

И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматриваются генетические типы наиболее распространенных глинистых минералов в палеозойских и мезо-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР. Впервые детально характеризуются особенности их состава, строения и распространения.

Породообразующие глинистые минералы в палеозойских и мезо-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формациях на территории Армянской ССР представлены всеми генетическими типами: гипергенным, аллотигенным, седиментационно-диагенетическим, катагенетическим, метагенетическим, гидротермальным. Ниже они рассматриваются по основным группам глинистых минералов.

Группа каолинита. Каолиниты представлены гипергенным, аллотигенным, аутигенным и гидротермальным генетическими типами. Гипергенный каолинит встречается только в глинистых породах средне-позднекарбоновой латеритовой формации древней коры выветривания. Аллотигенный каолинит является породообразующим минералом в глинах палеозойских и триасовых параплатформенных формаций; меньше распространен в глинах раннегеосинклинальных нижне-среднеюрских формаций; в глинах позднегеосинклинальных и орогенных формаций практически не встречается.

Структуры* гипергенных и аллотигенных каолинитов несовершенные, период c не проявляется, относятся к псевдомоклининому типу; параметры: $a=5,13\text{ \AA}$; $b=8,92\text{ \AA}$ [2]. На рентгенограммах фиксируется серия рефлексов (001) и (hkl) с $d=7\text{ \AA}$, $3,5\text{ \AA}$ и другие. После прокаливании при 600°C некоторые (базальные) отражения исчезают. Термограммы глин с породообразующим каолинитом рассматриваемых генетических типов характеризуются наличием одного эндотермического и одного экзотермического пиков с максимумами соответственно при $600\text{--}660^\circ\text{C}$ и $970\text{--}1000^\circ\text{C}$. На электронномикроскопических снимках частицы имеют детритовый облик. Для химического состава характерно повышенное содержание кремнезема и глинозема.

Аутигенный каолинит встречается в глинах триасовых, юрских и олигоцен-миоценовых угленосных формаций. Он заполняет поры и трещины, непосредственно примыкающие к участкам концентрации растительного детрита и углистого вещества. Представлен чешуйчатыми или розетковидными образованиями размером $0,03\text{--}0,05\text{ мкм}$ с более низким показателем преломления (около 1,560), чем вмещающая глинистая масса. Образуется также по полевым шпатам или в результате регенерации исходного (аллотигенного) каолинита [9, 3].

Гидротермально-метасоматический каолинит особенно характерен для глин позднегеосинклинальных формаций. Эти глины формируются в результате изменения эффузивных и пирокластических пород кислого и среднего состава в бассейнах вулканогенно-осадочного породообразования. Гидротермальный каолинит отличается большей степенью гидратации и структурной упорядоченности, чем указанные выше разновидности. Обычно он встречается совместно с диккитом, диссоциация которого происходит при 700°C . Каолинит и диккит образуют тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения; крупные монокристаллы не зафиксированы. На электронномикроскопических снимках частицы имеют неправильную форму, в редких случаях отмечаются фрагменты гексагональных чешуек.

* Рентгеноструктурные, электронографические и другие анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГи АН АрмССР, ГИН-а АН СССР, ВСЕГЕИ.

Группа гидрослюд. Гидрослюды встречаются в отложениях всех этапов развития региона, более всего распространены в глинах параплатформенных и раннегеосинклинальных формаций. Диоктаэдрические гидрослюды представлены двумя поли типами—низкотемпературным (1 М) и высокотемпературным (2М₁). Интересно, что поли тип 1 М встречается и в палеозойских глинах, претерпевших изменения типа метазенеза, хотя и в значительно меньших количествах, чем в глинах молодых формаций, находящихся на более низкой ступени изменения. Оба поли типа представлены двумя генерациями—аутигенной и аллотигенной. Аутигенная гидрослюда 1М образуется по полевым шпатам, обломкам осадочных пород, зеленой слюде и остаткам микрофауны. Она встречается в виде мелких чешуек, которые обычно имеют светло-зеленую окраску, характерный шелковистый блеск, ориентированы в одной плоскости, слабо поляризуют и часто реагируют на свет суммарно—как монокристалл. Аутигенная гидрослюда 2М₁ весьма характерна для глин параплатформенных и раннегеосинклинальных формаций. Чаще всего она развивается по глинистой основе в виде слегка вытянутых чешуек размером 0,05—0,1 мм, ориентированных (по удлинению) субпараллельно сланцеватости. Отобранные мономинералы, по данным электронографии, характеризуются высокой степенью совершенства структуры, что, очевидно, также указывает на аутигенную природу минерала. В раннегеосинклинальной базальной формации нижней юры глины ряда разрезов имеют реликтовую туфовую (фельзитовую) структуру. Породосбразующим глинистым минералом в них является Г2М₁. Не вызывает сомнения, что Г2М₁ представляет собой конечный продукт постседиментационного (позднескатагенетического) изменения неплывового материала. После термообработки и насыщения образцов глицерином базальные отражения не изменяются. Термограммы гидрослюдистых глин в различных формациях отличаются большим разнообразием, что объясняется неоднородностью их химического состава.

Парагонит распространен только в глинах наиболее древней (девон-нижнекарбоновой) осадочной формации. Развивается он по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные, сравнительно крупные чешуйки размером до 0,2 мм. Длинные оси их ориентированы субпараллельно сланцеватости. Минерал относится к модификации 2М₁, параметры элементарной ячейки $a=5,17 \text{ \AA}$; $b=8,95 \text{ \AA}$; $c=19,45 \text{ \AA}$; $\beta=95^\circ 48'$.

Спектральными анализами установлены следующие элементы (в %): Si, Al—10; Mg—0,3—1; Ca—0,02; Fe—3; Mn, Cr, Zn, Cu, Ga, It—0,003; Ni, Zr—0,001; Ti—0,3; V, Ba—0,03; Na—0,3—1; Sr—0,01; Be—0,0001. Значение параметра c минерала, повышенное содержание натрия и отсутствие калия позволяют уверенно отнести его к парагониту.

Пирофиллит встречается в ассоциации с парагонитом и также развивается по основной массе глинистых сланцев каолинит-гидрослюдистого состава. Он диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d=9,17 \text{ \AA}$; $4,6 \text{ \AA}$ и другим [1]. На термограммах глин с значительным содержанием пирофиллита фиксируется один широкий эндотермический пик дегидратации с максимумом около 650°C . Иногда эта реакция протекает в несколько этапов, что, очевидно, связано с различной степенью прочности связи OH-групп в структуре минералов. Пирофиллитовые глины характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 ; повышенное содержание K_2O и другие аномалии обусловлены наличием примесей, в частности—гидрослюды мусковитового типа. В позднегеосинклинальных формациях встречается также гидротермально-метасоматический пирофиллит, который образуется по стекловатой составляющей пирокластических и эффузивных пород кислого и среднего состава в результате воздействия близких к нейтральным растворов.

Группа монтмориллонита. Монтмориллонит (бейделлит) является одним из самых распространенных минералов в формациях позднегеосинклинального и орогенного этапа. Заметные концентрации монтмориллонита имеются и в раннегеосинклинальной верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации, следы его отмечены также в верхнетриасовой угленосной формации параплатформенного этапа. Монтмориллонит представлен тремя генетическими типами: аллотигенным, аутигенным, гидротермально-метасоматическим. Они отличаются между собой по химическому составу, строению межслоевых промежутков и базальным отражениям. Наибольшей магнезиальностью характеризуются гидротермально-метасоматические монтмориллониты, а наибольшей кремнеземистостью и щелочностью — аутигенные, образовавшиеся в результате изменения пирокластического материала в бассейнах седиментации. В процессе монтмориллонитизации морфология пирокластов (фрагментов стекла), как правило, сохраняется, что хорошо видно на электронно-микроскопических снимках. У аутигенных и гидротермально-метасоматических монтмориллонитов почти всегда $d(001) = 15 - 15,2 \text{ \AA}$, среди аллотигенных встречаются также монтмориллониты с $d(001) = 12 \text{ \AA}$ и $14 \text{ \AA}$. Во всех случаях при насыщении образцов глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до $17 - 18 \text{ \AA}$, после прокаливания — сокращается до $10 \text{ \AA}$. Аутигенные и гидротермально-метасоматические монтмориллониты однородны по химическому составу и по составу межслоевых промежутков (постоянная величина параметра b , соответствующая произведению $6 \cdot d(060)$). Аллотигенные монтмориллониты также химически однородны, но гидратированы различно, т. е. не все промежутки содержат два слоя молекул воды: фиксируются также один или три слоя. На рентгенограммах таких образцов к рефлексу с $d = 14 \text{ \AA}$ примыкает фон повышенной интенсивности, который исчезает после насыщения их глицерином и $d(001)$ стабилизируется. Во всех типах монтмориллонитов октаэдры заселены преимущественно ионами алюминия; после кипячения образцов в соляной кислоте структура их не изменяется. Термические характеристики различных типов монтмориллонитов очень близки. Интенсивность низкотемпературного эндоэффекта прямо зависит от полноты преобразования исходного стекла. На электронно-микроскопических снимках фиксируются частицы удлиненно-призматической, шпильчатой, игольчатой и чешуйчатой форм. отражающих степень изменения пирокластического вещества.

Группа хлорита. Хлориты распространены в формациях всех этапов развития региона, но породообразующее значение они приобретают, начиная с позднеюрского времени. Исключая глины карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона, базальной граувакко-сланцевой формации нижней юры, возможно и терригенно-вулканогенной формации средней юры, во всех прочих глинах хлориты относятся к триоктаэдрической железистой группе. Четные порядки отражений почти всегда интенсивнее нечетных [8]. Вероятно, они представлены политипом 1в, $\beta = 90^\circ$. Методом электронографии определяются только параметры $a = 5,2 \text{ \AA}$ и $b = 9,2 \text{ \AA}$. В одном случае (в олигоценовых глинах) удалось установить все параметры хлорита: $a = 5,30 \text{ \AA}$, $b = 9,28 \text{ \AA}$, $c = 14,5 \text{ \AA}$, $\beta = 96^\circ$. Глины красноцветной формации (нижний миоцен) содержат хлорит с подвижной решеткой. При насыщении их глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до $17 \text{ \AA}$, причем расширяются все слои. Эти рентгенограммы внешне не отличаются от монтмориллонитовых, однако после прокаливания образцов $d(001)$ сокращается до $14 \text{ \AA}$. Термограммы глин с содержанием до 30–40% железистого хлорита заметно отличаются между собой по числу и интенсивности эндоэффектов, что связано с примесью гидрослюда и монтмориллонита. Реакции при выделении ОН-групп либо совпадают, либо диссоциация хлорита смещается в область более высоких температур. Хлориты в глинах пара-

платформенных и раннегеосинклинальных формаций (девона-карбона, нижней-средней юры) образуют незначительные концентрации (до 20%) в каолинит-гидрослюдистых глинах, что исключает их детальное исследование. Но вероятнее всего их следует отнести к железисто-магнезиальной группе. На термограммах некоторых образцов эндотермический пик, связанный с диссоциацией минерала, растянут не по горизонтальной оси, а по вертикальной, что более характерно для железисто-магнезиальных хлоритов. Кроме того, отсутствует низкотемпературный экзотермический пик, связанный с окислением двухвалентного железа. Вместе с тем, фиксируется высокотемпературный экзоэффект, скорее всего вызванный кристаллизацией шпинелевой фазы [3]. Геологическим критерием для отнесения этих хлоритов к железисто-магнезиальной группе послужило то обстоятельство, что они ассоциируются с парагонитом, пирофиллитом и $\Gamma 2M_1$ мусковитового типа—минералами зоны метатектогенеза, где железистые хлориты обычно нестабильны [5].

Не вызывает сомнения аутигенный генезис железистых хлоритов, распространенных в позднегеосинклинальных и орогенных (палеоген-миоценовых) формациях. Аутигенный хлорит развивается преимущественно по крупным пирокластам среднего и основного состава. Цемент некоторых песчаников, ассоциирующихся с глинами в указанных формациях, нацело состоит из хлорита, образованного за счет пеплового материала. В глинах вокруг измененных литокластов и витрокластов образуются сложенные хлоритом «шлейфы», свидетельствующие о перемещении его в глинистую основу. Формы этих образований и то обстоятельство, что они, как правило, реагируют на свет как монокристалл, также указывают на аутигенное происхождение хлорита.

Группа палыгорскита-сепиолита. Палыгорскиды представлены двумя генетическими типами: седиментационным и гидротермально-эпигенетическим. Последний относится к разновидности, называемой в литературе «горная кожа». Эти листоватые образования встречаются в ассоциации с исландским шпатом в доломитизированных известняках верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации. Более подробная характеристика этого генетического типа приводится в [4]. Седиментационный палыгорскит распространен в орогенных формациях, особенно в глинах терригенно-эвапоритовой и карбонатно-терригенной формаций (средний-верхний миоцен), в которых он является одним из породообразующих минералов. Палыгорскит ассоциируется здесь с глинистыми и неглинистыми минералами стадии ангидритовой садки; в отложениях галитовой стадии он присутствует в качестве второстепенной примеси. На электронномикроскопических снимках фиксируются многочисленные игольчатые и тонковолокнистые кристаллы. На рентгенограммах глинистой фракции палыгорскитовых глин фиксируются характерные (для палыгорскита) отражения с $d = 6,4 \text{ \AA}$, $3,2 \text{ \AA}$, а на электронограммах—рефлекс с $d(110) = 10,1 \text{ \AA}$ [2]. Термограммы палыгорскитовых глин характеризуются тремя эндоэффектами. Цеолитная вода выделяется при $230-270^\circ\text{C}$. Для химического состава этих глин характерно повышенное содержание магния и суммы щелочей.

Группа смешанно-слоистых минералов. Смешанно-слоистые минералы характерны для глинистых пород позднегеосинклинальных и орогенных формаций. В палеозойских, триасовых и юрских отложениях они практически отсутствуют. Установлены смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда-монтмориллонит ($\Gamma-M$), хлорит-монтмориллонит ($X-M$) и пирофиллит-монтмориллонит ($П-M$).

Существуют две структурно-генетические разновидности $\Gamma-M$. В первой резко преобладают промежутки с К-ионом. Отражение с $d(001) = 10,2 \text{ \AA}$ на рентгенограммах природного образца интерпретируется как среднестатистическая величина между $d(001) = 10 \text{ \AA}$ слоев слюды (80%) и $d(001) = 14 \text{ \AA}$ слоев монтмориллонита (~20%). Пос-

ле обработки глицерином возникает отражение с $d = 9,6 \text{ \AA}$, являющееся среднестатистическим между $d(001) \sim 10 \text{ \AA}$ слоев слюды и $d(002) = 8,85$ слоев монтмориллонита. В структуре этой разновидности Г—М много железа; в результате обработки в десятипроцентной соляной кислоте минерал частично растворяется. Эту разновидность Г—М автор относит к так называемым «деградированным» гидрослюдам, которые могут иметь разное происхождение (чаще—аллотигенное), но в любом случае образуются за счет гидрослюд [6, 10]. Другая разновидность Г—М образуется по монтмориллониту—в результате погружения осадков в область высоких температур и давлений. При этом количество слюдистых слоев закономерно возрастает по мере ужесточения термобарических условий минералообразования. Это особенно отчетливо прослеживается в разрезах скважин. Так, в скважине I (Арташат), пробуренной в эоценовых и датско-палеоценовых отложениях, с глубиной возрастает содержание Г—М и количество слюдистых слоев в монтмориллоните. На глубине 2215—2223 м содержание Г—М составляет примерно 60% глинистой фракции монтмориллонита—около 30%; соотношение С и М компонентов примерно равно 1:3. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется нерациональная серия базальных отражений с $d = 17,6 \text{ \AA}$, $9,3 \text{ \AA}$, $5,8 \text{ \AA}$ и другие. После прокаливания возникает сильный рефлекс с $d(001) = 10 \text{ \AA}$. На рентгенограммах необработанных образцов наблюдается диффузный фон в области $12,5—15,5 \text{ \AA}$, который также исчезает после прокаливания. Термограммы и электронномикроскопические снимки Г—М и монтмориллонита практически не отличаются между собой.

Смешаннослойный П—М встречается во внешних фациях гидротермально измененных (каолиновых) пород. Развивается он в основном по стекловатому базису эффузивных и пирокластических пород кислого и среднего состава. Величина базального рефлекса первого порядка на дифрактограммах природного образца колеблется в пределах $24,6—25 \text{ \AA}$ [7]. После насыщения глицерином $d(001)$ достигает $26,6—29,4 \text{ \AA}$. В большинстве случаев монтмориллонитоподобных слоев больше, чем пиррофиллитоподобных. В зависимости от продолжительности прокаливания (1—3 часа при температуре 550°C), межплоскостное расстояние сокращается от $25 \text{ \AA}$ до $20 \text{ \AA}$. Таким образом, значения базального рефлекса на дифрактограммах природного и обработанного образцов совпадают с аллевардитовыми и ректоритовыми. Как известно, эти минералы являются упорядоченными смешаннослойными образованиями, т. е. характеризуются более или менее целочисленной серией рефлексов. Однако в исследованных образцах удается зафиксировать лишь отражение второго порядка. Отсутствие в них гидрослюда и, наоборот, наличие значительного количества пиррофиллита и монтмориллонита в самостоятельной фазе позволяют предположительно отнести минерал не к аллевардитовому, а к ректоритовому типу, состоящему из сопряжения двух пиррофиллитовых слоев, один из которых подобен монтмориллониту. Поэтому автор называет его (в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев) пиррофиллит-монтмориллонитом или монтмориллит-пиррофиллитом.

Смешаннослойный Х—М установлен только в глинах красноцветной формации (нижний миоцен). Наблюдается стадийное преобразование структуры хлорита в монтмориллонитовую. Межплоскостное расстояние первого порядка после насыщения образцов глицерином возрастает до $15—16 \text{ \AA}$, после прокаливания сокращается до $13,8 \text{ \AA}$, т. е. структура минерала в этом случае состоит из чередующихся разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев [5, 7, 8]. В других случаях, после насыщения образцов глицерином, межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до $17 \text{ \AA}$, а после прокаливания сокращается до $10 \text{ \AA}$; при этом интенсивность линии с $d = 10 \text{ \AA}$ значительно возрастает. Разбухающие слои в этом случае подобны монтмориллониту. Кроме того, фиксируется еще одна фаза, нацело состоящая из

расширяющихся хлоритовых слоев. Обычно все указанные фазы обнаруживаются в серии образцов, последовательно отобранных по простиранию и разрезу красноцветной формации.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 17.IX.1987.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԵՎ ՀՐԱԲԽԱՄԻՆ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԾԱԳՈՒՄՆԱՅԻՆ ՏԻՊԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի պալեոզոյան և մեզոկայնոզոյան նըստվածքներում ապար կազմող կավային միներալները ներկայացված են բոլոր ծագումնային տիպերով՝ հիպերգեն, ալոտիգեն, նստվածքային-դիագենետիկ, կատագենետիկ, մետագենետիկ, ջրաջերմային: Ստորև դրանք դիտարկվում են ըստ հիմնական խմբերի:

Կաոլինիտի խումբ: Հիպերգեն կաոլինիտը հանդիպում է միայն միջին-վերին կարբոնի լատերիտային ֆորմացիայի ապարներում: Ալոտիգեն ծագումնային տիպը ապար կազմող է համարվում պալեոզոյան և տրիասի պարապլատֆորմային ֆորմացիայի կավերում, ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն ֆորմացիաներում համարյա չի հանդիպում: Վերջիններին բնորոշ է ջրաջերմային-մետասոմատիկ ծագումնային տիպը:

Ջրափայլարների խումբ: Ջրափայլարները հանդիպում են բոլոր նըստվածքներում ամենից ավելի տարածված են պալեոզոյան, տրիասի և ստորին-միջին յուրայի ֆորմացիաներում: Ցածր ջերմաստիճանային (1Մ) և բարձր ջերմաստիճանային (2Մ) տարատեսակները ներկայացված են աուտիգեն և ալոտիգեն առաջացումներով:

Պարագոնիտի-պիրոֆիլիտի խումբ: Պարագոնիտը հանդիպում է դեոն-ստորին կարբոնի ֆորմացիայի կավերում: Առաջանում է մետագենետիկ փուլում՝ ըստ կավային թերթաքարերի հիմնական դանգվածի և ուղեկցվում է աուտիգեն պիրոֆիլիտով: Ջրաջերմային-մետասոմատիկ պիրոֆիլիտը առաջանում է ուշ գեոսինկլինալային ֆորմացիաներում էֆուզիվ և հրաբեկորային ապարների հաշվին:

Մոնտմորիլոնիտի խումբ: Ներկայացված է 3 ծագումնային տիպերով՝ ալոտիգեն, աուտիգեն, ջրաջերմային-մետասոմատիկ: Դրանք տարբերվում են քիմիական կազմով, կառուցվածքով և մասնիկների մորֆոլոգիայով: Ալոտիգեն և աուտիգեն մոնտմորիլոնիտները տարածված են ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն ֆորմացիաներում, իսկ ջրաջերմային-մետասոմատիկ տեսակը բնորոշ է միայն ուշ գեոսինկլինալային ֆորմացիաներին:

Քլորիտի խումբ: Քլորիտները տարածված են մարզի զարգացման բոլոր փուլերի ֆորմացիաներում, բայց ապար կազմող նշանակություն են ստանում սկսած ուշ յուրայի ժամանակաշրջանից: Աուտիգեն երկաթային քլորիտները բնորոշ են ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն փուլերի ֆորմացիաներին: Գլխավորապես առաջանում են էֆուզիվ ապարների, բարաբեկորային և ապակեբեկորային մասնիկները կապակցող դանգվածի հաշվին: Վերջինների շուրջը առաջացնում են «լեզվակներ», որոնք վկայում են կավային հիմքում նրանց սեղաշարժման մասին: Ալոտիգեն ծագումնային տիպին են վերագրվում մագնեզիում-երկաթային քլորիտները, որոնք հանդի-

պում են պարապլատֆորմային և վաղ գեոսինկլինալային (ստորին-միջին յուրայի) ֆորմացիաներում: Ակնհայտ է, որ փոխակերպված ծագումնային տիպին պետք է վերագրել օրոգեն ֆորմացիաներում տարածված փոփոխական յանցով տրիօկտահերիկ քլորիտները:

Պալիգորսկիտ-սեպիոլիտի խումբ: Այս խումբը ներկայացված է երկու ծագումնային տիպերով՝ նստվածքային-դիագենետիկ և ջրաջերմային-էպի-դենետիկ: Վերջինն ուղեկցվում է իսլանդական սպաթով և հանդիպում է վերին յուրայի հրաբխածին-կարբոնատային ֆորմացիայում: Նստվածքային-դիագենետիկ տիպը տարածված է տերիգեն-էվապորիտային և կարբոնատային-տերիգեն ֆորմացիայի կավերում (միջին-վերին միոցեն), որոնցում պալիգորսկիտը համարվում է ապար կազմող միներալներից մեկը՝ ուղեկցվելով անհյուրիտային նստեցման փուլի միներալներով:

Խառը-շերտավոր միներալների խումբ: Այս խումբը բնորոշ է ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն ֆորմացիաների կավերի համար. այն փաստորեն բացակայում է պալեոզոյան, տրիասի և յուրայի նստվածքներում: Հայտնաբերված են հետևյալ խառը շերտավոր միներալները՝ ջրափայլար-մոնտմորիլոնիտ ($\text{X}-\text{U}$), քլորիտ-մոնտմորիլոնիտ ($\text{P}-\text{U}$) և պիրոֆիլիտ-մոնտմորիլոնիտ ($\text{M}-\text{U}$): Գոյություն ունեն $\text{X}-\text{U}$ երկու կառուցվածքային-ծագումնային տիպեր: Առաջինում կտրուկ գերակշռում են K -իոնով միջակայքերը (մոտ 80 տոկոս): Այս տարատեսակը վերագրում է այսպես կոչված «դեգրադացիայի ենթարկված» ջրափայլարներին, որոնք տարբեր ծագում կարող են ունենալ, բայց ամեն դեպքում առաջանում են ջրափայլարների հաշվին: $\text{X}-\text{U}$ -ի երկրորդ տարատեսակն առաջանում է մոնտմորիլոնիտի հաշվին բարձր ջերմաստիճանների և ճնշման պայմաններում. ընդ որում, վերջիններիս աճի հետ մեկտեղ աճում է նաև փայլարային շերտերի թիվը: Կատագենեզի պայմաններում փայլար-մոնտմորիլոնիտ բաղադրիչների հարաբերությունը մոտավորապես կազմում է 1 : 3:

Խառը-շերտավոր $\text{M}-\text{U}$ -ը վերագրվում է ջրաջերմային-մետասոմատիկ ծագումնային տիպին, բնորոշ է ուշ գեոսինկլինալային փուլի հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիայի կառուցիտացված էֆուզիվ և հրաբխորային ապարների համար:

Խառը-շերտավոր $\text{P}-\text{U}$ -ը հայտնաբերված է միայն ստորին միոցենի կարմրապույն ֆորմացիայի կավերում: Բնորոշ է քլորիտի կառուցվածքի ստադիակալ փոփոխությունը մոնտմորիլոնիտի: Նման փոխակերպումները հնարավոր են ինչպես հողմահարման կեղևներում, այնպես էլ հետնստվածքա-կուտակման փուլերում: Այդ պատճառով հեղինակն այն վերագրում է կատագենետիկ տիպին:

I. Kh. PETROSOV

THE ARMENIAN SSR SEDIMENTARY AND VOLCANOGENOUS-SEDIMENTARY FORMATIONS CLAY MINERALS GENETIC TYPES

A b s t r a c t

The Armenian SSR Paleozoic and Meso-Cenozoic sedimentary and volcanogenous-sedimentary formations the most widespread clay minerals genetic types are considered in this paper. For the first time the peculiarities of clay minerals composition, structure and spreading are in detail characterized.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965.
2. Звягин Б. Б. Электронографическая и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964.
3. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972.
4. Мандалян Р. А., Петросов Н. Х., Цамгриян П. П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР.—ДАН АрмССР, т. 41, № 3, 1965, с. 171—176.
5. Муравьев В. И., Вальнов А. Л. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 221, с. 121—127.
6. Уивер Ч. Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. В кн.: Вопросы минералогии глин. Изд. ИЛ, 1962, с. 342—368.
7. Brown C., Weir A. The identity of rectorite and alleverdite. Clay Conf. Stockholm, 1963, vol. I. Oxford-London-New York-Paris. „Pergamon Press“, 1963, p. 27—35.
8. Hayes J. B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. „Clay and clay Miner.“, 18, № 5, 1970, p. 285—360.
9. Shelton J. W. Authigenic kaolinite in sandstones. „J. Sed. Petr.“, vol. 34, № 1, 1964, p. 102—111.
10. Tomita K., Sudo T. Transformation of sericite into an interstratified mineral. „Clay and Clay Miner.“, 19, № 4, 1971, p. 263—270.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL1, № 3, 10—15, 1983

УДК: 552.3:553.2

В. В. ЛЯХОВИЧ

РУДОГЕНЕРИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ГРАНИТОНДОВ И ПРАВИЛО ПОЛЯРНОСТИ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА

Рудогенерирующая способность гранитных магм в отношении ряда редких (Sn, W, Nb, Be) и рудных (Cu, Mo, Pb, Zn и др.) элементов к формированию постмагматических месторождений обусловлена обратной зависимостью концентраций этих элементов в месторождениях, с ними связанных, самих интрузивах и минералах-носителях, что согласуется с «правилом полярности» В. Н. Лодочникова.

Среди целого ряда замечательных работ В. Н. Лодочникова особое место занимает его крупное монографическое исследование «Серпентиниты ильчирские и другие», в котором он затронул целый ряд важнейших петрологических проблем, в том числе и такую актуальную, во многом и до сего времени окончательно не решенную, проблему, как проблема источника рудного вещества месторождений. Особенно тех из них, которые пространственно тесно связаны с гранитондами.

Хорошо известно, что пространственная связь месторождения с массивом изверженной породы еще не является показателем генетической природы этой связи. Это следует хотя бы из того, что существует много примеров полихронных интрузивов, когда в пределах одного массива присутствуют производные различных тектоно-магматических эпох. Это следует также из того, что в пределах крупных рудных полей присутствуют продукты деятельности различных рудогенерирующих очагов.

Не менее примечательно и существование известного парадокса, суть которого заключается в том, что подавляющая часть месторождений цветных и редких металлов пространственно тесно связана с гранитондами и в то же время большинство гранитондов не сопровождается какими-либо рудопроявлениями или месторождениями.

В чем причина этого парадокса?

Наиболее вероятно, что причина этого заключается в существовании различных источников рудного вещества. Многие исследователи в настоящее время склоняются к тому, что можно выделить два прин-