

14. *Вальсов Л.Н.* Спектры отражения рудных минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1973.
15. *Дымков Ю.М., Волков Н.И., Шлякова И.И.* и др. Настуран из уран-молибденового месторождения. — Атомная энергия, 1974, т. 36, вып. 6.
16. *Казанцев В.В.* Минералогия и текстурно-структурные особенности руд уран-молибденового месторождения в фельзит-порфирах. — В кн.: Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат, 1977.
17. *Алимарин Н.П., Фрид В.Н.* Количественный анализ минералов и руд. М.: Госхимиздат, 1961.
18. *Леонова В.А.* К минералогии и кристаллохимии уранинитов Северной Карелии. — Зап. Всес. Минер. об-ва, 88, вып. 1, 21, 1959.
19. *Киркинский В.А., Макаров Е.С.* Форма нахождения свинца в уранинитах и настуранах по экспериментальным данным. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965.
20. *Тарханов А.В., Жукова В.И.* Генезис ореолов радиогенного свинца докембрийских месторождений. — Атомная энергия, т. 34, вып. 6, 1973.
21. *Жукова В.И.* Минералогия и первичная зональность гидротермально-метасоматического месторождения урана и железорудной формации докембрия. — В кн.: Месторождения урана. Зональность и парагенезисы. М.: Атомиздат, 1970.
22. Атлас электронно-микроскопических фотографий урановых и урансодержащих минералов. М.: Недра, 1978.
23. *Сидоренко Г.А.* Рентгенографическое изучение природных окислов урана. — Геохимия, 1958, № 1, с. 22–37.
24. *Русakov А.А.* Рентгенография металлов. М., 1969.
25. *Branche G.R. et al.* Donnels chimiques et mineralogiques sur le gisement d'Oklo. — In: The Oklo Phenomenon, ZAEA. Vienna, 1975.
26. *Стрельцов В.А., Воронихин В.А., Тишкин А.И.* О составе уранинита из месторождений пегматитового и уран-молибденового типов. — Атомная энергия, 1974, т. 37, вып. 4, с. 306.
27. *Павлов Е.Г., Жукова В.И., Дымков Ю.М.* Структура распада коффинита и ненадквита — В кн.: Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат, 1977.

УДК 549.623.7.:552.323.6 (571.56)

Н.Н. ЗИНЧУК, А.Д. ХАРЬКИВ, Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ, А.Д. ДЗЮБЛО

### ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД ЯКУТИИ

Серпентин относится к одному из наиболее распространенных минералов в кимберлитах и в ксенолитах родственных с ними пород Якутии. Он, как и другие вторичные минералы, систематически изучался, начиная с момента открытия якутских кимберлитов. Результаты этих исследований опубликованы в монографиях А.П. Бобривича с соавторами [1, 2], с также В.М. Милашева и др. [3]. Позднее основное внимание ученых было сосредоточено на изучении первичных минералов кимберлитов и включений глубинных пород — пиропы, пикроильменита, хромшпинелидов, оливина, клино- и ортопироксенов, а вторичные минералы, составляющие 95–98% объема кимберлитовых пород, практически не исследовались. В то же время слабая изученность серпентина из кимберлитов в значительной мере затрудняет решение ряда научных и практических задач.

К настоящему времени опубликовано лишь около двух десятков химических анализов серпентинов, слагающих псевдоморфозы по оливину первой генерации, основную массу кимберлитов и включения серпентинизированных ультраосновных пород. Наибольшее число химических анализов относится к серпентину из прожилков и гнезд, так как в этой позиции он представляет собой наиболее удобный материал для отбора на анализы. Выполнено также небольшое число термических анализов серпентина, а также сделаны замеры показателей преломления многочисленных выделений этого минерала, что позволило получить основные представления о характере локализации и химическом составе серпентина из кимберлитов. Процесс серпентинизации кимберлитов и образование серпентина рассматривается в работах А.А. Лебедева [4, 5], по данным которого серпентинизация кимберлитов происходила на глубине до формирования

кимберлитовых тел, а образование серпентина основной массы кимберлитов — в трубках и трещинах, но также до окончания консолидации кимберлитовой массы.

Наиболее интенсивно серпентинизированы кимберлиты центральных алмазоносных районов Якутии (Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского), где сконцентрированы практически все коренные и россыпные месторождения алмазов промышленного значения. Главными минералами кимберлитов, за счет которых образовался серпентин, являются оливин двух генераций, клино- и ортопироксены и основная масса породы.

Псевдоморфозы по оливину первой генерации сложены серпентином весьма разнообразного строения, вследствие чего структура породы характеризуется в этом случае сложным узором. Наиболее часто встречаются волокнистые, чешуйчатые, пластинчатые и листоватые выделения серпентина. Различные комбинации морфологических разновидностей серпентина дают обычно сложные типы структур, среди которых можно выделить петельчатые, решетчатые, ленточные и др. Окраска псевдоморфоз серпентина бледно-зеленая, желтовато-зеленая, зеленая, синевато-зеленая, кремовая и светло-коричневая. Показатели преломления серпентина этого типа колеблются в незначительных пределах ( $N = 1,550-1,579$ ). Несколько повышенные значения светопреломления ( $N = 1,565-1,579$ ) характерны обычно для окрашенных разновидностей серпентина, что, по-видимому, связано с вхождением Fe в кристаллическую решетку минерала. Цвета интерференции — серые до желтых, в окрашенных разновидностях они повышаются до красных и синих. Погасание, как правило, агрегатное. Серпентин указанных псевдоморфоз тесно ассоциирует с кальцитом и магнетитом, в редких случаях с бруситом, таумаситом, хантитом и некоторыми другими вторичными минералами.

Псевдоморфозы по оливину второй генерации имеют более простое строение. Они обычно сложены пластинчатыми кристаллами серпентина с низким двупреломлением. За счет пироксенов образуются своеобразные серпентины, псевдоморфозы которых напоминают баститовые образования. Серпентин является также довольно распространенным минералом келифитовых оболочек, образующихся вокруг пироба, в редких случаях вокруг желваков ортопироксена. Имеет место развитие серпентина по гранату под келифитовой оболочкой. Одновременно с этим в гранате, хромшпинелиде и даже в алмазе наблюдаются включения округлых, овальных, иногда ограненных псевдоморфоз серпентина, образовавшихся по оливину.

Во многих трубках существенная часть основной массы кимберлита сложена серпентином, замещающим магнийсодержащие минералы и, по-видимому, ультраосновное стекло. При этом степень серпентинизации включений пород ультраосновного состава находится в зависимости от серпентинизации собственно кимберлитов. Учитывая, что кимберлиты сильно серпентинизированы, ультраосновные включения во многих трубках также превращены в серпентины. Минералы, содержащиеся во включениях основных пород (эклогитах), обычно замещаются серпентиноподобным минералом, окрашенным в грязно-зеленый цвет.

Серпентин ультраосновных включений образует сложные и разнообразные структурные формы, которые во многом напоминают серпентин псевдоморфоз по оливину первой генерации. Ксенолиты других пород — траппов, кристаллических сланцев и гнейсов фундамента платформы и осадочных образований — подвержены серпентинизации в меньшей степени, но и в этих породах серпентин встречается часто. В траппах серпентин замещает участки мезостазиса, которые в несерпентинизированных породах сложены иддингситом и другими относительно поздними минералами. В кристаллических сланцах серпентин концентрируется в периферийных участках ксенолитов в виде небольших гнезд и прожилков. В этом случае весьма интересны каймы (шириной 1–4 см) сплошного серпентина коричневого цвета, образующиеся вокруг обломков указанных пород. В центре этих частично серпентинизированных ксенолитов сохраняется первичная порода типа гнейса. Присутствие подобных серпентинизированных ксенолитов в кимберлитах, как например в трубке Удачная, может свидетельствовать о базификации пород кислого состава под воздействием ультраосновной среды. При этом

состав кимберлитов меняется в сторону повышения основности. Однако подобные ксенолиты в кимберлитах представляют исключительно редкое явление. Гораздо чаще серпентин замещает ксенолиты карбонатного и глинисто-карбонатного состава — обломки вмещающих пород нижнего палеозоя.

Степень серпентинизации карбонатных ксенолитов различна и изменяется от начальных стадий до почти полного замещения и образования желваков серпентина размером 2—8 см. Для серпентина этого типа характерно пластинчатое и мелкочешуйчатое строение, обычно он не образует сложных структурных узоров, имеет низкое светопреломление (цвета интерференции серые) и мерцающее погасание. Серпентин также установлен во вмещающих породах (карбонатного состава) на контакте с кимберлитами. Однако больших скоплений этого минерала в указанных породах не обнаружено, что пока не имеет удовлетворительного объяснения, поскольку кимберлиты на контакте с вмещающими породами всегда интенсивно карбонатизированы. При этом процесс карбонатизации кимберлитов является более поздним, чем процесс серпентинизации, и сопровождается выносом значительного количества магния (хотя повышенного количества его в приконтактных участках вмещающих пород также не установлено).

Кроме того, в кимберлитах и ксенолитах вмещающих пород довольно часто встречаются прожилки и гнезда, выполненные гелевидным изотропным серпентином. Он представлен плотными фарфоровидными выделениями с плоскораковистым изломом и характеризуется разнообразной окраской: бледно-кремовой, бледно-розовой, бледно-зеленой и от светло- до темно-коричневой. Иногда наблюдается закономерное изменение окраски от кремовой или желтовато-зеленоватой в центре до коричневой по периферии гнезда. В соответствии с изменением окраски происходит повышение светопреломления, что, по-видимому, связано с увеличением железистости серпентина. В центре гнезд серпентина наблюдаются пустоты с отходящими от них радиальными трещинами, возникающими, вероятнее всего, в результате усыхания, что может быть доказательством образования серпентина из раствора через стадию гелеподобного вещества.

Как известно [1, 2], при поисках кимберлитовых трубок, наряду со шпиховым методом, широко применяются также геофизические методы, основанные на различии физических свойств кимберлитов и вмещающих карбонатных пород. Однако в процессе вторичного изменения пород физические свойства кимберлитов резко меняются. Поэтому успешное применение при поисках кимберлитовых трубок геофизических методов невозможно без детального изучения вторичных минералов в кимберлитовых телах, в том числе серпентина, занимающего, как известно, значительный объем. В свою очередь, при разработке технологии обогащения и извлечения алмазов из кимберлитов большое значение имеют физические свойства содержащих их пород. Эти свойства определяются минеральным составом кимберлитов, среди которых, как мы показали выше, серпентин является доминирующим. Кроме того, извлечение алмазов из гравитационных концентратов нередко сопряжено с трудностями, обусловленными наличием на поверхности кристаллов тонких пленок, которые нередко имеют серпентиновый состав.

Отсюда следует, что всестороннее изучение серпентина из кимберлитов должно способствовать совершенствованию поисков месторождений алмазов, а также технологии обогащения кимберлитов и извлечения алмазов из породы. С этой целью нами проведено комплексное исследование серпентина из различных по степени изменений включений ультраосновных пород, серпентинизированных обломков известняков, а также желваков и линзовидных участков серпентина в кимберлите с применением рентгеновской дифрактометрии, электронографии, электронной микроскопии, дериватографии, метода ИКС, оптического и химического анализов.

Серпентин ультраосновных включений в кимберлите (обр. 478, 385, М-523, Ин-511) характеризуется волокнистыми, чешуйчатыми, пластинчатыми и листоватыми выделениями, напоминающими псевдоморфозы по оливину первой генерации.

На рентген-дифрактометрических кривых воздушно-сухих образцов большей части

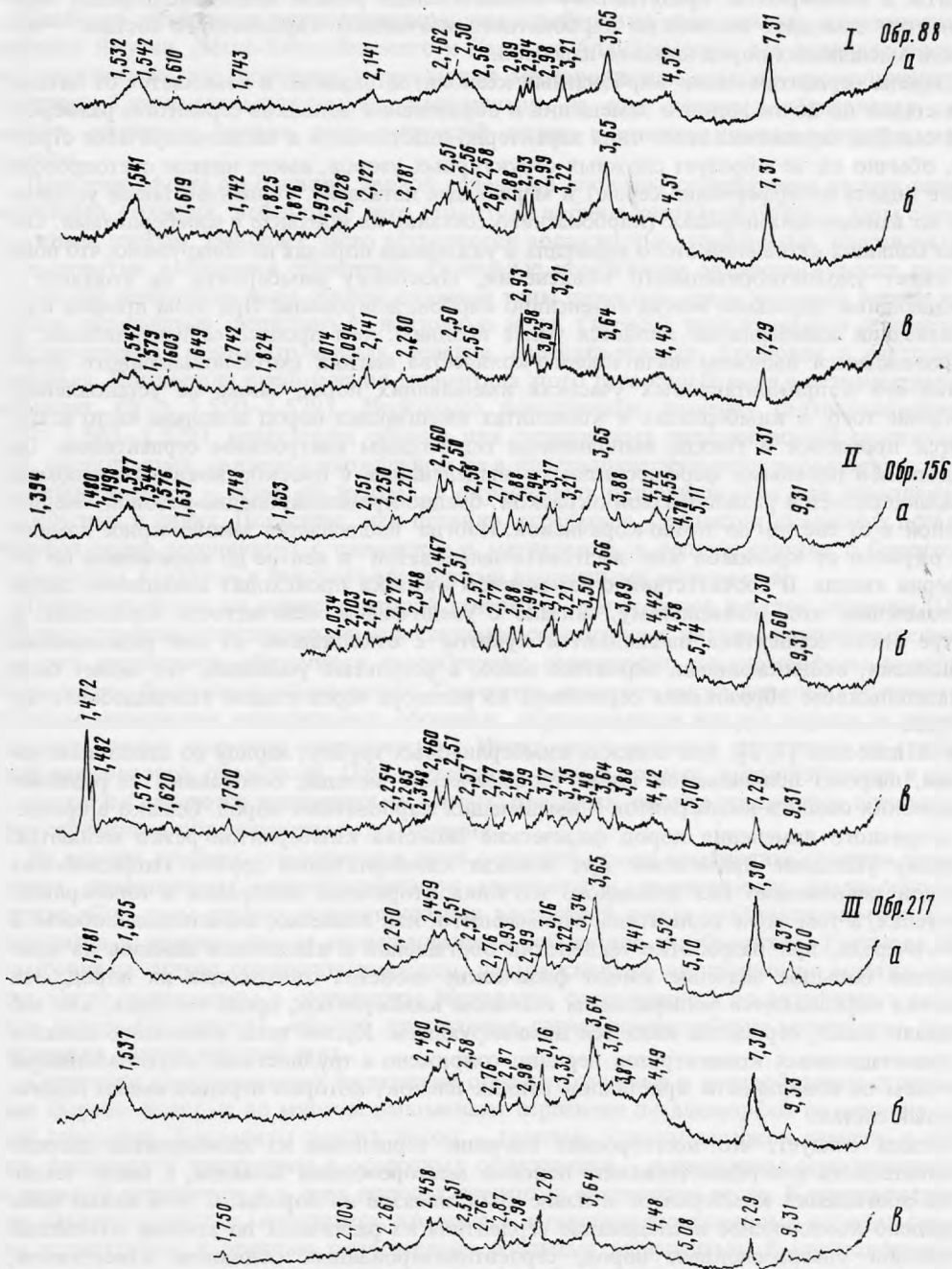


Рис. 1. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из серпентинизированных включений гранатовых лепролитов  
 а — исходный, частично ориентированный препарат; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 600° С (2 часа)

исследованного материала из ксенолитов измененных ультраосновных пород наиболее интенсивные рефлексы серпентина со значениями 7,30–7,31 и 3,65–3,66 Å имеют значительную ширину и некоторую асимметрию (рис. 1, обр. Ia–IIIa). Однако на дифрактограммах аналогичных препаратов серпентина из включений некоторых гранатовых серпентинитов и других ксенолитов ультраосновных пород (рис. 2, обр. Ia–IIIa) рефлексы узкие и характеризуются симметричным профилем, что указывает на более высокую окристаллизованность минерала [6]. Положение указанных диагностических отражений серпентина при насыщении образцов глицерином (рис. 1, обр. Ib–IIIб; рис. 2, обр. Ib–IIIв и рис. 3, обр. Ib) практически не изменяется. После 2-часового прокаливания препаратов при 600°C (рис. 1, обр. Ib–IIIв; рис. 2, обр. Iг–IIIг и рис. 3, обр. Iг) интенсивность отмеченных выше основных рефлексов серпентина довольно существенно понижается, однако острая форма их, как правило, сохраняется. Одновременно с изменением интенсивности несколько уменьшаются также значения межплоскостных расстояний указанных отражений минерала.

Сохранение кристаллической структуры серпентина при нагревании до указанной температуры является одним из отличительных признаков его от таких ди- и триоктаэдрических слоистых минералов, как каолинит, монтмориллонит и хлорит, а также слоисто-цепочечных минералов типа сепиолита и палыгорскита. В ассоциации с серпентином нередко присутствует оливин, характеризующийся на дифрактограммах интенсивными рефлексами со значениями 5,10; 3,88; 3,72; 3,49; 3,17; 3,00; 2,88; 2,77; 2,51; 2,46 Å (рис. 2, обр. IIa,в,г).

Кроме того, постоянно отмечается колеблющаяся в количественном отношении примесь кальцита, а также моноклинных пироксенов, доломита, полевых шпатов и талька. Судя по кристаллохимической формуле наиболее характерного среди рассмотренных разновидностей обр. 385:  $[Mg_{2,67}Mn_{0,01}Fe^{2+}_{0,09}Fe^{3+}_{0,20}Al_{0,03}]_3Si_2O_5(O,OH)_4$  в структуре серпентина этого типа в относительно пониженном количестве содержится  $Mg^{2+}$  и в несколько повышенном —  $Fe^{2+}$  (табл. 1). Такой химический состав обуславливает увеличение параметров элементарной ячейки некоторых разновидностей серпентина данной группы до следующих значений:  $a = 5,35$  и  $b = 9,27$  Å (табл. 2). Серпентины из включений измененных ксенолитов ультраосновных пород, выделенные нами в I группу, характеризуются также в целом нечеткой дифракционной картиной на электронограммах.

ИК-спектры образцов этой группы характеризуются (рис. 4, а–г) интенсивной полосой поглощения с частотой около 990 (обр. М-523 и Ин-511) или 980  $cm^{-1}$  (обр. 478 и 385) и двумя полосами с частотами 615–570 и 450  $cm^{-1}$  (обр. 478, М-523 и Ин-511) соответственно в области валентных и деформационных колебаний Si–O-связи. Валентные колебания ОН-групп проявляются в виде узкой сильной полосы с максимумом 3700  $cm^{-1}$ , что обычно свойственно антигориту, но отмечается и у лизардита, т.е. в целом характерно для пластинчатых разновидностей серпентина. Иногда последняя полоса осложняется слабой ступенькой в области, соответствующей частоте со значением 3670  $cm^{-1}$  (обр. М-523 и Ин-511), отражающей примесь хризотилла — волокнистого серпентина. Все образцы содержат в большей (Ин-511) или меньшей (обр. 478, 385, М-523) степени карбонат кальция (полоса с частотой 1470–1460  $cm^{-1}$ ). В ИК-спектре обр. 385 (рис. 4, б) в области деформационных колебаний Si–O-связи, вместо полосы с максимумом 450, наблюдается полоса 500  $cm^{-1}$  с двумя ступенями, характеризующимися частотами со значениями 550 и 485  $cm^{-1}$ , а полоса с максимумом около 615  $cm^{-1}$  не имеет ступени с частотой 570  $cm^{-1}$ , что связано с отмеченной уже рентгеновским методом (рис. 2, обр. IIa,в,г) примесью в образце оливина.

Под электронным микроскопом (метод суспензий) серпентин этой группы представлен в основном псевдоизометричными пластинками, которые наиболее развиты в обр. 478 и 385 (рис. 5а), причем, согласно микродифракционным картинам, они относятся к лизардиту. С ним ассоциируют также волокнистые кристаллы хризотила, имеющие относительно небольшую длину и преобладающие в обр. М-523 и Ин-511.

В отдельных образцах (385 и др.) серпентин почти полностью представлен пластин-

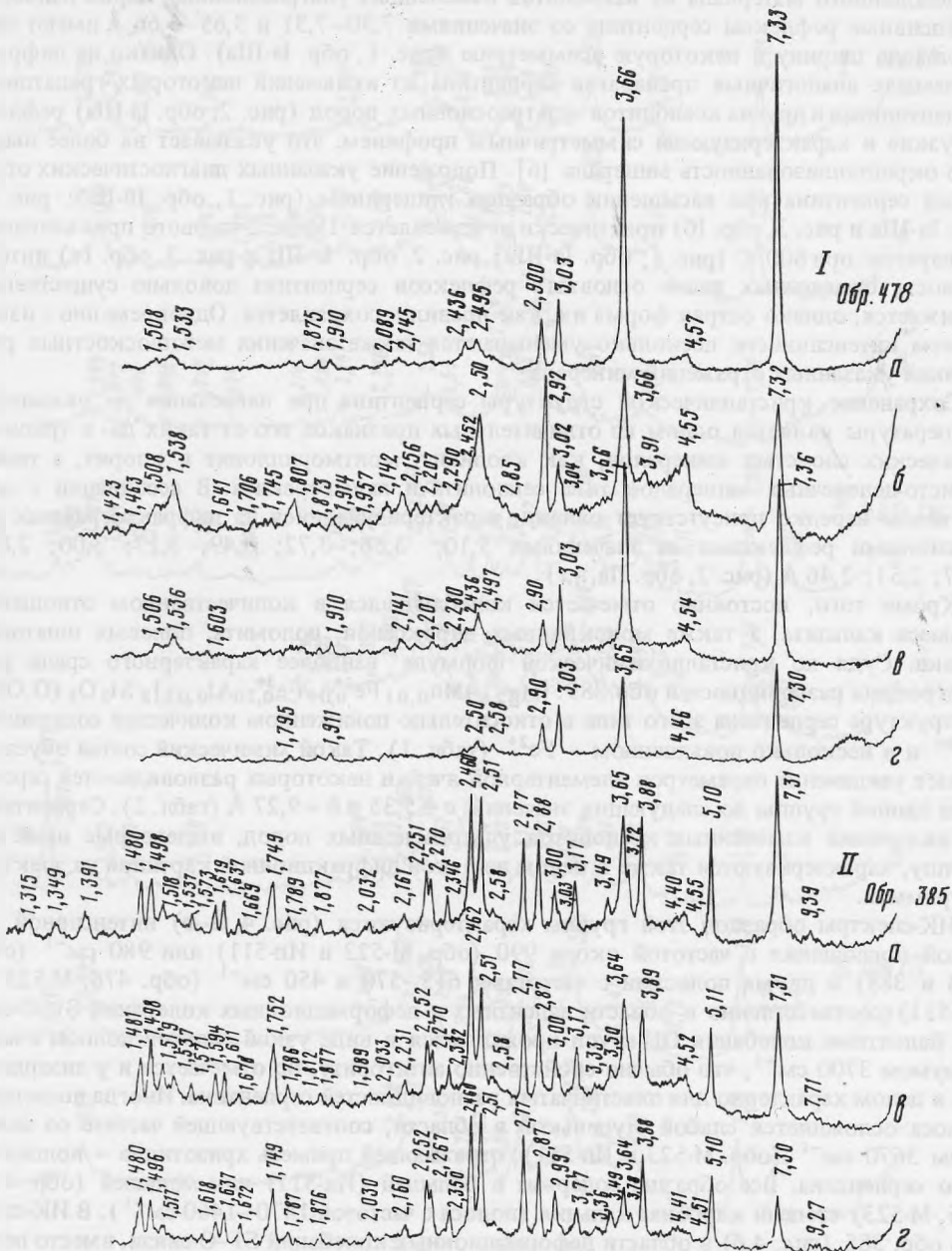


Рис. 2. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из серпентинизированных включений гранатового серпентинита (обр. 478), ксенолита ультраосновной породы в кимберлите (обр. 385) и измененного гранатового серпентинита (М-523)

*a* – исходный частично ориентированный препарат, *б* – исходный неориентированный препарат, *в* – обр. *a*, насыщенный глицирином, *г* – обр. *a*, прокаленный при 600°C (2 часа)

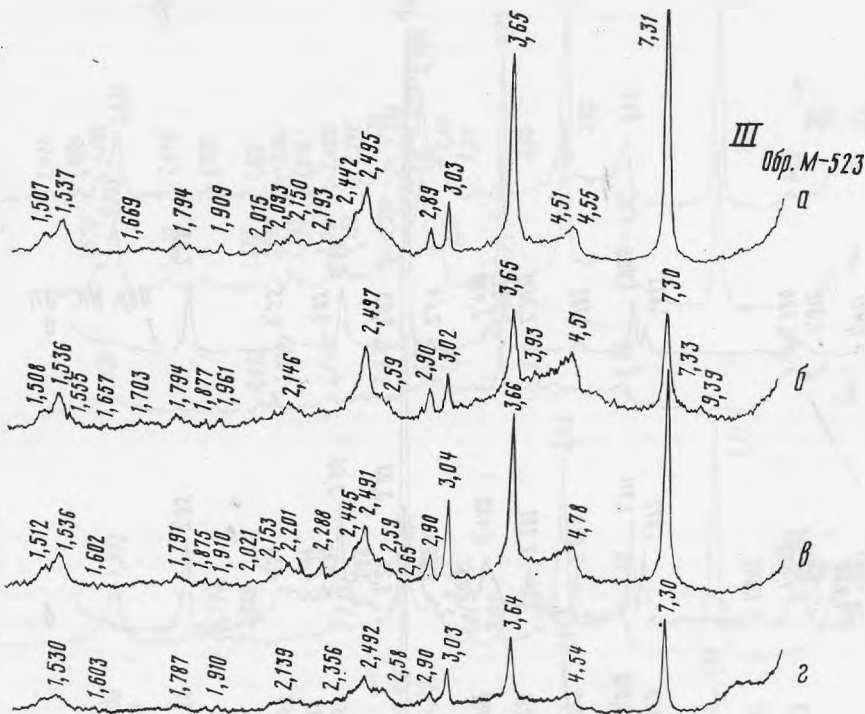


Рис. 2 (окончание)

чатой разновидностью. Следует отметить, что на электронномикроскопических снимках наблюдаются пластинки как со сглаженным, так и угловатым контуром. Средний размер пластинок в поперечнике колеблется от 0,2–1,3 (обр. Ин-511) до 0,5–2,0 мкм (обр. 385).

Ксенолиты других пород (траппов, кристаллических сланцев и гнейсов фундамента платформы и осадочных образований) подвержены серпентинизации в меньшей степени. Гораздо чаще серпентин замещает ксенолиты карбонатного и глинисто-карбонатного состава — обломки вмещающих пород нижнего палеозоя (обр. Ст-205, Ст-205а). Для серпентина этого типа характерно волокнистое и мелкочешуйчатое строение.

Диагностические рефлексы на дифрактограммах этих образцов (см. рис. 3, обр. Ша–г и Ша, б) имеют довольно значительную интенсивность, но отличаются некоторым увеличением их ширины, что указывает на уменьшение степени окристаллизованности минерала. Согласно кристаллохимической формуле обр. Ст-205:  $[\text{Mg}_{2,67}\text{Fe}_{0,06}\text{Fe}_{0,27}^{3+}]_3 \times \text{Si}_2\text{O}_5 (\text{O}, \text{OH})_4$ , указанные серпентины, относимые нами к II группе, содержат примерно такое же, как в первой группе, количество  $\text{Mg}^{2+}$ , однако меньше  $\text{Fe}^{2+}$  и повышенное  $\text{Fe}^{3+}$ . Это отражается на уменьшении (особенно величины  $b$ , параметров элементарной ячейки минерала в среднем до следующих значений:  $a = 5,28 \text{ \AA}$ ;  $b = 9,14 \text{ \AA}$  (табл. 2).

На ИК-спектрах образцов этой группы (см. рис. 4, д, е) основная полоса Si–O-связи, по сравнению с образцами I группы, несколько смещается в сторону меньших длин волн и отличается меньшей шириной, а также более четко выраженной ступенью, характеризующейся частотой  $1090 \text{ см}^{-1}$ . В целом положение и соотношение полос поглощения указывают, что эти образцы, как и разновидности I группы, содержат хризотил и лизардит, однако иного состава, в частности, с более значительным содержанием

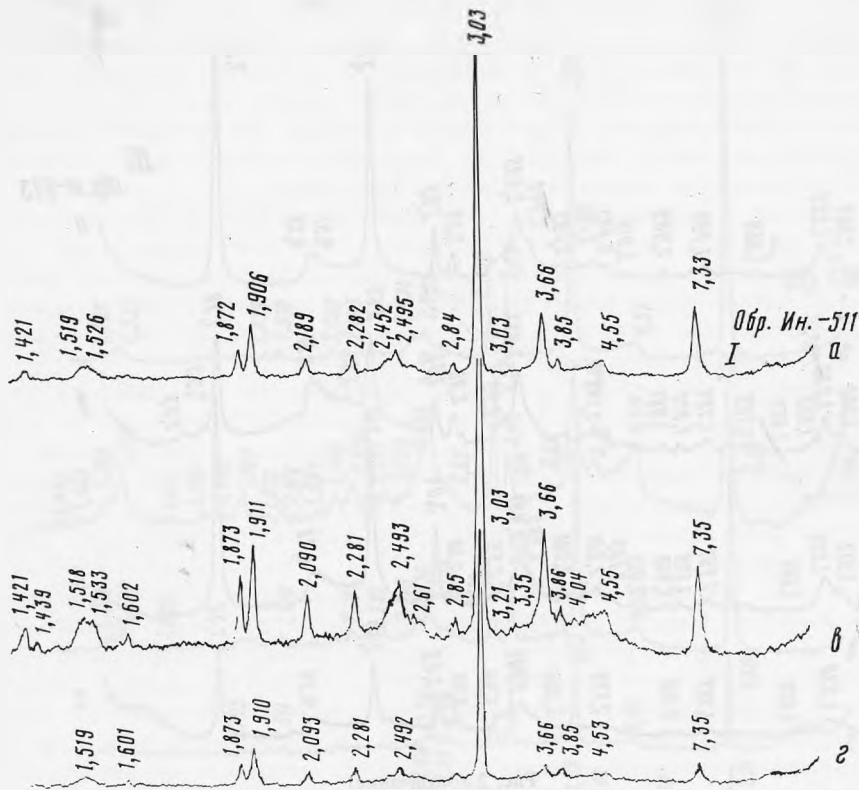


Рис. 3. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из серпентинизированного ксенолита ультраосновной породы (обр. Ин-511) и серпентинита в ксенолите известняка (обр. Ст-205а)

*а* – исходный частично ориентированный препарат, *б* – исходный неориентированный препарат, *в* – обр. *а*, насыщенный глицерином, *г* – обр. *а*, прокаленный при 600 °С (2 часа)

легких элементов в структуре (например, кислорода за счет повышенной степени окисления  $Fe^{2+}$ ). Полоса валентных колебаний OH-групп у обр. Ст-205а, кроме основного максимума, с частотой  $3700\text{ см}^{-1}$ , имеет слабые ступени, соответствующие частотам  $3670\text{--}3650\text{ см}^{-1}$ . Оба образца содержат повышенную примесь карбоната кальция (полоса со значением  $1460\text{--}1450\text{ см}^{-1}$ ).

Указанный фазовый состав образцов II-й группы подчеркивается также данными электронной микроскопии, т. е. серпентин в этих образцах представлен смесью хризотила и лизардита. При этом хризотил отличается значительной длиной частиц. В частности, в обр. Ст-205 кристаллы хризотила имеют длину от 0,3 до 1,5 мкм при ширине около 0,1 мкм. Отдельные частицы псевдоизометричной формы характеризуются средним размером в поперечнике порядка 0,4–0,5 мкм.

В кимберлитах и ксенолитах вмещающих пород довольно часто встречаются гнезда (обр. А-62S и У-3) и прожилки (обр. У-39/56 и М-524), выполненные плотным изотропным серпентином.

На дифрактометрических кривых серпентин из гнезд (рис. 6, обр. Ia–в и IIa–в) характеризуется более узкими, чем у разновидностей карбонатного и глинисто-карбонатного состава, рефлексами со значением  $7,31\text{--}7,34$  и  $3,65\text{--}3,66$  Å. Однако по сравнению с серпентинизированными включениями ультраосновных пород (см. рис. 2)



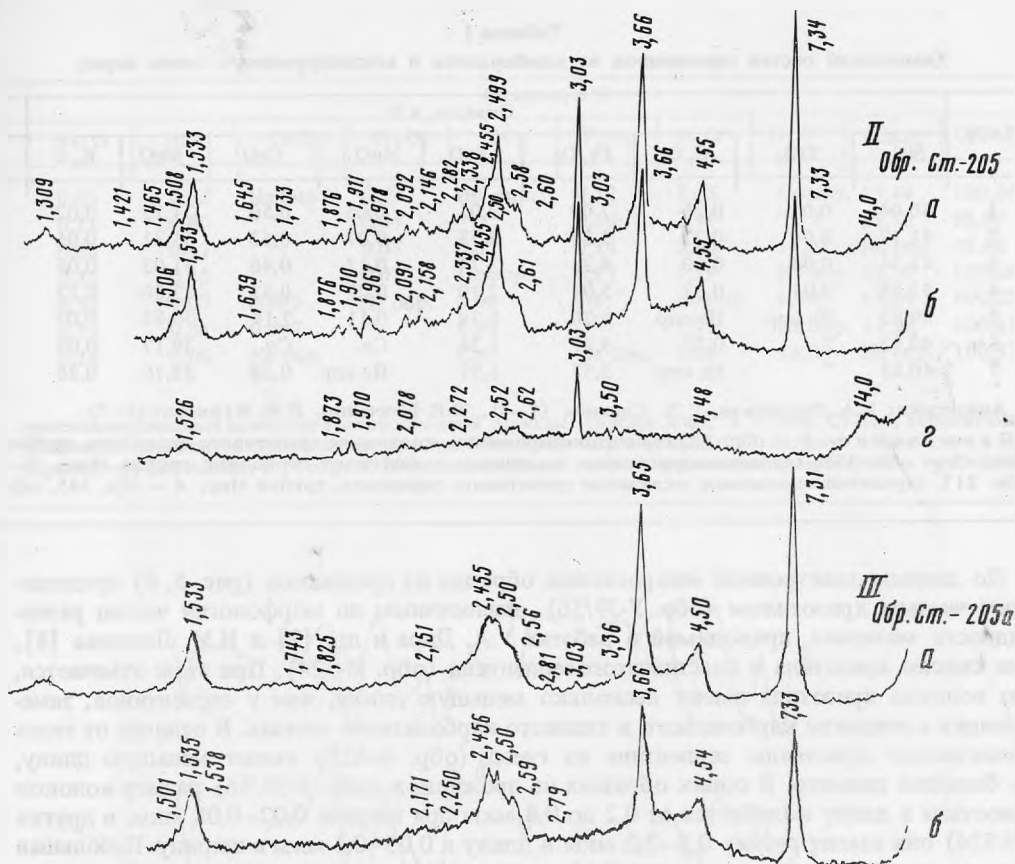


Рис. 3 (окончание)

и особенно серпентинизированными лерцолитами (см. рис. 1) рефлексы рассматриваемых серпентинитов имеют несколько более значительную ширину. В то же время дифракционная картина серпентинитов из прожилков (рис. 7, обр. Ia—г и IIa—г) отличается увеличением ширины рефлексов. Это указывает на различную окристаллизованность минерала в гнездах и прожилках. В соответствии с типичной кристаллохимической формулой обр. М-524:  $[\text{Mg}_{2,80}\text{Fe}_{0,07}\text{Fe}_{0,13}^{2+}]_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{O}, \text{OH})_4$  эти разновидности серпентина, объединенные нами в III-ю группу, характеризуются несколько повышенным количеством  $\text{Mg}^{2+}$  и средним по сравнению с рассмотренными выше группами содержанием  $\text{Fe}^{2+}$ . В связи с этим рассматриваемая группа серпентинитов имеет следующие значения параметров элементарной ячейки:  $a = 5,30\text{--}5,33$ ;  $b = 9,18\text{--}9,24$  Å (табл. 2).

ИК-спектры рассматриваемой группы образцов (рис. 4, ж, з) характеризуются интенсивной полосой с основным максимумом, соответствующем частоте со значением  $900\text{--}980\text{ см}^{-1}$  и ступеньками с частотами  $1090\text{--}1010$  и  $1095\text{--}1015\text{ см}^{-1}$ . В области деформационных колебаний Si—O-связи у образцов этой группы присутствуют две полосы со значениями  $570\text{--}615$  и  $440\text{ см}^{-1}$ . В области валентных колебаний OH-групп в ИК-спектре обр. А-62S наблюдается полоса с одним максимумом  $3700$ , а у обр. М-524, кроме основного максимума  $3700\text{ см}^{-1}$ , слабо проявляются ступени, соответствующие частотам  $3670\text{--}3650\text{ см}^{-1}$ . По форме основной полосы валентных колебаний Si—O-связи ИК-спектры образцов этой группы характерны для хризотила, которому свойственна недостаточно хорошая упорядоченность структуры. В обоих образцах содержится примесь карбоната кальция (полоса с частотой  $1460\text{ см}^{-1}$ ).

Таблица 1

Химический состав серпентинов из кимберлитов и ассоциирующих с ними пород

№ п/п	Оксиды, в %								
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
1	40,04	0,05	0,26	7,09	2,01	0,05	0,50	31,13	0,02
2	41,17	0,04	0,27	5,29	2,73	0,07	0,52	31,31	0,05
3	41,36	0,04	0,60	4,21	3,74	0,12	0,40	31,03	0,05
4	42,18	0,06	0,52	5,01	2,10	0,07	0,33	32,50	0,13
5	39,82	Не опр.	Не опр.	6,70	1,39	0,11	2,14	30,65	0,05
6	40,93	"	0,27	3,37	1,24	Сл.	Сл.	39,17	0,09
7	40,85	"	Не опр.	3,57	1,97	Не опр.	0,28	38,76	0,28

Аналитики: Е.А. Луговская, С.П. Славина (1-4), Ю.В. Шевченко, Б.М. Журкевич (5-7).

Примечание. 1 - обр. 88, серпентинизированное включение гранатового лерцолита, трубка Мир; 2 - обр. 155, серпентинизированное включение гранатового лерцолита, трубка Мир; 3 - обр. 217, серпентинизированное включение гранатового лерцолита, трубка Мир; 4 - обр. 385, сер-

По данным электронной микроскопии образцы из прожилков (рис. 5, б) представлены чистым хризотилом (обр. У-39/56), аналогичным по морфологии частиц разновидности минерала, приводимой в работах У.А. Дира и др. [7] и И.М. Лашнева [8], или смесью хризотила и пластинчатого серпентина (обр. М-524). При этом отмечается, что волокна хризотила имеют несколько меньшую длину, чем у серпентинов, замещающих ксенолиты карбонатного и глинисто-карбонатного состава. В отличие от этого волокнистые кристаллы серпентина из гнезд (обр. А-62S) имеют меньшую длину, но больший диаметр. В одних образцах из прожилков (обр. У-39/56) размер волокон хризотила в длину колеблется от 0,2 до 0,8 мкм при ширине 0,02-0,08 мкм, в других (М-524) они имеют размер 0,5-2,0 мкм в длину и 0,05-0,1 мкм в ширину. Небольшая примесь частиц псевдоизометричной формы в этом случае имеет средний размер в поперечнике порядка 0,8-1,1 мкм.

Проведенные исследования показали, что изученные группы серпентина в целом, особенно по электрографическим данным (отсутствие четких рефлексов на 1-м эллипсе), характеризуются низкой степенью совершенства структуры, что не позволило установить их политипные модификации. В свою очередь, по морфологической характеристике рассмотренные выше разновидности минерала представлены двумя типами частиц: волокнами (хризотил) и псевдоизометричными пластинками (лизар-

Т а б л и ц а 2

Параметры элементарных ячеек серпентинов

№ п/п	Образец	Значения параметров элементарной ячейки, в Å		Группа
		a	b	
1	478	5,35	9,27	I
2	385	5,34	9,25	I
3	М-523	5,31	9,21	I
4	Ин-511	5,27	9,13	I
5	Ст-205	5,28	9,14	II
6	А-62S	5,30	9,18	III
7	У-39/56	5,32	9,22	III
8	М-524	5,33	9,24	III

Аналитик Э.В. Врублевская (ИГЕМ АН СССР).

Окислы, в %									
Na <sub>2</sub> O	NiO	CoO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	Сумма
0,05	0,02	Не опр.	0,03	Не опр.	0,12	1,45	Не опр.	17,44	100,26
0,11	0,49	"	0,04	"	0,10	2,41	"	15,32	99,97
0,08	0,43	"	0,07	0,83	0,14	2,36	14,02	Не опр.	99,48
0,21	0,45	"	0,07	Не опр.	0,11	1,55	Не опр.	15,39	100,68
0,31	0,03	0,005	Не опр.	0,68	Сл.	Не опр.	6,24	12,24	100,25
0,25	0,05	0,007	"	0,42	"	1,93	Не опр.	12,52	100,15
0,18	0,06	Не опр.	"	Сл.	Не опр.	3,00	11,20	Не опр.	100,37

пентинизированный ксенолит ультраосновной породы, трубка Мир; 5 – обр. Ст-205, серпентинизированный ксенолит известняка из трубки Сытыканская; 6 – обр. А-62S, желвак серпентина в кимберлите, трубка Айхал; 7 – обр. М-254, линзовидный участок серпентина в кимберлите, трубка Мир.

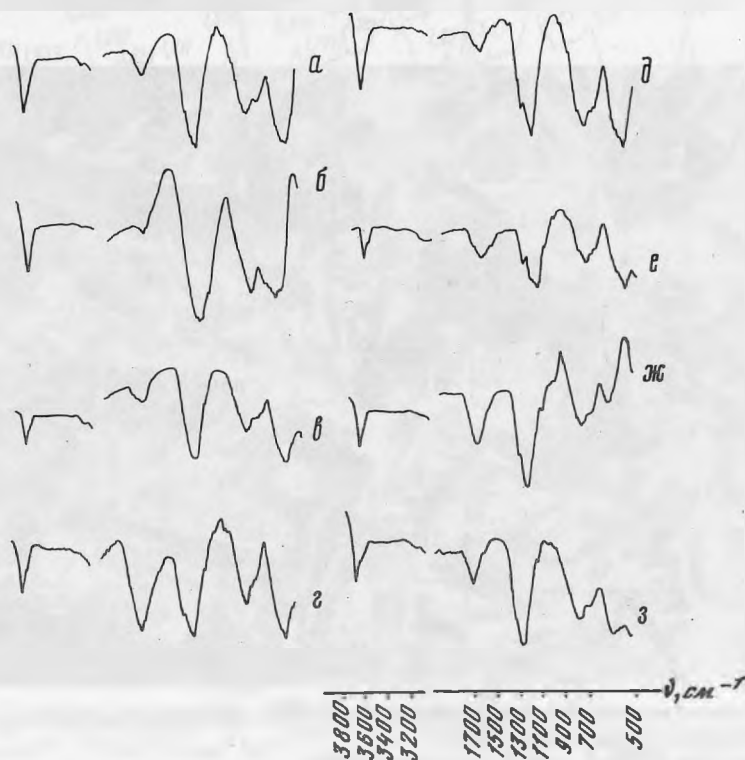


Рис. 4. ИК-спектры поглощения серпентинов из кимберлитовых и ассоциирующих с ними пород Якутии

а-г – серпентинизированные включения ультраосновных пород из кимберлитов трубки Мир: а – обр. 478, б – обр. 385, в – обр. М-523, г – обр. И-511; д – обр. Ст-205 (желтовато-серый серпентин в ксенолите известняка, трубка Сытыканская); е – обр. Ст-205а (темно-серый серпентин в ксенолите известняка, трубка Сытыканская); ж – обр. А-62S (желвак серпентина из кимберлитовой трубки Айхал); з – обр. М-524 (линзовидный участок серпентина в кимберлите, трубка Мир)

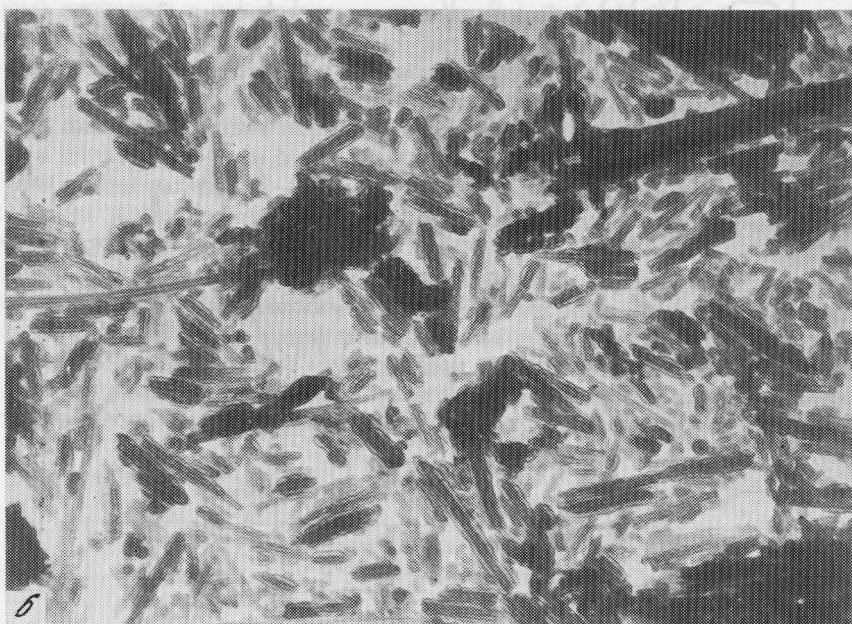
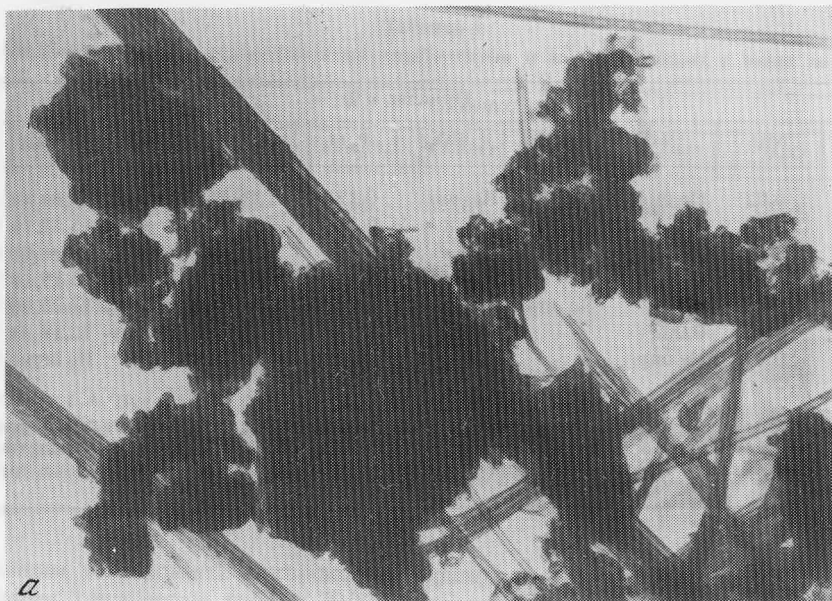


Рис. 5. Электронные микрофотографии серпентинизированных включений гранатового серпентинита (а) и линзовидного участка серпентина (б)  
 а — обр. 478, увел. 45000, б — обр. У-39/56, увел. 38000

дит). Это следует не только из прямого наблюдения формы частиц под электронным микроскопом и свойственной им микродифракционной картины, но и анализа дифрактометрических кривых, полученных при частичной ориентировке материала и в неориентированном состоянии. Так, при наличии в образцах смеси пластинчатой и волокнистой разновидностей серпентиновых минералов на дифрактограммах ориентированных препаратов отмечается резкое увеличение интенсивностей рефлексов со значениями

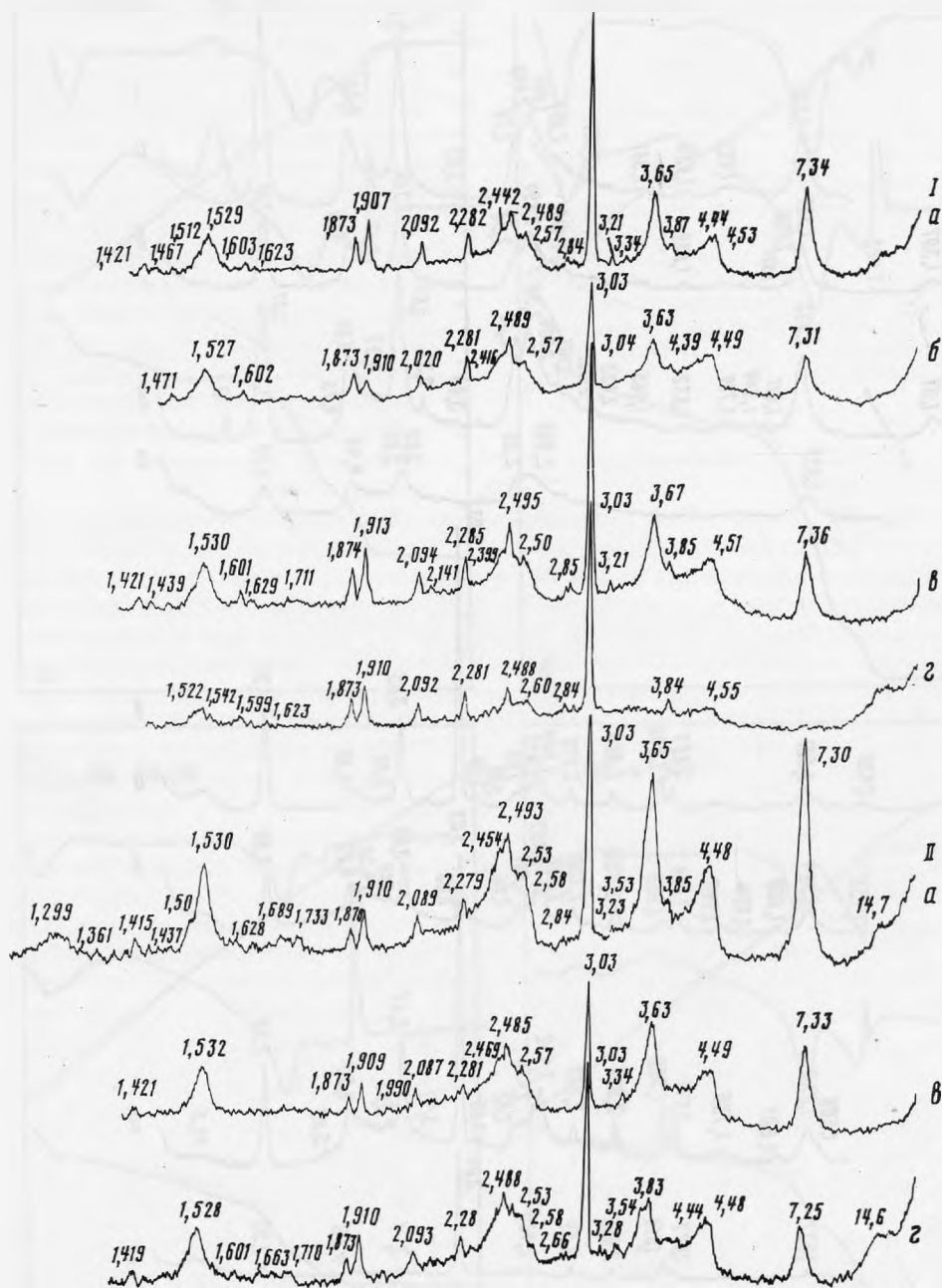


Рис. 6. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм серпентина из гнезд в кимберлитах трубок Айхал (I) и Удачная (II)

I — обр. А-62S, II — обр. У-3; а — исходный, частично ориентированный препарат; б — исходный, неориентированный препарат; в — обр. а, насыщенный глицерином; г — обр. а, прокаленный при 600°С (2 часа)

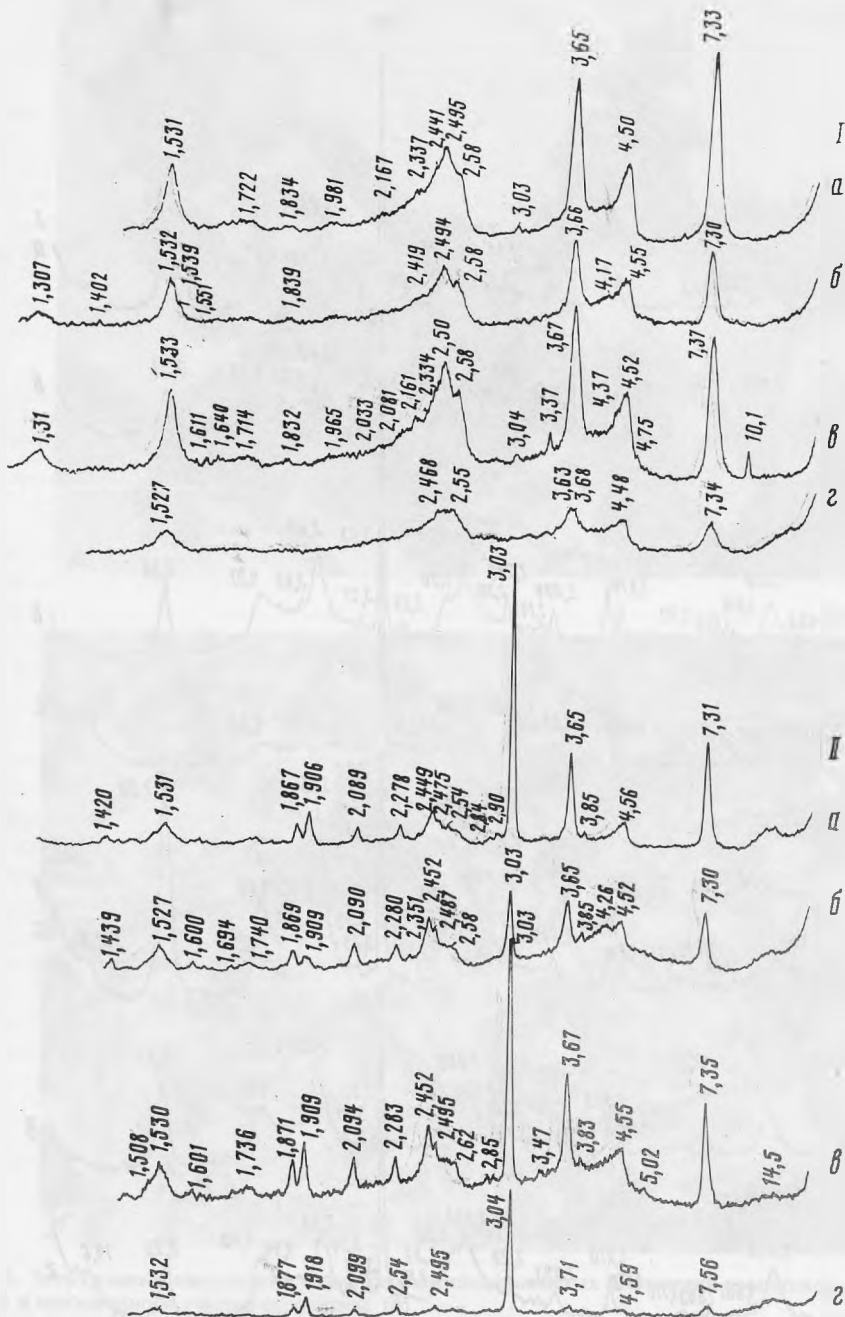


Рис. 7. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм из линзовидных участков серпентина в кимберлитах трубок Удачная (I) и Мир (II)

I — обр. У-39/56, II — обр. М-524; а — исходный, частично ориентированный препарат; б — исходный неориентированный препарат; в — обр. а, насыщенный глицерином; г — обр. а, прокаленный при 600° С (2 часа)

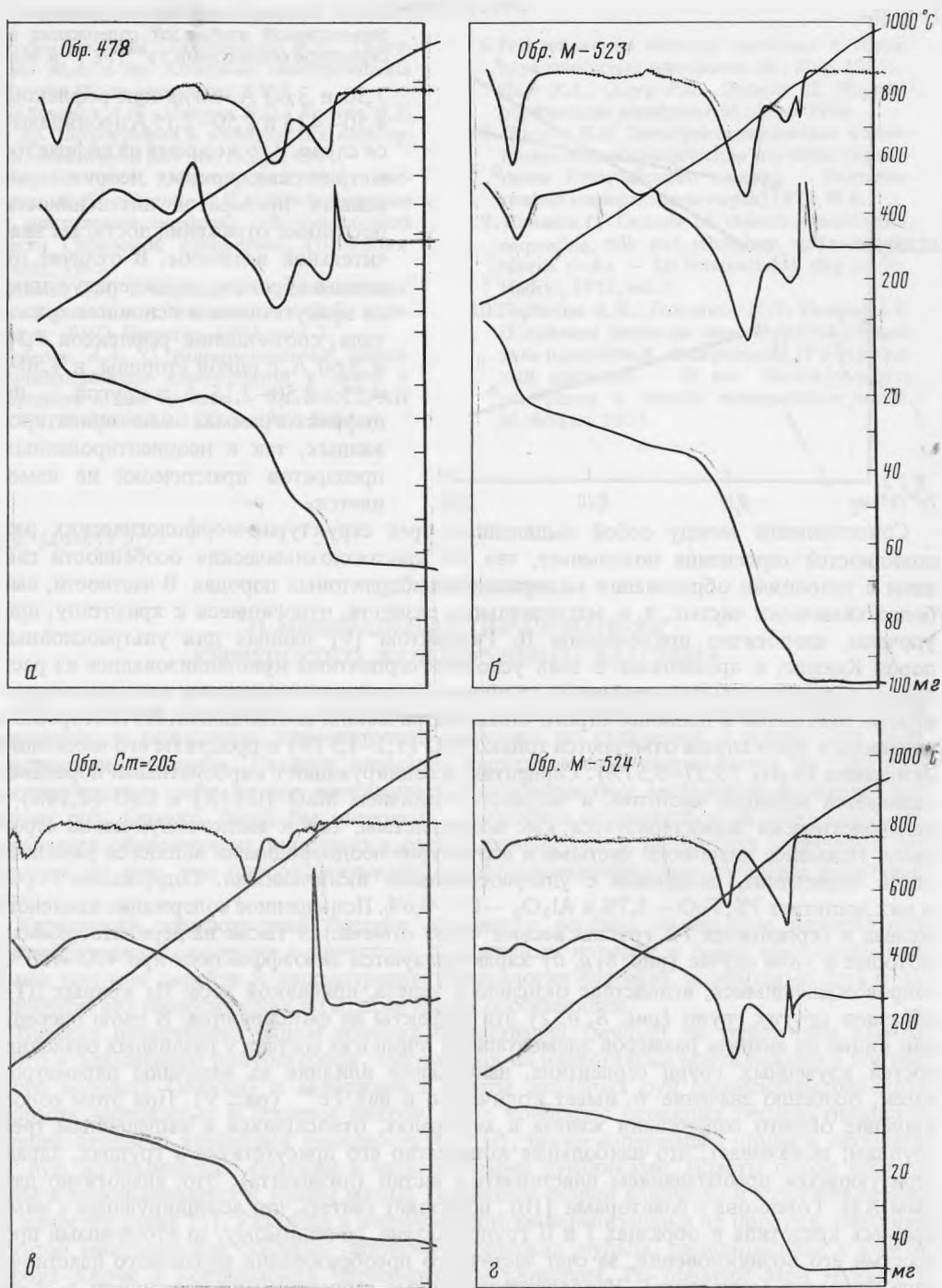


Рис. 8. Дериватограммы серпентинизированных включений гранитового серпентинита (а), измененного гранатового серпентинита (б), серпентина в ксенолите известняка (в) и линзовидного участка серпентинита (г)

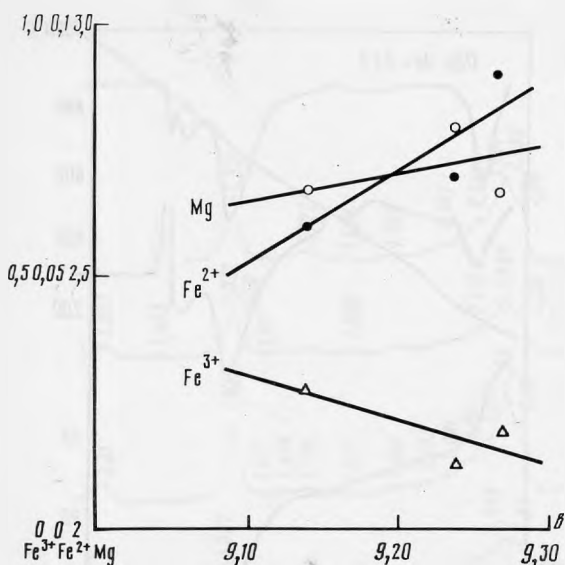


Рис. 9. График зависимости параметра  $b$  элементарной ячейки от содержания в структуре серпентинов  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  и  $Mg$

7,30 и 3,60 Å, тогда как рефлексы 4,50–4,15 и 2,50–2,15 Å проявляются слабо. В то же время на дифрактометрических кривых неориентированных препаратов интенсивность последних отражений достигает значительной величины. В отличие от этого в образцах, характеризующихся присутствием в основном хризотила, соотношение рефлексов 7,30 и 3,60 Å, с одной стороны, и 4,50–4,15; 2,50–2,15 Å с другой, — на дифрактограммах как ориентированных, так и неориентированных препаратов практически не изменяется.

Сопоставление между собой выделенных трех структурно-морфологических разновидностей серпентина показывает, что их кристаллохимические особенности связаны с условиями образования минерала в кимберлитовых породах. В частности, наиболее химически чистые, т. е. магнезиальные разности, относящиеся к хризотилу, приурочены, аналогично приводимым Д. Римсайтом [9] данных для ультраосновных пород Канады, к прожилкам. В этих условиях серпентины кристаллизовались из растворов, в связи с чем формирование их происходило путем соединения исходных структурных элементов в наиболее строго стехиометрическом соотношении. Из посторонних примесей в этом случае отмечаются только  $FeO$  (1,2–1,97%) и продукты его частичного окисления  $Fe_2O_3$  (3,37–3,57%). Серпентин, ассоциирующий с карбонатными породами, отличается меньшей чистотой, в частности, наличием  $MnO$  (0,11%) и  $CaO$  (2,14%) и морфологически характеризуется как волокнистым, так и мелкочешуйчатым строением. Наименее химически чистыми и структурно-неоднородными являются разновидности серпентина, связанные с ультраосновными включениями. Содержание  $Fe_2O_3$  в них достигает 7%,  $FeO$  — 3,7% и  $Al_2O_3$  — 0,3–0,6%. Повышенное содержание закисного железа в серпентинах I-й группы весьма четко отмечается также на дериватограммах, которые в этом случае (рис. 8, а, б) характеризуются экзозффектами при 470–480°С, сопровождающимися, вследствие окисления железа, прибавкой веса. На кривых ДТА образцов других групп (рис. 8, в, г) эти эффекты не фиксируются. В свою очередь, как видно из анализа размеров элементарных ячеек и их состава у различных разновидностей изученных групп серпентина, наибольшее влияние на величины параметров ячеек, особенно значение  $b$ , имеет количество в них  $Fe^{2+}$  (рис. 9). При этом сопоставление общего содержания железа в минералах, относящихся к выделенным трем группам, показывает, что наибольшее количество его присутствует в группах, характеризующихся преобладанием пластинчатых частиц (лизардита). Это, аналогично данным А.И. Горшкова с соавторами [10], позволяет считать, что ассоциирующая с ними примесь хризотила в образцах I и II групп связана, по-видимому, со вторичными процессами его возникновения, за счет частичного преобразования первичного пластинчатого минерала (лизардита). Наиболее однородные серпентины из прожилков, в связи с весьма низким содержанием железа, кристаллизовались, вероятно, непосредственно в виде волокнистой разности. Таким образом, комплексное структурно-морфологическое исследование серпентинов из кимберлитов и ассоциирующих с ними пород Якутии позволило выявить закономерности их образования как за счет замещения кимберлитового материала и некоторых ксенолитов иного состава, так и кристаллизации минерала из растворов в пустотах и трещинах первичных пород.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Бобревич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
2. Бобревич А.П., Илутин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Недра, 1964.
3. Милашев В.А., Крутойярский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1963.
4. Лебедев А.А. К востоку о серпентинизации кимберлитов. — Записки Вост.-Сиб. отделения ВМО. Иркутск, 1960, вып. 2.
5. Лебедев А.А. О гидротермальной стадии серпентинизации кимберлитов в связи с находкой в них брусита. — Тр. ЯФ СО АН СССР, М.: Изд-во АН СССР, 1962, № 8.
6. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965.
7. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966.
8. Лашнев И.М. Электронографическое и электронно-микроскопическое изучение серпентинов Кюембайского массива. — Рентгенография минерального сырья, 1970, № 8.
9. Rimsaite I. Genesis of chlorite, vermiculite, serpentine, talk and secondary oxides in ultrabasis rocks. — In: International clay confer. Madrid, 1972, vol. 1.
10. Горшков А.И., Токмаков П.П., Сивцов А.В. О прямом переходе пластинчатого серпентина политипной модификации IT в трубчатый хризотил. — В кн.: Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси. М.: Наука, 1977.

УДК 549+553.277

В.В. МОРОШКИН

### О МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ КЕРЧЕНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО БАСЕЙНА

При изучении осадочных месторождений эпигенетическому минералообразованию уделяется, к сожалению, недостаточное внимание по сравнению с процессами седиментации и диагенеза. Главное внимание исследователей направляется на геологию месторождения, либо на его геохимические особенности и минерально-вещественный состав руд. Однако было бы интересно подробнее остановиться на собственно минеральных образованиях, входящих в состав рудных тел, и на формах выделения минералов, на том, как они рассказывают о постседиментационном развитии осадочных толщ.

Керченский железорудный бассейн отличается особым богатством минеральных новообразований, которые встречаются в различных породах и зонах месторождений. Перед тем как перейти к рассмотрению минералогии бассейна, необходимо дать краткий очерк его геологических и геохимических особенностей.

Бассейн представлен рядом пологих синклиналией (мульд) на территории Керченского и Таманского полуостровов, заложенных на известняках мезотического и понтийского возраста (неоген) и содержащих пласты железных руд среднекиммерийского возраста мощностью в десятки метров. Этот комплекс перекрыт песчано-глинистой толщей верхнего киммерия (мощность 4–5 м), также содержащей линзы и пропластки руд, кузьяльницкими глинами и четвертичными суглинками. Пласты пород приподняты и выклиниваются к краям мульд. Последние разной величины и содержат разные по качеству руды [1]. Различна и интенсивность минерализации в их породах. Наиболее богатой минералогией обладает Эльтиген-Ортельская мульда, расположенная к югу от города Керчи и вскрываемая Черноморским карьером. На примере этой мульды и будут рассмотрены особенности минерализации керченских месторождений.

Железные руды бассейна образовались в прибрежно-морских условиях на глубинах 1–10 м, в жарком и влажном климате. Вследствие локальных трансгрессий и регрессий рудные пласты обладают сложной фациальной изменчивостью. Выделяются следующие главные типы руд:

1) табачные — первично-осадочные, составляющие нижнюю часть рудных пластов.