равно параметру *a* цоизита. Для перехода моноклинной ячейки цоизита необходимо проявление косых двойников скольжения на плоскостях (100) (рис. 24).

Химический состав и изоморфизм цоизитов

Состав цоизитов не обнаруживает значительных отклонений от идеального состава $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$. Химические составы отдельных представителей цоизитов приведены в Приложении 5, а в Приложении 6 – пересчеты на кристаллохимическую формулу. Общее представление о колебании состава цоизитов дают кривые распределения окислов, помещенные в разделе о соотношении составов минералов группы эпидота. Судя по кривым распределения, а также по средним квадратическим отклонениям (табл. 9), пределы колебаний основных окислов (главных ионов кристаллохимической формулы) ограничены по сравнению с эпидотами и ортитами, за исключением H_2O (или *OH*). По сравнению с эпидотами в цоизитах более высокое содержание *Al*, более низкое Fe^{3+}, Fe^{2}, по сравнению с ортитами они богаче *Si*, *Ca*, *Al*, беднее Fe^{3+}, Fe^{2+} и не содержат *TR*.

Среднее содержание главных ионов кристаллохимической формулы цоизитов приведено в табл. 9. Обращает внимание присутствие незначительного количества двухвалентных катионов и Ti^{4+}, и сравнительно большое для цоизитов среднее содержание Fe^{3+}, которое, как нам кажется, в основном обусловлено старыми определениями Fe_2O_3. В химически достоверных анализах цоизитов железистость не превышает 12 атомн. %.

Если Mn^{2+} поместить в группу *X*, а все остальные катионы за исключением *Si* – в группу *Y*, то окажется, что средний состав цоизитов почти согласуется с общепринятой стехиометрической формулой. Больше всего отличается от идеального содержания лишь количество *Ca*, *Mn* и то в пределах ошибок определений в анализах.

Изоморфизм в цоизитах сильно ограничен по сравнению с другими минералами группы эпидота. Как следует из коэффициен-

Таблица 9

Средние содержания (x) и средние квадратические отклонения (σ) главных ионов кристаллохимической формулы цоизитов

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH
x	3,027	0,005	2,802	0,159*	0,025	0,008	0,033	1,950	1,026
σ	0,082	0,005	0,168	0,127	0,020	0,012	0,045	0,112	0,370
n	70	24	70	70	29	43	53	70	70

* Высокое среднее содержание Fe^{3+} обусловлено наличием большого количества старых химических анализов, сомнительных с точки зрения определения и разделения Fe, а также нескольких анализов, где высокое содержание Fe_2O_3 обусловлено наличием примесей лимонита и гематита (Приложение 5, анализы 1, 15, 27, 38, 27, 51, 70–73, 76–78 и 50, 79).

тов корреляции, (табл. 10), наиболее характерен изовалентный изоморфизм $Al \rightleftarrows Fe^{3+}$ эпидотового типа, о чем свидетельствует высокий коэффициент корреляции между Al и Fe^{3+}.

Наличие значимых отрицательных связей Ca с Mn^{2+} и Al с Fe^{2+}, Mg и положительных между Fe^{2+} и Mg скорее всего говорит в пользу гетеровалентного изоморфизма ортитового типа, хотя в цоизитах TR_2O_3, как правило, не определяется.

Следует обратить внимание также на наличие значимых отрицательных связей Si с Al, Ca, OH, положительной с Fe^{3+}, а также отрицательных связей OH с Al и Ca и положительных с Mn^{2+}. Как уже указывалось для эпидотов и ортитов, ряд из приведенных выше связей зависит от типа выборки и числа анализов в ней (табл. 10, r_{SiAl}, $r_{SiFe^{3+}}$, r_{SiCa}, r_{OHAl}, r_{OHCa}, $r_{OHMn^{2+}}$); другие связи априорные, что видно из вычисления частичных коэффициентов корреляции (ρ Fe^{2+}. $Ca/Mn = -0{,}28$, $r_{знач.} \geq 0{,}38$). Однако не исключено, что наличие некоторых из приведенных выше связей свидетельствует в пользу других типов изоморфизма.

Таблица 10

Коэффициенты корреляции между значениями главных ионов кристаллохимической формулы цоизитов

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca
OH	−0,34; 70	(0,09); 24	−0,42; 70 (−0,34); 24	(−0,03); 70	(0,25); 29	0,46; 43 (0,14); 27	(−0,02); 27	−0,26; 70 (−0,27); 43
Ca	−0,31; 70 (−0,231); 53	(0,13); 24	(0,04); 70	(−0,11); 70	−0,41; 29	−0,38; 43	−0,37; 53 (0,03) 27	
Mg	(0,13); 53	–	−0,37; 53	(0,02); 53	0,45; 27	0,50; 27		
Mn	(−0,26); 43	–	−0,47; 43	0,45; 43	0,54; 27			
Fe^{2+}	(−0,13); 29	–	(−0,30); 29	(0,20); 29				
Fe^{3+}	0,42; 25 (0,02); 70	(0,19); 24	−0,68; 70					
Al	−0,26; 70 (−0,18); 53	(−0,12); 24						
Ti	(−0,27); 24							

Уровень значимости 0,05

n	$r_{знач.} \geq$
70	0,24
53	0,27
43	0,31
29	0,38
27	0,38
25	0,40
24	0,41

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЦОИЗИТОВ

Зависимость физических свойств цоизитов от состава

Оптические свойства и удельный вес

Для цоизита характерны сильные колебания оптических свойств. Имеются цоизиты, в которых плоскость оптических осей параллельна совершенной спайности по (100), а *Np* параллельна кристаллографической оси *x* и дисперсия оптических осей $r < V$. В других цоизитах плоскость оптических осей параллельна (010), *Np* перпендикулярна к плоскости спайности (100), а дисперсия оптических осей $r > V$.

Первая разновидность была названа α-цоизитом, вторая β-цоизитом (*Termier*, 1898, 1900). Считалось, что β-цоизит более богат железом, чем α-цоизит, однако, как показали многие исследователи, это не является закономерностью в каждом случае. Вольф (*Wolff*, 1942) обнаружил, что цоизит из эклогита Зильбербах по существу безжелезистый, но по оптической ориентировке отвечает β-цоизиту. Данные Майера (*Myer*, 1966), по его мнению, свидетельствуют, что β-цоизит менее богат железом, чем α-цоизит. С точки зрения Винчелла (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953), изменение ориентировки плоскости оптических осей происходит примерно при содержании 10 *мол.* % $Ca_2Fe^{3+}_3Si_3O_{12}(OH)$.

Дир с соавторами (1965) отмечали, что низкие значения $2V$ (< 30°) характерны для бедных железом разновидностей, а умеренные значения $2V$ (~60°) – для железистых членов, однако оговаривали, что это не доказано для всех цоизитов.

Майер (*Myer*, 1966) считает, что с увеличением содержания железа $+2V$, по-видимому, изменяется от ≈60° через 0° до 70° с сопутствующим изменением ориентировки оптической плоскости от (010) к (100). Это происходит при $Fe^{3+}_x \approx 0{,}14$.

Большинство цоизитов обладает сильной дисперссией угла оптических осей; (+) $2V$ цоизита, содержащего *MnO* (Приложение 5, анализ 41), для желтого света равен 48°, а для красного 56°. Для цоизита № 40 (Приложение 5) при длине волны 4358 Å $2V$ = =27,2, а при λ=6550 Å угол $2V$=36,7°. Сильная диспессия осей обусловливает голубые аномальные интерференционные окраски многих цоизитов. Франсис (*Francis*, 1958) описал цоизит с α- и β-ориентировкой: ядро сложено α-цоизитом с (+) $2V$ 56° и сильной дис-

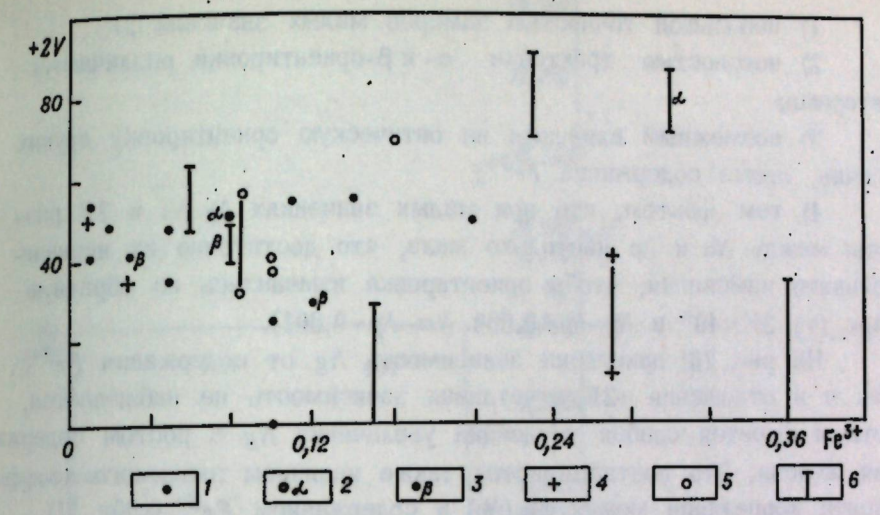


Рис. 25. Взаимоотношения оптической ориентировки, углов оптических осей (+2*V*) и содержания трехвалентного железа (Fe^{3+}) в цоизитах

1-оптическая ориентировка цоизита не указана; 2 и 3 – ориентировка дается по первоисточнику; 4 – цоизит по *Myer*, 1966; 5 – железистый цоизит по *Myer*, 1966; 6 – пределы колебания +2*V* для одного и того же цоизита

перссией $r > V$, вокруг которого расположено кольцо β-цоизита с (+) $2V$=7° и дисперссией $r < V$.

В определении ориентировки α- и β-цоизита имеется большая путаница. По Термье (*Termier*, 1898, 1900), α-цоизитом является цоизит с Пл. о. о. || спайности и $r < V$, β-цоизитом – цоизит с Пл. о. о. ⊥ спайности и $r > V$. Дир с соавторами (1965) и Франсис (*Francis*, 1958), принимая эту ориентировку, приводят дисперссию угла оптических осей , обратную той, которую дает Термье. В книге А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) приведены те же данные по дисперссии, но другая ориентировка кристаллографических осей. Майер (*Myer*, 1966) предлагает отказаться от определений α и β и вместо них использовать термины цоизит [Пл. о. о. ⊥ спайности (100)] и железистый цоизит [Пл. о. о. || спайности (100)].

Нанесение всех значений (+) $2V$, имеющихся в нашем распоряжении, на график (рис. 25) показывает, что в отношении содержания Fe^{3+} нет отчетливой картины как по зависимости (+) $2V$ от содержания Fe^{3+}, так и по изменению ориентировки плоскости осей. С нашей точки зрения это, возможно, обусловлено следующими причинами

1) небольшой точностью замеров малых значений $2V$;

2) неясностью трактовки α- и β-ориентировки различными авторами;

3) возможным влиянием на оптическую ориентировку других причин, кроме содержания Fe^{3+};

4) тем фактом, что при малых значениях $Ng-Np$ и $2V$ разница между Nm и Np настолько мала, что достаточно их незначительного изменения, чтобы ориентировка изменилась на обратную [при (+) $2V \approx 40°$ и $Ng-Np \approx 0{,}008$ $Nm-Np \approx 0{,}001$].

На рис. 26 приведена зависимость Ng от содержания Fe^{3+}. Как и в отношении $+2V$, отчетливая зависимость не наблюдается, хотя и имеется слабая тенденция увеличения Ng с ростом содержания железа. Это подтверждается также наличием значимого коэффициента корреляции между Ng (Np) и содержанием Fe^{3+} (табл. 11). Содержание железа в цоизитах соизмеримо с ошибками его определения, поэтому, как показывают данные табл. 11 и рис. 26, хотя между светопреломлением и содержанием Fe^{3+} корреляция и существует, но она сильно затушевана.

Показатели преломления цоизитов колеблются в пределах: $Ng=1{,}697-1{,}714$, $Nm=1{,}692-1{,}707$, $Np=1{,}691-1{,}702$. Удельный вес 3,00–3,45, c: $Ng=0-30$ (даже в одном шлифе).

Для 14 тулитов (цоизитов, содержащих марганец) эти колебания следующие: $Ng=1{,}700-1{,}725$, $Nm=1{,}693-1{,}705$, $Np=1{,}690-1{,}703$ (*Schaller, Glass*, 1942). Розовая окраска и характерный плеохроизм тулита, по мнению многих, обусловлены магранцем, хотя Шаллер и Гласс (*Schaller, Glass*, 1942) причиной этого считают низкое содержание окисного железа.

Таблица 11

Парные коэффициенты корреляции между некоторыми оптическими свойствами и удельным весом и главными ионами кристаллохимической формулы цоизитов

	n	Si	Al	Fe^{3+}	Ca	OH
Ng	25	(0,073)	(–0,212)	0,414	(–0,056)	(–0,116)
Np		(0,240)	(–0,262)	0,403	(0,011)	(–0,225)
$Ng-Np$		(–0,220)	(0,032)	(0,087)	(0,102)	(0,132)
Уд. вес	36	(–0,028)	(0,156)	(0,177)	(0,091)	(–0,270)

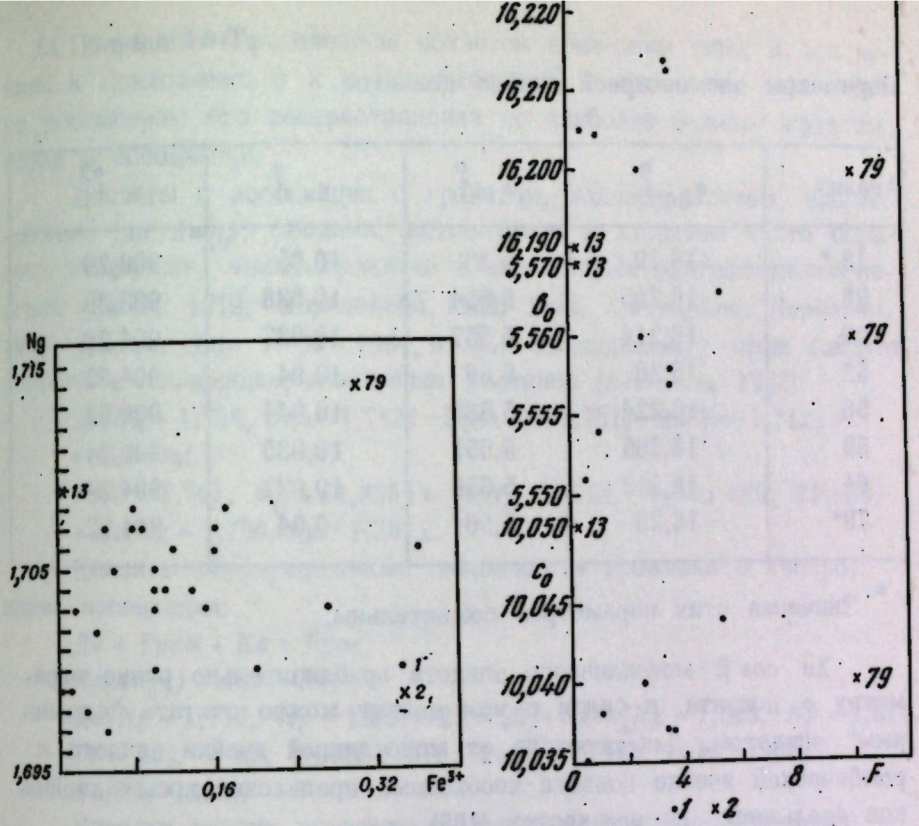


Рис. 26. Изменение Ng в зависимости от изменения содержания Fe^{3+} в цоизитах (13 и 79 – анализы в Приложениях 5 и 6)

Рис. 27. Соотношения между параметрами элементарной ячейки и железистостью цоизита (13 и 79 – анализы в Приложениях 5 и 6)

Параметры элементарной ячейки

Рентгеноструктурное изучение цоизитов проводили многие исследователи (*Gossner, Mussgnung*, 1930; *Waldbauer, McCann*, 1935; *Ito*, 1950; Фесенко и др., 1955; *Lapham*, 1957; *Seki*, 1959; *Myer*, 1966, и др.). Соотношения между параметрами элементарных ячеек цоизита и моноклинного эпидота приведены в табл. 12.

Таблица 12

	a, Å	b, Å	c, Å	β	$2a \cos \beta$
Цоизит	16,19	5,45	10,13	90°	–
Эпидот	8,96	5,63	10,30	115° 24′	16,20 Å

Таблица 13

Параметры элементарной ячейки цоизитов

Анализ	a_0, Å	b, Å	c, Å	v, Å^3
13 *	16,19	5,38	10,05	906,29
28	16,205	5,554	10,038	903,38
29	16,214	5,557	10,037	904,26
52	16,20	5,56	10,04	904,32
56	16,224	5,563	10,044	906,51
59	16,205	5,551	10,035	902,64
64	16,213	5,558	10,037	904,34
79*	16,20	5,56	10,04	904,32

* Значения этих параметров сомнительны.

$2a \cos\beta$ моноклинного эпидота приблизительно равно параметру a цоизита, в связи с чем цоизит можно считать "сдвоенным" эпидотом. Для перехода от моноклинной ячейки эпидота к ромбической ячейке цоизита необходимо проявление косых двойников скольжения на плоскостях (100).

В табл. 13 приведены параметры элементарной ячейки цоизитов, на основе которых построен график (рис. 27). Высокое содержание Fe^{3+} в анализе 79 обусловлено примесью гематита (*Seki*, 1959), а рентгеноструктурные данные анализа 13, как отметил Майер (*Myer*, 1966), вызывает недоумение.

Как видно из графика (рис. 27), намечается слабое увеличение параметров элементарной ячейки с ростом содержания Fe^{3+}.

В заключение следует указать, что пока не может быть речи об определении состава цоизитов по физическим свойствам.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦОИЗИТОВ

Ассоциации цоизитов менее широко распространены в природе, чем ассоциации эпидотов. Многие исследователи отмечали, что цоизиты тяготеют к образованиям несколько больших температур и часто повышенных давлений, включая известково-силикатные гранулиты и некоторые эклогиты (*Kennedy*, 1949).

Природные парагенезисы цоизитов приведены нами в пояснениях к Приложению 5 и в Приложении 3, а здесь мы лишь кратко рассмотрим его распространение по наиболее важным группам пород и ассоциаций.

Цоизиты в ассоциации с гранатом, клинопироксеном, плагиоклазами (до $Ан_{20}$), слюдами, актинолитом и хлоритом часто образует включения, жилы, прожилки в измененных ультраосновных породах (*Eitel*, 1919; Морковкина, 1962; *Seki, Kuriyagawa, Hopikoshi*, 1963; *Kuroda, Sato et al.*, 1964, и др.). По-видимому, сюда следует отнести и ассоциации, описанные Хиетанен (*Hietanen*, 1962):

Ди(Ng = 1,734, Np = 1,712) + Грос (N = 1,751) + *Цо*(Nm = 1,712) + + *Клиноц*;

Гр(N = 1,761, a_0 = 11,885) + *Ди*(Ng = 1,704, Np = 1,680, $2V$ = 60) + *Цо*(Ng = 1,706, Np = 1,701).

Цоизиты образуют также скопления и прожилки в габбро, давая ассоциации:

Ди + Трем + Кв + Грос;

Пл($Ан_{35}$) + *Акт + Ка*;

Цо(Ng = 1,710, Np = 1,695, $2V$ = 50) + *Прен*(Ng = 1,645, Np = 1,617, $2V$ = 65), и др. (*Eitel*, 1919; *Watson*, 1942; *Seki*, 1961; *Heflik*, 1966).

Изредка цоизит встречается также в качестве первичного минерала в некоторых роговообманковых эклогитах (*Eitel*, 1919; *Deer et al.*, 1961; *Vogel, Bahezre*, 1965).

Цоизит встречается также в регионально метаморфизованных основных изверженных породах (эпидоиритах), образующих цоизитовые амфиболиты (*Eitel*, 1919; *Grip*, 1930; *Wiseman*, 1934; *Banno*, 1964; Виноградская, 1964; *Vogel, Bahezre*, 1965; *Myer*, 1966; Белковский, 1967, и др.), иногда относящихся к кианитовой зоне метаморфизма. Отмечены в этих случаях ассоциации:

Цо(+$2V$ = 40–50, 40–80) + *Клиноц*(–$2V$ = 79–106);

Цо + Кв + Акт + Хл;

Цо + Му + Амф + Эп + Ка;

Цо + Пл + Кв + Амф;

Ки + Кв + Цо + Параг + Ро и др.

Известны также ассоциации цоизита (хлорит, клинопироксен, биотит) в известняках (*Eitel*, 1919; *Tilley*, 1927; *Lokka*, 1943; *Deer et al.*, 1961), с корундом ± (*Амф, Пл, Сл*) (*Eitel*, 1919; *Game*, 1954; Виноградская, 1964) и в кварцевых жилах часто с пиритом и халькопиритом (*Eitel*, 1919; Плошко, Богданова, 1963; *Myer*, 1966).

Среди регионально метаморфизованных пород цоизиты чаще всего встречаются в известковистых сланцах, кальцит-цоизит-слюдистых и цоизит-слюдистых сланцах (*Termier*, 1900; *Eitel*, 1919, *Seki*, 1959) и известково-силикатных гранулитах (*Kennedy*, 1949) в парагенезисе с гранатом, кислым плагиоклазом, биотитом, кварцем и кальцитом. Отмечены парагенезисы и с андалузитом (амфибол,) *Кум, Антоф, (Гр, Клиноц, Кл, Пл) (Kistler*, 1966).

Среди прочих пород можно отметить находки цоизита в гранитах и пегматитах (*Eitel*, 1919), в гнездах слюдисто-альбитовых пород [*Цо*(Ng=1,702, Np=1,690, $2V$=40–60) + ломонтит; Толок, Материкова, 1965], в жилах [*Цо*(Ng=1,727, Np=1,713, $+2V$=88) + аксинит (Ng=1,684, Np=1,674, $-2V$=70], секущих граувакки хлоритовой зоны (*Mason*, 1959), и др.

Для выявления типоморфных признаков цоизитов в определенных парагенезисах мы выделили восемь парагенетических типов, исходя главным образом из состава пород:

1) различной степени измененные ультрабазиты,
2) габбро,
3) эклогиты,
4) амфиболиты,
5) известняки,
6) парагенезисы с корундом,
7) кварц-слюдистые сланцы,
8) кварцевые жилы.

В таблице 14 приведены средние значения и средние квадратические отклонения главных ионов и железистости (F) цоизитов выделенных типов, а в табл. 15 – результаты сравнения этих средних значений по отдельным парагенетическим типам с использованием t-критерия (помещены индексы тех компонентов, по среднему значению которых различие значимо с вероятностью > 95%).

Из табл. 14 хорошо видно, что по возрастанию среднего содержания Al цоизиты парагенетических типов располагаются в следующий ряд: 1 (кварц – слюдистые сланцы; известняки) ⟶ 2 (эклогиты; кварцевые жилы) ⟶ 3 (габбро; серпентиниты; амфиболиты) ⟶ 4 (парагенезисы с корундом). Эта тенденция отражает зависимость состава цоизитов от состава вмещающих пород. В отношение других компонентов, а также PT-условий вывести отчетливую закономерность пока невозможно. Однако можно отметить, что цоизиты тяготеют к образованиям нескольких больших температур и часто повышенных давлений, включая известково-силикатные гранулиты и некоторые эклогиты (*Kennedy*, 1949).

Таблица 14

Средние значения (верхняя строка) и средние квадратические отклонения (нижняя строка) главных ионов кристаллохимической формулы и железистости (F) цоизитов отдельных парагенетических типов

Парагенетический тип	Si	Al	Fe^{3+}	Mg	Ca	OH	F	n
1	2,98	2,89	0,15	0,039	2,00	0,86	0,048	8
	0,066	0,15	0,10	0,032	0,08	0,49	0,035	
2	3,11	2,87	0,015	0,044	1,90	0,97	0,0053	5
	0,05	0,06	0,011	0,031	0,14	0,19	0,0038	
3	3,02	2,82	0,14	–	1,98	1,04	0,05	5
	0,10	0,21	0,092	–	0,076	0,024	0,032	
4	3,00	2,89	0,14	–	1,93	0,95	0,047	12
	0,07	0,83	0,087	–	0,10	0,38	0,028	
5	3,06	2,73	0,12	0,030	2,00	1,08	0,04	4
	0,11	0,14	0,15	0,012	0,12	0,37	0,05	
6	3,01	2,98	0,064	0,012	1,99	0,80	0,02	5
	0,09	0,10	0,028	0,010	0,053	0,62	0,0087	
7	3,04	2,71	0,18	–	1,88	1,25	0,064	8
	0,10	0,21	0,12	–	0,15	0,39	0,042	
8	3,05	2,84	0,12	0,011	1,94	0,96	0,042	6
	0,056	0,069	0,069	0,013	0,15	0,27	0,023	

По-видимому, поле составов цоизита расширяется за счет эпидота при увеличении P и T (рис. 28). В отношении температур об этом можно говорить достаточно определенно, поскольку сравнительно высокотемпературная пара эпидот – цоизит из альмандин-бор-

Таблица 15

Результаты сравнения средних значений основных компонентов цоизитов по отдельным парагенетическим типам

Парагенетические типы	Компоненты	Парагенетические типы	Компоненты
1*–2	$>Fe^{3+}$, F, Ca; $<Si$	3–5	Нет
1–3	Нет	3–6	$>Fe^{3+}$, F
1–4	"	3–7	Нет
1–5	$>Al$	3–8	"
1–6	$>Fe^{3+}$, F, Mg	4–5	$>Al$
1–7	$>Al$, Ca	4–6	$>Fe^{3+}$, F; $<Al$
1–8	$>Mg$; $<Si$	4–7	$>Al$
2–3	$<Fe^{3+}$, F	4–8	$>Al$
2–4	$>Si$; $<Fe^{3+}$	5–6	$>Mg$; $<Al$
2–5	$>Al$; $<Fe^{3+}$, F	5–7	Нет
2–6	$>Si$, Mg; $<Al$ Fe^{3+}, F	5–8	$>Mg$; $<Al$
2–7	$>Al$; $<Fe^{3+}$, F	6–7	$>Al$, Ca; $<Fe^{3+}$
2–8	$>Mg$; $<Fe^{3+}$, F	6–8	$>Al$, $<Fe^{3+}$
3–4	Нет	7–8	$<Al$

* Среднее значение компонента, указанного соответствующим индексом, больше (меньше) в парагенетическом типе, приводимом первым.

нит-халькопиритовой породы Лонгвилла (Калифорния) достаточно богата железом (1,40 вес. % Fe_2O_3 в цоизите и 8,66 вес. % в эпидоте; *Strens*, 1965), а такая же пара из низкотемпературных пренитовых пород оказалась маложелезистой (2,96 вес. % Fe_2O_3 в эпидоте).

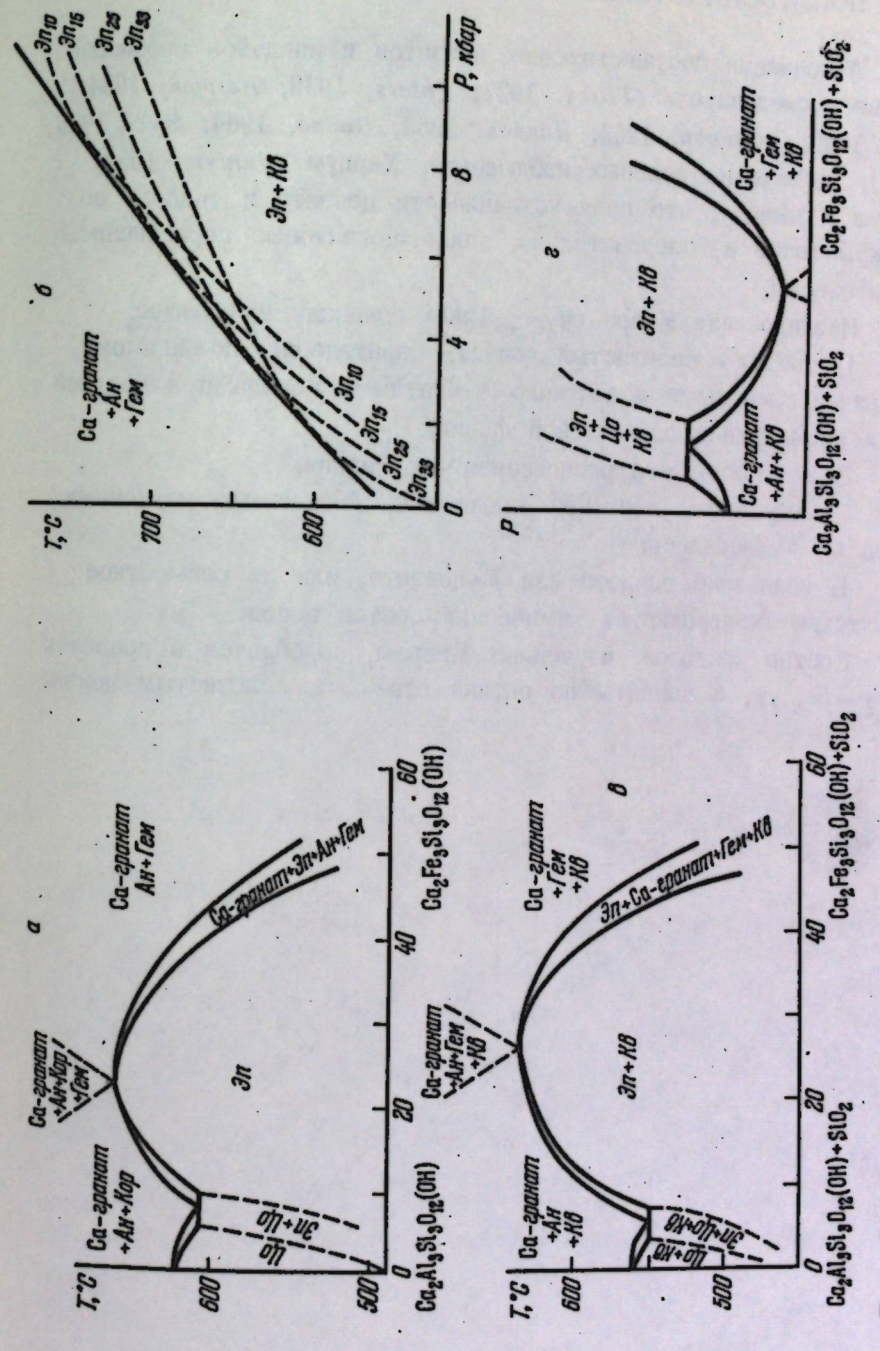


Рис. 28. Зависимость пределов устойчивости эпидотов и цоизитов от их состава

ЦОИЗИТ-ЭПИДОТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Ассоциации сосуществующих цоизитов и эпидотов сообщали многие исследователи (*Tilley*, 1927; *Ehlers*, 1953; *Harpum*, 1954; *Hall*, 1959; *Hietanen*, 1962; *Hansen*, 1963; *Banno*, 1964; *Myer*, 1966, и др.). Исходя из полевых наблюдений, Харпум (*Harpum*, 1954) пришел к выводу, что поля устойчивости цоизита и эпидота не перекрываются и, следовательно, эпидот-цоизитовые парагенезисы неравновесны.

Исследования Миера (*Myer*, 1966) показали следующее:

1) эпидот — железистый цоизит; парагенезис, по-видимому, ограничен слоистыми известково-силикатными породами в средней части альмандин-амфиболитовой фации;

2) возможно, это равновесная ассоциация;

3) перекрытия составов эпидотов и *Fe*-цоизитов изученных пород не наблюдались;

4) появление эпидота или *Fe*-цоизита, или их совместное присутствие контролирует химический состав пород.

Состав эпидотов, изученных Миером, колеблется в пределах $Fe_{0,12}$–$Fe_{0,21}$, а цоизиты по оптике отвечают железистым цоизитам.

Глава 3

ОРТИТЫ (АЛЛАНИТЫ)

СТРУКТУРА И ИЗОМОРФИЗМ ОРТИТОВ

Кристаллическая структура ортита

Ортит (синоним алланит) — минерал моноклинной сингонии, призматический. Гониометрические отношения осей, по данным различных исследователей, колеблются в следующих пределах:

Дана (1929) — $a:b:c=1{,}509:1:1{,}769$, $\beta=115°41'$;

Винчелл (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953) — $a:b:c=1{,}551:1:1{,}768$, $\beta=115°41'$;

Уеда (*Ueda*, 1955) — $a:b:c=1{,}562:1:1{,}779$;

Хинтце (*Hintze*, 1897) — $a:b:c=1{,}5507:1:1{,}7684$; $\beta=115°01'$.

Параметры элементарной ячейки ортита равны:

$a=8{,}98$ Å, $b=5{,}75$ Å, $c=10{,}23$ Å, $\beta=115°$ (*Ueda*, 1955);

$a=8{,}95$ Å, $b=5{,}75$ Å, $c=10{,}22$, $\beta=115°$ (Руманова, Николаева, 1959). Пространственная группа $C^2_{2h}=2_1/m$.

Основу структуры ортита, по данным И. М. Румановой и Т. В. Николаевой, представляют тянущиеся вдоль *b* колонки из *Al*-октаэдров двух сортов (рис. 29). К колонкам из Al_I-октаэдров примыкают *Fe*-октаэдры, к колонкам из Al_{II}-октаэдров — *Ce*-полиэдры; *Al*-колонки разных сортов соединены одиночными (SiO_4)-тетраэдрами и диортогруппами (Si_2O_7), а также *Ca*-полиэдрами.

Расстояния *Fe-O* слегка возрастают по сравнению с *Fe-O* в эпидоте в результате замещения Fe^{3+} менее компактным Fe^{2+}. В связи с этим увеличиваются кислородные ребра *Fe*-октаэдра, что приводит к удлинению периода *c* в ортите по сравнению с *c* для эпидота.

Пять расстояний *Ca-O* заключены в узких пределах 2,30–2,40 Å, одно равно 2,66 Å. Два следующих расстояния *Ca-O* значительно больше (2,94 и 3,11 Å), поэтому считают, что *Ca* рас-

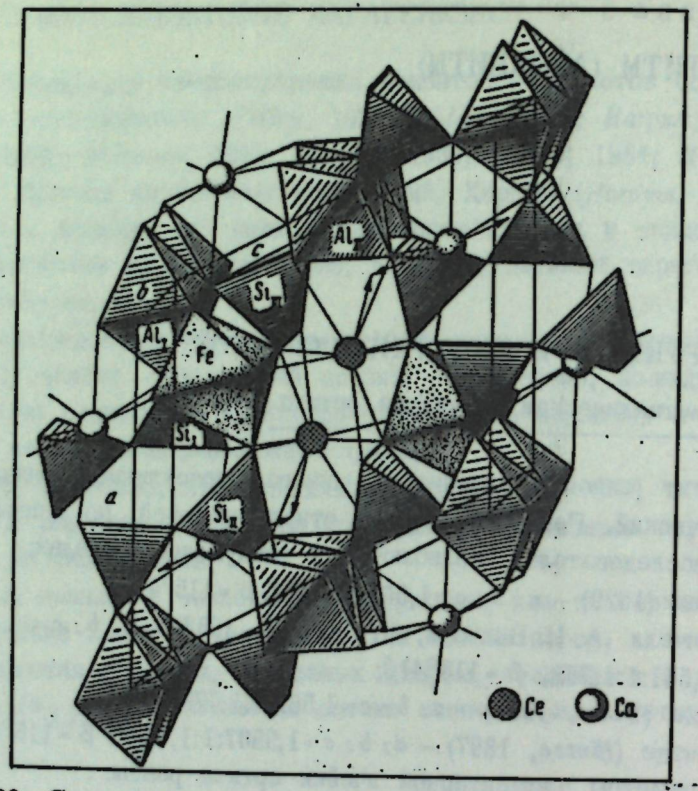


Рис. 29. Структура ортита в координационных полиэдрах по И. М. Румановой и Т. В. Николаевой (1959)

полагается внутри искаженного октаэдра. Расстояния Ce-O колеблются в широких пределах (2,29–2,98 Å), причем лишь три расстояния Ce-O равны 2,70 Å. Таким образом, редкоземельные катионы находятся внутри "рыхлых" кислородных девятивершинников и, следовательно, занимают более крупные полиэдры, чем катионы Ca.

Полученные структурные данные хорошо согласуются с отсутствием спайности в ортите, который этим резко отличается от эпидота, имеющего совершенную спайность вдоль (001) и несовершенную вдоль (100). Вследствие большого заряда катиона Ce по сравнению с Ca естественно ожидать бо́льшую прочность связи в Ce-полиэдрах по сравнению с прочностью связей в Ca-полиэдрах. Упрочнение связей внутри Ce-полиэдров и приводит к исчезновению спайности в ортите.

Далее следует отметить, что ортит повторяет структурный мотив эпидота, однако имеет и отличительные особенности. Из двух кристаллографически независимых атомов Ca структуры эпидота лишь один (а именно расположенный внутри более "рыхлого" кислородного полиэдра) изоморфно замещается атомами Ce в ортите. Одновременно часть катионов Fe^{3+} замещается катионами Fe^{2+}. Таким образом, развернутая формула ортита может быть написана как $CaCe\ (Fe^{2+}, Fe^{3+})\ Al_2O(OH,O)\ (Si_2O_7)\ (SiO_4)$.

Химический состав и изоморфизм ортитов

Помимо структурного сходства с другими минералами группы эпидота, ортит имеет сходство с ними и по химическому составу, благодаря чему он включен в эту группу минералов.

Ортит по сравнению с эпидотом и особенно с цоизитом характеризуется чрезвычайно широким разнообразием химического состава. Результаты химического анализа ортитов, собранные из литературы, помещены в Приложении 7, а в Приложении 8 даны кристаллохимические формулы и железистость ортитов, полученные путем пересчета этих анализов на 13 O^{2-}.

На основании построения гистограмм и других соображений из систематического изучения исключались анализы, в которых:

1) содержание $H_2O > 5$ вес. % или количество $(OH) > 2{,}40$ формульных единиц при пересчете на 13 O^{2-};

2) не определялись ни H_2O^+, ни H_2O, ни потери при прокаливании;

3) содержание $(Na_2O+K_2O) > 2$ вес. %;

4) приводилось суммарное железо;

5) содержалось значительное количество примесей;

6) сумма анализов была больше 101,5 или меньше 98,5.

Кроме того, из рассмотрения исключены редкие разновидности, химический состав которых пока характеризуется единичными анализами: иттроортит, бериллиевый ортит, манганортит, магнезиоортит, нагателит и другие (см. Приложение 7 и 8, анализы 256–263).

Общее представление о пределах колебания химического состава ортитов дают кривые распределения главных ионов кристаллохимической формулы (рис. 30–32). На рисунках не помещены некоторые данные о пределах колебаний ионов из-за их сомнительности и редкости: Si 2,10–2,50 (четыре ортита), 3,50–3,65 (два ортита);

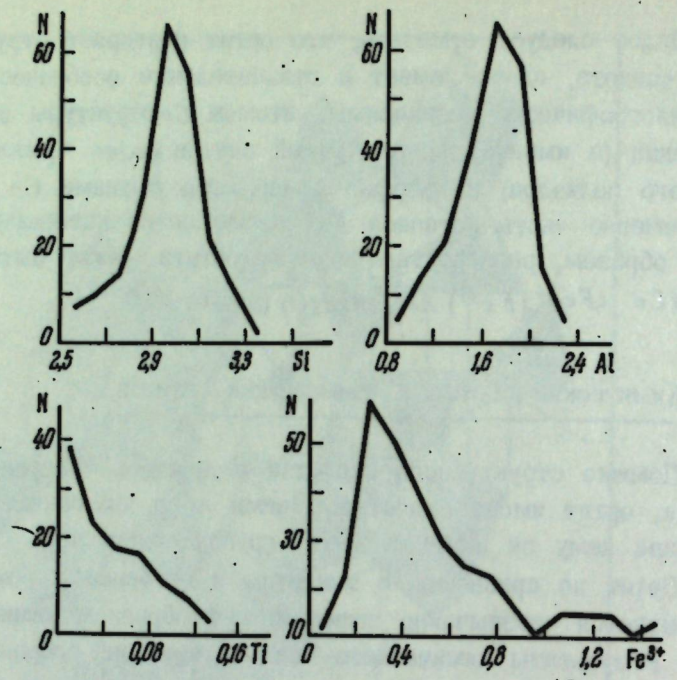


Рис. 30. Кривые распределения Si, Al, Ti, и Fe^{3+} в ортитах
N – абсолютная частота

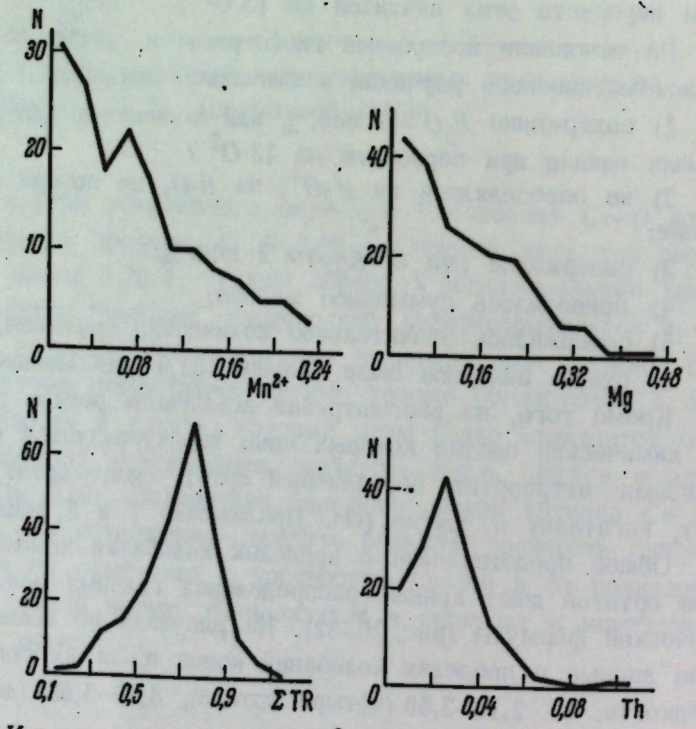


Рис. 31. Кривые распределения Mn^{2+}, Mg, ΣTR и Th в ортитах

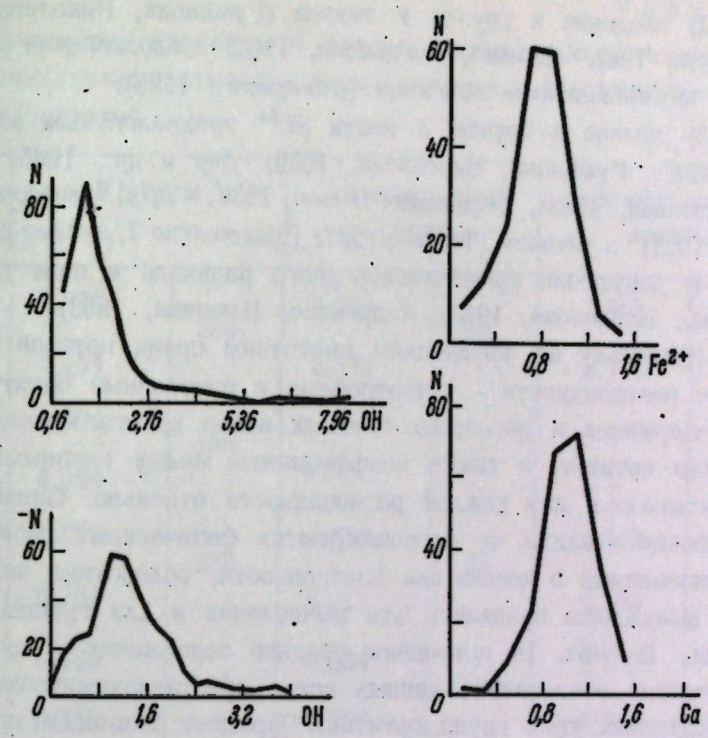


Рис. 32. Кривые распределения OH, Fe^{2+} и Ca в ортитах

Ti 0,40–0,80 (два ортита); Fe^{2+} 1,60–2,23 (три ортита); Mn^{2+} 0,25–0,60 (~20 ортитов); Mg 0,50–1,00 (семь ортитов); OH > 2,40 (~20 ортитов).

В достаточном приближении стехиометрическая формула ортита, принимаемая подавляющим большинством исследователей (Руманова, Николаева, 1959; *Hasegawa*, 1960; Хвостова, 1962; Плошко, Богданова, 1963; Белолипецкий и др., 1967, Кепежинскас, Хлестов, 1967; Андреенко, Плюсина, 1968; и др.), имеет вид:

$$(Ca, TR, Th, Mn^{2+})_2 (Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg)_3 (Si_3O_{12}) (OH).$$

Однако имеются и некоторые вариации, вызванные допущением в ту или другую позицию различных ионов. Если эту стехиометрическую формулу представить в виде $X_2Y_3Z_3 (O, OH, F)_{13}$, то наиболее характерные вариации следующие:

1) вхождение в группу X стронция (Плошко, Богданова, 1963; Андреенко, Плюсина, 1968); Na и K (Руманова, Николаева, 1959; Хвостова, 1962; Плошко, Богданова, 1963, и др);

2) введение в группу Y титана (Руманова, Николаева, 1959; Хвостова, 1962; Плошко, Богданова, 1963; Белолипецкий и др. 1967), двухвалентного марганца (*Hasegawa*, 1958);

3) замена в группе Z части Si^{4+} трехвалентным алюминием (*Ito*, 1947; Руманова, Николаева, 1959; Дир и др., 1965*б*. Андреенко, Плюсина, 1968), бериллием (*Iimori*, 1939, и др.), фосфором (*Iimori et al.*, 1931)[1] и титаном (Черник, 1907; Приложение 7, анализ 256);

4) допущение кремнекислородного радикала в виде $(Si_3(O_9OH))_{12}$ (Плошко, Богданова, 1963; Андреенко, Плюсина, 1968).

Поскольку по физическим свойствам среди ортитов выделяются две разновидности — анизотропные и изотропные ортиты, средние содержания и дисперсии главных ионов кристаллохимической формулы ортитов, а также коэффициенты между главными ионами рассчитывались для каждой разновидности отдельно. Однако многие химические анализы не сопровождаются физическими свойствами или указаниями в отношении изотропности, вследствие чего мы были вынуждены проделать эти вычисления и для группы ортитов вцелом. В табл. 16 приведены средние содержания и средние квадратические отклонения главных ионов кристаллохимической формулы указанных трех групп ортитов. Обращает внимание пониженное среднее содержание алюминия и воды и повышенное содержание трехвалентного железа в анизотропных ортитах по сравнению с изотропными. Применение t-критерия показало, что по среднему содержанию указанных параметров, а именно Al, Fe^{3+} и OH, различие между анизотропными и изотропными ортитами значимо с вероятностью >95%. В связи с этим заманчиво было применить в целях классификации метод дискриминантных функций. Однако в этом случае метод оказался непригодным из-за большой ошибки классификации, обусловленной большим перекрытием полей составов анизотропных и изотропных ортитов.

Сравнение данных табл. 16 с общепринятой стехиометрической формулой ортитов показывает, что в среднем количество катионов группы Z отличается от идеальной формулы в сторону уменьшения. Среднее количество катионов группы X с вероятностью >95% меньше, а количество OH, особенно в изотропных ортитах, с вероятно-

---

1 В анализе № 181 (Приложение 7) содержится 9,07% P_2O_5, однако Плошко (1958) объясняет этот факт присутствием включений апатита.

Таблица 16

Средние содержания (верхняя строка) и средние квадратические отклонения (нижняя строка) главных ионов кристаллохимической формулы ортитов

	Ортиты *		Анизотропные ортиты		Изотропные ортиты	
Si	2,978	200**	2,964	63	2,961	24
	0,154		0,143		0,100	
Ti	0,064	108	—	—	—	—
	0,099		—		—	
Al	1,677	200	1,576	63	1,742	24
	0,284		0,327		0,240	
Fe^{3+}	0,430	164	0,504	56	0,358	24
	0,220		0,257		0,141	
Fe^{2+}	0,760	164	0,767	56	0,735	24
	0,239		0,261		0,124	
Mg	0,147	108	0,187	63	0,107	24
	0,185		0,214		0,094	
Ca	1,046	200	1,020	63	1,070	24
	0,238		0,221		0,196	
OH	1,200	164	1,115	63	1,636	24
	0,490		0,660		0,688	
ΣTR	0,708	200	0,745	63	0,696	24
	0,157		0,159		0,117	
Th	0,123	119	0,020	56	0,030	16
	0,021		0,016		0,024	

* Изотропные + анизотропные + неизвестные.

** Число анализов.

стью > 95% больше по сравнению с идеальной формулой. Количество катионов в позиции Y в анизотропных и суммарных ортитах > 3, а в изотропных < 3.

Преобладающим типом изоморфизма в ортитах является гетеровалентный изоморфизм $Ca^{2+} \cdot Al^{3+} \rightleftarrows (TR^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+})$. С этим типом изоморфизма также связано вхождение Th, Mn^{2+}, Sr на место Ca^{2+} и Ti, Cr, Mn^{3+} на место Al, но в резко ограниченном количестве. Изовалентный изоморфизм типа $Al - Fe^{3+}$, играющий основную роль в эпидотах, в ортитах имеет подчиненное значение.

Вопросы изоморфизма решались нами путем проверки гипотез на основе коэффициентов корреляции, приведенных в табл. 17. Исходя из главного типа изоморфизма в ортитах, мы должны ожидать наличия значимых отрицательных связей Al и TR, Al и (Fe^{2+}, Mg) [или Ca и TR, Ca и (Fe^{2+}, Mg)], а также положительных между TR и (Fe^{2+}, Mg) [или Ca и Al]. Расчеты, приведенные в табл. 17, подтверждают эту гипотезу. Этим же типом изоморфизма обусловлено наличие значимых положительных связей Ti с двух- и трехвалентным железом и отрицательной с Ti и Al.

Наличие отрицательной значительной по величине корреляции между содержанием Al и Fe^{3+} говорит в пользу наличия изоморфизма $Al - Fe^{3+}$ в ортитах.

Следует обратить внимание на существование значимых отрицательных коэффициентов корреляции между содержанием Si и Ti, Al, Fe^{3+}, Mg, OH и положительных Si с Fe^{2+}, TR, а также отрицательных между OH и Fe^{2+}, Mg, TR. Не задаваясь целью обязательно объяснить эти связи, укажем, что их наличие, по-видимому, обусловлено многими причинами. Так, значимость некоторых из приведенных связей зависит от выборки. Поскольку некоторые окислы определялись не во всех анализах, для расчета коэффициентов корреляции анализы группировались по принципу определения окислов, между которыми рассчитывались связи, в отдельные выборки. В связи с этим для окислов, которые определялись во всех анализах, r рассчитывались несколько раз. Оказывалось, что некоторые коэффициенты корреляции значимы лишь в одной выборке из нескольких. Это относится к связям Si с Fe^{2+}, Si с Al (для всех ортитов), Si с Fe^{3+} (для всех ортитов) OH с Mg, Fe^{2+}, Si (в изотропных ортитах). Этот факт указывает на возможность появления случайных связей. Некоторые из приведенных коэффициентов корреляции отражают связи априорные, что обнаруживается при вычислении частных коэффициентов корреляции.

Таблица 17

Значимые коэффициенты корреляции между значениями главных ионов кристаллохимической формулы ортитов

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Ca	OH	ΣTR
TH			0,280; 56						
			−0,400; 200		0,341; 164		−0,432; 164	−0,295; 164	
ΣTR	0,500; 56		−0,644; 63		−0,543; 56		−0,378; 56	−0,397; 56	
	−0,311; 164				−0,257; 164		−0,693; 24		
OH	−0,597; 63				−0,318; 56				
					−0,482; 24	−0,438; 24			
					−0,484; 164				
Ca					−0,514; 56				

Таблица 17 (окончание)

	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	
Ca			−0,190; 108		−0,341; 108	
Mg	−0,338; 56				−0,374; 56	
	0,500; 24					
Fe^{2+}		0,216; 108	−0,293; 164	−0,203; 164		
	0,330; 56	н/выч.	−0,384; 56			
	0,458; 24	н/выч				
	−0,207; 164	0,230; 108	−0,510; 164			
Fe^{3+}	−0,414; 56	н/выч	−0,440; 56			
		н/выч	−0,657; 24			
	−0,200; 164	−0,375; 108				
Al		н/выч				
	−0,592;	н/выч				
	−0,581; 108					
Ti	н/выч					
	н/выч					

	n	r знач. ≥
Ортиты все	200	0,14
Ортиты анизотр.	164	0,16
Ортиты изотроп.	108	0,20
	63	0,25
	56	0,27
	24	0,41

н/выч — коэффициент не вычислялся.

С другой стороны, некоторые из приведенных связей могут быть обусловлены объективными причинами. Например, отрицательная связь *Si* с *Al* говорит в пользу замены алюминием *Si*, что допускается многими исследователями (*Ito*, 1947, 1950; Дир и др., 1965, и др.), однако отрицается другими (Белов, Руманова, 1954).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОРТИТОВ

Зависимость физических свойств ортитов от состава

Физические свойства ортитов — удельный вес и кристаллооптические константы — колеблются в широких пределах. Многие исследователи (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Хвостова, 1962; Дир и др., 1965, и др.) отмечали, что это обусловлено частично различием в их химическом составе, а также степенью кристалличности отдельных минералов. Указывалось, что показатели преломления и удельный вес возрастают с увеличением степени замещения кальция редкими землями и алюминия — железом, причем метамиктные образцы имеют более низкий удельный вес и более низкий показатель светопреломления по сравнению с неметамиктными.

Темпель (*Tempel*, 1938) отметил, что увеличение содержания воды в ортитах вызывает уменьшение удельного веса.

Большинство ортитов оптически отрицательны, однако известны и оптически положительные разности. Отмечены ортиты с двумя оптическими ориентировками: в одних плоскость оптических осей параллельна (010), в других нормальна к ней.

Как было показано в предыдущем разделе, среди ортитов по физическим свойствам выделяются две основные разновидности: анизотропные и изотропные. Оказывается, что эти разновидности отличаются и по химическому составу, в частности — по содержанию воды. Применение дискриминантной функции для классификации на основе химического состава не дало ожидаемого эффекта из-за большой ошибки классификации. Поэтому многие ортиты, которые не сопровождались указаниями об их изотропности или анизотропности, в статистической обработке не участвовали.

В качестве иллюстраций зависимости физических свойств от состава на графиках (рис. 33 и 34) изображена зависимость показателей преломления и удельного веса от содержания редких земель в анизотропных (точки) и изотропных (крестики) ортитах. Не-

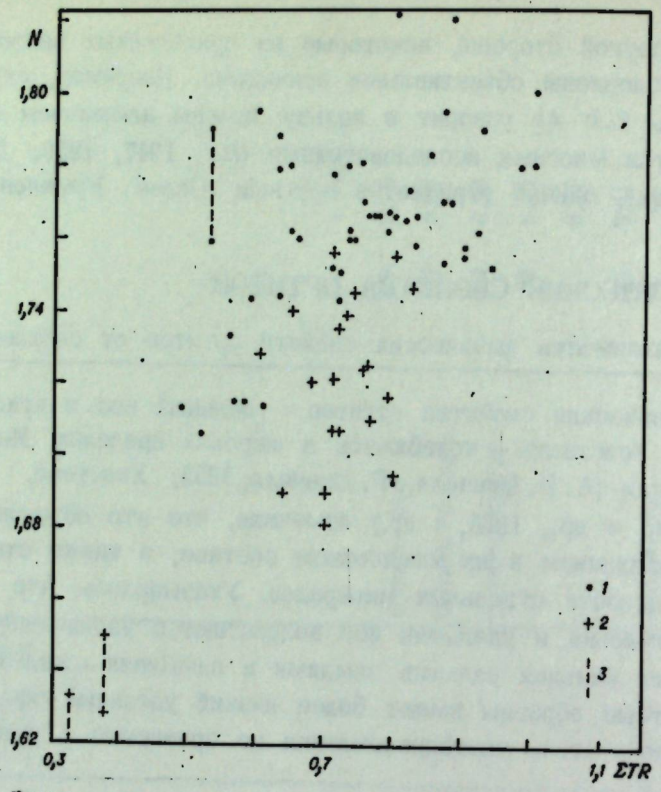


Рис. 33. Зависимость светопреломления (N) ортитов от содержания в них редких земель (ΣTR)

1 – анизотропные ортиты, 2 – изотропные ортиты, 3 – пределы колебания светопреломления в одном и том же образце

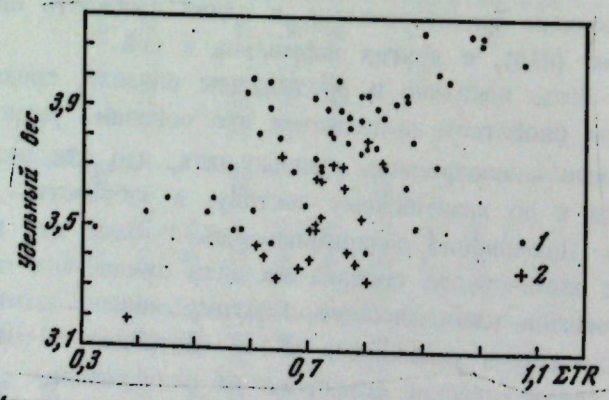


Рис. 34. Изменение удельного веса в зависимости от содержания редких земель (ΣTR) в ортитах

1 – изотропные ортиты, 2 – анизотропные ортиты

Таблица 18

Парные коэффициенты корреляции между содержанием главных параметров кристаллохимической формулы ортитов и значениями физических свойств

	n_1	Si	Al	Ca	OH	ΣTR	n_2	$\Sigma Fe^{3+}+Fe^{2+}$
			Анизотропные ортиты					
Ng	35	(0,169)	–0,403	(–0,142)	–0,454	0,597	41	0,604
Np	35	(0,118)	–0,371	(–0,100)	–0,464	0,543	41	0,571
Ng–Np	35	(0,198)	(–0,218)	(–0,189)	(–0,115)	0,340	41	0,324
Уд. вес	51	0,340	–0,427	–0,310	–0,374	0,598	55	0,344
			Изотропные ортиты					
N	21	(0,100)	(–0,376)	(–0,198)	(–0,282)	0,572	23	0,549
Уд. вес	21	(0,046)	(–0,376)	–0,522	(–0,138)	0,732	23	0,584
			Неизвестные ортиты					
Уд. вес	–	–	–	–	–	–	85	(–0,100)

смотря на значительный разброс точек, наблюдается основная тенденция увеличения светопреломления и удельного веса с ростом содержания редких земель, отмеченная предшествующими исследователями. Количественная оценка силы связи в анизотропных и изотропных ортитах приведена в табл. 18.

Из табл. 18 видно, что светопреломление и удельный вес увеличивается с ростом содержания ΣTR и $\Sigma Fe^{3+}+Fe^{2+}$, что обусловлено двумя основными типами изоморфизма в ортитах: $Ca-\Sigma TR$ и $Al-(Fe^{3+}, Fe^{2+})$. Обращает внимание наличие значимых отрицательный связей светопреломления и удельного веса и содержания воды в анизотропных ортитах. Вычисление частного коэффициента корреляции показывает, что эта связь косвенная, т.е. светопреломление и удельный вес связаны с OH постольку, поскольку OH в свою очередь связана с содержанием ΣTR: $\rho_{Ng(OH)/\Sigma TR} = -0{,}30$, $t = 1{,}70$, $t_{05} = 1{,}96$.

Таблица 19

Параметры элементарной ячейки ортитов

Анализ	a, Å	b, Å	c, Å	β°
1	8,93	5,72	10,17	116°00′
2 (Кумскова, Хвостова, 1964)	9,00	5,75	20,26	116°00′
2 (Руманова, Николаева, 1959)	8,95	5,75	10,22	115°
46	9,00	5,77	10,26	115°57′
86*	9,12	5,82	10,22	116°49′
103	8,93	5,79	10,15	116°15′
112	8,98	5,75	10,23	115°00′
132	9,00	5,72	10,26	116°16′
158	8,90	5,70	10,16	116°18′
174	9,05	5,79	10,24	116°39′
177	9,00	5,79	10,25	116°13′

Сравнение аналогичных парных коэффициентов корреляции изотропных и анизотропных ортитов показывает, что значимых отличий нет. Например, $r'_{D\Sigma TR}=0{,}598$ для анизотропных и $r_{D\Sigma TR}=0{,}372$ для изотропных ортитов; $u_{Z'-Z''}=0{,}9$, $u_{05}=1{,}96$. Однако сравнение линий прямолинейной регрессии показывает, что линии анизотропных ортитов значимо отличаются от линий изотропных ортитов. Например,

анизотропные ортиты:

$$D=3{,}2725+0{,}7179\,TR; \qquad (3.69)$$

изотропные ортиты:

$$D=3{,}2041+0{,}4426\,TR \qquad (3.70)$$

Вычисление t-критерия дает следующий результат:

$$t=\frac{|b_1-b_2|}{S(b_1-b_2)}=3{,}77, \qquad t_{01}=2{,}65.$$

В отношении других свойств мы имеем слишком мало данных, чтобы применить статистическую обработку. Рентгеноструктурные данные характеризует табл. 19.

Возможность определения состава ортитов по физическим свойствам

Исходя из данных табл. 18, а также дисперсий и $\bar{x}$, можно было бы рассчитать уравнения прямолинейной регрессии для определения содержания ΣTR и ΣFe по свойствам, однако ошибки в определении были бы слишком велики. Так, для анизотропных ортитов в определении ΣTR ошибки были бы равны: по N_g ±0,11 формульных единиц, по удельному весу ±0,13 единиц, для изотропных: по N_g ±0,10, по удельному весу ±0,08. Ошибки в определении ΣFe были бы еще больше. Эти ошибки сопоставимы с дисперсиями изменения соответствующих свойств, что указывает на нецелесообразность определения состава по свойствам.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРТИТОВ

Ортит – широко распространенный акцессерный минерал. Он встречается в гранитах (*Hintze*, 1897; *Eitel*, 1919; *Walker, Parsons*, 1923; *Takubo*, 1934; *Ueda*, 1955; Юрк, 1956; *Smith et al.*, 1957; Плошко, 1963; Семенов, 1963; Кумскова, Хвостова, 1964; Голдин, 1966, и др.), гранито-гнейсах (*Engström*, 1879; *Eitel*, 1919; *Tempel*, 1938; Афанасьев, 1958; Хвостова, 1962; Свяжин, 1967, и др.), гранитных пегматитах, совместно с полевыми шпатами, слюдами, гранатом, цирконом, бериллом, топазом, фергусонитом, касситеритом, торбернитом, уранинитом, ксенотимом, колумбитом и пр. (*Eitel*, 1919; Алимарин, Ромм, 1935; Гаврусевич, 1937; *Hata*, 1938, 1939; Лабунцов, 1939; *Goddard, Glass*, 1940; Костылева, Казакова, 1947; *Marble*, 1950; *Hutton*, 1951; *Hasegawa*, 1958; Ерджанов, Сатрапинская, 1960; Хвостова, 1962; *Wilson*, 1966 и др.) и щелочных породах (*Tempel*, 1938; Овчинников, Цимбаленко, 1948; Бонштедт-Куплетская, 1951; Меликсетян, 1960; Свяжин, 1967 и др.). Реже он наблюдается

в метаморфических породах, контактово-метасоматических и постмагматических образованиях (карбонатитах, альбититах, диопсидо-скаполитовых образованиях и пр.) и в скарнах. Единичные находки ортита обнаружены в диоритах и габбро, а также вулканических породах.

Поскольку минералогии ортита, в частности изучению его парагенетических особенностей, посвящено несколько крупных исследований (*Hasegawa*, 1958, 1961; Хвостова, 1962; Семенов, 1963), в этом разделе мы лишь кратко коснемся химизма ортитов важнейших парагенетических типов, описание которого отсутствует в указанных выше работах.

Исходя из состава пород и минеральных парагенезисов, химические анализы ортитов можно разделить на восемь групп, отвечающих следующим парагенетическим типам:

1) ортиты щелочных пород,
2) ортиты гранитных пегматитов,
3) ортиты полевошпатовых пород неясного генезиса,
4) ортиты из гранитов,
5) ортиты из гранито-гнейсов,
6) ортиты из кварцевых жил,
7) ортиты из скарнов,
8) ортиты в ассоциации с кальцитом.

В табл. 20 приведены средние химические составы выделенных парагенетических типов, а в табл. 21 — результаты сравнений средних содержаний основных компонентов по t-критерию Стьюдента. Помещены лишь значимые различия с вероятностью >95%.

Таблица 20

Средние содержания (верхняя строка) и средние квадратические отклонения (нижняя строка) главных ионов и железистости (F) ортитов отдельных парагенетических типов

Парагенетический тип	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	3,00	3,00	2,99	3,01	2,96	2,99	3,03	3,08
	0,05	0,13	0,15	0,15	0,20	0,11	0,15	0,08
Al	1,70	1,69	1,82	1,69	1,72	1,71	1,65	1,65
	0,30	0,26	0,16	0,34	0,13	0,18	0,53	0,17
Fe^{3+}	0,52	0,42	0,42	0,39	0,23	0,50	0,45	0,34
	0,18	0,18	0,23	0,26	0,10	0,16	0,17	0,13
Fe^{2+}	0,68	0,79	0,80	0,83	0,90	0,69	0,72	0,77
	0,10	0,20	0,25	0,30	0,11	0,16	0,57	0,23
Mn	0,10	—	—	—	—	0,03	—	0,04
	0,04	—	—	—	—	0,03	—	0,05
Mg	0,18	—	—	—	—	0,29	0,33	0,24
	0,08	—	—	—	—	0,12	0,28	0,12
Ca	1,06	1,00	1,09	1,10	1,00	1,10	1,17	1,00
	0,12	0,20	0,22	0,25	0,22	0,17	0,24	0,30
OH	0,65	1,20	1,01	1,40	1,58	1,04	1,02	1,04
	0,40	0,51	0,48	0,50	0,66	0,40	0,41	0,61
ΣTR	0,80	0,70	0,68	0,70	0,71	0,67	0,72	0,69
	0,09	0,14	0,11	0,17	0,06	0,14	0,24	0,23
F	0,24	0,20	0,18	0,18	0,12	0,22	0,22	0,17
	0,09	0,09	0,08	0,11	0,05	0,05	0,11	0,06
n_1	9	45	13	18	6	6	9	6
n_2*	—	49	16	26	8	—	10	—

* n_2 — число анализов, на основе которых рассчитаны средние содержания *Si*, *Al*, *Ca*, *OH*, ΣTR для 2–5 и 7-го парагенетических типов.

Таблица 21

Результаты сравнения средних содержаний главных ионов и железистости ортитов по отдельным парагенетическим типам

Парагенетические типы	Параметры	Парагенетические типы	Параметры
1–2	$>TR; <OH, Fe^{2+}$	3–5	$>Fe^{3+}; <OH$
1–3	$>TR, F$	3–6	Нет
1–4	$>TR; <OH$	3–7	Нет
1–5	$>TR, Fe^{3+}, F; <Fe^{2+}, OH$	3–8	$>Al$
1–6	$>TR$	4–5	$>Fe^{3+}, F$
1–7	$<OH$	4–6	$>OH$
1–8	$>F$	4–7	$>OH$
2–3	Нет	4–8	Нет
2–4	"	5–6	$>Fe^{2+}; <Fe^{3+}, F$
2–5	$>Fe^{3+}, F$	5–7	$<Fe^{3+}$
2–6	Нет	5–8	$>Fe^{2+}; <Fe^{3+}$
2–7	"	6–7	Нет
2–8	"	6–8	$>F$
3–4	$<OH$	7–8	Нет

Среднее содержание компонента больше (меньше) в парагенетическом типе, указанном первым.

Глава 4

СООТНОШЕНИЯ СОСТАВОВ В МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ ЭПИДОТА

В группе эпидота объединяются водосодержащие кальциевые алюмосиликаты — ромбический цоизит и моноклинный эпидот (клиноцоизит—эпидот—пьемонтит) и ортит. Как было показано в предыдущих главах, на основании детального изучения структур этих минералов (Белов, Руманова, 1954; Руманова, Николаева, 1959; *Ueda*, 1955) и их химизма установлено, что состав всех перечисленных минералов в достаточном приближении отвечает стехиометрической формуле $(Ca, Mn^{2+}, TR^{3+}, Th)_2 (Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn^{3+})_3 \cdot Si_3O_{12}(OH)$. Однако в связи с наличием широких пределов колебаний состава в каждой минеральной разновидности существуют разногласия в трактовке изоморфизма между эпидотами и ортитами и не вполне ясно соотношение составов цоизитов и эпидотов.

На рис. 35 изображены кривые распределения (в вес. %) для окислов, которые определялись в большинстве анализов этих минералов. Для пары эпидот—ортит наблюдаются достоверные различия в распределениях CaO, FeO и SiO_2, но существуют и значительные области перекрытия, как и для других компонентов. Для эпидотов и цоизитов, как правило, составы по отдельным окислам полностью перекрываются.

Махачки (*Machatschki*, 1930, 1948) и Уеда (*Ueda*, 1955) допускали возможность существования изоморфного ряда эпидот—ортит, исходя из близости структур этих минералов, отмечая при этом, что пока такой ряд не установлен. К аналогичному выводу пришла В. А. Хвостова (1961, 1962). Нанесение на диаграмму $TR + Th - Fe^{2+} + Mg$ 30-ти специально отобранных из литературы и рассчитанных минералов группы эпидота позволило Хвостовой присоединиться к предположению о существовании изоморфизма между эпидотом и ортитом. С ее точки зрения, устанавливается непрерывный ряд эпидот—редкоземельный эпидот—тринорит—ортит, контролируемый изоморфизмом типа $CaAl^{3+} \rightarrow TR^{3+}Fe^{2+}$. Однако, как справедливо отметила сама Хвостова, постепенные переходы

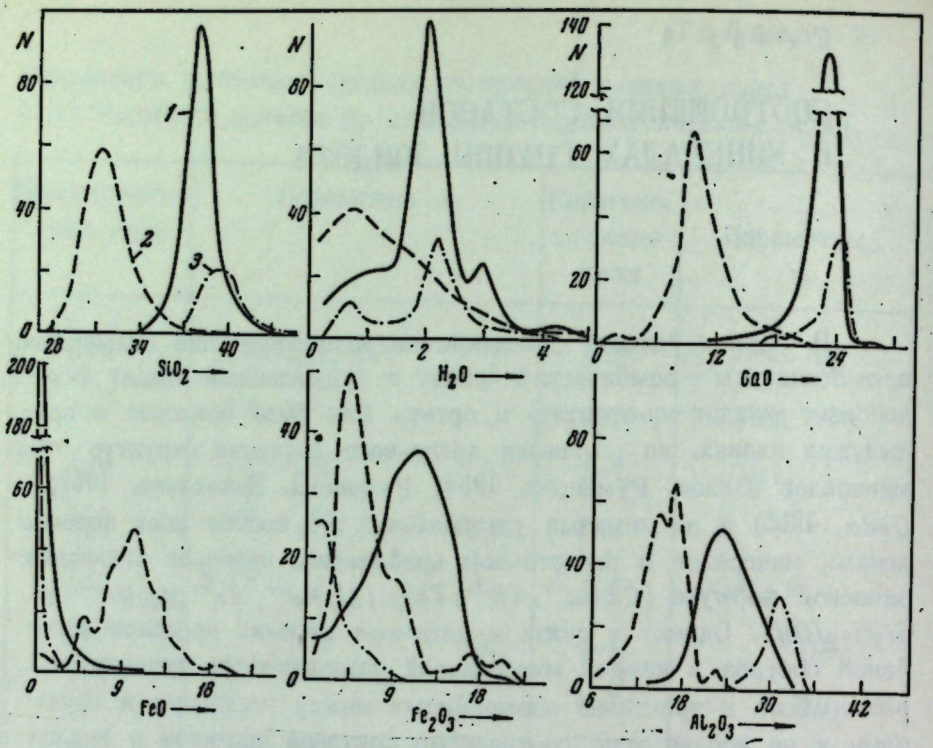


Рис. 35. Кривые распределения (в вес. %) для окислов, которые определялись в большинстве анализов минералов группы эпидота
К рис. 35–37: N–абсолютная частота, 1–эпидоты, 2–ортиты, 3–цоизиты

наблюдаются лишь между ортитом и тринoритом (в интерпретации Хвостовой тринориты–ортиты, переходные к редкоземельным эпидотам, в которых TR^{3+} и Fe^{2+} составляют меньше половины их максимального содержания в ортите). В начале ряда эпидот–редкоземельный эпидот–тринорит между ними существуют незаполненные участки, что Хвостова объясняет тем обстоятельством, что в эпидотах, как правило, не определяются редкие земли, а иногда и Fe^{2+}. Аналогичных взглядов придерживаются В. В. Плошко и В. И. Богданова (1963). По их данным, существует непрерывный ряд эпидот–ортит с переменным содержанием TR и Fe^{2+}.

Противоположных взглядов придерживается И. Костов (1966). Использовав данные о соотношениях CaO, FeO, Al_2O_3 в 52-х опубликованных достоверных химических анализах эпидота и ортита, он приходит к заключению, что непрерывный изоморфизм между ними не существует. На диаграмме Al_2O_3–FeO–CaO, построенной Костовым, выявляются четыре максимума и поле эпидотов отделено от поля ортитов.

В целом для работ, касающихся пределов изоморфизма в ряду эпидот–ортит, следует отметить, что: 1) все выводы основаны на ограниченном количестве анализов и 2) информация о химизме эпидотовых минералов, заключенная в данных анализов, использована ограниченно. Как правило, в рассмотрении участвуют два-три компонента или их отношения, причем использование треугольной диаграммы по существу ограничено лишь двумя независимыми параметрами. Так, на диаграмме Костова (1966) разрыв между полем составов эпидотов и ортитов получен по медиане, идущей от угла с FeO к середине стороны Al_2O_3–CaO, что равносильно разделению по отношению $FeO/(Al_2O_3+CaO)$.

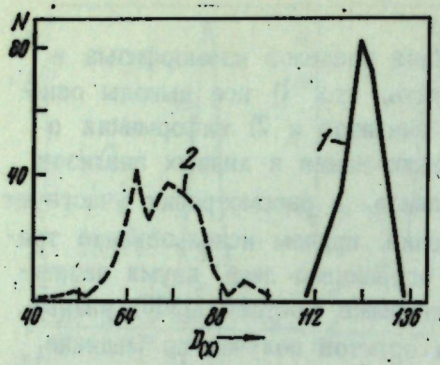
Пытаясь избежать указанных недостатков, мы использовали все достоверные анализы эпидотов и ортитов ($n > 470$), известные нам по литературе до 1968 г., и охватили всю информацию по химизму, заключенную в этих анализах, применив для этого метод дискриминантной функции (Демина, Калинин, 1967), рассчитанной по всем окислам, которые определялись в подавляющем большинстве анализов (Кепежинскас, Хлестов, 1967). Расчет простейшей дискриминантной функции

$$D_{(x)} = 1{,}745\,SiO_2 - 0{,}535\,TiO_2 + 0{,}618\,Al_2O_3 + 0{,}204\,Fe_2O_3 - 0{,}942\,FeO - 1{,}056\,MnO - 0{,}670\,MgO - 1{,}80\,CaO - 0{,}227\,H_2O \quad (4.71)$$

и построение распределения ее величины для эпидотов и ортитов показывает, что между полями составов этих минералов существует область "несмесимости", куда не попали точки анализов (рис. 36)[1]. Ни один эпидот не имеет значения $D_{(x)} < 108$, ни один ортит не имеет значения $D_x > 104$[2]. Более того, в область значений D_x, равных 88–104, попало лишь 15 анализов ортитов из 220, причем среди них имеются либо анализы особых ортитов, требующие специального критического рассмотрения, либо явно сомнительные анализы (не разделялось железо, не определялось

1 Для точек n-мерного пространства любая линейная комбинация величин их координат отвечает координате на некоторой линии пространства, куда спроектированы все эти точки. Очевидно при этом, что отсутствием пересечения каких-либо двух областей на любой из проекций доказывается отсутствие пересечения этих областей и в соответствующем n-мерном пространстве.

2 Минерал, описанный как багратионит (*Hintze*, 1897), по-видимому, следует считать эпидотом, а не ортитом.



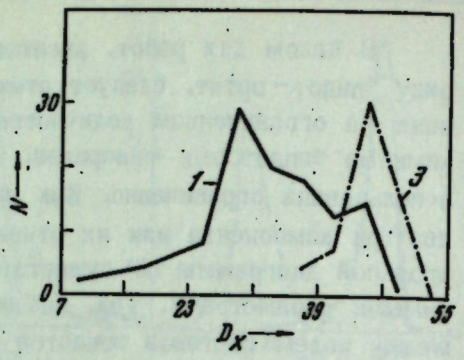


Рис. 36. Кривые распределения величин дискриминантной функции (D_x) для эпидотов и ортитов.

Рис. 37. Кривые распределения величин дискриминантной функции (D_x) для эпидотов и цоизитов.

H_2O и т. д.). Сосуществование природных ортитов и эпидотов (Васьковский, 1965; Костов, 1966) подтверждает наличие разрыва в этом ряду твердых растворов. Отметим, что в поле составов ортитов при значениях $D_x \approx 70$ намечается отчетливый минимум, обусловленный, по-видимому, особенностями изоморфизма внутри ортитов (Плошко, Богданова, 1963; Костов, 1966). Следует указать, что дискриминантная функция может быть использована и в классификационных целях, т. е. для отнесения единичных анализов минерала группы эпидота к эпидотам или ортитам. В случае D_x, рассчитанной по формуле (4.71), больше 106, анализ с наибольшей вероятностью относится к эпидотам, а в случае меньше 106 — к ортитам.

Для ряда эпидот—цоизит расчет соответствующей дискриминантной функции

$$D_x = 0{,}547\,SiO_2 - 9{,}84\,TiO_2 + 0{,}73\,Al_2O_3 - 0{,}70\,Fe_2O_3 - 0{,}48\,FeO - 1{,}3\,MnO - 0{,}25\,MgO + 0{,}147\,CaO + 0{,}32\,H_2O \qquad (4.72)$$

дает заметное перекрытие областей составов этих двух минералов (рис. 37), что подтверждает полиморфные соотношения между ромбическими цоизитами и маложелезистыми эпидотами (клиноцоизитами). Существование при низких температурах разрыва смесимости в ряду клиноцоизит—эпидот (*Strens*, 1965) пока не достаточно аргументировано. По-видимому, в описанных этим автором случаях имеется наиболее резко проявленная зональность, в целом весьма обычная для эпидотов.

Глава 5

ПУМПЕЛЛИИТ (ЛОТРИТ)

К минералам группы эпидота тесно примыкает пумпеллиит (лотрит), который обнаруживает сходство с ними по составу, оптическим свойствам и структуре. Многие исследователи (Дана, 1937; Соболев, 1947; Лодочников, 1947; Бетехтин, 1950, и др.) относят пумпеллиит к группе эпидота, а А. Н. Винчелл и Г. Винчел (1953) — к водным (но не с кислородом) островным силикатам с добавочными анионами. Д. С. Коржинский (1948), отметив близкое сходство пумпеллиитов с эпидотами, считает, что пумпеллиит не обнаруживает изоморфизма с минералами эпидотовой группы и не связан с ними какими-либо переходами.

Пумпеллиит впервые был описан в 1925 г. Палаком и Вассаром (*Palache, Vassar*, 1925) из района Верхнего озера и назван в честь геолога Р. Пумпелли. Это название сравнительно широко распространилось в минералогической литературе, хотя В. С. Соболеву (1947) удалось обнаружить, что собственно открытие пумпеллиита относится к значительно более раннему времени, чем предполагалось, а именно к 1900 году. В этом году Мургочи привел достаточно полный химический анализ и подробно описал минерал лотрит из Южных Карпат (долина Лотру, массив Паринг), идентичность которого с пумпеллиитом не вызывает сомнения. Но это было пропущено минералогами, предложившими новое название.

Впоследствии Кумбс (*Coombs*, 1953) не только подтвердил идентичность этих двух минералов, но отнес к пумпеллиитам хлорастролит (*chlorastrolite*) и зонохлорит (*zonochlorite*), описанные еще в середине прошлого века. С сожалением приходиться констатировать, что неточность, допущенная в отношении названия минерала в 1925 г., на которую обратил внимание В. С. Соболев в 1947 г., сохраняется, как правило, до настоящего времени во всех работах иностранных авторов, в том числе и в крупной сводке У. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана "Породообразующие минералы".

Структура

Кристаллическая структура пумпеллиита окончательно не расшифрована. Готтарди (*Gottardi*, 1965) предложил первую модель структуры, которая определена им на основе трех фотографий по методу Вейссенберга (экватор, первый и второй слой вокруг *b*). Минерал моноклинный, пространственная группа $A2/m$. Пумпеллиит — островной групповой силикат, формула его может быть выражена в виде

$$Ca_8Al_8[Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_4[(SiO_4)_4/(Si_2O_7)_4 \quad (OH)_8(H_2O, OH)_4].$$

Характерная черта его структуры — окраэдры, которые связаны двумя ребрами с другими октаэдрами, образующими цепочки, параллельные оси *b* (рис. 38). Имеются две симметрично независимые цепочки в элементарной ячейке: первая проходит через точку (1/4,0,0), другая — через точку (1/2,0, 1/4). Кальций находится только в семикратной координации. Межатомные расстояния обычны, в пределах ошибок эксперимента. Параметры элементарной ячейки пумпеллиита и родственных ему минералов, а также указания первоисточников порошковых рентгенограмм пумпеллиитов приведены в табл. 22.

Проиденцированные рентгенограммы пумпеллиитов приведены во многих работах (*Coombs*, 1953; *Seki, Ogino*, 1960; *Seki, Aiba, Kato*, 1960; *Flugel-Kahler, Meixner*, 1963; *Shimazu*, 1965; Золотухин и др., 1965, и др).

Химический состав и изоморфизм пумпеллиитов

В табл. 23 помещены 24 химических анализа пумпеллиитов, отобранных из литературы, среди которых лишь 16 отвечают всем требованиям, предъявляемым к качественным анализам. В табл. 24 приведены пересчеты этих анализов на 130^{2-} и 6 катионов.

Палак и Вассар (*Palache, Vassar*, 1925) дали следующую формулу пумпеллиита: $6CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 7SiO_2 \cdot 4H_2O$, однако Ирвинг с соавторами (*Irwing et al.*, 1932) показали, что состав минерала точнее выражается формулой

$$Ca_4R_6Si_6O_{23}(OH)_3 \quad 2H_2O,$$

где $R = Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn, Ti$, а отношение $(Al+Fe^{3+}+Ti) : (Mg+Fe^{2+}+Mn) = 5 : 1$.

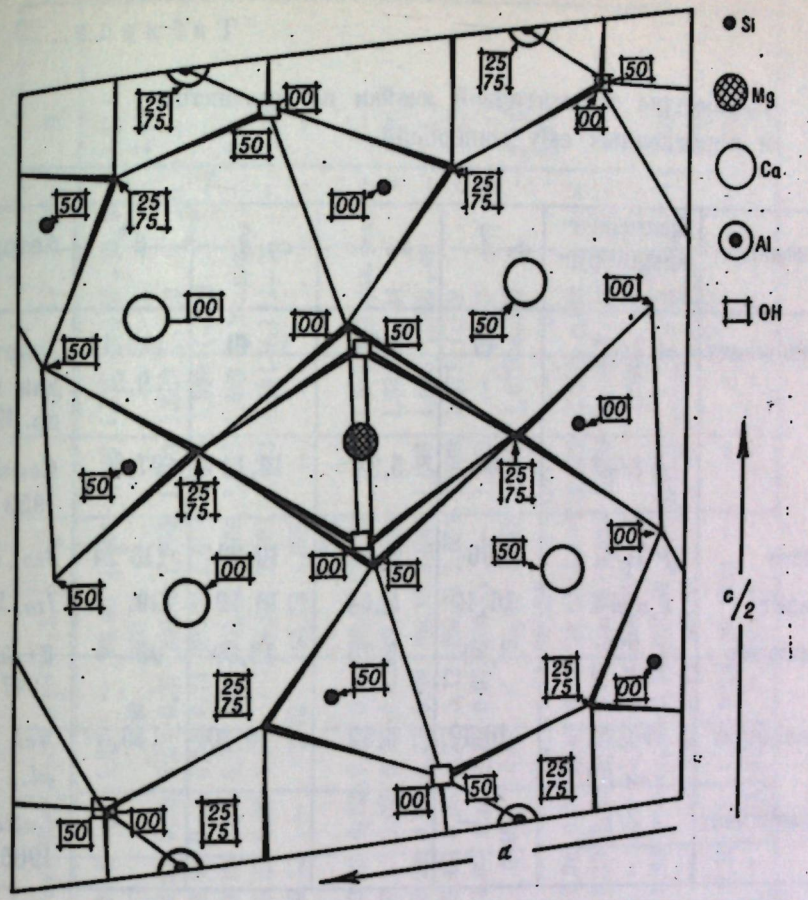


Рис. 38. Структура пумпеллиита (проекция в направлении оси *b*). Атомы кислорода в углах координационных полиэдров Числа даны для *y/b* в сотых (*Gottardi*, 1965)

Почти аналогичную формулу лотрита (пумпеллиита) предложил и В. С. Соболев (1947). Считая, что вхождение гидроксильных групп в решетку на место кислорода компенсируется отчасти заменой алюминия на магний или двухвалентное железо, отчасти выпадением некоторых атомов алюминия, он представил формулу в виде $Ca_4(Al, Mg, Fe)_{6-5}(OH)_5 \ (Si_2O_7)_3$ со следующими крайними пределами: $Ca_4Al_5(OH)_5(Si_2O_7)_3$ и $Ca_4Al_3(Mg, Fe)_3(OH)_5 \ (Si_2O_7)_3$, обычно в отношении 2:1.

В. А. Калюжный (1950) подтверждает правильность такой формулы, допуская при этом незначительную замену части Si^{4+} алюминием и вынося часть воды за формулу, исходя из поведения пумпеллиита при обезвоживании.

Таблица 22

Параметры элементарной ячейки пумпеллиитов и родственных ему минералов

Минерал	Пространственная группа	a, Å	b, Å	c, Å	β°	Авторы
Пумпеллиит	$A\,2/m$*	8,49	5,99	19,40	100,4±±0,5	Золотухин и др., 1965
	$A\,2/m$*	8,81	5,94	19,14	97,6	*Coombs*, 1953
Эпидот	$P\,2_1/m$	8,96	5,63	10,20	115°24′	*Ito*, 1947
Цоизит	$P\,n\,m\,a$	16,19	5,64	10,13	90	*Ito*, 1950
Лавсонит	$C\,222_1$	8,88	5,75	13,30	90	*Wickman*, 1947
Ломбардит	Pm, P_2 или $P2/m$	16,10	5,62	18,20	115,5°	*Nel et al.*, 1949
Пумпеллиит	$A\,2/m$	—	—	—	—	*Gottardi*, 1965

* Пространственная группа по Готарди (*Gottardi*, 1965).

Н. П. Лупанова и В. Т. Кудрявцев (1961) при пересчете пумпеллиитов на 26(*O, OH, F*) (за основу пересчета принята сумма неменяющихся катионов Y_6), выводят формулу:

$$(R^{+};Ca)_4\,(R^{2+};R^{3+})_6\,Si_6\,O_{24}\,(OH)_2\cdot H_2O,$$

где $R^{+}=Na, K, (H_3O)$; $R^{2+}=Fe^{2+}; Mn, Mg$; $R^{3+}=Al, Fe^{3+}, Ti$;

$(OH)=[(OH), F, Cl]$; $Si=(Si, Al, Ti)$.

Дир с соавторами (1965), учитывая сходство параметров элементарных ячеек и кристаллографических особенностей пумпеллиита, эпидота и лавсонита, предлагают для состава пумпеллиита формулу:

$$Ca_4(Mg, Fe^{2+}; Mn)\,(Al, Fe^{3+}; Ti)_5O(OH)_3(Si_2O_7)_2(SiO_4)_2\cdot 2H_2O.$$

Таблица 23

Химический состав (вес. %), оптические константы и удельный вес (*D*) пумпеллиитов (лотритов)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Ng	Nm	Np	2V	cNg	D
1	34,83	0,10	10,10	18,05	9,09	0,02	0,94	20,50	0,18	—	5,62	—	99,43	1,754	1,748	1,728	(−) 60−30	5	3,31
2	35,94	—	19,41	6,80	4,54	—	2,48	22,77	Сл.	—	8,40		100,34	—	—	—	—	—	3,11
3	37,99	—	24,89	3,76	2,29	0,42	1,54	21,72	0,67	0,20	6,64	0,37	100,49	1,700	1,690	1,684	(+) 50	11	—
4	38,09	—	23,53	2,20	2,18	0,50	3,58	22,96	0,48	0,11	6,56	0,21	100,40	1,694	1,684	1,680	(+) 38	7−8	—
5	37,18	—	23,50	5,29	2,09	0,13	3,18	23,08	0,19	Сл.	6,28	0,06	100,98	1,708	1,700	1,698	(+)больш.	—	3,2
6	37,20	0,18	24,84	2,02	3,11	0,12	2,70	22,91	0,22	0,00	6,60	—	99,90	1,701	1,693	1,691	(+) 12−25	—	3,23
7	37,41	—	24,62	2,21	1,81	—	3,46	22,20	0,32	—	7,72		99,75	1,675	—	—	—	—	—
8	37,42	0,28	24,93	3,61	1,98	0,10	2,13	22,52	0,18	0,22	6,46	0,04	99,88	1,682 1,696	—	1,686	(+) мал.	—	—
9	37,48	0,20	25,22	1,29	3,16	0,83	2,34	22,14	0,32	0,02	6,36	0,02	99,63	1,699	—	1,684	(+) 44	—	3,25
10	37,53	0,14	25,39	1,74	2,45	0,13	2,65	22,56	0,58	0,00	6,37	0,09	100,13	1,698	1,690	1,686	(+)36−40	—	3,2
11	37,63	0,41	27,14	—	3,25	1,03	1,47	21,49	0,46	0,08	7,27	0,12	100,35	1,692	1,680	1,677	(+)38	—	3,22
12	37,80	0,22	24,72	3,51	2,95	0,10	2,70	22,08	0,09	Сл.	6,29	0,07	100,53	—	1,693	—	(+)37	—	—
13	38,01	0,21	25,88	1,11	2,90	0,17	1,81	22,70	0,46	—	6,64	—	99,89	1,692	1,680	1,679	(+)40	—	3,13
14*	38,02	—	30,90		0,33	—	2,80	23,56	—	—	П.п.п.	6,24	101,24	$N=1,67$		—	18	—	3,23
15	38,14	0,04	26,04	0,84	0,34	Сл.	3,39	24,90	0,06	0,07	5,40	0,31	99,53	1,684	1,672	1,670	(+)10	—	—
16	38,51	0,02	26,71	0,67	1,41	0,19	2,12	22,61	0,19	0,03	6,61	0,33	99,40	1,683	1,670	1,665	(+)15	—	—
17	38,51	—	21,78	0,93	4,59	0,42	3,45	24,39	—	—	5,09	0,84	100,00	1,716	—	1,696	—	—	—
18*	39,44	—	28,33		—	—	3,20	22,21	0,93	—	П.п.п.	6,58	100,69	$N=1,67$			+ 18	—	3,23
19*	42,00	—	23,05	2,64	3,74	0,12	1,67	21,04	—	—	5,62	0,12	100,00		1,702		(+)45		3,04
20*	31,88	Сл.	35,85	4,80	7,47	0,18	1,54	15,36	0,50	—	1,43	0,04	99,1915	—	—	—	—	—	—
21*	36,51	—	24,11	3,50	5,14	0,15	4,70	20,16	—	1,4	3,67	—	99,34	—	—	—	—	—	—

Таблица 23 (окончание)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Hg	Nm	Np	$2V$	cNg	D
22*	36,99	—	25,49	6,48	—	—	—	19,90	3,70	0,40	7,22		100,18	—	—	—	—	—	3,180
23*	44,68	0,75	21,81	2,49	4,30	0,24	2,48	16,35	1,14	0,30	5,38	0,09	100,09	1,707	—	1,694	(+) 30	—	—
24*	36,9	—	27,7	9,0		—	1,0	22,4	—	—	—	—	97,0		1,65		(+) 38–71	—	3,23–3,32

* Некачественные анализы.

1 — пумпеллиит (пренит, бабингтонит, клинопироксен, кальцит, пирит); экзоконтакт интрузии Норильск-1; Золотухин и др., 1965; 2 — пумпеллиит (*Coombs*, 1953), (*Zonochlorite; Hawes*, 1875) в амигдалоидных траппах; 3 — пумпеллиит из авгитсодержащего хлорит-стильпномелан-кварц-альбит-гематитового сланца; Ватиба, Хигаситибу-мура, Япония (*Seki*, 195 4 — пумпеллиит из хлорит-пумпеллиит-актинолит-кварц-альбитового сланца; Таба, Синсенмура, Япония (*Seki*, 1958); 5 — пуммпеллиит из миндалин лавы США, Верхнее озеро (Калюжный, 1950); оптика по *Hutton*, 1937); 6 — пумпеллиит (*Аб, Ка*) из кварцевых жил в спилитовых лавах; Южный Аиршир (*Bloxam*, 1958); 7 — пумпеллиит (*Coombs*, 1953); (*Chlorastrolite; Hawes*, 1875); галька, состоящая из халцедона, альбита, пумпеллиита; 8 — пумпеллиит (P_2O_5 0,01) из *Аб-Эп-Хл* породы зоны *II* (*Iwasaki*, 1963); 9 — пумпеллиит (Cr_2O_3 0,047, V_2O_3 0,16, *F* 0,04) из *Хл-Эп-Акт-Гл-Гр* сланца (*Lee et al.*, 1966); 10 — пумпеллиит (P_2O_5 сл.) заполняет жилы в основных изверженных породах (*Tsuboi*, 1938); 11 — пумпеллиит из глаукофановых сланцев, *Скэгис*, Калифорния (*Irwing et al.*, 1932; по Калюжному, 1950); 12 — пумпеллиит из *Эп-Хл* сланца; Хоккаидо, Япония (*Seki*, 1961); 13 — пумпеллиит из жилки в глаукофановом сланце (*Irwing et al.*, 1932; по Калюжному, 1950); 14* — лотрит; жилы и пятна в клиноцоизитовой породе из контакта со змеевиком (по Калюжному, 1950); 15 — пумпеллиит из альбитита; Канто-Маутинз, Япония (*Seki*, 1961); 16 — пумпеллиит в жилах в жадеитсодержащих метагабброидах; Сибукава, Япония (*Seki*, 1961); 17 — лотрит (Кварц, Карбонаты) из сферолитов в спилитах; Тячевский р-н (Калюжный, 1950); 18* — лотрит из эпидотового роговика; долина Лотру, Карпаты (по Калюжному, 1950); 19 — пумпеллиит (*Кв, Эп*) в цементе агломерата и вулканических бомбах; Урал (Кваша, 1950); анализ вычислен из анализа породы; 20* — пумпеллиит (P_2O_5 сл; B_2O_3 0,14; *F*, 0,0015), (*Visser*, 1964); 21* — пумпеллиит из миндалин лавы; Верхнее озеро, США (по Калюжному, 1950); 22* — пумпеллиит (*Coombs*, 1953); 23* — пумпеллиит (*F* 0,14) из полевошпатового порфирита; Северо-Западный Кавказ (Лупанова, Кудрявцев, 1962); 24* — пумпеллиит (B_2O_3 0,6) в кварцевых жилах (*Villiers*, 1941).

Таблица 24

Кристаллохимические формулы и железистость пумпеллиитов, полученные путем пересчета качественных анализов на $13O^{2-}$ (*а*) и 6 катионов (*б*)

	1		2		3		4		5		6		7		8	
	а	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*	*а*	*б*
Si	2,871	3,015	2,960	3,020	2,836	3,051	2,841	3,045	2,776	2,957	2,778	2,988	2,748	3,003	2,769	3,017
Ti	0,006	0,006	—	—	—	—	—	—	—	—	0,010	0,011	—	—	0,016	0,017
Al	0,981	1,030	1,711	1,921	2,189	2,355	2,068	2,216	2,067	2,202	2,185	2,350	2,130	2,328	2,195	2,368
Fe^{3+}	1,119	1,175	0,383	0,430	0,211	0,227	0,123	0,132	0,297	0,316	0,113	0,122	0,122	0,133	0,203	0,219
Fe^{2+}	0,626	0,658	0,284	0,319	0,143	0,154	0,136	0,146	0,130	0,139	0,194	0,209	0,111	0,121	0,124	0,133
Mn	0,001	0,001	—	—	0,026	0,028	0,032	0,034	0,008	0,009	0,608	0,008	—	—	0,006	0,007
Mg	0,115	0,121	0,276	0,310	0,171	0,184	0,398	0,426	0,354	0,377	0,300	0,323	0,378	0,414	0,237	0,256
Ca	1,810	1,900	1,825	2,049	1,736	1,868	1,834	1,966	1,846	1,96	1,832	1,970	1,746	1,908	1,802	1,944
OH	3,088	3,243	4,191	4,706	3,304	3,556	3,262	3,497	3,126	3,330	3,286	3,534	3,780	4,132	3,219	3,472
F	0,533	—	0,183	—	0,088	—	0,056	—	0,126	—	0,050	—	0,054	—	0,085	—

	9		10		11		12		13		15		16		17	
Si	2,816	3,000	2,804	2,991	2,766	2,995	2,811	2,979	2,823	3,057	2,861	3,060	2,848	3,082	2,963	3,114
Ti	0,011	0,012	0,009	0,008	0,023	0,024	0,012	0,013	0,012	0,013	0,002	0,002	0,001	0,000	—	—
Al	2,232	2,377	2,342	2,384	2,350	2,545	2,166	2,295	2,264	2,452	2,301	2,461	2,328	2,518	1,974	2,075
Fe^{3+}	0,073	0,078	0,100	0,104	0,000	0,000	0,196	0,208	0,062	0,067	0,047	0,051	0,037	0,040	0,054	0,057
Fe^{2+}	0,198	0,211	0,184	0,196	0,200	0,216	0,183	0,194	0,180	0,195	0,021	0,023	0,087	0,094	0,295	0,310
Mn	0,053	0,056	0,008	0,009	0,064	0,069	0,006	0,007	0,011	0,012	0,000	0,000	0,012	0,013	0,027	0,029
Mg	0,262	0,279	0,295	0,315	0,161	0,174	0,300	0,317	0,200	0,217	0,379	0,405	0,234	0,253	0,395	0,416
Ca	1,781	1,897	1,805	1,926	1,692	1,832	1,759	1,864	1,806	1,955	2,000	2,140	1,791	1,938	2,010	2,112
OH	3,196	3,393	3,173	3,385	3,563	3,858	3,120	3,305	3,288	3,561	2,700	2,889	3,260	3,526	2,611	2,744
F	0,032	—	0,042	—	0	—	0,083	—	0,027	—	0,020	—	0,016	—	0,026	—

На основе изучения структуры пумпеллиита Готтарди (*Gottardi*, 1965) предлагает формулу

$$Ca_8\,Al_8(Mg, Fe^{2+})_{4-x}(Al, Fe^{3+})_x[(SiO_4)_4(Si_2O_7)_4(OH)_{8+x}\cdot(H_2O)_{4-x}],$$

где $x \approx 2$, которая по существу равна удвоенной формуле, предложенной Диром и другими авторами.

Средние содержания и средние квадратические отклонения главных ионов кристаллохимической формулы пумпеллиитов, пересчитанные на 13 O^{2-} и 6 катионов, приведены в табл. 25.

Таблица 25

Средние содержания ($\bar{x}$) и средние квадратические отклонения (σ) главных ионов кристаллохимической формулы пумпеллиитов ($n = 16$)

Пересчет		Si	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Ca	OH
На 13 O^{2-}	$\bar{x}$	2,814	2,086	0,196	0,194	0,278	1,817	3,260
	σ	0,059	0,323	0,258	0,130	0,085	0,081	0,358
На 6 катионов	$\bar{x}$	3,023	2,242	0,210	0,207	0,299	1,952	3,508
	σ	0,040	0,349	0,272	0,136	0,091	0,082	0,439

Сравнение среднего состава пумпеллиитов (табл. 25) со средним составом эпидотов (табл. 1) показывает, что значимые отличия, с вероятностью > 95%, имеются по среднему содержанию *Si*, *Al*, Fe^{3+}; Fe^{2+}; *Mg*, *Ca*, *OH* (при пересчете на 13 O^{2-} и Fe^{3+}; Fe^{2+}; *Mg*, и *OH* (при пересчете на 6 катионов). Поэтому, несмотря на общее сходство этих минералов по составу, следует указать, что пумпеллииты в среднем гораздо богаче Fe^{2+}; *Mg* и *OH* и значительно беднее Fe^{3+} по сравнению с эпидотами. Следует также обратить внимание на тот факт, что ни в одном из качественных анализов пумпеллиитов содержание H_2O не опускается ниже 5 вес. %, а в эпидотах лишь в единичных случаях доходит до 4,8 вес. %. Причем, как нами было показано раньше, по содержанию воды эти эпидоты (из глаукофансодержащих пород) занимают промежуточное положение между настоящими эпидотами и пумпеллиитами.

При сравнении среднего состава пумпеллиитов, пересчитанных на 13 O^{2-}, с теоретическим содержанием в общепринятой стехиометрической формуле обнаруживается полное несоответствие. Среднее содержание *OH* групп значимо выше, а среднее содержание всех других катионов значимо ниже по сравнению с

теоретическими содержаниями. Однако при пересчете на 6 катионов получается соответствие катионов в позициях *Y*, *Z*, незначительный недостаток катионов в позиции *X* и незначительный избыток *OH*-групп, который, по-видимому, следует выносить за формулу, как H_2O.

Небольшое количество анализов затрудняет статистическую проверку гипотез об изоморфизме в них. Однако наличие больших по величине значимых отрицательных связей $Al\,Fe^{3+}$; $Al\,Fe^{2+}$ и положительной между Fe^{3+} и Fe^{2+} (табл. 26) указывает на существование изоморфизма типа $Al - Fe^{3+}$ и $(Al, Mg) - (Fe^{3+}; Fe^{2+})$.

Таблица 26

Коэффициенты корреляции между содержаниями главных ионов кристаллохимической формулы пумпеллиитов (верхняя строка — при пересчете на 13 O^{2-}, нижняя — при пересчете на 6 катионов)

	Si	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Ca
OH	−0,862 (−0,303)	(−0,070) (0,029)	(0,062) (0,052)	(0,013) (0,013)	(−0,218) (−0,145)	−0,622 (−0,270)
Ca	0,564 0,520	(−0,100) (−0,049)	(−0,060) (−0,126)	(−0,022) (−0,122)	0,584 0,596	
Mg	(0,095) (0,080)	(0,278) (0,267)	(−0,435) (−0,434)	(−0,468) (−0,480)		
Fe^{2+}	(0,186) (−0,049)	−0,900 −0,906	0,838 0,835			
Fe^{3+}	(−0,028) (−0,198)	−0,949 −0,947				
Al	(−0,107) (0,035)					

В обеих выборках $n = 16$, $r_{знач.} \geqslant 0{,}51$.

Из других значимых связей следует обратить внимание на наличие очень незначительной по абсолютной величине положительной корреляции между содержаниями *Ca* с *Si* и *Ca* с *Mg*, а также отрицательной между *OH* с *Si* и *OH* с *Ca*. Две последние связи обусловлены скорее всего случайными причинами, поскольку видно, что их значимость зависит от способа пересчета анализов.

Оптические свойства пумпеллиитов

Изучением оптических свойств пумпеллиитов занимались многие исследователи (*Quitzow*, 1936; *Villiers*, 1941; *Roever*, 1947; *Coombs*, 1953; Золотухин, и др., 1965, и др.). Не вдаваясь подробно в историю вопроса и детали оптических свойств, описанные в монографиях Кумбса (*Coombs*, 1953) и Дира с сотрудниками (1965), укажем на наиболее существенные закономерности и моменты.

Кумбс (*Coombs*, 1953) показал, что изменение показателей преломления и угла оптических осей связаны с содержанием железа, но, по-видимому, колебания оптических осей менее правильны, чем колебания показателей преломления. Согласно Кумбсу, у пумпеллиита с большим содержанием железа и большими показателями преломления ($Nm = 1{,}72-1{,}73$) угол $+2V$ может превышать 90° и минерал может быть оптически отрицательным. Проэкстраполировав эти зависимости в сторону еще больших содержаний железа, Кумбс приходит к выводу, что показатель преломления, парралельный оси y (обычно Nm), увеличивается с большей скоростью, чем показатель преломления в плоскости (010), и при значениях показателя преломления 1,74–1,75 изменяется положение плоскости оптических осей: из параллельной (010) она становится перпендикулярной к (010).

Смена положения плоскости оптических осей на перпендикулярное (010), отмеченное Кумбсом для высокопреломляющей разности, не подтверждается данными В. В. Золотухина, Ю. Р. Васильева, (Золотухин, Васильев, 1964; Золотухин и др., 1965), которые изучали, в частности, высокопреломляющие разности пумпеллиитов (содержащие ~ 27 вес. % $Fe_2O_3 + FeO$). Согласно их данным, изредка в центральных частях сферолитов, сложенных преимущественно пумпеллиитом, наблюдается более светлая окраска (до бесцветной). Соответственно от края к центру уменьшаются показатели преломления и другие оптические характеристики. Минерал имеет отчетливый плеохроизм, $r > V$. В центре зональных сферолитов по Ng и Np окраски нет, а по Nm окраска голубовато-зеленая. Оптический знак от края к центру остается отрицательным, угол с Ng изменяется мало, а величина $2V$ заметно увеличивается. Оптическая ориентировка высокопреломляющего пумпеллиита по сравнению с обычным по данным В. В. Золотухина и Ю. Р. Васильева приведена в табл. 27.

Учитывая изложенное, а именно, что плоскость оптических

Таблица 27

	Экзоскарны интрузии Норильск-1 (Золотухин, Васильев, 1964)	Экзоконтакт интрузии Норильск-1 (Золотухин и др., 1965).		Лотрит (Соболев, 1954)	
	сп. (100)	сп. (100)	сп. (010)	сп. (100)	сп. (010)
Ng	70	16	90	66–90	32–8
Nm	90	90	0	90	90
Np	22	74	88	24–0	52–82

осей не изменяется (изменяется только величина $2V$), В. В. Золотухин, Ю. Р. Васильев и Н. И. Зюзин (1965) построили новую диаграмму зависимости показателей преломления и содержания железа пумпеллиитов (рис. 39).

В пумпеллиитах дисперсия обычно $r < v$, однако в буроватых разностях, имеющих высокий показатель преломления, $r > v$. Виллирс (*Villiers*, 1941) описал пумпеллиит, для которого характерна различная дисперсия: в кристаллах с большим углом оптических осей дисперсия оптических осей равна примерно 2° и увеличивается до 35° в зонах, в которых угол оптических осей очень мал.

Из других свойств следует отметить, что cNg изменяется обычно в пределах 5–26°. Спайность умеренная, развита по {0,01} и {100}; обычно двойникование по {001} и {100}; характерен плеохроизм и отмечаются аномальные интерференционные окраски.

Парагенезисы пумпеллиита

Пумпеллиит – широко распространенный минерал в регионально метаморфизованных породах низкой ступени, особенно в сланцах, образовавшихся за счет пород основного состава. Он также описан в породах самых разнообразных составов и условий залегания. В табл. 28 приведены наиболее распространенные парагенезисы пумпеллиитов, где последние сопровождались хотя бы оптической характеристикой. На основе данных этой таблицы можно выделить восемь групп наиболее распространенных парагенезисов пумпеллиитов:

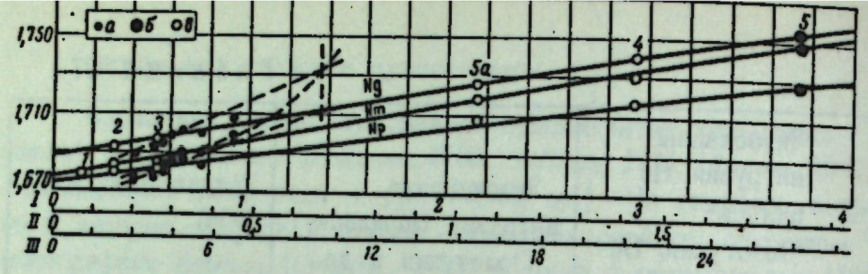


Рис. 39. Диаграмма взаимосвязи содержания железа и показателей преломления пумпеллиитов (Золотухин и др., 1965)

Пунктир-диаграмма Кумбса (*Coombs*, 1953). На оси абсцисс: *I* и *II* — число атомов ($Fe^{2+}+Fe^{3+}$) в кристаллохимической формуле, рассчитанной на 28 (*I*) и 13 (*II*) атомов кислорода; *III* — содержание Fe_2O_3+FeO, вес, %; а — опорные точки диаграммы Кумбса (*Coombs*, 1953); б и в — пумпеллииты Норильского района (б — химически анализированный, в — по оптическим данным) (см. табл. 28).

1) из миндалин спилитов (1,708 – 1,718)[1];

2) в жадеитсодержащих метагаббро (1,683 – 1,704);

3) из глаукофановых сланцев (1,692 – 1,699);

4) в ассоциации с кварцем, хлоритом, эпидотом и актинолитом, по-видимому в породах фации зеленых сланцев (1,688 – 1,700);

5) из низкотемпературной ступени зонального комплекса регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа (за счет основных пород) (Nm = 1,694 – 1,705);

6) из измененных основных пород неясного генезиса (1,691 – 1,707);

7) из серпентинитов (1,684 – 1,710);

8) в ассоциации с пренитом; главным образом образования, связанные с интрузиями Норильск-I и *II* (1,694 – 1,754).

Отчетливо видно, что пределы колебаний Ng, а следовательно и железистости, для типов 2–7 примерно равны. Пумпеллииты 1-го типа и особенного 8-го обладают резко повышенной железистостью по сравнению с пумпеллиитами всех других типов.

Подробный парагенетический анализ пумпеллиитсодержащих парагенезисов приведен в работах Кумбса (*Coombs*, (1961), В. В. Золотухина и Ю. Р. Васильева (1967).

[1] В скобках — пределы колебаний Ng.

Таблица 28

Наиболее распространенные парагенезисы пумпеллиитов

№ п/п	Ng	Nm	Np	$Ng-Np$	$2V$	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
1	1,713	1,698	1,694	0,019	+65	17			*Пум, Хл, Аб* — в миндалинах шаровых спилитовых лав; Хоувеллс-Пойнт, Новая Зеландия	*Coombs*, 1953 Коллекция *C. E. Tilley*	Миндалины в спилитах
2	1,715	1,705	1,698	0,018	+68			$D=3,23$	*Аб, Мпи, Ке, Хл, Эп, Пум, Нт* — в миндалинах кварцевых спилитов и кератофиров; Кавказ	Абдулаев, Азадаллиев, 1967	
3	1,718	1,707	1,700	0,018	+75–80			$\beta=b$	Из амигдалоидных пород; Гаити	*Hutton*, 1937	
4	1,715	—	1,698	0,018	+не-боль-шой	10			*Пум, Прен, Ке* — в миндалинах лав; Северо-Восточный Казахстан	Миллер, 1946	
5	1,708	1,700	1,698	0,010	+боль-шой		$r<v$		Из миндалин лавы (анализ 5); Верхнее озеро		
6	1,716	—	1,696	—					Лотрит, *Ке, Ка* — сферолиты в спилитах, (анализ 17); Пачевский р-н	Калюжный, 1950	
7	1,688	1,680	1,676	0,011	+16		$r<v$		Пумпел в жадеитсодержащих метагаббро; Нисикурода, Япония	*Seki et al.*,	С жадеитом
8	1,683	1,670	1,665		115				В жилах в жадеитсодержащих метагаббро-дах (анализ 16) Сивукава, Япония	*Seki*, 1961	

Таблица 28 (продолжение)

№ п/п	Ng	Nm	Np	Ng – Np	2V	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
9	1,695		1,681						Пумп-Эг-жадеитовая порода; Койадайра	Iwasaki, 1963	
10	1,704		1,684	0,020	80		r > v		В Аб–Ам (с реликтами жадеита) отторочках Кв-Аб-тел; Прибалхашье	Добрецов и др., 1965	
11	1,695	1,682	1,681	0,014	+39		r < v		Жилы в Лавс-Глаук-сланцах; Калифорния	Coombs, 1953	Глаукофановые сланцы
12	1,699	–	1,684	–	+44		r > v		Пум, Хл по Эп, Акт, Глаук, Гр (анализ 9); глаукофановые сланцы; Казадеро, Калифорния	Lee et al, 1966	
13	1,692	1,680	1,677	0,015	+38		r < v		Глаукофановые сланцы (анализ 11); Скэггс, Калифорния	Калюжный, 1950	
14	1,692	1,680	1,679	0,013	+40		r < v		Из жилки в глаукофаном сланце (анализ 13); Милл-Крик, Калифорния		
15	–	1,689	–	–	+51,5			D 3,16	В ассоциации с лавсонитом (Ng = 1,686; Np = 1,665; $+2V_{ср.}$ = 82) в глаукофановых сланцах; Блейк Гарденс	Davis, Pabst, 1960 1960	
16	1,700	1,690	1,684		+50	11			Хл-Пум-Стильп-Кв-Аб-Гем-сланец; (анализ 3); Ватиба, Хитасптибумура, Япония	Seki, 1958	С кварцем

Таблица 28 (продолжение)

№ п/п	Ng	Nm	Np	Ng – Np	2V	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
17	1,694	1,684	1,680		+38	7–8			Хл-Пум+Акт-Кв-Аб-сланец, (анализ 4); Тоба, Япония	Seki, 1958	хлоритом, эпидотом, актинолитом (фация зеленых сланцев)
18	1,696		1,686		+мал				Хл-Пум-Эп-Аб-порода; (анализ 8); Таиигути; Япония.	Iwasaki, 1963	
19	1,698		1,688						Хл-Пум-Акт сланец; Ноноваки;		
20	1,691		1,683		+мал				Пум-Акт-Эп порода; Калияма;		
21	1,698		1,690						Хл-Пум-Акт порода; Койадайра;		
22	1,694		1,679		+40				Хл-Пум-Эп-Аб (реликт, авгит);		
23	1,688	1,681	1,678		+малый		r < v	β = b	В хлоритовых сланцах хлоритовой зоны; Лэйк-Вакатипу; Новая Зеландия	Hutton, 1937	
24	1,692		1,681						Пум-Хл-Кв-Na Пл-сфеновый сланец; Иагуки, Япония	Seki, Ogino, 1960	
25		1,693			+37				Пум-Хл-Эп-сланец; Хоккайдо; Япония (анализ 12)	Seki, 1961	
26		1,694			+40	24,5			Пум-Прен-Хл-NaПл (Акт, Эп и цеолиты либо редки, либо вообще отсутствуют) за счет основных магматических пород; Лабрадор-Тру	Seki, Kuriyagawa, 1962	Низкотемпературная ступень регионального мета-

Таблица 28 (продолжение)

№ п/п	Ng	Nm	Np	(Ng – Np)	2V	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
27		1,703			+44	26				Seki, Kuriyagawa, 1962	морфизма дистенсиллиманитового типа
28		1,703			+9~27	20,5					
29		1,705				19,5					
30		1,705			+36–43	24					
31		1,705				25					
32	1,698	1,690	1,686		+36–40				Жилы в основных изверженных породах (анализ 10); Асахине, Сайтама	Tsuboi, 1938	Измененные основные породы
33	1,707		1,694	0,013	+30		r < v		Пумпеллитизированный полевошпатовый порфирит; Кавказ (анализ 23*)	Лупанова, Кудрявцев, 1962	
34	1,686	1,674	1,672		+10				Акт (Ng = 1,643, Np = 1,620, –2V 87), Хл (Ng = 1,548, Np = 1,590) в метагаббро	Seki, Kuriyagawa, 1962	
35	1,696		1,686		+малый		r < v		Метадиабаз; Койадайра	Iwasaki, 1963	
36		1,69			+переменный		r < v	β = b	Измененный диабаз	Hutton, 1937	
37		1,681			+40		r < v	β = b	Диабазовый порфирит; Калабрия, Италия		
38					–0		r > v	β = b	Диабаз; Зраунау, Германия		

Таблица 28 (продолжение)

№ п/п	Ng	Nm	Np	(Ng – Np)	2V	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
39	1,691	1,684	1,680		+70				Плагиоклазовый дацитовый порфирит; Южный Урал	В. А. Заварицкий, 1945	
40		1,690	1,672	0,020	+55–57				За счет плагиоклазов и стекла основной массы диабазов; Мармарошский массив	Никитина, 1950	
41	1,754	1,748	1,728	0,026	–60–30	5			Экзоконтакт интрузии Норильск-I (пренит, бабингтонит, КлПи, Ка, Пир; (анализ 1)		С пренитом
42	1,698	1,687	1,683	0,015	+60	12			Автометаморфизованные габбро-долериты интрузии Норильск-II (с пренитом)		
43	1,740	1,730	1,717	0,023	(–)60–70				Пренитовый прожилок в силле лабрадорового порфирита (интрузия Норильск-II	Золотухин и др., 1965	
44	1,726	1,719	1,708	0,018	–76	8			Экзоконтакт интрузии Норильск-I (пренит, бабингтонит, КлПи, Ка, Пир (ядро зонального сферолита)		
45	1,694	1,685	1,682	0,012	+56	21			Экзоскарн интрузии Норильск-I		
46		1,680			+56				Интрузия Накохоз		
47	1,712	1,700	1,692		+57				Из пренит-пумпеллиитовой зоны, замещающей сиенит-порфирит	Д. С. Коржинский, 1944	

Таблица 28 (продолжение)

№ п/п	Ng	Nm	Np	(Ng–Np)	2V	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
48	1,684	1,672	1,670		+10				В альбитите, ассоциирующем с ультраосновными породами (анализ 15)	*Seki*, 1961	Из серпентинитов
49	1,710	1,694	1,692	0,016	+45–50				Контакт серпентинитов и гнейсов	*Peters*, 1963	
50					+54–60				В переходной зоне между *Кв-Цо* и *Ди*-породами в серпентините		
51	1,695	1,691	1,682						Контакт *Ди-Прен*-породы и *Кв-Аб* жилы, связанных с серпентитом	*Heflik*, 1965	
52					+			$r < v$	В серпентинитах	*Soether*, 1942	
53	1,704	1,696	1,692	0,012	+54–60				Из *Кв-Пум*-пород Улутауской свиты (D_2^{1-2}); Южный Урал	Нечеухин, 1963	Прочие ассоциации
54	1,715	1,708	1,695	0,020	+75–80				Из *Кв-Пум*-пород Улутауской свиты (D_2^{1-2}); Южный Урал		
55	1,720	1,712	1,696	0,024	±90				Из *Кв-Пум*-пород Улутауской свиты (D_2^{1-2}); Южный Урал		
56		1,695			+				Из миарол в гранитах (в промежутках между *Эп* и *Це*)	*Meixner*, 1965	
57		1,702							Из миарол в гранитах (в промежутках между *Эп* и *Це*)		

Таблица 28 (окончание)

№ п/п	Ng	Nm	Np	(Ng–Np)	2V	cNg	Дисперсия	Прочие свойства	Парагенезис, район	Авторы	Тип
58		1,700							Из миарол в гранитах (в промежутках между *Эп* и *Це*)	*Meixner*, 1965	
59		1,679			+35				*Акт-Пум*-аксинит-*Аб-Ка*-жила в брекчии в из-ках	*Vrdna*, 1966	
60		1,71–1,73		0,02	–(80–20)		$r > v$		В граувакках, а также совместно с *Кв*, *Аб*, адуляром-составная часть метасоматитов, замещающих ломонтитовые туфы	*Coombs*, 1953	
61		до 1,75		0,28	–(до 60)		$r < v$				

Помимо указанных, пумпеллиитсодержащие парагенезисы описали многие исследователи *Waldman*, 1934; *Suzuki*, 1938; *Roever*, 1947; Цок, 1950; *Brothers*, 1954; *Langenberg*, *Roever*, 1955; *Miyashiro*, *Banno*, 1958; *Seki*, *Aiba*, *Kato*, 1959; Успенский, 1959; *Baragar*, 1960; *Seki*, 1960; *Iwasaki*, 1962; *Flügel-Kahler*, 1963; *Jenkins*, *Ball*, 1964; *Ernst*, 1965; *Shimazu*, 1965; Золотухин, Васильев, 1967; *James*, *Hawkins*, 1967 и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистической обработке подверглись более 750 анализов минералов группы эпидота. Минералы этой группы кристаллизуются и в ромбической, и моноклинной сингонии. Основу структуры минералов группы эпидота составляют тянущиеся вдоль оси b одинарные колонки из Al-октаэдров. К колонкам из Al_I-октаэдров тесно примыкают одиночные Fe-октаэдры, к колонкам из Al_{II} - октаэдров — полиэдры Ca_{II} (или Ce- полиэдры); Al-колонки двух сортов соединены одиночными (SiO_4)-тетраэдрами и диортогруппами (Si_2O_7), а также Ca—полиэдрами.

В достаточном приближении стехиометрической формулой минералов группы эпидота, принимаемой подавляющим большинством исследователей, является

$$X_2Y_3O\,(OH)Z_3O_{11},$$

где $X = Ca,\ TR,\ Th,\ Mn^{2+}$; возможно Fe^{2+}; Mn^{3+}; $(Na,\ K)^{+}$;

$Y = Al,\ Fe^{3+}$; Mn^{3+}; $Fe^{2+}Mg,\ Ti^{4+}$;

$Z = Si,\ Be$

При сравнении средних составов эпидотов, пьемонтитов, ортитов и цоизитов, пересчитанных на $13\,O^{2-}$, с теоретическим содержанием соответствующих ионов в стехиометрической формуле обнаруживается совпадение содержаний катионов в позициях Y и Z, недостаток катионов X и избыток гидроксильных групп.

В минералах группы эпидота главным образом осуществляется изовалентный изоморфизм типа $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$ и $Al \rightleftharpoons (Mn^{3+}, Fe^{3+})$ и гетеровалентный изоморфизм типа $Ca^{2+}Al^{3+} \rightleftharpoons (TR^{3+}, Fe^{2+}, Mg)$. Другие виды изоморфизма (например, $Al \rightarrow Si^{4+}$) практически имеют ничтожное значение. Состав цоизитов практически постоянен, с резко ограниченным изоморфизмом эпидотового и ортитового типа.

Впервые дана количественная оценка связей физических свойств минералов группы эпидота с составом. Выведены уравнения прямолинейной регрессии с приведением теоретических ошибок и дана их проверка. На основе этих уравнений оценена степень влияния различных типов изоморфизма на физические свойства. На основе 83 анализов эпидотов и 19 анализов пьемонтитов, сопровождавшихся достоверными значениями $2V$, достаточно четкую зависимость $2V$ от состава обнаружить не удалось. Для маложелезистых эпидотов, с $F \leqslant 0{,}14$, за исключением нескольких пьемонтитов характерны $+2V$ от 80 до 60° (редко меньше), но корреляция состава и величины $2V$ и в этом случае очень низкая. Для более железистых эпидотов ($F > 0{,}10$) величины $+2V$ приблизительно постоянны ($100 \pm 10°$) и не обнаруживают никакой связи с железистостью. Возможно, колебания здесь связаны со значительным разбросом вследствие ошибки определения столь больших значений $2V$.

Объективные различия между клиноцоизитами и эпидотами по физическим свойствам не обнаруживаются. В отношении железистости многие свойства изменяются непрерывно между эпидотами и пьемонтитами. Из статистического изучения следует, что при $F = 0$ эпидоты изотропны, т. е. $Ng = Nm = Np = 1{,}706$.

Имеется слабая тенденция увеличения Ng с ростом содержания железа в цоизитах. Содержание железа в цоизитах соизмеримо с ошибками его определения, поэтому хотя между светопреломлением и содержанием F^{3+} корреляция и существует, но она сильно затушована. Цоизиты также не дают отчетливой картины ни по зависимости $+2V$ от содержания Fe^{3+}, ни по изменению ориентировки плоскости оптических осей. Рассмотрены возможные причины этого.

Подтверждена закономерность увеличения светопреломления и удельного веса с ростом содержания ΣTR и ΣFe в анизотропных и изотропных ортитах, отмеченная ранее другими исследователями. Оценка силы связи удельного веса и ΣTR в анизотропных и изотропных ортитах не выявляет значимых отличий, однако линия прямолинейной регрессии для анизотропных ортитов значимо отличается от таковой для изотропных.

Основной параметр состава клиноцоизитов, эпидотов и пьемонтитов — железистость, отображающий главный тип изоморфизма этих разновидностей, с определенной точностью может быть вычислен по уравнениям линейной регрессии с использованием различных физических свойств. Обращает внимание высокая точность уравнений множественной регрессии, особенно тех, где в качестве одного из переменных использован тот или другой параметр элементарной ячейки. Впервые показано, что определение железистос-

ти по значению угла оптических осей недостаточно точно, хотя это один из наиболее употребляемых способов. Величина $+2V$ может быть использована лишь для ориентировочной диагностики клиноцоизитов ($+2V \approx 60-80°$) а также цоизитов (для них $+2V$, как правило, меньше 60°). Определение состава ортитов и цоизитов по их физическим свойствам провести пока невозможно из-за большой ошибки получаемых результатов по сравнению с химическими определениями.

Приведена сводка наиболее распространенных парагенезисов эпидотов и пьемонтитов в природе. На основе минеральных парагенезисов и состава пород выделено 15 парагенетических типов эпидотов, для которых приведены средний химический состав и пределы его колебаний. Подтверждена основная закономерность зависимости состава эпидотов от состава первичных пород. С другой стороны, сделан вывод, что расширение поля составов с увеличением степени метаморфизма характернее для разностей, обладающих более низким содержанием Fe^{3+}. Аналогичные данные приведены также для парагенетических типов цоизитов и ортитов.

Прямые эксперименты по минералообразованию в геотермальных скважинах, проведенные в последнее время камчатскими геологами, однозначно доказали минералообразование (в том числе эпидотов), производимое современными гидротермальными растворами областей активного вулканизма.

Наиболее полные экспериментальные данные по изучению равновесий минералов группы эпидотов в области $P_{H_2O} = 2-10$ *кбар* и $T = 300-900°$ имеются для дегидрации цоизита и эпидота и реакций цоизит+кварц (эпидот+кварц) и цоизит+кварц+силлиманит.

Верхний температурный предел устойчивости эпидота в системе $CaO-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2-H_2O$ определяется равновесием эпидот = Ca-гранат+анортит+корунд+гематит+H_2O, причем при очень высоких давлениях, где Ca-гранат устойчив с дитеном, соответствующее превращение может иметь вид эпидот = Ca-гранат+анортит+кианит+гематит+H_2O.

До небольших температур устойчивы эпидоты с некоторым промежуточным содержанием железистого компонента (по-видимому небольшим, порядка 10–20 *мол.%*). Менее железистые эпидоты разлагаются при несколько меньших температурах.

В ассоциации с кварцем предел устойчивости цоизита определяется равновесием цоизит+кварц = анортит+гроссуляр $+H_2O$, а эпидота — равновесием эпидот+кварц = анортит+Ca-гранат+гематит+H_2O.

"Предельным" по устойчивости и в этом случае является эпидот промежуточной железистости, причем с повышением давления "предельными" становятся все менее железистые эпидоты.

Показана несостоятельность плагиоклазового "термометра" Рамберга и приведен ряд эпидотсодержащих парагенезисов, которые могут быть использованы в качестве геологических термометров.

Вопрос о соотношениях составов минералов группы эпидота решен с применением метода дискриминантной функции, учитывающей всю информацию, заключенную в химических анализах. Расчет простейшей дискриминантной функции (D_x) и построение распределения ее величины для эпидотов и ортитов показывают, что между полями составов этих минералов существует область "несмесимости", куда не попали точки ни одного из анализов. Ни один эпидот не имеет значения $D_x < 108$, ни один ортит не имеет значения $D_x > 104$. Следует также указать, что дискриминантная функция может быть использована и в классификационных целях, т. е. для отнесения единичных анализов минералов группы эпидота к эпидотам и ортитам.

Для ряда эпидот-цоизит расчет, соответствующий дискриминантной функции, дает заметное перекрытие областей составов этих двух минералов, что подтверждает полиморфные соотношения между ромбическими цоизитами и маложелезистыми эпидотами (клиноцоизитами). Существование при низких температурах разрыва сместимости в ряду клиноцоизит-эпидот (*Strens*, 1965) пока недостаточно аргументировано. По-видимому, в описанных Стренсом случаях имеется наиболее резко проявленная зональность, в целом весьма обычная для эпидота.

Работа содержит сводку по пумпеллиитам (лотритам), в которой дан обзор открытия и изучения данного минерала, проведено сравнение его среднего состава с эпидотами, на основе корреляционного анализа рассмотрены гипотезы об изоморфизме, зависимости свойств от состава, а также приведены парагенезисы пумпеллиита, которые сопровождались хотя бы оптической характеристикой. На основе этого рассмотрен вопрос о сходствах-отличиях составов пумпеллиитов из различных парагенезисов.

Химический состав (вес. %), удельный вес и оптические константы эпидотов и пьемонтитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
								Эпидоты									
								Из серпентинитов и связанных с ними пород									
1	37,35	—	29,53	4,03	0,29	0,60	0,02	23,65	3,21	0,62	99,30	—	1,719	1,713	1,710	+65	< 2
2	39,06	—	32,57	1,68	0,29	Сл.	—	24,53	2,01		100,14	3,372	1,7232	1,7195	1,7176	+81°40	2
3	38,60	—	31,71	3,52	0,35	»	—	24,22	1,95		100,35	3,3985	1,7343	1,7291	1,7238	−89°16	0
4	38,11	0,06	27,34	8,43	0,32	0,11	0,26	23,07	2,07	—	100,16	3,39	1,7345	1,7275	1,7189	−83	—
5	36,5	1,60	31,5	6,85	—	—	0,30	20,5	2,14	—	99,93	3,30	1,735	1,727	1,715	−85	—
6	36,64	0,05	32,23	2,83	0,50	0,03	0,02	23,51	2,85	0,61	99,39	—	1,703	1,698	1,695	(+) 62–67	6
7	37,66	—	23,22	13,51	—	Сл.	0,33	23,19	1,95		99,86	—	—	—	—	—	
								Из низкотемпературных гидротермальных образований в основных породах (в ассоциации с пренитом, адуляром и пр.)									
8	38,01	Сл.	31,71	4,68	0,23	Сл.	0,01	23,86	1,83	0,01	100,34	3,375	1,719	1,715–1,716	1,712	(+) 68–78	3–10
9	36,82	0,19	23,38	13,17	0,47	0,08	0,27	23,80	0,89	Не обн.	100,48	3,50	1,779	1,761	1,728	−70	—
10	39,08	Сл.	30,96	4,13	0,42	0,01	0,01	23,32	1,86	0,01	99,80	3,370	1,716	1,712–1,713	1,710	(+) 14–20	50–60
11	38,18	н/об	21,60	13,14	1,37	0,64	0,18	22,20	—	0,20	100,13	—	—	—	—	—	—
12	37,56	0,30	22,40	12,44	0,68	0,06	1,00	22,44	—	0,43	99,42	—	—	—	—	—	—
13	37,52	0,08	25,39	12,04	0,17	0,05	1,98	22,00	—	Не обн.	100,67	—	—	—	—	—	—

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
14	36,52	Нет	20,97	17,22	0,45	Нет	Нет	23,05	1,98	—	100,19	3,49	1,797	1,784	1,751	−64	(−5)[1]
15	39,00	0,73	20,90	11,30	1,44	0,36	»	23,90	—	—	99,39	3,25	—	—	—	—	—
16	39,83	0,15	31,68	1,29	0,24	—	—	24,58	2,08	—	99,85	—	—	—	—	—	—
17	38,37	—	26,09	10,39	—	0,74	0,24	21,65	2,44		99,91	—	—	—	—	—	—
18	38,08	—	27,74	8,27	—	—	—	23,53	2,04		99,66	3,364	—	—	—	—	—
19*	36,50	—	20,10	6,23	—	—	—	22,18	5,72	9,69	100,32	—	—	—	—	—	—
20*	38,08	0,18	16,89	11,35	0,71	—	1,19	17,79	2,06	—	88,80	—	—	—	—	—	—
21*	42,25	0,05	20,35	11,87	0,31	—	2,13	18,65	2,83		100,00	3,044–3,164	—	—	—	—	—
22*	43,23	—	23,09	6,68	1,13	0,14	0,88	20,00	2,40		99,70	3,14	—	—	—	—	—
								Из прожилков в эклогитах и габброидах									
23	39,87	0,17	25,09	8,62	0,01	0,12	0,95	22,23	1,52	Необн.	99,79	3,341	1,736	1,727	1,721	(−) 75–83	2
24	38,56	0,19	28,80	5,97	0,78	0,03	0,26	21,88	1,20		99,55	3,3848	1,724	1,719	1,719	+77	(5)
25	37,70	0,03	25,68	12,17	0,28	—	0,78	21,30	1,30	—	99,90	—	1,751	—	1,726	—	2
26	38,24	—	25,30	7,80	0,72	—	0,84	23,70	2,10	0,22	98,92	3,35–3,36	1,767	1,746	1,731	—	—
27	38,48	—	28,10	7,00	—	—	0,60	23,80	2,22	0,10	100,30	3,35–3,36	1,767	1,746	1,731	—	—
								Из эклогитовых пород									
28	38,64	0,14	27,69	7,57	0,14	0,04	0,11	23,79	1,84	—	100,01	3,390	1,7284	1,7239	1,7173	(−) 85–95	0–36
29	36,04	1,46	33,03	0,64	2,45	0,07	1,54	20,92	2,02	0,24	99,36	—	—	—	—	—	—
30	39,39	0,09	32,05	1,80	0,21	0,02	0,30	23,57	1,52	—	100,07	—	1,706	—	1,701	0–5	(3–5)

[1] В скобках приводится значение cNg.

* Анализы, отбракованные по определенным признакам (см. раздел выше).

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
									Из амфиболитов								
31	38,10	0,65	24,28	11,26	0,06	0,13	0,17	20,74	2,56	н/обн	100,64	3,328	1,746	1,738	1,724	–79	2
32	38,51	—	18,88	17,25	—	—	Сл.	23,23	2,98		100,85	3,554	1,7796	1,7634	1,7291	—	—
33	38,6	0,12	24,4	10,78	0,29	0,07	0,12	23,4	2		100,04	—	1,750	1,736	1,720	+95	–2,5
34	37,3	0,16	24,1	10,53	0,42	0,15	0,05	22,6	3		98,52	—	1,748	1,735	1,720	+95	–2,5
35	38,1	0,09	24,0	10,37	0,39	0,02	0,17	23,1	3		99,52	—	1,751	1,738	1,722	+98	–2,5
36	38,52	0,55	28,87	6,39	0,54	0,13	0,38	23,08	1,48		100,12	—	—	1,726	—	—	—
37	37,36	0,29	28,64	7,77	0,60	0,10	0,46	22,76	2,00		100,19	—	—	1,728	—	—	—
38	37,66	0,32	27,12	8,22	0,61	0,10	0,34	22,92	2,25		99,73	—	—	1,729	—	—	—
39	37,84	0,37	26,45	9,06	0,71	0,13	0,71	22,74	1,75		99,95	—	—	1,737	—	—	—
40	37,33	0,61	24,97	11,42	0,76	0,20	0,56	22,97	0,91		99,98	—	—	1,741	—	—	—
41	37,84	0,26	22,21	13,93	0,83	0,19	0,58	22,77	1,09		100,12	—	—	1,763	—	—	—
42	38,12	0,06	22,92	12,58	1,25	0,08	1,01	21,30	2,08	0,12	100,23	—	1,761	—	1,731	—	—
43	39,62	0,24	23,79	10,42	0,60	0,06	0,58	21,36	0,82	0,18	100,08	—	1,768	—	1,732	75–76	—
44	36,95	—	24,41	11,05	—	—	0,96	23,97	2,00	0,15	99,49	—	1,756	—	1,724	(–)78–80	—
45	37,05	—	20,88	18,32	—	—	0,27	22,87	0,29		99,68	—	—	—	—	—	—
46	40,02	0,17	27,72	7,69	0,62	—	0,25	22,08	1,76	0,06	100,37	—	1,756	—	1,724	(–)78–80	—
47	39,80	Не обн.	28,21	4,24	0,18	0,06	1,81	23,64	—	0,15	100,40	—	1,720	—	1,715	+94	—
48	40,15	0,08	27,26	4,55	0,21	Сл.	2,07	23,64	—	0,05	100,42	—	1,726	—	1,713	–96	—
49	37,87	—	24,72	9,96	0,36	0,54	0,77	23,10	2,82		100,14	3,396	—	—	—	—	—
50	37,92	—	27,90	9,10	—	—	—	22,81	2,02		99,75	3,3	—	—	—	—	—
51*	47,72	Сл.	28,27	—	0,72	—	0,50	16,88	3,78		99,97	—	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
									Из глаукофановых сланцев с хлоритом								
52	40,78	1,45	20,50	11,11	2,60	0,28	1,17	19,19	2,04	0,00	100,50	—	1,772	1,752	1,731	–95	(5)
53	41,83	1,94	19,91	9,51	2,95	0,36	1,90	17,87	1,91	0,05	100,11	—	1,766	1,746	1,728	–100	(2)
54	39,16	1,83	20,30	11,68	2,45	0,21	2,17	18,88	2,82	0,00	100,67	—	1,779	1,760	1,739	–100	(4)
55	36,30	1,04	22,72	11,75	5,04	0,30	3,16	14,72	4,30	0,15	100,15	—	1,778	1,757	1,736	–95	(2)
56	38,49	2,46	21,53	11,16	2,23	0,36	0,50	20,71	2,10	0,00	100,29	—	1,775	1,754	1,735	–105	(3)
57	38,11	0,50	25,50	9,66	0,64	0,10	0,14	23,10	1,78		99,53	—	1,746	1,734	1,718	+100	—
58	38,5	0,14	24,03	11,94	0,53	0,37	1,59	21,7	1,54		100,46	—	1,756	1,740	1,721	+96	—
59	38,02	—	25,50	9,66	0,64	0,10	0,14	22,93	1,78	0,00	99,33	3,404	1,747	1,738	1,725	–72	—
									Из безхлоритовых глаукофановых сланцев								
60	36,25	0,25	20,89	14,22	1,95	0,11	0,12	20,47	4,81	0,20	100,48	—	1,776	—	—	–76	12
61	36,60	0,25	21,00	13,57	1,53	0,10	0,14	21,80	3,60	0,34	99,56	—	1,775	—	—	–72	10
62	37,84	0,21	22,63	12,24	1,02	0,12	0,09	22,31	3,02	0,28	100,31	—	1,772	—	—	–80	9
63	38,40	0,22	19,63	13,99	1,70	0,13	0,20	20,16	4,27	0,37	99,69	—	1,777	—	—	–78	11
64	40,23	—	23,74	11,95	0,50	—	0,72	20,49	2,35		99,98	—	—	—	—	—	—
									Из других пород глаукофановой серии								
65	37,69	—	20,73	14,03	1,17	0,27	0,22	22,72	2,77	0,35	100,04	—	1,776	1,754	1,729	(–)73–74	8
66	38,75	1,29	22,90	10,86	0,51	0,18	0,20	23,67	1,08	0,10	99,80	—	—	—	1,735	(–)72–74	—
67	38,15	—	25,30	9,30	—	—	0,24	25,10	1,80		99,89	—	—	—	—	—	—
									Из известково-силикатных пород кианитовой зоны								
68	38,2	0,21	28,0	6,18	0,47	0,07	0,08	23,8	1		98,24	—	1,725	1,718	1,713	+76	1

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
69	38,2	0,12	24,4	10,42	0,25	0,05	0,12	23,0	3		99,81	—	1,747	1,734	1,720	+93	−2
70	38,7	0,06	23,8	10,46	0,31	0,08	0,33	23,4	3		100,48	—	1,750	1,735	1,718	+95	−2,4
71	36,9	0,11	22,1	12,53	0,06	0,13	0,08	23,0	4		99,10	—	1,764	1,749	1,729	+100	−4
72	38,2	0,11	25,4	8,07	0,03	0,11	0,08	22,9	3		98,25	—	1,739	1,729	1,716	+98	−1,5
								Из хлоритовых сланцев									
73	37,41	—	29,88	4,09	0,58	0,14	Сл.	23,92	3,12	0,34	99,59	—	1,719	1,714	1,710	(+)74–78	2
74	38,46	—	28,59	5,76	0,53	Сл.	—	24,61	1,92		100,28	—	1,7344	1,7245	1,720	−87°46′	—
75	38,42	—	26,62	8,72	—	—	—	23,66	2,46		99,88	3,326	—	—	—	—	—
76	37,73	—	21,11	16,22	0,32	—	Сл.	22,55	1,98		99,91	3,462	—	—	—	—	—
77	37,95	—	30,38	—	7,83	—	0,93	20,34	2,64		100,07	3,21	—	—	—	75°	—
78	40,60	—	30,20	—	11,20	—	—	17,70	—	—	99,70	—	—	—	—	—	—
								Из слюдяных сланцев									
79	38,20	0,27	25,94	7,81	1,49	0,15	1,10	21,59	1,36	0,09	99,83	3,334	1,737	1,729	1,720	−80	—
80	39,02	Сл.	28,64	6,81	0,34	Сл.	Сл.	23,73	1,76		100,30	3,37	1,725	1,7196	1,714	+90°25′	1
81	38,04	0,27	25,73	5,85	4,46	0,29	0,03	22,79	2,10	0,05	99,79	3,054	—	—	—	—	—
82	37,22	0,33	21,99	14,25	0,63	0,17	0,28	23,22	1,17		99,91	—	—	—	—	—	—
83	38,69	2,68	27,08	6,42	1,07	0,16	0,04	22,60	1,94	0,01	100,69	—	1,738	1,732	1,720	−82	—
84	38,96	—	24,05	11,49	—	—	—	23,83	1,94		100,27	—	—	—	—	—	—
85	39,07	—	28,90	7,43	—	—	0,10	24,30	0,63		100,43	3,361	—	—	—	—	—
86	37,65	—	24,81	12,69	0,43	—	Сл.	23,02	2,20		100,80	3,41	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
								Из гранатовых скарнов и других пород с кальциевым гранатом									
87	36,78	0,23	28,72	7,90	0,14	0,10	1,08	23,54	—	Не обн.	100,55	—	—	—	—	—	—
88	35,00	—	14,60	23,00	—	0,10	0,74	21,40	4,10		99,94	—	—	—	—	—	—
89	36,20	0,33	23,40	14,25	0,53	0,10	0,09	24,43	1,23	—	100,80	—	—	—	—	—	—
90	38,10	0,09	26,57	8,42	0,40	0,18	0,25	23,30	—	—	100,53	—	1,767	1,754	1,736	(−)67–70	—
91	41,20	—	21,94	10,01	0,17	0,26	0,72	24,20	—	—	101,00	—	—	—	—	—	—
92	37,83	0,10	13,87	18,71	1,20	0,27	1,42	24,23	—	0,12	100,35	—	1,762–1,767	—	1,730–1,734	—	—
93	38,72	—	30,39	3,05	0,43	—	1,10	23,65	2,24	0,08	99,66	—	1,710	—	1,705	+86	3–5
94	36,12	0,09	22,76	13,75	0,63	0,34	0,72	23,60	1,82		100,06	3,415	1,765	1,746	1,724	—	—
95	38,04	Сл.	13,10	23,42	0,84	0,22	0,31	23,33	0,38	0,09	99,99	—	—	—	—	—	—
96	39,8	0,07	29,9	4,41	0,17	0,29	0,12	24,5	1,0		100,62	—	1,717	1,711	1,709	+60	6,5
97	37,4	0,01	22,2	13,09	0,10	0,15	0,01	22,8	3,0		99,08	—	1,763	1,748	1,728	+100	4
98*	38,16	0,58	21,57	11,97	2,51	0,36	—	23,13	2,20	0,28	101,81	—	1,767	1,754	1,725	−72	—
99	37,06	0,15	20,44	14,52	1,67	0,11	0,07	22,50	—	—	98,93	3,44	1,760	1,746	1,725	−75	—
100	36,16	—	28,90	9,18	0,51	0,10	—	23,93	2,12		100,32	3,416	—	—	—	—	—
101	36,18	0,26	24,16	11,00	1,40	0,11	0,38	22,53	—	—	99,97	—	—	—	—	—	—
102	36,38	0,15	22,79	13,19	0,69	0,09	0,42	23,94	0,18	0,08	99,60	—	—	—	—	—	—
103	37,47	—	27,37	9,92	0,58	0,30	—	22,62	1,95		100,21	3,435	—	—	—	—	—
104	37,61	1,01	16,40	15,56	1,54	0,06	4,70	18,97	3,08	0,60	100,17	—	—	—	—	—	—
105	39,31	0,26	21,87	13,77	0,39	0,03	0,27	21,73	1,75	0,10	99,98	—	1,764	—	1,736	—	—
106	38,08	Сл.	28,10	6,68	0,74	0,26	0,08	24,16	1,93	0,25	100,28	3,41	—	—	—	—	—
107	39,70	0,20	21,64	7,28	1,13	0,09	2,93	21,48	—	0,10	100,03	—	1,785	—	1,730	−82	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
108	37,32	Не опр.	23,90	11,18	0,92	0,09	Не опр.	23,61	–	0,08	99,89	–	1,785	–	1,730	–82	–
109	38,12	»	24,46	10,57	0,73	0,05	»	23,31	–	0,08	99,84	–	–	–	–	–	–
110	36,04	0,15	23,45	13,40	0,18	–	–	23,31	2,04	0,07	99,90	–	–	–	–	–	–
111	37,70	–	24,61	14,23	0,45	–	–	20,99	2,23		100,21	3,452	–	–	–	–	–
112	38,50	0,24	29,41	5,79	0,16	0,02	0,21	23,86	2,17		100,36	3,331	–	–	–	+95	–
113	38,21	0,19	28,61	7,30	0,17	0,13	0,23	23,37	2,05		100,26	3,507	–	–	–	+121	–
114*	39,50	–	21,34	12,70	0,72	0,42	0,34	22,76	1,90	0,12	99,90	3,259	–	–	–	–	–
115*	37,80	0,09	25,16	11,04	0,84	0,16	Сл.	23,36	–	–	100,91	–	1,759	1,749	1,720	–(78–80)	–
116*	38,06	0,33	22,31	13,73	0,90	0,09	0,67	23,36	0,96	–	101,21	–	–	–	–	–	–
Из безгранатовых скарнов и эпидозитов																	
117	39,16	–	30,93	3,18	0,32	0,17	0,08	24,11	2,18	0,21	100,34	–	–	1,715	–	–	2,5–8
118	37,40	0,08	23,69	13,27	0,27	0,16	1,05	22,07	2,05	0,34	100,38	–	–	–	–	–	–
119	38,97	Нет	29,10	2,94	0,24	0,03	1,66	24,57	1,92	–	99,70	3,27	1,717–18	1,709–10	1,708–09	+(64–66)	–
120	35,80	–	21,26	16,80	–	Сл.	–	24,05	0,40	0,06	100,30	–	1,754	–	1,722	–	–
121	37,32	–	26,18	8,57	0,87	0,18	0,11	23,18	1,87	0,04	100,92	3,398	1,758	1,748	1,728	–78	–
122	37,76	–	24,48	10,07	0,34	0,11	0,20	22,71	1,83	0,02	99,61	3,404	1,765	1,754	1,729	–	–
123	37,77	–	23,56	12,34	0,23	0,13	0,32	23,21	1,64	Сл.	100,85	3,426	1,770	1,758	1,731	–74	–
124	37,88	–	22,61	14,35	0,25	–	0,94	23,20	0,36	–	99,59	3,433	1,768	1,756	1,733	–74°18	–2°46
125	36,58	0,17	19,98	13,94	1,29	0,34	2,60	21,51	2,88		99,70	–	–	–	–	–73	–
126	37,00	0,18	25,00	11,31	1,15	0,24	Нет	23,00	–	–	99,71	3,3	–	–	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
127	38,753	–	26,98	7,89	1,80	0,50	0,78	20,37	2,376		99,94	–	–	–	–	–	–
128	40,20	0,17	26,68	5,07	0,21	0,08	1,72	23,52	–	Не обн.	99,61	–	1,717	–	–	–	–
129	38,99	0,21	21,55	13,85	–	0,09	0,33	23,41	2,00	–	100,43	–	–	–	–	–	–
130	39,48	0,13	24,22	10,90	0,00	0,26	Сл.	23,87	1,89	0,00	100,75	–	–	–	–	–	–
131	36,84	0,10	21,78	14,92	0,27	–	–	23,46	1,96	Сл.	99,43	–	–	–	–	–	–
132	36,96	0,15	23,35	12,97	0,63	–	–	23,03	2,24	0,01	99,49	–	–	–	–	–	–
Из пегматитов и гранитов																	
133	39,28	22,12		12,40	0,36	–	0,26	22,44	–	Не обн.	100,50	–	–	–	–	–	–
134	37,90	0,60	23,49	11,66	1,22	–	Сл.	22,50	–	0,12	100,46	–	–	–	–	–	–
135	36,86	0,13	26,65	9,81	0,14	0,16	–	24,38	–	0,80	100,86	–	–	–	–	–	–
136	40,35	0,25	25,15	8,44	0,20	0,14	0,74	20,32	0,12	0,26	99,72	3,301	1,735	1,728	1,720	(–)77–85	18
137	36,90	0,14	23,45	14,34	0,10	Нет	0,35	23,46	1,07	0,07	100,07	–	1,765	1,747	1,723	–85	–
138	37,96	0,07	27,34	8,88	0,97	0,16	0,34	22,07	2,14	0,08	99,94	3,321	1,741	1,735	1,726	–50	7
139	37,78	0,07	23,98	8,63	3,56	0,29	–	21,16	2,86	0,08	100,41	3,29	1,718	1,714	1,708	–(большой)	–
140	37,94	0,04	24,80	11,50	0,90	0,02	0,56	22,40	2,01	0,12	100,29	–	–	–	–	–	–
141	37,02	–	23,02	12,71	0,58	0,17	0,41	22,78	1,83	0,07	100,45	3,418	–	–	–	–	–
142	40,48	0,10	22,39	12,58	0,43	0,25	0,10	20,79	1,62	–	100,02	3,418	–	–	–	–	–
143	37,94	–	21,00	12,64	2,98	–	0,91	23,45	1,60		100,52	3,465	–	–	–	–	–
144	37,61	–	25,46	12,03	0,09	–	–	22,39	2,22		99,80	3,386	–	1,7532	–	–74	4,5
145	38,02	–	25,78	11,24	–	0,58	–	22,44	2,25		100,31	3,402	–	–	–	–	–
146	41,37	–	21,82	10,27	0,74	0,29	0,28	22,22	2,12		99,97	–	–	–	–	–	–
147	37,47	–	24,09	10,60	2,81	–	–	22,19	0,34		99,40	3,43	–	–	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
Из карбонатных пород, включая гидротермальные жилы																	
148	36,66	Сл.	25,64	9,19	0,29	0,02	0,40	23,67	0,38	0,06	99,52	—	1,736	—	1,720	−8,5	—
149	36,85	—	29,29	8,14	—	—	—	22,58	1,96	1,05	99,87	3,4	>1,746 <1,753	1,737	1,725	—	—
150	41,02	—	20,01	13,45	—	—	0,49	22,39	2,05		100,39	3,2	1,752–1,754	—	1,728–1,734	—	—
151	43,8	Сл.	18,48	11,32	—	0,11	—	23,27	2,20		99,44	3,32	1,752–1,754	—	1,728–1,734	—	—
152	40,71	0,34	24,17	9,65	0,99	0,07	0,58	21,13	—		100,39	—	—	—	—	—	—
153	37,99	—	29,53	5,67	0,53	0,21	—	23,85	2,04		99,82	3,367	1,724	1,716	1,714	−89°28′	2°9′
154	36,75	—	21,79	16,18	0,27	0,11	0,00	22,18	1,94	0,53	99,80	—	1,787	1,770	1,739	+108	—
155	37,26	0,05	22,29	15,18	0,33	0,10	0,42	22,04	1,48	0,16	100,18	—	—	—	—	—	—
156	37,50	0,10	23,50	13,25	0,47	0,02	0,18	23,06	2,05	0,05	100,18	—	—	—	—	—	—
157*	34,84	0,51	29,71	7,85	8,12	1,08	Сл.	14,27	1,66	0,06	99,66	3,85	1,778	1,749	1,736	−70	—
Из железорудных тел																	
158	35,20	—	18,33	20,10	—	0,05	2,00	21,00	1,16	0,06	99,80	—	1,765	—	1,724	—	—
159	35,40	0,15	22,34	15,43	0,73	0,40	0,10	24,04	—	—	100,74	—	—	—	—	—	—
160	36,72	0,17	22,78	13,58	0,28	0,09	0,24	23,78	0,80	—	100,32	—	—	—	—	—	—
161	36,76	—	24,72	10,82	0,23	0,17	0,20	23,18	1,98	Сл.	100,00	3,400	1,764	1,754	1,729	−77	—
162	37,13	—	24,48	11,32	0,04	0,13	0,21	23,06	1,96	0,26	99,87	3,420	1,767	1,757	1,730	−76	—
163	37,28	0,05	23,27	13,14	0,48	0,04	0,22	23,60	2,00	0,20	100,28	—	1,760	—	1,731	—	—
164	37,31	0,18	24,43	13,61	0,38	0,30	0,10	23,22	0,32	—	100,03	—	—	—	—	—	—
165	37,46	—	23,69	11,09	0,65	0,32	0,60	21,48	1,84	0,28	99,34	—	—	—	—	−77	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
166	37,53	—	24,41	11,49	0,29	0,16	0,26	23,08	1,87	Сл.	100,73	3,424	1,770	1,757	1,727	−74	—
167	37,26	—	25,79	8,92	0,11	0,20	0,32	23,17	1,89	0,11	100,41	3,387	—	—	—	−78	—
Из различных кварцевых жил и прожилков																	
168	39,7	0,08	30,9	2,79	0,14	0,14	—	24,1	Не опр.		97,85	—	1,709	1,701	1,700	+40	—
169	38,4	0,20	27,5	5,36	0,31	0,10	—	24,4	»		96,35	—	1,726	1,717	1,713	+70	—
170	40,0	0,10	27,8	7,61	0,13	0,07	—	23,9	»		99,71	—	1,733	1,726	1,716	+100	—
171	39,7	0,10	27,1	6,86	0,22	0,08	—	24,1	»		98,16	—	1,730	1,724	1,715	+102	—
172	39,6	0,10	26,7	8,90	0,27	0,20	—	23,6	»		99,47	—	1,740	1,728	1,718	+85	—
173	39,4	0,20	23,8	11,98	0,36	0,14	—	23,5	»		99,38	—	1,756	1,741	1,721	+98	—
174	39,7	0,42	24,0	12,29	0,28	0,10	—	23,5	»		100,29	—	1,757	1,741	1,721	+100	—
175	38,9	0,20	22,60	12,16	0,22	0,04	—	23,3	»		97,52	—	1,760	1,744	1,723	+100	—
176	38,4	0,10	20,6	16,44	0,14	0,02	—	23,4	»		99,20	—	1,788	1,773	1,736	+115	—
177	38,7	—	23,2	13,7	—	0,14	—	23,05	—	—	100,99	3,47	1,752–1,754	—	1,728–1,734	—	—
178*	47,37	—	21,82	10,27	0,74	0,29	0,28	22,22	2,12		105,97	—	—	—	—	—	—
179	38,31	0,04	30,23	3,23	1,66	0,14	1,01	23,05	—	—	100,24	3,25	1,724	1,719	1,709	—	—
180	39,12	0,05	26,86	6,66	1,13	0,15	0,75	23,10	—	—	100,22	3,36	1,728	1,719	1,713	—	—
181	41,04	0,29	27,31	5,99	0,60	0,15	1,15	22,85	—	—	101,04	—	—	—	—	—	—
182	41,56	0,06	25,95	6,45	0,37	0,12	1,26	22,18	—	—	100,33	3,34	1,728	1,725	1,712	—	—
183	38,75	—	27,00	7,90	1,81	0,50	0,79	20,38	2,38		99,97	—	—	—	—	—	—
184*	36,87	—	18,13	14,20	4,60	—	0,40	21,45	9,67		97,29	3,35	—	—	—	—	—
185*	39,0	0,10	23,8	12,09	0,28	0,11	—	23,1	Не опр.		98,48	—	1,756	1,741	1,721	+100	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
								Из сиенитов									
186	34,80	—	22,90	13,22	0,43	—	0,80	24,80	—	—	100,19	—	1,780	1,762	1,727	68	—
187	38,79	—	26,12	10,33	—	Сл.	Сл.	23,30	1,90		100,44	—	—	—	—	—	—
188	40,16	0,32	27,42	6,65	0,12	0,03	0,05	22,99	0,16		100,40	—	1,732	—	1,720	85	—
189	36,82	0,15	21,03	15,72	0,27	—	—	23,31	2,80	0,10	100,43	—	—	—	—	—	—
190	37,71	0,16	23,59	13,14	Не обн.	0,25	Не обн.	22,61	1,95		100,04	—	1,766	1,748	1,725	—	—
191	38,26	—	24,75	11,07	0,56	Сл.	Сл.	23,63	2,26		100,53	3,421	—	—	—	—	—
192	38,3	—	31,9	—	4,4	—	—	23,5	—	—	100,8	3,31	—	—	—	—	—
193	38,92	0,27	28,50	6,21	0,37	0,30	Сл.	23,51	2,16	—	100,26	—	1,723	—	1,712	+91,5	—
194	40,36	0,09	30,67	0,61	1,77	—	0,74	22,62	3,50	—	100,36	3,215–3,230	1,681	1,677	1,672	+31–35	—
195*	36,6	—	32,5	—	1,9	—	—	23,9	—	—	97,6	3,24	—	—	—	—	—
								Эпидоты необычного состава									
196	36,44	—	24,65	12,44	—	4,52	—	19,52	3,19		100,76	—	—	—	—	—	—
197	37,14	0,26	22,52	12,96	0,00	2,26	0,19	23,84	0,10	0,00	100,01	3,425	1,7820	1,7606	1,7375	–87°16	—
198	39,26	—	24,38	4,18	—	—	0,53	20,09	4,41	—	99,64	—	1,715	—	1,695	+130	—
199	30,99	—	17,89	12,33	—	2,12	0,52	11,50	1,62	1 —	100,77	4,03	1,830	1,81	1,788	130	—
200	38,88	—	20,19	9,82	3,82	—	1,98	17,37	1,60		99,28	3,46	—	—	—	—	—
201	39,53	—	22,82	—	16,30	—	—	19,25	1,29		100,35	3,77	—	—	—	—	—
								Эпидоты неизвестных ассоциаций									
202	36,92	Сл.	22,25	15,21	0,57	0,75	Сл.	23,11	1,16	0,16	100,13	3,43	1,768	1,755	1,727	—	—
203	36,89	—	20,94	15,92	0,20	0,13	0,14	23,00	1,93	0,13	99,28	—	1,780	1,764	1,734	+108	—
204	38,98	—	31,02	4,15	—	0,23	—	23,80	2,03		100,21	3,352	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
205	39,96	0,12	23,01	13,91	0,50	0,50	0,54	22,90	1,77	0,12	99,93	—	—	—	—	—	—
206	38,54	—	28,39	6,89	0,50	—	Сл.	24,12	2,26		100,70	—	—	—	—	—	—
207	38,21	—	28,70	8,16	—	—	—	24,30	0,10		99,88	3,448	—	—	—	—	—
208	37,22	—	24,09	12,80	0,79	0,11	Сл.	23,36	1,61		100,08	3,452	—	—	—	—	—
209	38,22	0,33	25,12	8,75	1,25	0,19	»	22,77	3,04	0,52	100,36	3,29	—	—	—	—	—
210	37,80	0,10	27,63	7,62	0,19	0,04	0,29	24,56	1,83		100,06	3,324	1,735	1,723	1,712	—	—
211	37,70	0,08	24,36	11,07	0,29	—	0,52	24,10	1,76		99,88	3,382	1,753	1,738	1,720	—	—
212	37,14	0,08	24,13	12,55	0,29	0,04	—	24,15	1,74		100,12	3,405	1,760	1,743	1,722	—	—
213	37,00	0,10	22,77	14,12	0,30	0,02	0,68	23,10	1,94		100,03	3,423	1,768	1,749	1,724	—	—
214	36,74	—	21,62	15,07	0,34	0,01	0,32	24,14	1,90		100,14	3,446	1,772	1,755	1,726	—	—
215	37,47	—	21,80	15,35	—	—	—	23,87	1,21		99,70	3,452	1,7729	1,7555	1,7260	—	—
216	37,83	—	22,63	15,02	0,93	Сл.	Сл.	23,27	2,05		100,73	3,4462	1,7727	1,7569	1,7262	–73	—
217	38,66	Сл.	31,94	2,58	0,61	0,06	0,10	24,39	1,72	0,10	100,19	3,34366	1,712	1,70810	1,706	Изменчивый	—
218	38,27	»	31,69	3,01	0,79	0,07	0,14	24,19	1,65	0,09	99,90	3,34366	1,712	1,70911	>1,707	—	—
219	38,61	Сл.	31,22	2,80	0,96	0,07	0,10	24,42	1,69	0,05	99,97	3,343–66	≤1,716	1,711–13	>1,710	—	—
220	37,57	0,18	28,20	6,61	1,87	0,12	—	23,56	1,93	—	100,13	3,28	1,729	1,722	1,715	—	—
221	36,89	—	28,50	5,92	0,52	0,02	0,21	27,26	1,29		101,21	—	1,720	1,710	1,706	—	—
222	38,95	—	28,90	5,75	1,08	—	0,35	22,80	1,90		99,73	3,344	1,7200–1,7202	1,7143–1,7149	1,7091–103	+86°29′	—
223	38,24	0,08	27,75	8,80	Нет	0,01	Нет	24,48	0,90	—	100,21	—	—	—	—	—	—
224	38,52	0,08	29,02	7,04	»	0,01	»	23,92	1,10	—	100,07	—	—	—	—	—	—
225	37,87	0,05	27,16	9,42	»	0,18	»	23,91	0,83	—	100,02	3,348	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	NnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
226	37,26	Сл.	22,23	15,02	0,58	—	0,17	23,23	1,96	—	100,45	3,50	—	—	—	—	—
227	36,88	—	18,61	17,93	0,37	0,48	Сл.	23,06	2,30	0,02	99,65	—	1,787	1,768	1,740	–74	13
228	39,25	0,27	22,83	11,95	0,59	0,12	0,06	22,59	1,41	—	100,14	—	—	—	—	—	—
229*	36,69	—	25,05	2,11	2,93	Сл.	2,25	22,40	6,24		—	—	—	—	—	—	—
230	42,81	—	31,14	2,29	—	Нет	1,63	18,73	0,64		99,13	—	—	—	—	—	—
231	33,28	—	30,68	4,90	5,94	—	1,08	19,40	2,65		99,25	3,35	—	—	—	—	—
232	36,490	—	22,448	14,270	0,610	0,026	—	23,524	1,911		99,958	—	—	—	—	—	—
233	36,567	—	24,141	12,286	0,710	0,064	—	23,329	—		100,221	—	—	—	—	—	—
234	37,48	—	20,39	15,30	—	Сл.	0,49	23,99	1,89		99,54	—	—	—	—	—	—
235	37,62	—	27,22	8,67	—	—	—	23,94	2,33		99,78	3,369	—	—	—	—	—
236	38,05	—	26,39	9,73	—	—	—	23,54	2,02		99,73	3,373	—	—	—	—	—
237	38,20	0,07	29,46	5,85	0,69	—	0,06	24,50	3,00		100,26	3,225	—	—	—	—	—
238	38,27	—	21,25	15,28	—	—	1,07	22,75	2,00		100,62	—	—	—	—	—	—
239	39,59	—	20,77	14,99	0,38	—	Сл.	24,53	0,29		100,55	3,491	—	—	—	—	—
240	35,52	0,13	20,46	14,40	4,09	0,14	0,04	22,96	1,70	0,31	99,96	—	—	—	—	—	—
241	37,40	0,14	21,85	14,12	1,79	0,23	0,14	22,69	1,75	0,05	100,16	—	—	—	—	—	—
242	37,61	0,07	21,44	16,16	0,28	0,22	0,16	22,36	2,13	Нет	100,98	—	—	—	—	—	—
243	38,10	0,09	23,60	12,20	0,68	0,06	0,09	22,40	1,95	—	99,17	—	—	—	—	—	—
244	38,92	0,21	22,56	12,74	0,86	—	—	22,10	1,64	0,36	99,39	—	—	—	—	—	—
245	37,83	—	23,43	13,31	0,48	—	—	23,47	2,06		100,58	3,4662	1,7737	1,7569	1,7262	–73	—
246	38,34	—	26,11	9,67	—	—	0,34	23,93	1,07		99,46	3,440	1,750	1,7422	1,7217	–79	—
247	37,78	—	25,98	10,20	1,98	—	—	23,25	0,58		99,77	—	1,7500	1,7422	1,7217	—	—
248	38,15	—	23,51	14,32	0,18	—	—	23,41	1,93		101,50	—	1,7710	1,7593	1,7336	–73°30	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
249	39,18	—	26,52	8,21	—	—	—	23,89	2,20		100,00	—	—	—	—	—	—
250	38,77	—	22,09	13,77	—	—	—	22,90	2,11		99,24	3,5	—	—	—	—	—
251	37,11	—	21,90	16,00	—	—	—	23,19	2,03		100,23	3,491	—	—	—	—	—
252	36,90	—	24,36	12,40	0,72	Сл.	—	23,54	2,01		100,00	—	—	—	—	—	—
253	38,51	—	28,63	5,77	0,53	—	—	24,64	1,92		100,00	—	—	—	—	—	—
254	38,99	—	25,76	9,99	—	—	0,61	22,76	2,05		100,16	—	—	—	—	—	—
255	37,96	—	26,35	9,71	—	—	—	23,77	2,02		99,81	3,373	—	—	—	—	—
256	38,13	—	26,42	9,74	—	—	—	23,30	2,02		99,61	—	—	—	—	—	—
257	38,43	—	26,18	8,77	—	—	—	24,13	2,46		99,97	3,326	—	—	—	—	—
258	38,39	—	28,48	7,56	—	—	—	22,64	2,30		99,37	3,359	—	—	—	—	—
259	37,66	—	27,36	8,90	—	—	—	23,90	2,33		100,15	3,369	—	—	—	—	—
260	38,28	—	27,53	8,66	—	—	—	22,87	2,41		99,75	3,378	—	—	—	—	—
261	37,65	—	20,64	16,50	—	0,49	0,46	22,32	2,06		100,12	—	—	—	—	—	—
262	37,51	—	21,76	12,52	3,59	—	0,60	21,26	2,68		99,92	—	—	—	—	—	—
263	38,00	—	20,87	15,06	1,90	Сл.	—	21,93	2,08		99,84	—	—	—	—	—	—
264	37,56	—	20,78	16,49	—	—	0,29	22,70	2,09		99,91	—	—	—	—	—	—
265	37,35	—	22,02	15,67	—	—	—	22,54	2,35		99,93	—	—	—	—	—	—
266	36,71	—	22,61	14,47	0,62	—	—	23,67	1,92		100,00	—	—	—	—	—	—
267	36,13	—	20,57	14,92	—	0,31	0,31	23,03	4,57		99,84	—	—	—	—	—	—
268	37,32	—	22,85	11,56	1,86	—	0,77	22,03	2,93		99,32	—	—	—	—	—	—
269	37,59	—	20,73	16,57	—	—	0,41	22,64	2,11		100,05	—	—	—	—	—	—
270	38,84	—	25,45	10,88	—	—	—	22,62	2,41		100,20	—	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
271	39,67	—	18,55	14,31	3,25	Сл.	1,62	20,53	1,23		99,68	—	—	—	—	—	—
272	36,45	—	24,92	9,54	3,25	—	—	22,45	3,50		100,16	—	—	—	—	—	—
273	40,27	—	20,08	14,22	2,39	Сл.	0,53	21,61	0,16		99,26	—	—	—	—	—	—
274	37,75	—	21,05	11,41	3,59	1,15	—	22,38	2,67		100,00	3,485	—	—	—	—	—
275	38,27	—	21,25	9,09	5,57	—	1,07	22,75	2,00		100,00	—	—	—	—	—	—
276	37,04	—	22,99	14,19	—	Сл.	—	24,09	2,16		100,47	3,40	—	—	—	—	—
277	38,20	—	24,62	12,20	—	0,57	0,13	21,59	2,16		99,84	—	—	—	—	—	—
278	39,57	0,35	23,09	10,36	1,67	1,89	0,61	20,99	1,83		100,36	—	—	—	—	—	—
279	38,57	—	23,41	10,79	—	2,74	0,47	23,28	0,09		99,35	—	—	—	—	—	—
280	35,32	Сл.	16,90	12,31	4,06	—	0,28	28,12	1,60		100,39	3,44	—	—	—	—	—
281	37,63	—	20,86	15,29	—	0,31	0,31	22,93	2,23		100,00	—	—	—	—	—	—
282	38,92	—	29,57	5,25	—	Сл.	0,98	23,37	2,03		99,82	—	—	—	—	—	—
283	36,91	—	22,39	15,06	Сл.	0,70	0,41	22,84	2,13		100,44	—	—	—	—	—	—
284	38,06	—	22,05	15,18	—	Сл.	—	23,06	1,82		100,17	—	—	—	—	—	—
285	38,31	—	23,47	12,29	—	—	—	23,52	2,42		100,01	—	—	—	—	—	—
286	37,63	3,78	17,08	15,29	—	0,31	0,31	22,93	2,23		100,00	—	—	—	—	—	—
287	36,58	—	20,62	16,68	0,37	0,20	0,24	23,29	2,27		100,25	—	—	—	—	—	—
288	38,02	—	25,58	10,89	—	—	0,31	23,67	2,05		100,52	—	—	—	—	—	—
289	37,62	—	28,50	9,30	Сл.	—	—	23,20	2,01		100,63	—	—	—	—	—	—
290	37,41	—	20,56	15,22	—	Сл.	0,45	24,01	1,97		99,62	—	—	—	—	—	—
291	37,56	—	20,23	15,39	—	»	0,52	23,98	1,81		99,49	—	—	—	—	—	—
292	39,51	—	30,33	6,42	1,66	—	—	19,59	2,49		100,00	3,308	—	—	—	—	—
293	41,97	—	28,60	5,48	—	3,10	Сл.	19,55	0,71		100,00	—	—	—	—	—	—
294	38,98	—	25,29	8,25	1,11	0,13	—	23,29	2,23		99,28	3,397	—	—	—	—	—

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
295	40,00	—	22,03	20,24	0,73	0,56	—	16,10	1,10		100,76	3,491	—	—	—	—	—
296	37,77	—	23,20	10,57	0,82	0,59	—	23,55	3,23		99,73	3,401	—	—	—	—	—
297	39,37	—	20,99	14,83	0,63	0,52	—	23,05	1,31		100,70	—	—	—	—	—	—
298	41,74	—	22,75	6,79	—	6,95	—	18,37	3,00		99,60	—	—	—	—	—	—
299	38,12	—	27,41	8,20	0,38	—	Сл.	23,50	2,30		99,68	—	—	—	—	—	—
300	36,92	—	23,50	13,01	0,75	—	—	23,30	2,00		99,48	—	—	—	—	—	—
301	37,65	—	23,11	14,01	0,59	—	Сл.	22,48	2,34		100,18	3,447	—	—	—	—	—
302	38,02	—	19,00	15,02	1,06	—	0,37	24,49	2,31		100,27	3,447	—	1,7586	—	—	—
303	37,97	—	23,32	15,55	—	—	0,31	22,06	0,27		99,88	3,461	—	—	—	—	—
304	36,95	—	25,82	9,97	1,34	0,56	0,56	21,86	3,02		100,08	3,269	—	—	—	—	—
305	36,63	—	22,81	13,75	0,69	0,52	0,21	23,12	1,92		100,28	—	—	—	—	—	—
306	37,63	—	31,41	—	4,38	—	—	23,70	2,19		99,31	—	—	—	—	—	—
307	38,21	—	30,84	—	7,25	—	0,38	20,43	2,71		99,82	—	—	—	—	—	—
308	36,97	—	21,84	10,19	9,19	—	—	21,14	0,68		100,33	—	—	—	—	—	—
309	36,79	—	21,24	12,96	5,20	—	—	21,27	0,55		100,32	—	—	—	—	—	—
310	37,60	—	18,57	13,37	5,55	—	1,40	21,19	0,46		99,36	—	—	—	—	—	—
311	38,38	—	22,86	16,89	—	—	0,29	19,95	—	—	99,75	—	—	—	—	—	—
312	38,89	—	18,85	16,34	—	0,26	6,10	16,00	—	—	99,67	3,551	—	—	—	—	—
313	39,74	—	21,55	15,29	—	—	0,61	22,75	—	—	99,94	3,39	—	—	—	—	—
314	33,81	—	18,58	12,57	—	4,85	3,04	26,46	—	—	99,31	—	—	—	—	—	—
315	39,75	—	22,69	10,49	—	2,27	0,99	22,28	—	—	98,47	—	—	—	—	—	—
316	41,45	—	24,11	9,51	—	—	0,78	21,98	2,18		100,01	—	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
317	36,51	—	24,50	12,38	—	—	0,45	24,34	1,95		100,13	3,29	—	—	—	—	—
318*	36,84	0,15	21,03	14,72	0,27	—	—	23,03	2,20	0,20	98,44	—	—	—	—	—	—
319*	37,56	0,25	21,30	12,64	0,75	—	—	22,50	2,07	0,05	97,14	—	—	—	—	—	—
320*	38,02	0,14	24,24	11,32	0,48	—	0,12	23,83	—	—	98,59	—	—	—	—	—	—
321*	37,47	—	18,64	14,15	2,56	—	—	22,06	0,65		98,60	3,43	—	—	—	—	—
322*	37,62	—	18,48	12,32	2,20	0,39	—	24,76	2,20		98,88	—	—	—	—	—	—
323*	37,92	—	19,21	15,55	—	—	0,25	22,68	2,51		98,74	—	—	—	—	—	—
324*	38,76	—	20,36	16,35	—	—	0,44	23,71	2,00		101,62	—	—	—	—	—	—
325*	38,34	—	20,61	9,23	2,21	—	0,43	25,01	2,82		98,65	—	—	—	—	—	—
326*	38,60	—	23,08	12,34	0,95	0,07	—	24,17	1,88		101,02	—	—	—	—	—	—

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	Mn_2O_3	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	D	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
									Пьемонтиты									
327	36,19	0,13	18,62	11,30	—	0,28	8,98	0,17	22,34	2,20	0,01	100,33	3,52	—	—	—	+76	—
328	36,82	0,61	20,65	9,68	—	—	9,99	0,04	18,96	2,06	0,06	100,10	—	1,795	1,772	1,754	+85	—
329	36,82	0,07	19,17	8,03	0,00	0,51	10,88	0,04	22,29	1,85	0,04	99,78	3,511	1,823	1,783	1,756	+72	—
330	36,40	0,11	15,89	11,06	—	0,55	11,99	0,00	22,25	0,93	0,00	99,80	3,522	1,843	1,803	1,768	−68	38
331	36,16	—	22,52	9,33	—	—	6,43	0,40	22,05	3,20		100,53	—	—	—	—	—	—
332	36,63	0,21	17,21	6,85	—	Сл.	17,78	0,85	18,98	1,75	—	100,26	—	1,819	1,807	1,794	+79	(−9)
333	37,57	0,24	24,70	11,31	н/обн	0,96	0,96	0,09	23,32	1,83	0,21	100,32	3,395	1,762	1,750	1,733	−78	2
334	37,43	0,10	21,27	3,80	—	—	11,80	0,00	24,75	0,92	0,04	100,11	—	1,778	1,750	1,732	—	—
335	37,93		26,38	5,17	0,26	—	3,90	0,36	23,15	2,08	0,30	100,76	—	1,770 1,732	—	1,706 1,716	+(82–86)	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (окончание)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	Mn_2O_3	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	D	Ng	Nm	Np	$2V$	cNp
336	35,26	0,12	23,50	4,65	—	—	12,13	0,21	22,73	1,37		99,97	3,46	1,7485	1,7649	1,7385	64–75	—
337	37,16	0,04	19,96	6,47	0,00	0,45	11,11	0,17	22,60	1,75	0,04	99,81	3,486	1,805	1,767	1,742	+81	—
338	37,54	0,54	19,80	10,46	0,00	2,00	7,32	0,08	20,47	1,46	0,04	99,85	3,485	1,812	1,781	11,751	+86	—
339*	36,55	0,31	12,43	6,43	0,00	—	22,00	—	16,10	3,02	0,00	100,02	3,470	1,8286	1,7876	1,7558	+85°56′	−4°34′
340	38,42	0,10	20,53	8,86	0,00	3,60	5,31	0,36	20,81	1,80	0,00	99,99	—	1,812	1,781	1,753	±90	3
341	37,90	—	25,70	11,21	—	—	0,58	—	22,37	2,24	—	100,00	—	—	1,7561	—	−75°20′	2°57′
342	35,57	—	18,27	7,06	—	2,94	12,43	0,96	19,53	0,85	0,38	100,00	—	—	—	—	—	—
343	36,06	—	21,50	5,49	—	—	12,12	0,85	23,06	0,58		99,66	3,447	1,8059	1,7637	1,7455	−111°49′	−5°47′
344	37,31	0,06	18,20	8,46	0,00	1,89	12,33	0,00	20,64	0,14	0,00	100,00	3,453	1,8318	1,7821	1,7495	−99,4	−6°6′
345	37,37		22,07	4,78	—	2,29	8,15	0,30	18,83	2,48		100,05	—	—	—	—	—	—
346	37,40	1,00	20,08	11,92	0,00	1,75	6,77	—	20,58	0,20	0,00	100,00	3,439	1,793	1,776	1,746	−87	—
347	38,29	—	16,41	8,10	—	—	14,72	—	21,73	1,74		100,99	—	—	—	—	—	—
348	38,40	0,05	22,75	10,55	0,00	3,14	—	0,00	22,70	1,68	0,20	100,00	—	1,765	1,744 1,747	1,730	74–90	—
349	38,64	—	15,03	8,38	—	—	15,00	—	22,19	1,78		101,02	—	—	—	—	—	—
350	38,75	0,41	24,71	10,77	Необн.	—	0,83	0,43	21,86	1,93	0,07	100,44	3,39	—	—	—	—	—
351	36,08	—	19,19	3,87	—	—	14,91	0,60	22,10	2,54	0,30	99,73	3,46	1,805	1,763	1,745	+70	—
352	39,27	Сл.	22,40	10,30	Сл.	3,92	—	0,14	21,87	2,38	0,25	100,66	—	1,766	1,740	1,730	+100	—
353	37,28	0,23	20,53	10,81	Необн.	5,89	—	0,94	22,73	1,80	0,00	100,45	3,52	1,80+	1,775	1,745	−85	—
354	37,85	0,13	22,19	12,58	»	3,22	—	0,54	21,88	1,80	0,00	100,42	3,52	—	—	—	−80	—
355*	47,37	—	18,55	4,02	—	1,92	6,58	0,25	15,82	1,94	0,14	100,05	—	—	—	—	—	—
356*	35,68	—	18,93	1,34	—	3,22	14,27	—	24,32	2,24		100,00	—	—	—	—	—	—
357*	36,60	0,60	15,24	7,04	—	Сл.	14,93	2,92	17,47	1,95	—	100,42	—	1,808	1,796	1,785	74	(−7)
358*	36,87	—	11,76	10,34	—	—	18,25	—	22,78	—	—	100,00	—	—	—	—	—	—
359*	37,3	—	15,9	4,8	—	—	19,0	—	22,8	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—
360*	37,86	—	16,30	8,23	—	4,82	18,96	0,20	13,42	—	—	99,99	—	—	—	—	—	—
361*	38,47	—	17,65	6,60	—	—	14,08	1,82	21,65	—	—	100,27	—	—	—	—	—	—
362*	37,3	0,04	23,7	12,2	—	—	0,95	0,24	23,2	—	—	97,6	—	—	—	—	—	—
363*	36,9	0,05	21,8	12,8	—	—	4,3	0,24	21,7	—	—	97,8	—	—	—	—	—	—
364*	—	0,09	22,0	10,2	—	—	6,1	0,17	22,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (дополнение)

Кроме указанных по отдельным анализам группы эпидота, имеются следующие данные:

4. Na_2O = 0,15, K_2O = 0,24.
5. Na_2O = 0,30, K_2O = 0,006, SrO = 0,23.
6. Na_2O = 0,06, K_2O = 0,06, P_2O_5 – не обн.
9. P_2O_5 = 0,16, CO_2 = 1,25.
11. Na_2O – не обн., п.п.п. = 2,62.
12. Na_2O – сл., K_2O – сл., п.п.п. = 2,08, Cr_2O_3 = 0,03.
13. Na_2O – сл., K_2O – сл., п.п.п. = 1,44, Cr_2O_3 – не обн.
15. П.п.п. = 1,50, Na_2O > 0,22, K_2O = 0,04.
18. Удельный вес по *Doelter*, 1917.
20. Na_2O = 0,31, K_2O = 0,24 анализ после вычета свободного кварца.
21. Na_2O = 1,47, п.п.п. = 0,12, удельный вес по *Doelter*, 1917.
22. Na_2O = 0,935, K_2O = 0,962, Li_2O = 0,253,, удельный вес по *Hintze*, 1897.
23. Na_2O = 0,31, K_2O = 0,15, SrO = 0,13, TR_2O = 0,01, п.п.п. = 0,71.
24. Na_2O = 0,07, Cr_2O = 0,06, SrO = 1,75.
25. Na_2O > 0,32, K_2O = 0,12.
28. Cl = 0,07, $O = Cl$ = 0,02.
29. $Na_2O + K_2O$ = 0,95.
30. Na_2O = 0,07, K_2O = 0,01, SrO = 0,49.
31. Na_2O = 1,20, K_2O = 0,87, SrO = 0,30, TR_2O_3 = 0,08, п.п.п. = 0,24.
33. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,20, P_2O_5 = 0,01.
34. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,15, P_2O_5 = 0,01.
35. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,22, P_2O_5 = 0,01.
36. Na_2O = 0,08, K_2O = 0,05, P_2O_5 = 0,05.
37. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,03, P_2O_5 = 0,13.
38. Na_2O = 0,07, K_2O = 0,05, P_2O_5 = 0,07.
39. Na_2O = 0,08, K_2O = 0,06, P_2O_5 = 0,05.
40. Na_2O = 0,21, K_2O = 0,04, P_2O_5 – не обн.
41. Na_2O = 0,37, K_2O = 0,05, P_2O_5 – не обн.
42. Na_2O = 0,49, K_2O = 0,18, Cr_2O_3 – нет, NiO – нет, BaO = 0,07. P_2O_5 = 0,01, CO_2 – нет, Cl = 0,02, S = 0,06, влага = 0,12.
43. Na_2O = 0,69, K_2O = 0,44, F = 0,08, п.п.п. = 1,20.
47. Na_2O – не обн., K_2O = 0,02, п.п.п. = 2,42, P_2O_5 = 0,02, F = 0,05.
48. Na_2O – не обн., K_2O = 0,10, п.п.п. = 2,27, P_2O_5 = 0,04, F = 0,05.

51. Na_2O > 2,10, K_2O – сл.
52. Na_2O = 0,83, K_2O = 0,18, P_2O_5 = 0,37.
53. Na_2O = 1,20, K_2O = 0,35, P_2O_5 = 0,33.
54. Na_2O = 0,67, K_2O = 0,37, P_2O_5 = 0,13.
55. Na_2O = 0,28, K_2O = 0,35, P_2O_5 = 0,04.
56. Na_2O = 0,36, K_2O = 0,23, P_2O_5 = 0,17.
57. Na_2O = 0,00, K_2O = 0,00 P_2O_5 – не опр.
58. Na_2O = 0,10, K_2O = 0,02, P_2O_5 – не обн.
59. Na_2O = 0,00, K_2O = 0,00, Cr_2O_3 = 0,088, V_2O_3 = 0,16, SrO = 0,31, F = 0,00.
60. Na_2O = 0,89, K_2O = 0,32.
61. Na_2O = 0,45, K_2O = 0,18.
62. Na_2O = 0,38, K_2O = 0,17.
63. Na_2O = 0,43, K_2O = 0,19.
65. Na_2O = 0,09.
66. Na_2O = 0,24, K_2O = 0,02.
68. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,18, P_2O_5 = 0,00.
69. Na_2O = 0,00, K_2O = 0,20, P_2O_5 = 0,05.
70. Na_2O = 0,10, K_2O = 0,21, P_2O_5 = 0,03.
71. Na_2O = 0,00, K_2O = 0,18, P_2O_5 = 0,01.
72. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,26, P_2O_5 = 0,04.
73. Na_2O = 0,11.
74. Нерастворимый остаток – 0,42. Оптические данные по *Forbes*, 1896.
77. $Ng - Np$ = 0,040. Свойства по *Hintze*, 1897.
79. Na_2O = 0,12, K_2O = 0,46, SrO = 1,14, TR_2O_3 = 0,11.
81. Na_2O = 0,08, Th_2O = 0,00, F = 0,17, $O = F_2$ = 0,07.
82. Na_2O – сл., K_2O = 0,09, Cr_2O_3 = 0,002, Cl = 0,08, V_2O_3 = 0,05, P_2O_5 = 0,11. SrO = 0,11, H_2O > 110° = 0,12, H_2O < 110° = 0,03.
83. Na_2O – сл., K_2O – сл.
87. Na_2O = 0,08, K_2O = 0,02, п.п.п. = 1,96.
89. Na_2O – сл., K_2O – сл., Cl – сл., F = 0,32.
90. CO_2 = 0,93, п.п.п. = 2,34.
91. P_2O_5 = 0,13, SO_3 = 0,05, п.п.п. = 2,32.
92. Na_2O = 0,16, K_2O = 0,15, CO_2 = 0,48, п.п.п. = 1,81.
94. Na_2O = 0,23.
95. Na_2O = 0,20, K_2O = 0,05, P_2O_5 = 0,01.
96. Na_2O = 0,10, K_2O = 0,21, P_2O_5 = 0,05.
97. Na_2O = 0,05, K_2O = 0,19, P_2O_5 = 0,08.
98*. $Na_2O + K_2O$ = 0,12, P_2O_5 = 0,08, B_2O_3 = 0,97, F = 0,08

99. $Na_2O = 0,11$, $K_2O = 0,10$, п.п.п. = 2,20.
101. $Na_2O + K_2O = 0,26$, п.п.п. = 3,69.
102. п.п.п. = 1,69.
104. $Na_2O = 0,15$, $K_2O = 0,06$, Cr_2O_3 – нет, NiO – нет, BaO – нет, $P_2O_5 = 0,08$, $CO_2 = 0,95$, Cl – нет, влага = 0,60.
105. $Na_2O = 0,42$, K_2O – нет, Cr_2O_3 – нет, NiO – нет, BaO – нет, $P_2O_5 = 0,08$, CO_2 – нет, $Cl = 0,03$, влага = 0,10.
107. Na_2O – не обн., $K_2O = 0,76$, п.п.п. = 4,78, $P_2O_5 = 0,04$, $F = 0,03$.
108. $Na_2O = 0,31$, $K_2O = 0,04$, п.п.п. = 2,44, P_2O_5 – не опр.
109. $Na_2O = 0,18$, $K_2O = 0,02$, п.п.п. = 2,32.
110. $V_2O_5 = 0,26$.
112. $Ng - Np = 0,015$. Свойства по *Nigli*, 1922 – 23.
113. $Ng - Np = 0,0153$.
114*. $Na_2O = 0,06$, $K_2O = 0,04$, $Ng - Np = 0,057$.
115*. $K_2O = 2,17$, $F = 0,13$, $C = 0,16$.
116*. $Na_2O = 0,00$, $K_2O = 0,00$, $Cl = 0,00$, $F = 1,10$.
119. $K_2O = 0,27$.
120. $Na_2O = 0,10$, п.п.п. = 1,83.
121. $Na_2O = 2,42$, $K_2O = 0,18$.
122. $Na_2O = 2,09$, K_2O – нет.
123. $Na_2O = 1,65$, K_2O – сл.
125. $Na_2O = 0,41$.
126. $Na_2O = 0,11$, K_2O – не обн., п.п.п. = 1,72.
127. $Na_2O = 0,21$, $K_2O = 0,625$.
128. Na_2O – не обн., $K_2O = 0,16$, п.п.п. = 1,77, $P_2O_5 = 0,03$, $F = 0,03$.
131. $V_2O_5 = 0,10$.
132. $V_2O_5 = 0,15$.
133. $Na_2O = 0,53$, $K_2O = 0,19$, п.п.п. = 2,92.
134. $Na_2O = 0,50$, п.п.п. = 2,47.
135. $Na_2O = 0,50$, $K_2O = 0,22$, п.п.п. = 1,86.
136. $Na_2O = 0,15$, $K_2O = 1,00$, п.п.п. = 0,07, $SrO = 0,52$, $TR_2O_3 = 0,03$.
137. $Na_2O = 0,19$, K_2O – нет.
139. $SrO = 0,64$, $TR_2O_3 = 1,36$.

141. $Na_2O = 1,76$, $K_2O = 0,10$.
142. $K_2O = 0,17$, $TR_2O_3 = 0,53$.
144. $Ng - Np = 0,035$, оптические свойства по *Doelter*, 1917.
146. $Na_2O = 0,66$, $K_2O = 0,20$.
147. $CO_2 = 1,90$, удельный вес по *Hintze*, 1897.
148. $Na_2O = 0,30$, $K_2O = 0,60$, п.п.п. = 2,34.
149. $Ng - Np = 0,026$.
150. П.п.п. = 3,03.
151. П.п.п. = 2,64.
152. $Na_2O = 0,26$, $K_2O = 0,35$, $P_2O_5 = 0,05$, $SO_3 = 0,21$, п.п.п. = 1,73.
155. $Na_2O = 0,69$, $K_2O = 0,26$, $P_2O_5 = 0,02$, Cr_2O_3 – нет, NiO – нет, BaO – нет, CO_2 – нет, $Cl = 0,04$, $S = 0,02$, влага = 0,16.
157*. $ZnO = 0,15$, $TR_2O_3 = 1,41$.
158. $Na_2O = 0,50$, п.п.п. = 1,40.
159. П.п.п. = 2,15.
160. П.п.п. = 1,88.
161. $Na_2O = 1,67$, $K_2O = 0,27$.
162. $Na_2O = 1,23$, $K_2O = 0,12$.
164. $F = 0,18$.
165. $Na_2O = 1,21$, $K_2O = 0,72$, $Ng - Np = 0,040$.
166. $Na_2O = 1,68$, K_2O – сл.
167*. $Na_2O = 2,25$, $K_2O = 0,39$, $Ng - Np = 0,034$.
168. $K_2O = 0,00$.
169. $K_2O = 0,08$.
170. $K_2O = 0,01$.
171. $K_2O = 0,00$.
172. $K_2O < 0,10$.
173. $K_2O = 0,00$.
174. $K_2O = 0,00$.
175. $K_2O = 0,10$.
176. $K_2O = 0,10$.

11 283

177. П.п.п. = 2,20.

178*. $Na_2O = 0,66$, $K_2O = 0,20$.

179. $Na_2O = 0,41$, H_2O 110° = 0,10, п.п.п. = 2,06.

180. $Na_2O = 0,37$, H_2O 110° = 0,09, п.п.п. = 1,94.

181. H_2O 110° = 0,22, п.п.п. = 1,44.

182. $Na_2O = 0,37$, H_2O 110° = 0,07, п.п.п. = 1,94.

183. $Na_2O + K_2O = 0,46$.

184*. B_2O_3 – сл., $Na_2O = 0,08$, $CO_2 = 0,89$.

185*. $K_2O = 0,00$.

186. П.п.п. = 3,24.

188. $Na_2O = 0,08$, $K_2O = 0,30$, $P_2O_5 = 0,07$, п.п.п. = 2,21.

189. $V_2O_5 = 0,33$.

190. $Na_2O = 0,17$, $K_2O = 0,23$, $P_2O_5 = 0,23$.

192. П.п.п. = 2,70.

193. $Na_2O = 0,02$.

195*. П.п.п. = 2,70.

197. $Na_2O = 0,45$, $K_2O = 0,29$, $Mn_2O_3 = 0,00$.

198. $Cr_2O_3 = 6,79$.

199. $Mn_2O_3 = 1,38$. $PbO = 18,53$, $SrO = 3,89$.

200. $TR_2O_3 = 3,60$, сумма включает 0,49% SiO_2; 0,09 TiO_2, 0,63 CaO, входящих в состав сфена.

201. $Ce_2O_3 = 1,16$.

205. $Wa_2O = 0,00$, $K_2O = 0,00$.

206. F – нет.

207. $Na_2O = 0,21$, $F = 0,35$, $-O = F = 0,15$.

209. $Na_2O = 0,11$, $K_2O = 0,06$.

217. $F = 0,03$.

219. $Na_2O = 0,03$, K_2O – сл., $F = 0,02$.

220. $Na_2O = 0,08$, $K_2O = 0,01$.

221. $F = 0,60$.

223. $Na_2O = 0,21$, $K_2O = 0,04$.

224. $Na_2O = 0,33$, $K_2O = 0,05$.

225. $Na_2O = 0,56$, $K_2O = 0,04$.

228. $Na_2O = 0,08$, $K_2O = 0,15$, TR_2O_3 – сл., $SrO = 0,08$, п.п.п. = 0,76.

229*. $Na_2O = 0,90$, $K_2O = 0,46$.

230. $Na_2O = 1,89$.

231. $Na_2O + K_2O = 0,52$.

232. Нерастворимый остаток = 0,679.

233. Нерастворимый остаток = 1,130.

234. CO_2 – сл.

237. $Na_2O = 0,13$, $K_2O = 0,07$, $Mn_2O_3 = 0,23$.

240. Na_2O – нет, $K_2O = 0,05$, $V_2O_5 = 0,125$, $P_2O_5 = 0,02$.

246–247. Оптические данные по *Nigli*, 1922–23.

261. $Cl = 0,01$.

269. $Cl = 0,02$.

271. $Na_2O = 0,52$.

277. $Na_2O + K_2O = 0,37$, остаток = 0,35.

280. $Na_2O = 0,11$, $K_2O = 0,68$, $CO_2 = 0,81$.

281. $P_2O_5 = 0,44$.

286. $P_2O_5 = 0,44$.

289. K_2O_5 – сл., Na_2O – сл.

290. CO_2 – сл.

291. CO_2 – сл.

293. П.п.п. = 0,59.

303. $Na_2O = 0,29$, $K_2O = 0,11$, Mn_2O_3 – сл.

305. $Na_2O = 0,24$, $K_2O = 0,39$.

308. $CO_2 = 0,32$.

309. $CO_2 = 2,31$.

310. $CO_2 = 1,22$.

311. $Na_2O + K_2O = 1,38$.

312. $Na_2O = 1,67$, $Li_2O = 0,46$.

314. П.п.п. = 0,94.

321*. $Na_2O + Li_2O = 2,28$, B_2O_3 – сл., $CO_2 = 0,79$.

323*. $Na_2O = 0,39$, $K_2O = 0,23$.

327. $BaO = 0,11$, $F = 0,10$.

328. Na_2O – сл., K_2O – сл.

329. $Na_2O = 0,10$, $K_2O = 0,00$, $CuO = 0,04$, $PbO = 0,01$, $SnO = 0,01$.

330. $Na_2O = 0,41$, $K_2O = 0,04$, CO_2 – не обн., $PbO = 0,04$, CuO – не обн., $P_2O_5 = 0,13$, 331, $Na_2O = 0,44$.

332. $Na_2O = 0,00$, $K_2O = 0,00$.

333. $Na_2O = 0,00$, $K_2O = 0,00$, $SrO = 0,09$.

335. $Na_2O = 0,89$, $K_2O = 0,34$.

337. $Na_2O = 0,05$, $K_2O = 0,00$, $CuO = 0,01$, $PbO = 0,00$, $SnO = 0,00$.

338. $Na_2O = 0,13$, $K_2O = 0,01$, $CuO = 0,00$, $PbO = 0,00$, $SnO = 0,00$.

339*. $Na_2O = 2,59$, $K_2O = 0,59$.

340. $Na_2O = 0,07$, $K_2O = 0,07$, $P_2O_5 = 0,06$.

341. $Si = 0,5$.

342. $Na_2O = 1,14$, $K_2O = 0,87$.

344. $Na_2O = 0,67$, $K_2O = 0,30$.

345. $Na_2O = 0,27$, $K_2O = 0,81$, $CuO = 0,13$, $PbO = 0,17$, $TR_2O_3 = 2,41$.

348. P_2O_5 – сл., Σ после исключения 2,77% кварца.

350. $Na_2O = 0,26$, $K_2O = 0,11$, $SrO = 0,31$, Li_2O – не обн.

351. $Na_2O = 0,14$.

352. Na_2O – сл., K_2O – сл., $P_2O_5 = 0,13$.

353. $Na_2O = 0,09$, $K_2O = 0,11$, $P_2O_5 = 0,04$, 5,89 MnO пересчитана как 6,23 Mn_2O_3.

354. $Na_2O = 0,09$, $K_2O = 0,10$, $P_2O_5 = 0,04$, 3,22 MnO пересчитана как 3,40 Mn_2O_3.

355*. $Na_2O = 0,68$, $TR_2O_3 = 2,03$, $PbO = 0,14$, $CuO = 0,11$, Li_2O – сл., P_2O_5 – сл.

356*. $Na_2O = 0,44$, K_2O – сл., нерастворимый остаток 7,22.

357*. $Na_2O = 2,41$, $K_2O = 0,95$, $CuO = 0,31$.

360*. $SnO_2 = 0,4$.

362*. $Na_2O = 0,02$.

363*. $Na_2O = 0,01$.

Для перечисленных ниже анализов приведенные физические свойства сомнительны и не учитывались при соответствующей обработке: удельный вес для анализов 15, 26, 27, 81, 114*, $2V$ для анализов 52–56, 138; Ng–Np для анализов 46, 92, 107, 158, 177; все оптические свойства анализов 26, 27, 114*, 120, 139, 150, 151, 194.

Пояснения к приложению 1.

1. Клиноцоизит (*Кв, Аб, Сер*) из лейкократовых жил и нодулей в серпентинитах; Сасагури, Япония (*Seki*, 1959).
2. Клиноцоизит (*Ди, Кпш*) в серпентините; Гослерванд, Прегратен (*Weinschenk*, 1896).
3. Эпидот (*Ди, Хл*) в трещинах в серпентините; Циллерталь (*Weinschenk*, 1896).
4. Эпидот (*Ам, Пи*, празинит, *Хл, Аб*) в серпентините (Репсо, 1963).
5. Эпидот из эпидозита на контакте серпентинитов и гнейсов; Миттельграт, Давос (*Peters*, 1963).
6. Клиноцоизит (*Хл, Акт, Аб*) включение в серпентините; Котаки, Япония (*Seki, Kuriyagawa, Horikoshi*, 1963).
7. Эпидот из контакта серпентинита и амфиболита; Рокка-Росса, Зусталь (*Zambonini*, 1903[1]).
8. Клиноцоизит (*Аб, Пр, Трем*) из жил, секущих амфиболиты; Камадерри-Маунтин, Виклоу (*Johnston*, 1949).
9. Эпидот (*Хл, Кв, Ка*, цеолит, халцедон, Пир) из миндалин спилитов мыса Фиолент, Крым (Супрычев, Макаров, 1967).
10. То же, что № 8.

11–13. Эпидот (*Акт, Пр*) из прожилка среди измененного габбро-перидотитового массива; СВ побережье оз. Севан (Чибухчян, Саркисян, 1965).

14. Эпидот (бабингтонит, датолит, *Пр, Хл* и др.) из жил в диабазе; Вестфилд, Массачузетс (*Palache*, 1936).
15. Эпидот из миндалекаменных диабазов, Приполярный Урал; коллекция Е. П. Калинина.
16. Клиноцоизит (*Аб, Пр*) из габбро; Йорданув, Нижняя Силезия (*Heflik*, 1966).
17. Эпидот в ассоциации с пренитом; Дельнабо, Аэдиншыр (*Heddle*, 1860*).

---

[1] Цитируется по Эйтель (*Eitel*, 1919).

18. Эпидот (*Аб, Хл, Пр, Кв,* адуляр; ассоциация по *Hintze*, 1897 [1]); Маггиаталь, Тессин (*Stockar–Escher*, 1855 [1]).

19*. Смесь эпидота и лотрита из сферолитов в палеандезито-трахитах, Каракуба, Донбасс (Цок, 1950).

20*. Эпидот (*Кв, Ка, Хл,* гематит) из миндалин средних и основных пород, Алавердский р-н, М. Кавказ (Гогишвили и др., 1962).

21*. Эпидот из миндалин трахитов; Су-Порру, Сардиния (*Fasolo, Lovisato*, 1895 [1]).

22*. Витамит из жил и пустот в измененной андезитовой породе; Глен-Кое, Шотландия (*Heddle*, 1882 [1]).

23. Маложелезистый эпидот из метасоматических прожилков в амфиболитах зеленокаменной толщи (Плошко, 1963).

24. Клиноцоизит из *Кв-Му* жилы в эклогитах, Полярный Урал (Удовкина, 1970).

25. Эпидот из жилок в амфиболитах, Йорданув, Нижняя Силезия (*Heflik*, 1966).

26, 27. Зеленый эпидот из *Кв*-жилы в габброидных породах; Армения (Салия, 1961).

28. Клиноцоизит из анортит-клиноцоизитовой породы габбро-эклогит-анартозитовой серии; Зиттампунди, Мадрасс, Индия (*Subramaniam*, 1956).

29. Клиноцоизит из эклогита, Полярный Урал (Удовкина, 1970).

30. Клиноцоизит (*Гр, КлПи, Ки*) из эклогита, Полярный Урал (Удовкина, 1970).

31. Эпидот из эпидотовых амфиболитов кристаллической толщи Уруштенского комплекса, р. Малая Лаба, Северный Кавказ (Афанасьев, 1962).

32. Эпидот (*Кв, Аб*) из амфиболита; Зоптау (*Schlemmer*, 1872 [2]).

33. Эпидот (*Кв, Пл, Ди, Амф, Хл,* сфен, *Гем*) из эпидотового амфиболита кианитовой зоны метаморфизма; Спрас-Пайн, Северная Каролина (*Myer*, 1966).

34. Эпидот (*Кв, Пл, Ам, Кл, Пи, Гр,* сфен, *Мгт*) из эпидотового амболита ставролитовой зоны метаморфизма; Болтон Нотч, Коннектикут (*Myer*, 1966).

35. Эпидот (*Кв, Кпш, Пл, Му, Амф, Ди,* сфен) из амфиболита ставролитовой зоны метаморфизма; Каладар; Онтарио (*Myer*, 1966).

---

[2] Цитируется по Темпель (*Tempel*, 1938).

36. Эпидот (*Кв, Пл, Ам, Ру*) из эпидотового амфиболита альмондиновой зоны метаморфизма; Гэсп, Квебек (*Myer*, 1966).

37. Эпидот (*Амф, Рудн, Апат*) из горнблендита; Гэсп, Квебек (*Myer*, 1966).

38. Эпидот (*Амф,* сфен) из горнблендита альмандиновой зоны метаморфизма; Гэсп, Квебек (*Myer*, 1966).

39. Эпидот (*Кв, Пл, Амф, Ру*) из горнблендита альмандиновой зоны метаморфизма; Гэсп, Квебек (*Myer*, 1966).

40. Эпидот (*Кв, Пл, Амф, Ру*) из амфиболита альмандиновой зоны метаморфизма; Гэсп, Квебек (*Myer*, 1966).

41. Эпидот (*Кв, Пл, Ка*) из амфиболита альмандиновой зоны метаморфизма, Гэсп, Квебек (*Myer*, 1966).

42. Эпидот (тальк, Пир) за счет актинолит-роговообманковой породы Таежное, Слюдяной карьер, Алдан (Сердюченко, 1960).

43. Эпидот из альбитового амфиболита, Полярный Урал (Морковкина, 1964).

44. Эпидот из габбро-амфиболита, р. Обиточная, Западное Приазовье (Усенко, 1960).

45. Эпидот из эпидотового амфиболита, Урал (*Doelter*, 1917).

46. Эпидот из амфиболита, р. Обиточная, Западное Приазовье, (Усенко, 1960).

47, 48. Эпидот в ассоциации с амфиболом и битовнитом (Колекция Ю. Н. Колесника).

49. Эпидот из роговообманковой породы; Хиллсвик, Шетландские о-ва (*Heddle*, 1900 [1]).

50. Эпидот в парагенезисе с амфиболом и скаполитом; Паргас, Финляндия (*Wiik*, 1885 [1]).

51*. Эпидот из амфиболита; Сенфтенберг (*Doelter*, 1917).

52. Эпидот (*Гл, Му, Гр, Кв, Хл, Пир,* сфен) по метабазальтам фации глаукофановых сланцев; Коту-Бизан, Япония (*Ernst*, 1964).

53. Эпидот (*Гл, Му, Гр, Аб, Кв, Хл,* стильномелан, сфен, *Апат*) по метабазальтам фации глаукофановых сланцев; Коту-Бизан, Япония (*Ernst*, 1964).

54. Эпидот (*Хл, Гл, Аб, Кв, Ка, Пир,* сфен) из глаукофановых сланцев; Коту-Бизан, Япония (*Ernst*, 1964).

55. Эпидот (*Хл, Му, Na–Амф, Аб, Кв, Ка, Пир,* сфен, *Апат*) из глаукофановых сланцев; Коту-Бизан, Япония (*Ernst*, 1964).

56. Эпидот (*Хл, Гл, Му, Гр, Аб, Кв,* сфен, *Апат, Стильп*) из глаукофановых сланцев; Коту-Бизан, Япония (*Ernst*, 1964).

57, 58. Эпидот (*Кв, Му, Амф, Гл, Гр, Хл, Ка, Пум*, сфен, *Апат*) из метабазальта глаукофановой зоны; область Казадеро, Калифорния (*Coleman, Lee*, 1963; *Myer*, 1966).

59. Эпидот (*Акт, Гл, Му, Гр, Хл, Пум* и др.) из сланцев; область Казадеро, Калифорния (*Lee, Coleman et al.*, 1966).

60. Эпидот (*Пл, Амф, Кв, Гр*, сфен, *Апат*) из эпидотовых амфиболитов фации глаукофановых сланцев, плато Абакума, Япония (*Kuroda, Ogura*, 1963).

61. Эпидот (*Пл, Амф, Кв, БСл*) из эпидотовых амфиболитов фации глаукофановых сланцев; плато Абакума, Япония (*Kuroda, Ogura*, 1963).

62. Эпидот (*Гр, БСл, Пл, Кв*) из эпидотовых амфиболитов фации глаукофановых сланцев; плато Абакума, Япония (*Kuroda, Ogura*, 1963).

63. Эпидот (*Пл, Амф, Кв, Ка, Апат*) из эпидотовых амфиболитов фации глаукофановых сланцев; плато Абакума, Япония (*Kuroda, Ogura*, 1963).

64. Эпидот из глаукофанового сланца; (*Foulon, Soldschmit*, 1887 [1]).

65. Пистацит (*Хл, Акт, Кв, Аб*, сфен) за счет пирокластов основного состава фации глаукофановых сланцев; Канто Маунтииз, Япония (*Seki*, 1959).

66. Эпидот из Акт-Хл-Кв-пумпеллитовой породы зоны II; префектура Токусима, Япония (*Iwasaki*, 1963).

67. Эпидот из смарагдит-хлоритовой породы в глаукофановой толще; (*Eitel*, 1919).

68. Эпидот (*Кв, Амф, Ка*, сфен, *Мгт*) из известково-силикатной породы кианитовой зоны; Троллгеймен, Норвегия (*Myer*, 1966).

69. Эпидот (*Кв, Пл, Амф*, сфен, *Апат*) из известково-силикатной линзы в амфиболите кианитовой зоны; Коннектикут (*Myer*, 1966).

70. Эпидот (*Амф, Ди*, сфен) из известково-силикатной породы кианитовой зоны; Хаддам, Коннектикут (*Myer*, 1966).

71. Эпидот (*Кв, Кпш, Би, Амф, Ди*, сфен) из известково-силикатного прослоя кианитовой зоны метаморфизма; Коннектикут (*Myer*, 1966).

72. Эпидот (*Пл, Хл*) из известково-силикатной породы ставролито-кианитовой зоны; Айдахо (*Myer*, 1966).

73. Клиноцоизит из *Хл*-сфен-*Аб*-сланцев зеленосланцевой фации; Канто Маунтинз, Япония (*Seki*, 1959).

74. Эпидот из *Хл-Гр-Ка-Кв*-сланца, Циллерталь, Тироль (*Laspeyres*, 1879).

75. Эпидот из *Кв-Хл-Аб*-сланца; Зустенхорн (*Eitel*, 1919).

76. Эпидот из зеленых сланцев (*Boeris*, 1897 [1]).

77. Эпидот из *Кв-Хл-Амф*-сланцев, Хосте, Феуерланд (*Lacroix*, 1887 [1]).

78. Эпидот (*Кв, Хл, Кпш*) из *Амф*-гнейса; (*Eitel*, 1919).

79. Эпидот из *Кв-Аб-Му*-сланцев кристаллической толщи г. Армовки, Северный Кавказ (Афанасьев, 1962).

80. Эпидот из жилы в *Му-Би*-гнейсе (*Doelter*, 1917, *Johnston*, 1949).

81. Черный эпидот в ассоциации с натровым полевым шпатом, кварцем и мусковитом (*Dokka*, 1943).

82. Эпидот (*Кв, Аб*, сфен, *Апат*) в жилах кристаллических сланцев и изверженных пород (*Smethurst*, 1935).

83. Эпидот из *Му-Би-Гр*-сланца альмандиновой зоны; Аргиллшире, Шотландия (*Butler*, 1967).

84. Эпидот из *Би*-сланца; Клаузенальп (*Eitel*, 1919).

85. Эпидот из слюдяных гнейсов; Фордерхейнталь (*Eitel*, 1919).

86. Эпидот из слюдяных сланцев (*Eitel*, 1919).

87. Эпидот из гранатового скарна в метаморфических сланцах Апаранского района (Чибухчан, Саркисян, 1965).

88. Эпидот из андрадит-геденбергит-ильваит-*Акт*-скарна, хр. Кучитанг-тау (Бадалов, Голованов, 1965).

89. Эпидот из измененного гранатового скарна; Приполярный Урал (Лупанова, Маркин, 1964).

90, 91. Эпидот (*Гр, Пи*) из скарнов (Абдулаев, 1964).

92. Эпидот (*Гр, Пи, Амф*, карбонаты) из скарнов, Кривой Рог (Мельник, Стрыгин, 1963).

93. Клиноцоизит (*Гр, Ди*, везувиан) из скарна, Восточные Саяны (Коржинский, 1958).

94. Эпидот из эпидот-гранатовой породы; Питткаранта, Финляндия (*Tempel*, 1938).

95. Эпидот из *Пи-Гр*-гнейса; Грасси, Австралия, (*Deer et al.*, 1961).

96. Эпидот (*Кв, Кпш, Амф, Пл, Ди, Гр*, сфен) из карбонат-силикатной породы кианитовой зоны; Коннектикут (*Myer*, 1966).

97. Эпидот (*Кв, Гр*, магнетит) из скарна; Варвик, Массачузетс (*Myer*, 1966).

98. Эпидот по гранату, в виде секущих прожилок; Лавреновское месторождение, Кузнецкий Алатау; (Камаев, Кухаренко, 1967).

99. Эпидот из эпидотизированной скаполит-*Ди-Гр*-породы; р. Горбиачин, Сибирская платформа (Олейников, 1966).

100. Эпидот из *Гр*-скарнов рудника Дарьинского (Тюлюпо, 1965).
101, 102. Эпидот из *Гр*-скарна, Средний Урал (Морковкина, 1964).
103. Эпидот из *Гр*-скарна рудника Дарьинского (Тюлюпо, 1969).
104. Эпидот (*Гр, Сер, Скап, Кв*) из зоны скарнированных скаполит-роговообманково-магнетитовых сланцев; Сивгали, Алдан (Сердюченко, 1960).
105. Эпидот из андрадитовой породы; Дёсс, Алдан, (Сердюченко, 1960).
106. Эпидот из шеелит-везувиан- *Гр*-скарна; префект ; Фукушима, Япония (*Omori et al.*, 1960).
107. Эпидот (*Ди, Пл, Акт, Би, Гр*); Борзовское месторождение (Коллекция Ю. Н. Колесника).
108, 109. Эпидот (гроссуляр) из метасоматитов по габбро-долеритам; месторождение Макус, Норильск (данные Ю. Р. Васильева).
110. Эпидот (*Гр, Амф*) из скарнов; Уйзокский р-н, Горная Шория (Чистяков, 1960).
111. Эпидот в ассоциации с *Гр, Кв*, лабрадором и сфеном (*Eitel*, 1919).
112. Клиноцоизит из *Гр-Ка*-породы (*Nigli*, 1922/23), Майгелсталь, Бюнднер Оберланд (*Eitel*, 1919).
113. Эпидот (*Гр, Акт, Кв, Ка*) из друз; Майнелсталь, Бюнднер Оберланд (*Eitel*, 1919).
114*. Эпидот из *Гр*-скарна; Тельбесское месторождение, Горная Шория (Лебедев, Молева, 1934).
115*. Эпидот (*Пи, Гр, Сер*) из скарна; Лянгар (Абдулаев, 1964).
116*. Эпидот из измененного *Гр*-скарна; Приполярный Урал (Лупанова, Маркин, 1964).
117. Клиноцоизит (*Ди, КлХл*) из метаморфизованного габбро, Чиамперютто (*Johnston*, 1949).
118. Эпидот из апатит-пироксеновых пегматоидных жил Таятского месторождения, Верхний Саян (Калинин и др., 1962).
119. Клиноцоизит (*Ди, Ка, Амф*, апат, пирит) из скарнов щелочного комплекса, Зардалекский массив, Алай (Ильинский, 1964).
120. Эпидот из безрудной породы Шагыркульского месторождения, Тургай (Бекмухаметов, 1966).
121. Эпидот из кварцевых эпидозитов, р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).
122. Эпидот из жилки кварцевого эпидозита в монцоните, р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).

123. Эпидот из кварцевых эпидозитов в порфиритах вне оруденелых зон, р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).
124. Эпидот в друзах в скарне (*Malmqvist*, 1929).
125. Эпидот (*Акт, Ка, Гем*) в скарне; Гаринское месторождение, Приамурье (Нечкин, 1965).
126. Эпидот из эпидозита на контакте с габбро; Приполярный Урал (Коллекция Е. П. Калинина).
127. Эпидот с кварцем в габбро; Инсель Балта, Шетландские о-ва (*Heddle*, 1900).
128. Эпидот (*Ди, Пл*, ставролит?); Борзовское месторождение (Коллекция Ю. Н. Колесника).
129, 130. Эпидот из метасоматически измененных основных пород в экзоконтактах интрузии Норильск-1 (данные Баташева, предоставленные Ю. Р. Васильевым).
131, 132. Эпидот из скарнов; Уйзокский р-н, Горная Шория (Чистяков, 1960).
133, 134. Эпидот из Шнох-Кохпского интрузива (Чибухчян, Саркисян, 1965).
135. Эпидот из Анкаванского гранитоидного массива (Чибухчян, Саркисян, 1965).
136. Эпидот из плагиогранито-гнейсов (Плошко, 1963).
137. Эпидот из пегматитовой жилы, секущей гнейсы и амфиболиты в Северо-Родопской антиклинали.
138. Эпидот из полевошпатово-прохлоритового пегматита. Гавлейвилл, Коннектикут (*Lapham*, 1957).
139. Эпидот из пегматитовой жилы среди гранито-гнейсов, Слюдяная гора, Средний Урал (Минеев, 1959).
140. Эпидот из пегматита, Себешский массив, Румыния (*Vendel*, 1932 – по *Radulescu, Dimitreschu*, 1966).
141. Эпидот из граносиенитового массива, верховья р. Бюри, Хакасия (Тюлюпо, 1965).
142. Эпидот из ортогранита, южная часть Печорского Урала (Фишман и др., 1966).
143. Эпидот в граните; Гарц (*Eitel*, 1919).
144, 145. Эпидот из пегматитовой жилы в гранулитах (*Doelter*, 1917); Нютодден, Норвегия (*Andersen*, 1911[1]).
146. Эпидот из двуслюдянного гранита; Берг Ризи, Высокие Татры (*Weyberg*, 1912[1]).

147. Эпидот из гранита (*Hermann*, 1848 [1]).
148. Клиноцоизит из *Ка*-прожилка в *Ди*-породах Куранахского флогопитового месторождения, Алдан (Шмакин, 1961).
149. Эпидот из *Кв-Ка*-прожилков среди сланцево-гнейсовой толщи, Мармарошский массив (Наточий, 1950).
150. 151. Эпидот (*Ка*) из гидротермальной жилы, Карчига, Рудный Алтай (Тащинина, 1957).
152. Эпидот (*Акт, Ка*) из эпидозита, Кривой Рог (Мельник, Стрыгин, 1963).
153. Эпидот (*Кв, Би, Аб, Ка*) из трещины в гнейсе; Гантингтон (*Forbes*, 1896).
154. Эпидот из метаморфизованного известняка (*Deer et al.*, 1961).
155. Эпидот из диопсид-роговообманковых пород на контакте с кальцифирами; Дёсс, Алдан (Сердюченко, 1960).
156. Эпидот из зоны контакта габбро с кальцифиром; Шишимский массив, Южный Урал (Морковкина, 1964).
157*. Эпидот (Ка, ильменит) из линзы в *Кв*-карбонатной жиле; Алтай (Баженов, 1958).
158. Эпидот из *Fe*-руд, Шагыркульское месторождение, Тургай (Бекмухаметов, 1966).
159. Эпидот из рудного тела, г. Высокая, Урал (Морковкина, 1964).
160. Эпидот из рудного скарна, Куржункуйское месторождение, Зауралье. Источник тот же, что и для № 159.
161, 162. Эпидот из окварцованных магнетитовых руд, р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).
163. Эпидот из рудного скарна, Соколовское, Зауралье (Морковкина, 1964).
164. Эпидот из рудного тела, Коршуновское месторождение, Ангаро-Илимский р-н (Морковкина, 1964).
165. Эпидот в магнетите, р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).
166. Эпидот из кварцмагнетитовых эпидозитов р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).
167*. Эпидот из окварцованных магнетитовых руд, р. Черный Июс, Кузнецкий Алатау (Тюлюпо, 1965).
168. Эпидот; Бая Калифорния, Мехико (*Myer*, 1965).
169. Эпидот; Гантингтон, Массачузетс (*Myer*, 1965).
170. Эпидот; Першинг Каунти, Невада (*Myer*, 1965).

171. Эпидот; Бая Калифорния Мехико (*Myer*, 1965).
172. Эпидот; Силезия, ГДР (*Myer*, 1965).
173. Эпидот; Пойсон Криик, Калифорния (*Myer*, 1965).
174, 175. Эпидот; Салида, Колорадо (*Myer*, 1965).
176. Эпидот; Бая Калифорния, Мехико (*Myer*, 1965).
177. Эпидот из гидротермальной жилы, Лениногорское месторождение, Рудный Алтай (Тащинина, 1957).
178*. Эпидот (*Кв*) в прожилках; Ризув, Татры (*Michalik*, 1952).
179–182. Эпидот из "альпийской" жилы; Хдес-Цкали (Ахвледиани, 1967).
183. Эпидот в зернистом кварце; Балта Айсланд, Шетландские о-ва (*Hedle*, 1900 [1]).
184*. Букландит в кварце; Миасс (*Hermann*, 1848 [1]).
185*. Эпидот; Бакерсвилл, Северная Каролина (*Myer*, 1965).
186. Эпидот из сиенитов, Кальмакыр, Алмалыкский рудный район (Бадалов, 1965).
187. Эпидот из сиенита; Болгария (*Kovář*, 1900 [1]).
188. Клиноцоизит (зональный) из Кв-клиноцоизитовой породы; с. Каменка, Днепропетровская обл. (Вартанова, Эпштейн, 1959).
189. Эпидот из дайки основных пород, Горная Шория (Чистяков, 1960).
190. Эпидот (*Хл, Пл*) из *Пи*-андезита; Грей-Кноттс (*Strens*, 1964).
191. Эпидот из диорит-порфирита; Квинаст, Бельгия (*Eitel*, 1919).
192. Фокуит из анортитового гнейса; Цейлон (*Doelter*, 1917).
193. Эпидот ($Пл_{80}$) из офиолитов; Либрамонт, Бельгия (*Deer et al.*, 1961).
194. Эпидот из кварцита; Финляндия (*Johnston*, 1949).
195*. Фокуит из анортитового гнейса; Цейлон (*Doelter*, 1917).
196. Эпидот (*Пи, Ка*, сфен, берцелит и др.); Якобсберг, Швеция, (*Flink*, 1888 [1]).
197. Марганцевый эпидот в друзе; Якобсберг, Швеция (*Malmqirst*, 1929).
198. Тавмавит из кварцита; Оутокимпи, Финляндия (*Deer et al.*, 1961).
199. Ганкокит из пегматита; Франклин, Нью-Джерси (*Deer et al.*, 1961).
200. Багратионит; Ахматовск (*Hermann*, 1862 [1]). Отнесен нами к эпидотам на основании дискриминантной функции.
201. Эпидот; Вексио, Швеция (*Eitel*, 1919). Этот минерал имеет значение $D(x) \approx 102$ и попадает в промежуток между ортитами и

эпидотами. По-видимому, *FeO* – на самом деле суммарный, вследствие чего при расчете значение *D(x)* возрастет, и минерал следует считать эпидотом.

202. Эпидот; Изумо-майн, Япония (*Deer et al.*, 1961).
203. Эпидот; Такеши, Япония (*Deer et al.*, 1961).
204. Эпидот; Северная Каролина (*Northrop*, 1936).
205. Эпидот; (*Kawado*, 1962).
206. Эпидот; Филипсбург Майн (*Geol. Surv. Bull.*, № 419, 1910).
207, 208. Эпидот; Италиан Маунтайн, Колорадо (*Geol. Surv. Bull.*, № 419, 1910).
209. Эпидот; Шаста Каунти, Калифорния (*Geol. Surv. Bull.*, № 419, 1910).
210. Эпидот; Циллерталь (*Tempel*, 1938).
211. Эпидот; Алаталь (*Tempel*, 1938).
212. Эпидот; Церматт (*Tempel*, 1938).
213. Эпидот; Нордмаркен, Швеция (*Tempel*, 1938).
214. Эпидот; Боург-де-Ойзанс (*Tempel*, 1938).
215. Эпидот; Ассеглио (*Tempel*, 1938).
216. Эпидот; Зульцбах (*Tempel*, 1938).
217, 218. Клиноцоизит; Горки (*Johnston*, 1949).
219. Эпидот; Просеч (*Johnston*, 1949).
220. Эпидот (*Subramaniam*, 1956).
221. Эпидот; Трамбулл (*Johnston*, 1949).
222. Эпидот; Ариге (*Johnston*, 1949).
223–225. Эпидот (*Jakob*, 1948; выписан из *Min. Mag.*, 1949, *v.* 28, № 209).
226. Эпидот из Зеленцовской копи, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).
227. Пистацит; Дауфин (*Seki*, 1959).
228. Эпидот (Белолипецкий и др., 1967).
229*. Эпидот (*Michalik*, 1952).
230. Тулит; Норвегия (*Northrop*, 1935).
231. Эпидот; Мидонги, Мадагаскар (*Lacroix*, 1922).
232. Эпидот; Боугр-де-ризанс, Дауфин (*Doelter*, 1917).
233. Эпидот; Италиан-Пик, Колорадо (*Doelter*, 1917).
234. Эпидот; Оулкс, Италия (*Doelter*, 1917).
235. Эпидот; Кавардирас, Гебиргсцуг (*Doelter*, 1917).
236. Эпидот; Гуттанен, Швейцария (*Doelter*, 1917).
237. Элиноцоизит; Волонандранго, Мадагаскар (*Lacroix*, 1922).
238. Букландит; Ахматовск, Урал (*Doelter*, 1917).
239. Эпидот; Зульзбахталь, Тироль (*Doelter*, 1917).
240, 241. Эпидот; Инское месторождение (Вахрушев, 1965).

242. Эпидот; Белорецкое месторождение (Вахрушев, 1965).
243. Эпидот; Эльба (*Chatterjee*, 1967).
244. Эпидот; Уйзокский р-н, Горная Шория (Чистяков, 1960).
245. Эпидот; Зульзбахталь, Тироль (*Eitel*, 1919).
246. Эпидот; Пфарреб-Зобтау (*Doelter*, 1916[1]).
247. Эпидот (*Pfeil*, 1901[1]).
248. Эпидот; Хохе Тауерн (*Weinschenk*, 1896).
249. Эпидот; Зоптау (*Eitel*, 1919).
250 – 252. Эпидот; Зульзбахталь, Тироль (*Eitel*, 1919).
253. Эпидот; Шварценштейн-Альп, Цилерталь (*Eitel*, 1919).
254–256. Эпидоты; Гуттанен (*Eitel*, 1919).
257. Эпидот; Зустенхорн (*Eitel*, 1919).
258. Эпидот; Альпс-Лолен, Фордеррейнталь (*Eitel*, 1919).
259. Эпидот; Кавердирас, Фордеррейнталь (*Eitel*, 1919).
260. Эпидот; Вархейнлих Формазаталь (*Eitel*, 1919).
261, 262. Эпидот; Траверселла, Пьемонт (*Eitel*, 1919).
263–266. Эпидоты; Боург-де-Ойзанс (*Eitel*, 1919).
267. Эпидот; Хиллсвик, Шетландские о-ва (*Heddle*, 1900[1]).
268 –270. Эпидот; Арендаль (*Eitel*, 1919).
271. Эпидот, Силлбёле, Финляндия (*Eitel*, 1919).
272–275. Эпидоты; Ахматовск, Урал (*Eitel*, 1919).
276. Эпидот; Дипдаль, Африка (*Eitel*, 1919).
277. Эпидот; Роув, Массачузетс (*Eitel*, 1919).
278, 279. Эпидоты; Якобсберг, Швеция (*Eitel*, 1919).
280. Эпидот; Ахматовск, Урал (*Eitel*, 1919).
281. Эпидот, Балтимор, США (*Eitel*, 1919).
282. Эпидот; Иссологоне, Аосталь (*Eitel*, 1919).
283. Эпидот; Белла, провинция Навара (*Eitel*, 1919).
284. Эпидот; Болгария (*Eitel*, 1919).
285. Эпидот; Хелене-Глетчер, Равензори (*Eitel*, 1919).
286. Эпидот; Илчестер, Мэриленд (*Eitel*, 1919).
287. Эпидот; г. Березовая (*Morozewicz*, 1901[1]).
288. Эпидот; Дауфин (*Zambonini*, 1903[1]).
289. Эпидот; Монт-Пелвас, Альпы (*Termier*, 1900[1]).
290, 291. Эпидот, Оулукс, Италия (*Eitel*, 1919).
292. Эпидот; Рамберг, Гарц (*Luedecke*, 1896[1]).
293. Эпидот; Сардиния (*Eitel*, 1919).
294. Эпидот; Перкаш, Монтгомери Каунти (*Eitel*, 1919).
295. Эпидот; Коберс Кунфергрубе, Монгомери Каунти (*Eitel*, 1919).
296. Эпидот; Кларкс Штейнбрух, Франкофорд (*Eitel*, 1919).

297. Эпидот; Марбле-Маунтин, Нью-Джерси (*Eitel*, 1919).
298. Эпидот; Джан-Маунтин, Пенсильвания (*Eitel*, 1919).
299. Эпидот; Урал (*Eitel*, 1919).
300. Эпидот; Зульцбахталь (*Lagorio*, 1887[1]).
301. Эпидот; Ильменские горы, Миаск (*Eitel*, 1919).
302. Эпидот; Бросcо-Грубе, Пьемонт (*Eitel*, 1919).
303. Пушкинит; Верхне-Исетская дача (*Eitel*, 1919).
304. Эпидот; Северная Каролина (*Genth*, 1891[1]).
305. Эпидот; Стригау (*Pfeil*, 1902[1]).
306, 307. Эпидот; Хелене-Глетчер, Ревензори (*Eitel*, 1919).
308. Эпидот; Ахматовск, Урал (*Eitel*, 1919).
309. Эпидот; Арендаль (*Eitel*, 1919).
310. Эпидот; Боург-де-Ойзанс (*Eitel*, 1919).
311. Эпидот; Ахматовск, Урал (Кокшаров, 1897[1]).
312. Пушкинит; Верхнеивинск (*Eitel*, 1919).
313. Эпидот; Гринвуд, Вирджиния (*Eitel*, 1919).
314, 315. Эпидот; Якобсберг, Швеция (*Eitel*, 1919).
316. Эпидот; Бухинхаут, Трансвааль (*Eitel*, 1919).
317, 318*. Эпидот; Монте Арко, Эльба (*Manasse*, 1912[1]).
319*. Эпидот; Уйзокский р-н, Горная Шория (Чистяков, 1960).
320* Эпидот (Вахрушев, 1965).
321*. Пушкинит; Верхнеивинск (*Eitel*, 1919).
322*. Эпидот; Ахматовск, Урал (*Eitel*, 1919).
323*, 324*. Эпидот; Арендаль (*Eitel*, 1919).
325*. Эпидот; Травелселла, Пьемонт (*Eitel*, 1919).
326*. Эпидот; Зульзбахталь, Тироль (*Eitel*, 1919).
327. Пьем из кварцевой жилы; Ултевис, Швеция (*Ödman*, 1950, выписан по *Deer et al.*, 1961).
328. Пьем из *Кв-Му*-сланца; Лэйк Вакатипу, Новая Зеландия (*Hutton*, 1940).
329. Пьем (*Кв, Эп, Трем*) в зоне смятия в троксен содержащих гнейсах, Марампа, Сьера Леоне (*Marmo*, 1959).
330. Пьем (*Ка, Пл, Спес, Флог, Кв, Рудн*); марганцевая провинция Голдонгри, Индия (*Nayak, Neuponen*, 1964).
331. Пьем из *Кв-Хл*-сланцев, в которых часто встречается глаукофан, Отакисян, Япония (*Iwasaki*, 1960).
332. Пьем из пегматита, секущего Мп-руды; Чикла, Индия (*Bilgrani*, 1956).
333. Пьем (*Эп, Ка, Кв*) в пустотах и жилах в андезитах; *Глен, Кое*; Шотландия (*Hutton*, 1938).

334. Пьем в жилах кварца в фельзите, Тускон Маунтинз, Аризона (*Guild*, 1935).
335. Пьем (*Прен, Пл*) из метасоматитов по нефелиновым сиенитам; Алайский хребет (Ляшкевич, 1958).
336. Пьем (*Трем, Кв*), зона смятия в вулканогенных породах; Шадоу Лэйк, Калифорния (*Short*, 1933).
337. Пьем (музейный образец), Кайлидонгри, Индия (*Marmo et al.*, 1959).
338. Пьем (музейный образец), Пьемонт, Италия (*Marmo, et al.*, 1959).
339*. Пьем в известняках; Лонгбан, Швеция (*Malmgvist*, 1929—по *Deer et al.*, 1961).
340. Пьем (*Гл, Му, Гр, Кв*, сфен) из пород фации глаук. сланцев; Сикоку, Япония (*Ernst*, 1964).
341. Пьем из пегматитовой линзы в *Му-Кв*-микроклиновых сланцев; Нотодден, Норвегия (*Morton, Carter*, 1963).
342. Пьем; Кайлидонгри, Индия (*Bilgrani*, 1956).
343. Пьем из известняка; Тунаберг) (*Malmqvist*, 1929).
344. Пьем с кварцем; Ст. Марсель (*Malmqvist*, 1929).
345. Пьем; Соус Маунтин, Пенсильвания (*Eitel*, 1919).
346. Пьем из *Кв*-песчаника с *Ка*; Оберваллис (*Malmqvist*, 1929).
347. Пьем (*Eitel*, 1919).
348. Пьем из *Кв-Сер*-сланца; Икаду (*Tsuboi*, 1938).
349. Пьем; Ст. Марсель (*Eitel*, 1919).
350. Пьем (витамит); Глен Кое (*Hutton*, 1938).
351. Пьем из рудной жилы; Тачгагалт (*Gaudefray et al.*, 1965).
352. Пьем (*Гр, Му, Хл, Аб, Кв, Апат*) из сланца зоны Д (*Bano*, 1964).
353. Пьем (*Флог, Кпш, Пл, Кв*) гнейсы; амфиболитовая фация (*Smilh, Albee*, 1967).
354. Пьем (*Флог, Гр, Амф, Пи, Кпш, Пл, Кв*) гнейсы; амфиболитовая фация; Калифорния; (*Smith, Albee*, 1967).
355*. Пьем из риолита; Пайн Маутин (*Clarke*, 1910).
356*. Пьем (браунит, *Кв, Трем, Ка, Ди, Мп, Гр* и др.); Ст. Марсель; (*Eitel*, 1919).
357*. Пьем (*Кв, Би, Апат*, сфен); Чикла, Индия (*Bilgrani*, 1956).
358—361*. Пьем; Ст. Марсель (*Eitel*, 1919).
362*, 363*. Пьем (*Флог, Му, Кпш, Пл, Кв*) гнейс, амфиболитовая фация; Сан Горгонио, Калифорния (*Smith, Albee*, 1967).
364*. Пьем (*Флог, Гр, Амф, Пи, Кпш, Пл, Кв*) гнейс (*Smith, Albee*, 1967).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2.

Кристаллохимические формулы эпидотов и пьемонтитов, рассчитанные на основе 13 O^{2-} и железистость F

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
					эпидоты					
1	2,886	–	2,688	0,234	0,019	0,039	0,002	1,957	1,654	0,080
2	2,973	–	2,921	0,096	0,018	0,000	–	1,999	1,020	0,032
3	2,953	–	2,858	0,202	0,022	0,000	–	1,984	0,995	0,066
4	2,976	0,003	2,515	0,495	0,021	0,007	0,030	1,929	1,078	0,164
5	2,819	0,093	2,866	0,398	–	–	0,035	1,696	1,102	0,122
6	2,824	0,003	2,927	0,164	0,032	0,002	0,002	1,941	1,464	0,053
7	2,996	–	2,176	0,808	–	0,000	0,039	1,976	1,034	–
8	2,920	0,000	2,878	0,270	0,015	0,000	0,001	1,963	0,937	0,086
9	3,002	0,012	2,246	0,808	0,032	0,005	0,033	2,078	0,484	0,264
10	3,005	0,000	2,884	0,239	0,027	0,000	0,001	1,920	0,953	0,078
11	3,030	–	2,019	0,784	0,091	0,043	0,021	1,887	1,386	0,279
12	3,009	0,018	2,114	0,749	0,045	0,004	0,119	1,925	1,111	0,262
13	2,773	0,005	2,475	0,749	0,012	0,003	0,244	1,949	0,794	0,262
14	2,945	–	1,992	1,045	0,030	0,000	–	1,991	1,065	0,344
15	3,151	0,044	1,989	0,688	0,097	0,025	–	2,068	0,808	0,257
16	3,032	0,008	2,841	0,074	0,015	–	–	2,004	1,056	0,025
17	2,989	–	2,394	0,609	–	0,049	0,028	1,806	1,267	0,203
18	2,973	–	2,551	0,486	–	–	–	1,967	1,062	0,160
19	2,996	–	1,944	0,385	–	–	–	1,950	3,130	0,165
20	3,359	0,012	1,755	0,753	0,052	–	0,156	1,681	1,212	0,300
21	3,293	0,003	1,869	0,696	0,020	–	0,247	1,557	1,471	0,271
22	3,373	–	2,123	0,392	0,073	0,009	0,102	1,671	1,248	0,156
23	3,151	0,010	2,336	0,512	0,000	0,008	0,112	1,882	0,810	0,180
24	3,065	0,011	2,697	0,357	0,052	0,002	0,031	1,863	0,637	0,117
25	3,005	0,002	2,411	0,730	0,019	–	0,093	1,818	0,691	0,232
26	3,027	–	2,359	0,464	0,048	–	0,099	2,009	1,108	0,164
27	2,972	–	2,557	0,407	–	–	0,069	1,969	1,143	0,137
28	3,009	0,008	2,541	0,443	0,009	0,002	0,013	1,985	0,956	0,148

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
29	2,807	0,085	3,031	0,037	0,159	0,004	0,179	1,745	1,049	0,012
30	3,038	0,005	2,912	0,104	0,013	0,001	0,034	1,947	0,782	0,034
31	3,020	0,038	2,268	0,671	0,004	0,008	0,020	1,781	1,353	0,228
32	3,040	–	1,756	1,024	–	–	0,000	1,964	1,569	0,368
33	3,044	0,007	2,267	0,639	0,019	0,005	0,014	1,976	1,051	0,220
34	2,955	0,009	2,249	0,627	0,028	0,010	0,006	1,918	1,584	0,218
35	2,987	0,005	2,217	0,612	0,025	0,001	0,019	1,939	1,568	0,216
36	3,000	0,032	2,649	0,374	0,035	0,008	0,044	1,926	0,769	0,124
37	2,911	0,017	2,629	0,455	0,039	0,006	0,053	1,899	1,039	0,148
38	2,947	0,019	2,499	0,484	0,040	0,006	0,039	1,920	1,174	0,162
39	2,979	0,022	2,453	0,536	0,047	0,008	0,083	1,917	0,918	0,179
40	2,998	0,037	2,363	0,690	0,051	0,013	0,067	1,976	0,487	0,226
41	3,060	0,016	2,116	0,847	0,056	0,013	0,069	1,972	0,588	0,286
42	3,033	0,003	2,148	0,753	0,083	0,005	0,119	1,815	1,103	0,259
43	3,211	0,015	2,271	0,635	0,041	0,004	0,070	1,854	0,443	0,218
44	2,942	–	2,289	0,662	–	–	0,114	2,044	1,062	0,224
45	3,057	–	2,030	1,137	–	–	0,033	2,021	0,159	0,359
46	3,090	0,009	2,522	0,447	0,400	–	0,029	1,826	0,906	0,150
47	3,034	–	2,534	0,243	0,011	0,004	0,205	1,930	1,230	0,087
48	3,073	0,004	2,458	0,262	0,013	–	0,236	1,937	1,158	0,096
49	2,953	–	2,271	0,584	0,023	0,036	0,089	1,929	1,466	0,205
50*	2,959	–	2,565	0,534	–	–	0,000	1,906	1,051	0,172
51*	3,496	–	2,440	–	0,044	–	0,054	1,324	1,847	–
52	3,232	0,086	1,914	0,662	0,172	0,019	0,138	1,629	1,078	0,287
53	3,324	0,116	1,864	0,568	0,196	0,024	0,224	1,521	1,012	0,234
54	3,082	0,108	1,882	0,691	0,161	0,014	0,254	1,591	1,479	0,268
55	2,828	0,061	2,086	0,689	0,328	0,020	0,368	1,228	2,234	0,248
56	3,062	0,147	2,018	0,668	0,148	0,024	0,059	1,765	1,114	0,249
57	3,013	0,030	2,375	0,574	0,042	0,007	0,016	1,956	0,938	0,195
58	3,040	0,008	2,235	0,709	0,035	0,025	0,187	1,835	0,811	0,241
59	3,026	–	2,391	0,578	0,042	0,007	0,016	1,955	0,945	0,193
60	2,844	0,015	1,931	0,839	0,128	0,007	0,014	1,720	2,516	0,303
61	2,921	0,015	1,974	0,814	0,102	0,007	0,016	1,863	1,195	0,292
62	2,984	0,012	2,162	0,726	0,067	0,008	0,010	1,884	1,588	0,256
63	3,021	0,013	1,819	0,828	0,112	0,002	0,023	1,698	2,269	0,313

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
64	3,129	–	2,175	0,699	0,032	–	0,083	1,706	1,218	0,243
65	3,086	–	1,948	0,842	0,078	0,018	0,026	1,941	1,473	0,302
66	3,109	0,078	2,165	0,655	0,034	0,012	0,024	2,034	0,578	0,232
67	3,010	–	2,352	0,552	–	–	0,028	2,121	0,947	0,190
68	3,054	0,012	2,638	0,372	0,031	0,005	0,009	2,038	0,533	0,123
69	2,982	0,007	2,244	0,612	0,018	0,003	0,014	1,923	1,561	0,214
70	3,008	0,003	2,179	0,612	0,020	0,005	0,038	1,948	1,555	0,219
71	2,900	0,006	2,046	0,741	0,004	0,009	0,009	1,936	2,096	0,266
72	3,003	0,006	2,353	0,477	0,002	0,007	0,009	1,928	1,573	0,169
73	2,888	–	2,710	0,239	0,037	0,009	0,000	1,972	1,681	0,080
74	2,991	–	2,619	0,337	0,034	0,000	–	2,049	0,996	0,114
75	2,986	–	2,437	0,510	–	–	–	1,969	1,275	0,173
76	3,026	–	1,995	0,978	0,021	–	–	1,937	1,059	0,329
77	2,035	–	2,768	–	0,506	–	0,107	1,685	1,361	–
78	3,240	–	2,839	–	0,747	–	–	1,513	–	–
79	3,062	0,016	2,449	0,471	0,099	0,010	0,131	1,853	0,727	0,168
80	3,021	–	2,612	0,396	0,022	0,000	0,000	1,968	0,908	0,132
81	3,016	0,016	2,403	0,349	0,295	0,019	0,003	1,935	1,110	0,127
82	3,029	0,020	2,108	0,872	0,043	0,012	0,034	2,024	0,635	0,293
83	2,989	0,155	2,465	0,373	0,069	0,010	0,002	1,870	0,999	0,131
84	3,063	–	2,227	0,679	–	–	–	2,006	1,017	0,234
85	3,060	–	2,667	0,438	–	–	0,117	2,038	0,345	0,141
86	2,952	–	2,291	0,748	0,028	–	–	1,933	1,150	0,246
87	2,861	0,013	2,632	0,462	0,009	0,006	0,125	1,961	1,016	0,149
88	2,826	–	1,389	1,397	–	0,007	0,209	1,850	2,207	0,501
89	2,918	0,020	2,222	0,864	0,036	0,007	0,011	2,108	0,661	0,280
90	2,976	0,005	2,445	0,495	0,003	0,012	0,029	1,948	1,219	0,168
91	3,197	–	2,005	0,584	0,011	0,017	0,083	2,011	1,200	0,226
92	3,137	0,006	1,355	1,167	0,083	0,019	0,175	2,152	1,001	0,463
93	2,972	–	2,748	0,176	0,027	–	0,126	1,944	1,146	0,060
94	2,910	0,005	2,160	0,883	0,042	0,023	0,086	2,036	0,978	0,278
95	3,227	–	1,309	1,494	0,059	0,016	0,039	2,119	0,215	0,533
96	3,086	0,004	2,731	0,257	0,011	0,019	0,014	2,034	0,517	0,086
97	2,974	0,000	2,080	0,783	0,007	0,010	0,001	1,942	1,591	0,273
98*	3,000	0,030	2,000	0,710	0,160	0,020	–	1,950	1,150	0,260
99	3,013	0,009	1,958	0,888	0,113	0,007	0,008	1,959	1,193	0,312

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
100	2,815	–	2,651	0,538	0,033	0,006	–	1,995	1,100	0,168
101	2,831	0,015	2,227	0,647	0,091	0,007	0,044	1,888	1,925	0,225
102	3,038	0,009	2,242	0,828	0,048	0,006	0,052	2,141	0,102	0,270
103	2,935	–	2,526	0,584	0,038	0,020	–	1,897	1,018	0,188
104	3,014	0,061	1,548	0,938	0,103	0,004	0,561	1,628	1,646	0,377
105	3,134	0,015	2,054	0,826	0,026	0,002	0,032	1,855	0,903	0,287
106	2,971	–	2,583	0,392	0,048	0,017	0,009	2,087	1,004	0,132
107	3,027	0,011	1,944	0,417	0,072	0,006	0,333	1,754	2,430	0,177
108	2,963	–	2,235	0,667	0,061	0,006	–	2,007	1,291	0,230
109	3,008	–	2,274	0,627	0,048	0,003	–	1,970	1,221	0,216
110	2,914	0,009	2,234	0,815	0,012	–	–	2,018	1,099	0,267
111	2,966	–	2,281	0,842	0,029	–	–	1,768	1,169	0,270
112	2,959	0,014	2,663	0,335	0,010	0,001	0,024	1,964	1,112	0,116
113	2,957	0,011	2,609	0,425	0,011	0,008	0,026	1,937	1,058	0,140
114*	3,146	–	2,002	0,761	0,048	0,028	0,040	1,941	1,009	0,275
115*	3,100	0,005	2,431	0,681	0,057	0,011	–	2,052	–	0,219
116*	3,062	0,020	2,114	0,831	0,060	0,006	0,080	2,013	0,515	0,282
117	2,991	–	2,783	0,183	0,020	0,011	0,009	1,972	1,110	0,616
118	2,962	0,005	2,210	0,790	0,018	0,011	0,124	1,872	1,082	0,263
119	3,014	–	2,651	0,171	0,015	0,002	0,191	2,035	0,990	0,060
120	2,998	–	2,098	1,058	–	–	–	2,157	0,223	0,335
121	2,982	–	2,465	0,515	0,058	0,012	0,013	1,984	0,996	0,173
122	3,044	–	2,325	0,611	0,023	0,007	0,024	1,961	0,984	0,208
123	3,027	–	2,225	0,744	0,015	0,009	0,038	1,992	0,876	0,250
124	3,086	–	2,170	0,879	0,017	–	0,114	2,024	0,195	0,288
125	2,929	0,010	1,885	0,839	0,086	0,023	0,310	1,845	1,538	0,308
126	2,955	0,011	2,352	0,679	0,077	0,016	–	1,967	0,916	0,224
127	3,017	–	2,475	0,462	0,117	0,033	0,091	1,699	1,233	0,157
128	3,121	0,010	2,441	0,296	0,014	0,005	0,199	1,956	0,916	0,108
129	3,085	0,012	2,008	0,824	–	0,006	0,039	1,984	1,055	0,291
130	3,085	0,008	2,230	0,641	0,000	0,017	0,000	1,998	0,985	0,220
131	2,974	0,006	2,071	0,906	0,018	–	–	2,028	1,054	0,304
132	2,953	0,002	2,198	0,779	0,042	–	–	1,971	1,193	0,262
133	3,074	–	2,039	0,730	0,023	–	0,030	1,881	1,524	0,203
134	3,051	0,039	2,322	0,764	0,089	–	–	2,101	–	0,248

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
135	2,910	0,008	2,479	0,583	0,009	0,011	–	2,062	0,979	0,190
136	3,307	0,015	2,428	0,052	0,014	0,010	0,090	1,784	0,066	0,176
137	2,981	0,008	2,231	0,871	0,007	–	0,042	2,029	0,576	0,281
138	2,964	–	2,515	0,521	0,063	0,010	0,039	1,846	1,114	0,172
139	2,996	0,004	2,240	0,515	0,236	0,019	–	1,797	1,512	0,187
140	2,988	0,002	2,301	0,681	0,059	0,001	0,066	1,890	1,055	0,228
141	2,993	–	2,192	0,773	0,039	0,012	0,049	1,972	0,986	0,261
142	3,218	0,006	2,097	0,752	0,028	0,017	0,012	1,770	0,858	0,264
143	3,053	–	1,991	0,765	0,200	–	0,109	2,021	0,858	0,277
144	2,959	–	2,359	0,712	0,006	–	–	1,886	1,164	0,232
145	2,972	–	2,374	0,661	–	0,038	–	1,878	1,172	0,218
146	3,259	–	2,025	0,608	0,048	0,019	0,033	1,874	1,113	0,231
147	3,108	–	2,354	0,661	0,195	–	–	1,971	0,188	0,219
148	3,046	–	2,510	0,574	0,020	0,001	0,049	2,106	0,210	0,186
149	2,897	–	2,713	0,481	–	–	–	1,901	1,027	0,151
150	3,219	–	1,850	0,794	–	–	0,057	1,882	1,308	0,300
151	3,443	–	1,711	0,669	0,000	0,007	–	1,959	1,153	0,281
152	3,194	0,020	2,234	0,569	0,065	0,005	0,068	1,776	0,905	0,203
153	2,948	–	2,699	0,331	0,034	0,014	–	1,982	1,055	0,109
154	2,973	–	2,072	0,984	0,018	0,008	–	1,921	1,046	0,322
155	3,015	0,003	2,125	0,924	0,022	0,007	0,051	1,910	0,798	0,303
156	2,975	0,006	2,197	0,791	0,031	0,001	0,021	1,960	1,084	0,264
157*	2,811	0,031	2,824	0,476	0,548	0,074	0,000	1,233	0,893	0,144
158	2,955	–	1,813	1,269	–	0,003	0,250	1,888	0,649	0,412
159	2,842	0,009	2,113	0,932	0,049	0,027	0,012	2,067	1,151	0,306
160	3,020	0,010	2,207	0,840	0,019	0,006	0,029	2,094	0,438	0,276
161	2,959	–	2,344	0,655	0,015	0,012	0,024	1,998	1,063	0,218
162	2,979	–	2,314	0,683	0,003	0,009	0,025	1,982	1,049	0,228
163	2,968	0,003	2,182	0,787	0,032	0,003	0,026	2,012	1,061	0,265
164	3,030	0,011	2,337	0,831	0,026	0,021	0,012	2,019	0,173	0,262
165	3,041	–	2,265	0,677	0,044	0,022	0,072	1,867	0,996	0,230
166	2,995	–	2,295	0,689	0,019	0,011	0,031	1,973	0,995	0,231
167*	2,989	–	2,438	0,538	0,007	0,013	0,038	1,991	1,011	0,181
168	3,160	0,005	2,897	0,167	0,009	0,009	–	2,054	–	0,054
169	3,155	0,012	2,661	0,331	0,021	0,069	–	2,147	–	0,110
170	3,178	0,006	2,602	0,455	0,009	0,005	–	2,033	–	0,149

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
171	3,201	0,006	2,574	0,416	0,015	0,005	–	2,081	–	0,139
172	3,173	0,006	2,520	0,536	0,019	0,013	–	2,025	–	0,175
173	3,196	0,012	2,274	0,731	0,024	0,010	–	2,041	–	0,243
174	3,189	0,025	2,272	0,743	0,019	0,007	–	2,022	–	0,246
175	3,222	0,012	2,206	0,757	0,015	0,003	–	2,067	–	0,255
176	3,177	0,006	2,008	1,023	0,010	0,001	–	2,074	–	0,337
177	3,031	–	2,140	0,807	–	0,009	–	1,933	1,148	0,274
178	3,474	–	1,885	0,566	0,045	0,018	0,030	1,745	1,070	0,231
179	2,959	0,002	2,751	0,187	0,107	0,009	0,116	1,906	1,061	0,064
180	3,051	0,003	2,468	0,391	0,074	0,010	0,087	1,929	1,008	0,137
181	3,154	0,017	2,473	0,346	0,038	0,010	0,132	1,881	0,738	0,123
182	3,199	0,003	2,354	0,373	0,024	0,008	0,144	1,829	0,996	0,137
183	3,016	–	2,476	0,462	0,118	0,033	0,092	1,699	1,235	0,157
184*	3,165	–	1,833	0,917	0,330	–	0,051	1,972	0,383	0,333
185*	3,190	0,006	2,293	0,744	0,019	0,008	–	2,024	–	0,245
186	2,760	–	2,140	0,768	0,028	–	0,094	2,106	1,713	0,269
187	3,025	–	2,400	0,606	–	–	–	1,946	0,988	0,201
188	3,090	0,018	2,485	0,384	0,008	0,002	0,006	1,894	1,133	0,134
189	2,931	0,009	0,019	0,941	0,018	–	–	1,987	1,486	0,323
190	3,006	0,009	2,215	0,788	–	0,017	–	1,930	1,306	0,282
191	2,995	–	2,283	0,625	0,037	0,000	0,000	1,981	1,179	0,222
192	2,915	–	2,860	–	0,280	–	–	1,915	1,370	–
193	3,001	0,016	2,589	0,360	0,024	0,020	–	1,942	1,111	0,122
194	3,011	0,005	2,696	0,034	–	–	0,082	1,807	1,740	0,012
195*	2,852	–	2,984	–	0,124	–	–	1,995	1,403	–
196	2,856	–	2,276	0,733	–	2,299	–	1,639	1,667	0,244
197	3,072	0,016	2,195	0,806	–	0,158	0,023	2,112	0,055	0,269
198	2,976	–	2,178	0,238	Cr = 0,408	–	0,059	1,632	2,230	0,100
199	2,948	Mn^{3+} 0,099	2,006	0,882	Pb = 0,474 Sr = 0,214	0,170	0,074	1,172	1,028	0,306
200	3,228	ΣTR 0,107	1,975	0,613	0,265	–	0,245	1,545	0,886	0,237
201	3,241	ΣTR 0,034	2,204	–	1,117	–	–	1,690	0,705	–

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
202	2,999	–	2,129	0,929	0,039	0,051	–	2,010	0,628	0,303
203	2,992	–	2,000	0,971	0,013	0,009	0,002	1,998	1,043	0,327
204	2,982	–	2,796	0,239	–	0,015	–	1,950	1,035	0,078
205	3,082	0,007	2,091	0,807	0,032	0,033	0,062	1,892	0,910	0,278
206	2,968	–	2,575	0,399	0,032	–	0,001	1,989	1,160	0,134
207	3,053	–	2,701	0,490	–	–	–	2,078	0,533	0,153
208	2,975	–	2,269	0,769	0,528	0,007	0,001	2,000	0,855	0,253
209	2,976	0,019	2,304	0,512	0,081	0,012	–	1,899	1,578	0,182
210	2,957	0,006	2,546	0,448	0,012	0,003	0,034	2,057	0,954	0,150
211	2,993	0,005	2,228	0,661	0,019	–	0,061	2,049	0,931	0,225
212	2,959	0,005	2,265	0,752	0,019	0,003	–	2,060	0,924	0,249
213	2,954	0,006	2,142	0,848	0,020	0,001	0,081	1,975	1,033	0,284
214	2,955	–	2,048	0,911	0,023	0,000	0,038	2,079	1,019	0,308
215	3,037	–	2,082	0,936	–	–	–	2,072	0,654	0,310
216	2,978	–	2,099	0,889	0,061	0,000	0,000	1,961	1,076	0,297
217	2,969	0,000	2,890	0,149	0,039	0,004	0,011	2,006	0,881	0,049
218	2,956	0,000	2,884	0,175	0,051	0,004	0,016	2,001	0,849	0,572
219	2,981	0,000	2,840	0,163	0,062	0,004	0,011	2,019	0,870	0,054
220	2,942	0,010	2,601	0,389	0,122	0,008	–	1,976	1,007	0,130
221	2,905	–	2,644	0,350	0,034	0,001	0,024	2,299	0,677	0,117
222	3,020	–	2,640	0,335	0,070	–	0,040	1,893	0,982	0,112
223	3,023	0,005	2,584	0,505	–	0,000	–	2,072	0,474	0,163
224	3,022	0,005	2,683	0,415	–	0,000	–	2,010	0,575	0,134
225	3,021	0,003	2,552	0,565	0,000	0,012	–	2,043	0,441	0,151
226	2,973	–	2,090	0,901	0,039	–	0,020	1,985	1,043	0,301
227	2,997	–	1,782	1,096	0,025	0,033	–	2,007	1,246	0,381
228	3,144	0,016	2,154	0,720	0,040	0,008	0,007	1,938	0,753	0,250
229	2,795	–	2,248	0,121	0,187	0,000	0,255	1,828	3,170	0,051
230	3,315	–	2,841	0,133	–	–	0,188	1,553	0,330	0,045
231	2,663	–	2,891	0,295	0,397	–	0,129	1,662	1,413	0,092
232	2,949	–	2,137	0,867	0,041	0,002	–	2,036	1,030	0,289
233	2,935	–	2,283	0,742	0,048	0,004	–	2,006	1,067	0,245
234	3,027	–	1,940	0,929	–	–	0,059	2,075	1,018	0,324
235	2,937	–	2,503	0,509	–	–	–	2,001	1,213	0,169
236	2,986	–	2,440	0,574	–	–	–	1,978	1,057	0,190
237	2,882	0,004	2,618	0,332	0,043	–	0,007	1,979	1,509	0,112

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
238	3,034	–	1,985	0,911	–	–	0,126	1,931	1,057	0,315
239	3,210	–	1,984	0,914	0,026	–	–	2,130	0,157	0,315
240	2,932	0,008	1,989	0,894	0,282	0,010	0,005	2,030	0,936	0,310
241	3,008	0,008	2,071	0,854	0,120	0,016	0,017	1,955	0,939	0,292
242	2,997	0,004	2,012	0,968	0,018	0,015	0,019	1,908	1,131	0,325
243	3,038	0,005	2,217	0,732	0,045	0,004	0,010	1,913	1,037	0,248
244	3,118	0,013	2,129	0,768	0,057	–	–	1,896	0,876	0,265
245	2,889	–	2,181	0,791	0,032	–	–	1,986	1,086	0,266
246	3,050	–	2,448	0,578	–	–	0,403	2,038	0,567	0,191
247	3,042	–	2,464	0,618	0,133	–	–	2,005	0,311	0,200
248	2,994	–	2,173	0,845	0,012	–	–	1,967	2,009	0,280
249	3,043	–	2,426	0,479	–	–	–	1,987	1,139	0,165
250	3,062	–	2,077	0,827	–	–	–	1,957	1,123	0,285
251	2,967	–	2,063	0,962	–	–	–	1,986	1,082	0,319
252	2,937	–	2,284	0,742	0,048	–	–	2,006	1,066	0,245
253	2,991	–	2,620	0,337	0,034	–	–	2,050	0,994	0,114
254	3,037	–	2,364	0,585	–	–	0,071	1,899	1,065	0,198
255	2,980	–	2,437	0,573	–	–	–	1,994	1,057	0,190
256	2,993	–	2,443	0,575	–	–	–	1,958	1,057	0,190
257	2,990	–	2,400	0,513	–	–	–	2,011	1,276	0,176
258	2,978	–	2,603	0,441	–	–	–	1,881	1,189	0,145
259	2,930	–	2,508	0,521	–	–	–	1,992	1,209	0,172
260	2,970	–	2,517	0,505	–	–	–	1,901	1,247	0,167
261	3,016	–	1,948	0,994	–	0,033	0,055	1,915	1,100	0,338
262	2,988	–	2,042	0,750	0,239	–	0,071	1,814	1,423	0,287
263	3,052	–	1,974	0,910	0,127	–	–	1,886	1,113	0,315
264	3,011	–	1,963	0,994	–	–	0,035	1,949	1,117	0,336
265	2,974	–	2,066	0,938	–	–	–	1,922	1,247	0,312
266	2,946	–	2,138	0,873	0,042	–	–	2,035	1,027	0,260
267	2,828	–	1,897	0,878	–	0,020	0,036	1,931	2,385	0,316
268	2,956	–	2,132	0,689	0,123	–	0,091	1,869	1,547	0,244
269	3,009	–	1,955	0,997	–	–	0,049	1,941	1,126	0,338
270	3,020	–	2,331	0,636	–	–	–	1,884	1,249	0,214
271	3,233	–	1,781	0,877	0,221	–	0,197	1,792	0,668	0,330
272	2,852	–	2,970	0,562	0,212	–	–	1,882	1,826	0,196
273	3,302	–	1,940	0,877	0,164	–	0,065	1,898	0,875	0,311

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
274	3,021	–	1,985	0,687	0,240	0,078	–	1,918	1,425	0,257
275	3,078	–	2,013	0,550	0,374	–	0,128	1,959	1,072	0,214
276	2,941	–	2,150	0,847	–	–	–	2,049	1,143	0,283
277	3,016	–	2,289	0,724	–	0,038	0,015	1,825	1,137	0,240
278	3,124	0,021	2,148	0,615	0,110	0,126	0,072	1,775	0,963	0,223
279	3,155	–	2,256	0,664	–	0,189	0,057	2,039	0,491	0,227
280	2,980	–	1,679	0,781	0,286	–	0,035	2,541	0,900	0,317
281	3,018	–	1,971	0,922	–	0,021	0,037	1,969	1,192	0,319
282	2,989	–	2,675	0,303	–	–	0,112	1,922	1,039	0,102
283	2,941	–	2,102	0,903	–	0,047	0,049	1,949	0,131	0,300
284	3,036	–	2,072	0,911	–	–	–	1,970	0,968	0,305
285	3,014	–	2,176	0,727	–	–	–	1,982	1,269	0,250
286	3,037	0,229	1,623	0,928	0,000	0,021	0,037	1,982	1,200	0,364
287	2,939	–	1,952	1,008	0,025	0,013	0,029	2,004	1,216	0,340
288	2,974	–	2,357	0,641	–	–	0,036	1,983	1,069	0,214
289	2,917	–	2,603	0,542	–	–	–	1,927	1,039	0,172
290	3,015	–	1,952	0,923	–	–	0,054	2,073	1,059	0,321
291	3,038	–	1,928	0,936	–	–	0,063	2,077	0,976	0,327
292	3,012	–	2,724	0,368	0,156	0,000	–	1,600	1,265	0,119
293	3,275	–	2,629	0,321	–	0,205	–	1,634	0,369	0,109
294	3,064	–	2,342	0,488	0,073	0,009	–	1,961	1,169	0,172
295	3,175	–	2,060	1,208	0,048	0,037	–	1,368	0,582	0,369
296	2,964	–	2,145	0,624	0,054	0,039	–	1,979	1,690	0,225
297	3,148	–	1,978	0,892	0,042	0,035	–	1,974	0,698	0,311
298	3,251	–	2,087	0,398	–	0,458	–	1,532	1,558	0,160
299	2,965	–	2,512	0,480	0,025	–	–	1,958	1,193	0,160
300	2,957	–	2,217	0,784	0,050	–	–	1,999	1,068	0,261
301	2,978	–	2,154	0,834	0,039	–	–	1,904	1,234	0,279
302	3,052	–	1,797	0,907	0,071	–	0,044	2,105	1,236	0,335
303	3,091	–	2,336	0,952	–	–	0,037	1,923	0,146	0,298
304	2,881	–	2,872	0,584	0,087	0,037	0,065	1,826	1,570	0,198
305	2,947	–	2,162	0,832	0,046	0,035	0,025	1,992	1,029	0,218
306	2,927	–	2,878	–	0,286	–	–	1,974	1,135	–
307	2,948	–	2,804	–	0,467	–	0,043	1,688	1,393	–
308	3,068	–	2,135	0,636	0,637	–	–	1,879	0,376	0,229
309	3,091	–	2,103	0,819	0,365	–	–	1,914	0,305	0,280

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
310	3,173	–	1,846	0,846	0,391	–	0,176	1,915	0,259	0,315
311	3,157	–	2,215	1,045	–	–	0,035	1,757	–	0,320
312	3,241	–	1,851	1,024	–	0,018	0,757	1,423	–	0,356
313	3,227	–	2,061	0,934	–	–	0,074	1,978	–	0,312
314	2,840	–	1,839	0,794	–	0,345	0,380	2,381	0,526	0,302
315	3,256	–	2,189	0,646	–	0,157	0,121	1,955	–	0,228
316	3,203	–	2,195	0,553	–	–	0,089	1,819	1,123	0,201
317	2,902	–	2,294	0,740	–	–	0,053	2,072	1,033	0,244
318*	2,990	0,010	2,000	0,900	0,020	–	–	2,000	1,200	0,310
319*	3,040	0,010	2,050	0,760	0,050	–	–	1,950	1,120	0,270
320*	3,130	0,010	2,330	0,700	0,030	–	0,020	2,100	–	0,230
321*	3,209	–	1,881	0,912	0,183	–	–	2,023	0,371	0,326
322*	3,099	–	1,793	0,763	0,151	0,027	0,000	2,184	1,208	0,298
323*	3,074	–	1,834	0,948	–	–	0,030	1,969	1,356	0,341
324*	3,060	–	1,894	0,971	–	–	0,052	2,005	1,053	0,339
325*	3,073	–	1,946	0,556	0,148	–	0,051	2,147	1,507	0,222
326*	3,043	–	2,143	0,732	0,062	0,005	–	2,040	0,988	0,254

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mn^{3+}	Mg	Ca	OH	F*
					пьемонтиты						
327	2,936	0,008	1,780	0,690	–	0,019	0,554	0,020	1,941	1,190	0,471
328	2,980	0,037	1,969	0,589	–	–	0,615	0,005	1,644	1,112	0,380
329	3,000	0,004	1,840	0,492	0,000	0,035	0,670	0,005	1,945	1,005	0,387
330	3,061	0,007	1,754	0,700	–	0,039	0,767	0,000	2,004	0,521	0,482
331	2,851	–	2,092	0,553	–	–	0,386	0,047	1,862	1,682	0,310
332	2,987	0,013	1,653	0,420	–	0,000	1,103	0,103	1,657	0,951	0,480
333	2,974	0,014	2,304	0,673	0,000	–	0,058	0,011	1,977	0,966	0,241
334	3,043	0,006	2,037	0,232	–	–	0,730	0,000	2,155	0,499	0,321
335	2,984	–	2,445	0,306	0,017	–	0,233	0,042	1,950	1,091	0,181
336	2,855	0,007	2,242	0,283	–	–	0,747	0,025	1,971	0,740	0,315
337	3,013	0,002	1,907	0,395	0,000	0,031	0,685	0,020	1,963	0,946	0,362
338	3,057	0,033	1,900	0,641	0,000	0,138	0,454	0,010	1,785	0,793	0,365
339*	3,061	0,020	1,226	0,405	0,000	–	1,402	–	1,444	1,686	0,596
340	3,100	0,006	1,950	0,537	0,000	0,246	0,326	0,043	1,796	0,967	0,307
341	2,969	–	2,372	0,661	–	–	0,034	–	1,877	1,170	0,227
342	3,017	–	1,826	0,450	–	0,211	0,802	0,121	1,774	0,481	0,405
343	2,967	–	2,084	0,340	–	–	0,758	0,104	2,032	0,318	0,357
344	3,136	0,004	1,802	0,535	0,000	0,134	0,788	0,000	1,858	0,080	0,423
345	3,026	–	2,105	0,291	–	0,157	0,502	0,036	1,653	1,339	0,270
346	3,088	0,062	1,953	0,740	0,000	0,122	0,425	–	1,846	0,110	0,374
347	3,100	–	1,565	0,493	–	–	0,907	–	1,884	0,939	0,470
348	3,082	0,003	2,151	0,637	0,000	0,213	–	0,036	1,951	0,899	0,228
349	3,137	–	1,438	0,512	–	–	0,927	–	1,929	0,964	0,500
350	3,046	0,024	2,289	0,637	0,000	–	0,050	0,050	1,840	1,011	0,231
351	2,923	–	1,831	0,236	–	–	0,919	0,072	1,917	1,372	0,387
352	3,100	0,000	2,084	0,612	0,000	0,262	–	0,016	1,850	1,253	0,227
353	2,987	0,014	1,938	0,652	0,000	0,000	0,380	0,112	1,950	0,962	0,347
354	3,011	0,008	2,080	0,753	0,000	0,000	0,206	0,064	1,864	0,955	0,316
355*	3,701	–	1,708	0,236	–	0,127	0,407	0,029	1,323	1,011	0,270
356*	2,920	–	1,825	0,082	–	0,223	0,888	–	2,132	1,222	0,350
357*	3,058	0,038	1,500	0,442	–	0,000	0,949	0,363	1,563	1,086	0,481
358*	3,166	–	1,190	0,668	–	–	1,192	–	2,005	–	0,610
359*	3,144	–	1,579	0,304	–	–	1,218	–	2,058	–	0,490
360*	3,192	–	1,619	0,522	–	0,344	1,216	0,025	1,212	–	0,520
361*	3,174	–	1,716	0,410	–	–	0,844	0,224	1,913	–	0,430

355*. TR=0,057.

362*, 363* и 364* – неполные анализы не пересчитывались.

Наиболее распространенные и охарактеризованные химическими анализами и оптическими константами природные парагенезисы эпидотов и пьемонтитов.

Ассоциации с моноклинными пироксенами

1. *Ро*(Ng=1,677, Nm=1,662, Np=1,652, c/z=16, $-2V$=80)+ +*КлПи*(Ng=1,695, c/z 40, $+2V$=58)+*Клиноц*(Ng=1,732)+$Ан_{58}$+ +*Кв*+сфен; Амфиболит (*Pandya*, 1967).
2. *Ро*(Ng=1,673, Nm=1,663, Np=1,658, c/z=19, $-2V$=74)+ +*КлПи*+*Клиноц*(Ng=1,725)+$Ан_{39}$+*Кв*+сфен+Непр; амфиболит (*Pandya*, 1967).
3. *Ро*(Ng=1,672, Nm=1,665, Np=1,652, c/z=18, $-2V$=88)+ +*КлПи*(Ng=1,697, c/z=44, $+2V$=60)+*Клиноц*(Ng=1,737, Nm=1,723, Np=1,717)+сфен+*Ка*; Амфиболит (*Pandya*, 1967).
4. *Анд*+*Ам* (*Кум*, *Антоф*)+*КлПи*+*Пист*+*Клиноц* (*Kistler*, 1966).
5. *Амф* (*Кум*, *Антоф*)+*КлПи*+*Пист*+*Клиноц* (*Kistler*, 1966).
6. *Анд*+*Ам* (*Кум*, *Антоф*)+*КлПи*+*Клиноц* (*Kistler*, 1966).
7. *Клиноц* (1–30)[1] +*Гр*(4–30)+*КлПи* (4–30)+Кианит; Эклогит (Удовкина, 1970).
8. Грандит+*КлПи*+*Эп*+*Пл*+*Кв*+*Микр*+*Ка*+*Апат*+сфен+*Непр* (*Miyashiro*, 1958).
9. *КлПи*+*Эп*+*Пл*+*Кв*+*Микр*+*Ро*+*Апат*+сфен+*Непр* (*Miyashiro*, 1958).
10. *КлПи* (Ng=1,717, Np=1,692)+$Акт_{47}$[2] (Ng=1,668)+$Би_{48}$ (Nm=1,644)+*Кпш*+*Кв*+*Ка*+*Клиноц* (Ng=1,713, Np=1,706) (Ушакова, 1966).
11. $КлПи_{13}$(Np=1,677)+$Акт_{18}$(Ng=1,644, Np=1,620)+*Би*+*Кпш*+*Кв*+ +*Ка*+*Клиноц* (Ng=1,713) (Ушакова, 1966).

---

[1] Здесь и далее так обозначены номер Приложения и порядковый номер минерала группы эпидота (или сосуществующего минерала), под которым приведен его химический состав.

[2] Числа внизу справа от символа фемического минерала обозначают его железистость, справа от символа плагиоглаза — его основность. Данные по первоисточникам.

12. *КлПи*$_{29}$(*Ng* = 1,715, *Np* = 1,689, + 2,60) + *Акт* + *Кпш* + *Кв* + *Ка* + + *Клиноц*(*Ng* = 1,715) (Ушакова, 1966). Ассоциации 10—12 отнесены Е. Н. Ушаковой к высокой температурной области ставролит—альмандиновой субфации Тернера.

13. *Омф* + *Гр* + *Эп* + *Му* + сфен; эклогит.

14. *Омф* + *Гр* + *Эп* + *Му* + *Хл* + сфен + *Ру* + *Лав*; эклогит; хлорит и лавсонит замещают гранат.

15. *Омф* + *Гр* + *Эп* + *Хл* + сфен + *Гл* + *Лав* + *Ру*; эклогит.

16. *Омф* + *Гр* + *Эп* + *Му* + *Хл* + сфен + *Гл* + *Ру* + *Кв*; эклогит.

17. *Омф* + *Гр* + *Эп* + сфен + *Кв* + *Би* + *Апат*; эклогит.

Содержание Fe_2O_3 в эпидотах из ассоциаций 13—17 $\leqslant$ 10% (*Coleman et al.*, 1965).

18. *Ди* + *Эп* (1—96) + *Кв* + *Микр* + *Ан*$_{90}$ + *Амф* + *Гр* + сфен + *Гем*; кианитовая зона.

19. *Ди* + *Эп* (1—69) + *Кв* + *Ан*$_{48}$ + *Амф* + сфен + *Апат* + *гидро Гр*; кианитовая зона.

20. *Ди* + *Эп* (1—70) + *Амф* + сфен; кианитовая зона.

21. *Ди* + *Эп* (1—33) + *Кв* + *Ан*$_{32-35}$ + *Амф* + сфен + *Хл* + *Гем*; кианитовая зона.

22. *Ди* + *Эп* (1—71) + *Кв* + *Микр* + *Би* + *Амф* + сфен; кианитовая зона.

23. *Авгит* + *Эп* (1—34) + *Ан*$_{26}$ + *Кв* + *Амф* + *Гр* + сфен + *Мгт*; ставролитовая зона.

24. *Ди* + *Эп* (1—35) и *Ан*$_{30}$ + *Кв* + *Микр* + *Му* + *Амф* + сфен; ставролитовая зона. Ассоциации 18—24 — по (*Myer*, 1966).

25. *Ди* (*Ng* = 1,725, *Np* = 1,700, 2*V* = 61 + *Пл* + *Кв* + *Ка* + *Эп*) *Цо* (*Ng* = =1,706, *Np* = 1,700); *Клиноц*, *Эп*, *Орт* + *Гр* (*N* = 1,751) + *Трем* (*Ng* = 1,631, *Wp* = 1,604, *z/c* = 20) + *Фл* + *скап* (*Nietanen*, 1962).

26. *Ди* (*Ng* = 1,734, *Np* = 1,712) + *Грос* (*N* = 1,751) + *Цо* (*Nm* = 1,712) + + *Клиноц*; цоизит и клиноцоизит замещают плагиоклаз (*Nietanen*, 1962).

27. *Ди* (*Ng* = 1,732, *Np* = 1,701; + 2*V* = 59; *c/z* = 41) + *Эп* (*Ng* = 1,714, *Np* = 1,704) + *Ро* + сфен; амфиболит (*Savolahti, Marjonen*, 1966).

28. *Ди* + *Клиноц* + *Кв* + *Гр* (*N* = 1,785) + *Дол* + *Трем* + сфен; роговик (Лебедев, Нагайцев и др., 1964).

29. *Ди* + *Клиноц* (1—2) + *Кпш*; связаны с серпентинитами (*Weinschenk*, 1896).

30. *Ди* + *Клиноц* (1—3) + *Хл*; в трещинах серпентинита (*Weinschenk*, 1896).

31. *Ди* + *Эп* (1—117) + *КлХл*; метаморфизованное габбро (*Johnston*, 1949).

32. *Ди* + *Клиноц* (1—93) + *Грос* + *Вез*; скарн (Коржинский, 1958).

33. *Ди* + *Эп* (1—99) + *Гр* + *Скап*; Олейников, 1966.

34. *Ди* + *Эп* (1—128) + Пл + Шп + Став (?) (Ю. Н. Колесников).

35. *Ди* + *Цо* (*Клиноц*) + *Кпш* + *Ка* (*Tilley*, 1921).

36. *Гл* + *Лав* + *Пум* + *Клиноц* + *Пи*; метабазальт (*Coleman, Lee*, 1963).

37. *Гл* + *Пх* + *Му* + *Ру* ± *Эп*.

38. *Гл* + *Омф* + *Му* + *Эп* + *Гр* + *Кв*.

39. *Пъем* (1—353) + *Фл* + *Кпш* + *Пл* + *Кв* + *Гр* + *Ро* + *Пи* (*Smith, Albee*, 1967).

40. *Эп* (1—4) + *Амф* + *Пи* + *Хл* + *Аб* + празинит (*Penco*, 1963).

41. *Эп* (1—88) + *Гр* + *Гедн* + *Акт* + *ильваит*; скарн (Бадалов, Голованов, 1965).

42. *Эп* (1—91) + *Гр* + *Пи*; скарн (Абдулаев, 1964).

43. *Эп* (1—92) + *Гр* + *Пи* + *Амф* + карбонат; скарн (Мельник, Стрыгин, 1963).

44. *Эп* (*Ng* = 1,745, *Np* = 1,720) + *Пи* (*Ng* = 1,716; *Np* = 1,684) + *Гр*; скарн (Бекмухамедов, 1966).

45. *Эп* (1—119) + *Пи* + *Фл*; скарн (Ильинский, 1964).

46. *Эп* (1—118) + *Пи* + *Апат* (Калинин и др., 1962).

Сюда также относятся ассоциации 98, 159, 183, 197, 203, 218 и 220.

Ассоциации с гранатом:

47. *Эп* (1—60) + *Гр* (4—60) + *Ро* (4—60) + *Ан*$_8$ + *Кв* + сфен + *Апат*; амфиболит (*Kuroda, Ogura*, 1963).

48. *Эп* (1—62) + *Гр* (4—62) + *Ро* (4—62) + *БСл* + *Ан*$_{12}$ + *Кв*; амфиболит (*Kuroda, Ogura*, 1963).

49. *Эп* (1—52) + *Гр* (4—52) + *Гл* (4—52) + *Му* (4—52) + *Кв* + *Хл* + сфен + + *Пир* (*Ernst*, 1964).

50. *Эп* (1—53) + *Гр* (4—53) + *Гл* (4—53) + *Му* (4—53) + *Аб* + *Кв* + *Хл* + + сфен + *Апат* + *Стильп* (*Ernst*, 1964).

51. *Эп* (1–56)+*Гр* (4–56)+*Му* (4–56)+*Хл* (4–56)+*Гл*(4–56) *Кв*+ +*Аб*+сфен+*Апат*+*Стильп* (*Ernst*, 1964).

52. *Пьем* (1–340)+*Гр* (4–340)+*Гл* (4–340)+*Му* (4–340)+*Кв* +*Апат* + сфен+*Рудн*) (*Ernst*, 1964).

53. *Эп* (богатый *Fe*)+*Гр* (*Альм–Спес*)+*Стильп* (или кроссит–рибекит)+*Кв*+*Хл* (*Coleman*, *Lee*, 1963).

54. *Эп* (–2,93)+*Гр*+*Гл* (*Ng*=1,656, *Np*=1,648, –2*V*=47, *c*/*z*=10)+ +*Хл* (*Nm*=1,642)+*Аб* (*Iwasaki*, 1963).

55. *Эп*(–2*V*=87)+*FeГл* (*Ng*=1,662, *Np*=1,647, –2*V*=50, *c*/*z*=9)+ +*Гр* (a_0=11,64)+*Хл*(1,638)+*Аб*+*Бар*+*Му* (*Iwasaki*, 1963).

56. *Эп* (1–57)+*Кв*+*Му*+*Амф*+*Гл*+*Пум*+*Гр*+сфен+Хл+Апат (*Myer*, 1966).

57. *Эп*(1–58)+все то же, что в ассоциации 56.

58. *Эп* (1–59)+*Гр* (4–59)+*Акт* (4–59)+*Гл*+*Му*+*Хл*+*Пум*+сфен (*Lee et al.*, 1966).

59. *Эп*+*Гр*+*Му*+*Гл* (*Coleman et al.*, 1965).

60. *Пьем*+*MgГл*±(*Кв*, *Аб*, *Му*, *Гр*, *Хл*, *Акт*, *Ру*, *Турм*).

61. *Пьем*+*MgГл*+*MgРиб*±(*Эп*, *Гр*, *Эг*, *Хл*, *Ка*, *Ру*, *Кв*, *Аб*, *Му*).

62. *Эп*+*MgГл*+*MgРиб*+*Гр*±(*Кв*, *Аб*, *Му*, *Ка*, *Хл*, *Ру*).

63. *Эп*+*MgГл*+*MgРиб*+зеленый *Амф*+*Гр*±(*Кв*, *Аб*, *Му*, *Пьем*, *Эг*, *Ру*).

64. *Эп*+*MgРиб*+зеленый *Амф*+*Гр*±(*Кв*, *Аб*, *Му*, *Эг*, *Хл*, *Ка*, *Ру*).

В ассоциациях 60–64 в случае сосуществования эпидота и пьемонтита или нескольких амфиболов они зональны (*Iwasaki*, 1960).

65. *Гл*+*Лав*+*Му*+сфен (*Пум*, *Клиноц*, *Гр*, *Хл*, карбонаты) (*Coleman*, *Lee*, 1961).

66. Арагонит+*Ка*+*Гл*+*Гр*+*Кв*+*Клиноц*+*Пир* (*Coleman*, *Lee*, 1962).

67. *Пьем*+*Трем*±(*Кв*, *Аб*, *Му*, *Гр*) (a_0=11,65), *Турм*, карбонаты, *MgГл*, *Хл*) (*Iwasaki*, 1960).

Ассоциации 47–67 относятся к породам фации глаукофановых сланцев или находятся среди глаукофансодержащих пород.

Целитовые породы силлиманитовой зоны (зональный комплекс с кианитом):

68. *Силл*+*Став*+*Гр*+*Би*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Апат*+*Турм*±*Эп*.

69. *Силл*+*Ки*+*Став*+*Гр*+*Би*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Апат*+*Турм*±*Эп*.

70. *Силл*+*Став*+*Гр*+*Би*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Турм*+*Апат*+*Эп*+ +сфен.

71. *Став*+*Гр*+*Би*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*±*Турм*±*Апат*+*Эп*.

В ассоциациях 68–71 хлор ретроградный (*Chakraborty*, *Sen*, 1967).

Пелитовые породы ставролитовой зоны (зональный комплекс с кианитом):

72. *Став*+*Гр*+*Би*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Турм*+*Апат*±*Эп*.

73. *Ки*+*Став*+*Гр*+*Би*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Турм*+*Апат*±*Эп*.

74. *Став*+*Гр*+*Хлтд*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Турм*+*Апат*+*Эп*.

В ассоциациях 72–74 хлор и хлоритоид — ретроградные минералы (*Chakraborty*, *Sen*, 1967).

Пелитовые породы гранатовой зоны (зональный комплекс с кианитом):

75. *Гр*+*Би*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Пл*+*Мгт*+*Турм*+*Апат*±*Эп*.

76. *Гр*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Мгт*+*Турм*+*Апат*+*Эп*.

Ассоциации 75–76 — *Chakraborty*, *Sen*, 1967.

77. *Гр* (*N*=1,789)+Po_{46} (*Ng*=1,679, *Np*=1,654)+$Пл_{47}$ (*Ng*=1,561, *Np*=1,552)+*Би* (*Nm*=1,633)+*Кпш*+*Кв*+*Клиноц* (*Ng*=1,724, *Np*=1,716).

78. *Гр* (*N*=1,808)+*Би*+*Кв*+*Му*+*Клиноц*; диафторит.

Ассоциации 77–78 - ставролит - альмандиновой субфации по Тернеру (Ушакова, 1966).

79. *Хл*+*Альм*+*Кв*+*Эп*+*Му*+*Параг*+*Мгт*+ильменит; альмандиновая зона (*Albee*, 1964).

80. *Эп* (1–83)+*Му* (4–83)+*Би* (4–83)+*Гр*(4–83); альмандиновая зона (*Butler*, 1967).

81. *Би*+*Эп*+*Гр*+*Ро*+$Пл_{35-40}$+*Мгт*+*Кв* (Кориковский, 1967).

82. *Би* (*Nm*=1,645)+$Пл_{30}$+*Кв*+*Му*+*Став*+*Гр* (*N*=1,812, a_0=11,549)+ +*Хл*+*Эп*+*Турм*+*Апат*+*Пир*+пирротин+графит (Лебедев, Нагайцев и др., 1964).

83. *Пьем* (1—352) + *Гр* + *Му* + *Хл* + *Аб* + *Кв* (зона D по *Bann, Smith, Albee*, 1967).

84. *Хл* + *Хлтд* + *Му* + *Кв* + *Эп* + *Кв* + *Эп* + *Ка* + *Гр*; фация зеленых сланцев (*Chatterjee*, 1962).

85. *Хл* (*Nm* = 1,604, d_{001} 13,99 Å + *Му* (*Nm* = 1,592, d_{002} 9,95 Å) + *Клиноц* + *Вез* (*No* = 1,709, *Ne* = 1,713) + *Альм* (*N* = 1,802, a_0 = 11,59 Å) + *Аб* + *Кв* + *Ка* (d_{211} = 3,017) = сфен + *Рудн*; фация зеленых сланцев (*Chatterjee*, 1962).

86. *Эп* (1—97) + *Кв* + *Гр* + *Мгт* + гидро*Гр*; скарн (*Myer*, 1966).

87. *Эп* (1—87) + *Гр*; скарн (Чибухчян, Саркисян, 1965).

88. *Эп* (1—89) + *Гр*; скарн (Лупанова и др., 1964).

89. *Эп* (1—100) + *Гр*; скарн (Тюлюпо, 1965).

90. *Эп* (1—103) + *Гр*; скарн (Тюлюпо, 1965).

91. *Эп* (1—101) + *Гр*; скарн (Калганов, 1964).

92. *Эп* (1—102) + *Гр*; скарн (Калганов, 1964).

93. *Эп* (1—104) + *Гр*; скарн (Сердюченко, 1960).

94. *Эп* (1—110) + *Гр*; скарн (Чистяков, 1960).

95. *Эп* (1—106) + *Гр* + *Вез* + шеелит; скарн (*Omori et al.*, 1960).

96. *Эп* (1—108) + *Гр*; метасоматит (Ю. Васильев).

97. *Эп* (1—109) + *Гр*; метасоматит (Ю. Васильев).

98. *Эп* (1—107) + *Гр* + *Ди* + *Пл* + *Акт* + *Би* (Ю. Колесник).

99. *Эп* (1—105) + андрадит (Сердюченко, 1960).

100. *Эп* (1—94) + *Гр* (*Tempel*, 1938).

101. *Эп* (1—74) + *Хл* + *Гр* + *Ка* + *Кв*; сланец (*Laspeyres*, 1879).

Сюда также относятся ассоциации 7, 13—19, 23, 25, 26, 28, 32, 33, 38, 39, 41—44, 107, 111, 127, 169—171, 174, 180, 181, 185, 186, 189, 216, 286, 298.

Ассоциации с амфиболами (с тремолитом):

102. *Пьем* (1—329) + *Кв* + *Эп* + *Трем* (*Marmo*, 1959).

103. *Пьем* (1-336) + *Кв* + *Трем* (*Short*, 1933).

104. *Хл* (*Nm* = 1,595, d_{001} = 14,03) + *Эп* (2,69; 2,86 Å) + *Аб* + *Вез* (*No* = 1,707, *Ne* = 1,712) + *Трем* (*Ng* = 1,638, *Np* = 1,614, *z/c* = 17) + сфен + *Пир* (*Chatterjee*, 1962).

Также ассоциации 25, 28, 67.

Ассоциации с глаукофаном и кросситом:

105. *Пьем* + *MgХл* + *MgГл* ± (*Ка*, *Ру*, сфен) (*Iwasaki*, 1960).

106. *Эп* (1—54) + *Гл* (4—54) + *Му* (4—54) + *Хл* (*Nm* = 1,616) + *Аб* + *Кв* + *Ка* + *Пир* + сфен; *Гл* — сланцы (*Ernst*, 1964).

107. *Кв* + *Му* + кроссит + *Эп* + *Гр* + ильменомагнитит; кремнистый сланец (*Coleman, Lee*, 1963).

108. *Лав* + *Эп* + *Пум* + *Хл* ± *Гл* (*Miyashiro, Seki*, 1958).

109. *Эп* + *Гл* ± (*Лав*, *Акт*) (*Miyashiro, Seki*, 1958).

110. *Гл* + *Эп* + *Хл*.

111. *Кв* + *Стильп* + кроссит (*Гр*, *Му*, *Эп*, Карбонат, *Пир*) (*Coleman, Lee*, 1962).

112. *Гл* + *Акт* (*Ng* = 1,655, *Np* = 1,648, −2*V* = 64, *c/z* = 21) + *Эп* (−2*V* = 79) + *Хл* (*Nm* = 1,622) + *Аб* (*Iwasaki*, 1963).

113. *ГлАкт* (*Ng* = 1,659, *Np* = 1,640, −2*V* = 62, *c/z* = 24) + *Эп* (−2*V* = 87) + *Хл* + *Аб* + *Му* (*Nm* = 1,608, −2*V* = 37) (*Iwasaki*, 1963).

114. *Гл* (*Ng* = 1,649, *Nm* = 1,628, −2*V* = 38, *c/z* = 12) + *Эп* (−2*V* = 62) + *Аб* + *Кв*.

115. *Гл* (*Ng* = 1,661, −2*V* = 17; *c/z* = 10) + *Эп* (*Np* = 1,743) + *Аб* + *Кв* + *Хл* (*Nm* = 1,635) + *Му* (*Nm* = 1,612).

116. *Бар* (*Ng* = 1,662, *Np* = 1,643, −2*V* = 51) + *Эп* (−2*V* = 78) + *Аб* + *Хл*.

117. *Бар* (*Ng* = 1,666, *Np* = 1,648) + *Эп* (*Np* = 1,738) + *Аб* + *Хл* (*Nm* = 1,629) + *Му* (*Nm* = 1,606).

Ассоциации 114—117 — сланцы *III* зоны (*Iwasaki*, 1963).

Также ассоциации 15, 16, 36—38, 49—52, 54—63, 65—67.

Ассоциации с актинолитом:

118. *Кв* + *Аб* + *Му* + *Хл* + *Эп* + *Акт*; фация зеленых сланцев (*Mc Natama*, 1965).

119. *Хл* (*Nm* = 1,610) + *Эп* + *Акт* (*Ng* = 1,648, −2*V* = 82) + *Аб* + *Ка* + сфен + *Рудн*.

120. *Хл* (*Nm* = 1,635) + *Эп* + *Акт* (*Ng* = 1,662, −2*V* = 72) + *Аб* + *Би* + *Рудн*.

121. *Хл* (*Nm* = 1,625) + *Хл* + *Акт* (*Ng* = 1,651) + *Аб* + *Ро* (*Ng* = 1,664 −2*V* = 75) + *Би*.

122. *Хл* (*Nm* = 1,617)+*Эп*+*Акт* (*Ng* = 1,649)+*Аб*+*Ка*+*Кв*+*Би*.

Ассоциации 119—122 — основные породы зоны А (*Miyashiro*, 1958).

123. *Клиноц*+*Хл*+*Кв*+*Пл*$_5$+*Акт*+сфен ± *Би* ± *Гл* ± *Ка*.

124. *Клиноц*+*Хл*+*Кв*+*Пл*$_5$+*Би*+сфен ± *Акт* ± *Руд* ± *Ка*.

125. *Клиноц*+*Хл*+*Пл*$_1$+*Гл*+*Ка* ± *Би* ± *Акт* ± *Гем*

126. *Клиноц*+*Аб*+*Акт*+сфен ± *Кв* ± *Би* ± *КлПи* ±

127. *Клиноц*+*Кв*+*Аб*+*Му* ± *Би* ± *Гр* ± *Акт*+*Ка* ± *В*

Ассоциации 123—127 — *Davis, Holdaway e.* 1965.

128. *Акт*+*Эп*+*Хл*+*NaПл*+лейкоксен; зона *III* (*Seki, Oba et al.*, 1964).

129. *Акт*+*Эп*+*Хл*+*Му* ± *Кв* ± *Ка*, *Стильп.*

130. *Эп*+*Хл*+*Акт*+*Пум*+лейкоксен; зона *III*.

131. *Хл*+*Акт*+*Му*+*Эп*+*Кв*+*Аб* (*Chatterjee*, 1962).

132. *Эп* (1—6)+*Акт*+*Хл*+*Аб*; в серпентините (*Seki, Kuriyagawa et al.*, 1963).

133. *Эп* (1—152)+*Акт*+*Ка*; эпидозит (Мельник, Стрыгин, 1963).

134. *Эп* (*Ng* = 1,774, *Np* = 1,728)+*Акт* (*Ng* = 1,660, *Np* = 1,640); руда.

135. *Эп* (*Ng* = 1,772, *Np* = 1,726)+*Акт* (*Ng* = 1,662, *Np* = 1,642); руда.

136. *Эп* (*Ng* = 1,754, *Np* = 1,722)+*Акт* (*Ng* = 1,636, *Np* = 1,612); безрудная порода.

Ассоциации 134—136 — Бекмухаметов, 1966.

137. *Эп* (−2*V* = 85)+*Хл*+*Аб*+*Кв*+*Му*+*Акт* (*Ng* = 1,647, *Np* = 1,625); зона *II*.

138. *Эп*+*Хл*+*Аб*+*Кв*+*Пум* (*Ng* = 1,698, *Np* = 1,688)+*Акт* (*Ng* = 1,648, *Np* = 1,627, 2*V* = 82); зона *II*.

139. *Эп* (−2*V* = 78)+*Хл* (*Nm* = 1,614)+*Кв*+*Пум* (*Ng* = 1,691, *Np* = 1,683)+ +*Акт* (*Ng* = 1,653, *Np* = 1,631, −2*V* = 84); зона *II*.

140. *Эп* (1—66)+*Акт* (4—66)+*Пум* (*Ng* = 1,691, *Np* = 1,683)+*Хл* (*Nm* = = 1,614)+*Кв*+*Гем*+сфен; зона *II*.

Ассоциации 137—140 — *Iwasaki*, 1963.

141. *Акт*$_{47}$+*Би*$_{30}$+*Пл*$_{42}$+*Кв*+*Клиноц* (Ушакова, 1966).

142. *Кв*+*Эп* (*Ng* = 1,759, *Np* = 1,728)+*Акт* (*Ng* = 1,647)+*Пл*$_{10}$+*Хл* (*Nm* = = 1,604) (Г. Г. Лепезин).

143. *Кв*+*Пл*$_{8-9}$+*Акт*+*Хл*+*Эп*+*Ка* (Г. Г. Лепезин).

144. *Эп* (−2*V* = 68)+*Акт* (*Ng* = 1,649, *Np* = 1,629, *c*/*z* = 24)+*Хл* (*Nm* = = 1,615)+*Му* (*Nm* = 1,609)+*Кв*+*Аб*; зона *III* (*Iwasaki*, 1963).

145. *Эп* (−2*V* = 84)+*Акт* (*Ng* = 1,646, *Np* = 1,628, −2*V* = 80, *c*/*z* = 19)+ +*Хл* (*Nm* = 1,631)+*Кв*; зона *III*; *Iwasaki*, 1963.

146. *Кв*+*Аб*+*Хл* (1,621)+*Ка* (*No* = 1,662)+*Эп* (1,760)+*Рудн*.

147. *Кв*+*Аб*+*Хл* (1,600)+*Акт*+*Эп* (1,774).

149. *Кв*+*Хл* (1,602)+*Акт* (1,642)+*Эп* (1,788)+*Ка*+*Рудн*.

150. *Кв*+*Хл* (1,598)+*Акт* (1,638)+*Эп* (1,775)+*Рудн*.

151. *Кв*+*Аб*+*Хл* (1,602)+*Акт* (1,645)+*Эп* (1,774)+*Рудн*.

152. *Кв*+*Аб*+*Хл* (1,604)+*Акт* (1645)+*Эп* (1,776)+*Рудн*.

153. *Кв*+*Аб*+*Хл* (1,604)+*Акт* (1,643)+*Эп* (1,776)+*Рудн*.

Ассоциации 146—153 — Метабазиты среди пород фации дистеновых сланцев (К. Б. Кепежинскас). Для *Хл* — замеры *Nm*, для *Акт* и *Эп* — *Ng*.

Сюда также относятся ассоциации 10—12, 41, 58, 60, 98, 268, 269.

Ассоциации с роговыми обманками:

В тех случаях, когда показатель преломления не указан, для фемических минералов измерялся *Nm*.

154. *Эп*+*Аб*+*Би*+карбонат+*Хл* (1,618)+*Ро* (1,639)+*Ка*+*Кв*+сфен.

155. *Эп*+*Аб*+*Би*+карбонат+*Хл* (1,633)+*Ро* (1,675).

156. *Клиноц*+*Аб*+*Сл*+карбонат+*Хл* (1,616)+*Ро* (1,638)+*Кв*+*Ка*.

157. *Хл* (1,617)+*Би*+*Эп*+*Аб*+*Ро* (1,636).

158. *Хл*+*Би* (1,651)+*Эп*+*Аб*+*Ро*.

159. *Хл* (1,618)+*Би*+*Эп*+*Аб*+*Ро* (1,637)+авгит (*c*:*Ng* = 41).

160. *Хл* (1,627)+*Би* (1,637)+*Эп*+*Ка*+*Ро* (1,642).

161. *Хл*+*Эп*+*Аб*+*Ро*+*Кв*.

162. *Хл* (1,630)+*Эп*+*Аб*+*Ро* (1,652)+*Кв*+сфен.

163. *Хл* (1,607)+*Клиноц*+*Аб*+*Ро* (1,632)+*БСл*+сфен.

Эпидиориты низкой ступени прогрессивного метаморфизма.

164. *Эп*+*Аб*+*Ро*+*Ка*.

165. *Эп+Аб+Ро*+карбонат+*Хл*.

166. *Эп+Аб+Ро* (1,638)+*Ка*+карбонат+*Хл* (1,617).

167. *Эп+Аб+Ро* (1653)+карбонат+*Хл* (1,610).

Ассоциации 164—167 — ретроградные ассоциации в эпидиоритах.

168. *Гр+Би+Клиноц+Аб+Ро* (1,685)+*Хл* (−2*V*)+*Кв*+сфен+*Апат*.

169. *Гр+Би+Эп+Аб+Ро* (1,677)+*Хл*+сфен+Апат.

170. *Гр+Би+Эп+Аб+Ро*.

171. *Гр+Клиноц+Пл+Ро* (1,675)+сфен.

172. *Би+Эп+Аб+Ро* (1,643)+*Хл* (1,613)+сфен.

173. *Би+Клиноц+Аб+Ро* (1,663).

174. *Гр+Клиноц+Аб+Ро* (1,675)+*Хл*+*Кв*.

175. *Би+Эп+Аб+Ро* (1,665)+*Хл*+*Кв*.

176. *Би+Клиноц+Аб+Ро* (1,652)+*Хл* (1,618)+*Кв*+*Ру*.

Ассоциации 168—176 — эпидиориты гранатовой зоны.

177. *Эп*+лабрадор+*Ро* (1,657).

178. *Клиноц*+андезин+*Ро*.

Ассоциации 177—178 — эпидиориты кианитовой зоны.

Ассоциации 154—178 — *Wiseman*, 1934.

179. *Ро+Клиноц+Пл+Кв*; зона А (*Binns*, 1963).

180. *Ро+Клиноц+Пл+Кв+Альм*; зона А (*Binns*, 1963).

181. *Клиноц+Ро+Пл*$_{10}$ ± *Кв* ± *Хл* ± *Гр* ± *Акт* ± сфен.

182. *Клиноц+Ро+Пл*$_{10}$+*Му+Хл+Акт*+сфен+*Ру*.

183. *Клиноц+Ро+Пл*$_{26-34}$+*Акт+КлПи+Ка*+сфен ± *Рудн*.

184. *Клиноц+Ро+Пл*$_{0-4}$+*Би+Хл+Ка*+сфен+*Рудн*.

185. *Клиноц+Ро+Пл*$_{22-35}$+*Би+Хл+Гр+Ру*.

186. *Клиноц+Ро+Пл*(*Аб, Ан*$_{23}$)+*Му+Би+Хл+Гр+Кв*.

187. *Клиноц+Ро+Пл*$_{10}$+*Хл*+сфен+*Рудн* ± *Кв* ± *Акт*.

188. *Клиноц+Ро+Пл*$_{23-34}$+сфен+*Рудн*.

189. *Клиноц+Ро+Пл*$_{3-8}$+*Хл*+сфен+*Гр*.

Ассоциации 181—189 — *Davis, Holdaway et al.*, 1965.

190. *Хл* (*Nm* = 1,615)+*Ро* (*Ng* = 1,661, *Nm* = 1,657, *Np* = 1,640, −2*V* = 75, *c Ng* = 23)+*Эп* (*Nm* = 1,722)+*Аб* (*Nm* = 1,534, +2*V* = =75)+*Кв*; зона *D* (*Kanehira*, 1967).

191. *Хл* (*Nm* = 1618)+*Ро* (*Ng* = 1,670, *Nm* = 1,667, *Np* = 1,654, −2*V* = 45, *c/z* = 21)+*Эп* (*Ng* = 1,766, *Nm* = 1,750, *Np* = 1,731)+*Аб* (*Nm* = 1,535, +2*V* = 76)+*Кв*; зона *D* (*Kanehira*, 1967).

192. *Акт* (ядро, *Ng* = 1,665)+*Ро* (оторочка, *Ng* = 1,680)+*Пл* (центр — *Ан*$_{37}$)+*Эп*.

193. *Ро* (*Ng* = 1,665)+*Пл* (центр, *Ан*$_{23-35}$)+*Хл* (*Nm* = 1,608)+*Эп*+ +сфен+ильменит; зона *B* (*Niyashiro*, 1958).

194. *Ро* (*Ng* = 1,673, −2*V* = 82)+*Пл* (центр — *Ан*$_{31}$, оторочка — *Ан*$_{65}$)+ +*Эп*+*Непр*; зона *B* (*Niyashiro*, 1958).

195. *Пл*$_{85}$+*Ро* (*Ng* = 1,662)+*Клиноц* (Г. Г. Лепезин).

196. *Кв+Пл+Ро* (*Ng* = 1,664)+*Эп* (*Ng* = 1,723—1,717)+*Би* (Г. Г. Лепезин).

197. *Кв+Пл*$_{65}$+*Ди+Клиноц+Ро+Ка* (Г. Г. Лепезин).

198. *Кв+Пл*$_{25-30}$+*Микр+Би+Ро+Эп* (*Орт?*) (Г. Г. Лепезин).

199. *Кв+Микр+Пл*$_{32}$+*Би+Эп+Ка*+сфен ± *Ро* (*Walton et al.*, 1964).

200. *Кв+Микр+Пл*$_{32}$+*Эп+Ро+Ка*+сфен ± *Би* ± *Скап* (*Walton et al.*, 1964).

201. *Кв+Микр+Пл*$_{32}$+*Би+Эп+Ро+Цр* ± *Ка* ± сфен (*Walton et al.*, 1964).

202. *Пл*$_{50}$+*Ро+Кв+Эп*+сфен+*Мгт+Апт*.

203. *Пл*$_{55}$+*Ро+Эп+Ди*.

204. *Пл*$_{15-19}$+зеленая *Ро+Кв+Эп*.

205. *Пл+Ро+Кв+Эп+Му+Хл+Мгт+Апат+Шп*.

Ассоциации 202—205 — *Hietanen*, 1962.

206. *Эп+Ро+Пл*$_{18-40}$+*Кв* (Кориковский, 1967).

207. *Ро* (*Ng* = 1,658, *Nm* = 1,653, *Np* = 1,642, −2*V* = 82, *c/z* = 17)+ +*Клиноц* (*Ng* = 1,725)+*Пл*$_{46}$+*Кв*+сфен+*Ка+Непр* (*Pandya*, 1967).

208. *Ро* (*Ng* = 1,663, *Nm* = 1,658, *Np* = 1,645, −2*V* = 70, *c/z* = 18)+ +*Клиноц* (*Ng* = 1,723)+*Пл*$_{60}$+*Кв*+сфен+*Би+Апат* (*Pandya*, 1967).

209. *Ро* (*Ng* = 1,663, *Nm* = 1,652, *Np* = 1,642, −2*V* = 64, *c/z* = 17)+ +*Клиноц* (*Ng* = 1,723)+*Пл*$_{58-62}$+*Кв*+сфен+*Апат* (*Pandya*, 1967).

210. *Кв+Пл*$_{62-74}$+*Ро* (*Ng* = 1,683)+*Эп* (*Ng* = 1,724, *Np* = 1,712) (*Savolahti, Marjonen*, 1966).

211. *Эп* (1—47)+*Ро* (*Ng* = 1,647, *Np* = 1,629, +2*V* = 81)+*Пл*$_{98}$ (Ю. Н. Колесник).

212. *Эп* (1—48)+*Ро* (*Ng*=1,676, *Np*=1,657, −2*V*=88)+*Пл*$_{98}$ (Ю. Н. Колесник).

213. *Эп* (1—61)+*Ро*(4—61)+*БСл* (4—61)+*Пл*$_{11}$+*Кв*; Глаукофановые сланцы (*Kuroda, Ogura*, 1963).

214. *Эп* (1—63)+*Ро* (4—63)+*Пл*$_{9}$+*Кв*+*Ка*+*Апат*; Глаукофановые сланцы (*Kuroda, Ogura*, 1963).

Сюда также относятся ассоциации 1, 3, 9, 27, 39, 47, 48, 77, 81, 271.

Прочие ассоциации с амфиболом

215. *Эп* (1—55)+*Му* (4—55)+*Хл* (4—55)+*Na Амф*+*Аб*+*Кв*+*Ка*+сфен+ +*Апат*+*Пир*; Глаукофановые сланцы (*Ernst*, 1964).

216. *Кв*+*Стильп*+*Амф*+*Клиноц*+*Гр*+арагонит+*Пир*; метакарбонат среди глаукофансодержащих пород (*Coleman, Lee*, 1963).

Ниже в скобках даны для амфибола: −2*V* и *Nm*, для хлорита — *Nm* и знак, для эпидота *Nm*.

217 *Амф* (77; 1,658)+*Эп*+*Пл*$_{11}$+*Кв*.

218. *Амф* (79; 1,661)+*Эп*+*Пл*$_{24-36}$+(*Ди*).

219. *Амф* (82; 1,653)+*Эп*+*Пл*$_{0-5}$+(*Акт*, *Кв*, сфен, *Гем*, *Непр*).

220. *Амф* (73; 1,661)+*Эп*+*Пл*$_{30-39}$(+*Хл*) (1,619)+(*Ка*, *Ди*, сфен).

221. *Амф* (79; 1,654)+*Эп*+*Аб*+*Хл*+(*Му*, *Кв*, *Непр*).

222. *Амф* (82; 1,657)+*Эп*+*Пл*$_{3-7}$+*Хл* (1,616)+(*Кв*, *Би*, *Акт*, *Гем*, рутил).

223. *Амф* (81; 1,665)+*Эп*+*Пл*$_{0-7}$+(*Ка*, *Кв*, *Би*, *Акт*, *Ру*).

224. *Амф* (83; 1,668)+*Эп*+*Аб*+(*Кв*, сфен).

225. *Амф* (84; 1,663)+*Эп*+*Хл* (сфен, *Турм*, *Акт*).

226. *Амф* (80; 1,664)+*Эп*+*Пл*$_{12-33}$+(*Ди*, *Би*, *Ка*, *Акт*, сфен, *Ру*).

227. *Амф* (77; 1,667)+*Эп*+*Пл*$_{0-4}$+*Хл* (1,623)+(*Кв*, *Ка*, *Би*, *Гем*, сфен).

228. *Амф* (83; 1,668)+*Эп*+*Пл*$_{22-35}$+*Хл* (1,628)+(*Гр*, *Би*, *Кв*).

229. *Амф* (77; 1,664)+*Эп*+*Аб*+(*Кв*, *Акт*, *Ру*, *Непр*, сфен).

230. *Амф* (72; 1,674)+*Эп*+*Аб*+(*Кв*, сфен, *Гем*, *Непр*).

231. *Амф* (65; 1,671)+*Эп*+*Пл*$_{23-34}$+(*Кв*, сфен, *Гем*, *Непр*).

232. *Амф* (78; 1,670)+*Эп*+*Пл*$_{3-8}$+*Хл* (1,621)+(*Кв*, *Акт*, *Гр*, сфен, *Гем*).

233. *Амф* (64; 1,675)+*Эп*+*Пл*$_{0-2}$+*Хл* (1,627)+(*Кв*, *Акт*, сфен, *Гем*).

234. *Амф* (80; 1,666)+*Эп*+*Пл*$_{0-5}$+*Хл* (1,612)+(*Акт*, сфен, *Ру*, *Гем*).

235. *Амф* (75; 1,664)+*Эп*+*Аб*+*Хл*+(*Кв*, сфен, *Непр*).

236. *Амф* (71; 1,663)+*Эп*+*Пл*$_{9}$+*Хл* (1,633)+(*Акт*, сфен).

237. *Амф* (81; 1,669)+*Эп*+*Пл*$_{0}$+*Хл* (1,616)+(*Кв*, *Акт*, сфен, *Ру*, *Непр*).

238. *Амф* (70; 1,669)+*Эп*+*Пл*$_{1,9}$+*Хл* (1,625)+(*Кв*, *Акт*, сфен, *Гем*).

239. *Амф* (65; 1,662)+*Эп*+*Пл*$_{2,9}$+(*Ка*, *Кв*, *Акт*, сфен).

240. *Амф* (60; 1,670)+*Эп*+*Аб*+*Хл*+(*Ка*, *Кв*).

241. *Амф* (78; 1,673)+*Эп*+*Аб*+(*Кв*, *Акт*, сфен).

242. *Амф* (67; 1,664)+*Эп*+*Аб*+*Хл* (1,628)+(*Кв*, *Акт*, *Ка*).

243. *Амф* (71; 1,650)+*Эп*+*Аб*+*Хл* (лейкоксен, *Би*, *Кв*).

244. *Амф* (69; 1,657)+*Эп*+*Аб*+*Хл* (1,635, −)+*Гем*, *Кв*).

245. *Амф* (72; 1,642)+*Эп* (1,721)+*Аб*+*Хл* (1,623, +)+(лейкоксен, *Кв*).

246. *Амф* (71; 1,648)+*Эп* (1,727)+*Пл*$_{2}$+*Хл*+(лейкоксен).

247. *Амф* (67; 1,658)+*Эп*+*Аб*+*Хл* (1,636, −)+(лейкоксен, *Кв*, *Гем*).

248. *Амф* (67; 1,652)+*Аб*+*Хл* (1,628)+(*Кв*, *Непр*+*Эп*).

249. *Амф* (70; 1,656)+*Эп*+*Аб*+(*Би*, лейкоксен, *Кв*, *Непр*).

250. *Амф* (1,638)+*Эп* (1,711)+*Аб*+*Хл* (1,619)+(Авгит, лейкоксен).

251. *Амф* (70; 1,657)+*Эп*+*Аб*+*Хл*+*Кв*.

252. *Амф* (71; 1,649)+*Эп* (1,720)+*Аб*+*Хл* (*Би*, *Ка*, кроссит).

253. *Амф* (1,651)+*Эп*+*Аб*+*Хл* (1,630, −)+(кроссит, лейкоксен, *Би*, *Кв*).

Ассоциации 217—253 — *Holdaway*, 1965.

254. *Эп* (1—36)+*Кв*+*Пл*+*Ам*+*Ру*.

255. *Эп* (1—37)+*Амф*+*Руд*+*Апат*.

256. *Эп* (1—38)+*Амф*+сфен.

257. *Эп* (1—39)+*Амф*+*Кв*+*Пл*+*Ру*.

258. *Эп* (1—40)+*Амф*+*Кв*+*Пл*+*Ру*.

259. *Эп* (1—41)+*Амф*+*Кв*+*Пл*+*Ка*.

Ассоциации 254—259 — горнблендиты и амфиболиты альмандиновой зоны (*Myer*, 1966).

260. *Эп* (*Ng*=1,769) *Nm*=1,753, *Np*=1,732; ΣFe=14,59; TR_2O_3= =0,89)+*Ам*+*Би*+*Аб*+*Ка*; ксенолит в гранитоидах (Афанасьев, 1962), а также ассоциации 4—6, 18—24, 40, 43, 56, 57, 63, 64.

Ассоциации со слюдами:

261. *Му+Би+Микр+Кв+*андезин+*Эп+Апат+Турм;* зона *В* (*Miyashiro*, 1958).

262. *Би+Хл+Му+Кв+Мгт+Пл*(?)+*Эп* (*Chakraborty, Sen*, 1967).

263. *Пл*$_{25}$+*Кв+Би* (*Ng*=1,646)+*Кпш+*(*Эп*, сфен, *Апат, Му, Хл*) (*Savolahti, Marjonen*, 1966).

264. *Клиноц+Аб+Би+*Карбонат+*Хл* (*Nm*=1,615)+*Сл* (*Wiseman*, 1934).

265. *Эп* (1–137)+*Кпш+Кв+Му+Би;* пегматит.

266. *Пъем* (1–341)+*Микр+Кв+Эп+Олиг+Му+Би+Апат;* пегматит.

Также ассоциации 68–73, 75, 78, 80, 82, 127, 186.

267. *Пл*$_{31}$+*Би+Кв+Эп+Апат+*сфен+*Орт* (Лебедев, Нагайцев, 1964).

268. *Акт+Би+Эп+Пл*$_{2-20}$+*Кв* (Кориковский, 1967).

269. *Акт+Эп+Би+Пл*$_{8-16}$+*Кв.*

270. *Би+Эп+Пл*$_{16-28}$+*Кв.*

271. *Би+Эп+Пл*$_{18-30}$+*Кв+Ро.*

272. *Эп* (1–153)+*Би+Аб+Ка* (*Forbes*, 1896).

273. *Хл* (*Nm*+1,633)+*Эп+Аб+Кв+Би+Турм+Непр;* зона *А* (*Miyashiro*, 1958).

274. *Эп+Аб+Би+Ка+Хл* (*Nm*=1,617)+*Кв* (*Wiseman*, 1934).

275. *Би+Эп+Аб* (*Wiseman*, 1934).

276. *Пъем* (1–357)+*Кв+Би+Апат+*сфен (*Bilgrami*, 1956).

Также ассоциации 10, 11, 17, 22, 77, 81, 98, 120–126, 141, 154, 155, 157–160, 168–170, 172, 173, 175, 176, 184, 185, 196, 198–201, 208, 260.

277. *Хл+Хлтд*[1]+*Му+Кв+Эп+Ка+Парг* (*Chatterjee*, 1962).

278. *Хл+Акт+Му+Эп+Кв+Аб* (*Chatterjee*, 1962).

279. *Хл+Ка+Му+Эп+Кв+Аб* (*Chatterjee*, 1962).

280. *Му+Эп+Пл*$_{8-18}$+*Кв* (Кориковский, 1967).

281. *Эп* (1–79)+*Аб+Му+Кв* (Афанасьев, 1962).

282. *Эп* (1–24)+*Кв+Му;* жила в эклогитах; (Удовкина, 1970).

283. *Эп* (1–81)+*Кв+Му+NaПл* (*Lokka*, 1943).

284. *Пъем* (1–328)+*Кв+Му* (*Hutton*, 1940).

285. *Пъем+Эп+Ка+Хл+Кв+Аб+Му* (*Iwasaki*, 1960).

286. *Пъем+MgХл+Кв+Аб+Му*±(*Эп, Гр, Ка, Ру*).

287. *Эп* (1–82)+*Кв+Аб+Сер+*Сфен+*Апат; Smethurst*, 1935.

288. *Пъем* (1–348)+*Сер+Кв.*

289. *Эп* (1–1)+*Сер+Кв+Аб* (*Seki*, 1959).

Также ассоциации 13, 14, 16, 24, 37, 38, 48–52, 55–65, 67, 74, 76, 79, 83–85, 106, 107, 111, 113, 115, 117, 118, 129, 131, 137, 144, 163, 182, 205, 215, 298.

В ассоциации с хлоритом

290. *Эп*[2] (*Nm* = 1,746, *Ng–Np* = 0,041)+*Аб+*отроклаз+*Хл.*

291. *Эп*[2] (*Nm* = 1,740, *Ng–Np* = 0,031)+*Хл.*

292. *Клиноц* (*Nm* = 1,704)+*Хл.*

293. *Клиноц* (*Ng* = 1,716, *Np* = 1,706)+*Аб+*артоклаз+*Хл.*

294. *Эп* (1–190)+*Пл+Хл*[2].

Туфы и андезиты – *Strens*, 1964.

295. *Эп* (*Ng*=1,740)+*Хл* (*Ng*=1,610) (*Hietanen*, 1962).

296. *Клиноц* (1–73)+*Хл+Аб+*сфен (*Seki*, 1959).

297. *Пъем* (1–331)+*Кв+Хл.*

298. *Пъем+Гр+Хл+Кв+Аб+Му* (*Iwasaki*, 1960).

299. *Эп* (1–72)+*Пл+Хл; Став-Ки-* зона (*Myer*, 1966).

300. *Хл+Эп+Пл*$_{0-8}$+*Кв* (Кориковский, 1967).

301. *Эп+Аб+*карбонат+*Хл* (*Nm* 1,623) (*Wiseman*, 1934).

302. *Кв+Пл*$_{10}$+*Эп* (*Ng* = 1,769, *Np* = 1,731)+*Хл* (1,605)+*Ка+Ру* (Лепезин Г. Г.).

303. *Эп* (1–138)+*Пш+*прохлорит (*Lapham*, 1957).

304. *Эп* (1–9)+*Хл+*халцедон+*Кв+Ка+*цеолит+*Пир* (Супрычев и др., 1967).

Сюда также относятся парагенезисы: 13–16, 21, 30, 31, 40, 49–51, 53–58, 60–62, 64, 65, 67, 68, 70–72, 75, 76, 79, 82–85,

[1] Подробные ассоциации хлоритоида с эпидотом приведены у *Halferdahl*, 1961.

[2] В первоисточнике имеются частичные анализы минерала.

101, 105–106, 108, 110, 112, 113, 115–126, 128–132, 137–140, 142–163, 165–169, 172, 174–176, 181, 182, 184–187, 189–191, 193, 205, 220–222, 225, 227, 228, 232–238, 240–253, 262, 264, 273, 274, 277–279, 285, 286, 305–320.

В ассоциации с пумпелиитом и пренитом

305. *Эп* + *Хл* ± *Пум* (*Miyashiro*, *Seki*, 1958).
306. *Эп* + *Акт* ± *Пум* (*Miyashiro*, *Seki*, 1958).
307. *Эп* + *Хл* (*Nm* = 1,608) + *Аб* + *Пум*) (*Ng* = 1,694, *Np* = 1,679, + 2*V* = 40) + реликтовый авгит, зона *II* (*Iwasaki*, 1963).
308. *Эп* + *Хл* + *Пум* + *Ка* (*Seki*, *Oba et al.*, 1964).
309. *NaПл* + жадеит + *Лав* + *Пум* + *Эп* ± *Хл* (*Seki*, 1960).
310. *Эп* + *Хл* + *Пум* ± (*NaПл*, *Кв*, *Ка*, *Сер*) (*Seki*, *Oba et al.*, 1964).
311. *Эп* + *Хл* + *Пум* + *Пр* ± (*NaПл*, *Кв*, *Ка*, *Сер*) (*Seki*, *Oba et al.*, 1964).
312. *Эп* + *Хл* + *Пр* ±) (*NaПл*, *Кв*, *Ка*, *Сер*) (*Seki*, *Oba et al.*, 1964).
313. Араганит (+ *Ка*) + *Пум* (*Nm* = 1,682, + 2*V*) + *Клиноц* (*Ng* = 1,73) + + *Лав* (*Coleman*, *Lee*, 1962).
314. *Эп* (1–14) + бабингтонит + *Хл* + датолит + *Пр* (*Palache*, 1936).
315. *Эп* (*Ng* = 1,754, *Nm* = 1,740, *Np* = 1,723) + *Пр* (*Ng* = 1,649, *Nm* = 1,629, *Np* = 1,618 + 2*V* = 68) (Русинов, 1965).
316. *Эп* (*Nm* = 1,748, *Ng*–*Np* = 0,040) + *Пр* (*Nm* = 1,629, + 2*V* = 67, *Ng*–*Np* = 0,028) (Русинов, 1965).
317. Вайракит *Пр* + *Пум* + *Эп* + *Хл* + *Кв* + *Аб* (*Seki*, *Haramura et al*, 1966).
318. *NaПл* + *Хл* + *Ка* + *Кв* + ломонтит + *Эп* + *Пр*
319. *Пр* + ломонтит + *Кв* + (*Ка*, *Эп*).
320. Ломонтит + *Пр* + *Эп* + *Хл* + *Кв*.
321. *Пъем* (1–335) + *Пр* + $Пл_{6-7}$.
322. *Эп* (1–11) + *Акт* + *Пр* (Чибухчян, Саркисян, 1965).
323. *Эп* (1–12) + *Акт* + *Пр* (Чибухчян, Саркисян, 1965).
324. *Эп* (1–13) + *Акт* + *Пр* (Чибухчян, Саркисян, 1965).
325. *Клиноц* (1–8) + *Аб* + *Пр* + *Трем* (*Johnston*, 1949).
326. *Клиноц* (1–10) + *Аб* + *Пр* + *Трем* (*Johnston*, 1949).

Также парагенезисы 36, 56, 58, 65, 67, 108, 130, 138, 140.

Из гидротермальных жил с кварцем и кальцитом (*Strens*, 1964):

Анализ	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng*–*Np*	Частичный х/а	Примечания
327	1,765	1,747	1,724	0,041	+	Второстепенные *Ка*, *Гем*, халькопирит
328	1,763	1,748	1,724	0,039	+	
329	1,764	1,746	1,723	0,041	+	
330	1,772	1,753	1,729	0,043	+	
331	–	1,740	–	0,028	+	Анализы 333, 343 – щелочные клиноцоизиты из графитовых жил. Остальные из жил типа "*Shap*" (полевой термин для метасоматических эпидотовых жил из района *Shap*). Жилы состоят из *Кв*, *Эп*, *Хл*, *Сер*, *Аб*, ортоглаза, *Гем*, *Амф*, *Ка*, *Мгт*
332	–	1,747	–	0,038	+	
333	–	1,690	–	0,009	+	
334	1,717	1,712	1,705	0,012	+	
335	1,761	1,746	1,723	0,038		
336	–	1,748	–	–		
337	–	1,747	–	–		
338	–	1,751	–	–		
339	1,740	–	1,716	0,024		
340	1,761	–	1,724	0,037		
341	1,773	–	1,732	0,041		
342	–	–	1,705	0,010		
343	–	1,711	–	0,013		
344	–	1,715	–	0,014		
345	–	1,717	–	0,015		

346. *Эп* (1–150, 151, 177) (Тащинина, 1957).
347. *Эп* (1–148) (Шмакин, 1961).
348. *Пъем* (1–327) (*Deer et al.*, 1961).
349. *Пъем* (1–334) (*Guild*, 1935).
350. *Эп* (1–26, 27) (Салия, 1961).
351. *Эп* (1–127) (*Heddle*, 1900).
352. *Эп* (1–32) (*Tempel*, 1938).
353. *Эп* (1–188) (Вартанова и др., 1959).

Помимо указанных, эпидоты из аналогичных ассоциации описаны в работах: *Banno*, 1964; *Hietanen*, 1962; *Heflik*, 1966; *Johnston*, 1949; Плошко, 1963; Тюлюпо, 1965 и др.

Из магматических горных пород и пегматитов

Анализ	Ng	Nm	Np	Ng–Np	Частичный э/а	Ассоциация	Автор
354	1,766	1,748	1,725	0,041	+	*Пл–Пи*-андезит	*Strens*, 1964
355	–	1,749	–	–	+	Трещина в основном андезите	"
356	1,74±0,005			–	+	То же	"
357		1,695		–	+	*Пл*-андезит	"
358	1,768	1,751	1,727	0,041	+	"	"
359	–	1,746	–	0,041	+	*Эп+Аб+Хл*+ортоклазовый туф	"
360	–	1,740	–	0,031	+	*Эп+Хл*-туф	"
361	–	1,704	–			То же	"
362	1,716	–	1,706	0,010		*Эп+Аб+Хл*+ортоклазовый туф	"
363	–	1,743	–	0,038		Кристаллический туф	Русинов, 1965
364	–	1,738	–	0,030		То же	"

Из пегматитов и изверженных горных пород эпидоты описаны в работах: Минеев, 1959; Тюлюпо, 1965; Чибухчян, Саркисян, 1965; Плошко, 1963; Бадалов, 1965; *Vendl*, 1932; 1932; *Lapham*, 1957 и др.

ПРИЛОЖЕНИЕ 4.

Химический состав (вес. %) фемических минералов сосуществующих с эпидотами и пьемонтитами

Анализ	14	30		44	46	52		
Минерал	Бабингтонит	*Гр*	*КПх*	*МПх*	*Ро*	*Гл*	*Гр*	*Му*
SiO_2	52,32	40,75	53,89	52,29	44,63	53,63	37,27	51,43
TiO_2	0,15	0,05	0,20	0,13	0,64	0,54	1,45	1,11
Al_2O_3	0,95	23,45	8,30	1,31	11,58	9,75	19,64	22,90
Fe_2O_3	13,42	Не обн.	0,10	1,85	5,47	6,75	2,96	3,82
FeO	10,65	14,07	1,53	4,53	10,56	12,12	24,46	2,60
MnO	0,31	0,44	Не обн.	0,21	0,21	0,13	3,74	0,05
MgO	0,50	13,27	13,24	14,11	11,96	7,21	1,60	2,75
CaO	19,88	7,30	18,18	24,54	12,12	2,41	8,14	1,61
Na_2O	0,27	0,03	3,18	0,32	0,78	5,46	0,20	1,01
K_2O	Нет	0,04	0,10	0,02	0,20	0,10	0,12	8,02
H_2O^+	1,36	Не обн.	Не обн.	0,13	1,63	2,26	0,21	4,24
H_2O^-	–	–	–	–	0,14	0,20	0,00	0,30
P_2O_5	–	–	–	0,03	0,05	0,08	–	–
Σ	99,81	99,40	99,12	100,26	100,18	100,64	99,79	99,84

Анализ	53			54			55	
Минерал	*Гл*	*Гр*	*Му*	*Гл*	*Му*	*Хл*	*Му*	*Хл*
SiO_2	51,63	36,6	49,92	50,82	51,08	32,77	50,18	27,81
TiO_2	1,93	–	1,70	0,38	0,95	0,34	0,47	0,17
Al_2O_3	10,72	17,5	24,38	10,01	20,40	17,79	24,67	20,42
Fe_2O_3	5,71	3,4	3,30	7,96	4,07	4,49	3,63	3,22
FeO	10,58	28,2	2,01	8,85	2,75	15,45	3,04	20,82
MnO	0,17	2,7	0,05	0,11	0,06	0,19	0,07	0,25
MgO	6,60	0,2	3,64	10,30	4,05	16,62	3,27	15,36
CaO	5,72	7,7	0,10	2,84	3,08	1,62	0,45	0,60
Na_2O	4,43	–	0,59	4,72	1,16	1,05	0,67	0,08
K_2O	0,37	–	9,87	0,25	7,08	0,30	8,26	0,38
H_2O^+	2,20	–	4,16	3,54	5,28	9,50	4,85	10,42
H_2O^-	0,00	–	0,29	0,00	0,20	0,45	0,10	0,25
P_2O_5	0,18	–	–	Сл.	0,07	0,02	0,06	0,05
Σ	100,28	95,3	99,98	99,78	100,23	100,59	99,72	99,83

ПРИЛОЖЕНИЕ 4. (продолжение)

Анализ	56			59			60	
Минерал	*Гл*	*Гр*	*Му*	*Хл*	*Гр*	*Акт*	*Гр*	*Ро*
SiO_2	52,86	37,7	49,5	27,44	37,6	54,04	37,54	46,86
TiO_2	0,30	1,1	–	0,83	0,25	0,11	0,58	0,43
Al_2O_3	9,39	20,7	28,0	21,16	20,3	2,79	18,42	10,87
Fe_2O_3	6,60	2,7	6,2	0,63	1,4	2,10	5,06	3,21
FeO	15,23	22,3	1,6	18,21	25,3	11,79	15,58	11,01
MnO	0,07	2,4	–	0,10	1,6	0,21	12,43	0,24
MgO	5,67	1,6	1,8	18,78	2,1	14,46	3,02	11,55
CaO	0,68	–	1,1	0,10	11,1	10,36	6,43	9,50
Na_2O	5,94	–	–	0,18	–	1,52	0,12	1,76
K_2O	0,19	–	–	0,05	–	0,09	0,08	0,35
H_2O^+	2,88	–	–	12,22	–	2,02	1,02	3,38
H_2O^-	0,07	–	–	0,48	–	0,04	0,04	0,85
P_2O_5	0,10	–	–	–	–	–	–	–
Σ	99,98	88,5	88,2	100,18	99,7	99,59	100,32	100,01

Анализ	61		62		63	66	83		
Минерал	*Ро*	*БСл*	*Гр*	*Ро*	*Ро*	*Акт*	*Гр*	*Му*	*Би*
SiO_2	41,96	44,55	38,39	44,80	46,83	51,14	37,26	47,31	35,64
TiO_2	0,44	0,28	0,63	0,39	0,73	0,64	1,02	0,88	1,97
Al_2O_3	14,14	32,14	19,02	12,95	10,28	4,41	(19,91)	30,65	17,85
Fe_2O_3	6,69	3,11	4,59	6,08	5,52	1,56	Не опр.	1,79	1,12
FeO	10,51	0,68	16,01	9,87	10,48	11,55	21,82	1,94	22,12
MnO	0,41	0,01	10,82	0,19	0,33	0,15	6,01	0,02	0,24
MgO	9,12	0,25	2,58	9,82	10,47	14,98	1,24	1,86	7,83
CaO	9,42	0,36	7,04	9,66	9,03	12,90	12,74	Сл.	0,0
Na_2O	2,23	1,39	0,18	1,81	2,09	0,51	Не опр.	0,39	0,14
K_2O	0,59	8,57	0,06	0,31	0,54	0,08	"	10,68	9,09
H_2O^+	3,71	6,02	0,98	3,62	3,24	1,60	–	4,67	3,79
H_2O^-	1,02	2,52	0,06	0,91	0,57	0,21	–	0,04	0,08
P_2O_5	–	–	–	–	–	0,04	–	–	–
Σ	100,24	99,95	100,36	100,41	100,1	99,77	100,51	100,07	99,74

ПРИЛОЖЕНИЕ 4 (продолжение)

Анализ	340			353	354		362*	
Минерал	*Гл*	*Гр*	*Му*	*Флог*	*Гр*	*Флог*	*Флог*	*Му*
SiO_2	56,89	39,00	48,30	39,93	37,51	39,07	39,9	46,0
TiO_2	<0,05	0,28	0,20	1,31	0,30	1,09	1,5	1,2
Al_2O_3	7,98	17,89	25,36	15,69	17,94	15,23	17,8	28,6
Fe_2O_3	7,43	4,86	4,42	3,90	4,70	4,49	3,9	6,2
FeO	0,33	0,00	0,20	Не обн.	0,34			
MnO	0,44	31,71	0,38	3,65	25,0	3,34	0,53	0,12
MgO	15,53	0,54	3,96	20,68	1,54	21,93	22,1	2,4
CaO	0,86	4,77	0,10	0,69	12,07	0,06	0,02	0,02
Na_2O	6,51	0,12	0,50	0,07	0,10	0,14	0,11	0,29
K_2O	0,10	0,08	9,26	9,39	0,10	8,61	10,3	11,0
H_2O^+	3,62	0,60	4,96	Не опр.	0,08	Не опр.	–	–
H_2O^-	0,00	0,00	0,07	0,11	0,01	0,12	–	–
P_2O_5	–	Сл.	0,02	–	0,02	–	–	–
Σ	99,85	99,75	99,42	99,7	94,08	96,2	95,9	95,8

Анализ	363*		364*			24 (9)[1]		
Минерал	*Флог*	*Му*	*Гр*	*Флог*	*Пх*	*Гр*	*Би*	*Амф*
SiO_2	39,2	45,5	–	–	–	–	–	–
TiO_2	1,6	1,5	0,10	1,0	0,10	0,18	1,3	0,52
Al_2O_3	17,1	28,2	18,7	15,8	2,2	18,3	14,8	9,0
Fe_2O_3	3,7	6,0	3,9	3,5	4,2	6,1	7,1	9,2
MnO	3,2	0,47	27,5	3,0	4,7	24,1	1,9	2,5
MgO	20,5	2,3	1,3	22,2	13,7	1,9	20,1	15,4
CaO	0,01	0,02	11,1	0,09	21,7	11,5	0,04	11,5
Na_2O	0,12	0,32	–	–	–	–	–	–
K_2O	10,3	10,9	–	–	–	–	–	–
H_2O^+	–	–	–	–	–	–	–	–
H_2O^-	–	–	–	–	–	–	–	–
P_2O_5	–	–	–	–	–	–	–	–
Σ	95,3							

[1] Если химический анализ сосуществующего минерала группы эпидота помещен не в Приложении 1, то в скобках дается № того Приложения, где этот анализ приведен.

ПРИЛОЖЕНИЕ 4 (продолжение)

Анализ в приложении 9	13			8	21	22	23
Минерал	*Гр*	*Би*	*Ро*	*Би*	*Ро*	*Ро*	*Ро*
SiO_2	37,31	36,75	42,89	38,46	41,22	40,47	41,45
TiO_2	0,33	1,91	0,68	1,80	1,16	1,12	1,00
Al_2O_3	21,46	18,22	15,97	17,37	13,61	14,65	13,92
Fe_2O_3	0,18	1,10	2,75	0,86	6,37	6,27	6,09
FeO	25,68	16,07	13,38	12,87	12,50	12,77	12,16
MnO	4,39	0,10	0,24	0,18	0,35	0,35	0,36
MgO	2,12	12,12	8,89	14,71	9,22	8,69	9,52
CaO	8,80	0,33	10,95	0,07	11,47	11,10	11,33
Na_2O	Не опр.	0,36	1,90	0,17	1,45	1,48	1,37
K_2O	"	8,87	0,52	9,60	1,55	1,48	1,40
H_2O^+	–	4,08	1,91	3,10	0,18	0,21	0,11
H_2O^-	0,02	0,01	Нет	0,04	0,84	0,92	1,03
П.п.п.	–	–	–	–			
Σ	100,29	99,12	100,08	99,23	99,92	99,52	99,77

ПРИЛОЖЕНИЕ 4 (дополнения и пояснения)

Помимо указанных окислов отдельные анализы включают (в %): № 30 *КПи*–Cr_2O_3=0,40; № 44. *МПи*–SO_3=0,14, п.п.п.=0,65; № 46 *Ро*–SO_3=0,21; № 52 *Му* содержит 2,9 *Кв*, 2,8 *Эп*, 1,1 *NaАмф*; № 53 *Гл* содержит 4,2 *Эп*; № 54. *Гл* содержит 3,1 *Эп*; № 54. *Му* содержит 3,2 *Эп*; № 55 *Му* содержит 4,3 *Хл*, 4 *Кв*; № 59 *Акт*– V_2O_3=0,06; № 61 *БСл*–*F*=0,07; № 83 *Му*–*BaO*=0,23, Rb_2O=0,05; № 83 *Би*–BaO=0,09, Rb_2O=0,11; *Гр* содержит 3,3 *Пьем*, 1,3 *Гем* и 3 *Кв*; *Му* – Li_2O=0,13, BaO=1,89.

№ 14. бабингтонит+*Эп*+*Хл*+датолит-жилы в диабазе (*Palache*, 1936); № 30–*Эп*+*Гр*+*КПи*+кианит – из эклогита (Удовкина, 1970); № 44. *Эп*+*МПи*=габбро=амфиболит (Усенко, 1960); № 46 *Эп*+*Ро* из амфиболита (Усенко, 1960); № 48 *Эп*+$Пл_{98}$+*Ро* (Ю. Н. Колесник); № 52 *Эп*+*Му*+*Гр*+*Гл*; № 53 – *Эп*+*Му*+*Гр*+*Гл*; № 54 – *Эп*+*Му*+*Хл*+*Гл*; № 55 – *Эп*+*Хл*+*Кв*+*NaАмф*+*Ал*+*Ка*+*Апат*+Сфен+*Пир*. № 56 – *Эп*+*Гл*+*Гр*+*Хл*+*Му*+*Кв*+*Ал*+*Стильп*+сфен+*Апат*; № 52–56 (*Ernst*, 1964) относятся к лавсонит-глаукофановой и *Эп-Амф-фациям*; № 59 – *Эп*+*Акт*+*Гр* (первичные стабильные) (*Lee et al.*, 1966); № 60 – *Гр*+*Эп*+*Ро*+$Пл_8$+*Кв*+сфен+*Апат*; № 61 – *Эп*+*Ро*+*Бсл*+$Пл_{11}$+*Кв*; № 62 – *Эп*+*Гр*+*Ро*+$Пл_{12}$+*Кв*; № 63 – *Эп*+*Ро*+$Пл_9$+*Кв*+*Ка*+*Апат*; № 60–63 – породы фации глаукофановых сланцев (*Kuroda, Oqura*, 1963); № 66 – *Эп*+*Акт*+*Хл*+*Пум*, лавсонит-глаукофановая фация (*Iwasaki*, 1963); № 83 – *Эп*+*Гр*+*Му*+*Би*, альмандиновая зона (*Butler*, 1967); № 340 – *Пьем*+*Гл*+*Гр*+*Му*+*Кв*+сфен+*Руди*, фация глаукофановых сланцев (*Ernst*, 1964).

353. *Пьем*+*Флог*+*Кпш*+*Пл*+*Кв*=гнейс.

354. *Пьем*+*Флог*+*Гр*+*Ро*+*Пи*+*Кпш*+*Пл*+*Кв*=гнейс.

362*. *Пьем*+*Флог*+*Му*+*Кпш*+*Пл*+*Кв*=гнейс.

363*. *Пьем*+*Флог*+*Му*+*Кпш*+*Пл*+*Кв*=гнейс.

364*. *Пьем*+*Флог*+*Гр*+*Амф*+*Пи*+*Кпш*+*Кв*=гнейс.

24(9). *Эп*+*Би*+*Гр*+*Амф*+*Кпш*+*Пл*+*Кв*=гнейс.

353, 354, 362* – 364*, 24(9) – по *Smith, Albec*, 1967, относятся к амфиболитовой фации.

№ 13. *Эп*+*Гр*+*Би*+*Ро*=гнейс. № 8. *Эп*+*Би*=гнейс.

№ 13, 8 – гнейсы из низов альмандин-амфиболитовой фации (*Matthews, Cheeney*, 1968).

№ 21–23. Эпидоты из *Би-Ро*-гнейсов на контакте с пегматитами; Северная Карелия (Сафронова, 1968).

ПРИЛОЖЕНИЕ 5

Химический состав (вес. %), удельный вес и оптические константы цоизитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$
Цоизиты из ультраосновных пород																
1	38,07	—	29,88	4,22	—	Сл.	0,82	25,10	2,62		100,71	—	—	—	—	—
2	39,62	0,14	32,99	2,39	—	0,04	0,21	23,36	1,38	—	100,62	—	1,704	1,697	1,693	(+) 54–56
3	39,68	0,01	33,85	1,83	0,00	0,03	0,00	22,68	0,25	0,18	99,53	—	1,700	—	1,694	0°
4	37,99	0,00	33,07	1,01	0,22	0,00	0,06	23,68	3,10	0,24	99,63	—	1,705	1,700	1,697	(+) 47–63
5	39,48	Сл.	31,39	0,15	0,07	Сл.	0,26	25,69	2,43	0,24	99,77	—	1,699	1,696	1,695	+ 54
6	38,24	0,10	33,28	2,56	—	—	0,67	24,03	0,60	—	100,10	—	1,703	—	1,699	(+) 0–29
7	37,62	0,20	28,32	6,06	0,25	0,03	0,52	24,86	0,89	0,04	100,16	—	1,706	—	1,700	+ 0–35
8	38,52	0,12	32,19	1,87	0,28	0,03	0,18	24,08	2,26	0,08	100,24	—	1,704	1,697	1,693	(+) 54–56
Цоизиты из габбро																
9	41,44	—	31,67	0,35	—	Сл.	0,69	25,03	1,38		101,25	—	—	—	—	—
10	42,85	—	32,60	Сл.	—	—	0,21	21,37	2,55		99,58	—	—	—	—	—
11	40,92	—	31,80	0,39	—	Сл.	Сл.	24,92	1,69		99,72	—	—	—	—	—
12	40,85	—	31,84	0,51	—	0,15	0,36	24,20	1,96	—	99,87	—	—	1,692	—	41
13	40,31	—	33,86	0,09	1,05	0,36	0,70	22,00	2,10	0,48	100,95	—	1,709	1,703	1,701	(–) 40–41
14*	42,79	—	29,43	—	3,65	—	1,40	18,13	2,42		100,33	3,148	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 5 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$
Цоизиты из эклогитов																
15	40,25	—	30,25	4,50	—	—	—	22,50	2,00		99,50	3,355	—	—	—	—
16	40,32	—	29,77	2,77	—	—	0,24	24,35	2,08		99,53	3,360	—	—	—	—
17	40,64	—	28,39	3,89	—	—	0,57	24,26	2,09		99,84	3,353	—	—	—	—
18	39,42	—	33,23	1,07	—	—	—	24,25	2,11		100,49	3,341	—	—	—	—
19	37,20	0,07	34,94	0,34	—	—	—	25,50	1,99	0,00	100,04	3,357	1,7026	1,6955	1,6941	+ 48
Цоизиты в амфиболитах																
20	40,00	—	30,34	2,06	—	—	0,23	24,15	2,04		98,82	3,352	—	—	—	—
21	39,31	—	32,48	2,78	—	—	0,22	23,07	2,54		100,40	3,372	1,706	1,700	1,697	—
22	40,57	—	32,67	5,11	—	—	—	20,82	1,22		101,39	—	—	—	—	—
23	41,79	—	31,00		1,95	—	2,43	19,68	3,70		100,55	3,020	—	—	—	—
24	39,91	—	31,97	2,44	—	0,17	—	23,86	0,95		100,18	—	—	—	—	—
25	40,95	—	30,34	5,51	—	—	—	21,56	1,69		100,05	3,381	—	—	—	—
26	38,06	0,10	33,61	0,92	0,79	0,08	0,06	24,67	2,06	0,02	100,54	—	1,707	1,704	1,700	+ 35
27	39,12	0,007	33,08	1,40	0,33	0,09	0,08	23,55	2,28	0,10	100,04	3,310	1,708	1,703	1,702	+ 50
28	38,00	0,10	32,40	0,57	0,34	0,00	0,08	24,00	3,00		98,98	—	1,698	1,693	1,692	+ 35
29	38,50	0,18	31,40	1,77	0,21	0,01	0,08	24,20	3,00		99,74	—	1,704	1,699	1,698	+ 37
30	38,68	0,07	31,96	3,97	0,41	Сл.	0,00	24,01	0,42		99,76	—	—	1,708	—	(+) 70–90
31	39,51	0,00	32,40	1,49	0,15	0,02	0,00	24,52	1,91	—	100,00	3,368	1,707	1,702	1,701	(+) 32–56
32	38,94	—	32,57	2,02	0,06	Сл.	—	24,80	1,41	Сл.	99,80	3,368	1,706	1,700	1,700	+ 30

ПРИЛОЖЕНИЕ 5 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$
							Цоизиты из известняков									
33	38,75	—	28,14	6,55	—	0,92	0,42	22,03	3,33		100,14	3,438	—	—	—	—
34	40,44	Сл.	31,93	0,28	0,25	0,11	0,14	24,62	1,85	0,10	99,72	3,215	—	—	—	—
35	41,91	"	29,43	0,48	0,29	0,09	0,30	25,28	1,33	0,07	99,82	—	—	—	—	—
36	39,20	0,08	32,01	0,76	0,54	0,05	0,20	25,68	2,03	0,00	100,55	—	1,702	1,696	1,694	—
							Цоизиты в ассоциации с корундом									
37	39,86	—	33,84	1,62	—	Сл.	0,18	23,82	0,78		100,41	—	—	—	—	—
38	40,70	—	33,86	0,81	—	Сл.	0,22	24,05	0,63		100,27	—	—	—	—	—
39	40,61	—	33,44	0,49	—	—	Сл.	24,13	2,22		100,89	3,299	—	—	—	—
40	39,16	0,001	33,50	1,75	Нет	0,014	Нет	25,02	0,57	0,06	100,40	3,364	1,705	1,700	1,700	25°
41	37,26	—	31,78	0,90	—	0,47	0,11	25,36	3,80	—	100,28	3,220	1,697	—	1,693	+ 48°
42*	45,00	—	28,00	11,00	—	—	—	15,00	—	—	100,00	—	—	—	—	—
43*	40,00	—	25,00	11,50	—	—	—	21,50			100,00					
44*	42,00	—	25,50	14,00	1,90	—	—	23,90			100,00					
							Цоизиты из кварц-слюдяных сланцев									
45	41,92	—	27,09	2,94	—	—	1,21	22,73	3,67		99,56	3,251	—	—	—	—
46	39,75	—	31,45	0,85	1,83	—	0,13	24,05	2,61		100,67	3,338	—	—	—	—
47	42,35	—	28,30	3,08	—	—	0,56	21,60	3,18		99,98	3,280	—	—	—	—
48	40,70	—	33,30	2,40	0,70	0,43	0,15	19,70	2,40		99,78	3,642	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 5 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$
49	40,06	—	30,67	2,45	—	—	0,49	23,91	2,25		99,83	3,341	—	—	—	—
50	37,86	—	26,88	7,90	—	—	—	24,65	2,07		99,36	3,300	—	—	—	—
51	39,45	—	30,15	4,60	—	—	0,90	23,29	0,82		100,05	3,360	1,703	1,696	1,696	12—40
52	37,47	—	33,44	1,33	0,00	0,04	0,00	24,52	2,73	0,05	99,58	—	1,707	1,698	1,694	(+) 39—49
53*	43,00	—	27,73	2,47	—	—	1,40	24,16	—	—	99,63	—	—	—	—	—
							Цоизиты из кварцевых жил									
54	39,41	—	29,90	3,21	—	—	0,33	22,14	2,19		100,36	3,014	—	—	—	—
55	40,10	Сл.	30,80	3,40	0,72	Сл.	Сл.	19,80	2,24/Не обн.		100,37	3,174	1,700	1,697	1,697	+ 50
56	38,80	0,04	30,60	2,70	0,27	0,00	0,07	24,20	2,00		99,03	—	1,707	1,702	1,699	+ 69
57	40,04	—	30,63	2,28	—	0,19	Сл.	25,11	0,71		99,20	3,344	—	—	—	—
58	39,61	—	32,89	0,91	0,71	—	0,14	24,50	2,12		100,88	3,367	—	—	—	—
59	39,80	0,05	32,30	0,23	0,16	0,03	0,05	24,50	2,00		98,43	—	1,699	1,693	1,691	(+) 50
60*	42,81	—	31,14	2,29	—	1,63	—	18,73	0,64		99,13	3,314	—	—	—	—
							Цоизиты из прочих парагенезисов									
61	38,98	—	31,02	4,15	—	0,23	—	23,80	2,03		100,21	3,352	—	—	—	—
62	40,48	—	31,71	2,07	—	—	—	23,50	2,51		100,27	—	—	—	—	—
63	39,09	Нет	33,03	1,88	0,23	0,18	Сл.	23,65	—	—	100,44	3,328	—	1,700	—	~55
64	38,80	0,10	31,20	1,77	0,21	0,06	0,05	25,20	2,00		99,74		1,703	1,699	1,697	+ 40
65	39,78	—	31,25	2,27	0,92	—	—	23,62	—	—	100,00		—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 5 (продолжение)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$
66	39,56	—	27,64	3,00	1,11	—	—	25,00	2,87		99,18	—	—	—	—	—
67*	40,28	—	31,84	1,54	—	0,94	0,66	21,42	1,32		98,23	3,340	—	—	—	—
68*	39,60	—	31,08	—	2,07	0,88	Сл.	23,34	2,41		100,21	3,014	—	—	—	—
69*	41,46	0,15	30,53	1,86	0,44	Не опр.	0,51	17,66	0,67	—	98,07	—	—	—	—	—
Цоизиты, для которых минеральные парагенезисы не выявлены																
70	40,21	—	25,59	8,55	—	—	—	23,28	1,71		99,34	—	—	—	—	—
71	38,81	—	28,38	6,35	0,81	—	Сл.	23,24	2,33		99,92	3,314	—	—	—	—
72	39,30	—	29,49	7,20	—	—	—	22,95	1,36		100,30	—	—	—	—	—
73	38,42	—	30,01	5,92	—	—	Сл.	23,81	2,04		100,20	3,308	—	—	—	—
74	41,72	—	30,20	3,19	0,18	Сл.	"	22,29	2,21		99,79	3,519	—	—	—	—
75	40,05	—	33,10	1,12	—	—	0,21	23,93	2,08		100,49	—	—	—	—	—
76	37,95	—	25,73	9,69	—	0,47	—	24,10	1,87		99,81	—	—	—	—	—
77	38,91	—	29,38	4,46	—	0,17	0,44	25,18	2,06		100,60	3,360	—	—	—	—
78	38,15	—	29,50	4,60	—	0,55	0,63	22,71	3,76		99,90	3,320	—	—	—	—
79	38,97	—	29,13	5,11	0,37	0,10	Сл.	24,01	2,26	0,12	100,07	—	1,714	1,707	1,702	(+) 72–87
80	41,01	—	30,25	—	1,14	—	"	24,30	2,62		99,32	3,831	—	—	—	—
81	37,87	—	30,83	1,58	0,48	0,22	0,48	23,66	2,10		100,35	3,268	—	—	—	—
82	39,81	—	31,64	2,87	—	—	—	23,59	2,09		100,00	—	—	—	—	—
83	39,22	0,39	31,64	1,84	0,15	0,02	0,00	24,35	2,16		99,77	—	—	—	—	—
84	39,51	0,34	32,48	1,09	0,15	0,02	0,00	24,69	1,62		99,90	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 5 (окончание)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Уд. вес	Ng	Nm	Np	$2V$
85	39,65	0,06	30,82	2,97	—	0,03	0,10	23,87	2,37	—	100,17	—	1,708	—	1,703	—
86	38,60	—	32,50	—	1,90	—	—	23,90	—	—	99,60	—	—	—	—	—
87	38,3	—	31,90	—	4,40	—	—	23,50	—	—	100,80	—	—	—	—	—
88*	48,29	—	27,65	—	1,45	—	5,36	12,95	—	—	99,81	3,370	—	—	—	—
89*	40,00	—	26,46	6,33	—	—	3,60	20,66	—	—	98,55	—	—	—	—	—
90*	39,51	—	30,93	—	2,52	0,08	—	22,81	2,51		99,83	3,312–3,322	—	—	—	—
91*	38,15	—	32,63	2,42	—	Сл.	0,40	25,10	2,41		101,61	—	—	—	—	—
92*	49,13	—	29,45	1,56	—	—	—	18,00	1,88		100,02	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 5 (дополнение)

Кроме указанных по отдельным анализам цоизитов, имеются следующие данные:

2. $P_2O_5=0,25$; $F=0,08$; $c:Ng=5$
3. $Na_2O=0,51$; $K_2O=0,51$.
4. P_2O_5 = н/обн.; $Na_2O=0,18$; $K_2O=0,08$.
5. $Na_2O=0,04$; $K_2O=0,2$.
6. $Na_2O=0,50$; $SrO=0,12$; $c:Ng=0$.
7. $Na_2O=0,20$; $K_2O=0,04$; $BaO=0,10$; $CO_2=0,80$; $SrO=0,18$; $P_2O_5=0,05$; $c:Ng=0–30$.
8. $Na_2O=0,10$; $K_2O=0,04$; $F=0,26$; $Cl=0,01$; $SrO=0,20$; $BaO=0,02$; $c:Ng=0–5$.
9. $Na_2O=0,41$; $K_2O=0,28$.
11. Na_2O – сл.; K_2O – сл.
13. Na_2O, K_2O – н/обн.
14*. $Na_2O=2,51$.
18. $Cr_2O_3=0,41$.
24. $Na_2O+K_2O=0,89$.
26. $Na_2O=0,12$; K_2O – сл.; $P_2O_5=0,05$.
28. $Na_2O=0,05$; $K_2O=0,20$; $P_2O_5=0,24$.
29. $Na_2O=0,05$; $K_2O=0,21$; $P_2O_5=0,13$.
30. $Na_2O=0,10$; K_2O – сл.; $P_2O_5=0,05$.
34. $Na_2O+K_2O=0,00$; $CO_2=0,00$.
35. $Na_2O+K_2O=0,00$; $CO_2=0,64$.
37. $Na_2O=0,22$; $K_2O=0,09$; Li_2O – сл.
40. Na_2O – нет; K_2O – нет; $Cr_2O_3=0,33$.
41. $BaO=0,00$;
42*. П. п. п. = 1,00.
43*. П. п. п. = 2,00.
44*. П. п. п. = 2,70.
47. $K_2O=0,91$.
51. $Na_2O=0,31$; $K_2O=0,53$.
52. $Na_2O=0,00$; K_2O – н/обн.
53*. $K_2O=0,87$; CuO – сл.
54. $Na_2O=0,68$; $K_2O=0,35$; нерастворимый $SiO_2=2,15$.

55. $Na_2O=0,45$; $K_2O=1,35$; $SrO=1,44$; $TR_2O_3=0,07$; $c:Ng=0$.
56. $Na_2O=0,05$; $K_2O=0,21$; $P_2O_5=0,09$.
57. $CuO=0,24$:
59. $Na_2O=0,05$; $K_2O=0,21$; $P_2O_5=0,05$.
60. $Na_2O=1,89$; K_2O = Сл.
63. $Na_2O=K_2O$ = Сл.
64. $Na_2O=0,05$; $K_2O=0,23$; $P_2O_5=0,07$.
67*. $V_2O_5=0,22$.
68*. $Na_2O+K_2O=1,63$.
69*. $Na_2O=0,35$; $K_2O=1,17$; $BaO=0,39$; $SrO=2,50$; $Li_2O=0,03$; $P_2O_5=0,15$; $TR_2O_3=0,06$.
78. Na_2O, K_2O – Сл.
79. $Na_2O=0,00$; K_2O – н/обн.
81. $Na_2O=0,43$; $K_2O=0,50$; нерастворимый $SiO_2=2,20$.
85. $CO_2=0,20$; $SrO=0,10$; $c:Ng=15$.
86. П. п. п. = 2,70.
87. П. п. п. = 2,70.
88*. $Na_2O=3,57$; K_2O – Сл.
89*. $K_2O=1,50$.
90*. $K_2O=0,68$; $Na_2O=0,90$; нерастворимый $SiO_2=2,23$.
91*. Na_2O – Сл.

Пояснения к приложению 5

1. Серый цоизит из серпентинита; Войалейте, Фихтельгебирге; (*Michael*, 1881[1]).
2. Цоизит из *Гр-Пи*-породы (край гипербазитового массива); р. Погурей, Полярный Урал (Морковкина, 1964).
3. *Аб-Му*-цоизитовая порода в виде прожилков в пироксените; Комори, префектура Киото (*Kuroda, Soto et al.*, 1964).
4. Цоизит из *Му-Хл-Аб*-включения в серпентините; Котаки, Япония (*Seki et al.*, 1963).
5. Цоизит из *Му-Хл*-породы во включениях в серпентинитах; (*Seki*, *Kuriyagawa*, 1962).
6. Цоизит из цоизитита, образующего жилообразное тело в амфиболизированном дуните массива Пай-Ер (Морковкина, 1962).

[1] Цитируется по Эйтель (*Eitel*, 1919).

7. Цоизит из цемента метасоматической брекчии, образующей участки в гипербазитах долины Малой Лагорты; Полярный Урал (Морковкина, 1962).
8. Цоизит из *Гр-Пи*-породы гипербазитовой полосы р. Погурей, Полярный Урал (Морковкина, 1962).
9. Цоизит из прожилков в габбро; Монт-Пелвз (*Termier*, 1900[1]).
10. Цоизит из омфацит-цоизитового габбро; Циклады; (*Luedecke*, 1876[1]).
11. Цоизит из прожилков в габбро; Монт-Пелвз (*Termier*, 1900[1]).
12. β-цоизит (*Кв, Ди, Гр, Трем*) в габбро-амфиболите; Йорданув, Нижняя Селезия (*Heflik*, 1966).
13. Цоизит (*Пл, Акт, Ка, Апат*) из сегрегации в роговообманковом габбро (*Seki*, 1961).
14*. Соссюрит из габбро; р. Сакраменто, Калифорния (*Bull. U.S. Geol. Surv.*, №419, 1910).
15. Цоизит из эклогита (*Hintze*, 1897); Стамбах, Фихтельгебирге (*Rammelsberg*, 1857[1]).
16. Цоизит из эклогита (*Hintze*, 1897); Гефреес, Фихтельгебирге (*Rammelsberg*, 1857[1]).
17. Цоизит (*Гр, Ам*) из эклогита; Каринтен (*Rammelsberg*, 1857[1]).
18. Цоизит из эклогитов и амфиболитов, подвергшихся контактовому метаморфизму гранитами; Преграттен (*Weinschenk*, 1896).
19. Цоизит из эклогита; Зильбербах (*Wolff*, 1942).
20. Цоизит с кварцем в полостях амфиболитов; Стерцинг, Тироль (*Rammelsberg*, 1857[1]).
21. Цоизит (*Кв, Ка*) в гнезде в амфиболите; Горнер-Глетчер, Цэрматт (*Weinschenk*, 1896).
22. Цоизит из кварцевой жилы в амфиболитах; Пассейерталь, Тироль (*Rammelsberg*, 1860[1]).
23. Цоизит с тальком и роговой обманкой; Траверселла, Пьемонт (*Pisani*, 1857[1]).
24. Цоизит (Кв) в полостях амфиболита; Штерцинг, Тироль (*Rammelsberg*, 1860[1]).
25. Цоизит (*Кв*) в амфиболите; Фальтигель, Тироль (*Hermann* 1848[1]).
26. Цоизит из кианит-цоизитового амфиболита; Тонару, Ниигама-Сити (*Bano*, 1964).
27. α-цоизит (*Кв, Акт, Хл*) из жил в амфиболитах; Слюдорудник, Средний урал (Белковский, 1967).

---

[1] Цитируется по Эйтель (*Eitel*, 1919).

28. β-цоизит (*Му, Амф, Эп, Ка*, борнит) из жилы, секущей амфиболитизированный эклогит; Лонгвейл, Калифорния (*Myer*, 1966).
29. Железистый цоизит (α-цоизит) из амфиболита кианитовой зоны метаморфизма; Тролгеймен, Норвегия (*Myer*, 1966).
30. Цоизит из кварцевой жилы в гранатовых амфиболитах; Кабо Ортегиль, Испания (*Vogel, Bahezre*, 1965).
31. α-цоизит из амфиболита; Вестерботтен (*Grip*, 1930).
32 β-цоизит (*Амф, Пл, Му*) из амфиболита Уфалейского массива, Урал (Виноградская, 1964).
33. Цоизит (*Хл, Пи, Би*) из известняка (*Hintze*); Далнау-Бридж, Грантаун (*Heddle*, 1882[1]).
34, 35. Тулит (*Ди*) образует плотные агрегаты на контакте известняка и кварцита; Хельсинки (*Lokka*, 1943).
36. Цоизит из известняка; Титири, Финляндия (*Simonen*, 1953).
37, 38. Цоизит в виде продукта замещения корунда; Клей-Каунти, С. Каролина (*Genth*, 1873[1]).
39. Цоизит с корундом и турмалином; Юньон-Вилл, Пенсильвания (*Brush*, 1858[1]).
40. Зеленый цоизит (корунд, *Амф, Пл, Му*); Танганьика (*Came*, 1954).
41. Марганцевый цоизит из плагиоклазита; Борзовка, Урал (Шабынин, 1934).
42*, 43*, 44*. Тулит ассоциирует с корундом; (*Subramaniam*, 1956).
45. Цоизит из кварц-слюдистых сланцев; Фушерталь, Пинугау (*Rammelsberg*, 1857[1]).
46. Цоизит из кварц-слюдистых сланцев; Преграттен, Тироль (*Tschermak*, 1880[1]).
47. Цоизит из кварц-слюдистого сланца; Заасталь, Миттагшорн (*Rammelsberg*, 1860[1]).
48. Цоизит из кварц-слюдистого сланца; Лейпервилл, Делаваре (*König*, 1878[1]).
49. Цоизит из слюдистого сланца; Вест-Гошен, Честер-Катунти (*Rammelsberg*, 1857[1]).
50. Цоизит из слюдистого сланца; Монте Корхиа, Альпы (*Manasse*, 1906[1]).
51. Цоизит (*Трем, Аб*) в слюдистых сланцах; Боббио, Альпы (*Termier*, 1900).
52. β-цоизит-*Na Пл-Му-Хл*-порода; Нагатойо, Япония (*Seki*, 1959).
53*. Цоизит с кварцем, гнейсы и слюдистые сланцы; Лох-Гарв, Россшире (*Macadam*, 1884[1]).

54. Цоизит в кварце; Глен-Уркюхарт, Инверншире (*Eitel*, 1919).
55. Цоизит, обогащенный стронцием, из *Кв-Му*-жил; р. Блыб, Северный Кавказ (Плошко, Богданова, 1963).
56. Железистый цоизит (α-цоизит) в *Кв*-жиле, секущей эклогит; Каринтия (*Myer*, 1966).
57.58. Цоизит в ассоциации с кварцем, пиритом и халькопиритом; Дуктаун, Тенесси (*Eitel*, 1919).
59. Цоизит (β-цоизит) с халькопиритом и пиритом в жиле; Дуктаун, Тенесси (*Myer*, 1966).
60*. Тулит (*Ка, Гр, Эп*, везувиан, флюорит) в *Кв*-жилах, роговообманковых породах и гнейсах; Зауланд, Норвегия (*Eitel*, 1919).
61. Цоизит с монацитом и алланитом; слюдяная шахта Джеймс, Северная Каролина.
62. Цоизит из гранита; Кулахта, Оренбург (*Eitel*) 1919).
63. Цоизит из пегматитовой жилы; Лампи-Варака, Карелия (Тимофеев, 1935).
64. Железистый цоизит (α-цоизит) из известково-силикатной породы кианитовой зоны метаморфизма; Гластонбари, Коннектикут (*Myer*, 1966).
65. Цоизит в парагенезисе с *Кв,Амф* и *Пш*; Фаллтигель, Тироль (*Laspeyres*, 1879[1]).
66. Цоизит в срастании с кварцем и актинолитом; Пассейерталь, Тироль (*Rammelsberg*, 1860[1]).
67*. Цоизит с магнетитом; Арендаль (*Eitel*, 1919).
68*. Цоизит из прослоя кварцитов в известняках; Инвернешир (*Heddle*, 1882[1]).
69*. Цоизит из пегматита; хр. Магишо, Северный Кавказ (Афанасьев, 1958).
70. Цоизит; Вильямсбург, Масс. (*Thomson*, 1860[1]).
71. Цоизит; Флуз-Кубас (*Bek*, 1873[1]).
72. Цоизит; Зауалпе, Каринтен (*Thomson*, 1860[1]).
73. Цоизит; Златоуст (*Bek*, 1916[1]).
74. Цоизит; Лейпервилл (*Eyerman*, 1911[1]).
75. Цоизит; (*Eitel*, 1919).
76. Цоизит; Ротенкопф, Циллерталь (*Gross, Gasser*, 1913[1]).
77. Цоизит; (*Kovář*, 1901[1]).
78. Цоизит; Трейс-Майн, Калифорния (*Eitel*, 1919).
79. α-цоизит; Куммингтон, Масс. (*Seki*, 1959).
80. Цоизит; Бас-Спринг, Пенсильвания (*Eyerman*, 1915[1]).
81. Цоизит; Лох-Гарв, Россшире (*Eitel*, 1919).

82. Цоизит; Зауальпе, Каринтен (*Lemberg*, 1888[1]).
83, 84. Цоизит; (*Grip*, 1930).
85. Цоизит; Шалгия, Центральный Казахстан (Морковкина, 1964).
86. 87. Фукоит (*fouqueite*); (*Lacroix*, 1889, приводится по *Subramaniam*, 1956).
88*. Соссюрит; Сийс-Валли, Швейцария.
89*. Цоизит; Грозарттар, Зальцбург (*Eitel*, 1919).
90*. Цоизит; Инвернешире (*Eitel*, 1919).
91*. Цоизит (соссюрит); Войялейте, Фихтельгебирге (*Michael*, 1888[1]).
92*. Цоизит; Обервизенталь, Эрцгебирге (*Sauer*, 1884[1]).

Кристаллохимические формулы цоизитов, рассчитанные на $13O^{2-}$, и железистость (*F*).

Анализ	*Si*	*Ti*	*Al*	Fe^{3+}	Fe^{2+}	*Mn*	*Mg*	*Ca*	*OH*	*F*
1	2,902	–	2,683	0,242	–	0,000	0,093	2,049	1,332	0,083
2	3,022	0,008	2,965	0,137	–	0,003	0,024	1,908	0,702	0,044
3	3,100	0,001	3,115	0,107	0,000	0,002	0,000	1,897	0,130	0,033
4	2,879	–	2,853	0,058	0,014	0,000	0,007	1,922	1,566	0,019
5	3,007	–	2,817	0,009	0,004	0,000	0,029	2,096	1,234	0,003
6	2,976	0,006	3,051	0,141	–	–	0,078	2,003	0,311	0,047
7	2,999	0,012	2,660	0,363	0,017	0,002	0,062	2,123	0,473	0,120
8	2,945	0,007	2,899	0,107	0,018	0,002	0,020	1,971	1,152	0,036
9	3,138	–	2,825	0,020	–	0,000	0,078	2,030	0,697	0,007
10	3,183	–	2,853	0,000	–	–	0,023	1,700	1,262	–
11	3,114	–	2,851	0,022	0,000	0,000	0,000	2,031	0,858	0,008
12	3,094	–	2,841	0,029	–	0,010	0,041	1,963	0,989	0,010
13	3,023	–	2,992	0,005	0,066	0,023	0,078	1,767	1,050	0,002
14*	3,268	–	2,648	–	0,238	–	0,159	1,483	1,283	–
15	3,082	–	2,728	0,259	–	–	–	1,845	1,021	0,087
16	3,088	–	2,686	0,159	–	–	0,027	1,997	1,062	0,056
17	3,114	–	2,563	0,224	–	–	0,065	1,991	1,068	0,080
18	2,983	–	2,963	0,061	–	–	–	1,965	1,065	0,020
19	2,835	0,004	3,137	0,019	–	–	–	2,081	1,011	0,062
20	3,078	–	2,750	0,119	–	–	0,026	1,990	1,046	0,041
21	2,960	–	2,881	0,157	–	–	0,025	1,860	1,275	0,052
22	3,084	–	2,926	0,292	–	–	–	1,695	0,618	0,091
23	3,069	–	2,682	–	0,120	–	0,266	1,548	1,812	–
24	3,089	–	2,916	0,142	–	0,011	–	1,978	0,490	0,046
25	3,123	–	2,726	0,316	–	–	–	1,761	0,859	0,104
26	2,900	0,006	3,017	0,052	0,050	0,005	0,007	2,013	1,015	0,017
27	2,964	0,000	0,295	0,078	0,021	0,006	0,009	1,911	1,152	0,026
28	2,903	0,006	2,916	0,033	0,022	0,000	0,009	1,964	1,528	0,011
29	2,927	0,010	1,281	0,101	0,013	0,000	0,009	1,970	1,521	0,035
30	3,031	0,004	2,950	0,234	0,026	0,000	0,000	2,015	0,219	0,073

Анализ	*Si*	*Ti*	*Al*	Fe^{3+}	Fe^{2+}	*Mn*	*Mg*	*Ca*	*OH*	*F*
31	3,008	0,000	2,908	0,085	0,009	0,001	0,000	1,999	0,969	0,028
32	2,995	–	2,951	0,117	0,004	0,000	–	2,043	0,723	0,038
33	2,951	–	2,524	0,375	–	0,059	0,047	1,797	1,691	0,129
34	3,080	–	2,895	0,016	0,016	0,007	0,159	2,008	0,935	0,005
35	3,281	–	2,673	0,027	0,019	0,006	0,034	2,067	0,683	0,010
36	2,980	0,004	2,867	0,043	0,034	0,003	0,023	2,091	1,028	0,015
37	3,053	–	3,053	0,093	–	0,000	0,020	1,954	0,398	0,029
38	3,106	–	3,044	0,046	–	0,000	0,025	1,966	0,321	0,015
39	3,032	–	2,941	0,028	–	–	0,000	1,929	1,105	0,009
40	3,026	0,000	3,050	0,101	–	0,000	–	2,071	0,294	0,032
41	2,840	–	2,809	0,051	–	0,029	0,012	2,037	1,900	0,018
42*	3,415	–	2,503	0,628	–	–	–	1,219	0,506	0,200
43*	3,116	–	2,295	0,674	–	–	–	1,794	1,039	0,227
44*	3,016	–	2,157	0,756	0,116	–	–	1,888	1,293	0,259
45	3,142	–	2,392	0,166	–	–	0,135	1,825	1,834	0,065
46	3,000	–	2,797	0,048	0,115	0, –	0,015	1,944	1,314	0,017
47	3,187	–	2,509	0,174	–	–	0,063	1,741	1,595	0,065
48	3,054	–	2,944	0,135	0,044	0,027	0,016	1,583	1,200	0,044
49	3,047	–	2,748	0,140	–	–	0,055	1,948	1,141	0,049
50	2,975	–	2,488	0,466	–	–	–	2,074	1,084	0,158
51	3,082	–	2,775	0,270	–	–	0,104	1,949	0,427	0,089
52	2,850	–	2,996	0,076	0,00	0,002	0,000	1,997	1,384	0,025
53	3,372	–	2,562	0,146	–	–	0,163	2,029	0,000	0,054
54	3,072	–	2,745	0,188	–	–	0,038	1,848	1,138	0,064
55	3,107	0,000	2,811	0,198	0,047	0,000	0,000	1,643	1,157	0,065
56	3,008	0,002	2,794	0,157	0,017	0,000	0,008	2,009	1,034	0,053
57	3,132	–	2,822	0,134	–	0,012	0,000	2,103	0,370	0,045
58	2,985	–	2,920	0,051	0,045	–	0,016	1,977	1,065	0,017
59	2,999	0,003	2,942	0,013	0,010	0,002	0,006	2,028	1,030	0,045
60	3,327	–	2,851	0,134	–	0,000	–	1,559	0,332	0,045
61	2,982	–	2,796	0,238	–	0,015	–	1,950	1,035	0,078
62	3,044	–	2,809	0,117	–	–	–	1,893	1,258	0,040
63	2,950	–	2,936	0,107	0,014	0,011	0,000	1,911	1,197	0,035
64	2,987	0,006	2,830	0,102	0,013	0,004	0,006	2,078	1,027	0,035

Анализ	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	F
65	3,031	–	2,805	0,130	0,058	–	–	1,927	1,097	0,044
66	3,050	–	2,510	0,174	0,071	–	–	2,064	1,475	0,065
67*	3,115	–	2,901	0,089	–	–	0,076	1,774	0,681	0,030
68*	3,035	–	2,806	–	0,133	0,057	0,000	1,915	1,231	–
69*	3,337	0,009	2,895	0,112	0,029	0,000	0,061	1,522	0,359	0,037
70	3,150	–	2,362	0,504	–	–	–	1,853	0,893	0,175
71	2,998	–	2,583	0,369	0,052	–	0,000	1,923	1,200	0,124
72	3,042	–	2,689	0,419	–	–	–	1,902	0,702	0,135
73	2,958	–	2,722	0,343	–	–	0,000	1,963	1,047	0,112
74	3,157	–	2,692	0,181	0,011	0,000	0,000	1,806	1,115	0,063
75	3,014	–	2,935	0,063	–	–	0,023	1,929	1,044	0,021
76	2,995	–	2,392	0,575	–	0,031	–	2,037	0,984	0,194
77	2,986	–	2,656	0,257	–	0,011	0,050	2,069	1,054	0,088
78	2,885	–	2,628	0,262	–	0,035	0,071	1,838	1,896	0,090
79	3,000	–	2,642	0,296	0,024	0,006	0,000	1,980	1,160	0,100
80	3,114	–	2,706	–	0,072	–	0,000	1,976	1,326	–
81	2,972	–	2,850	0,093	0,031	0,015	0,056	1,988	1,099	0,032
82	3,026	–	2,884	0,164	–	–	–	1,921	1,059	0,054
83	2,991	0,022	2,843	0,105	0,009	0,001	0,000	1,989	1,098	0,035
84	3,019	0,019	2,924	0,626	0,009	0,001	0,000	2,020	0,825	0,021
85	3,017	0,003	2,763	0,170	–	0,002	0,011	1,945	1,202	0,058
86	2,937	–	2,914	–	0,121	–	–	1,948	1,370	–
87	2,915	–	2,860	–	0,280	–	–	1,915	1,370	–
88	3,606	–	2,486	–	0,092	–	0,609	1,058	0,275	–
89	3,222	–	2,511	0,383	–	–	0,432	1,782	–	0,132
90*	3,048	–	2,802	–	0,162	0,005	–	1,885	1,291	–
91*	2,871	–	2,892	0,165	–	0,000	0,045	2,022	1,209	0,054
92*	3,596	–	2,539	0,086	–	–	–	1,411	0,917	0,033

ПРИЛОЖЕНИЕ 7

Химический состав (вес. %), удельный вес (D) и оптические константы ортитов

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma(TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
								Ортиты щелочных пород									
1	32,17	0,12	19,88	3,79	7,92	1,92	0,89	9,29	0,35	–	22,72	0,92	99,97	3,880	1,766	–	1,757
2	31,71	0,05	17,82	5,68	7,69	1,26	0,99	9,23	0,87	–	24,35	–	100,43	3,880	1,766	–	1,757
3	30,64	0,80	14,75	7,61	8,93	1,88	0,80	9,90	1,55	0,05	22,30	0,66	99,97	3,790	1,766	–	1,755
4	29,60	1,96	14,34	8,38	9,38	5,37	0,82	10,56	1,08	–	17,20	–	99,68	4,000	1,795	–	1,770
5	32,09	0,11	14,83	8,11	7,90	0,49	1,73	11,29	0,95		20,82	1,28	100,11	3,940	1,778	1,770	1,762
6	27,00	1,30	11,24	18,36		1,91	1,00	12,33	0,40	–	25,40	–	98,95	4,030	1,790	–	1,774
7	29,13	1,14	10,59	10,04	6,93	1,42	1,70	9,33	1,52	–	27,73	0,60	100,13	4,103–	1,800	–	1,780
														4,170			
8	29,30	1,36	8,69	15,96		1,09	1,41	13,07	2,30	–	26,10	–	99,28	3,720	1,762	–	1,744
9	30,30	1,20	10,25	9,95	10,90	1,50	2,28	9,24	0,26	–	24,16	–	100,04	3,940	1,795	–	1,778
10	30,99	0,98	14,80	9,24	6,90	0,73	0,90	12,32	0,23	–	22,81	0,29	100,30	3,760	1,767	–	1,754
11	31,60	0,68	11,66	17,56		0,91	1,61	13,46	1,10	–	21,70	–	100,28	3,830	1,760	–	1,744
12	31,09	0,63	16,47	4,50	9,30	0,92	1,74	10,10	2,21	–	22,60	–	100,17	3,638	$N_{из}$**	–	1,725
13	31,91	0,59	16,32	5,16	9,40	1,05	0,50	12,28	1,25	–	20,50	0,97	100,03	3,700	–	–	–
14*	24,22	0,85	25,50	9,16	7,81	1,50	1,20	9,00	1,40	–	15,88	1,80	99,93	–	–	–	–

* – анализы, отбракованные по определенным признакам (см. в тексте).
** N изотропный.

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
								Ортиты из гранитных пегматитов									
15	30,47	1,39	12,43	7,29	10,93	1,88	0,50	9,69	0,29	0,10	24,98	—	99,99	4,160	1,758	—	1,724
16	31,52	1,07	15,24	6,08	9,36	0,12	10,43	10,98	2,62	—	19,83	1,32	99,21	3,451—3,678	—	—	—
17	29,76	0,97	13,07	5,62	14,11	0,98	0,43	8,65	1,06	—	24,20	1,02	100,17	3,650	1,754	—	1,737
18	32,10	0,25	17,58	6,97	9,87	0,94	0,80	12,48	1,10	0,06	16,85	1,16	100,16	3,700	1,733	—	1,723
19	32,22	0,29	17,89	4,87	9,07	0,15	1,66	10,86	1,81	0,09	18,48	1,74	99,76	—	1,714	1,711	1,706
20	30,78	0,26	15,44	3,48	10,95	6,52	0,07	4,90	1,80	0,26	23,33	2,04	99,83	3,910	1,773	—	1,752
21	32,20	0,74	17,18	3,79	10,38	0,26	0,69	11,95	1,89	0,29	19,02	1,05	99,46	3,990	1,788	1,768	1,763
22	30,40	1,46	10,25	10,33	10,29	0,66	1,44	7,47	1,95	—	24,93	Нет	99,36	—	1,820	1,810	1,788
23	30,68	0,37	15,27	3,60	12,40	3,50	0,39	5,66	1,63	0,50	24,90	1,54	100,96	3,800	—	1,770	—
24	30,76	0,13	13,50	3,87	12,21	4,87	0,45	7,35	1,36	0,31	22,82	2,26	100,24	3,780	—	1,765	—
25	31,11	0,25	14,39	5,61	11,91	2,83	0,40	8,97	1,45	0,27	21,18	0,50	99,21	3,810	—	1,760	—
26	30,92	0,28	14,31	4,07	12,56	2,52	0,73	8,02	1,20	0,27	22,18	0,93	98,86	3,870	—	1,762	—
27	31,36	0,51	14,55	4,31	11,23	0,60	0,18	11,61	1,93	0,12	20,49	1,58	99,01	3,740	—	1,752	—
28	30,98	0,35	13,05	6,35	11,75	2,40	0,15	10,71	1,53	0,14	21,43	0,51	99,59	3,900	—	1,770	—
29	30,40	0,30	16,21	4,35	10,83	1,53	0,30	9,21	1,97	0,52	20,70	1,86	99,09	3,710	—	1,751	—
30	30,86	0,69	15,07	5,33	11,28	4,05	0,18	7,54	1,54	—	22,28	—	100,45	3,840	—	1,766	—
31	31,53	0,22	15,41	4,07	10,15	3,27	0,63	9,79	1,63	0,31	20,85	1,66	100,09	3,700	—	1,743	—
32	28,80	2,02	10,00	10,25	7,33	6,74	0,58	10,08	1,32	нет	22,42	0,95	100,50	3,950	1,822	1,815	1,791

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
33	29,69	2,02	10,00	10,25	7,39	6,74	0,58	10,08	1,32		22,42	0,95	101,38	3,950	—	—	—
34	20,23	0,23	14,70	3,80	12,34	4,42	0,27	6,01	1,43	0,35	23,33	1,14	98,68	3,720		1,758	
35	30,27	1,42	10,40	10,19	8,94	1,90	0,79	9,17	0,25		23,94	0,68	100,72	3,500	1,778	—	1,768
36	30,60	—	9,24	9,46	8,64	3,02	1,43	11,51	0,24		22,90	1,68	99,13	3,500	1,778	—	1,768
37	31,99	0,59	16,32	5,06	9,40	1,05	0,50	12,28	1,25		20,50	0,97	100,01	3,580	1,640	—	—
38	32,63	0,19	17,01	5,71	8,68	0,94	0,22	14,00	2,86	—	11,78	5,07	99,70	3,194	$N_{из}$* = 1,628	—	1,650
39	34,68	0,17	23,20	2,54	8,28	0,76	—	15,36	3,02		10,82	0,22	100,04	2,916	$N_{из}$ = 1,633	—	1,620
40	32,08	—	13,91	8,37	7,85	1,21	0,49	10,47	2,74		20,88	0,95	99,42	3,503	$N_{из}$ = 1,690		
41	31,63	—	13,21	8,39	7,86	1,66	0,08	10,48	3,49	—	21,12	0,87	99,07	3,520	$N_{из}$ = 1,707		
42	31,31	1,02	13,01	6,44	10,97	1,22	0,87	12,18	1,73	0,06	17,61	2,49	99,07	3,442	$N_{из}$ = 1,728		
43	32,74	0,40	17,00	3,20	8,40	0,02	1,48	13,63	2,40	—	19,00	1,14	100,11	3,410	$N_{из}$		
44	32,21	0,63	17,20	4,93	8,44	0,46	1,96	11,46	1,08	0,02	20,84	0,79	100,20	3,400	$N_{из}$ = 1,681		
45	32,69	0,24	17,48	5,73	8,26	0,55	1,36	11,91	1,55	0,15	19,48	1,04	100,65	3,340	$N_{из}$ = 1,690		
46	30,44	2,10	15,00	9,27	10,03	0,70	0,12	10,01	2,85	0,10	18,64	0,60	99,86	3,700	—	—	—
47	30,34	0,54	16,38	4,26	9,90	1,90	0,09	8,08	2,08	0,41	23,86	1,65	99,69	3,882	—	—	—
48	30,82	0,44	16,03	3,23	10,90	1,45	0,12	8,59	1,87	0,44	23,68	1,89	99,46	3,829	—	—	—
49	30,93	0,35	17,32	2,85	11,55	2,53	0,08	8,40	1,83	0,26	21,40	2,10	99,60	3,835	—	—	—
50	30,53	0,23	17,23	4,00	10,60	1,38	0,12	8,14	2,73	0,38	22,59	1,32	99,25	3,820	—	—	—
51	31,02	0,06	17,07	4,23	10,34	0,82	0,23	10,08	1,78	0,29	21,83	1,98	99,73	3,762	—	—	—
52	30,27	0,14	16,23	3,82	11,53	3,10	0,16	7,28	1,88	0,32	13,37	1,43	99,53	3,900	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ $(TR)_2O_3$	ThO_2	Σ	D	Ng	Nm	Np
53	30,60	0,19	14,94	3,60	11,83	2,40	0,39	8,59	1,74	0,31	23,22	1,62	99.46	3,870	–	–	–
54	30,60	0,40	14,99	4,89	11,71	1,70	0,10	7,94	2,11	0,46	13,46	1,80	100,16	3,830	–	–	–
55	33,81	–	13,04	8,16	8,30	–	0,38	9,42	3,38	–	21,95	–	99,11	3,496	–	–	–
56	32,79	–	14,67	14,71		Сл.	1,20	9,68	2,67	–	24,73	–	101,20	3,440	–	–	–
57	35,08	–	14,70	15,81		"	1,19	9,45	2,67	–	20,38	–	100,01	3,470	–	–	–
58	31,87	–	17,01	11,37	2,38	–	0,46	9,10	3,56		24,92	–	100,67	–	–	–	–
59	31,00	–	20,27	11,17	1,94	–	0,15	9,13	3,65		22,96	–	100,27	–	–	–	–
60	30,68	0,34	16,50	4,07	9,68	6,28	0,20	5,16	2,35	–	23,44	0,90	99,91	3,334	–	–	–
61	32,91	0,77	15,00	16,10	–	–	2,00	11,55	0,43		19,37	0,50	99,88	–	–	–	–
62	35,20	0,20	22,10	1,73	9,04	0,33	0,50	16,10	3,70		10,30	0,05	100,10	–	–	–	–
63	40,45	0,18	11,07	17,81	–	0,15	0,50	11,80	–	–	14,05	1,50	99,66	–	–	–	–
64*	32,95	Сл.	13,81	4,55	8,62	1,53	1,54	2,03	15,50		13,97	0,63	99,91	2,688	–	–	–
65*	30,06	0,95	12,93	4,68	11,10	0,83	0,57	8,12	–	–	25,07	–	99,53	–	–	–	–
66*	32,16	0,22	18,46	2,46	8,01	0,13	2,15	13,17	1,07	Не опр.	20,17	0,57	100,13	3,370	–	–	–
67*	32,77	–	14,32	–	14,76	1,12	0,50	11,18	2,51	–	20,36	–	98,28	3,373	–	–	–
68*	30,60	0,36	16,18	3,52	8,60	4,48	0,46	7,76	5,29		21,58	1,02	99,85	3,520	–	–	–
69*	29,31	–	12,79	6,63	8,85	1,48	1,63	7,38	6,64		23,71	0,18	99,24	3,380	–	–	–
70	32,47	1,72	17,38	4,93	9,94	–	0,67	11,51	0,55	–	19,37	1,38	100,15	3,800	1,762	–	1,746
71	31,60	3,60	16,74	7,92	12,28	0,79	1,81	8,76	1,65	–	15,30	–	99,45	–	–	–	–
72	31,12	–	15,23	17,73	0,57	0,22	2,54	15,00	3,74	0,20	13,27	0,41	100,18	3,550	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ $(TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
73	30,68	0,34	16,50	4,07	9,68	0,28	0,20	11,16	2,35	–	23,44	0,90	100,06	3,330	$N_{из}$ = 1,695		
74	29,89	0,89	19,09	6,41	8,49	–	0,15	8,48	1,84	0,22	23,36	0,82	100,37	3,540	$N_{из}$ = 1,716		
75	32,01	–	17,54	5,20	9,92	0,47	–	12,03	1,79		20,14	1,14	100,39	3,330	–	–	–
76	32,32	–	14,76	5,95	10,82	0,95	0,23	10,55	1,64		23,12	–	101,17	3,470	–	–	–
77	30,87	0,05	16,84	2,83	12,61	2,78	0,21	7,35	1,71	0,21	22,78	2,04	100,30	3,857	–	–	–
78	30,52	0,16	16,35	3,85	11,05	1,52	0,11	8,73	1,93	0,42	22,61	2,14	99,39	3,800	–	–	–
79	29,73	0,26	15,68	5,38	12,03	2,13	0,22	8,76	2,02	0,42	21,60	1,31	99,54	3,880	–	–	–
80	34,69	–	15,58	–	14,42	1,55	1,09	11,90	0,52		19,65	–	99,40	3,530	–	–	–
81	35,15	–	16,23	–	15,55	0,98	0,78	12,02	0,50		19,14	–	100,35	3,540	–	–	–
82	31,23	–	16,45	3,49	13,67	–	0,22	8,69	2,28		22,79	–	99,06	–	–	–	–
83	32,00	–	12,40	4,50	11,60	0,54	–	15,58	1,24		16,86	5,60	100,32	3,400	–	–	–
84	33,52	0,64	17,43	6,94	8,62	0,52	0,60	12,15	1,46	0,08	19,14	0,75	99,97	–	–	–	–
85	32,72	0,64	18,28	8,36	5,42	0,63	0,44	11,28	0,70		19,31	1,20	99,84	3,550	–	–	–
86*	29,40	Сл.	6,94	15,17	8,87	1,90	1,25	10,16	–	–	26,07	Сл.	100,01	4,180	1,891	1,857	1,813
87*	31,46	0,55	18,83	1,65	11,08	0,25	–	9,72	0,57	0,18	22,72	1,03	98,04	3,590	$N_{из}$ = 1,720		–1,730
88*	34,69	0,56	16,80	4,53	10,44	0,97	0,72	10,76	4,58		13,63	–	99,24	3,420	–	–	–
89*	34,02	0,39	17,54	8,44	8,64	1,12	0,71	9,72	6,72		9,07	–	99,30	2,940	–	–	–
90*	30,54	–	13,67	6,76	10,42	2,09	0,40	7,09	4,44		22,05	2,49	100,51	3,390	–	–	–
91*	32,70	–	17,44	–	16,26	0,34	0,90	11,24	2,75		19,33	–	101,71	2,860	–	–	–
92*	37,73	–	17,07	0,80	5,69	0,78	3,44	7,56	0,15	–	24,93	Нет	98,16	–	–	–	–
93*	26,12	–	10,33	–	12,05	1,61	2,33	6,32	3,01		35,45	–	99,27	3,523	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
94*	33,31	–	14,73	–	15,82	–	1,25	7,85		1,49	23,26	–	97,71	3,690–3,710	–	–	–
95*	31,85	–	10,28	–	19,27	–	1,86	9,12		13,37	12,76	–	99,05	3,470	–	–	–
96*	32,00	–	14,80	–	12,44	3,40	–	7,84		5,36	22,88	–	98,72	–	–	–	–
97*	36,25	–	14,00	–	11,42	1,36	–	4,87		8,70	21,19	–	97,79	–	–	–	–
98*	33,22	–	14,08	6,14	6,99	0,48	0,13	11,15		5,93	20,97	–	99,65	3,465	–	–	–
99*	28,18	1,22	15,61	19,29	5,43	0,23	8,32	1,36	13,00	–	5,70	0,43	99,25	–	–	–	–
100*	20,00	1,46	6,90	25,40	7,92	0,23	6,48	2,05	10,35	–	16,22	0,87	98,57	–	–	–	–
101*	31,80	0,34	18,23	8,32	не об	0,57	2,52	9,88	9,00	–	18,66	0,78	100,60	–	–	–	–
102*	33,82	1,67	12,70	11,40	10,58	0,23	4,82	2,20	4,56	–	10,40	–	94,93	–	–	–	–
							Ортиты из гранитов										
103	34,60	–	19,90	3,00	6,00	0,50	0,80	15,10	2,00	–	16,30	1,25	100,09	3,550	1,706	–	1,698
104	30,35	–	7,56	18,14	–	0,38	1,43	12,90	2,00		25,55	1,20	99,51	–	1,755	1,751	1,740
105	29,92	3,66	10,71	5,43	13,07	0,35	0,10	9,15	2,82	–	24,46	–	99,77	3,928	1,783	–	1,762
106	29,16	0,82	9,29	16,97	18,04	0,32	1,86	4,40	1,16	0,80	17,10	–	100,15	3,820	–	–	–
107	31,48	0,77	14,60	4,72	12,35	0,55	0,43	9,72	2,21	0,05	22,61	0,78	100,49	–	–	–	–
108	29,75	–	8,42	20,68	–	0,31	0,91	8,95	2,40	–	26,43	0,76	98,61	–	1,752	1,750	1,735
109	30,36	1,22	16,81	7,73	8,39	1,28	0,70	9,51	1,86	–	21,68	–	99,82	–	>1,780	–	1,756
110	32,47	1,92	15,12	4,53	13,54	0,53	0,44	8,88	1,61	0,40	19,01	0,73	100,22	–	>1,780	–	1,780
111	30,10	1,30	14,52	4,60	12,29	1,57	0,34	7,77	0,79	–	26,09	0,14	100,35	–	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
112	30,54	1,10	17,48	4,19	9,22	0,58	0,85	11,00	1,59	0,88	21,12	1,27	100,23	3,85	–	–	–
113	31,86	0,88	17,47	2,55	10,14	1,18	0,80	10,89	1,47	–	20,90	1,83	100,86	3,85	–	–	–
114	31,94	–	18,18	9,80	12,13	1,10	0,32	14,76	2,99	–	14,20	0,52	99,94	3,27	–	–	–
115	33,31	–	14,34	10,34	7,20	–	1,23	11,28	3,01	–	16,12	–	99,07	3,491	–	–	–
116	32,90	–	17,80	1,20	10,04	1,00	–	11,32	3,20	–	22,20	–	99,66	3,368	–	–	–
117	32,35	–	16,42	4,49	10,48	1,12	–	11,47	2,31	–	21,52	–	100,62	3,323	–	–	–
118	30,04	–	16,10	5,06	9,89	Сл.	1,11	13,02	2,56	–	21,11	–	99,36	–	–	–	–
119	33,41	–	10,90	20,88		–	–	10,52	3,12	–	21,42	–	100,25	–	–	–	–
120	37,55	–	15,99	16,83		0,23	0,22	13,60	1,80	–	13,05	–	99,27	–	–	–	–
121	36,82	–	16,94	17,11		0,56	0,86	14,84	0,28	–	13,32	–	100,73	3,79	–	–	–
122	32,85	–	19,28	4,07	8,08	0,51	0,14	11,09	3,72		19,67	–	99,68	3,57	–	–	–
123	32,46	–	18,09	–	13,84	Сл.	1,02	13,18	3,40		18,03	–	100.02	3,48	–	–	–
124	33,78	–	14,03	6,36	13,63	–	–	12,12	1,78		18,30	–	100,00	3,408	–	–	–
125	31,13	–	11,44	6,24	13,59	0,61	0,16	9,44	2,78		23,48	–	99,91	3,52	–	–	–
126	29,23	–	12,80	2,60	1,23	1,20	0,10	15,94	2,94		33,15	–	99,39	3,518	–	–	–
127	33,02	–	15,23	–	15,10	0,40	–	11,08	3,00		21,60	–	99,43	3,499	–	–	–
128	37,20	–	10,24	–	24,46	–	–	6,84	1,74	–	18,23	–	99,97	–	–	–	–
129*	26,05	–	7,54	17,01	–	0,58	0,81	10,45	5,60		30,22	0,92	99,18	–	1,742	1,738	1,721
130*	31,18	1,24	14,10	3,71	11,40	0,43	1,87	9,89	4,75	–	20,20	1,30	100,07	3,30	–	–	–
131*	34,97	–	12,83	–	18,11	2,82	1,40	7,21	4,13		17,26	–	98,73	–	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
								Ортиты из гранито-гнейсов									
132	32,00	0,92	14,60	6,00	9,64	0,87	1,00	13,80	0,62	–	18,33	2,38	100,16	3,90	1,779	–	1,755
133	27,50	1,24	16,20	16,75		1,37	1,20	12,02	3,80	–	19,50	–	99,62	3,45	1,744	–	1,735
134	32,07	–	16,52	2,53	11,89	2,34	0,45	6,75	3,23		23,37	Сл.	99,44	3,39	$N_{из}$		= 1,636
135	31,20	1,10	17,00	1,67	9,31	0,50	1,32	10,50	2,46	0,20	22,77	1,73	99,99	3,43	$N_{из}$		= 1,710
136	31,86	–	14,88	2,47	13,09	2,02	0,09	9,76	3,90		20,36	1,51	100,18	3,37	–	–	–
137	33,05	–	15,29	–	16,64	1,58	–	10,18	1,24		21,73	–	99,71	3,41	–	–	–
138	31,44	–	17,12	3,97	12,02	2,17	0,32	7,30	2,15		22,59	1,63	100,94	3,33	–	–	–
139	33,83	–	13,51	3,33	12,72	0,82	1,40	9,36	2,95		20,90	–	98,82	3,492	–	–	–
140*	30,05	–	17,19	3,67	8,67	0,94	0,10	9,57	5,53	–	23,49	1,06	100,54	3,22	$N_{из}$		= 1,659
141*	35,04	0,10	23,22	4,18	4,52	0,21	0,13	17,60	–	–	14,20	–	99,62	–	1,680	–	1,665
142*	31,72	–	17,80	2,52	9,37	–	0,74	13,17	3,30		19,43	–	98,34	3,54	–	–	–
143*	30,77	–	15,24	3,06	11,70	0,31	0,38	9,38	4,60		22,78	–	98,91	3,333	–	–	–
144*	32,05	–	22,93	11,04	–	1,99	1,28	9,43	4,38	–	30,47	–	99,50	3,005	–	–	–
145*	32,93	–	15,54	–	4,21	0,39	2,15	6,76	17,55		20,60	–	100,13	2,78	–	–	–
146*	31,54	–	13,84	3,65	1,21	1,14	0,94	3,34	13,89	7,22	19,29	1,34	99,39	2,74	–	–	–
147*	32,02	–	15,80	2,17	5,45	0,44	1,84	6,99	11,05	1,20	18,08	1,50	100,13	2,872	–	–	–
148*	33,03	–	17,63	5,26	7,01	0,64	0,11	12,78	9,37		13,44	1,12	100,79	3,041	–	–	–
149*	33,48	–	18,06	5,10	6,42	–	–	10,99	9,72		15,07	Сл.	99,19	2,92	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
								Ортиты в ассоциации с кварцем, в том числе из гидротермальных жил									
150	31,81	0,75	15,54	6,72	7,85	1,39	1,27	11,90	1,93	0,62	20,06	0,14	100,15	3,69	–	–	–
151	31,72	–	16,75	10,07	7,90	0,14	2,39	11,60	2,44	0,24	16,43	–	99,80	3,595	1,759–1,779	1,747–1,768	1,732–1,757
152	31,76	–	19,15	10,46	6,11	0,21	4,06	12,40	1,31	0,12	14,12	–	99,92	3,595	–	–	–
153	32,23	0,73	14,66	4,02	11,37	0,23	1,58	11,47	0,76	0,02	20,82	1,76	99,80	3,54	$N_{из}$		= 1,707
154	31,25	0,79	15,04	4,13	10,58	0,18	1,64	11,36	1,12	0,02	22,53	1,46	100,30	3,576	–	–	–
155	32,89	–	12,49	7,33	9,02	0,25	1,77	7,12	2,49	–	25,78	–	99,37	3,825–3,831	–	–	–
156*	30,16	0,33	13,66	4,02	11,97	1,44	0,33	8,65	4,12		23,62	1,32	100,33	3,43	1,694	–	–
								Ортиты из скарнов и других богатых кальцием пород									
157	32,85	0,21	19,36	5,98	4,55	0,09	2,60	9,67	2,78	0,46	18,13	2,42	100,00	3,496	1,713–1,718	1,709–1,714	1,700–1,704
158	34,70	0,20	19,70	10,04	5,05	Сл.	0,60	17,80	1,78	–	10,38	0,10	100,49	3,49	1,760	–	1,746
159	31,83	0,20	19,50	4,00	7,91	Сл.	2,50	12,00	1,71	–	20,20	0,06	100,11	–	1,760	–	1,746
160	30,99	–	9,10	8,71	12,69	Сл.	1,36	9,08	1,52	–	27,43	–	100,91	4,15	$N_{из}$		= 1,780
161	31,12	–	8,73	9,02	12,29	Сл.	1,12	9,74	0,48		27,36	–	99,86	4,15	–	–	–
162	30,96	0,20	18,24	5,64	4,29	0,08	2,45	11,86	2,62	0,44	17,08	2,28	99,20	3,496	1,713–1,718	1,709–1,714	1,700–1,704

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ $(TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
163	31,85	0,02	10,09	5,83	5,34	0,27	7,42	9,57	1,79		27,16	—	100,21	4,00	>1,78	—	>1,76
164	31,60	0,20	19,00	2,37	4,26	0,09	4,00	12,80	1,87	—	22,48	1,32	99,99	3,25	—	—	—
165	34,30	0,19	22,18	5,83	5,98	—	0,48	16,81	1,46	0,04	12,86	—	100,13	3,63—3,90	—	—	—
166	32,06	—	6,49	—	25,26	—	1,16	8,08	0,60		26,25	—	99,90	4,108	—	—	—
167*	31,32	0,40	17,08	10,16	0,74	0,18	1,32	12,70	5,45	0,64	17,75	1,00	100,07	4,20—3,90	1,740	—	1,728
168*	29,27	0,50	14,29	0,08	9,60	0,30	3,41	10,48	0,49	0,12	28,19	0,58	98,03	—	—	—	—
169*	35,75	—	15,49	—	15,19	—	0,77	11,25	—	—	19,96	—	98,41	—	—	—	—
170*	34,00	—	16,40	—	15,51	—	0,56	11,75	—	—	21,53	—	99,75	3,79	—	—	—
171*	33,25	—	14,74	—	14,30	1,08	0,74	12,04	8,22		15,20	—	100,00	3,77	—	—	—
172*	31,40	1,00	13,49	5,61	10,47	0,36	1,96	8,60	6,80	—	18,18	1,12	99,32	—	—	—	—
173*	32,00	0,25	11,80	19,63	—	0,08	0,92	14,28	—	—	17,02	Сл.	95,98	—	—	—	—
Ортиты в ассоциации с кальцитом																	
174	30,12	0,22	11,69	5,74	11,31	0,15	0,30	6,41	0,70	0,06	28,07	0,10	99,50	4,07	1,827	1,813	1,784
175	32,59	1,67	14,85	3,21	10,66	1,90	1,97	9,48	0,84	—	21,40	0,90	99,77	3,90	1,762	—	1,725
176	36,16	0,29	17,48	8,43	5,55	0,04	3,43	6,29	3,22	0,68	15,70	1,64	100,00	—	1,716—1,710	1,710—1,706	1,704—1,698
177	30,60	3,84	14,40	3,56	11,10	0,41	1,20	9,50	0,80	—	22,82	1,80	100,03	3,78	1,766	—	1,757
178	31,82	1,10	12,40	4,63	11,65	0,32	1,83	11,97	1,47	0,00	20,57	2,03	100,04	3,501	$N_{из}$	=	1,708—1,735

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ $(TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
179	34,52	—	18,79	3,11	7,08	0,17	1,56	16,21	3,15		11,11	3,48	99,30	—	—	—	—
180	37,26	—	18,17	—	7,64	—	0,55	16,87	2,16		17,81	—	100,46	3,193	—	—	—
181*	26,50	0,22	12,78	6,23	4,05	0,04	2,51	19,93	2,36	0;49	11,48	1,16	100,12	—	1,740	—	1,728
Ортиты, ассоциации которых не выявлены																	
182	31,29	1,84	13,23	6,06	10,40	1,19	1,00	10,19	1,34	Не обн.	21,52	1,07	99,82	3,999	1,781	1,777	1,752
183	34,65	—	16,03	9,70	4,76	1,22	1,29	10,42	1,58	—	18,09	2,11	99,85	3,95	—	1,733—1,754	—
184	28,28	—	15,99	21,31	5,17	1,62	1,73	9,32	1,85	—	13,54	0,98	99,79	3,90	—	1,782—1,793	—
185	31,04	—	12,93	2,93	13,38	0,82	0,16	9,35	2,42	—	24,65	1,55	99,24	3,96	—	1,770	—
186	32,97	—	16,10	4,65	9,52	0,90	0,16	12,40	1,96	—	20,31	0,33	99,47	3,37	$N_{из}$		= 1,720
187	31,86	—	11,41	9,87	8,78	0,23	1,58	11,28	2,96		22,09	—	100,42	3,723	$N_{из}$		= 1,745
188	31,46	—	17,56	3,67	10,40	0,95	1,32	6,14	2,92		24,95		99,55	3,728	$N_{из}$		= 1,746
189	32,70	0,38	18,42	5,47	8,35	—	1,40	10,56	1,63		19,85	1,21	99,86	3,74	$N_{из}$		= 1,740
190	30,40	0,47	15,45	3,58	11,47	2,63	0,06	8,82	2,05		22,97	1,77	100,78	3,8	$N_{из}$		= 1,755
191	31,88	—	16,16	4,91	9,56	0,74	1,03	12,94	1,33		21,22	0,44	100,21	3,658	$N_{из}$		= 1,735
192	31,90	—	14,18	5,35	11,67	Сл.	0,31	8,88	2,87		22,17	—	100,30	3,706	$N_{из}$		= 1,724
193	30,81	—	16,25	6,29	8,14	2,25	0,13	10,43	2,79		21,15	—	98,77	3,67	$N_{из}$		= 1,756
194	33,64	0,24	12,16	7,67	8,46	0,25	1,83	9,75	2,84		21,97	1,28	100,22	—	$N_{из}$		= 1,739
195	33,10	0,14	18,50	4,38	4,99	Сл.	4,20	12,92	1,47	0,09	18,25	0,83	99,63	3,363	—	—	—
196	33,29	—	19,35	3,31	10,67	—	0,40	11,04	1,54	—	17,27	1,17	99,69	3,32	—	—	—
197	33,73	0,80	16,09	10,68	3,87	0,06	0,18	16,18	1,69		16,65	—	99,93	—	—	—	—
198	30,42	—	17,00	5,45	11,96	0,80	—	13,38	0,58	0,15	17,82	2,37	99,93	3,80	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ $(TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
199	28,12	–	14,01	7,98	7,65	3,10	0,39	9,16	1,02	0,57	27,05	1,02	100,07	3,70	–	–	–
200	31,23	–	15,67	4,65	10,83	1,28	1,10	10,60	1,54	–	22,41	0,60	99,91	3,81	–	–	–
201	27,80	–	14,84	5,29	9,82	3,15	2,10	9,35	1,35	–	25,73	–	99,43	4,10	–	–	–
202	32,35	–	17,20	–	18,67	2,49	0,20	11,93	1,60	0,30	11,07	3,58	99,99	–	–	–	–
203	29,70	0,44	18,17	11,40	5,52	1,07	0,85	14,12	3,86	0,91	12,26	0,99	99,29	3,30	–	–	–
204	31,49	–	17,68	9,84	6,88	0,20	0,75	14,55	3,34	0,40	10,34	4,89	100,51	–	–	–	–
205	32,99	1,35	14,68	1,85	12,53	0,82	0,77	10,03	0,42	0,49	23,73	0,57	100,23	4,07	–	–	–
206	25,45	7,46	11,45	6,89	12,79	1,59	1,48	7,70	2,12	–	21,37	0,78	99,14	–	–	–	–
207	32,20	0,24	19,90	1,44	7,10	0,09	2,40	13,20	2,75	–	19,26	1,54	100,12	3,30	–	–	–
208	31,50	0,22	17,40	6,29	8,94	0,84	0,65	11,35	2,20	–	19,20	1,30	99,89	3,57	–	–	–
209	34,93	–	14,26	–	14,90	0,85	0,86	10,42	0,52		23,34	–	100,08	3,65	–	–	–
210	32,84	1,13	9,47	14,19	7,70	–	1,33	9,30	0,88	0,11	21,98	0,50	100,08	3,79	–	–	–
211	31,56	–	16,77	5,74	9,08	1,15	–	9,35	2,25	–	22,51	0,31	99,09	3,48	–	–	–
212	31,86	–	16,87	3,58	12,26	–	1,67	10,15	1,11	–	23,67	–	101,17	3,535	–	–	–
213	32,19	–	12,00	6,34	10,55	0,51	0,84	9,14	1,19	–	24,21	–	98,15	3,782	–	–	–
214	31,31	–	14,73	–	15,82	–	1,25	7,82	1,49	–	23,60	–	96,02	3,69	–	–	–
215	31,50	0,71	12,75	9,46	6,86	0,50	3,00	11,28	1,08	–	21,31	1,19	99,64	–	–	–	–
216	31,30	0,67	19,30	4,00	6,20	0,18	1,40	13,00	2,47	0,26	19,09	1,03	100,08	3,50	–	–	–
217	31,67	–	12,20	4,42	10,89	2,52	2,08	9,37	2,25	–	24,34	0,33	100,07	3,546	–	–	–
218	31,26	0,71	13,70	3,52	11,52	0,53	1,06	12,07	2,57	–	21,71	0,53	99,77	–	–	–	–
219	30,32	0,04	15,89	3,77	10,81	6,06	0,32	4,28	2,13	0,24	24,03	1,70	99,59	3,943	–	–	–
220	29,69	1,16	14,18	6,75	8,34	5,78	Сл.	7,14	1,89	0,21	22,78	1,80	99,81	3,947	–	–	–
221	35,49	–	18,21	–	13,03	2,37	2,06	9,25	2,00		17,39	–	99,80	3,55	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	Σ $(TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
222	34,47	–	14,36	7,67	8,24	–	1,08	10,20	1,56		22,45	–	100,03	3,65	–	–	–
223	34,08	–	16,86	7,35	7,90	–	0,95	9,28	1,32		21,38	–	99,25	3,65	–	–	–
224	31,68	–	17,33	7,05	10,11	1,03	0,54	10,78	1,46		20,11	–	100,30	3,63	–	–	–
225	32,79	–	18,16	1,64	10,08	1,23	0,15	10,95	1,89		22,31	–	99,65	–	–	–	–
226	32,04	0,12	14,02	7,17	7,52	0,37	1,47	11,34	2,63		23,48	–	100,16	3,491	–	–	–
227	34,90	1,65	11,45	–	20,65	–	1,30	7,10	2,00		17,30	–	99,23	3,55	–	–	–
228	31,71	–	17,80	2,79	0,06	0,13	0,04	19,54	1,57		23,50	0,22	99,13	–	–	–	–
229	30,91	–	10,48	8,18	12,82	0,07	2,07	10,06	1,85		17,29	0,38	99,24	3,76	–	–	–
230	26,37	1,20	14,04	12,47	14,46	1,03	1,68	9,03	1,45		15,54	2,17	99,80	–	–	–	–
231	29,75	0,12	15,17	7,15	10,81	2,95	0,09	6,29	2,14		23,59	1,40	100,19	3,92	–	–	–
232	30,22	0,38	16,94	2,97	10,50	1,58	0,05	10,39	2,52		22,48	1,53	99,69	3,86	–	–	–
233	30,57	0,26	15,98	4,50	11,37	2,84	0,07	7,96	2,28		22,80	1,06	99,84	3,90	–	–	–
234	30,78	0,04	15,89	3,77	10,81	6,06	0,32	4,28	2,13	0,24	24,03	1,70	100,05	3,94	–	–	–
235	31,34	0,05	17,72	1,99	12,68	0,18	1,03	6,29	1,22		25,85	0,16	100,22	3,50	–	–	–
236	31,71	0,86	9,32	11,95	8,95	0,18	0,96	11,02	0,86		24,22	–	100,19	–	–	–	–
237	39,03	–	14,33	7,10	5,22	–	4,29	17,47	2,78		9,73	–	99,03	3,15	–	–	–
238	27,70	–	13,20	4,30	14,20	–	–	10,40	0,80		28,90	–	99,50	–	–	–	–
239	30,23	0,96	15,16	6,55	9,74	0,13	0,52	11,26	2,04	Нет	19,84	2,75	99,18	–	–	–	–
240	30,53	0,97	15,26	6,61	9,86	0,13	0,52	11,37	2,04	Нет	19,97	2,74	100,00	–	–	–	–
241	31,40	1,32	14,01	5,86	10,71	0,15	0,58	12,18	2,14	Нет	17,73	2,88	98,96	–	–	–	–
242	31,61	0,95	17,63	5,11	10,30	0,30	0,18	10,71	0,50	0,06	21,19	1,24	99,86	–	–	–	–
243*	32,08	–	17,65	4,94	7,21	–	0,11	10,90	6,44		21,13	–	101,25	3,346	$N_{из}$		= 1,662
244*	34,10	0,15	22,20	–	8,54	0,68	2,27	15,22	–	–	15,22	1,30	100,55	–	–	–	–

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (продолжение)

Анализ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	$\Sigma (TR)_2O_3$	ThO	Σ	D	Ng	Nm	Np
245*	30,46	–	18,09	–	13,84	–	1,01	13,18	3,50	–	18,03	–	98,11	–	–	–	–
246*	31,83	–	13,66	17,95		0,40	2,70	11,46	–	–	20,89	–	98,89	3,983	–	–	–
247*	33,60	–	12,58	–	14,98	–	1,60	9,59	3,34		25,39	–	101,70	–	–	–	–
248*	29,60	–	21,42	–	9,51	–	4,25	7,75	0,67		24,72	–	100,10	–	–	–	–
249*	27,59	–	16,14	–	16,01	1,55	4,94	2,28	11,46		13,87	–	100,55	2,88	–	–	–
250*	30,97	–	16,04	10,49	5,29	–	0,49	9,16	7,99	–	17,22	1,70	99,35	–	–	–	–
251*	32,93	н/оп	14,51	н/оп	15,23	4,32	0,74	12,61	4,58	–	13,06	1,64	99,73	–	–	–	–
252*	35,81	–	11,46	13,64	–	–	0,06	8,94	4,94	0,56	22,27	1,92	101,24	–	–	–	–
253*	30,89	–	22,17	5,47	5,13	–	–	4,97	14,63		15,98	–	100,48	3,07	–	–	–
254*	30,52	–	12,88	10,01	6,02	Сл.	3,80	10,25	7,34		16,45	1,32	100,51	–	–	–	–
255*	33,48	0,13	16,42	8,30	н/обн	0,26	6,48	5,32	7,68	2,92	16,85	0,78	99,74	3,293	1,688–1,678	–	1,650–1,648
								Особые ортиты									
256	22,50	10,41	11,46	8,50	10,63	2,17	0,90	7,30	1,49	–	23,65	0,27	99,55	–	–	–	–
257	26,70	–	6,34	3,21	4,76	Сл.	0,54	2,80	1,99		51,13	–	99,03	4,32	–	–	–
258	30,11	Сл.	11,25	14,35	4,07	5,33	3,07	6,11	1,84		21,28	0,85	100,97	4,00	–	–	–
259	30,58	–	12,71	5,74	10,81	2,05	–	8,20	3,33	–	23,94	0,26	100,68	3,67	–	–	–
260	31,09	–	2,24	–	11,23	0,90	0,42	0,71	0,85		46,22	–	99,97	4,263	–	–	–
261	29,68	2,05	13,85	7,30	8,15	0,40	2,75	4,24	0,30	0,05	24,20	–	100,42	3,85–4,01	1,78	–	1,78
262	25,20	0,57	14,30	2,40	7,89	1,12	1,04	10,40	2,35	0,22	26,93	0,88	99,76	3,91	1,765	1,760	1,750
263	31,39	0,005	8,05	1,12	2,29	0,50	14,15	9,36	2,02		29,10	–	101,29	3,90	1,733	1,718	1,715

ПРИЛОЖЕНИЕ 7 (Дополнение)

Кроме указанных по отдельным анализам ортитов, имеются следующие данные:

2. $Na_2O=0,14$; $K_2O=0,64$.
3. $Ce_2O_3=11,27$; $La_2O_3=10,94$; $Y_2O_3=0,09$; $SrO=0,10$.
4. $Ce_2O_3=17,20$; La_2O_3 – не опр.; Y_2O_3 – не опр.; $ZnO=0,72$; $V_2O_5=0,27$; – $2V=70$; $c:Np=19$.
5. $Ce_2O_3=11,88$; $La_2O_3=8,78$; $Y_2O_3=0,16$; $U=0,012$; $K_2O=0,27$; $Na_2O=0,95$; $c:Np=27-29$.
12. $Ce_2O_3+La_2O_3=19,14$; $Y_2O_3=3,46$; $Na_2O=0,23$; $K_2O=0,38$.
13. $Ce_2O_3=10,38$; $La_2O_3+Dy_2O_3=10,04$; $Y_2O_3=0,08$; $Na_2O=0,10$.
14*. $Na_2O=1,15$; $K_2O=0,46$.
15. $Ce_2O_3=12,70$; $Y_2O_3=0,22$; $(La, Di)_2O_3=12,06$; $-2V$.
16. $Ce_2O_3=8,89$; $La_2O_3=9,02$; $Y_2O_3=1,92$; $PbO=0,13$; $Na_2O=0,15$; $K_2O=0,36$; $2V=75-78$; $c:Ng=36-40$.
17. $Na_2O=0,10$; $K_2O=0,20$.
19. $Ce_2O_3=3,86$; $La_2O_3=13,92$; $Y_2O_3=0,70$; $U_3O_8=0,12$; $PbO=0,03$; $SrO=0,02$; $Na_2O=0,29$; $K_2O=0,14$; $MoO_3+V_2O_5=0,03$; $-2V$ большой.
20. $Ce_2O_3=8,72$; $La_2O_3=11,63$; $Y_2O_3=2,98$; P_2O_5 – сл.; SnO – сл.; $-2V=63-69$.
21. $Ce_2O_3=9,06$; $La_2O_3=9,24$; $V_2O_3=0,72$; F – сл.; SrO – не обн.; Na_2O = сл.; $K_2O=0,02$; $+2V=57$.
22. $K_2O=0,16$; $Na_2O=0,02$; $-2V=25-30$.
23. $Ce_2O_3+La_2O_3=23,17$; $Y_2O_3=1,73$; $CO_2=0,22$; $SnO_2=0,30$; $BeO=0,00$; $UO_2=0,00$.
24. $Ce_2O_3+La_2O_3=19,31$; $Y_2O_3=3,51$; $P_2O_5=0,07$; $CO_2=0,15$; $SnO_2=0,13$; UO_2 – не обн.;
25. $Ce_2O_3+La_2O_3=18,51$; $Y_2O_3=2,67$; $SnO_2=0,35$; $BeO=0,00$.
26. $Ce_2O_3+La_2O_3=18,20$; $Y_2O_3=3,98$; $SnO_2=0,09$; $BeO=0,00$; $P_2O_5=0,39$; $UO_2=0,39$.

27. $Ce_2O_3+La_2O_3=19{,}24$; $Y_2O_3=1{,}25$; $SnO_2=0{,}54$; $BeO=0{,}00$; $P_2O_5=0{,}00$; $UO_2=0{,}00$.

28. $Ce_2O_3+La_2O_3=17{,}92$; $Y_2O_3=3{,}51$; $SnO_2=0{,}24$; $BeO=0{,}00$; $UO_2=0{,}00$.

29. $Ce_2O_3+La_2O_3=18{,}82$; $Y_2O_3=1{,}88$; $SnO_2=0{,}35$; $BeO=0{,}00$; $UO_2=0{,}00$; $CO_2=0{,}56$.

30. $Ce_2O_3+La_2O_3=19{,}67$; $Y_2O_3=2{,}61$; $SnO_2=0{,}32$; $BeO=0{,}05$; UO_2 – не обн.; $P_2O_5=0{,}04$.

31. $Ce_2O_3+La_2O_3=19{,}47$; $Y_2O_3=1{,}38$; $SnO_2=0{,}11$; $BeO=0{,}02$; $UO_2=0{,}10$; $P_2O_5=0{,}36$.

32. $Ce_2O_3=9{,}06$; $La_2O_3=13{,}36$; Y_2O_3 – нет; $UO_2=0{,}015$; Na_2O – сл.; K_2O – сл.; $-2V=40$; $c:Np=20$.

33. $-2V=40$.

34. $BeO=0{,}13$; $P_2O_5=0{,}09$; $SnO_2=0{,}21$.

35. $P_2O_5=0{,}98$; $ZrO_2=0{,}01$; $U_3O_8=0{,}03$; $SnO_2=0{,}01$; $PbO=0{,}26$; $BeO=0{,}14$; $K_2O=0{,}06$; $Na_2O=0{,}05$; $c:Np=40$; $-2V$ – большой.

36. $Na_2O=0{,}13$; $K_2O=0{,}115$; $ZrO_2=0{,}17$.

37. $Ce_2O_3=10{,}04$; $La_2O_3=10{,}38$; $Y_2O_3=0{,}08$; $Na_2O+K_2O=0{,}10$.

38. $PbO=0{,}44$; $Na_2O+K_2O=0{,}17$.

39. $Ce_2O_3=2{,}12$; $Y_2O_3=8{,}70$; $ZrO_2=0{,}61$.

40. $Ce_2O_3=19{,}77$; $Y_2O_3=1{,}11$; $K_2O=0{,}54$.

41. $Ce_2O_3=19{,}73$; $Y_2O_3=1{,}39$; $K_2O=0{,}28$.

42. $Na_2O+K_2O=0{,}09$; P_2O_5, F, $Cl=0{,}00$; $S=0{,}07$.

43. П. п. п. $=0{,}70$.

44. $Ce_2O_3+La_2O_3=20{,}67$; $Y_2O_3=0{,}17$.

45. $Ce_2O_3=9{,}64$; $La_2O_3=9{,}20$; $Y_2O_3=0{,}45$; $Er_2O_3=0{,}19$; $Na_2O=0{,}01$; $K_2O=0{,}08$.

46. $Ce_2O_3=9{,}13$; $La_2O_3=9{,}40$; $Y_2O_3=0{,}11$.

47. $Ce_2O_3=9{,}93$; $La_2O_3=10{,}97$; $Y_2O_3=2{,}96$; $BeO=0{,}12$; $SnO_2=0{,}08$; P_2O_5 – сл.; п. п. п. $=0{,}08$.

48. $Ce_2O_3=9{,}39$; $La_2O_3=12{,}53$; $Y_2O_3=1{,}76$; BeO – сл.; SnO_2 – сл.; P_2O_5 – сл.

49. $Ce_2O_3=8{,}30$; $La_2O_3=10{,}25$; $Y_2O_3=2{,}85$; BeO – сл.; SnO_2 – сл.

50. $Ce_2O_3=6{,}82$; $La_2O_3=10{,}58$; $Y_2O_3=5{,}19$; SnO_2 – сл.

51. $Ce_2O_3=7{,}88$; $La_2O_3=11{,}53$; $Y_2O_3=2{,}42$.

52. $Ce_2O_3=8{,}05$; $La_2O_3=1{,}74$; $Y_2O_3=3{,}58$.

53. $Ce_2O_3=8{,}06$; $La_2O_3=11{,}68$; $Y_2O_3=3{,}48$.

54. $Ce_2O_3=9{,}36$; $La_2O_3=11{,}70$; $Y_2O_3=2{,}40$.

55. $K_2O=0{,}67$.

56. $K_2O=0{,}41$; $Na_2O=0{,}34$; $Ce_2O_3=22{,}31$; $Y_2O_3=2{,}42$.

57. $K_2O=0{,}40$; $Na_2O=0{,}33$; $Ce_2O_3=18{,}91$; $Y_2O_3=1{,}47$.

58. $Ce_2O_3=10{,}26$; $La_2O_3=13{,}56$; $Y_2O_3=1{,}10$.

59. $Ce_2O_3=10{,}98$; $La_2O_3=10{,}04$; $Y_2O_3=1{,}96$.

60. $Ce_2O_3=8{,}76$; $La_2O_3=11{,}36$; $Y_2O_3=3{,}32$; п. п. п. $=0{,}31$.

61. П. п. п. $=1{,}25$.

62. $Na_2O+K_2O=0{,}85$.

63. $Ce_2O_3=8{,}30$; $La_2O_3=4{,}25$; $Y_2O_3=1{,}50$; п. п. п. $=0{,}60$; $PbO=0{,}20$; $NiO=0{,}25$.

64*. $CO_2=2{,}99$; S – сл.; SnO_2 – сл.; PbO – сл.

65*. П. п. п. $=5{,}27$; $+2V=82$.

66*. $Na_2O=0{,}84$; $K_2O=0{,}69$; $F=0{,}11$; $-O=F_2=0{,}03$.

67*. $Ce_2O_3=17{,}70$; $La_2O_3=2{,}31$; $Y_2O_3=0{,}35$; $K_2O=0{,}76$.

69*. $Ce_2O_3=10{,}49$; $La_2O_3=6{,}37$; $Y_2O_3=1{,}52$; $K_2O=0{,}64$; $Di_2O_3=5{,}33$.

70. $F=0{,}08$; $-O=F_2=0{,}02$. Оптика по В. А. Хвостовой (1962).

71. $Ce_2O_3=10{,}11$; $La_2O_3=2{,}89$; $Y_2O_3=2{,}30$; $+2V=86$.

72. $Na_2O=0{,}15$; $-2V>60$.

73. $F=0{,}15$; $-O=F_2=0{,}04$; п. п. п. $=0{,}31$.

74. $Ce_2O_3=10{,}58$; $La_2O_3=11{,}97$; $Y_2O_3=0{,}81$; $Y_3O_8=0{,}04$; $K_2O=0{,}08$; $Na_2O=0{,}16$; $PbO=0{,}12$; $SnO_2=0{,}33$; $SrO=0{,}00$.

75. $Ce_2O_3=6{,}21$; $La_2O_3=0{,}24$; $Y_2O_3=1{,}38$; $Di_2O_3=10{,}78$; $Er_2O_3=1{,}53$; $K_2O=0{,}15$.

76. K_2O=0,23; Na_2O=0,60.

77. Ce_2O_3=6,91; La_2O_3=11,47; Y_2O_3=4,42; SnO_2–сл.

78. Ce_2O_3=5,97; La_2O_3=10,11; Y_2O_3=6,53.

79. Ce_2O_3=7,45; La_2O_3=10,23; Y_2O_3=3,92.

82. Ce_2O_3=11,24; La_2O_3=9,90; Y_2O_3=1,65; BeO=0,24.

83. Ce_2O_3=9,08; La_2O_3=7,38; Y_2O_3=0,40.

84. Ce_2O_3=9,14; La_2O_3=10,00; Y_2O_3=0,00; SrO=0,12.

85. U_3O_8=0,08; ZrO_2=0,13; PbO=0,08; SrO=0,14; Na_2O+K_2O=0,43.

86*. U_3O_8=нет; SrO–нет; Na_2O–нет; K_2O–нет; F=0,44.

88*. Ce_2O_3=1,21; Y_2O_3=12,42; SrO–сл.; BaO=0,03; BeO=0,44; Na_2O+K_2O=1,10.

89*. Na_2O+K_2O=0,68; SrO–сл.; BaO–сл.; BeO=0,47; нерастворимый остаток=1,78.

90*. Ce_2O_3=8,08; La_2O_3=8,10; Y_2O_3=1,92; Di_2O_3=3,95; Na_2O=0,28; K_2O=0,18.

91*. Ce_2O_3=3,92; La_2O_3=15,41; Na_2O=0,24; K_2O=0,51.

92*. F=0,01; K_2O–сл.

93*. Ce_2O_3=10,46; La_2O_3=7,56; Y_2O_3=17,43; K_2O=1,21; Na_2O=0,84.

94*. Ce_2O_3=21,94; Y_2O_3=1,32.

95*. Ce_2O_3=12,76; CuO=0,54.

96*. Ce_2O_3=19,44; Y_2O_3=3,44.

97*. Ce_2O_3=17,39; Y_2O_3=3,80.

98*. Na_2O=0,56.

99*. Na_2O=0,11; K_2O=0,22; F=0,26; $-O=F_2$=0,11.

100*. Na_2O=0,03; K_2O=0,66.

101*. Na_2O=0,28; K_2O=0,10; F=0,20; $-O=F_2$=0,08.

102*. Na_2O=2,29; K_2O=0,19; F=0,07.

103. U_3O_8=0,093.

104. U=0,0036; Ce_2O_3=11,06; Re_2O_3=15,69.

105. Ce_2O_3=11,83; Y_2O_3=0,70; $La_2O_3+Dy_2O_3$=11,93; SnO_2=0,10; $-2V$=34–37.

106. Ce_2O_3=14,70; Y_2O_3=0,55; $La_2O_3+Dy_2O_3$=1,85; U_3O_8=0,011; Na_2O=0,13; K_2O=0,09.

107. Ce_2O_3=11,41; Y_2O_3=0,27; $La_2O_3+Dy_2O_3$=10,93; PbO=0,09; Na_2O=0,04; K_2=0,09.

108. U=0,04.

109. Na_2O=0,15; K_2O=0,12; $-2V$=78.

110. F=0,22; $-2V$=88.

111. U_3O_8=0,01; Na_2O=0,15; K_2O=0,06; F=0,02.

112. Ce_2O_3=9,94; Y_2O_3=0,63; SnO_2=0,41; $[Ce]_2O_3$=10,55.

113. Ce_2O_3=10,30; Y_2O_3=0,64; La_2O_3=9,96; п. п. п.=0,89.

114. Y_2O_3=0,76; La_2O_3=13,44.

115. Ce_2O_3=13,42; La_2O_3=2,70; Na_2O=0,42; K_2O=1,33; удельный вес по *Hintze*, 1897.

117. Na_2O+K_2O=0,46.

118. Na_2O=0,02; K_2O=0,28; Se_2O_3=0,17.

119. Ce_2O_3=20,73; Y_2O_3=0,69.

122. Ce_2O_3=9,24; La_2O_3=4,85; Di_2O_3=5,58; K=0,27.

123. Ce_2O_3=6,77; La_2O_3=9,76; Y_2O_3=1,50; CuO–сл.

124. Ce_2O_3=12,63; La_2O_3=5,67.

125. Ce_2O_3=12,50; $(La;Nd)_2O_3$=10,98; K_2O–сл.; Na_2O=0,56; BeO=0,27; CO_2=0,21; P_2O_5–сл.

126. Ce_2O_3=6,60; La_2O_3=3,24; Pr_2O_3=6,60; Nd_2O_3=6,70; Y_2O_3=10,01; K_2O=0,12; Na_2O=0,08; BeO–сл.

128. Ce_2O_3=8,66; La_2O_3=9,57; Na_2O=1,26.

129*. Ce_2O_3=12,45; Re_2O_3=18,69; U=0,54.

131*. Ce_2O_3=17,26.

134. Ce_2O_3=18,63; Y_2O_3=4,74; K_2O=0,29

135. U_3O_8=0,03; п. п. п.=0,20.

136. Ce_2O_3=7,64; La_2O_3=10,84; Y_2O_3=1,88; K_2O=0,24.

137. Ce_2O_3=20,55; Y_2O_3=1,18.

138. Ce_2O_3=5,61; La_2O_3=12,78; Y_2O_3=4,20; K_2O=0,23.

139. Ce_2O_3=20,90.

140*. Ce_2O_3=22,71; Y_2O_3=0,78; K_2O=0,10; Na_2O=0,27.

141*. BaO–не опр.; SrO=0,42; Li_2O–не опр.; P_2O_5–не опр.; Na_2O; K_2O–нет.

142*. Na_2O=0,04; K_2O=0,25.

143*. Ce_2O_3=12,54; La_2O_3=8,31; Y_2O_3=1,93; K=0,69.

144*. La_2O_3=14,81; K_2O=0,20; Na_2O=0,54; п. п. п.=3,64.

145*. Ce_2O_3=20,01; Y_2O_3=0,59.

146*. Ce_2O_3=6,59; Y_2O_3=1,28; La_2O_3=11,42; CO_2=1,49.

147*. Ce_2O_3=6,55; Y_2O_3=1,36; La_2O_3=10,17; CO_2=2,93.

148*. Ce_2O_3=2,84; Y_2O_3=29,2; La_2O_3=7,68; K_2O=0,40.

149*. Ce_2O_3=3,75; Y_2O_3=2,77; La_2O_3=4,01; Di_2O_3=3,76; Er_2O_3=0,78; K_2O=0,35.

150. Ce_2O_3=10,37; Y_2O_3=0,04; La_2O_3=9,65; Sc_2O_3=0,00; CO_2, P_2O_5=0,00; S=0,04; F=0,00; $-O=S$=0,02; $(Ng-Np)$=0,026.

151. Na_2O=0,08; K_2O=0,04; $-2V>60$.

152. Na_2O=0,10; K_2O=0,12; $-2V\sim40$.

153. Ce_2O_3=10,48; $(La, Di)_2O_3$=10,13; $(Y, Er)_2O_3$=0,21; Na_2O+K_2O=0,08; P_2O_5, F=0,00; Cl–сл.; S=0,14; $-O=S$=0,70.

154. Na_2O+K_2O=0,16; P_2O_5, F=0,00; Cl–сл.; S=0,09; $-O=S$=0,05; Ce_2O_3=10,90; La_2O_3=11,26; Y_2O_3=0,37; Sc_2O_3=0,00.

155. Na_2O=0,09; K_2O=0,14.

156*. Ce_2O_3=12,62; La_2O_3=9,68; Y_2O_3=1,32; Na_2O+K_2O=0,15; SnO_2=0,07; F=0,84; $-O=F_2$=0,35.

157. Na_2O=0,35; SrO=0,55; (±) $2V$=80–86.

158. F=0,14.

159. Y_2O_3=0,10; Na_2O=0,20; K_2O=нет; F–нет; P_2O_5–нет.

160. Ce_2O_3=11,35; $La_2O_3+Dy_2O_3$=16,08; F=0,03.

161. Ce_2O_3=12,90; $La_2O_3+Dy_2O_3$=14,46.

162. Na_2O=0,33; SrO=0,52; P_2O_5=2,10; F=0,73; $-O=F_2$=0,07; $\pm2V$=70–90.

163. Ce_2O_3=11,66; La_2O_3=15,50; F=0,87; $-O=F_2$=0,37.

165. Ce_2O_3=5,81; La_2O_3=7,05.

166. Ce_2O_3=23,80; La_2O_3=2,45.

167*. Na_2O=0,60; Y_2O_3=1,50; CO_2=0,62; P_2O_5=0,11.

168*. $Ce_2O_3+La_2O_3$=26,51; Y_2O_3=1,64; ZrO_2=0,76.

170*. Ce_2O_3=13,73; La_2O_3=7,80.

171*. Ce_2O_3=14,51; Y_2O_3=0,69; Na_2O=0,14; K_2O=0,29.

172*. Na_2O=0,17; K_2O=0,16.

174. Na_2O=0,27; K_2O=0,10; SrO=3,72; U_3O_8=0,51; F=0,30; (–)$2V$=85; $c:Np$=35.

175. F=0,51; $-O=F_2$=0,21; $-2V$=75–82.

176. Na_2O=0,36; SrO=0,73; $+2V$–большой.

178. Ce_2O_3=10,35; La_2O_3=10,20; Y_2O_3=0,02; Sc_2O_3=0,00; P_2O_5, F=0,00; Cl–сл.; S=0,04; $-O=S$=0,02.

179. Ce_2O_3=1,34; La_2O_3=9,77; K_2O=0,12.

180. Ce_2O_3=15,60; Y_2O_3=2,21.

181*. Na_2O=0,28; K_2O–нет; P_2O_5=9,07; F=0,78; SrO=0,54; CO_2=2,02.

182. Na_2O=0,25; K_2O=0,40; SrO–сл.; п. п. п.=0,04.

183. Ce_2O_3=5,96; La_2O_3=7,94; Y_2O_3=4,19.

185. Ce_2O_3=22,69; Y_2O_3=1,96.

186. K_2O=0,17; Свойства приведены по *Hatta*, (1938–1939).

187. Ce_2O_3=18,88; Y_2O_3=3,21; K_2O=0,36.

188. $Ce_2O_3+La_2O_3$=21,56; Y_2O_3=3,39; K_2O=0,48.

189. $Ce_2O_3+La_2O_3$=18,64; Y_2O_3=1,21; K_2O=0,67; Na_2O=0,43; Оптические данные по *Hatta* (1938–1939).

190. Ce_2O_3=20,05; Y_2O_3=2,92; CO_2=0,33; SnO_2=0,66.

191. Ce_2O_3=19,58; Y_2O_3=1,64.

192. Ce_2O_3=21,96; Y_2O_3=0,21; K_2O=1,19; Na_2O=1,36; BeO=0,42.

193. Ce_2O_3=19,91; Y_2O_3=1,24; K_2O=0,53.

194. Ce_2O_3=21,97; U_3O_8=0,02; PbO=0,11.

195. Ce_2O_3=9,29; La_2O_3=8,96; Na_2O+K_2O=0,76.

196. Ce_2O_3=9,26; La_2O_3=8,01; Na_2O=0,37; K_2O=0,27.

197. Ce_2O_3=8,59; La_2O_3=6,96; Y_2O_3=1,10.

198. Ce_2O_3=8,09; La_2O_3=8,31; Y_2O_3=1,42.

202. Ce_2O_3=4,22; La_2O_3=3,90; Y_2O_3=2,95.

203. Ce_2O_3=6,81; La_2O_3=3,57; Y_2O_3=1,88.

204. Ce_2O_3=4,26; La_2O_3=4,01; Y_2O_3=2,07; п. п. п. =0,15; U_3O_8=0,15.

205. Ce_2O_3=12,06; La_2O_3=11,20; Y_2O_3=0,47.

206. U_3O_8=0,06.

209. Ce_2O_3=21,43; Y_2O_3=1,91.

210. Ce_2O_3=3,08; Y_2O_3=0,06; La_2O_3=18,84; п. п. п. = 0,65.

211. Ce_2O_3=18,15; Y_2O_3=1,65; La_2O_3=2,71; K_2O=0,37.

212. Ce_2O_3=21,27; La_2O_3=2,40.

213. Ce_2O_3=15,37; La_2O_3=8,84; K_2O=0,68; Na_2O=1,00.

216. П. п. п. =0,68.

218. Na_2O=0,29; K_2O=0,06; PbO=0,03; F=0,21.

219. Ce_2O_3=7,44; La_2O_3=14,74; Y_2O_3=1,85; SnO_2–нет.

220. Ce_2O_3=7,79; La_2O_3=14,28; Y_2O_3=0,71; SnO_2=0,09.

221. Ce_2O_3=10,85; La_2O_3=6,54.

222. Ce_2O_3=14,79; La_2O_3=7,66.

223. Ce_2O_3=21,38; CuO=0,13.

224. Ce_2O_3=18,99; Y_2O_3=1,12; K_2O–сл.; Na_2O=0,21.

225. Ce_2O_3=6,07; Y_2O_3=1,84; La_2O_3=14,40; K_2O=0,12; Na_2O=0,33.

226. Ce_2O_3=12,91; Y_2O_3=0,33; La_2O_3=10,24.

227. Ce_2O_3=9,45; Y_2O_3=0,95; Mn_2O_3=2,88; La_2O_3=6,90.

228. Ce_2O_3=8,59; La_2O_3=14,26; Y_2O_3=0,65; ZrO_2=0,22; Nb_2O_5=1,15; Ta_2O_5=0,40.

229. Ce_2O_3=16,82; U_3O_8=4,81; Y_2O_3=0,41; жильный кварц 0,17.

230. Ce_2O_3=15,48; Y_2O_3=0,06; K_2O=0,19; Na_2O=0,17.

231. BeO=0,23; P_2O_5=0,09; п. п. п. =0,41.

232. BeO=0,13; P_2O_5 – сл.

233. BeO=0,15; P_2O_5–сл.

234. Y_2O_3=1,85.

235. BeO=0,13; п. п. п. =1,52.

236. Ce_2O_3=13,90; Di_2O_3=9,07; La_2O_3=1,25; Na_2O+K_2O=0,16.

237. Ce_2O_3=1,53; Y_2O_3=8,20.

239. Ce_2O_3=19,84.

240. Ce_2O_3=19,97; SrO – не опр.

241. Ce_2O_3=17,01; $(Y, Er)_2O_3$=0,72; Na_2O, K_2O = не опр.; F, Cl, P_2O_5, S, SrO – не опр.

242. Ce_2O_3=10,75; La_2O_3=10,44; $(Y, Er)_2O_3$ – нет, SrO=0,08; Na_2O, K_2O, S, P_2O_5, Cl – не опр.

243*. Ce_2O_3=19,64; $(Y, Er)_2O_3$=1,49; K_2O=0,79.

244*. П. п. п. =0,67.

247*. K_2O=0,62.

248*. Na_2O+K_2O=2,18.

249*. Ce_2O_3=11,75; Y_2O_3=2,12; CO_2=6,71.

250*. CO_2 – сл.

251*. Ce_2O_3=4,87; La_2O_3=8,19; UO_2–сл.; Na_2O, K_2O–не опр.

252*. U_3O_8=0,046; PbO=0,037.

253*. Ce_2O_3=4,35; La_2O_3=6,67; Y_2O_3=2,08; Di_2O_3=2,88; Na_2O=0,66; K_2O=0,58.

254*. Sc_2O_3=0,80; CO_2=0,90; K_2O=0,22.

255*. Ce_2O_3=8,99; La_2O_3=7,86; K_2O=0,60; Na_2O=0,52; $-2V$=80.

256. Ce_2O_3=5,66; La_2O_3=1,10; Nd_2O_3=4,60; Pr_2O_3=2,30; Y_2O_3=9,99; Na_2O–сл.; K_2O=0,15; SnO_2=0,12.

257. Ce_2O_3=33,76; La_2O_3=1,03; Di_2O_3=16,34; K_2O=0,55; Na_2O=0,49.

258. BeO=1,35; P_2O_5=0,07; п. п. п. =1,29.

259. $BeO = 2{,}49$; $ZrO_2 = 0{,}57$; UO_3 – сл.

260. $BeO = 5{,}52$; $K_2O = 0{,}17$; $Na_2O = 0{,}62$.

261. $SrO = 5{,}01$; $K_2O = 1{,}40$; $Na_2O = 1{,}04$.

262. $Ce_2O_3 = 14{,}58$; $La_2O_3 = 7{,}84$; $Y_2O_3 = 4{,}51$; $P_2O_5 = 6{,}48$.

263. $Ce_2O_3 = 12{,}10$; $La_2O_3 = 17{,}00$; $F = 3{,}31$.

Пояснения к приложению 7

1. Ортит из нефелин–полевошпатовых пегматитов, Вишневые горы, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).
2. Ортит из нефелин–полевошпатовых пегматитов, Вишневые горы, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).
3. Ортит из пегматита щелочных сиенитов, Вишневые горы, Урал (Бонштедт–Куплетская, 1951).
4. Марганцевый ортит из пегматита (*Кпш, Аб*) щелочных сиенитов, Вишневые горы, Урал (Овчинников, Цимбаленко, 1948).
5. Ортит из полевошпат–амфиболового пегматита в монцонитовой интрузии (*Амф, Би, Эп, Трм, Апат* и др.), С. Мюльк, Армения (Меликсетян, 1960).
6. Ортит из эгирин–авгит–ортитовых прожилков в аплитовидных гнейсах, Вишневогорский щелочной комплекс, г. Вознесенская (Свяжин, 1967).
7. Ортит из фенитизированного гранит–пегматита, периферия зонального агрегата, Вишневогорский щелочной комплекс, Мочалин Лог (Свяжин, 1967).
8. Ортит из альбитизированного миаскит–пегматита, Вишневые горы, Урал (Свяжин, 1967).
9. Ортит из фенитизированного гранит–пегматита, Вишневогорский щелочной комплекс, Мочалин Лог (Свяжин, 1967).
10. Ортит из эгирин–авгит–полевошпатовой жилы в диопсид–скаполитовых породах, Вишневогорский щелочной комплекс (Свяжин, 1967).
11. Ортит из эгирин–авгит–полевошпатовых пегматоидных образований в эгирин–авгитовых фенитах. Вишневогорский щелочной комплекс (Свяжин, 1967).
12. Ортит из сиенитов, Плауэншер Грунд, Саксония (*Tempel*, 1938).
13. Ортит из пегматита в сиенитах (колембит, *Цр, Апат*), Ильмены, Урал (Хвостова, 1962).

14. Ортит из альбитизированного нефелин–полевошпатового пегматита, Курочкин Лог (Хвостова, 1962).
15. Ортит из пегматитовых выделений в граните (*Пш, Ка, Би*, флюорит), Бектау, Казахстан (Костылева, Казакова, 1947).
16. Ортит из ортоклазовых пегматитов (*Пл, Кв, Би, Гр, Цр* и др.), Лиственничный, Забайкалье (Гаврусевич, 1937).
17. Ортит из гранитных пегматитов Чу–Илийских гор, Центральный Казахстан (Кумскова, Хвостова, 1964).
18. Ортит из кварц–полевошпатовых (амазонитовых) пегматитов (берил, *Апат, Цр, Мг*, топаз) Ильменских гор, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).
19. Ортит из пегматита в гранодиорите, Гринвич, Массачузетс (*Marble*, 1950).
20. Алланит из пегматита (*Кв, Пл, Цр, Гр*, фергусонит), Шиосава, префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1958).
21. Ортит из микроклинового пегматита (*Орт, Му, Цр*, касситерит), Уилмот Пасс., Новая Зеландия (*Hutton*, 1951).
22. Ортит из пегматитов и аплит–пегматитов на контакте гранитов с биотитовыми сланцами, Колорадо (*Goddard, Glass*, 1940).
23. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*), Сирана, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
24. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*), Сирана, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
25. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*), фергусонит и др.); Ипонмату, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
26. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*, фергусонит и др.); Иисака, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
27. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*), Харимити, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
28. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*, фергусонит, Кс), Ота, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
29. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би*, берил), Сираива, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
30. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Рш, Би*, торбернит и др.), Окума, префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
31. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, Би, Кс, Цр*, берил, самарскит, колумбит), префектура Фукушима (*Hata*, 1938–1939).
32. Марганцевый алланит из ортоклазового пегматита в гранодиорите, Раггид–Пик, Калифорния (*Hutton*, 1951).

33. Манганортит из гранитного пегматита, Раггид-Пик, Калифорния (*Hutton*, 1951).

34. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, .Пш, .Би*, фергусонит и др.), Фузимата, префектура Фукушима (*Hata*, 1938—1939).

35. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, Пш, .Би,*), Акжайляуский массив, Тарбагатай (Ерджанов, Сатрапинская, 1960).

36. Ортит из гранитного пегматита (*Кв, .Пш, .Би*), Акжайляуский массив, Тарбагатай (Ерджанов, Сатрапинская, 1960).

37. Ортит из гранитного пегматита, Ильмены, Урал (Семенов, 1963).

38. Ортит из микроклин—плагиоклазовых пегматитов, Карелия, жила "Панфилова Варака" (Лабунцов, 1939).

39. Ортит в олигоклазе из пегматита, ассоц. с уранинитом и цитролитом, Карелия, жила "Синяя Пала" (Лабунцов, 1939).

40. Ортит из гранитного пегматита, Хиттеро, Норвегия (*Cleve*, 1879[1]).

41. Ортит из гранитного пегматита, Хиттеро, Норвегия (*Engström*, 1879[1]).

42. Ортит из микроклин—биотитового пегматита в порфировидном граните, Алтай (Алимарин, Ромм, 1935).

43. Ортит из кварц—микроклиновых пегматитов в гранитах, Эмельджак, Южная Якутия (Хвостова, 1962).

44. Ортит из пегматита среди чарнокитов (*Кв, .Кпш, .Би, .Му, .Трем, .Мгт*), Западная Австралия (*Wilson*, 1966).

45. Ортит из пегматита среди чарнокитов (*Кв, .Кпш, .Би, .Му, .Трем, .Мгт*), Западная Австралия (*Wilson*, 1966).

46. Ортит из кварц—полевошпатовых пегматитов, Вишневые горы, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).

47. Ортит из пегматита (*Пл, .Кв, .Гр*), Томита—Виллидж, префектура Фукушима, Япония (*Hasegawa*, 1958).

48. Ортит, вростки алланита в *Кв* или *Пл* во внешней зоне пегматита, Такано—Виллидж, префектура Фукушима, Япония (*Hasegawa*, 1958).

49. Ортит из пегматита, вростки в *Кв*, Магаки, префектура Фукушима, Япония (*Hasegawa*, 1958).

50. Ортит из пегматита в плагиоклазе в тесной ассоциации с липидомеланом, Хорикири, префектура Кагава (*Hasegawa*, 1958).

---

[1] Цитируется по Темпель (*Tempel*, 1938).

51. Ортит из пегматита (*Олг, .Гр*), Канаиама, префектура Кагава (*Hasegawa*, 1959).

52. Ортит из пегматита (*Пш, .Цр*, торигумит, лепидомелан), префектура Ехима (*Hasegawa*, 1959).

53. Ортит из пегматита (*Кв, .Пл, .Кпш, .Гр, .Цр, .Кс*), префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1958).

54. Ортит из пегматита (*Кв, .Пл, .Кпш, .Гр, .Цр, .Кс*), префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1958).

55. Ортит из гранитного пегматита, Хиттеро, Норвегия (*Münster, Scheerer*, 1844[2]).

56. Ортит из пегматитовой жилы (*Олг, .Кпш*) в гранитах, Вейнгейм, ФРГ (*Stifft*, 1856[2]).

57. Ортит из пегматитовой жилы (*Олг, .Кпш*) в гранитах, Вейнгейм, ФРГ (*Stifft*, 1856[2]).

58. Ортит из *Кв* блока в пегматите (*Пт, .Пш,* .ильменит), Слаттакра (*Cedervall, Jönsson*, 1878[2]).

59. Ортит из *Кв* блока в пегматите (*Пт, .Пш,* .ильменит), Слаттакра (*Cedervall, Jönsson*, 1878[2]).

60. Ортит из пегматита (*Аб, Кпш, .Эп*) в гнейсо—граните, Алакуртти, Карелия (Калита, 1961).

61. Ортит из пегматита щелочных гранитов, Иоканьга, Кольский полуостров (Семенов, 1963).

62. Ортит из гранитного пегматита, Северная Карелия (Семенов, 1963).

63. Ортит из гранитного пегматита, Ле Кларт э (*Chauris*, 1958).

64*. Ортит из пегматитовой жилы (*Олг, .Му, .Кв*), "Черная Салма", Карелия (Лабунцов, 1939).

65*. Ортит из кварц—полевошпатовых пегматитов в гранитах, Адун—Чолон, Забайкалье (Нефедов, 1941).

66*. Ортит из гранитного пегматита (ортотектит), Леглиер, Южная Якутия (Хвостова, 1962).

67*. Ортит из гранитного пегматита, Хиттеро, Норвегия (*Scheerer*, 1842[2]).

68*. Манганортит из гранитного пегматита, Австралия (Хвостова, 1962).

---

[2] Цитируется по Эйтель (*Eitel*, 1919).

* См. примечания к Приложению 7.

69*. Ортит из кварцевого блока в пегматите (*Пт*, *Пш*, ильменит), Слаттакра (*Engström*, 1879).

70. Ортит из микроклин—биотитового пегматита, Надежда, Средняя Азия (Семенов, 1963).

71. Ортит из пегматита, Центральная часть Полярного Урала (Голдин, 1966).

72. Алланит из пегматита, Гордония (*Hugo*, 1961).

73. Ортит из пегматита, Алакуртти, Карелия (Хвостова, 1962).

74. Ортит из пегматита, Техас (*Marble*, 1940).

75. Ортит из пегматитовой жилы в гнейсах, Арендаль, Норвегия (*Engström*, 1879).

76. Ортит из пегматитовой жилы в гнейсах, Арендаль, Норвегия (*Engström*, 1879).

77. Ортит из пегматита, Канаиама, префектура Нагава (*Hasegawa*, 1958).

78. Ортит из пегматита, Шимотавара, префектура Осака (*Hasegawa*, 1958).

79. Ортит из пегматита, префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1958).

80. Ортит с плагиоклазом, Джотунфильд, Норвегия (*Scheerer*, 1840[2]).

81. Ортит с плагиоклазом, Джотунфильд, Норвегия (*Scheerer*, 1840[2]).

82. Ортит с полевым шпатом, Виргиния (*Cabell*, 1874[2]).

83. Ортит из пегматита, Мадагаскар (*Pisani*, *Lacroix*, 1912[2]).

84. Ортит из пегматита, Восточная Сибирь (Калинин, 1964).

85. Ортит из пегматит—анортозитов, Уайтфес Маунтинз, США (Семенов, 1963).

86*. Ортит из альбититов (Здорик, 1966).

87*. Ортит из полевошпатовых пегматитов Ильменских гор (Кумскова, Хвостова, 1964).

88*. Черный ортит из пегматита, Карелия (Лабунцов, 1939).

89*. Черный ортит из пегматита, Карелия (Лабунцов, 1939).

90*. Ортит из пегматитовой жилы в гнейсах, Арендаль, Норвегия (*Engström*, 1879).

91*. Ортит из пегматитовой жилы в гнейсах, Арендаль, Норвегия (*Zittel*, 1859[2]).

92*. Ортит с церитом в пегматитовых жилах, Колорадо (*Hansson*, *Pearce*, 1941).

93*. Ортит с олигоклазом и боденитом среди доломитовых известняков (*Kerndt*, 1848[2]).

94*. Ортит с полевым шпатом и *Кв* в жилах среди сиенитов, Свампскот, Массачузетс (*Balch*, 1862[2]).

95*. Ортит из пегматита, Насгруб (*Hintze*, 1897).

96*. Ортит из пегматита (*Кпш*, *Пл*, *Ам*, *Му*), Финбо (*Hintze*, 1897).

97*. Ортит из пегматита (*Кпш*, *Пл*, *Амф*, *Му*), Финбо (*Hintze*, 1897).

98*. Ортит из пегматитовой жилы в гнейсах, Арендаль, Норвегия (*Eitel*, 1919).

99*. Ортит из пегматитовой жилы, секущей диопсидовые жилы, Эмельджак (Михайлов, Быкова, 1966).

100*. Ортит из пегматита, замещаемого диопсидовой жилой, Колтыкон (Михайлов, Быкова, 1966).

101*. Ортит из метасоматической жилы, замещающей гранит—пегматиты, Эмельджак (Михайлов, Быкова, 1966).

102*. Ортит из пегматита, по которому развивается диопсидовая жила, Колтыкон (Михайлов, Быкова, 1966).

103*. Ортит из пегматоидных гранитов, хр. Магишо, Северный Кавказ (Кумскова, Хвостова, 1964).

104. Ортит из гранодиорита, Айдахо (Плошко, 1963).

105. Ортит из гранитов, Босы—Джия, Средняя Азия (Бонштедт—Куплетская, Прокопенко, 1946).

106. Ортит из гранитов, Салтычья Могила, Украина (Юрк, 1956).

107. Ортит из порфировидного трахитоидного и аплито—пегматитового гранита, Токовский массив (Юрк, 1956).

108. Ортит из гранита, Калифорния, США (*Smith et al.*, 1957).

109. Ортит из апогранита, Южная часть Печорского Урала (Фишман и др., 1966).

110. Ортит из субщелочных гранитов, Центральная часть Приполярного Урала (Голдин, 1966).

111. Ортит из аляскитового гранита, Кураминский хребет ("Петрография Узбекистана", кн. 2, 1965).

112. Алланит из биотитового гранита, префектура Киото, Япония (*Ueda*, *(Tateo)*, 1955—из *Min. Abslr.*, 1960, *v.* 14, № 5).

113. Алланит из биотитового гранита, префектура Киото, Япония (*Takubo*, 1934).

114. Ортит из гранитов, Квебек, Канада (*Walker and Parsons*, 1923).

115. Ортит из гранита, Пенсильвания, США (*Genth, Keyser*, 1855[2]).

116. Ортит из гранита, Виргиния, США (*König*, 1882[2]).

117. Ортит из гранита, Виргиния, США (*Dana*, 1920).

118. Ортит из гранита, Виргиния, США (*Dana*, 1920).

119. Гранитовые полосы, содержащие ортит с полевым шпатом, в сиенитах, окрестности Дрездена, ГДР (*Zschau*, 1852[2]).

120. Ортит из гранита (*Мг*, флюорит, *Ка*, *Амф*, молибденит, *Пт*, аксинит), Шмидефельд, ГДР (*Gredner*, 1850[2]).

121. Ортит из гранита (*Мг*, флюорит, *Ка*, *Амф*, молибденит, *Пт*, аксинит), Шмидефельд, ГДР (*Gredner*, 1850[2]).

122. Ортит из гранитной массы в гнейсах (*Пш*, *Кв*, *Апат*), Норвегия (*Engström*, 1879).

123. Ортит из гранита, Урал (*Hermann*, 1848[2]).

124. Ортит из гранитов, Фредериксхааб (*Rammelsberg*, 1872[2]).

125. Ортит из гранитов, Колорадо (*Eakins*, 1886[2]).

126. Ортит из гранита (*Кпш*, *Пл*, *Кв*, *Му*, гадолинит, Фалун (Черник, 1907).

127. Ортит из гранита (*Hintze*, 1897).

128. Ортит из гранита с колумбитом и гафнитом (*Hintze*, 1897).

129*. Ортит из гранита, Гемпшир (*Smith et al.*, 1957).

130*. Ортит из аляскитовых гранитов, Эмельджак, Якутия (Хвостова, 1962).

131*. Ортит из гранита с колумбитом и гафнитом (*Clarke*, 1884[2]).

132. Ортит из фенитизированных гнейсов, Вишневые горы, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).

133. Ортит из микроклинового фенитизированного гнейса, Вишневогорский щелочной комплекс, Мочалин Лог (Свяжин, 1967).

134. Ортит из гранито-гнейса, Иттерби, Швеция (*Engström*, 1879[1]).

135. Ортит из гранито-гнейсов (*Ант*, *Цр*, *Мг*, сфен), Таймыр (Хвостова, 1962).

136. Ортит из гранито-гнейсов, Керсбарсхаген, Швеция (*Engström*, 1879).

137. Ортит из гранито-гнейсов, Дюргардберг, Швеция (*Eitel*, 1919).

138. Ортит из гранито-гнейсов (*Engström*, 1879).

139. Ортит в гнейсе, Нью-Йорк (*Bergmann*, 1851[2]).

140*. Ортит из гранито-гнейсов, Стокгольм (*Engtröm*, 1879[1]).

141*. Ортит из гранито-гнейсов, Северный Кавказ (Афанасьев, 1958).

142*. Ортит из гранитной массы в гнейсах (*Пш*, *Кв*, *Апат*), Крагерё, Норвегия (*Engström*, 1879).

143*. Ортит из гранито-гнейсов, Картагобаки, Швеция (*Engström*, 1879).

144*. Ортит из полевошпатового гнейса, Северная Каролина (*Genth*, 1882[2]).

145*. Ортит из гнейсо-гранита, Эриксберг (*Hintze*, 1897).

146*. Ортит из гранито-гнейса, Эриксберг (*Engström*, 1879).

147*. Ортит из гранито-гнейса, Эриксберг (*Engström*, 1879).

148*. Ортит из гранито-гнейса, Эриксберг (*Engström*, 1879).

149*. Ортит из гранито-гнейса, Эриксберг (*Engström*, 1879).

150. Ортит (*Пт*, *Эп*, *Би*, *Кв*, *Пш*, бастнезит), Урал, Кыштымский район, р. Борзовка (Алимарин, Ромм, 1935).

151. Алланит (*Трем*, *Цр*, *Апат*, *Кв*, *Хл*, *Эп*, монацит) в "гранулитах", Гордония (*Hugo*, 1961).

152. Алланит (*Трем*, *Цр*, *Апат*, *Кв*, *Хл*, *Эп*, монацит) в "гранулитах", Гордония (*Hugo*, 1961).

153. Ортит с прожилками *Кв* и *Би*, Сибирь, Слюдянка, Копь Якунина (Алимарин, Ромм, 1935).

154. Образец в виде кусков полевого шпата, содержащего ортит. Ортит пронизан трещинами *Кв* и слюды, Сибирь, Слюдянка, Копь Аржекаева (Алимарин, Ромм, 1935).

155. Ортит (*Кв*, *Цр*, слюда, ильменит), Пенсильвания, США (*Genth, Keyser*, 1855[2]).

156. Ортит из грейзена, Кольский п-ов (Семенов, 1963).

157. Ортит (*Апат*, *Цр*, *Аб*, фосфат) из актинолититов, р. Малая Лаба, Северный Кавказ (Плошко, Богданова, 1963).

158. Ортит из диопсид-полевошпат-эпидотового сланца, Дёсс-Савгельское месторождение, Южная Якутия (Сердюченко, 1961).

159. Ортит из диопсид-ортитового сланца, р. Тин, Южная Якутия (Сердюченко, 1961).

160. Ортит из скарнов, Фидерхижан, Бастнез, Швеция (*Geijer*, 1927).

161. Ортит (*Амф*, *Гр*, диопсид) из скарна (ассоциация по И. Хвостовой), Бастнез (*Engström*, 1879).

162. Ортит из актинолититов, р. Малая Лаба, Северный Кавказ (Плошко, 1958).

163. Ортит из актинолитовых скарнов (*Мг*, церит), Останмосса (*Geijer*, 1927).

164. Ортит из диопсид—скаполитовых и диопсид—флогопитовых образований, участок Федоровский (Хвостова, 1962).

165. Ортит из скарна (ассоциация по Семенову, 1963), Крестлгор, Калифорния (*Woodford*, 1943).

166. Ортит (*Амф*, медный колчедан), Риддархитта (*Hintze*, 1897).

167*. Ортит из перекристаллизированных диопсид—роговообманковых пород, руч. Серебряный, Южная Якутия (Сердюченко, 1961).

168*. Ортит из диопсидовых и эгирин—авгитовых скарнов, Бойонь—Обо, Якутия (Сердюченко, 1961).

169*. Ортит (*Амф, Кв, Аб, Апат*), Снарум, Норвегия (*Scheerer*, 1840[2]).

170*. Ортит (*Амф, Кв, Аб, Апат*), Снарум, Норвегия (*Scheerer*, 1840[2]).

171*. Ортит (*Амф, Пш, Эп*) (*Hintze*, 1897).

172*. Ортит из диопсидовой породы, Эмельджак (Михайлов, Быкова, 1966).

173*. Ортит из метасоматических диопсид—магнетитовых пород, замещающих биотитовые гнейсы, месторождение Пионерское (Михайлов, Быкова, 1966).

174. Ортит из карбонатитов (Здорик, 1966).

175. Ортит карбонат—диопсид—скаполитовых метасоматитов, Ловозерский массив, Хибинский массив (Тихоненкова, Казакова, 1964).

176. Ортит из карбонатных жил, р. Малая Лаба, Северный Кавказ (Плошко, Богданова, 1963).

177. Ортит из кальцитовых прожилков в щелочных породах, Вишневые горы, Урал (Кумскова, Хвостова, 1964).

178. Ортит (*Кв, Гр, Ка, Мгт*), Сибирь, Слюдянка, копь Пилипенко (Алимарин, Ромм, 1935).

179. Ортит в кальците рудной залежи, Тунаберг, Швеция (*Engström*, 1879).

180. Ортит (*Ка*) в рудной залежи, Тунаберг, Швеция (*Erdman*, 1849[2]).

181*. Ортит с включениями апатита из карбонатных жил, р. Малая Лаба, Северный Кавказ (Плошко, 1958).

182. Ортит из игнимбритов, р. Козминка (Плошко, Богданова, 1963).

183. Ортит, Оями, Япония (*Hata*, 1938—1939).

184. Ортит, Кидо, Япония (*Hata*, 1938—1939).

185. Ортит, Хирукава, Япония (*Hata*, 1938—1939).

186. Ортит, Гренландия (*Cleve*, 1879[1]).

187. Ортит, Шварц Круке (*Cleve*, 1879[1]).

188. Ортит, Ридерхиттен, Швеция (*Tempel*, 1938).

189. Ортит, Хиттеро, Норвегия (*Tempel*, 1938).

190. Ортит, Хагата (*Minami*, 1929[1]).

191. Ортит, Канада (*Walker, Parsons*, 1923[1]).

192. Ортит, Радауталь (*Fromme*, 1909[1]).

193. Ортит, Урал (*Engström*, 1879[1]).

194. Ортит, Вайоминг (*Wells*, 1934[1]).

195. Сплошные выделения ортита среди флогопитовых тел, Эмельджак, Южная Якутия (Галюк, 1957).

196. Ортит, Гренландия (*Engström*, 1879).

197. Ортит, Михалково (Плошко, 1963).

198. Ортит, Мадагаскар (Плошко, 1963).

199. Ортит, Каиндо, Корея (*Hasegawa*, 1960).

200. Ортит, Онгакиган, Корея (*Hasegawa*, 1960).

201. Ортит, Капкаган, Корея (*Hasegawa*, 1960).

202. Ортит, Маньчжурия (*Hasegawa*, 1960).

203. Ортит, Маньчжурия (*Hasegawa*, 1960).

204. Ортит, Маньчжурия (*Hasegawa*, 1960).

205. Ортит, Кокапдо, Корея (*Takubo and Saito*, 1949).

206. Ортит, Кара—Мазар, Средняя Азия (Хвостова, 1962).

207. Ортит, участок Федоровский, Южная Якутия (Хвостова, 1962).

208. Ортит, Аммуначи, Южная Якутия (Хвостова, 1962).

209. Ортит, Филлефильд, Норвегия (*Scheerer*, 1840[2]).

210. Ортит, Пенсильвания, США (*Marble*, 1843).

211. Ортит, Пенсильвания, США (*Engström*, 1879).

212. Ортит, Пенсильвания, США (*Eitel*, 1919).

213. Ортит, окрестности Нью—Йорка (*Genth*, 1855[2]).

214. Ортит, Швампскот, США (*Doelter*, 1916).

215. Ортит, Лаахское озеро, ФРГ (*Machatschki*, 1930).

216. Ортит, Корея (Хвостова, 1962).
217. Ортит, Индия (*Genth*, 1890[2]).
218. Ортит, Исландия (*Kaitaro*, 1953).
219. Ортит, Охари, Япония (*Hasegawa*, 1958).
220. Ортит, Митаичи, Япония (*Hasegawa*, 1958).
221. Ортит, Миаск, Урал (*Hermann*, 1848[2]).
222. Ортит, Миаск, Урал (*Hermann*, 1848[2]).
223. Ортит, Миаск, Урал (*Rammelsberg*, 1875[2]).
224. Ортит, Северная Каролина (*Keller*, 1887[2]).
225. Ортит, Северная Каролина (*Genth*, 1882[2]).
226. Ортит, (*Genth*, 1890[2]).
227. Ортит, Миаск, Урал (*Eitel*, 1919).
228. Ортит, Иттерби (Черник, 1907).
229. Ортит, Цейлон (Черник, 1913[2]).
230. Ортит, Цейлон (Черник, 1913[2]).
231. Ортит, Кухибутояма, префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1960).
232. Ортит, Осава, префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1960).
233. Ортит, Михару, префектура Фукушима (*Hasegawa*, 1960).
234. Манганортит, Охари (*Omori, Hasegawa*, 1957).
235. Ортит, префектура Ямоньши, Такехината (*Hasegawa*, 1960).
236. Алланит, Вирджиния (*Miggli*, 1922—1923).
237. Ортит со слюдой (Хвостова, 1962).
238. Алланит (*Söhnge*, 1944).
239. Ортит, Восточная Сибирь (Калинин, 1964).
240. Ортит, Восточная Сибирь (Калинин, 1964).
241. Ортит, Восточная Сибирь (Калинин, 1964).
242. Ортит, Восточная Сибирь (Калинин, 1964).
243*. Ортит, Блэкстадбро (*Engström*, 1879[2]).
244*. Ортит, Мозамбик (Плошко, 1963).
245*. Ортит, Верхожурье, Урал (Кокшаров, 1858).
246*. Санидин, нозеан, черная слюда, *Кв*, магнетит: друзы в трахитах, Лаахское озеро, ФРГ (*Eitel*, 1919).
247*. Ортит, Иттерби (*Doelter*, 1916).
248*. Ортит, Швеция (*Nordenström*, 1890[2]).
249*. Ортит, Кульберг (*Hintze*, 1897).
250*. Алланит, Гордония (*Visser*, 1964).
251*. Алланит, Ишикава, Япония (*Hutton*, 1951).
252*. Ортит (Ерджанов, Сатрапинская, 1960).

253*. Ортит, Карлберг (*Engström*, 1879[2]).
254*. Ортит, Финляндия (*Meyer*, 1911[2]).
255*. Гидроортит, Эмельджак, Южная Якутия (Галюк, 1957).
256*. Ортит, Фалун (Черник, 1907).
257. Ортит, Вирджиния (*Hintze*, 1897).
258. Ортит, Охари, префектура Миячи (*Hasegawa*, 1960).
259. Бериллиевый ортит, Иисака, Япония (*Iimori*, 1939).
260. Бериллиевый ортит, Саксония, Дрезден (Хвостова, 1969).
261. Ортит из пегматита (*Кв, Кпш, Пл, Амф, Би*) из гранитоидов, Гилутский массив, Армения (Любофеев, Балицкий, 1961).
262. Нагателит из пегматита, Полуостров Ото, близ Нагателима (Хвостова, 1962).
263. *Mg*—ортит (*Мгт, Трем*) из скарна на контакте доломитовых известняков с залежью магнетита, Останмоза (*Geijer*, 1927).

ПРИЛОЖЕНИЕ 8

Кристаллохимические формулы ортитов, расчитанные на $13O^{2-}$, и железистость (F).

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
1	3,047	0,009	2,218	0,270	0,627	0,154	0,126	0,942	0,221	0,772	0,020	0,108
2	3,026	0,004	2,003	0,407	0,613	0,101	0,141	0,943	0,554	0,833	—	0,169
3	2,941	0,058	1,668	0,549	0,716	0,153	0,114	1,018	0,982	0,767	0,014	0,248
4	2,856	0,142	1,630	0,608	0,757	0,439	0,118	1,091	0,695	0,595	—	0,272
5	3,060	0,008	1,665	0,581	0,630	0,040	0,246	1,153	0,604	0,712	0,028	0,259
6	2,746	0,099	1,346	1,404	—	0,164	0,151	1,342	0,271	0,926	—	0,510
7	2,918	0,086	1,250	0,756	0,580	0,120	0,254	1,000	1,015	0,996	0,014	0,377
8	2,870	0,100	1,002	1,176	—	0,090	0,206	1,370	1,502	0,917	—	0,540
9	3,047	0,091	1,214	0,753	0,916	0,128	0,342	0,995	0,174	0,871	—	0,383
10	3,006	0,071	1,691	0,674	0,559	0,052	0,130	1,279	0,149	0,793	0,006	0,285
11	2,986	0,048	1,298	1,248	—	0,073	0,227	1,362	0,693	0,735	—	0,490
12	2,912	0,043	1,817	0,317	0,728	0,073	0,243	1,013	1,380	0,759	—	0,149
13	3,014	0,042	1,816	0,367	0,742	0,084	0,070	1,242	0,787	0,694	0,021	0,168
14	2,276	0,060	2,823	0,647	0,613	0,119	0,168	0,906	0,876	0,535	0,038	0,187
15	3,059	0,104	1,470	0,550	0,917	0,160	0,075	1,042	0,194	0,899	—	0,272
16	2,667	0,068	1,519	0,387	0,662	0,008	1,314	0,995	1,478	0,602	0,025	0,203
17	2,977	0,073	1,540	0,422	1,180	0,083	0,064	0,927	0,707	0,868	0,023	0,215

ПРИЛОЖЕНИЕ 8

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
18	2,073	0,017	1,918	0,486	0,764	0,074	0,110	1,438	0,679	0,560	0,024	0,201
19	2,977	0,020	1,950	0,339	0,701	0,012	0,229	1,076	1,116	0,613	0,037	0,148
20	3,016	0,019	1,782	0,256	0,897	0,541	0,010	0,514	1,176	0,819	0,045	0,125
21	2,993	0,052	1,881	0,265	0,806	0,020	0,096	1,189	1,171	0,634	0,022	0,123
22	2,994	0,108	1,189	0,765	0,847	0,005	0,211	0,788	1,281	0,880	—	0,392
23	3,011	0,027	1,766	0,266	1,017	0,291	0,057	0,595	1,067	0,876	0,034	0,131
24	3,061	0,009	1,583	0,289	1,016	0,410	0,067	0,783	0,902	0,814	0,051	0,155
25	3,026	0,018	1,653	0,411	0,970	0,234	0,058	0,936	0,942	0,740	0,011	0,199
26	3,073	0,021	1,676	0,304	1,043	0,212	0,108	0,854	0,795	0,790	0,021	0,154
27	3,024	0,037	1,653	0,313	0,905	0,049	0,026	1,199	1,241	0,708	0,035	0,159
28	3,045	0,026	1,511	0,469	0,883	0,200	0,022	1,128	1,002	0,755	0,011	0,237
29	2,949	0,022	1,853	0,317	0,878	0,126	0,043	0,957	1,274	0,720	0,041	0,146
30	2,988	0,050	1,719	0,388	0,913	0,332	0,026	0,782	0,994	0,773	0,027	0,184
31	3,030	0,016	1,744	0,294	0,815	0,266	0,090	1,007	1,044	0,718	0,036	0,144
32	2,874	0,152	1,176	0,769	0,612	0,570	0,086	1,077	0,878	0,802	0,022	0,396
33	2,923	0,149	1,160	0,759	0,603	0,562	0,085	1,063	0,856	0,792	0,021	0,039
34	3,000	0,017	1,719	0,284	1,024	0,371	0,040	0,638	1,118	0,830	0,026	0,142

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
35	3,107	0,109	1,258	0,788	0,767	0,165	0,121	1,008	0,171	0,881	0,016	0,385
36	3,149	—	1,120	0,732	0,743	0,263	0,219	1,268	0,165	0,845	0,039	0,395
37	3,020	0,042	1,815	0,359	0,742	0,084	0,070	1,242	0,781	0,694	0,021	0,165
38	2,954	0,013	1,814	0,389	0,657	0,072	0,030	1,357	1,726	0,382	0,104	0,176
39	2,938	0,011	2,315	0,162	0,585	0,055	—	1,393	1,706	0,004	0,065	0,000
40	3,010	—	1,538	0,591	0,656	0,096	0,068	1,052	1,715	0,703	0,020	0,278
41	2,963	—	1,458	0,591	0,615	0,132	0,011	1,051	2,180	0,709	0,019	0,288
42	3,007	0,074	1,472	0,465	0,881	0,099	0,124	1,253	1,108	0,607	0,054	0,240
43	2,991	0,275	1,829	0,220	0,641	0,015	0,201	1,333	1,462	0,624	0,024	0,108
44	3,009	0,044	1,893	0,346	0,659	0,036	0,273	1,147	0,673	0,698	0,017	0,155
45	3,006	0,017	1,893	0,396	0,635	0,043	0,186	1,173	0,950	0,642	0,022	0,173
46	2,813	0,146	1,633	0,644	0,775	0,055	0,017	0,991	1,756	0,618	0,013	0,283
47	2,933	0,039	1,866	0,309	0,800	0,156	0,013	0,837	1,341	0,827	0,036	0,142
48	2,994	0,032	1,835	0,236	0,885	0,119	0,017	0,893	1,211	0,825	0,042	0,114
49	2,963	0,025	1,955	0,205	0,925	0,205	0,011	0,862	1,169	0,735	0,046	0,095
50	2,895	0,016	1,925	0,285	0,840	0,011	0,017	0,827	1,726	0,768	0,028	0,129
51	2,962	0,004	1,921	0,304	0,825	0,066	0,033	1,031	1,133	0,747	0,043	0,136
52	3,071	0,011	1,940	0,291	0,978	0,266	0,024	0,790	1,272	0,486	0,033	0,131

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
53	2,999	0,014	1,424	0,265	0,968	0,199	0,057	0,901	1,136	0,815	0,036	0,133
54	3,089	0,030	1,782	0,371	0,988	0,145	0,015	0,858	1,420	0,487	0,041	0,142
55	3,127	—	1,421	0,568	0,641	—	0,052	0,933	2,084	0,728	—	0,285
56	2,991	—	1,578	1,010	—	—	0,163	0,946	1,624	0,811	—	0,390
57	3,129	—	1,544	1,061	—	—	0,158	0,903	1,588	0,652	—	0,407
58	2,871	—	1,805	0,770	0,179	—	0,062	0,878	2,138	0,805	—	0,299
59	2,750	—	2,118	0,745	0,144	—	0,020	0,867	2,158	0,730	—	0,260
60	2,939	0,024	1,862	0,293	0,775	0,509	0,028	0,529	1,500	0,805	0,020	0,136
61	3,076	0,054	1,652	1,131	—	—	0,278	1,156	0,268	0,649	0,011	0,406
62	2,944	0,013	2,177	0,109	0,632	0,023	0,062	1,442	2,063	0,309	—	0,048
63	3,654	0,012	1,178	0,012	—	0,014	0,067	1,141	0,361	0,455	—	0,507
64	2,551	—	1,260	0,265	0,558	0,100	0,178	0,168	8,003	0,388	0,011	0,174
65	2,788	0,066	1,413	0,326	0,860	0,065	0,072	0,806	3,258	0,834	—	0,188
66	3,009	0,015	2,038	0,173	0,627	0,010	0,300	1,322	0,668	0,678	0,012	0,078
67	3,129	—	1,611	—	1,178	0,091	0,071	1,143	1,500	0,697	—	—
68	2,763	0,024	1,721	0,239	0,649	0,342	0,062	0,750	3,184	0,699	0,021	0,122
69	2,671	—	1,373	0,454	0,674	0,114	0,221	0,720	4,034	0,775	0,004	0,249

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
70	3,052	0,122	1,924	0,348	0,781		0,094	1,159	0,345	0,650	0,031	0,153
71	2,855	0,244	1,782	0,538	0,928	0,060	0,244	0,848	0,994	0,496	—	0,232
72	2,707	—	1,561	1,159	0,041	0,016	0,330	1,397	2,168	0,414	0,008	0,426
73	2,910	0,024	1,844	0,290	0,767	0,022	0,028	1,133	1,486	0,797	0,019	0,136
74	2,824	0,063	2,125	0,456	0,671	—	0,021	0,858	1,159	0,792	0,018	0,176
75	2,977	—	1,922	0,364	0,771	0,037	—	1,198	1,110	0,672	0,024	0,159
76	3,071	—	1,652	0,425	0,859	0,076	0,038	1,073	1,039	0,788	—	0,205
77	2,979	0,004	1,914	0,205	1,017	0,227	0,030	0,759	1,100	0,788	0,045	0,969
78	2,958	0,012	1,867	0,281	0,895	0,125	0,016	0,906	1,247	0,786	0,047	0,131
79	2,881	0,019	1,790	0,392	0,974	0,175	0,032	0,809	1,305	0,751	0,029	0,179
80	3,293	—	1,742	—	1,144	0,125	0,154	1,209	0,329	0,669	—	—
81	3,292	—	1,791	—	1,217	0,078	0,108	1,206	0,312	0,643	—	—
82	2,977	—	1,847	0,250	1,089	—	0,031	0,887	1,449	0,779	—	0,119
83	3,114	—	1,422	0,329	0,944	0,044	—	1,624	0,805	0,588	0,124	0,188
84	2,933	0,045	1,911	0,486	0,671	0,041	0,083	1,211	0,906	0,639	0,016	0,203
85	3,056	0,045	2,011	0,587	0,423	0,050	0,061	1,128	0,436	0,647	0,025	0,226
86	3,083	—	0,857	1,196	0,778	0,169	0,195	1,141	—	0,980	—	0,583

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
87	3,067	0,040	2,162	0,121	0,903	0,021		1,014	0,340	0,794	0,023	0,053
88	3,011	0,036	1,718	0,296	0,758	0,071	0,093	1,000	2,651	0,424	—	0,147
89	2,834	0,024	1,721	0,529	0,602	0,079	0,088	0,867	3,372	0,271	—	0,235
90	2,848	—	1,502	0,474	0,812	0,165	0,056	0,708	2,761	0,741	0,053	0,240
91	2,972	—	1,867	—	1,235	0,026	0,012	1,094	1,667	0,630	—	—
92	3,523	—	1,879	0,056	0,444	0,062	0,480	0,757	0,093	0,836	—	0,029
93	2,800	—	1,305	—	1,079	0,146	0,372	0,726	2,151	1,363	—	—
94	3,241	—	1,689	—	1,287	—	0,181	0,818	0,966	0,811	—	—
95	2,557	—	0,972	—	1,293	—	0,222	0,784	7,156	0,367	—	—
96	2,929	—	1,596	—	0,952	0,264	—	0,769	3,272	0,751	—	—
97	3,069	—	1,396	—	0,808	0,097	—	0,442	4,911	0,643	—	—
98	2,924	—	1,460	0,407	0,514	0,036	0,017	1,051	3,480	0,661	—	0,218
99	2,120	0,069	1,384	1,092	0,342	0,015	0,933	0,110	6,523	0,153	0,007	0,441
100	1,789	0,098	0,727	1,708	0,592	0,017	0,863	0,196	6,173	0,520	0,018	0,701
101	2,569	0,021	1,734	0,505	—	0,039	0,303	0,855	4,848	0,541	0,014	0,226
102	3,035	0,113	1,343	0,770	0,794	0,017	0,644	0,211	2,729	0,335	—	0,364
103	3,069	—	2,079	0,200	0,445	0,038	0,106	1,434	1,183	0,518	0,025	0,088
104	2,995	—	0,879	1,346	—	0,032	0,210	1,363	1,315	0,904	0,027	0,605

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
105	2,900	0,266	1,223	0,396	1,059	0,029	1,443	0,950	1,822	0,850	—	0,245
106	2,893	0,061	1,085	1,267	1,450	0,027	0,275	0,047	0,767	0,609	—	0,538
107	2,987	0,055	1,633	0,337	0,949	0,044	0,061	0,988	1,398	0,769	0,017	0,171
108	2,942	—	0,981	1,538	—	0,026	0,134	0,948	1,582	0,937	0,017	0,611
109	2,857	0,086	1,863	0,547	0,659	0,102	0,098	0,958	1,166	0,731	—	0,227
110	3,069	0,136	1,684	0,322	1,069	0,042	0,062	0,899	1,015	0,644	0,016	0,161
111	3,006	0,098	1,708	0,346	1,026	0,133	0,051	0,831	0,526	0,934	0,003	0,168
112	2,901	0,079	1,956	0,299	0,732	0,047	0,120	1,119	1,007	0,719	0,024	0,133
113	2,999	0,062	1,937	0,181	0,797	0,094	0,112	1,098	0,923	0,705	0,039	0,085
114	2,854	—	1,914	0,255	0,906	0,083	0,043	1,412	1,481	0,454	0,011	0,118
115	3,033	—	1,536	0,742	0,548	—	0,167	1,100	1,827	0,526	—	0,326
116	3,000	—	1,912	0,082	0,765	0,077	—	1,105	1,945	0,726	—	0,041
117	3,003	—	1,796	0,313	0,813	0,088	—	1,140	1,430	0,716	—	0,149
118	2,828	—	1,786	0,358	0,778	—	0,156	1,313	1,607	0,713	0,004	0,167
119	3,041	—	1,169	1,429	—	—	—	1,024	1,893	0,699	—	0,550
120	3,244	—	1,627	1,094	—	0,017	0,028	1,261	1,037	0,404	—	0,402
121	3,220	—	1,745	1,125	—	0,041	0,112	1,391	0,016	0,417	—	0,392

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

N анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
122	2,913		2,014	0,271	0,599	0,038	0,018	1,053	2,200	0,625		0,119
123	2,908	—	1,909	—	1,036	—	0,136	1,264	2,031	0,579	—	—
124	3,144	—	1,538	0,445	1,060	—	—	1,208	1,104	0,611	—	0,224
125	3,028	—	1,311	0,457	1,105	0,050	0,023	0,983	1,803	0,818	—	0,258
126	2,903	—	1,498	0,194	0,102	0,101	0,015	1,695	1,947	1,180	—	0,115
127	3,079	—	1,673	—	1,177	0,032	—	1,107	1,865	0,722	—	—
128	3,559	—	1,154	—	1,956	—	—	0,701	1,109	0,625	—	—
129	2,539	—	0,866	1,247	—	0,048	0,118	1,091	3,640	1,088	0,020	0,590
130	2,817	0,084	1,500	0,252	0,861	0,033	0,252	0,957	2,861	0,654	0,027	0,144
131	3,179	—	1,374	—	1,376	0,217	0,189	0,702	2,503	0,563	—	—
132	3,058	0,066	1,643	0,431	0,770	0,070	0,142	1,412	0,395	0,628	0,052	0,208
133	2,494	0,085	1,730	1,142	—	0,105	0,162	1,167	2,297	0,634	—	0,398
134	2,992	—	1,816	0,178	0,927	0,185	0,065	0,674	2,009	0,782	—	0,089
135	2,926	0,075	1,878	0,118	0,729	0,040	0,184	1,054	1,538	0,766	0,040	0,059
136	2,944	—	1,619	0,172	1,011	0,158	0,012	0,966	2,403	0,675	0,032	0,096
137	3,180	—	1,733	—	1,338	0,129	—	1,050	0,796	0,750	—	—
138	2,965	—	1,902	0,281	0,947	0,173	0,045	0,737	1,352	0,764	0,035	0,129
139	3,146	—	1,480	0,233	0,989	0,065	0,194	0,932	1,829	0,697	—	0.136

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
140	2,701		1,821	0,248	0,651	0,071	0,013	0,921	3,314	0,757	0,022	0,120
141	3,107	0,067	2,426	0,279	0,335	0,016	0,017	0,017	—	0,451	—	0,103
142	2,899	—	1,917	0,173	0,716	—	0,101	1,289	2,011	0,637	—	0,083
143	2,854	—	1,665	0,213	0,907	0,024	0,052	0,932	2,844	0,758	—	0,114
144	2,709	—	2,283	0,702	—	0,142	0,161	0,854	2,468	0,475	—	0,235
145	2,416	—	1,343	—	0,258	0,024	0,235	0,531	8,584	0,542	—	—
146	2,630	—	1,359	0,229	0,084	0,080	0,117	0,298	7,722	0,576	0,025	0,144
147												
148	2,644	—	1,663	0,317	0,469	0,043	0,013	1,095	5,002	0,386	0,020	0,160
149	2,682	—	1,704	0,307	0,430	—	—	0,943	5,192	0,432	—	0,153
150	2,965	0,053	1,707	0,471	0,612	0,110	0,176	1,188	1,199	0,671	0,003	0,216
151	2,862	0,678	1,780	0,683	0,596	0,011	0,321	1,121	1,468	0,531	—	0,277
152	2,833	—	2,012	0,702	0,456	0,016	0,539	1,185	0,779	0,452	—	0,258
153	3,107	0,053	1,665	0,291	0,916	0,019	0,227	1,184	0,488	0,719	0,004	0,148
154	3,008	0,057	1,706	0,299	0,851	0,015	0,235	1,171	0,719	0,778	0,032	0,149
155	3,137	—	1,403	0,526	0,719	0,020	0,251	0,727	1,583	0,882	—	0,273
156	2,851	0,023	1,521	0,286	0,946	0,115	0,046	0,876	2,597	0,801	0,028	0,158
157	2,941	0,014	2,042	0,403	0,341	0,007	0,347	0,927	1,659	0,582	0,049	0,165

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
158	2,976	0,013	1,990	0,648	0,362	—	0,077	1,835	1,018	0,319	0,019	0,246
159	2,899	0,014	2,093	0,274	0,602	—	0,339	1,171	1,039	0,660	0,001	0,116
160	3,097	—	1,071	0,655	1,060	—	0,202	0,972	1,013	0,983	—	0,379
161	3,197	—	1,057	0,697	1,055	—	0,171	1,072	0,329	1,007	—	0,397
162	2,879	0,014	1,998	0,395	0,334	0,006	0,339	1,181	1,625	0,570	0,048	0,165
163	3,074	0,001	1,147	0,423	0,431	0,022	1,066	0,989	1,152	0,940	—	0,269
164	2,893	0,014	2,049	0,163	0,326	0,007	0,546	1,255	1,142	0,738	0,027	0,074
165	2,968	0,012	2,261	0,383	0,433	—	0,062	1,558	0,842	0,389	—	0,145
166	3,383	—	0,807	—	2,228	—	1,823	0,913	0,422	0,995	—	—
167	2,725	0,026	1,751	0,665	0,054	0,013	0,171	1,183	3,162	0,554	1,979	0,275
168	3,013	0,039	1,733	0,002	0,826	0,026	0,523	1,155	0,336	1,041	0,014	0,004
169	3,429	—	1,751	—	1,218	—	0,110	1,156	—	0,687	—	—
170	3,275	—	1,861	—	1,248	—	0,080	1,212	—	0,743	—	—
171	2,789	—	1,456	—	1,003	0,077	0,092	1,081	4,597	0,457	—	—
172	2,747	0,066	1,390	0,369	0,766	0,027	0,255	0,806	3,966	0,570	0,022	0,210
173	3,122	0,018	1,356	1,440	—	0,007	0,134	1,491	—	0,595	—	0,515
174	3,208	0,018	1,467	0,460	1,007	0,014	0,048	0,731	0,497	1,072	0,002	0,239

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
175	3,118	0,120	1,674	0,231	0,853	0,015	0,281	0,971	0,536	0,734	0,020	0,121
176	3,142	0,020	1,789	0,551	0,403	0,003	0,444	0,585	1,866	0,489	0,032	0,235
177	2,973	0,280	1,648	0,260	0,902	0,034	0,174	0,989	0,518	0,795	0,040	0,136
178	3,067	0,079	1,408	0,336	0,939	0,026	0,263	1,236	0,945	0,711	0,045	0,192
179	2,992	—	1,919	0,203	0,513	0,012	0,201	1,504	1,890	0,345	0,069	0,096
180	3,258	—	1,871	—	0,558	—	0,072	1,579	1,259	0,558	—	—
181	2,734	0,017	1,553	0,483	0,349	0,003	0,386	2,202	1,623	0,425	0,027	0,237
182	3,031	0,134	1,510	0,442	0,842	0,096	0,144	1,057	0,866	0,748	0,024	0,226
183	3,158	—	1,721	0,665	0,363	0,094	0,175	1,017	0,960	0,591	0,044	0,279
184	2,607	—	1,737	1,478	0,398	0,126	0,237	0,920	1,137	0,448	0,021	0,460
185	3,048	—	1,495	0,217	1,098	0,068	0,023	0,983	1,584	0,868	0,035	0,127
186	3,073	—	1,768	0,326	0,742	0,071	0,022	1,238	1,218	0,679	0,007	0,156
187	2,985	—	1,259	0,696	0,687	0,018	0,221	1,132	1,848	0,742	—	0,356
188	2,940	—	1,933	0,258	0,812	0,075	0,184	0,614	1,819	0,826	—	0,118
189	3,000	0,026	1,990	0,377	0,640	—	0,191	1,037	0,997	0,653	0,025	0,159
190	2,945	0,034	1,763	0,261	0,929	0,216	0,009	0,915	1,324	0,798	0,039	0,129
191	3,005	—	1,179	0,348	0,753	0,059	0,145	1,306	0,836	0,717	0,009	0,162
192	3,047	—	1,596	0,384	0,932	—	0,044	0,908	1,828	0,759	—	0,194

18½ 283

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
193	2,898	—	1,801	0,445	0,640	0,179	0,018	1,051	1,750	0,713	—	0,198
194	3,121	0,017	1,329	0,535	0,656	0,020	0,253	0,969	1,757	0,731	0,027	0,287
195	3,000	0,009	1,976	0,299	0,378	—	0,567	1,254	0,888	0,593	0,017	0,131
196	3,074	—	2,105	0,230	0,823	—	0,055	1,092	0,948	0,572	0,025	0,099
197	3,032	0,054	1,404	0,722	0,291	0,005	0,024	1,558	1,013	0,537	—	0,298
198	2,937	—	1,934	0,396	0,965	0,065	—	1,384	0,373	0,617	0,052	0,170
199	2,860	—	1,678	0,610	0,650	0,267	0,059	0,998	0,692	0,986	0,024	0,267
200	2,986	—	1,765	0,334	0,865	0,104	0,157	1,085	0,982	0,768	0,013	0,159
201	2,777	—	1,746	0,397	0,820	0,266	0,312	1,000	0,899	0,922	—	0,185
202	3,010	—	1,886	—	1,452	0,196	0,111	1,189	0,993	0,369	0,076	—
203	2,629	0,029	1,894	0,759	0,408	0,080	0,112	1,339	2,278	0,399	0,199	0,286
204	2,787	—	1,844	0,655	0,509	0,015	0,099	1,379	1,971	0,328	0,098	0,262
205	3,212	0,099	1,684	0,135	1,020	0,065	0,112	1,046	0,243	0,828	0,013	0,074
206	2,515	0,554	1,333	0,512	1,057	0,133	0,218	0,815	1,397	0,757	0,017	0,280
207	2,877	0,016	2,095	0,097	0,530	0,007	0,319	1,263	1,638	0,617	0,031	0,044
208	2,910	0,015	1,893	0,437	0,690	0,066	0,894	1,123	1,355	0,636	0,027	0,187
209	3,365	—	1,618	—	1,200	0,069	0,123	1,075	0,334	0,806	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
210	3,198	0,083	1,086	1,039	0,627	—	0,123	0,970	0,571	0,768	0,011	0,489
211	2,983	—	1,867	0,408	0,717	0,092	—	0,946	1,418	0,763	0,007	0,179
212	3,001	—	1,878	0,254	0,968	—	0,235	1,026	0,699	0,802	—	0,119
213	3,219	—	1,414	0,477	0,882	0,043	0,125	0,979	0,793	0,867	—	0,252
214	3,137	—	1,738	—	1,325	—	0,187	0,839	0,995	0,848	—	—
215	3,020	0,051	1,440	0,682	0,550	0,040	0,428	1,158	0,690	0,733	0,026	0,321
216	2,855	0,046	2,074	0,275	0,473	0,014	0,190	1,269	1,502	0,624	0,021	0,117
217	3,049	—	1,384	0,320	0,877	0,205	0,298	0,966	1,444	0,840	0,007	0,188
218	2,970	0,051	1,533	0,252	0,915	0,043	0,150	1,228	1,628	0,739	0,014	0,141
219	2,962	0,003	1,829	0,277	0,883	0,501	0,046	0,448	1,385	0,842	0,038	0,132
220	2,909	0,085	1,637	0,497	0,683	0,479	—	0,749	1,235	0,800	0,040	0,233
221	3,181	—	1,922	—	0,976	0,180	0,275	0,888	1,196	0,559	—	—
222	3,208	—	1,575	0,531	0,641	—	0,149	1,017	0,968	0,749	—	0,254
223	3,162	—	1,843	0,513	0,612	—	0,131	0,922	0,817	0,711	—	0,218
224	2,957	—	1,905	0,495	0,788	0,081	0,075	1,077	0,908	0,673	—	0,206
225	3,061	—	1,997	0,115	0,787	0,097	0,021	1,095	1,176	0,741	—	0,055
226	2,987	0,008	1,538	0,502	0,586	0,029	0,203	1,132	1,634	0,785	—	0,246

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
227	3,274	0,116	1,265	—	1,619	—	0,182	0,713	1,251	0,582	—	—
228	3,005	—	1,988	0,199	0,005	0,010	0,006	1,984	0,992	0,799	0,005	0,091
229	3,095	—	1,236	0,616	1,073	0,006	0,309	1,079	1,235	0,621	0,009	0,333
230	2,583	0,088	1,620	0,919	1,184	0,085	0,245	0,947	0,947	0,546	0,049	0,362
231	2,899	0,009	1,741	0,524	0,880	0,243	0,013	0,656	1,392	0,824	0,031	0,231
232	2,872	0,027	1,896	0,212	0,834	0,127	0,007	1,057	1,597	0,766	0,033	0,101
233	2,928	0,019	1,803	0,324	0,910	0,230	0,010	0,816	1,456	0,783	0,023	0,152
234	2,987	0,003	1,816	0,275	0,877	0,498	0,046	0,445	1,378	0,836	0,038	0,131
235	3,055	0,004	2,035	0,146	1,033	0,015	0,149	0,656	0,793	0,903	0,003	0,067
236	3,137	0,064	1,086	0,889	0,740	0,015	0,141	1,167	0,567	0,859	—	0,450
237	3,266	—	1,413	0,447	0,365	—	0,534	1,566	1,551	0,292	—	0,240
238	2,885	—	1,620	0,337	1,236	—	—	1,160	0,556	1,079	—	0,172
239	2,892	0,069	1,708	0,471	0,779	0,011	0,074	1,154	1,301	0,681	0,060	0,216
240	2,896	0,069	1,705	0,472	0,782	0,010	0,073	1,155	1,290	0,679	0,059	0,217
241	2,977	0,094	1,565	0,418	0,849	0,012	0,081	1,237	1,353	0,603	0,062	0,211
242	3,026	0,068	1,988	0,368	0,824	0,024	0,026	1,098	0,319	0,727	0,027	0,156
243	2,751	—	1,783	0,318	0,517	—	0,140	1,001	3,681	0,649	—	0,152

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (продолжение)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
244	3,035	0,010	2,328	—	0,636	0,051	0,030	1,451	0,398	0,486	0,026	—
245	2,800	—	1,959	—	1,063	—	0,138	1,297	2,145	0,594	—	—
246	3,044	—	1,539	1,291	—	0,032	0,385	1,174	—	0,716	—	0,456
247	3,133	—	1,382	—	1,168	—	0,222	0,978	2,077	0,849	—	—
248	2,847	—	2,427	—	0,764	—	0,609	0,798	0,429	0,853	—	—
249	2,331	—	1,601	—	1,131	0,111	0,622	0,206	6,456	0,420	—	—
250	2,618	—	1,598	0,667	0,374	—	0,062	0,829	4,504	0,522	0,033	0,295
251	2,941	—	1,527	—	1,137	0,327	0,098	1,206	2,728	0,418	0,033	—
252	3,183	—	1,200	0,912	—	—	0,008	0,851	2,928	0,709	0,039	0,431
253	2,655	—	1,543	0,135	0,378	0,031	0,227	0,621	6,108	0,537	0,028	0,081
254	2,633	—	1,309	0,649	0,434	—	0,488	0,947	4,222	0,508	0,026	0,332
255	2,788	0,008	1,611	0,520	—	0,018	0,804	0,474	4,264	0,503	0,015	0,244
256	2,282	0,794	1,369	0,648	0,901	0,186	0,136	0,793	1,007	0,860	0,006	0,321
257	3,151	—	0,882	0,285	0,470	—	0,095	0,354	1,566	2,164	—	0,244
258	2,893	—	1,282	1,040	0,329	0,433	0,439	0,630	1,178	0,751	0,017	0,449
259	2,940	—	1,444	0,416	0,866	0,110	—	0,843	2,137	0,843	0,006	0,224
260	3,779	—	0,321	—	1,138	0,095	0,073	0,088	0,686	2,043	—	—

18 283

ПРИЛОЖЕНИЕ 8 (окончание)

№ анализа	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	OH	ΣTR	Th	F
261	3,009	0,158	1,657	0,560	0,694	0,036	0,414	0,463	0,207	0,889	—	0,252
262	2,382	0,045	1,592	0,170	0,625	0,009	0,150	1,052	1,489	1,000	0,017	0,097
263	2,924	0,000	0,872	0,078	0,179	0,039	1,963	0,934	1,252	1,000	—	0,082

Кроме указанных по отдельным анализам ортитов, имеются следующие данные: 258. $Be=0,035$; 259. $Be=0,058$; $Zr=0,029$; 260. $Be=0,160$; 261. $Sr=0,292$; 262. $P=0,523$; 263. $F=0,973$.

ПРИЛОЖЕНИЕ 9

Химический состав (вес, %), удельный вес (D) и оптические константы минералов группы эпидота, не участвовавших в статистической обработке

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	TR_2O_3	Σ	D	Ng	Nm	Np	$2V$
1	36,27	0,68	25,06	5,39	5,23	Неопр.	—	19,58	0,42	—	1,92	101,43	—	—	—		—
2	37,27	0,40	23,87	5,26	4,69	0,19	0,03	20,48	1,90	0,30	2,59	99,91	2,96	N изотропный		1,630	—
3	37,30	0,13	23,30	8,51	3,89	0,27	Нет	22,80	2,21	0,39	1,10	99,90	—	—	—	—	—
4	37,32	Нет	24,01	13,17	Сл.	0,24	0,26	23,48	П.п.п.=2,16		—	100,87	—	—	—	—	—
5	37,33	Сл.	22,37	16,40	»	0,13	Сл.	22,81	» = 1,85		—	100,89	—	—	—	—	—
6	37,40	Нет	22,46	15,17	»	0,07	0,26	23,48	» = 1,94		—	100,93	—	—	—	—	—
7	37,44	»	23,19	14,17	»	0,20	0,26	23,48	» = 1,92		—	100,91	—	—	—	—	—
8	37,68	Сл.	27,09	9,81	0,34	Сл.	0,03	24,30	1,71	—	—	100,96	—	—	—	—	—
9	37,84	0,20	23,22	15,58	0,35	0,23	Нет	21,13	П.п.п. 2,16	0,15	—	100,10	—	—	—	—	—
10	37,88	0,24	25,59	13,37	0,18	0,30	0,50	19,72	П.п.п. 2,08	0,12	—	100,44	—	—	—	—	—
11	38,02	0,16	24,27	11,48	0,75	0,30	0,10	22,85	2,10	—	0,03	100,30	—	—	—	—	—
12	38,32	Сл.	26,53	9,14	Сл.	0,15	0,26	23,60	П.п.п.=1,90		—	100,90	—	—	—	—	—
13	38,41	»	29,11	6,52	0,74	0,12	0,01	23,46	1,76	0,04	—	100,17	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 9 (окончание)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O^+	H_2O^-	TR_2O_3	Σ	D	Ng	Nm	Np	$2V$
14	38,54	0,16	25,58	11,77	0,18	Нет	0,50	20,43	П.п.п. 2,00	0,07	—	99,27	—	—	—	—	—
15	38,56	0,19	28,80	5,97	0,78	0,03	0,26	21,88	1,20	0,18	—	100,37	—	—	—	—	—
16	38,58	0,11	27,32	9,13	Сл.	0,12	0,26	23,20	П.п.п.=2,02		—	100,86	—	—	—	—	—
17	40,47	0,07	29,12	4,94	0,62	0,02	0,64	24,22	—	—	—	100,77	—	—	—	—	—
18	38,70	0,39	23,72	9,57	1,80	0,34	—	23,76	2,32	0,04	—	101,17	—	1,755	1,740	1,721	−82
19	37,18	0,29	19,60	16,68	1,36	0,11	—	22,52	2,61	0,18	—	101,44	—	1,776	1,763	1,727	−70
20	37,00	0,20	20,09	15,97	1,43	0,15	—	23,61	2,32	0,24	—	102,14	—	1,772	1,757	1,724	−74
21	40,12	0,24	23,28	11,60	0,47	0,21	Сл.	21,94	0,25	—	—	100,30	—	—	—	—	—
22	39,50	0,22	23,09	11,54	0,65	0,23	Сл.	22,26	0,28	—	—	100,17	—	—	—	—	—
23	39,32	0,22	23,63	11,30	0,39	0,17	Сл.	22,34	0,31	—	—	100,14	—	—	—	—	—
24	—	0,11	21,8	15,1	—	1,3	0,10	22,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	33,39	0,71	16,11	17,93		—	0,43	16,44	3,38		9,24	99,23	—	1,78	—	1,76	(—)
26	35,64	0,35	23,71	3,69	6,15	0,22	0,32	18,87	2,89	0,41	4,57	99,82	2,86	N изотропный		1,620	—
27	32,75	3,59	16,23	2,76	9,70	0,29	0,14	15,65	2,20	0,33	13,58	100,03	3,32	»		1,663	—
28	32,78	0,22	19,02	2,80	7,64	0,28	0,20	11,65	2,21	0,17	22,24	100,34	3,48	»		1,700	—
29	30,16	0,33	13,66	4,02	11,97	1,44	0,33	8,65	3,96	0,16	23,62	100,58	—	—	—	—	—
30	41,36	0,20	27,52	3,51	Нет	Сл.	3,34	22,10	1,53	—	0,23	100,03	—	—	—	—	—

ПРИЛОЖЕНИЕ 9 (дополнение)

Кроме указанных по отдельным анализам минералов группы эпидота, имеются следующие данные:

1. ThO_2=0,40; $(Zr, Hf)O_2$=2,03; PbO=0,03; п.п.п.=4,12.
2. Na_2O=0,23; K_2O=0,14; SnO_2=0,18; ThO_2=0,10; $(Zr, Hf)O_2$=1,92; SrO=0,07; BeO=0,002; PbO=0,08; F=0,21.
4. Na_2O нет; K_2O=0,18; P_2O_5=0,05.
5. Na_2O нет; K_2O сл.; P_2O_5 сл.
6. Na_2O нет; K_2O=0,12; P_2O_5=0,03.
7. Na_2O нет; K_2O=0,18; P_2O_5=0,07.
9. Na_2O нет; K_2O сл.; P_2O_5=0,14.
10. Na_2O нет; K_2O сл.; P_2O_5=0,46.
11. Na_2O=0,12; K_2O=0,12.
12. Na_2O нет; K_2O нет; P_2O_5 сл.
14. Na_2O нет; P_2O_5 нет; K_2O сл.
15. Na_2O=0,07; K_2O нет; C_2O_3=0,06; SrO=1,75.
16. Na_2O нет; K_2O=0,12; P_2O_5 сл.
17. Na_2O_5 нет; K_2O=0,24; Cr_2O_3=0,03.
18. F=0,53.
19. Na_2O+K_2O=0,30; P_2O_5=0,22; B_2O_3=0,35; F=0,04.
20. Na_2O+K_2O=0,14; P_2O_5=0,09; B_2O_3=0,85; F=0,05.
21. Na_2O=0,08; K_2O=0,08; п.п.п.=2,25.
22. Na_2O=0,08; K_2O=0,08; п.п.п.=2,24.
23. Na_2O_3=0,12; K_2O=0,12; п.п.п.=2,19.
25. ThO_2=1,60.
26. Na_2O=0,07; K_2O=0,06; SnO_2=0,25; ThO_2=0,38; $(Zr, Hf)O_2$=1,44; SrO=0,05; PbO=0,53; U_3O_8=0,10; $(Nb, Ta)_2O_5$=0,22.
27. Na_2O=0,30; K_2O=0,15; SnO_2=0,11; ThO_2=0,08; $(Zr, Hf)O_2$=1,48; SrO=0,06; BeO=0,002; PbO=0,09; F=0,54.

28. Na_2O=0,24; K_2O=0,07; ThO_2=0,22; $(Zr, Hf)O_2$=0,22; BeO=0,0058; U_3O_8=0,015; F=0,59.
29. Na_2O=0,11; K_2O=0,04; ThO_2=1,32; SnO_2=0,07; F=0,84.
30. Na_2O+K_2O=0,24.

Пояснения к приложению 9.

1, 2. Редкоземельные эпидоты (Белолипецкий и др., 1967).

3. Иттроэпидот; Урал (Андреенко, Плюсина, 1968).

4–7. Эпидоты (Андреенко, Плюсина, 1968).

8. Эпидот (биотит) из гнейсов низов альмандин–амфиболитовой фации (*Matthews, Cheeney*, 1968).

9–12. Эпидоты (Андреенко, Плюсина, 1968).

13. Эпидот (гранат, биотит, амфибол) из гнейсов; низы альмандин – амфиболитовой фации (*Matthews, Cheeney*, 1968).

14. Эпидот (Андреенко, Плюсина, 1968).

15, 16. Клиноцоизиты (Андреенко, Плюсина, 1968).

16. Эпидот (Андреенко, Плюсина, 1968).

18–20. Эпидоты; Лавреновоское скарновое месторождение, Кузнецкий Алатау (Камаев, Кухаренко, 1967).

21–23. Эпидоты; эпидот–биотит–амфиболовые гнейсы на контакте с пегматитами; Северная Карелия (Сафронова, 1968).

24. Эпидот (*Би, Гр, Амф, Кпш, Пл, Кв*) из гнейса; Калифорния (*Smith, Albec*, 1967).

25. Эпидот–ортит (*Амф, Андр, Грос, Би, Ка, Пл, Кв, Рудн*); Южная Азия (Семенов, Грамаш, 1967).

26. Редкоземельный эпидот (Белолипецкий и др., 1967). Отнесен к ортитам на основании расчета (D_x) (см. главу 5).

27–29. Ортиты (Белолипецкий и др., 1967).

30. Цоизит; Урал (Андреенко, Плюсина, 1968).

Абдулаев Х. М. Собрание сочинений, т. 2. Изд-во "Наука", Ташкент, 1964.
Абдулаев Р. Н., Азадаллиев Дж. А. Пумпеллиитовый минерал на Малом Кавказе. – Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, № 2, 114, 1967.
Алимарин И. П., Ромм И. И. Сборник химических анализов минералов и горных пород. – Труды ВИМС, вып. 76, 1935.
Андреенко Э. Д., Плюсина И. И. О корреляции химического состава и инфракрасных спектров минералов группы эпидота. – Вестн. МГУ, Геология, № 4, 1968.
Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. – Труды ИГЕМ, вып. 20, 1958.
Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Варшал Г. М. О находке на Северном Кавказе эпидотов, содержащего стронций и редкие земли. – Докл. АН СССР, т. 143, № 3, 1962.
Ахманова М. В., Леохова Л. Л. Исследование метамиктного распада силикатов с помощью ИК-спектроскопии. – Труды Мин. музея, АН СССР, вып. 14, 1963.
Ахвледиани Р. А. Эпидот из "альпийских" жил Хдес-цкали. – Сообщ. АН Груз. ССР, XLVIII, № 1, 1967.
Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Альмалыкского рудного района. Ташкент, 1965.
Бадалов С. Т., Голованов И. М. О железистом эпидоте из скарнов хребта Кугитангтау. – В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана, 1965.
Баженов А. И. Редкоземельный эпидот из Юго-Восточного Алтая. – Изв. Томского политех. ин-та, 90, 1958.
Бекмухаметов А. Е. Минералы переменного состава Бенкалинского и Шагыркульского месторождений железа. – Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 6, 1966.
Белковский А. И. Параллельно-шестоватый цоизит из окрестностей Слюдорудника. – В сб.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Изд-во "Наука", 1967.
Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
Белов Н. В., Руманова И. М. Кристаллическая структура эпидота. – Труды Ин-та кристаллографии, вып. 9, 1953.
Белов Н. В., Руманова И. М. Кристаллическая структура эпидота. – Труды Ин-та кристаллографии, вып. 9, 1954.
Белолипецкий А. П., Денисов А. П., Елина И. А., Кульчицкая Е. А. О некоторых результатах химического и рентгеноструктурного изучения минералов группы эпидота–ортита. – В сб.: Материалы по минералогии Кольского п-ва, вып. 5, стр. 129, 19
Белянкин Д. С. Очерки по петрографии Ильменских гор. – Изв. СПб., политехн. ин-та, 1909.
Бетехтин А. Г. Минералогия. Изд-во АН СССР, 1950.
Бонштедт-Куплетская Э. М., Прокопенко Н. М. Ортит из гранитов с рч. Басы-Джия в Северной Киргизии. – ЗВМО, ч. 75, № 3, 1946.
Бонштедт-Куплетская Э. М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. Изд-во АН СССР, 1951.
Брэгг У. Л., Кларинбулл Г. Ф. Кристаллическая структура минералов. Изд-во "Мир", 1967.
ВартановаН. С., Золотухин В. В. Об оптической ориентировке ортита. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1955.
Вартанова Н. С., Эпштейн Р. Я. Клиноцоизит из метасоматических пород с. Каменки Днепропетровской области. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 3, 1959.
Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. Геохимия, № 2, 1956.
Васьковский Д. П., К вопросу о пределах устойчивости эпидота и ортита при региональном метаморфизме. – В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, М.–Л., 1965.
Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во "Наука", 1965.
Виноградская Г. М. Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 119, 1964.
Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. – ЗВМО, ч. 85, № 1, 1956.
Вишневская И. И., Трусова И. Ф. Акжальский массив ультраосновных пород (Центральный Казахстан). – Изв. Высших уч. зав., Геол. и разв., № 5, 1965.
Вознесенский С. Д. Пьемонтитовые сланцы левобережья р. Хемчик в Западной Туве. – ЗВМО, ч. 90, 345–348, 1961.
Волохов Н., Каратаева Г. Н., Кутолин В. А. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. – Геология и геофизика, № 5, 1966.
Гаврусевич Б. А. Об ортитах с. Листвиничного в Прибайкалье. – Уч. записки Свердловск. гос. ун-та, вып. 1, 1937.
Галюк В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Яку-

тия). – Труды МГРИ, т. 31, 1957.
Гогишвили В. Г., Зулиашвили Т. Г., Каландаришвили Н. А. Изменение рудовмещающих пород сульфидных месторождений Алавердского рудного района и их поисковое значение. – Кавказск. ин-т мин. сырья, Геологич. сб., № 2, 1962.
Голдин Б. А. Ортит с Приполярного Урала. – В сб.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана. Изд-во "Наука", 1966.
Дана Э. С. Описательная минералогия. М.–Л., 1937.
Демина М. Е., Калинин О. М. Вопросы математической геологии, № 1. Изд-во "Наука", 1967.
Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. I. Изд-во "Мир", 1965.
Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Парагенетические типы и зависимость состава метаморфических пироксенов от состава и условий образования вмещающих их пород. – Сов. геология, № 2, 1964.
Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика Полярноуральских и Прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород. – Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 31, 1965.
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. Объяснит. записка к "Карте метаморфич. фаций СССР". Новосибирск, 1966.
Ерджанов К. Н., Сатрапинская И. И., Об ортите из пегматитовых тел Тарбагатайского хребта. – Труды Каз. ИМС, вып. 3, 1960.
Жабин А. Г., Свяжин Н. В. О концентрически-зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Ильменских гор. – Труды ИМГРЭ, вып. 9, 1962.
Жиров К. К., Бандуркин Г. А., Лаврентьев Ю. Т. К геохимии редкоземельных элементов в пегматитах Северной Карелии. – Геохимия, № 11, 1961.
Заварицкий В. А. Пумпеллит в зеленокаменных породах Учалинского района на Южном Урале. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1944.
Заварицкий В. А. Зеленокаменные породы из района Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1945.
Здорик Т. Б., Куприянова и др. Кристаллический ортит из некоторых метасоматических образований Сибири. – В кн.: Минералы СССР, 15, стр. 208, 1964.
Здорик Т. Б. Ортит. – Геология месторождений редких элементов, вып. 26. Изд-во "Наука", 1966.
Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Материалы по экспериментальной и генетической минералогии, 2. 1964.
Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. О высокожелезистом пумпеллите (лотрите) из Норильского рай-

она и новой диаграмме для пумпеллитов. – Докл. АН СССР, т. 165, № 5, 1965.
Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. и др. Бабингтонит-пренит-пумпеллитовая парагенетическая ассоциация в метасоматитах Норильска. – Материалы по генетич. и эксперим. минералогии, т. 5, 1967.
Ильинский Г. А. Розовый клиноцоизит из скарнов Зардалекского массива на Алае. – В сб.: Минералогия и геохимия, вып. 1, 1964.
Калинин Д. В., Каныгин Л. И., Уфут Б. С. Апатит-пироксеновые жильные пегматоидные образования Таякского железорудного месторождения. – Материалы по минералогии, петрогр. и полезным ископ. Зап. Сибири. Томск, 1962.
Калинин П. В. Ортит пегматитовых жил Восточной Сибири. – Труды МГРИ, т. 37, 1964.
Калита А. П. Распределение редких земель в минералах пегматитов Северо-Западной и Юго-Западной Карелии. – Геохимия, № 2, 1959.
Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961.
Калюжный В. А. К минералогии основных эффузивов Тячевского района. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
Камаев С. Г., Кухаренко О. А. О некоторых особенностях эпидотов Лавреновского месторождения (Кузнецкий Алатау). – Труды Томского отд. МОИП, вып. 4, 10–17, 1967.
Кваша Л. Т. Пумпеллит из агломератов безрудной пирокластической толщи у пос. Левихи на Среднем Урале. – ЗВМО, ч. 79, № 2, 1950.
Кекелия М. А. Процесс эпидотизации в породах Зекарской интрузии (Западная Грузия). – Геохимия, № 12, 1964.
Кепежинскас В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токраусского синклинория (Центральный Казахстан). – Новосибирск, Изд-во "Наука", 1968.
Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Изд-во "Наука", 1965.
Кепежинскас К. Б. Определение составов минералов группы эпидота по их физическим свойствам. – Докл. АН СССР, т. 85, № 4, 1969.
Кепежинскас К. Б., Хлестов В. В. Соотношение составов в минералах группы эпидота. – Докл. АН СССР, т. 175, № 2, 1967.
Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России, ч. 3, СПб., 1858.
Коленко Б. З. Породообразующие ортиты в некоторых горных породах Прибайкальского района. – Изв. АН СССР, № 3, стр. 243–260, 1929.
Колесник Ю. Н. Минералогия и генезис нефрита из Восточ-

ного Саяна (р. Горлык-Гол). – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 30, 1964.
Коржинский А. Ф. Скарновые образования в Осипинском гипербазитовом массиве в Восточном Саяне. – ЗВМО, вып. 3, ч. 87, 1958.
Коржинский Д. С., Труды ИГН АН СССР, вып. 12, 1940.
Коржинский Д. С. Абиссофобный минерал пумпеллиит в породах г. Благодать и р. Туры и о факторе превращения. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1944.
Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. – Труды ИГН АН СССР, вып. 68, серия рудн. месторожден. № 10, 1948.
Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. – Труды лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд-во "Наука", 1967.
Костерин А. В., Кизюра В. Е., Зуев В. Н., Соотношение редкоземельных элементов в ортитах некоторых изверженных пород Северной Киргизии. – Геохимия, № 5, 1961.
Костерин А. В. – В сб.: "Геохимия и минералогия магматических образований", 1966.
Костов Ив. Кристаллография на епидота от с. Нова махала, Пещерского. – Годишник на Софийский унив., т. 56, кн. 2, геология, 1961/62.
Костов Ив. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Изд-во "Наука", 1966.
Костылева Е. Е., Казакова М. Е. Ортит месторождения Бектау-Ата в Казахстане. – Докл. АН СССР, т. 56, № 3, 1947.
Кумскова Н. М., Хвостова В. А. Рентгенографическое изучение минералов группы эпидот-ортита. – Геохимия, № 7, 1964.
Лабунцов А. Н. Пегматиты СССР, т. 2. Изд-во АН СССР, 1939.
Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
Лебедев П. Ш., Молева В. А. К минералогии контактово-метасоматических процессов Ташелгинского железорудного месторождения (Горная Шория). – Труды Петрограф. ин-та, вып. 6, 1934.
Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е. и др. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. – В сб.: Минералогия и геохимия. Изд-во ЛГУ, 1964.
Левин И. Я. Некоторые вопросы теории опознавания образцов. – Изв. АН СССР, техн. кибернетика, № 2, 1964.
Лещенко Н. К. К вопросу о распространении ортитов в Приднепровском кристаллическом массиве. – Инженерный работник, № 11, 1925.
Лисовский А. Л. Об ортитовых гранитах из Кара-Мазара. – Докл. АН СССР, т.I, № 7–8, стр. 588, 1935.
Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. 1947.
Лукомский Я. Н. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. Гос. статистич. изд-во, 1958.
Лупанова Н. П., Кудрявцев В. Т. О формуле пумпеллиита. Докл. АН СССР, т. 141, № 6, 1961.
Лупанова Н. П., Кудрявцев В. Т. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1962.
Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (Восточный склон Полярного Урала). – Труды геол. музея им. Карпинского, вып. 12, 1964.
Любофеев В. Н., Балицкий В. С. Об ортите из Гилутского гранитоидного массива. – Изв. АН Арм.ССР, т. 14, № 5, 1961.
Ляхович В. В., Баринский В. Л. Особенности состава редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. – Геохимия, № 6, 1961.
Ляхович В. В. – Геохимия, № 1, 1962.
Ляшкевич З. М. О пьемонтите из Алайского хребта. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, вып. 12, 323–331, 1958.
Максумов К. Об эпидотах Тандымских гор. – Узбекский геол. ж. № 1, 1968.
Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во "Наука", 1968.
Марфунин А. С. К минералогии и парагенетическому анализу скарнов Дашкесана. – Моск. Ин-т. цветных металлов и золота. Сб. научн. трудов, № 25, 1955.
Меликсетян Б. М. Акцессорный ортит из мегринского плутона. – Изв. АН Арм.ССР, т. 13, № 1, 1960.
Мельник Ю. П., Стрыгин А. И. Минералогия метасоматитов в поле мигматитов Кривого Рога. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 17, 1963.
Миллер Е. Е. Пумпеллиит в кембрийских вулканических породах Северо-Восточного Казахстана. – Вестн. Казахск. филиала АН СССР, № 4 (13), 1946.
Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. Изд-во "Мир", 1965.
Минеев Д. А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала. – Докл. АН СССР, т. 127, № 4, 1959.
Минеев Д. А., Ступникова Н. И. О природе радиоактивности ортитов и соотношении в них урана, тория и редких земель. – Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.
Минералогия редких элементов, т. 2. Изд-во АН СССР, 1964.

Михайлов Д. А., Быкова В. С. Метасоматические сфен и ортит из диопсидовых пород Алданского щита. – В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Изд-во "Наука", 1966.
Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. – Труды ИГЕМ, вып. 77, стр. 167, 1962.
Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород. Изд-во "Наука", 1964.
Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.
Москалева С. В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенито-габбровой формации Урала. – Сов. геология, № 5, 1965.
Мязь Н. И., Колтун Л. И. Включения минералообразующих растворов в эпидоте. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 14, 1960.
Набоко С. И., Карпов Г. А., Розникова А. П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. Изд-во "Наука", 1965.
Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
Наточий П. А. Об эпидоте из Мармарошского массива. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
Нефедов Е. И. Некоторые вновь обнаруженные минералы в пегматитах Адун-Чолона (Забайкалье). – Докл. АН СССР, т. 32, № 5, 1941.
Нечеухин В. М. Пумпеллиитовые и пумпеллитизированные породы из ..йона Сибайского месторождения (Южный Урал). – ЗВМО, ч. 92, вып. 1, 1963.
Нечкин Т. С. Минеральные парагенезисы и условия образования Гаринского железорудного месторождения (Приамурье). Автореф. дисс., ДВГИ, 1965.
Никитина С. С. К минералогии основных эффузивов Мармарошского массива. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
Овчинников Л. Н., Цимбаленко М. Н. Манган-ортит из Вишневых гор. – Докл. АН СССР, т. 63, № 2, 1948.
Олейников Б. В. Инфильтрационный метасоматоз в районе среднего течения р. Горбиачин. – В сб.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1966.
Орса В. И. – В сб.: Морфология, свойства и генезис минералов. Изд-во "Наукова думка", 1965.
Островский И. А., 1935. Тяжелые минералы гранитов Средней Азии. – Труды Таджикско-Памирской экспедиции. Изд-во

АН СССР, стр. 163–181, 1937.
Павленко А. С., Вайнштейн Э. В. и др. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах. – Геохимия, № 4, 1959.
Петрография Узбекистана, кн. 2, 1965.
Плошко В. В. Об акцессорном ортите из актинолититов р. Малой Лабы. – Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1958.
Плошко В. В. О физических и химических особенностях ортитов Северного Кавказа. – Труды ИГЕМ (авторефераты за 1962 г.), 1963.
Плошко В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. Изд-во "Наука", 1965.
Плошко В. В., Богданова В. И. Изоморфные замещения в минералах группы эпидотов Северного Кавказа. – Геохимия, № 1, 1963.
Плошко В. В., Богданова В. И. Минералы группы эпидота в породах Уруштенского магматического комплекса (Северный Кавказ). – Труды Мин. музея АН СССР, вып. 14, 1963.
Преображенский И. П. Акцессорные минералы в изверженных породах. – Труды ИГН АН СССР, вып. 56, петрограф. серия (17), стр. 46, 1941.
Прокопенко Н. М. О находках породообразующих ортитов в горных породах Средней Азии. – Докл. АН СССР, т. I, № 7–8, стр. 532–534, 1935.
Ревердатто В. В. Метаморфизм в контактах Анакитского траппового массива на р. Нижней Тунгуске. – Труды ИГиГ, вып. 30, 1964.
Романовский В. И. Математическая статистика. Изд-во АН Узб. ССР, 1961.
Руманова И. М., Николаева Т. В. Кристаллическая структура ортита. – Кристаллография, 4, вып. 6, 1959.
Русинов В. Л. О находках пренита и кластическом характере эпидота в породах некоторых областей современного гидротермального метаморфизма. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1965.
Салия. Эпидоты из одного золоторудного месторождения Армянской ССР. – Труды Кавказск. ин-та мин. сырья, вып. 3(5), 96–101, 1961.
Сафронова Г. П. Минералогические и химические особенности экзоконтактных ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. – Сов. геология, № 6, 1968.
Свяжин Н. В. Акцессорные ортиты из Вишневогорского щелочного комплекса. – В сб.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Изд-во "Наука", 1967.
Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. – Геохимия, № 4, 1958.
Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.

Семенов Е. И., Гаршман А. А. Эпидот-ортит в медно-золотом месторождении. – В сб.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. Изд-во "Наука", 1967.

Сердюченко Д. П. Эпидоты из рудоносной толщи Алдана. – В сб.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960.

Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. – В сб.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. – Труды Арктического ин-та, т. 43, 1936.

Соболев В. Про зв'язок твердості мінералів з координаційним числом. – Наук. зап. Львів. Держ. Університету, т. 2, сер. геологіч., в. 2, 1946.

Соболев В. Новая находка пумпеллиита (лотрита). – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1, 1947.

Соболев В. С. О структуре эпидота и других работах Ито по структуре силикатов. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 3, 1949.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.

Соболев В. С. Федоровский метод, 1954.

Сребродольский Б. И. Акцессорный ортит из Приднепровья. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 16, 1962.

Супричев В. А., Макаров М. М. Нові дані про епідот з магматичних порід Гірського Криму. – Доповіді АН УССР, серія Б, № 6, 1967.

Тащинина М. В. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. 2, 1957.

Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е. Ортит из метасоматитов массивов нефелиновых сиенитов. – В сб.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. Изд-во "Наука", 1964.

Голок А. А., Материкова А. М. Минералы группы эпидота в Погинском массиве нефелиновых сиенитов. – Сообщ. ДВ филиала АН СССР, вып. 24, серия геол., 1965.

Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

Тюлюпо Б. М. Эпидоты контактово-метасоматических месторождений железа Кузнецкого Алатау. – В сб.: Материалы по минералогии, петрограф. и полезным ископ. Зап. Сибири и Красноярского края. Изд-во Томского ун-та, 1965.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезис (на примере хр. Марун-Кеу). Изд-во "Наука", 1970.

Урбах В. Ю. Биометрические методы. Изд-во "Наука", 1964.

Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Успенский А. Н. Поствулканические изменения пумпеллиитсодержащих базальтов центральной части Корякского хребта. – Труды НИИ геологии Арктики, 102, вып. 10, 1959.

Ушакова Е. Н. О генетических взаимоотношениях силлиманита, андалузита, дистена в кристаллических сланцах верховьев р. Чапы (Енисейский кряж). – Геол. и геофиз., № 3, 1966.

Фесенко Е. Г., Руманова И. М., Белов Н. В. Кристаллическая структура цоизита. – Докл. АН СССР, 102, № 2, 1955.

Фишман М. В., Голдин Б. А. и др. Акцессорные минералы в горных породах южной части Печерского Урала. – В сб.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана, Изд-во "Наука", 1966.

Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. ИЛ, 1956.

Хвостова В. А. Об изоморфизме эпидота и ортита. – Докл. АН СССР, т. 141, № 6, 1961.

Хвостова В. А. Минералогия ортита. – Труды ИМГРЭ, вып. 11, 1962.

Хлестов В. В., Кепежинскас К. Б. Эпидоты. – В кн.: Фации метаморфизма. Изд-во "Недра", 1968.

Цок Д. В. О лотрите и эпидоте из Каракубы в Донбассе. – Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.

Черник Г. П. Результаты исследования химического состава двух разновидностей ортита. – Записки Росс. Мин. об-ва, ч. 45, стр. 285, 1907.

Чибухчян З. О., Саркисян Г. А. К составу и дисперсии двупреломления эпидотов. – Изв. АН Арм.ССР, т. 18, № 6, 1965.

Чирвинский П. Н. Ортит и его парагенезис в кристаллических породах Кольского полуострова. – ЗВМО, ч. 65, № 1, 1936.

Чистяков В. К. Минералогия и условия образования контактово-метасоматических пород и руд Уйзокского района Горной Шории. – Уч. записки Томск. гос. ун-та, № 36, 1960.

Шабынин Л. И. О марганцевом цоизите Борзовского месторождения корунда на Урале. – ЗВМО, серия 2, ч. 63, 456, 1934.

Шатагин Н. Н. Пумпеллиит из Бахчисарайского района Крыма. – Вестн. МГУ, Геология, № 4, 1964.

Шмакин Б. М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений (Алданский район). – Труды МГРИ, т. 37, 1961.

Штайнер А. О находке гидротермального эпидота в Вайракей, Новая Зеландия. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1966.

Юрк Ю. Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья. Изд-во АН УССР, Киев, 1956.
Aitken J. M., The bedrock geology of the Rockville quadrangle.—Connecticut Geol. Nat. Survey, Quad. Rept. 6, 55, 1955.
Andersen O. On epidote and other minerals from pegmatite veins in granulite at Notodden, Telemarken, Norway.—Medd. Kristiania Univ. Min. Inst. nr. 3, Arch., Mat. og Naturvid., v. 31, Nr. 15, pp. 1–48, 1911.
Anderson T. W., Bahadur R. R. Classification in two multivariated normal distribution with different covaricence matrices.—Ann. Mathematic Statist., v. 33, N2, 1962.
Asklund A. M., Gaudefroy C., Laurent Y., Permingeat F. Sur les parametres cristallographiques de la piemontite.—Bull. Soc. franç. Mineral. et Cristallogr., v. LXXXIX, N 2, 1966.
Autun P. Epidote de Libramont.—Ann. Soc. geol. Belgique, v. 79, p. 29 (M. A. 13–67), 1955.
Banno S. Petrology of Sanbagawa Crystalline Schists in the Bessi-Ino District, Sikoku, Japan.—J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, v. XV, Part 3, 1964.
Baragar W. R. A. Petrology of basaltic rocks in Part of the Labrador Though.—Bull. Geol. Soc. America, 71, p. 1589–1644, 1960.
Berge John W. Contributions to the Petrology of the Go Range Area, Grand Bassa Co., Liberia.—Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. XLIII, N 4–5, 1967.
Berman J. Identification of metamict minerals by X-ray diffraction.—Amer. Mineralogist., v. 40, p. 805, 1955.
Bilgrami S. A. Manganese silicate minerals from Chikla, Bhandara district, India.—Mineral. Mag., v. 31, p. 236, 1956.
Binns R. A. Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales.—Geol. Soc. Australia, v. 11, part 2, 1963.
Bloxam T. W. Pumpellyite from South Ayrshire.—Mineral. Mag. v. 31, p. 811, 1958.
Bonatti (Stefano). Chevkinite, perrierite and epidotes.—Amer. Mineralogist, v. 44, 115–137, 1959.
Brothers R. N. Glaucophane Schists from the North Berkley Hills, California.—Amer. J. Sci., v. 252, p. 614–626, 1954.
Bruce E. L., Greenland C. W.—Amer. Mineralogist, v. 9, p. 199–201, 1924.
Bujov D. J. Über die Kristallstruktur des Epidots I.—Z. Krist., 78, 386, 1931.
Bull. U. S. Geol. Surv., N 419, 1910.
Burbank W. S. Additional data on the properties of pumpellyite and its occurence in the republic of Haiti, West Indies.—Amer. Mineralogist, v. 12, 421–4, 1927.

Burns R. G. Strens R. G. J. Structural interpretation of polarized absorption spectra of the Al-Fe-Mn-Cr-epidotes.—Mineral. Mag., N 278, 1967.
Butler B. C. M. Chemical study of Minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshite, Scotland.—J. Petrol., v. 8, N 2, 1967.
Carstens C. W.—Norsk. Geol. Tidskrift, Bd. 8, p. 142, 1925.
Carter N. L. Petrology of the Venas granite and the surrounding rocks, East Telemark, Norway.—Norsk. Geol. Tidski., v. 42, pt. 1–2, pp. 45–76, 1962.
Chakraborty K. R., Sen S. K. Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbhum, Bihar.—Contr. Mineral and Petrol., v. 16, N 3, 1967.
Chatterjee N. D. Vesuvianite-epidote paragenesis as a product of green-schist facies of regional metamorphism in the Western Alps.—Beiträge Mineral. u. Petrogr., Bd. 8, 1962.
Chatterjee N. D. Experiments on the Phase Transition Calcite + Wollastonite + epidote = grossular–andradite + CO_2 + H_2O.—Beitrage Mineral. u. Petrogr., v. 14, N 2, 114–122, 1967.
Chauris L. Pegmatites a allanite, et molybdenite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).—Bull. Soc. franç. Mineral. et Cristalloge., v. 81, p. 150, 1958.
Chayes F. Numerical correlation and petrographic variation.—J. Geol., v. 7a, N 4, 1962.
Chayes F., Velde D. On distinguishing basaltic lavas of circumoceanic and oceanic island type by means of discriminant functions.—Amer. J. Sci., v. 263, N 3, 1965.
Christie Olaw H. J.—Norsk. geol. tidsskr., 39, N 2–3, 268–271, 1959.
Christie O. H. S. Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote.—Amer. J. Sci., v. 260, p. 149, 1962.
Clarke F. W.—Bull. U. S. Geol. Surv., N 419, 1910.
Coes L. High pressure minerals.—J. Amer. Ceram. Soc., 38, 298, 1955.
Coleman R. G. Lee D. E. Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California.—Amer. J. Sci., v. 260, p. 577, 1962.
Coleman R. G., Lee D. E. Glaucophane–bearing metamorphic rock types of the Cazadero Area, California.—J. Petrology, v. 4, p. 260, 1963.
Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and Eclogites: their differences and similarities.—Bull. Geol. Soc. America, v. 76, p. 483, 1965.
Cooke S. R., Perry E. S. Columbium and cerium minerals in Montana.—Amer. Mineralogist., v. 30, p. 623, 1945.
Coombs D. S. The pumpellyite mineral series.—Min. Mag., v. 30, 113–135, 1953.

Coombs D. S. Some recent work on the lower grades of metamorphism.—Aust. J. Sci., 24, 203–215, 1961.
Crespi R. Epidoto di Pra' Isio (Sondrio, Valtellina).—Rend. Ist. lombardo Sci. e Lettere. Sci. met., fis., chem. e. geol., 99, N 1, 141–147, 1965.
Dana J. D. The system of Mineralogy. London, 1920.
Davis G. A., Holdaway M. J., Lipman P. W., Romey W.D. Structure, metamorphism and Plutonism in the South-central Klamath Mountains, California.—Geol. Soc. Amer. Bull., v. 76, p. 933, 1965.
Davis G. A., Pabst A. Lawsonite and pumpellyite...—Amer. J. Sci., 258, 689–704, 1960.
Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals, v. 1, 1962.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 2, 1917.
Edwards A. B., Baker G., Callow K. J. Metamorphism and metasomatism at King Island scheelite mine.—J. Geol. Soc. Australia, v. 3, p. 55, 1956.
Ehlers E. G. An investigation of the stability relations of the Al–Fe members of the epidote group.—J. Geol., v. 61, p. 231–251, 1953.
Eitel W. Die Grenzen der Mischkristallbildung in der Mineralien der Epidotgruppe.—Neues Jahrb., Beilage–Band 42, s. 173–271, 1919.
Ellsworth H. V. Radioactive minerals as geol. age indicatores. Amer. J. Sci., 5-th ser., 9, 127–144, 1925.
Engström N. Chemische Untersuchung einiger Seltene Erden enthaltender Mineralien (Orthit, Vasit, Erdmannit).—Z. Kristallogr. u. Mineral., 3, h. 2, 1879.
Ernst W. G. Petrogenesis of glaucophane schists.—J. Petrology, v. 4, N 1, 1963.
Ernst W. G. Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan.—Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 28, p. 1631, 1964.
Ernst W. G. Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California.—Geol. Soc. Amer. Bull., v. 76, p. 879–914, 1965.
Eskola P. On the chrome minerals of Outokumpu.—Bull. Comm. geol. Finlande, N 7, p. 26, 1933.
Fenoglio M. Sulla presenza dell' epidoto nella tonalite di Val Nambrone (Gruppo dell' Adamello).—Periodico Min. Roma, v. 9, p. 19 (M. A. 7–362), 1938.
Firman R. J. Fissure metasomatism in volcanic rocks adjacent to the Shap Granite, Westmorland.—Quart. J. Geol. Soc., v. 13, p. 205, 1957.
Flawn P. T. Nomenclature of epidote rocks.—Amer. J. Sci., v. 249, p. 769, 1951.
Flügel-Kahler E., Meixner H. Pumpellyit (Lotrit) von der Liaserschlucht bei Spittal a. d. Drom, Kärnten.—Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3, Folge, 8, 449–453, 1963.

Forbes E. H. Über den Epidot von Huntington, Mass., und über die optischen Eigenschaften des Epidotes.—Z. Keistallógr., v. 26, p. 138, 1896.
Francis G. H. Petrological studies in Glen Urquhart, Inverness–shire.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Min., v. 1, p. 123, 1958.
Fromme J. Die Minerale des Brockengebriges in sonderheit des Radautales. Braunschweig, 220 s., 1927.
Fyfe W. S. Stability of epidote minerals.—Nature, v. 187, p. 497, 1960.
Game P. M. Zoisite-amphibolite with corundum from Tanganyika.—Mineral. Mag., v. 30, p. 458, 1954.
Gaudefroy C., Laurent M. Y., Permingeat F. La piemontite du gite de manganese de Tachgagatt (Anti–Atlas) et sa signification genetique.—Notes. Serv. geol. Maroc., 24, 99, 1965.
Geijer Per. Some mineral associations from the Norberg district.—Sveriges geologiska Undersökn, ser. C, N 343, 1927.
Goddard E. N., Glass J. J. Deposits of radioactive cerite near Lamestown, Colorado.—Amer. Mineralogist., v. 25, N 6, 1940.
Goldschlag M. Über die optische Orientierung der Mineralen der Epidotgruppe.—Tsch. min. Mit., Vgl. Anzeiger d. Wiener, Ak. N XX, S. 270–273. und 1916, Nr. VII, 1915.
Goldschlag M. Handbuch der Mineralchemie. Bd. 2, N 2, p. 808, 1917.
Goldschlag. Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tschermaks. Mineral. u. Petrogr. Mitt., Bd. 34, H. 1. u. 2, s. 23, 1917.
Gossner B., Mussgnug F. Über Kristallographischen Beziehungen zwischen Epidot und Zoisit.—Zentralbl. Min., Abt. A, 369, 1930.
Gossner B., Reichel Ch. Über das Kristallgitter einiger sog. Orthosilikate.—Zentralbl. Mineral., Geol. u. Paläont. 225–229, 1932.
Gottardi G. Die Kristallstruktur von Pumpellyite.—Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 10, p. 115, 1965.
Grip E. Über einen Zoisit und sein Muttergestein aus dem Hochgebierge con Västerbotten.—Bull. Geol. Inst. of Univ. Upsala, v. 22, p. 289, 1930.
Guild F. N. Piedmontite in Arizona.—Amer. Mineralogist., v. 20, p. 679, 1935.
Halferdahl L. B. Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurence.—J. Petr., 2, N 1 (49–133) 1961.
Hall L. M.—Vermont Geol. Surv. Bull., N 13, 105 (Meyer, 1966), 1959.

Hansen E. C. Ph. D. thesis, Yale Univ. (Meyer, 1966), 1963.
Hanson R. A., Pearce D. W., Colorado cerite.—Amer. Mineralogist, 1941, v. 26, N 2, 1941.
Harpum J. R. Formation of epidote in Tanganyika.—Bull. Geol. Soc. America, v. 65, p. 1075, 1954.
Hasegawa S. Chemical studies of allanites and their associated minerals from the pegmatites in the northern part of the Abukuma massif.—Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser., (Min. Petr. Econ. Geol.), v. 5, p. 345, 1957.
Hasegawa S. Chemical studies of allanites from the new localities in Fukushima and Kagawa Prefectures.—Sci. Rept. Tohoku Univ., ser. 3, 1958, v. 6, p. 39–56, 1958.
Hasegawa S. Allanites from the pegmatites of several localities in south-western Japan.—Sci. Rep. Tohoku Univ., 3 rd Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.), v. 6, p. 209, 1959.
Hasegawa S. Chemical composition of allanites.—Tohoku Univ., Sci. Rep., Ser. 3, 6, N 3, 1960.
Hasegawa S. Chemical compositions of allanite, fergusonite and monazite from the Ushiroda pegmatite, Fukushima Prefecture.—J. Jap. Ass. Min., Petr. a. Ec. Geol., v. 46, N 2, 1961.
Hasimoto M. A review of the literature on piedmontite.—Chikyu Kagaku, Earth Science, N 33, p. 29–35 (in Japanese), 1957.
Hata S. Studies on allanite from the Abukuma granite region.—Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo, v. 36, p. 112, 1939.
Hata S. The alteration fo allanite.—Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo, v. 36, p. 301, 1939.
Heflik W. Pumpellyite from Jordanów near Sobótka (Lower Silesia).—Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Geol. Geograph., 13 (4), 261–266, 1965.
Heflik W. Minerals of the Epidote Group from Jordanów and Sobótka (Lower Silesia).—Bull. Acad. Polon. Sci., ser. Sci. Geol. et Geogr., v. XIV, N 3, 1966.
Heinrich E. W. Fluorite–rare earth mineral pegmatites of Chaffee and Fremont Counties, Colorado.—Amer. Mineralogist, v. 33, p. 64, 1948.
Heritsch H. Vorläufiger Bericht über die Minerale der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau.—N. Jahrb. Zentralbl., Abt. A., N 8, p. 366, 1931.
Hietanen A. On the petrology of Finnish quartzites.—Bull. Comm. geol. Finlande, N 122, 1938.
Hietanen A. Metasomatic metamorphism in western Clearwater County, Idaho.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 344–A, 116p, 1962.
Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Zweiter Band, 1897.
Hintze C. Neue Minerallen. Handb. d. Mineralogie, Ergänzungsband, 1938.

Hirowatari F.—J. Min. Soc. Japan, v. 2, p. 331, 1956.
Hobbs W. H. On the paragenesis of allanite and epidote as rock forming minerals.—Amer. J. Sci., 38, 223–228, 1889.
Holdaway M. J. Basic regional metamorphic rocks in part of the Klamath Mountains, Northern California.—Amer. Mineralogist, v. 50, 7–8, pp. 953–977, 1965.
Holdaway M. J. Stability of epidote.—Trans. Amer. Geophys. Union, v. 48, N 1, 225, 1967.
Horikosi. Geol. Soc. Japan J., v. 45, p. 342, 1938.
Hornstra J., Terpstra P. A note on the crystallography of epidote.—Mineral. Mag., v. 29, p. 68, 1950.
Hugo P. J. The allanite deposite on Vrede, Gordonia District, Cape Province.—Bull. geol. Surv. S. Afr., 37, p. 46, 1961.
Hutton C. O. An occurence of the mineral pumpellite in the Lake Wakatipu region, western Otago, New Zealand.—Mineral. Mag., v. 24, N 157, 1937.
Hutton C. O. On the nature of withamite from Glen Coe, Scotland.—Mineral. Mag., v. 25, p. 119, 1938.
Hutton C. O. Metamorphism in the Lake Wakatipu Region, Western Otago, New Zealand.—Dept. Sci. a. Ind. Research, New Zealand, Geol. Mem., N 5, 1940.
Hutton C. O. Piedmontite-bearing quartz schists from Black Peak, North-Western Otago. New Zealand.—J. Sci. Technology, v. 23, p.231, 1942.
Hutton C. O. Studies of heavy detrital minerals.—Bull. Geol. Soc. America, v. 61, p. 635, 1950.
Hutton C. O. Allanite from Yosemite National park, Tuolumne Co., California.—Amer. Mineralogist, 36, 238, 1951.
Hutton C. O. Allanite from Wilmont Pass., Fiordland, New. Zealand.—Amer. J. Sci., v. 249, p. 208, 1951.
Iimori T. A beryllium–bearing variety of allanite.—Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Res., Tokyo, v. 36, p. 53, 1939.
Iimori T., Yoshimora J., Hata S. A new radioactive mineral found in Japan.—Sci. Papers Inst. Phys. Chem. Research, Tokyo, 15, p. 83 (cited in Amer. Mineralogist, 16, p. 343), 1931.
Irving J., Vonsen M., Gonyer F. A. Pempellyite from California.—Amer. Mineralogist, 17, 338–342, N 7, 1932.
Ito J. The structure of epidote $HCa_2(AlFe)Al_2Si_3O_{13}$.—Amer. Mineralogist, v. 32, p. 309, 1947.
Ito J. X-ray studies on polymorphism. Tokyo, 1950.
Ito J. Recueil mineralogique (1). Epidote de Munam (2). Epidote de Takeshi.—Min. Soc. Japan, v. 1, p. 63 (M.A. 12–479), 1953.
Ito J., Morimoto N., Sadanaga R. On the structure of epidote.—Acta Cryst., 7, 53, 1954.
Ivanov Iv. T. Mineralogical and chemical composition of some xenoliths in the Sakar granite. Spisanie Bulgar. Geol. Druzhestvo 26(1), 80–88, 1965.

Iwasaki M. Colorless glaucophane and associated minerals in Quartzone Schists from Eastern Sikoku, Japan.—J. Geol. Soc. Japan, v. LXVI, N 780, 1960.
Iwasaki M. Finding of pumpellyite in Atokura Conglomeratic rocks of the Kanto Mountains, Central Japan.—J. Geol. Soc. Japan., v. 68, N 807, 1962.
Iwasaki M. Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan Area, Eastern Sikoku.—J. Fac. Science, Univ. Tokyo, sec. 11, v. XV, part 1, p. 1, 1963.
Jakob J. Über die chemische Zusammensetzung des Epidots von Rotlani bei Guttanen (Berner Oberland).—Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 28, p. 353, 1948.
James W., Hawakins Jr. Prehnite-pumpellyite facies metamorphism of a graywacke-shale series, Mount Olympus, Washington.—Amer. J. Sci., v. 265, N 9, 1967.
Jenkins D. A., Ball D. F. Pumpellyite in Snowdonian soils and rocks.—Mineral. Mag., 33, 1093–1096, 1964.
Johnston R. W. Clinozoisite from Camaderry Mountain, Co. Wicklow.—Mineral. Mag., v. 28, p. 505, 1949.
Kaitaro S. Geologic structure of the late precambrian intrusives in the Ava area, Aland Islands, Helsinki, 1953.
Kanehira K. Sanbagawa Crystalline schists in the Iimori district, Kii Peninsula.—Jap. J. of Geol. Geogr., v. XXXVIII, N 1, 1967.
Kawado G. Table of Chemical Analyses by geological Survey of Japan, 1962.
Kennedy W. Q. Zones of progressive regional metamorphism in the Moine Schists of the Western Highlands of Scotland.—Geol. Mag., v. 86, p. 43, 1949.
Kimura K. J. Chem. Soc. Japan, 48, 571, 1927.
Kistler R. W. Structure and metamorphism in the Mono Craters Quadrangle Sierra Nevada, California.—Geol. Surv. Bull., 1221-E, 1966.
Kooman's Cath. M. A tourmaline-zoisite rock from Loh-Oelo, Java. Leidsche geologische Mededeelingen, Deel X, aflevering 1 (pag 1–216)—IX, 1938.
Kostov I. Über den Orthit aus den Migmatit-Pegmatiten von Michal-Kowo (Zentralrhodopen).—Ann. Univ. Sofia, 11, Fac. Phys.-Math., Livre 3, Sci. Nat., v. 36, pt. 3, p. 187—(M. A. 10–299), 1940.
Koto B. On some occurrence of Piedmontite schist in Japan.—Quart. J. Geol. Soc. London, Bd. 43, pag. 474–480, 1887.
Kretz R. Note on some equilibria in which plagioclase and epidote participate.—Amer. J. Sci., v. 261, N 10, 1963.
Kuroda Y., Ogura Y. Epidote-amphibolites from the Northeastern Abukuma Plateau, Japan.—Sci. reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C., N 80, v. 8, p. 245, 1963.
Kuroda Y., Sato M., Ogura Y., Hashida E. Two kinds of white mica found in the Komori ultrabasic mass, Kyoto

prefecture, Japan.—J. Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., v. 51, N 4, 1964.
Lacroix A. Mineralogie de la France, 4, 11, p. 710, 1910.
Lacroix A. Mineralogie de Madagascar, t. 1. Paris, 1922.
Langenberg J. H., Roever W. P., de. Pumpellyite, a widespread detrital mineral in Quaternary deposits of the Netherlands.—Geol. en mijnbouwn, 17, 163 tf, 1955.
Lapham Davis M. Epidote from Hawleyville, Connecticut.—Amer. Mineralogist, v. 42, Nos. 1 a. 2, 1957.
Laspeyres H. in Aachen. Die chemische Untersuchungen der Epidotgruppe.—Z. Krist., H. V und VI, 1879.
Laspayres H. Mineralogische Bemerkungen. Z. Kryst., 3, p. 562, 1879.
Lee D. E., Bastron H. Fractionation of rare-earth elements in allanite and monazite as related to geology of the Mt. Wheeler mine area, Nevada.—Geoch. Cosmoch. Acta, v. 31, N 3, 1967.
Lee D. E., Coleman R. G., Bastron H., Smith V. C. A two-amphibole glaucophane schist in the Franciscan Formation, Cazadero area, Sonoma County, California.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 550-C, p. 148, 1966.
Levinson A. A. A system of nomenclature for rare-earth minerals.—Amer. Mineralogist, v. 51, N 1–2, 1966.
Lima-de-Faria J. Heat treatment of metamict euxenites, polymignites, yttrotantalites, samarskite, pyrochlores and allanites.—Mineral. Mag., v. 31, p. 937, 1958.
Lokka L. Über den Chemismus der Minerale (Orthit, Biotit u. a.), eines Feldspatbruches in Kangasala, S.E. Finland.—Bull. Comm. geol. Finlande, N 111, p. 1, 1935.
Lokka L. Beitrage zur Kenntnis des Chemismus der Finnischen minerale, Glimmer, Pyroxene, granate, epidote u. a. Silikatminerale sowie Melinikowitähnaliches Produkt und Shungit.—Bull. de la Com. Geol. de Finlande, N 129, 1943.
Machatschki F. Die krystallochemischen Bezihungen zwischen Epidot, Zoisit und Orthit-Allanit.—Zentralbl. Min., Abt. 30, N 3, 1930.
Machatschki F. Über dem Nagatelit.—Zentralbl. Min., Abt. A., p. 343, 1931.
Machatschki F. Crystal Chemical Problems. I. Epidote.—Tschermak mineral. u. petrogr. Mitt., 1, H. 3, 1948.
Machatschki F. Welche Schlüsse sind aus der Existenz vol beryllium-orthiten auf die Struktur der Epidote zu ziehen?—Min. Petr. Mitt. (Tschermak), ser. 3, v. 1, p. 19, 1948.
Malmqvist D. Studien innerhalb der Epidotgruppe mit besonderer Rücksicht auf die manganhältigen Glieder.—Bull. geol. Inst. Uppsala, v. 22, p. 223, 1929.
Marble J. P. Allanite from Barringer Hill, Llano County, Texas.—Amer. Mineralogist., v. 25, N 3, 1940.

Marble J. P. Possible age of allanite from Whiteface Mountain, Essex Co., New York.—Amer. J. Sci., v. 241, p. 32, 1943.

Marble J. P. Lead-uranium ratio and possible geologic age of allanite from Greenwich, Massachusetts. —Amer. Mineralogist, 35, N 9–10, 1950.

Marmo V., Neuvonen K. J., Ojanperä P. The piedmontites of Piedmont (Italy), Kajlidongri (India) and Marampa (Sierra Leone).—Bull. Comm. Geol. Finlande, 184, p. 11–20, 1959.

Mason.—New Zealand J. Geol. a. Geophys., v. 2, p. 137–140, 1959.

Matthews D. W., Cheeney A. F. The metamorphic evolution of the Moine Nappe in Skye.—Scottish J. Geology, v. 4, p. 1, 1968.

Mayo E. B. Two new occurences of piedmontite in California.—Amer. Mineralogist, v. 17, p. 238, 1932.

McNamara M. The lower greenschist facies in the Scottish Highlands.—Geologiska För. Stockh. Förh., v. 87, p. 347, 1965.

Meixner, H. Pumpellyit in Miarolen des Cranits vom Königskopf bei Braunlage im Harz, Deutschland.—Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. Bd. 10, p. 341, 1965.

Merrin S. Experimental Investigation of Epidote parageneses.—Spec. Pap. geol. Soc. Amer., 73, p. 206, 1962.

Michalik A. Clos krystaliniku Tatr Polskich oraz towarzyszace mu przemiany hydrotermalne.—Biul. panstw. inst. geol., № 84, 1952.

Mitchell, Richard S. Virginia metamict minerals: allanite.—Southeastern Geol., 7, 183–195, Min. Abstr. v. 18, № 3, 1967, 1966.

Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo–Takanuki district in the central Abukuma plateau.—J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. III, v. 11, part 2, p. 214, 1958.

Miyashiro A., Banno S. Nature of glaucophanitic metamorphism.—Amer. J. Sci., 256, 97–110, 1958.

Miyashiro A., Seki Y. Mineral assamblages and subfacies of the glaucophane-schist facies.—Jap. J. Geol. Geogr., v. XXIX, № 4, 1958.

Moor P. B. Cell data for orientite and its relation to ardennite and zoisite.—Canad. Mineralogist, v. 8, part 2, 1965.

Morton R. D., Carter N. L.—Norsk Geol. Tidsskr., v. 43, p. 445, 1963.

Mottana A., Church W. R., Edgar A. D. Chemistry, mineralogy and petrology of an Eclogite from the type Locality (Saualpe, Austria).—Contrib. Mineral. a. Petrogr., v. 18, № 4, 1968.

Mulligan R., Jambor J. L. Tin-bearing silicates from skarn in the Cassiar District, northern British Columbia.—Canadian J. Min., v. 9, part, 3, 1968.

Murata K. J., Rose H. J. et al. Systematic variation of rare-earth elements...—Geoch. et cosmoch. Acta, 11, № 3, 1957.

Myer George H. X-ray determinative curve for epidote.—Amer. J. Sci., 263, № 1, 1965.

Myer G. H., New data on zoisite and epidote.—Amer. J. Sci., v. 264, № 5, 1966.

Nayak V. K., Neuvonen K. J. Some manganese minerals from India.—Bull. Comm. Geology Finlande, XXXV, № 212, 1964.

Neumann H., Svinndal S. The cyprin thulite deposit at Ovstebo near kleppen in Sauland, Telemark, Norway.—Norsk Geol. Tids., v. 34, pp. 139–156, 1955.

Newton R. C. The thermal stability of zoisite.—J. Geol., v. 73, № 3, 1965.

Newton R. C. Some calc-silicate equilibrium relations.—Amer. J. Sci., 264, № 3, p. 204–222, 1966.

Newton R. C., Kennedy G. C.—J. Geophys. Res., v. 68, p. 2967, 1963.

Niggli P. Besprechungen von P. Niggli unter Mitwirkung von K. Faesy.—Z. Kryst., 57, p. 310, 1922–1923.

Nitsch K. H. Bildung von Orthozoisit, Klinozoisit und Pistazit.—Inauguraldiss. phil. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 62 S., 1963.

Nitsch K. H., Winkler H. G. F. Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit.—Contrib. Mineralogy and Petrol. № 2, 1965.

Northrop S. A. Thulite in New Mexico.—Amer. Mineralogist., v. 20, p. 805, 1935.

Ödman O. H. Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, north Sveden. Part 2. Mineralogical notes.—Arsbok Sveriges Geol. Undersok., v. 44, № 2, 1950.

Omori K., Hasegawa S. J. Min. Soc. Japan, 1, 315–322, 1954.

Omori K., Hasegawa S. Chemical compositions of perthite, ilmenite, allanite and pyroxmangite occurred in pegmatites of a vicinity of Iwaizumi town, Iwate Prefacture.—Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, v. 5, p. 129, 1956.

Omori K., Hasegawa S. Minerals containing rare elements from the Hayama-dake pegmatite in Takiwa town, Fukushima prefecture.—J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. a Econ. Geol., 41, № 1, 1957.

Omori K., Hasegawa S., Nakayama M. Scheelite, vesuvianite, garnet and epidote from skarn at Fujikaramori, Ryozen town, Fukushima Prefecture.—J. Japanese Ass. of Min., Petr. and Econ. Geol., v. 44, № 3, 1960.

Orlov A., O zelezem chudých členech skupiny Zoisit-epidotove.—Vžstnik k. Ceske polečnosti nauk, Tr. 2, 1926.

Otto H.—Tschermaks Mineral. a. Petrogr. Mitt., v. 47, p. 89, 1935.

Pabst A. The metamict state.—Amer. Mineralogist., v. 37, p. 137, 1952.

Palache C. Babingtonite and epidote from Westfield, Mass.— Amer. Mineralogist., v. 21, p. 652, 1936.
Palache C., Vassar H. E. Some minerals of the Keweenawan copper deposits: a new mineral, seruite, saponite.— Amer. Mineralogist, v. 10, p. 412–428, 1925.
Palivcova Marie. Epidotbilding in tonalitischen und verwandten Gesteinen.—Časop. mineral. a geol., 9, № 3, 1964.
Pandya M. K. Contribution a l'etude des amphibolites de la region de Kankroli, Rajasthan (Inde).—Ann. Soc. Geol. de Belgique, 90, 1966–1967, Bull. A, 1967.
Penco A. M. Su un epidoto della Valle della Gava nel "Gruppo di Voltri" (Liguria).—Periodico Min., Roma, 32, 483–502, 1963.
Peters Tj. Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos.—Schweizerische Mineralogische u. Petr. Mitteilungen, Bd. 43, H. 2, 1963.
Phisher R. A. The use of multiple measurements in taxonomic problems.—Ann. Eugem., v. 7, 1936.
Pietrich R. V. Primary epidote and muscovite in the Mount Airy "granite".—Geol. Soc. America Spec. Paper, № 82, 298, 1965.
Piller H.—Beitr. z. Min. u. Petr. 2, 498–522, 1951.
Pistorius C. W. F. T., Kennedy G. C., Sourirajan S. Some relation between the phases anorthite, zoisite and lawsonite at high temperatures and presseures.—Amer. J. Sci., v. 260, p. 44, 1962.
Quensel P., Alvfeldt O. Berylliumorthit (muromontit) från Skuleboda fältspatbrott.—Arkiv. Kemi, Min. Geol., 18A, № 22, (M. A. 9–257), 1945.
Quitzow H. W. Pumpellyite, ein häufiges Hydrothermal und Sekundärmineral in basischen Gestein.—Zbl. Min. Geol. Paläont., Abt. A, 39–46, 1936.
Raft S. V. Epidot von Arcudal, Norwegin.—Pogg. Ann. 30, 1853.
Ramberg H. The facies classification of rocks, a clue to the origin of quartzo-felspathic massifs and veins.—J. Geol., v. 57, p. 18, 1949.
Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
Rapp G. Jr., Smith J. V. Sinthesis of idocrase.—Bull. Geol. Soc. Amer., 69, № 12, part 2, 1741, 1958.
Roever W. P. de. Occurences of the mineral pumpelliite in eastern Borneo.—Bull. Bureau Mines and Geol. Surv. Indonesia, vd. 1, p. 16–17 (M. A. 10–273), 1947.
Morton Roger D., Carter Neville L. On the occurence of Mn-poor piemontite and withamite in Norway. (Contributions to the miner. of Norway, № 21).—Norsk. geol. tidsskr., 43, № 4, 445–455, 1963.
Rondolino R. Sopra l'epidoto delle "Gonffies" di Brusserailles in Valtournanche (Val d'Aosta).—Periodico Min. Roma,

v. 9, p. 25 (M. A. 7–363), 1938.
Rosenquist I. Th. The metamorphic facies and the felspar minerals.—Universitet i Bergen Årbok, № 4, 1952.
Rowley E. B. Epidote and allanite at Schroon Lake, New York.—Rocks a. Minerals, 32, № 9/10, 1957.
De Rudder R. D., Beck C. W.—Geol. Soc. Amer. Program Abstracts, p. 42a (Streus, 1966), 1963.
De Rudder R. D., Beck C. W. Clinozoisite from the Willsboro wollastonite deposit, New York.—Geol. Soc. America, Spec. Paper, 73, 42–43, 1964.
Rutland R. W. R. Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote.—A reply: Amer. J. Sci., v. 260, p. 153, 1962.
Savolahti A., Marjonen R. On the petrography of metamorphic schist Belt of Hautajärvi, Kiuruvesi Commune, Finland.—Bull. Com. Geol. Finlande, № 222, 1966.
Saha A. K., Bandyopadhyay T. R. Quantitative Petrology of a part of Singhbhum Granite around Kyali, Singhbhum District, Bihar.—J. Geol. Soc. India, v. 5, 1964.
Schaller W. T., Glass J. J. Occurences of pink zoisite thulite) in the United States.—Amer. Mineralogist, v. 27, p. 519 1942.
Seim R. Drusenminerale im Brockengranit.—Der Aufschluß 9, 1–3, 1958.
Seim R.—Geologie, Beih. 37, 66s, 1963.
Seki Y. Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mointains, Central Japan.—Jap. J. Geol. Geogr., 29, p. 233, 1958.
Seki Y. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote.—Amer. Mineralogist, v. 44, № 78, 1959.
Seki Y. Distribution and mineral assemblages of jadeitebearing metamorphic rocks in Sanbagawa metamorphic terrains of central Japan.—Sci. Rep. Saitama Univ., ser. B., 3, 313–20, 1960.
Seki Y. Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan.—Amer. J. Sci., v. 258, p. 705, 1960.
Seki Y. Zoisite in Altered Hornblende gabbro of the Miyamori District, Iwate Prefecture.—J. Geol. Soc. Japan, LXVII, № 786, 143–147, 1961.
Seki Y. Pumpellyite in low-grade regional metamorphism.—J. Petrology, v. 2, p. 407–423, 1961.
Seki Y. Low-grade alteration of Permian pyroclastic...—J. Jap. Ass. Min., Petr. a. Econ. Geol., № 51, № 4, 1964.
Seki Y.—J. Japan Assoc. Min., Petrol. a. Econ. Geol., 55, № 3, 104–112, 1966.
Seki Y., Aiba M., Kato Ch. Edenite in Sanbagawa crystalline schists of the Shibukawa district, Central Japan.—Jap. J. Geol. Geogr., v. 30, p. 233, 1959.
Seki Y., Aiba M., Kato Ch. Metamorphic zoning of the San-

bagawa terrain in the Sibukawa District, Central Japan.— J. Geol. Soc. Japan, v. LXV, № 769, 1959.
Seki Y., Aiba M., Kato O. Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic racks of (in central Japan.—Amer. Mineralogist, v. 45, № 5–6, p. 668, 1960.
Seki Y., Haramura H., Onuki H. et al. Chemical composition of wairakites in green tuff. J. Jap. Ass. Min. Pet. Econ. Geol., v. 55, 1966.
Seki Y., Kuriyagawa S. Notes on Rock-forming Minerals (25). Optical properties of pumpellyites in metabasaltic and gabbroic rocks of Labrador Trough, Canada.—J. Geol. Soc. Japan, v. LXVIII, № 804, 1962.
Seki Y., Kuriyagawa S. Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinite of Kanasaki, Kanto Mountains, Central Japan.—Jap. J. Geol. Geogr., v. 33, № 1, 1962.
Seki Y., Kuriyagawa S. Horikoshi T. Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinites in the Sasaguri and Omi–Kotaki areas in the Saugun metamorphic belt of Japan. Sci. Repts Saitama Univ., Ser. B., v. IV, № 3, 1963.
Seki Y., Oba T., Mori R., Kuriyagawa S. Sanbagawa metamorphism in the central part of Kū Peninsula.—J. Jap. Ass. Min., Pet., Econ Geol., v. 52, № 3, 1964.
Seki Y., Ogino I. Notes on rock-forming minerals (15). Pumpellyite in Crystalline schists from the Yaguki District, Hukusima Prefecture, Japan.—J. Geol. Soc. Japan., v. LXVI, № 779, 1960.
Seki Y., Yokoyama S.—J. Jap. Ass. Mineralog., 41, p. 227, 1957.
Shimazu M. Pumpellyite in altered basalt of the Hurutobe district, Akita Prefecture.—J. Jap. Assoc. Min., p. 1, v. 54, № 4, 1965.
Short A. M. A chemical and optical study of piedmontite from Shadow Lake, Madera County, California.—Amer. Min., v. 18, p. 493, 1933.
Sigvaldason G. E., Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Iceland.— Geol. Surv. Prof. Paper, № 450-E, 1963.
Sigamony A.—Proc. Indian Acad. Sci., v. 20 (Sec. A), p. 200 (Strens, 1966), 1944.
Simonen A. Mineralogy of the wollastonites found in Finland.— Bull. Comm. geol. Finlande, № 159, p. 9, 1953.
Simpson E. S. Contributions to the mineralogy of Western Australia–Series VI: Royal Soc.—Western Australian J., v. 17 (for 1930–1931), pp. 137–148, 1931.
Smethurst A. F. Anomalies in the analytical determination of water in epidote.—Min. Mag., v. 24, p. 173, 1935.
Smith W. L., Franck M. L., Sherwood A. M. U and Th in accessory allanite of igneous rocks.—Amer. Mineralogist, v. 42, Nor. 5–6, 1957.

Smith D., Albee A. L. Petrology of a Piemontite-bearing gneiss, San Gorgonio Pass, California.—Contribut. Min. Petrol., v. 16, № 3, 1967.
Soether E. Funn av pumpellyite i bergarter fra Oslofeltet.— Norsk Geol. Tidsskr., 21, 294–5, 1942.
Söhnge P. G. The structure, ore genesis and mineral sequence of the cassiterite deposits of the Zaaiplaats tin Mine, Potgiestersrust district, Transvaal.—Trans. Geol. Soc. South Africa, 47, p. 172 (Visser., 1964), 1944.
Söhnge P. G. The structure, ore genesis and mineral seqence of the cassiterite deposits of the Zaaiplaats tinmine, Potgiestersrut district, Transvaal.—Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 47, p. 157, 1945.
Sommerfeld R. A. A critical evaluation of the heats of formation of zoisite, muskovite, anorthite, and orthoclase.— J. Geology, v. 75, № 4, 1967.
Stanley R. S. The bedrock geology of the Collinsville quadrangle.—Connecticut Geol. Nat. History Survey, Quad. Rept., 16, 99 p, 1964.
Steiner A. Hydrothermal rock alteration of Wairakei, New Zealand.—Econ. Geol., v. 48, № 1, 1953.
Strens R. G. J.—Nature, 198, № 4875, p. 80, 1963.
Strens R. G. J. Epidotes of the Borrowdale Volacnic rocks of central Borrowdale.—Min. Mag., 33, № 265, p. 868–886, 1964.
Strens R. G. J. Synthesis and properties of Piemontite.—Nature, v. 201, № 4915, 1964.
Strens R. G. J. Stability and relations of the Al–Fe epidotes.—Min. Mag., № 271, v. 35, 1965.
Strens R. G. J. Properties of the Al–Fe–Mn epidotes.—Mineral. Mag., v. 35, p. 928, 1966.
Strens R. G. J. The axial-ratio-inversion effect in Jahn–Teller distorted ML_6 octahedra in the epidote and perovskite structures.—Min. Mag., 35, № 273, p. 777–781, 1966.
Subramaniam A. P. Mineralogy and petrology of the Sittampundy Complex, Salem District, Madras State, India.—Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, p. 317, 1956.
Suzuki J. On the piedmontite schists of Japan.—Jap. J. Geol. Geogr., v. 3 (for 1924), p. 135–149, 1926.
Suzuki J. On lawsonite and pumpelleyite from Kamuikotan valley, —J. Jap. Ass. Mineralog., 20, 189–96, 1938.
Switzer G. Eclogite from the Californian glaucophane schists.— Amer. J. Sci., v. 243, p. 1–8 (M. A. 9–168), 1945.
Switzer G. Mineralogy of the California glaukophane schists.— Calif. Div. Min., Bull. 161, 51–70, 1951.
Takubo Y. Alanite in biotite granite.—J. Chem. Soc. Japan, 55, 1934.
Takubo Y., Saito M. Allanite from Angaku Mine, Kakaido, Korea.—Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B, 19, 1949.

Tempel H. G. Der Einfluss der saltenen Erden und einiger anderer Komponenten auf die physikalischoptischen Eigenschaften innerhalb der Epidot–Gruppe.–Chemie der Erde, v. 11, p. 525, 1938.

Termier P. Sur une variete de zoisite des schistes metamorphiques des Alpes et sur les properties optiques de la zoisite classique.–Bull. Societe Francaise mineral. cristallographie, v. 21, p. 148–170, 1898.

Termier P. Sur une association d'epidote et de Zoisite et sur les rapports cristal...–Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr., v. 23, p. 50–64, 1900.

Termier P. Ueber eine Zoisitvarietät der metamorphischen Schiefer der Alpen und über die optischen Eigenschaften des Klassischen Zoisits.–Z. Krist., v. 32, p. 640, 1900.

Tilley C. E. Vesuvianit and grossular as products of regional metamorphism.–Geol. Mag., v. 64, p. 372, 1927.

Tomasi L. Fassaite di val di Solda e suer paragenesi.–Studi Trentinit Sci. Nat., v. 21, p. 85, 1940.

Tsuboi S. Petrological notes (11): Pumpellyite from Asahina Tukikawa-mura, Titibu-gori, Saitama Prefecture.–Jap. J. Geol. Geogr., v. 13, 333, 1936.

Tsuboi S.–Min. Mag., v. 25, № 160, p. 31. (Japan J. Geol. Geog., v. 13, p. 333), 1938.

Turner F. J. The geology of the Naseby subdivision.–N.Z. Geol. Surv. Bull., № 39, 1939.

Ueda T. The crystal structure of allanite, (OH) $(Ca_2Ce)_2$ $(Fe^{\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot\cdot})$ Al_2 OSi_2 O_7 SiO_4.–Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B., 22, № 2, 145, 1955.

Ukai Y.–Mem Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B., v. 21, p. 163, 1954.

Umegaki Y., Habara T., Soeda A. Über die pegmatitischen Mineralen, die in südwestlichen Gegenden von Japan gefunden worden sind. Nr 2, Einige Pegmatitlagerstätten in Ousen and Ochi–Bezirken, Ehime Präfektur.–J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C. (Geology), v. 2, p. 29, 1957.

Villiers J. E. Optical properties and crystalography of zoned pumpellyite from Witwatersrand.–Amer. Mineralogist, 26, № 4, 1941.

Visser J. N. Analyses of rocks, minerals and ores. Handbook 5, 1964.

Vogel D. E., Bahezre C. The composition of partially zoned garnet and zoisite from Cabo Ortegal, N. W. Spain. N. Jahrb. Min., Monatshefte, № 5, 140–149, 1965.

Vorma A. et al.–Bull. Com. Geol. Finlande, N 222, 1966.

Vrána S. Žily s axinitem a pumpellyitem z Malých Karpat.–Časop. Mineral. Geol., II, N 4, 415–421, 1966.

Waldbauer L., McCann D. C. Crystal structure of common Zoisite.–Amer. Mineralogist., v. 20, p. 106, 1935.

Waldmann L. Pumpellyite aus Steiermark und Finnish–Lapland.–Z. Min Petr. Mitt., 45, 92–93, 1934.

Walker T. L., Parsons A. L. Notes on canadian minerals-allanite, exinite, columbite and sillimanite.–Univ. Toronto Studies, Geol. Ser., N 16, 1923.

Walton M. S., Hills A., Hansen E. C. Compositionally zoned granitic pebbles in three metamorphosed conglomerates. Amer. J. Sci., v. 262, p. 1, 1964.

Wappler G.–Z. physikal. Chem., v. 228, p. 33 (Strens, 1966), 1965.

Watson K., de P. Zoisite-prehnite alteration of gabbro. Amer. Mineralogist., v. 27, p. 638, 1942.

Weinschenk E. Ueber Epidot und Zoisit.–Z. Krist. Mineral., v. 26, p. 156, 1896.

Weinschenk E. Die Minerallagerstätten des Gross–Venedigerstockes in den Hohen Tauern.–Z. Kryst. Mineral., v. 26, p. 444, 1896.

Welch P. D., Wimpress R. S. Two Multivariate Statistical Computer Program and Their Application to the Vogel Recognition Problem.–J. Acoust. Soc. America, v. 33, № 4, 1961.

White D. E., Sigvaldason G. E., Epidote in hot-spring systems and depth of formation of propylitic epidote in epithermal ore deposits.–Geol. Surv. Profes. Paper, № 450-E, 1963.

Williams G. H. Piedmontite and scheolite from the ancient rhyolite of South Mountain, Pennsylvania.–Amer. J. Sci., Bd. 36, 3rd series, p. 50, 1893.

Wilson A. F. Metamict allanite from pegmatites cutting basic charnockites in the Fraser range, Western Australia.–J. Royal Soc. Western Australia, v. 49, p. 3, 1966.

Winkler H. G. F., Nitsch K. H.–Naturwissenschaften, 49, N 24, 605, 1962.

Wiseman J. D. H. The central and southwest Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism.–Quart. J. Geol. Soc., London, XC, Part 3, 1934.

Wolff T. Methodisches zur quantitativen Gestein und Mineraluntersuchung mit Hilfe des Phasenanalyse.– Tschermaks, Mineral. u. Petrogr. Mitt., 54, 1, 1942.

Woodford A. O. Crestmore minerals.–Calif. J. Min. Geol., 39, 1943.

Yokoyama K. Two skarn epidotes from the vicinity of Mt. Uzumine, Fukushima Prefecture.–Sci. Repts Tohoku Univ., 3rd Series, v. 5, № 3, p. 373, 1957.

Zambonini F.–Boll. R. Cons. geol. d'Italia, v. XLVII, p. 65–99, 1920.

Zen E-an, Albee A. L. Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists.–Amer. Mineralogist., v. 49, 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Принятые сокращения названий минералов 5

Глава 1
ЭПИДОТЫ (КЛИНОЦОИЗИТ, ЭПИДОТ, ПЬЕМОНТИТ)

Некоторые замечания по методике обработки материала . . . 7
Структура и изоморфизм эпидотов и пьемонтитов 9
Структура эпидота 9
Химический состав и изоморфизм эпидотов и пьемонтитов 11
Физические свойства минералов группы эпидота 22
Зависимость физических свойств от состава 22
Показатели преломления и двупреломление . . . . . .
Угол оптических осей ($2V$) и угол погасания (cNp) . . . 31
Прочие оптические свойства 32
Удельный вес 34
Параметры элементарной ячейки 35
Прочие физические свойства минералов группы эпидота . . 39
Термические и механические свойства 39
Электрические и магнитные свойства 40
Краткие выводы 41
Определение состава эпидотов и пьемонтитов по физическим свойствам 42
Некоторые замечания по методике вычисления уравнений прямолинейной регрессии 42
Определение железистости эпидотов и пьемонтитов по оптическим свойствам и удельному весу 43
Определение железистости по параметрам элементарной ячейки 47
Определение железистости эпидотов и пьемонтитов по совокупности физических свойств 48
Определение содержания алюминия по физическим свойствам 48

Определение содержания трехвалентного железа эпидотов и пьемонтитов по физическим свойствам 49
Парагенетические типы эпидотов 51
Распространение и парагенезисы эпидотов в природе . . . 51
Метаморфические породы 52
Прочие породы 55
Эпидоты в областях современного вулканизма 57
Ассоциации пьемонтитов 61
Химизм парагенетических типов эпидотов 62
Экспериментальное изучение устойчивости минералов группы эпидотов 66
Зависимость состава эпидотов от PT-условий 76

Глава 2
ЦОИЗИТЫ

Структура и изоморфизм цоизитов 79
Кристаллическая структура цоизита 79
Химический состав и изоморфизм цоизитов 81
Физические свойства цоизитов 84
Зависимость физических свойств цоизитов от состава . . . 84
Оптические свойства и удельный вес 84
Параметры элементарной ячейки 87
Парагенетические типы цоизитов 88
Цоизит-эпидотовые парагенезисы 94

Глава 3
ОРТИТЫ (АЛЛАНИТЫ)

Структура и изоморфизм ортитов 95
Кристаллическая структура ортита 95
Химический состав и изоморфизм ортитов 97
Физические свойства ортитов 105
Зависимость физических свойств ортитов от состава . . . 105
Возможность определения состава ортитов по физическим свойствам 109
Парагенетические типы ортитов 109

Глава 4
СООТНОШЕНИЯ СОСТАВОВ В МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ ЭПИДОТА 113

Глава 5
ПУМПЕЛЛИИТ (ЛОТРИТ)

Структура и изоморфизм пумпеллиитов 118
Структура 118
Химический состав и изоморфизм пумпеллиитов 118
Оптические свойства пумпеллиитов 128
Парагенезисы пумпеллиита 129

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 136

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химический состав (вес. %), удельный вес и оптические константы эпидотов и пьемонтитов 140

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Кристаллохимические формулы эпидотов и пьемонтитов, рассчитанные на основе $13.O^{2-}$, и железистость 178

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Наиболее распространенные и охарактеризованные химическими анализами и оптическими константами природные парагенезисы эпидотов и пьемонтитов 189

ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Химический состав (вес. %) фемических минералов, сосуществующих с эпидотами и пьемонтитами 207

ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Химический состав (вес. %), удельный вес и оптические константы цоизитов 212

ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Кристаллохимические формулы цоизитов, рассчитанные на $13.O^{2-}$, и железистость (F) . 224

ПРИЛОЖЕНИЕ 7. Химический состав (вес. %), удельный вес и оптические константы ортитов 227

ПРИЛОЖЕНИЕ 8. Кристаллохимические формулы ортитов, рассчитанные на $13.O^{2-}$, и железистость (F). . 262

ПРИЛОЖЕНИЕ 9. Химический состав (вес. %), удельный вес(D) и оптические константы минералов группы эпидота, не участвовавших в статистической обработке 278

ЛИТЕРАТУРА 282

Казимир Бернардович Кепежинскас
Владимир Васильевич Хлестов

Статистический анализ минералов группы эпидота
и их парагенетические типы

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР

Редактор Издательства А.И.Жилина
Художник А.Г.Кобрин
Технический редактор С.Г.Тихомирова

Подписано к печати 7/1У 1971 г. Формат 60 x 90 1/16.
Усл.-печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 18,6. Тираж 1200
Бумага № 1. Цена 2р. 10к. Тип.зак. 283. Т-05588

Книга издана машинописно-офсетным способом

Издательство "Наука"
Москва, К-62, Подсосенский пер., д.21

1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, В-34, 9-я линия, д.12