

ГЕОЛОГИЯ

И РАЗВЕДКА НЕДР КАЗАХСТАНА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1994 ГОДУ



4 • 1998

с высоковязкими нефтями, а молекулярная масса колеблется в пределах 290-344 а. е. м. Температура застывания сланцевой смолы не ниже минус 2-3° С. Элементный анализ показал, что содержание углерода составляет 83,0 - 85,3 %, водорода - 12,2 - 13,7 %, а сумма азота и кислорода - 1,19 - 2,90 %. Также проводилось изучение химического группового состава выделенной смолы, полученные данные свидетельствуют, что выход изооктановой фракции колеблется в пределах 48,1 - 46,37 %, ароматической 12,29 - 18,40 %, ацетоновой - 26,11 - 30,14 %, а остаток составляет 4,50 - 12,62 %. Кроме этого, установлено, что смола Кендерлыкского месторождения отличается незначительным содержанием серы - 10,5 - 0,8 %, а в нефтях полуострова Бузачи содержание серы составляет 1,5-3,0 %, таким образом, из-за большого содержания серы они не могут подвергаться транспортировке и переработке.

Сланцевая смола была подвергнута атмосферной разгонке на аппарате АРН-2. Было показано, что выход фракции (70°-200°С) составляет 25,10 %, фракции, выкипающей до 300°С, - 56,25 %, фракции с температурой кипения до 350°С - 82,55 % и около 17,4 % - остаток выше 350°С. Суммарный выход легких фракций составляет 82,55 %.

Таким образом, из данных табл. 1 и 2 видно, что образцы сланцев значительно отличаются как по химическому составу, так и по выходу летучих продуктов. Самый высокий выход смолы (см. табл. 1) у образцов 2 и 3 (30,12 %; 41,02 %) и образец 1 нижний горизонт (51,43 %). Это объясняется тем, что разложение образцов горючих сланцев с диаметром до 5-10 мм внутри зерна происходит в течение 5-7 сек. при температуре 500°С и приводит

к разложению смолы и одновременно к увеличению выхода легких фракций, т. е. оптимальное значение температуры для получения сланцевой смолы в таких случаях достигается при температуре 480-500° С. Кроме того, из табл. 2 следует, что по содержанию изооктановой, ароматической и ацетоновой фракции не отличаются друг от друга по всем исследованным образцам, но с увеличением температуры их содержание возрастает, а выход остается почти одинаковым. При этом содержание углерода и водорода также меняется.

Это дает основание утверждать, что реакция дегидрирования не играет существенной роли при образовании низших (газообразных) углеводородов в данном процессе (см. табл. 1). Следует отметить, что это, очевидно, связано с активной частью минеральной составляющей горючих сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефимов В.М., Иванс Р.Э., Нурре М.А. Термическая и термохимическая деструкция горючих сланцев // Химия твердого топлива. № 3. С. 82-87.
2. Зеленин Н.И., Озеров И.М. Справочник по горючим сланцам. М., 1983. 248 с.
3. Месторождения горючих сланцев мира. М., 1988. 263 с.
4. Мусаев Г.А. Перспективы освоения горючих сланцев Казахстана // Комплексное использование минерального сырья. 1993. № 5. С. 79-83.
5. Файнберг В.С. Проблемы и перспективы сланцевой технологии за рубежом. М., 1981. 53 с.
6. Фомина А.С., Вески Р.Э., Мянник А.О. Химическая переработка керогена-кукерсита на диметилвые эфиры дикарбоновых кислот. Таллин, 1984. 231 с.
7. Химия и технология горючих сланцев и продуктов их переработки. Л., 1968. 348 с.

УДК 553.676.2(574.1)

Н.Н. ДЖАФАРОВ¹

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ДЕТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ДЖЕТЫГАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На примере детального исследования Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста показано, что гранитоидный интрузив, секущий ультрамафиты, не является асбестообразующим, как это считали ранее. Асбестовые руды формируются в тектонизированных ультрамафитах океанской плиты, сначала в областях срединно-океанических хребтов, затем при транспортировке океанической коры, в зону субдукции. Доказывается тезис о том, что асбестообразование происходит без привноса извне в ультрамафиты кремнезема и магния.

Джетыгаринское месторождение хризотил-асбеста, являющееся крупнейшим в Казахстане [10], располагается на севере Кустанайской области. Асбестоносность Джетыгаринского массива

ультрамафитов была установлена в 1915 году В. А. Вознесенским [7]. Асбестопроявление стало месторождением в результате исследований А.Н. Гейслера [8], Н.Д. Меркурьева, К.Е. Тарасова, П. М. Татарина [16], проведенных в 1927 - 1942 гг. С 1951 г. оно подвергается детальному изучению. В настоящее время месторождение разрабатывается, ведется его эксплуатационная разведка. Около 20 лет автор занимался разведкой месторождения, им собран большой фактический материал, позволяющий по-новому всесторонне осмыслить и обсудить генезис хризотил-асбестовых месторождений.

Большинство исследователей, рассматривая генезис месторождений хризотил-асбеста, сходятся в мнении о механизме образования асбестовых жил [2,5].

Процессы серпентинизации альпинотипных ультрамафитов, в том числе генезис серпентинитов,

¹Казахстан, 476114, Кустанайская обл, г. Жетикара, мкр. 4, д. 5, ТОО "Асбестовое геологоразведочное предприятие".

содержащих хризотил-асбестовую минерализацию, рассмотрен в многочисленных исследованиях. Наиболее полная систематика этих процессов приведена в работе А.С. Варлакова [3], который выделяет серпентинизацию фреатическую, аллометаморфическую и аутометаморфическую. К фреатическому типу относится ранняя серпентинизация, которая, по мнению одних исследователей, связана с ювенильными мантийными флюидами, по мнению других - в этом процессе участвуют океанские и даже метеорные воды. Фреатические серпентиниты подразделяются на три типа: α -лизардитовый, β -лизардитовый и тальк-антигоритовый. Среди аллометаморфических серпентинитов выделяются средне- и высокотемпературные, аутометаморфические разности возникают в любых температурных режимах. По нашему мнению, фреатическая серпентинизация является частным случаем аллометаморфической*.

Наиболее распространенной концепцией формирования хризотил-асбестовых месторождений является предложенная П.М. Татариновым [14, 16], которая заключается в том, что хризотил-асбестовые месторождения представляют среднетемпературные гидротермальные месторождения умеренных глубин. К.К. Золосев [11, 12] уточнил их позицию, утверждая, что крупные промышленные месторождения хризотил-асбеста размещаются в благоприятных породах на контакте и вблизи гранитоидов на уровне апикальных и средних частей, вскрытых эрозией интрузий [11]. По мнению сторонника этой точки зрения В.Р. Артемова [1], дайки, распространенные на месторождениях асбеста, доказывают их происхождение за счет гранитоидных гидротерм. В большинстве своем эти исследователи связывают асбестообразование либо с доинверсионным (собственно геосинклинальным) этапом развития геосинклинали и соответствующими гранитоидами, либо с орогенным - при воздействии салических гранитоидов на доинверсионные ультрамафиты.

Не отрицая гидротермального генезиса хризотил-асбестовых месторождений, Н.Н. Ведерников [5] считает, что они, вероятнее всего, связаны с воздействием растворов "габброидной" магмы, ибо далеко не все месторождения обнаруживают пространственную связь с гранитоидами.

Джетыгаринское месторождение хризотил-асбеста приурочено к одноименному массиву силурийско-девонских ультрамафитов притобольско-аккаргинского комплекса, расположенному в пределах Зауральского поднятия, вблизи его сочленения с Тургайским прогибом. Массив (протрузия) ультрамафитов залегает среди метаморфических и метаморфизованных пород позднепротерозойского возраста (рис. 1). Протрузия вытянута в близмеридиональном направлении на 18 км и разделяется на три части апофизами гранитоидов Милютинско-Джетыгаринского массива ранне-, среднекаменноугольного милютинского

* В качестве аллометаморфизма рассматривается любой метаморфизм в результате воздействия внешних геологических факторов.

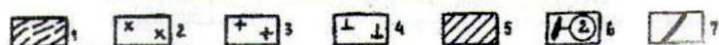
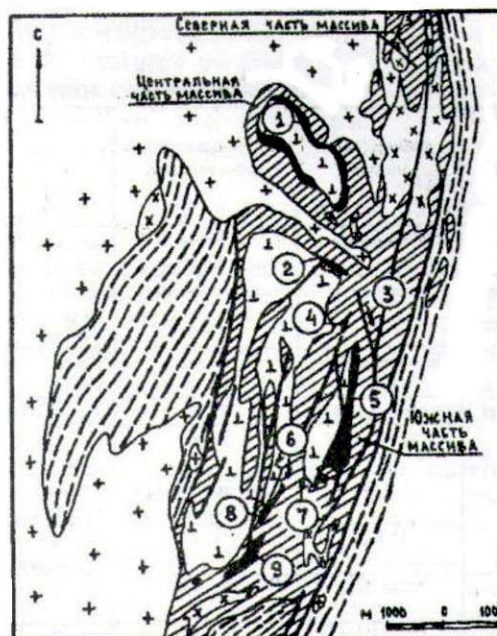


Рис. 1. Схема геологического строения Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста (по материалам В. Р. Артемова): 1 - верхний протерозой: кремнисто-графитистые и серицито-графитистые сланцы, кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы, амфиболиты и кварциты; 2-3 - ранне-, среднекаменноугольный милютинский интрузивный комплекс гранитоидов: 2 - плагиогранит-порфиры, 3 - плагиограниты; 4-5 - позднесилурийский-раннедевонский протрузивный комплекс ультрамафитов: 4 - слабосерпентинизированные дуниты и перидотиты, 5 - апоультрамафитовые серпентиниты; 6 - асбестовые залежи (1 - Гейслеровская, 2 - Лидинская, 3 - Восточная, 4 - Промежуточная, 5 - Основная, 6 - Отдельная, 7 - Западная, 8 - Малая, 9 - Новая); 7 - важнейшие разрывные нарушения

комплекса. Распространенные среди ультрамафитов дайки плагиогранит-порфиров также относят к милютинскому комплексу. В разрезе протрузия имеет форму расширяющейся на глубину линзы, падающей на восток. Северная часть не несет асбестовой минерализации.

Центральная часть массива представляет вытянутую в северо-западном направлении линзу (1,2 х 3,3 км). В центре ее располагается ядро слабо серпентинизированных (α -лизардит) перидотитов. Вокруг ядра находится серпентиновая кайма шириной от 50 до 400 м.

Южная часть протрузии протягивается в близмеридиональном направлении на 8 км, при максимальной ширине до 3 км. В ее пределах выделяется два слабо серпентинизированных перидотитовых ядра (большое и малое) (см. рис. 1). Ядра сложены перидотитами с обособлениями дунитов и подвержены α -лизардитизации с петельчатыми текстурами породы. Изменениями обычно охвачено 30-50 % породы. Ядра залегают среди апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов, сложенных лизардитом и хризотилом.

Характеристика асбестовых залежей Джетыгаринского месторождения

Асбестоносные поля	Асбестовые залежи	Морфологические типы залежей	Размеры залежей	Характер асбестоносности	Содержание асбеста класса крупности +0,5 мм, %
Северное	Гейслеровская	Пластообразный (линзообразный)	Длина – более 3000 м, мощность – от нескольких метров до 160 м	Зональность отсутствует, преобладает мелкосетчатый тип	2,94
Западное	Лидинская	Линзообразный	Длина – более 800 м, мощность – 14 - 75 м	Зональность отсутствует. Мелкосетчатый и мелкопрожилковый типы с преобладанием мелкой сетки	2,03
	Промежуточная	То же	Длина – более 800 м, мощность – 60 - 100 м	Исключительно мелкосетчатый тип	1,77
	Отдельная	То же	Длина – 160 м, мощность – 80 - 90 м	То же	2,4
	Западная	То же	Длина – около 250 м, мощность – от 3 до 90 м	Зональность отсутствует, преобладает мелкосетчатый тип	3,54
	Малая	Пластообразный (линзообразный)	Длина – около 400 м, мощность – от 15 до 90 м	То же	2,27
	Новая	То же	Длина – 1600 м, мощность – от нескольких метров до 160 м	То же	1,83
Главное	Восточная	То же	Длина – 700 м, мощность – 40 - 70 м	Зональное строение с преобладанием сетчатого типа	1,80
	Основная	То же	Длина – около 3500 км, мощность – 30 - 400 м	Зональное строение с развитием всех типов асбестоносности	4,25

В пределах месторождения разведано 9 асбестовых залежей (см. рис. 1) (с севера на юг): Гейслеровская, Лидинская, Промежуточная, Восточная, Основная, Отдельная, Западная, Малая, Новая. Они группируются в три асбестоносных поля Северное, Западное и Главное [10] (см. таблицу).

Северное асбестоносное поле расположено в центральной части протрузии. Оно включает единственную, вторую по величине на месторождении, залежь – Гейслеровскую (см. рис. 1), которая имеет мульдообразную форму и окаймляет перидотитовое ядро центральной части. Залежь погружается на северо-запад, имеет асимметричную форму: юго-западное крыло падает под углом 20-30°, а северо-восточное – 40-50°. В рудовмещающих серпентинизированных перидотитах рассеяны мелкие ядра серпентинизированных перидотитов (рис. 2). С внешней стороны залежи располагаются полностью серпентинизированные ультрамафиты.

Западное асбестоносное поле включает те асбестовые залежи южной части протрузии, которые окаймляют западное (большое) перидотитовое ядро: Лидинскую, Промежуточную, Отдельную, Западную, Малую, Новую (см. рис. 1, таблицу). Оно имеет дугообразную форму и охватывает ядро с севера, востока и юга. Все залежи почти согласно опоясывают ядро и имеют форму линз, пластов и лент. Они локализованы в апеперидотитовых lizardit-хризотилитовых серпентинитах, залегающих между серпентинизированными перидотитами ядра и нацело серпентинизированными ультрамафитами. В залежах Промежуточной, Западной, Отдельной и Малой, расположенных в зоне интенсивной пострудной тектоники (см. рис. 1), где наблюдаются расланцованные серпентиниты, отмечены примазки продольно-волокнистого асбеста. В залежах Западного поля встречаются небольшие ядра слабо серпентинизированных перидотитов, которые повторяют строение поля в более крупном масштабе.

Главное асбестоносное поле охватывает

залежи, расположенные вокруг малого перидотитового ядра южной части протрузии: Восточную и Основную. Оно сложено в разной степени серпентинизированными перидотитами, гардбургитами, лерцоллитами, дунитами, пироксеновыми дунитами. Интенсивность серпентинизации возрастает от перидотитового ядра через зону мелких перидотитовых ядер к нацело серпентинизированным породам.

Большая часть запасов месторождения (80 %) сосредоточена в **Основной асбестовой залежи**. Она приурочена к восточному контакту малого перидотитового ядра и протягивается в виде широкой (300 – 400 м) полосы на севере в меридиональном, а на юге в юго-западном направлении на 3900 м. Залежь имеет пластообразную форму и падает согласно с контактом перидотитового ядра на восток, располагаясь в эндо- и экзоконтакте его. С глубиной

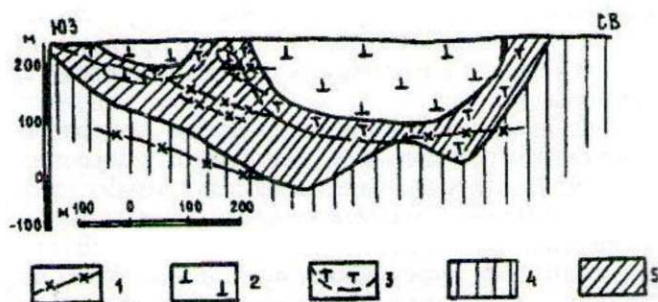


Рис. 2. Схематический геологический разрез Гейслеровской залежи: 1 – ранне-, среднекаменноугольный милотинский интрузивный комплекс гранитоидов дайки; 2-4 – позднесилурийский-раннедевонский протрузивный комплекс ультрамафитов: 2 – слабо серпентинизированные перидотиты, 3 – серпентиниты с небольшими ядрами слабо серпентинизированных перидотитов, 4 – серпентиниты, 5 – асбестовая залежь

мощность залежи уменьшается: ее висячий бок падает положе лежачего. С востока Основная залежь ограничивается близмеридиональной зоной разрывных нарушений, которая фиксируется дайками плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиров. В северном и южном направлениях залежь выклинивается. Северное выклинивание залежи постепенное, южное – резкое. В залежи отмечается несколько локальных пережимов. Эти пережимы, а также резкое выклинивание залежи в южном направлении обусловлены дайками и штоками диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров [9]. Возможно, дайки и штоки вызвали перекристаллизацию и даже уничтожение асбестоносных серпентинитов.

В Основной залежи отмечается обычная для месторождений хризотил-асбеста зональность рудоносных пород – степень серпентинизации увеличивается в направлении от перидотитового ядра к периферии массива. В пределах залежи от лежачего бока к висячему выделяются: серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; серпентиниты с составляющими от 5 до 50 % породы ядрами гарцбургитов или дунитов; серпентиниты. Наиболее богатая асбестовая минерализация, включающая сложные и крупносетчатые жилы, приурочена к средней зоне. В серпентинизированных ультрамафитах отмечаются одиночные жилы и просечки, а во внешних серпентинитах – мелкая

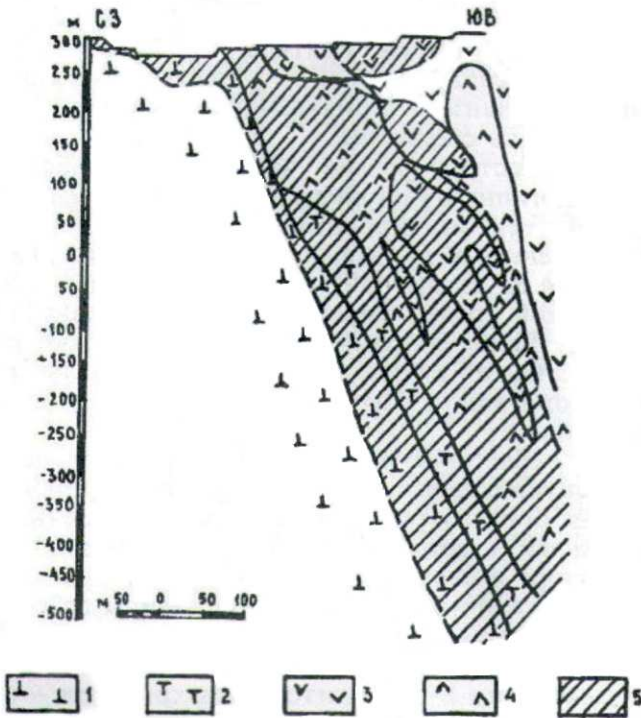


Рис. 3. Схематический разрез южного окончания Основной залежи: 1-4 – позднесилурийский-раннедевонский протрузивный комплекс ультрамафитов: 1 – серпентинизированные перидотиты, 2 – хризотил-лизардитовые серпентиниты с ядрами серпентинизированных перидотитов, 3 – лизардитовые серпентиниты (апоперидотитовые), 4 – хризотил-лизардитовые серпентиниты (аподунитовые и аподунит-перидотитовые); 5 – асбестовая минерализация

сетка, мелкие прожилки и просечки. Оруденелые серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, которые слагают не более 5 % объема залежи, протягиваются вдоль ее лежачего бока полосой мощностью от 5 до 90 м (рис. 3). Установлен аксессуарный хромшпинелид. Серпентин здесь в основном представлен β - лизардитом, при образовании которого выделяется магнетит либо в жилах и прожилках, либо в виде кайм вокруг хромшпинелида. Исходными породами для них являются α - лизардитизированные гарцбургиты и дуниты, которые слагают малое перидотитовое ядро. Серпентинизированные дуниты, в отличие от гарцбургитов, слабо асбестоносны, развиты в южной части залежи, в них отмечены лишь просечки асбеста.

Серпентиниты с ядрами гарцбургитов, реже дунитов, составляют значительную часть залежи (25 %) и располагаются к востоку от полосы серпентинизированных ультрамафитов. Размеры ядер гарцбургитов колеблются от 1 до 200 см, обычно – 10-50 см. Форма ядер шарообразная, бочкообразная, яйцевидная, реже – угловатая. Расстояния между ядрами сопоставимы с их параметрами. Границы ядер с вмещающими серпентинитами резкие, ширина зоны перехода не превышает нескольких миллиметров. Следует отметить, что жилы хризотил-асбеста независимо от размера ядер отделены от последних серпентинитовой оторочкой мощностью от 1 до 15 см.

По данным А.С. Варлакова [4], петрографически гарцбургитовые ядра сходны с гарцбургитами, находящимися вне рудной зоны (малое перидотитовое ядро). Главное их отличие заключается в образовании поздних шнуровидных и ленточных выделений β -лизардита. Последний всегда сопровождается кристаллизацией магнетита в прожилках и в виде скоплений в зоне серпентинизации.



Рис. 4. Последовательность слоев магматических пород типичных офиолитов океанской плиты, степень метаморфического преобразования пород не отражена (по Клагью и Стрейли [17])

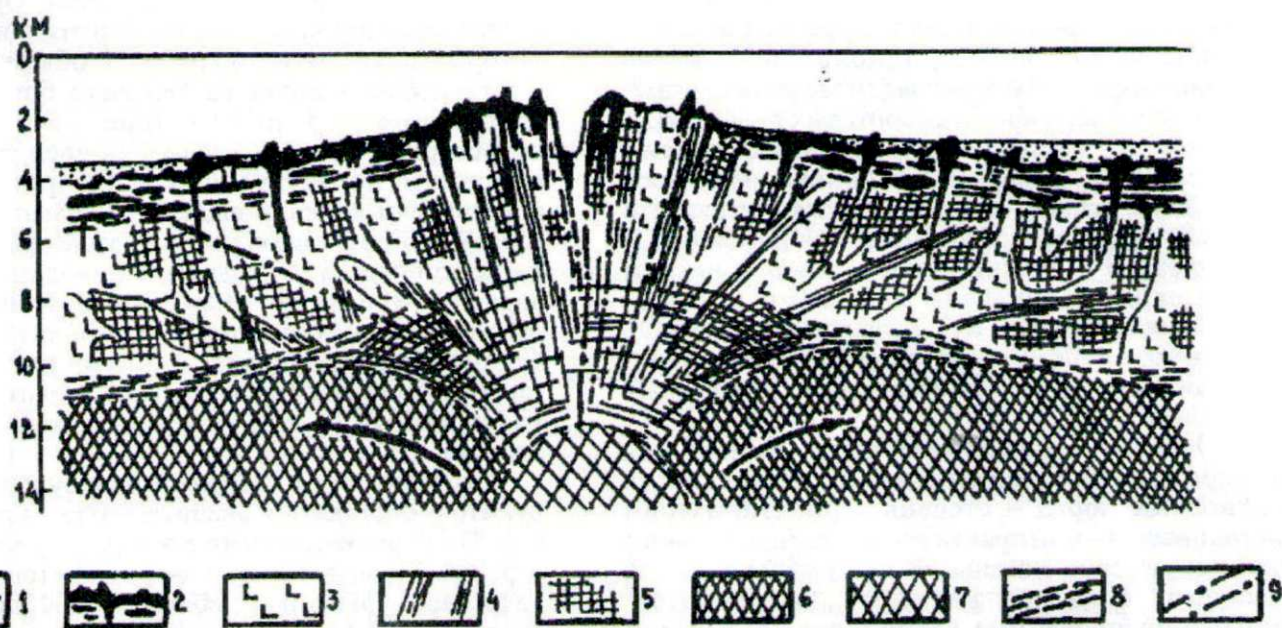


Рис. 5. Идеализированное геологическое строение коры и верхней мантии в центральной части срединноокеанских хребтов (по Л. В. Дмитриеву, 1972 г.). 1 – осадочные породы; 2 – базальты, туфы, широкласты, переслаивающиеся с осадочными породами; 3 – габбро, долериты, диабазы; 4 – зеленокаменные породы (с подчиненными амфиболитами); 5 – сильно серпентинизированные и катаклазированные шпинелевые перидотиты; 6 – слабо серпентинизированные шпинелевые перидотиты; 7 – сильно уплотненные породы мантии, возможно, гранатовые перидотиты; 8 – метаморфические породы; 9 – линии тектонических нарушений. Стрелками показано направление движения вещества мантии

По минеральному составу серпентиниты полосы серпентинитов с ядрами гарцбургитов на севере и в центре залежи преимущественно лизардитовые β -лизардиты, реже γ , δ , а от центра на юг – смешанные хризотил-лизардитовые. С этой полосой связаны богатые асбестовые руды: крупносетчатые и сложные жилы.

Зона полной серпентинизации является самой мощной и занимает до 70 % объема залежи. Она слагает восточную и почти всю осевую части. В зависимости от состава исходных пород серпентиниты делятся на апоперидотитовые, аподунитовые и развитые по полосчатому дунит-перидотитовому комплексу, а по минеральному составу – на существенно лизардитовые (β , γ , реже – δ), хризотил-лизардитовые и существенно хризотидовые. Серпентиниты с антигоритом развиваются в приконтактных частях даек гранитоидов и самостоятельного значения не имеют. С серпентинитами этой зоны связана асбестоносность типа мелкой сетки и просечек.

В пределах залежи наблюдается рудная зональность, обусловленная составом и структурой вмещающих пород. Вдоль лежачего бока – просечки и одиночные жилы асбеста в серпентинизированных гарцбургитах и дунитах; сложные и крупносетчатые жилы в серпентинитах с ядрами гарцбургитов и дунитов в осевой части; мелкосетчатые жилы, мелкие прожилки (мелкопрожил.) и просечки – в серпентинитах (вдоль висячего бока).

На основании петрографических исследований серпентинитов устанавливается следующая последовательность процессов фреатической и (или) аллометаморфической серпентинизации: α -лизардитизация \rightarrow β , γ , реже – δ \rightarrow лизардитизация хризотилизация \rightarrow антигоризация. Последняя, как

упоминалось, скорее, является следствием контактового воздействия гранитоидных интрузий.

Подводя итоги краткому рассмотрению геологического строения Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста, следует подчеркнуть следующее:

1. Месторождение залегает в массиве альпидных ультрамафитов, представляющих собой тектонизированные гарцбургиты с подчиненными дунитами, что, по данным D.A. Clague и P.F. Straley [17], соответствует основанию океанской плиты, формирующейся в океанском хребте. Такие ультрамафиты обычно залегают на глубине более 5 км (рис. 4). В коре континентального типа они могут быть встречены лишь в виде аллохтона;

2. Асбестовая минерализация приурочена к серпентинизированным ультрамафитам, причем самая богатая руда, самые мощные жилы и прожилки содержатся в наиболее неоднородных по структуре и составу породах – серпентинитах с ядрами гарцбургитов и дунитов. Жилы асбеста располагаются в междерном пространстве;

3. Основная масса асбестовых жил залегает в существенно β -лизардитовых и хризотил – β -лизардитовых серпентинитах;

4. Химический состав хризотил-асбеста близок к составу вмещающих пород и для его образования нет необходимости в привносе дополнительных компонентов;

5. Воздействие более поздних гранитоидных интрузий выражается в антигоризации вмещающих пород и асбестовых жил. Дайки и штоки прерывают асбестовые залежи;

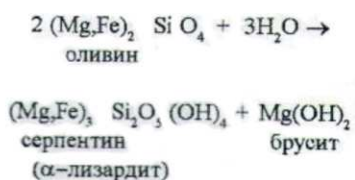
6. На участках развития пострудной тектоники отмечены жилы и прожилки продольно-волокнистого

асбеста, сопровождающегося шестоватыми агрегатами немалита.

В связи с изложенным для рассмотрения генезиса хризотил-асбестовых месторождений нет необходимости привлекать гидротермальное воздействие на серпентиниты более поздних гранитоидных интрузий, как это делает большинство исследователей [5, 11, 12, 14, 16]. Асбестовые месторождения формировались в условиях, когда происходила серпентинизация вмещающих ультрамафитов без привноса каких-либо компонентов при участии серпентинизирующих вод. Это подтверждается низкотемпературной природой процесса, возможной лишь при быстром оттоке тепла, благодаря высокой теплопроводности воды [3].

В настоящее время большинство исследователей, рассматривающих историю геологического развития Земли с позиции мобилизма, полагают, что альпинотипные ультрамафиты представляют верхнюю мантию, залегающую в основании коры океанского типа [14]. Последняя возникает в условиях океанского рифтогенеза при спрединге в пределах хребтов океанских, глубоководных, междуговых и краевых бассейнов. Асбестоносные тектонизированные гарцбургиты с подчиненными дунитами [17] залегают в самом основании колонны офиолитов, слагающих океанскую плиту (см. рис. 4). Асбестопроявления были обнаружены при драгировании дна океанов в области хребтов [15].

Фреатическая (аллометаморфическая) серпентинизация тектонизированных ультрамафитов и сопровождающий ее процесс асбестообразования происходит, по-видимому, в два этапа. На первом этапе поступающие из верхней мантии тектонизированные гарцбургиты и сопровождающие их дуниты (рис. 4, 5) испытывают процесс серпентинизации в зависимости от степени тектонизации. Более раздробленные и меланжированные породы серпентинизируются почти нацело, менее раздробленные — замещаются серпентинитами частично и сохраняют слабо серпентинизированные ядра (будины) гарцбургитов и дунитов. Крупные ядра (будины) дунитов и гарцбургитов почти не серпентинизируются. В результате этого этапа серпентинизации по оливину образуются петельчатые α-лизардит и серпофит. В упрощенном виде формула этой реакции:

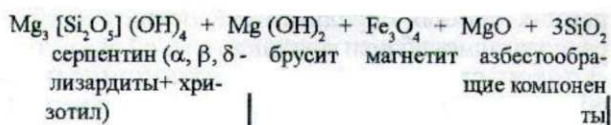
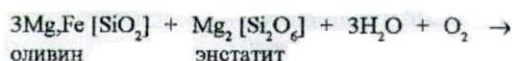


В связи с тем, что α-лизардит содержит в своем составе железо, при этом процессе выделение магнетита происходит в исключительных случаях. В случае повышения температуры при реакции или в процессе ее вместо α-лизардита может возникнуть β-лизардит, модификация менее богатая железом. Излишки железа выделяются в виде нодулей или жил магнетита. Одновременно с процессом

серпентинизации формируются асбестовые жилы. Пространство для них, с одной стороны, возникает в полостях разрывных нарушений, а с другой стороны, в результате выщелачивания вмещающих пород. Объемный вес серпентинитов на 0,15-0,20 ниже объемного веса слабо серпентинизированных ультрамафитов. Как уже указывалось, асбестовые жилы возникают одноактно при дегидратации геля в полостях закрытого типа (разрывные нарушения, зоны расланцевания, пустоты выщелачивания). В закрытых полостях поддерживается внутреннее давление, в результате резкого падения которого возникает поперечно-волоконистая структура асбестовых агрегатов, состоящих из хризотила.

Второй этап асбестообразования происходил, по-видимому, в процессе транспортировки океанской плиты в зоны субдукции, обдукции и при последующем столкновении океанской и континентальной плит. В этот этап при незначительном разогреве асбестоносных пород происходила дополнительная β-лизардитизация ультрамафитов и α-лизардитовых серпентинитов, а также новообразование хризотила в них.

Процесс асбестообразования с участием воды и кислорода сводится к выносу из серпентинизированных ультрамафитов избытка железа, магния и кремнезема, которые переотлагаются в виде асбеста, брусита, магнетита. Принципиально его можно выразить следующей реакцией:



Выносятся раствором из зон серпентинизации и отлагаются в трещинах и полостях.

Привнос извне гидротермальными растворами гранитных магм асбестообразующего материала (в первую очередь кремнезема) в ультрамафиты маловероятен. При разведке Джетыгаринского месторождения была установлена четкая связь химического состава пород с их асбестоносностью. Промышленная асбестоносность тяготеет, главным образом, к гарцбургитам с содержанием энстатита (бастита) 10 - 20 %. В одинаковых структурных условиях уменьшение содержания энстатита (бастита) приводит к снижению интенсивности оруденения. Дуниты также имеют незначительное содержание асбеста низкого качества. Следовательно, соотношение компонентов в растворах, выносимых при серпентинизации гарцбургитов, максимально приближено к соотношению таковых в хризотил-асбесте.

Таким образом, серпентинизация и образование хризотил-асбеста являются следствием воздействия на тектонизированные ультрамафиты (гарцбургиты) в условиях океанской плиты одних и тех же растворов, называемых рядом исследователей фреатическими [3, 15]. Генезис этих растворов остается не совсем ясным. С одной стороны, они,

вероятно, являются продуктом флюидов, возникающих при дегазации верхней мантии и поступающих через океанский хребет в тектонизированные ультрамафиты, подымавшиеся из мантии тем же путем. В таком случае процесс серпентинизации и асбестообразования можно рассматривать, как процесс, сходный с авто-метаморфизмом.

Существуют данные, позволяющие предполагать, что в процессе серпентинизации принимали участие воды океана. При исследовании изотопного состава серпентинитов срединного хребта Атлантического океана в них были обнаружены комбинации "тяжелого" водорода и "легкого" кислорода, характерные для океанских вод [15]. По мнению тех же исследователей, при серпентинизации перидотитов происходит привнос бора – типичного химического элемента морской воды. Имеются основания полагать, что в процессе серпентинизации и асбестообразования на втором этапе могут участвовать метеорные воды [3, 15]. Надо полагать, что все перечисленные типы вод принимают участие в процессе, что и позволило А. С. Варлакову [3] и А. К. Сибилеву [15] использовать не очень удачные, на наш взгляд, термы фреатические воды и фреатическая серпентинизация.

В связи с тем, что асбестоносная океанская кора формируется и существует субаквально и в большинстве случаев исчезает в процессе субдукции, важным является определение условий сохранения ее на континенте. Обычно сохраняются участки океанской литосферы, которые возникли на ранних стадиях спрединга океанских бассейнов и располагались вблизи континентальной окраины [13]. В таком случае они могут быть приподняты и обнажены в пределах внешних дуг при перемещении зоны субдукции от границы раздела океанской и континентальной коры в сторону бассейна. Наиболее крупные пластины асбестоносных офиолитов, вероятно, могут быть перемещены в субаэральные условия только, если океанский хребет или трансформная система достигают зоны субдукции незадолго до столкновения континентов. Последнее приводит к наведению (обдукции) пластин океанской литосферы на континентальную окраину. При этом меланж с офиолитами располагается либо на хинтерланде или на склоне горного хребта в перекрывающей плите, либо в надвиговом поясе форланда плиты подстилающей, а также в сутурных зонах, возникающих на их месте.

Структурно-тектоническая позиция Джетыгаринского месторождения не может на сегодняшний день получить достаточно конкретную оценку. Имеются лишь основания полагать, что оно приурочено к одной из сутурных линий Уральской горной цепи.

В заключение необходимо отметить, что далеко не все исследователи согласятся с предложенной концепцией формирования и сохранения месторождений хризотил-асбеста. Многие продолжают рассматривать их образование с позиций геосинклинальной теории. Определенные шаги в сторону мобилистической концепции сделал Н. Н. Ведерников [6], но генезис асбестовых

месторождений он все равно связал с эвгеосинклиналями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемов В. Р.* Особенности структуры основной залежи Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста // *Инфор. сб. ВСЕГЕИ.* 1959. № 9. С. 85-96.
2. *Бейсеев О. Б.* Амфиболовые и продольно-волоконистый хризотил-асбесты: условия формирования, пути комплексного использования руд и перспективы промышленного освоения месторождений (на примере Казахстана). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г.-м. наук. Алма-Ата, 1990. 68 с.
3. *Варлаков А. С.* Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.
4. *Варлаков А. С.* Петрография Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста (Южный Урал) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1990. С. 58-69.
5. *Ведерников Н. Н.* Геолого-тектонические критерии и перспективы асбестоносности Казахстана. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г.-м. наук. М., 1976. 60 с.
6. *Ведерников Н. Н.* Связь альпидотипных ультрабазитов со структурной эволюцией складчатых систем и некоторые вопросы их минерации // *Проблемы металлогении Казахстана (сб. научных трудов).* 1983. С. 17-28.
7. *Вознесенский В. А.* Годовой отчет о деятельности Геологического комитета за 1915 г. // *Изв. Геологического комитета.* СПб, 1916. Т. 35. Вып. 1.
8. *Гейслер А. Н.* Джетыгаринской золотоносный район. Предварительный отчет // *Изв. Геологического комитета.* М., 1929. Т. 48. № 6.
9. *Глухов Р. Г., Джафаров Н. Н.* Новые данные о структуре и перспективах асбестоносности Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста // *Геология, методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых.* М., 1983. Вып. 3. С. 1-6.
10. *Джафаров Н. Н., Кульнязов М. К.* Сырьевая база комбината // *Горный журнал.* 1990. № 10. С. 24-26.
11. *Золов К. К.* Месторождения хризотил-асбеста в альпидотипных гипербазитах и закономерности размещения их в складчатых областях // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г. м. наук. Москва – Свердловск, 1972. С. 32.
12. *Золов К. К.* Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., 1975. С. 192.
13. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., 1984. С. 495.
14. *Месторождения хризотил-асбеста СССР* // Под ред. П. М. Татарина. М., 1967.
15. *Сибилев А. К.* Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне) // *Тр. Ин - та геологии и геофизики СО АН СССР.* Новосибирск, 1980. 213 с.
16. *Татарин П. М.* Типы месторождений хризотил-асбеста и их генезис. // *Неметаллические ископаемые СССР.* М. – Л., 1936. Т. 1. С. 395-406.
17. *Clageu D. A., Streley P. F.* Petrologic nature of the oceanic Moho. *Geology* 5, 1977. С. 133-136.