

## ГЛАВНЕЙШИЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПАХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 2001 г. И. Х. Петросов

Институт геологических наук НАН РА  
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения.  
E-mail: hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 18.08.1999 г.

Характеризуются генетические разновидности, структурные признаки и особенности распространения основных глинистых минералов в геолого-промышленных типах глинистых пород РА, определяющих технологические свойства и области практического их использования.

Ранее автором среди глинистых пород, размещенных в осадочных, вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических отложениях РА, были выделены восемь геолого-промышленных типов, различающихся возрастом, генезисом, вещественным составом и промышленными свойствами. Критерии и обоснование их выделения и краткая характеристика каждого типа приводятся в [6,7], однако без минералогии – ввиду ограниченности объема статьи. Между тем, минералогия в данном случае имеет первостепенное значение: глинистые породы одновременно являются рудами и технологические их свойства во многом обусловлены видовым составом и соотношением в них глинистых минералов, степенью их кристалличности и структурной упорядоченности. С другой стороны, свойства самих глинистых минералов, как физических тел, определяются их структурой, т.е. особенностями строения их кристаллической решетки. Все эти характеристики в упомянутых статьях отсутствуют, и автор надеется, что настоящее сообщение восполнит указанные пробелы.

*Каолиниты* представлены аллотигенным, аутигенным, латеритным и гидротермально-метасоматическим генетическими типами.

Аллотигенный каолинит является порообразующим минералом в аргиллитах и сланцах I типа (составляет до 70% глинистой фракции), меньше распространен в породах II типа. Как правило, структура его несовершенная, период "с" не проявляется. На рентгенограммах фиксируется серия рефлексов (001) с  $d = 7,2 \text{ \AA}$ ,  $3,6 \text{ \AA}$  и другие. После прокаливания при 600°C некоторые базальные отражения исчезают. Термограммы характеризуются наличием одного эндо- и одного экзотермического пиков с максимумами соответственно при 600-660° и 970-1000°C. На электронномикроскопических снимках суспензий частицы имеют обломочную форму. Химический состав характеризуется повышенным содержанием алюминия и кремнезема.

Аутигенный каолинит распространен в породах II и IV типов. В глинах угленосных формаций он заполняет поры и трещинки, непосредственно примыкающие к участкам концентрации растительного детрита и углистого вещества, составляя до 30% объема породы. Представлен чешуйчатыми или розетковидными образованиями размером 0,03-0,05 мкм с более низким показателем преломления (около 1,560), чем

глинистая основа. Образуется также по полевым шпатам или в результате регенерации исходного (аллотигенного) каолинита, от которого отличается более совершенной структурой.

Каолинит латеритного происхождения является основным минералом в породах типа 5 (до 90% глинистой фракции), отличающихся весьма высоким содержанием алюминия и железа. По своим структурным характеристикам близок к аллотигенному каолиниту.

Гидротермально-метасоматический каолинит характерен для пород VIII типа (составляет 60-80% глинистой фракции). Отличается большей степенью гидратации и структурной упорядоченности, чем указанные выше разновидности. Обычно встречается совместно с диккитом, диссоциация которого 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.

Структуры каолинитов подробно рассмотрены в [1,4]. Добавим, что в отличие от других глинистых минералов, они состоят из одного слоя кремнекислородных тетраэдров и одного слоя алюмогидроксильных октаэдров, которые соединены прочной водородной связью, поскольку плоскости атомов кислорода и ОН-групп находятся друг против друга. Именно этим во многом определяются технологические свойства каолинита. Каолинитовые породы используются для производства фарфора, огнеупорных изделий, керамических волокон, бумаги, резины (в качестве наполнителей), глазурей, изоляционного и других материалов. Важное значение имеют дисперсность, пластичность, цвет, химическая инертность, абразивность; поэтому каолин-сырец перед использованием нередко подвергается специальной (заводской) обработке – отмучиванию, помолу, сепарации, флотации и т.д. [2,3,5].

*Гидрослюды (иллиты)* и родственные им минералы встречаются в породах практически всех типов, но более всего характерны для аргиллитов II типа [7] (до 90% глинистой фракции). Диоктаэдрические гидрослюды представлены двумя политипами – низкотемпературным (1M) и высокотемпературным (2M<sub>1</sub>). Политип 1M встречается и в породах I типа, находящихся на уровне метазенеза. Оба политипа представлены двумя генерациями – аутигенной и аллоти-

генной. Аутигенная гидрослюда IM образуется по полевым шпатам, обломкам осадочных пород, зеленой слюде, остаткам микрофауны, а также в процессе галогенеза – совместно с галитом. Она встречается в виде мелких чашуек, которые обычно имеют светло-зеленую окраску, характерный шелковистый блеск, ориентированы в одной плоскости и часто реагируют на свет суммарно – как монокристалл.

Аутигенная гидрослюда  $2M_1$  чаще всего развивается по глинистой основе сланцев в виде слегка вытянутых чешуек размером 0,05-0,1 мкм, ориентированных (по удлинению) субпараллельно сланцеватости. Отобранные мономинералы, по данным электронографии, характеризуются высокой степенью совершенства структуры, что, очевидно, также указывает на аутигенную природу минерала. Политип  $2M_1$  иногда представляет собой конечный продукт постседиментационного (позднекатагенетического) изменения пеллового материала, в частности, в породах II типа, имеющих нередко реликтовую фельзитовую структуру. На рентгенограммах после термообработки и насыщения глицерином базальные отражения с  $d = 10\text{Å}$ ;  $5\text{Å}$  не изменяются. Термограммы гидрослюдистых глин отличаются большим разнообразием, что объясняется неоднородностью их химического состава.

*Парагонит* распространен в глинах I типа, в которых составляет до 30% объема породы. Развивается он по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные, сравнительно крупные чешуйки размером до 0,2 мкм. Длинные оси их ориентированы субпераллельно сланцеватости. Минерал относится к модификации  $2M_1$ ; параметры элементарной ячейки:  $a = 5,17\text{Å}$ ;  $b = 8,95\text{Å}$ ;  $c = 19,45\text{Å}$ . Характеризуется повышенным содержанием натрия и отсутствием калия.

*Пирофиллит* встречается в ассоциации с парагонитом в глинах I типа; в этом случае он развивается по основной массе глинистых сланцев каолинит-иллитового состава, слагая до 30% объема породы. Кроме того, распространен в породах VIII типа, в которых образует тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения, составляя до 20-30% объема породы. Для них характерны интенсивные рефлексы с  $d = 9,17\text{Å}$ ;  $4,6\text{Å}$  и один широкий эндотермический пик дегидратации с максимумом около  $650^\circ\text{C}$ . Иногда эта реакция протекает в несколько этапов, что, очевидно, связано с различной степенью прочности связи OH-групп в структуре минерала. Пирофиллитовые глины характеризуются повышенным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Аномально высокое содержание в них калия объясняется примесью гидрослюды мусковитового типа.

Гидротермально-метасоматический пирофиллит образуется по стекловатой составляющей пирокластических и эффузивных пород кислого и среднего состава в результате воздействия слабых или нейтральных растворов.

Структуры гидрослюды (иллитов) и родственных им минералов изучены достаточно хорошо [1,4]. Здесь только отметим, что они сложены двумя слоями кремнекислородных тетраэдров, между которыми располагается слой алюмо-

гидроксильных октаэдров, имея с первыми общие вершины из атомов кислорода. Часть атомов кремния замещается алюминием, что компенсируется ионами калия (иллиты) и натрия (парагониты). Калий располагается на равном расстоянии от 12 атомов кислорода нижнего и верхнего слоев, создавая весьма прочную связь. У пирофиллитов между нижним и верхним слоями часто располагаются молекулы воды. Эти особенности строения гидрослюды и родственных им минералов во многом определяют их технологические свойства. Аргиллиты и сланцы с указанными минералами в качестве основных компонентов могут служить сырьем для производства керамзита, цемента, глазурей, огнеупорных изделий, в качестве наполнителей, для формовочных смесей.

*Монтмориллониты* (смектиты) широко распространены в породах III, IV, VI, VII типов и составляют в них до 90% глинистой фракции. Представлены тремя генетическими типами – аллотигенным, аутигенным, гидротермально-метасоматическим, которые различаются между собой по химическому составу, строению межслоевых промежутков и базальным отражениям. Наибольшей магнезиальностью характеризуются гидротермально-метасоматические монтмориллониты, 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  $d(001) = 15-15,2\text{Å}$ , среди аллотигенных встречаются также монтмориллониты с  $d(001) = 12\text{Å}$  и  $14\text{Å}$ . Во всех случаях при насыщении глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до  $17-18\text{Å}$ , а после прокаливания – сокращается до  $10\text{Å}$ . Аутигенные и гидротермально-метасоматические монтмориллониты однородны по химическому составу и строению межслоевых промежутков (постоянная величина параметра "b", соответствующая произведению  $b \cdot d(060)$ ). 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 к рефлексу с  $d = 14\text{Å}$  примыкает фон повышенной интенсивности, который исчезает после насыщения глицерином и  $d(001)$  стабилизируется. Во всех типах монтмориллонитов октаэдры заселены преимущественно ионами алюминия; после кипячения 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-призматического, шиповидного, игольчатого и чешуйчатого облика, отражающие степень изменения и разнообразие форм первичного пирокластического материала.

Структуры монтмориллонитов подробно рассмотрены в [1,4]. Следует добавить, что структурные единицы гидрослюд (иллитов) и монтмориллонитов построены по аналогичному мотиву. Однако способы их сопряжения различны. У монтмориллонитов один структурный этаж соединяется с другим не атомами калия, составляющими элемент структуры (как у иллитов), а посредством обменных катионов и ориентированных молекул воды. Поэтому толщина структурного элемента колеблется в широких пределах по оси "с", а решетка минерала в этом направлении оказывается подвижной. Отсюда адсорбционные свойства монтмориллонита и способность его к обменным реакциям. Благодаря этим свойствам, монтмориллонитовые глины (бентониты, в частности) широко используются в различных отраслях промышленности, сельского хозяйства, медицины, технологии и в других областях в качестве природных сорбентов.

*Хлориты* распространены практически во всех типах пород, особенно в типах IV, VI, отчасти II, III; содержание хлорита в них составляет 20-50% глинистой фракции. В основном они относятся к триоктаэдрической железистой группе; на рентгенограммах четные порядки отражений обычно интенсивнее нечетных. Представлены политипом I  $\beta = 90^\circ$ . Как правило, методом электронографии определяются "а" и "b" и только в редких случаях устанавливаются все параметры хлорита ( $a = 5,30 \text{ Кх}$ ,  $b = 9,28 \text{ Кх}$ ,  $c = 14,5 \text{ Кх}$ ,  $\beta = 96^\circ$ ). Глины IV типа содержат хлорит с подвижной решеткой. С глицерином межплоскостное расстояние первого порядка у этого хлорита возрастает до  $17\text{Å}$ , причем расширяются все слои. Рентгенограммы не отличаются от монтмориллонитовых, однако после прокаливания  $d(001)$  сокращается до  $14\text{Å}$ . Термограммы фракции с содержанием до 30-40% железистого хлорита заметно различаются между собой по числу и интенсивности эндоэффектов, что, очевидно, связано с их химической неоднородностью. Реакции при выделении ОН-групп либо совпадают, либо смещаются в область более высоких температур. В глинистых породах I и II типов хлориты вероятнее всего относятся к железисто-магнезиальной группе. На этих термограммах эндотермический пик, связанный с диссоциацией минерала, растянут не по горизонтальной, а по вертикальной оси, 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.

Геологическим критерием для отнесения этих хлоритов к железисто-магнезиальной группе является их сосуществование с парагонитом, пиррофиллитом и  $\Gamma 2M_1$  — минералами зоны метанеза, где железистые хлориты обычно нестабильны. Не вызывает сомнения аутигенный генезис железистых хлоритов, в частности, распространенных в глинах III и IV типов. Аутигенный хлорит развивается предпочтительно по крупным

пирокластам среднего и основного состава. Цемент некоторых песчаников, ассоциирующихся с глинами, нацело состоит из хлорита, образованного за счет пеплового материала. В глинах вокруг измененных литокластов и витрокластов образуются сложенные хлоритом "шлейфы", свидетельствующие о перемещении его из внутреннего объема в глинистую основу. Формы этих участков и то обстоятельство, что они, как правило, реагируют на свет как монокристалл, также указывают на аутигенное происхождение хлорита.

Структуры глинистых минералов группы хлорита рассмотрены в [1,4]; добавим, что в отличие от предыдущих групп, структурные элементы хлорита соединяются между собой не при помощи катионов или полярных молекул, а посредством бруситоподобных слоев. Последние могут деградировать, в результате чего хлорит приобретает обменные свойства. Не совсем ясно — как формируются свойства хлоритов: благодаря их природе или примеси других глинистых минералов, образующих с ними тонкоагрегатные, практически неразделимые смеси. Глинистые породы с породообразующим хлоритом используются в производстве грубой керамики, глазурей, цемента, в гидротехнических сооружениях, для формовочных смесей.

*Вермикулиты* распространены в глинах типа "b", составляя в них до 40% глинистой фракции. В отличие от крупнокристаллического вермикулита, межплоскостное расстояние первого порядка в них равно  $14\text{Å}$ , которое не изменяется после насыщения глицерином, но сокращается до  $10\text{Å}$  при нагревании. Иначе говоря, его структура обладает признаками монтмориллонита и хлорита. В частности, кривые нагревания исследованных вермикулитовых глин и монтмориллонита обнаруживают большое сходство, а структура вермикулита весьма близка к структуре хлорита. Различие заключается в том, что в вермикулите ионы магния, компенсирующие отрицательный заряд, окружены молекулами воды, т.е. гидратированы. Это обстоятельство, а также большой заряд на поверхности решетки являются причиной того, что вермикулиты не набухают. Эти особенности структуры вермикулита определяют их технологические свойства. Вермикулит и вермикулитовые глины при нагревании вспучиваются, при этом они увеличиваются в объеме в 8-10 раз; в этом виде они используются как рыхлый теплоизолятор. Кроме того, они используются как заполнители в легких бетонах, для стеновых штукатурок (в смеси с гипсом), в сельском хозяйстве (улучшение почв в результате ионного обмена), в качестве настила в птичниках и коровниках, смазок, оберточного материала для контейнеров с химическим веществом и для других целей.

*Пальгорскиты* являются породообразующими минералами в глинах IV типа (30-60%) глинистой фракции. Они представлены двумя генерациями — игольчатой и тонковолокнистой. Размер игольчатых кристаллов в плоскости "ab" равен около  $450\text{Å}$ . Термограммы обычно характеризуются тремя эндо- и двумя экзоэффектами,

вызванными выделением различных типов воды и разрушением решетки минерала. Эндотермическая реакция, связанная с удалением цеолитной воды, отчасти перекрывается низкотемпературным эндоэффектом монтмориллонита. Последний образует тесную агрегацию с палыгорскитом и отделить эти два минерала друг от друга крайне сложно. На электронномикроскопических снимках фиксируются многочисленные игольчатые и тонковолокнистые кристаллы. На рентгенограммах глинистой фракции палыгорскитовых глин имеются характерные отражения с  $d = 10,5\text{Å}$ ;  $5,05\text{Å}$ ;  $4,5\text{Å}$ ; на электронограммах проявляется рефлекс с  $d(110) = 10,5\text{Å}$ . Для химического состава палыгорскитовых глин характерно повышенное содержание магния и суммы щелочей. Обе генерации имеют аутигенное (седиментационно-диагенетическое) происхождение. Палыгорскиты ассоциируются с минералами ангидритовой садки; в отложениях галитовой стадии он встречается в качестве второстепенной примеси.

Структуры палыгорскитов рассмотрены в [1,4]. Необходимо добавить, что в отличие от предыдущих глинистых минералов, принадлежащих к классу слоистых силикатов, структуры палыгорскитов сходны с цепочными силикатами амфиболового типа. Кристаллическая решетка палыгорскита образована из лент типа 2:1, которые чередуются с водосодержащими каналами. При частичном замещении кремния алюминием электростатический заряд компенсируется обменными катионами, расположенными в этих каналах. Многие свойства палыгорскитовых глин обусловлены указанными особенностями структуры палыгорскита. Они используются как селективные сорбенты и катализаторы, в качестве наполнителей, суспендирующих и стабилизирующих добавок, солестойких жидкостей, в нефтехимической, металлургической, атомной промышленности, в сельском хозяйстве.

*Смешаннослойные минералы* распространены во всех породах (исключая глины I типа), но более всего характерны для III, IV и VI типов, достигая в них до 50% глинистой фракции. Представлены гидрослюда-монтмориллонитом (Г-М), хлорит-монтмориллонитом (Х-М) и пиррофиллит-монтмориллонитом (П-М). Существуют две структурно-генетические разновидности Г-М. В первой резко преобладают промежутки с К-ионом. Отражение с  $d(001) = 10,2\text{Å}$  на рентгенограммах природного образца интерпретируется как среднестатистическая величина между  $d(001) = 10\text{Å}$  слоев слюды (80%) и  $d(001) = 14\text{Å}$  слоев монтмориллонита (20%). После обработки глицерином возникает отражение с  $d = 9,6\text{Å}$ , являющееся среднестатистическим между  $d(001) = 10\text{Å}$  слоев слюды и  $d(002) = 8,85\text{Å}$  слоев монтмориллонита. В структуре этой разновидности Г-М обычно много железа: в результате обработки в 10-процентной 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 они образуются за счет гидрослюд. Другая разновидность Г-М об-

разуется 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 глинах III и IV типов. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется нерациональная серия базальных отражений с  $d = 17,6\text{Å}$ ,  $9,3\text{Å}$ ,  $5,8\text{Å}$  и другие. После прокаливания возникает интенсивный рефлекс с  $d(001) = 10\text{Å}$ . На рентгенограммах необработанных образцов наблюдается диффузный фон в области  $12,5-15,5\text{Å}$ , который также исчезает после прокаливания. Термограммы и электронномикроскопические снимки Г-М и монтмориллонита практически не различаются между собой. Содержание Г-М в глинах III и IV типов достигает 50% глинистой фракции.

Смешаннослойный П-М характерен для глин типа VIII (составляет в них до 30% глинистой фракции). Он развивается 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  $24,6-25\text{Å}$ . После насыщения глицерином  $d(001)$  возрастает до  $26,6-29,4\text{Å}$ . В большинстве случаев монтмориллоподобных слоев больше, чем пиррофиллитоподобных. В зависимости от продолжительности прокаливания (1-3 часа при температуре  $550^\circ\text{C}$ ) межплоскостное расстояние сокращается от  $24\text{Å}$  до  $20\text{Å}$ . Таким образом, значение базального рефлекса на дифрактограммах природного и обработанного образцов совпадают с аллевардитовыми и ректоритовыми. Как известно, эти минералы являются упорядоченными смешаннослойными образованиями, т.е. дают более или менее целочисленную серию рефлексов. Однако в исследованных образцах удается зафиксировать лишь отражение второго порядка. Отсутствие в них гидрослюда и 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 его следует назвать (в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев) пиррофиллит-монтмориллонитом или монтмориллонит-пиррофиллитом.

Смешаннослойный Х-М характерен для глин IV типа, в которых составляет до 40% глинистой фракции. Наблюдается стадийное преобразование структуры хлорита в монтмориллонитовую. Межплоскостное расстояние первого порядка после насыщения глицерином возрастает до  $15-16\text{Å}$ , а после прокаливания сокращается до  $13,8\text{Å}$ , т.е. структура минерала состоит из чередующихся разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев. В других случаях с глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до  $17\text{Å}$ , а после прокаливания — сокращается до  $10\text{Å}$ ; при этом интенсивность линии с  $d = 10\text{Å}$  значительно возрастает. Разбухающие

слои в этом случае подобны монтмориллониту. Наконец, фиксируется еще одна фаза, нацело состоящая из расширяющихся хлоритовых слоев. Все указанные фазы обнаруживаются в серии образцов, последовательно отобранных по простиранию и разрезу глинистых отложений.

О природе смешаннослойных минералов и их свойствах мы знаем все еще недостаточно [1, 2, 4]. Определенно можно утверждать, что глинистые минералы, как правило, встречаются в природе в виде смесей из нескольких компонентов. Кроме обычных механических смесей, они нередко образуют тесные срастания на уровне структурных элементов. Это становится возможным потому, что элементарные ячейки многих глинистых минералов построены по сходному мотиву. Существуют два типа таких срастаний — закономерный (с целочисленной серией рефлексов) и не закономерный (с нецелочисленной, нестройной серией рефлексов). По существу, и те, и другие являются монокристаллами, однако в первом случае мы имеем дело с самостоятельным минеральным видом со всеми присущими им индивидуальными параметрами, чего нельзя сказать о втором типе. Эти особенности структуры смешаннослойных минералов на практике выражаются в большей диспергированности соответствующих глин. Можно думать, что по своим промышленным свойствам они будут близки к тем глинистым минералам, которые преобладают в переслаивающихся структурах.

## Заключение

Основными глинистыми минералами в геолого-промышленных типах глинистых пород РА являются: каолиниты, гидрослюды (иллиты) и другие минералы слюдистого типа (парагонит, пирофиллит), смектиты, вермикулиты, железистые хлориты, палыгорскиты и смешаннослойные минералы. Детали строения этих минералов, степень их кристалличности и структурной упорядоченности во многом определяют технологические свойства и области практического использования глинистых пород.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Грим Р. Минералогия глин. М.: Изд. ИЛ, 1956, 454 с.
2. Грим Р. Минералогия и практическое использование глин. М.: Изд. Мир, 1967, 511 с.
3. Кужварт М. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Изд. Мир, 1986, 470 с.
4. Миллю Ж. Геология глин. М.: Недра, 1968, 360 с.
5. Петров В.П. Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1984, 405 с.
6. Петросов И.Х. Критерии систематизации и краткая характеристика геолого-промышленных типов глинистых пород Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, №2-3, с.41-49.
7. Петросов И.Х. Геолого-промышленные типы глинистых пород Армении (систематизация и краткая характеристика). Литология и полезные ископаемые, 1999, №1, с.92-99.

## ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ-ԱՐԴՅՈՒՆԱԲԵՐԱԿԱՆ ՏԻՊԵՐՈՒՄ ԳԼԽԱՎՈՐ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ

Ի. Խ. Պետրոսով

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բնութագրվում են ՀՀ կավային ապարների երկրաբանա-արդյունաբերական տիպերում գլխավոր կավային միներալների գենետիկական տարատեսակները, ստրուկտուրային հատկանիշները և տարածման յուրահատկությունները, որոնք որոշում են նրանց տեխնոլոգիական հատկությունները պրակտիկ կիրառման բնագավառում:

Այդ միներալների կառուցվածքի մանրամասնությունները, նրանց բյուրեղայնության և կառուցվածքային կարգավորվածության աստիճանը շատ դժվար է որոշում են ՀՀ նստվածքային, հրաբխանստվածքային և հիդրոթերմալ-մետասոմատիկական գոյացումներում տեղադրված կավային ապարների տեխնոլոգիական հատկությունները և պրակտիկ գործածման բնագավառները:

## THE MAIN CLAYEY MINERALS IN GEOLOGICAL AND INDUSTRIAL TYPES OF CLAYEY ROCKS IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

I. Kh. Petrosov

Abstract

Characteristics are provided for genetic varieties, structural indicators, and spreading features of the main clayey minerals in the geological and industrial types of the RA clayey rocks, which determine technological properties and areas of their practical application.