Записки Ленинградского ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени горного института, том XXXII, вып. 2, 1955 г.

О ФОРМИРОВАНИИ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Доц. В. Д. Ломтадзе

Поведение горных пород при воздействии на них тех или иных сооружений определяется их геолого-петрографическими и физико-механическими свойствами. Эти свойства они приобретают в ходе естественно-исторических процессов образования и последующего изменения в недрах земной коры под влиянием различных факторов.

Вопрос о формировании строительных свойств горных пород впервые был выдвинут основоположником советской инженерной геологии акад. Ф. П. Саваренским. Им же и при его участии были выполнены первые большие исследования в этом направлении. В последующей разработке этого вопроса приняли участие многие специалисты-геологи. Изучению особенностей формирования свойств глинистых пород посвящены труды Б. М. Гуменского, Н. Я. Денисова, Г. С. Золотарева, Н. В. Коломенского, Г. А. Мавлянова, В. А. Приклонского, И. В. Попова, П. Н. Панюкова, И. И. Трофимова и других советских ученых.

Рассмотрение условий образования глинистых отложений показывает, что первым этапом формирования осадка является аккумуляция тонкодисперсного материала механическим или химическим путем. В зависимости от условий накопления этого материала образуются осадки различного состава, свойств и состояния.

В табл. 1 приведены важнейшие геолого-литологические признаки глинистых отложений, которые следует учитывать при их инженерно-геологической оценке. Глинистые отложения различного происхождения (генетические типы) обладают рядом характерных особенностей, представляющих первостепенный интерес при определении методики разведочных работ, полевых и лабораторных исследований, а также при оценке их прочности и устойчивости как в условиях естественного залегания, так и при воздействии на них инженерных сооружений.

Свежеотложившиеся глинистые осадки под влиянием различных факторов претерпевают существенные изменения. В настоящей статье рассматриваются процессы литификации осадков, т. е. процессы превращения глинистых осадков в глинистые породы, и дальнейшего изменения глинистых пород в земной коре. Эти процессы изучены еще далеко не достаточно. Акад. Н. М. Страхов [19] указывает: «До сих пор основное и почти исключительное внимание исследователей привлекала собственно седиментационная стадия: образование осадков и закономерности их размещения на дне водоема. Дальнейшее преобразование осадка в ходе диагенеза почти не рассматривалось, почему и нет до сих пор ясного

Геолого-литологические признаки глинистых отложений, имеющие значение для их региональной инженерно-геологической оценки Таблица 1

Генетические типы	Распространение	Мощность	Условия залегания	Однородность состава	Слоистость	Характерные особенности отложений
I. Континентальные						
Элювиальные	Преимущественно на водораздельных пространствах	Единицы, реже десятки метров; обычно весьма изменчива по простиранию	Пластообразные залежи, линзы, гнезда, карманы	Степень однородности различна на разных стадиях выветривания	Отсутствует	Тесная связь с подстилающими коренными породами
Делювиальные	На водоразделах и склонах	Единицы, реже десятки метров	Покровы, пласты, часто слагают делювиальные шлейфы в основании склонов	В большинстве случаев неоднородные	Неясная, часто неправильная	Умеренная глинистость, иногда примеси и включения грубообломочного материала, часто лёссовидный облик и свойства; в южных районах засолены
Аллювиальные	В современных и древних долинах рек	Единицы, реже десятки метров	Пластообразные залежи, слои, линзы	Неоднородные	Правильная, тонкая, часто неясная	Умеренная глинистость, часто высокая обогащенность растительными остатками
Пролювиальные	На предгорных равнинах или в межгорных долинах	Десятки метров	Покровы, толщи, слагают периферические части конусов выноса, предгорные шлейфы	Сравнительно однородные	Правильная	Умеренная глинистость, повышенная пылеватость, часто лёссовидный облик и свойства; повышенное содержание солей
Ледниковые	На водораздельных пространствах и в древних доледниковых депрессиях	Единицы, реже десятки метров	Покровы, толщи, линзы	Обычно весьма неоднородные	Отсутствует	Умеренная глинистость, повышенная пылеватость, большая неоднородность состава. Наличие включений валунов, линз и прослойков водоносных песков и слабых глинистых прослоев. Часто образуют несколько горизонтов в разрезе

Генетические типы	Распространение	Мощность	Условия залегания	Однородность состава	Слоистость	Характерные особенности отложений
Озерные	В древних и современных котловинах, а также на аллювиальных и приморских равнинах	Единицы, реже десятки метров	Толщи, слои, линзы	В большинстве случаев однородные	Правильная, часто тонкая	Невыдержанность по простиранию, часто с хорошо выраженной слоистостью — ленточные; в южных районах засолены
Болотные	Ограниченное, локальное, на слабо дренируемых равнинах и низинах	Единицы метров	Маломощные толщи, слои, линзы	Обычно недостаточно однородные	Правильная	Высокое содержание растительных остатков, слоев, прослоев, линз, торфа; свойства определяются свойствами торфа
Эоловые	Широкое, региональное; на различных орографических элементах, независимо от гипсометрического положения	Единицы, часто десятки метров	Покровы, толщи	Весьма однородные	Обычно неясная	Макропористые, сильно пылеватые, обладают характерной столбчатой отдельностью, карбонатные; в южных районах засолены
II. Лагунные	Широкое, региональное	Десятки и сотни метров	Толщи, внутри которых обычно неправильное (по простиранию и мощности) переслаивание пород разного состава	Однородные в пределах отдельных слоев	Правильная	Большая сложность разреза, в пределах которого частое переслаивание пород разного состава. Характерно содержание воднорастворимых соединений (гипс, ангидрит и др.) как в дисперснорассеянном виде, так и в виде линз, прослоев, пластов, жил
III. Морские	Очень широкое, региональное	Сотни метров	Мощные толщи	Обычно однородные	Наиболее правильная	Большая однородность состава и выдержанность по простиранию и мощности

представления ни об объеме и характере процессов, происходящих в стадии диагенеза, ни об их значении в формировании петрографического облика и «качества породы».

Таким образом, если в настоящее время нет достаточно ясных представлений об особенностях формирования общего облика пород на стадии диагенеза, то еще хуже обстоит дело с изучением особенностей формирования прочности и устойчивости пород, особенно глинистых. Поэтому рассмотрение процессов формирования свойств глинистых пород в настоящее время представляется возможным производить только в общем плане.

С физико-химической точки зрения любой глинистый осадок можно рассматривать как дисперсную систему, состоящую из трех фаз: твердой — минеральной, жидкой — водной и в некоторых случаях газообразной. Эта система обладает огромными запасами свободной поверхностной энергии, которая обусловливает развитие различных процессов, изменяющих в какой-то мере ее состав и состояние и подчиняющихся закону: всякая дисперсная система стремится уменьшить свою свободную энергию. Такими процессами, как указывают акад. Н. М. Страхов, проф. А. В. Пустовалов и др., в дисперсных системах типа глинистого осадка могут являться: адсорбция и десорбция, катионный обмен, восстановление и окисление, растворение и кристаллизация, возникновение более устойчивых минеральных модификаций за счет менее устойчивых, рост конкреций и изолированных кристаллических вкрапленников, цементация осадка и т. д.

Все эти явления в различных физико-географических условиях получают неодинаковое развитие и определяются, с одной стороны, составом минеральной фазы, а с другой, — составом (минерализация, химический состав, pH, Eh), состоянием (свободная или связанная) и подвижностью водной фазы. Водная фаза определяет направленность и интенсивность всех изменений, связанных с превращением осадка в горную породу, и последующего ее изменения в условиях верхней зоны земной коры. Известно, что водная фаза определяет также развитие микрофауны и флоры, посредством которых и получают развитие процессы окисления, восстановления, разложения органических остатков и др.

Процессы, которые в ходе литификации обусловливают превращение глинистых осадков в горные породы, принято называть диагенезом, а процессы, изменяющие возникшую после диагенеза породу, вплоть до ее выветривания или метаморфизма, — эпигенезом.

Следовательно, в едином процессе формирования свойств глинистой породы, начиная с момента аккумуляции осадка до этапа более глубокого изменения состава, свойств и состояния породы при метаморфизме или выветривании, можно выделить две стадии — диагенез и эпигенез. Так как формирование глинистых пород, особенно на первой стадии литификации, в значительной степени зависит от физико-географических условий среды, диагенетические изменения осадков субаквального и субаэрального происхождения имеют различный характер и приводят к различным результатам. Эти различия заметно отражаются и на формировании строительных свойств глинистых пород.

I. Направленность диагенетических процессов в глинистых осадках субаквального происхождения

Как показывает изучение глинистых осадков субаквального происхождения, их диагенетические превращения проявляются главным образом в изменении состава, состояния и соответственно свойств. Все эти

изменения развиваются одновременно, но различны по своему характеру.

Описание процессов диагенеза дано в ряде работ по петрографии осадочных пород. Впервые сравнительно подробное теоретическое объяснение многих явлений, происходящих при диагенезе осадков, дано в работе Н. М. Страхова [19]. Данные, приведенные в этой работе, позволяют лучше понять природу и строительные свойства глинистых пород и поэтому представляют особый интерес при рассмотрении вопроса о формировании свойств глинистых пород.

1. Физико-химические условия развития диагенетических процессов в осадках субаквального происхождения

Чтобы правильнее разобраться в развитии диагенетических изменений глинистых осадков, необходимо в первую очередь познакомиться с особенностями обстановки, в которой они протекают. Благодаря исследованиям Н. М. Страхова и других советских ученых, в настоящее время известно, что физико-химическая обстановка в зоне диагенеза весьма своеобразна и резко отлична от обстановки в слоях воды, расположенных над осадком. На примере современных морских и озерных водоемов Н. М. Страхов показал, что условия в осадке и в придонной воде «... представляют собой два разных, бок о бок существующих мира» [19].

Одной из важнейших особенностей современных осадков, особенно глинистых, является высокая влажность, достигающая у морских и озерных илов 90—100% и выше. В связи с этим бактериальное население илов, в отличие от населения воды, колоссально, оно измеряется миллионами клеток на грамм сырого ила. С глубиной влажность ила обычно заметно уменьшается и соответственно быстро и резко убывает число бактерий — с глубины 25—30 *см* их количество измеряется всего сотнями на грамм сырого ила.

Характерной особенностью современных осадков является высокая концентрация в иловой воде ряда элементов, во много раз превышающая содержание их в воде наддонной. Сумма растворенных карбонатов в иловой воде, например, всегда намного (иногда в 5—10 раз) выше, чем в наддонной воде, так же как и содержание кремния, фосфора, аммиачного азота, железа и др. Окисляемость в десятки, а иногда и сотни раз выше в иловой, чем наддонной воде. Предполагается обогащение иловой воды и другими элементами (Mn, Al_2O_3 и др.). Вследствие высокой концентрации многие вещества в иловой воде образуют насыщенные или почти насыщенные растворы, тогда как в воде наддонной они присутствуют в состоянии выраженного недонасыщения.

Важными характеристиками физико-химической обстановки современных осадков является окислительно-восстановительный потенциал Eh и показатель кислотно-щелочных условий pH. По этим показателям физико-химические условия современных осадков характеризуются следующим образом. Самые верхние горизонты осадков на глубине до 20—25 *см* образуют окислительную зону (значение Eh от +300 до 0). Ниже среда становится восстановительной (Eh до —500). При этом наиболее низкие значения Eh приурочены к верхним десяткам сантиметров восстановительной зоны. Ниже 1—1,5 *м* Eh вновь более или менее значительно повышается, приближаясь к нулю. Активная реакция pH осадков также значительно отличается от активной реакции водной массы бассейна. Основная закономерность здесь выражается в том, что осадки всегда несколько кислее наддонной воды.

В бескарбонатных или очень слабо карбонатных илах северных морей pH изменяется от 7,7 до 8,5. В зоне окисления pH в среднем равен 8,2, затем резко уменьшается и на границе окислительной и восстановительной зон достигает наименьшей величины. В зоне восстановительной pH опять возрастает в среднем до 8,25. В морских карбонатных илах (например, Каспийское море) среда всегда слабо щелочная, pH изменяется от 7,2 до 7,8. В солоноватых озерах засушливой зоны с карбонатными илами среда также всегда имеет щелочную реакцию. В осадках пресноводных озер с мягкой водой, практически безизвестковых, pH обычно ниже 7.

Таковы основные особенности физико-химических условий современных морских и озерных осадков как среды, в которой получают развитие диагенетические процессы. Эти условия существенно отличны от условий водной наддонной среды. Причем эти отличия и особенности наиболее резко выражены в осадках тонкозернистых, глинистых. Следовательно, всякий свежеотложившийся глинистый осадок, образуя толщу илов, попадает в обстановку в физико-химическом отношении новую, своеобразную, далекую от какого-либо нормального соотношения — равновесия с окружающей средой. Это состояние и предполагает естественную неизбежность изменения осадка — его диагенез.

2. Изменение состава глинистых осадков субаквального происхождения при диагенезе

При диагенетических превращениях существенные изменения может претерпевать состав свежеотложившихся глинистых осадков — илов — гранулометрический, минеральный и химический. Насколько значительны эти изменения, в настоящее время оценить трудно, однако все они имеют место и представляют большой научный и практический интерес. Известно, например, что всякая дисперсная система при соответствующих условиях может изменить свое состояние в результате образования макро- и микроагрегатов. Точно также и глинистые осадки, слагающие толщу илов, попадая в зону диагенеза, образуют микроагрегаты в результате либо простого прилипания минеральных частиц друг к другу под влиянием сил взаимного притяжения, либо в результате цементации осадка. Образующиеся микроагрегаты изменяют степень дисперсности осадка, его гранулометрический состав и соответственно влагоемкость, водопроницаемость и другие свойства. Естественно, что образование микроагрегатов в глинистом осадке происходит не только при диагенезе, но и при седиментации. Однако наиболее благоприятные условия для образования микроагрегатов, и особенно микроагрегатов устойчивых и прочных, создаются при диагенезе осадков.

Как видно из табл. 2, где приведены результаты гранулометрических анализов современных морских илов, чем тщательнее диспергируется ил, т. е. чем сильнее производится разрушение микроагрегатов, тем выше получается выход мелких фракций. Весьма прочными микроагрегатами в иле являются, повидимому, те, которые сцементированы органическим веществом. При окислении органического вещества перекисью водорода происходит наиболее интенсивное разрушение микроагрегатов и, следовательно, наибольший выход мелких фракций.

Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что в глинистом иле действительно имеются микроагрегаты различной прочности и устойчивости. Наиболее прочные из них, надо полагать, образуются главным образом при диагенетических превращениях осадков.

Таблица 2

Результаты гранулометрических анализов морских илов при различных способах подготовки (по данным В. П. Зенковича)

Фракции, *мм*	Намачивание		Кипячение		Растирание		Обработка H_2O_2	
>1,0	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
1,0—0,1	1,3	1,1	1,3	1,1	1,4	1,7	1,1	1,3
0,1—0,05	47,7	48,6	37,7	37,3	29,6	28,7	30,3	30,2
0,05—0,01	35,2	34,9	40,3	39,0	31,4	31,0	23,2	23,4
< 0,01	15,3	15,4	20,7	22,6	37,6	38,6	45,4	45,1

Иловые воды, как отмечено выше, обладают повышенной минерализацией, что способствует усилению коагуляции осадков, образованию микроагрегатов. Кроме того, при седиментации различных химических соединений из водной массы окислы алюминия и железа, обладающие амфотерными свойствами, в зависимости от pH водного раствора приобретают заряд то положительный, то отрицательный. Когда гидроокислы железа и алюминия приобретают заряд противоположный, например, заряду глинистых частиц, кремнекислоты, гумусовых соединений, тогда происходит, естественно, взаимное их свертывание (взаимная коагуляция) и образование новых, более сложных комплексов — микроагрегатов.

Изменение дисперсности глинистых осадков в зоне диагенеза может иметь и другую природу. Например, аморфные коллоидные частицы — аморфные гидраты глинозема, железа и др., могут не только цементировать осадок, но и претерпевать процессы старения, кристаллизоваться, образовывать новые минеральные образования более крупных размеров и изменять тем самым дисперсность осадков. Итак, при диагенезе, несомненно, происходит изменение степени дисперсности глинистых осадков вследствие образования микроагрегатов различной прочности. Это обусловливает изменение их гранулометрического состава и, следовательно, свойств.

Известно, что глинистые осадки полиминеральны, что определенный минеральный состав в осадочной породе формируется при соответствующих физико-географических условиях (Н. И. Гинзбург, Л. В. Пустовалов, Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович). Многие минералы осадочных пород, и в том числе глинистые, могут служить показателями той обстановки, в которой развивались процессы в исходном осадке при диагенезе или в сформированной породе. Для определенной ассоциации или отдельных минералов существует соответствующий интервал условий, при которых возможно их образование, и интервал возможного существования (Г. И. Теодорович [23]).

Так, например, для основных породообразующих минералов глинистых пород характерны следующие условия. Каолинит возникает в кислых условиях среды (низкие значения pH) и поэтому характерен для разных фаций континентальных отложений. Попадая в морскую среду, он разрушается.

Гидрослюды могут возникнуть и быть устойчивыми в щелочных, нейтральных и кислых условиях среды, поэтому они характерны и для морских, и для континентальных отложений разных фаций. В условиях морской среды гидрослюды нередко превращаются в бейделлит.

Монтмориллонит, как и бейделлит, характерен для щелочных условий среды. Гидраты окиси железа выпадают и устойчивы в кислых условиях (pH = 2,3 — 3), гидраты окиси алюминия образуются и сохраняются в осадке при интервале pH от 4,1 до 10. При pH, равном 7,5—8, он

начинают частично растворяться, а при pH, равном 10, растворение становится значительным.

В кислых условиях среды (при pH < 6) совершенно неустойчивы полевые шпаты. Опал образуется в кислых, слабо кислых и нейтральных условиях, но сохраняется и в слабо щелочных. В щелочных же условиях среды аморфные формы кремнезема неустойчивы. Кальций, доломит и магнезит свойственны щелочной среде (pH $=7{,}5$), а сидерит может возникать в нейтральных условиях.

Характерным показателем условий среды является окислительно-восстановительный потенциал Eh. Значения Eh от явно окислительных (высокие значения от $+300$ до 0) до явно восстановительных условий (низкие значения до -500) лучше всего устанавливаются по присутствию в осадке железосодержащих минералов: гидроокислов железа, глауконита, железистых хлоритов, сидерита, пирита. Показателем степени минерализации воды — среды — служит присутствие в осадке ряда минералов, начиная от кальцита, характерного для слабо минерализованных вод (через целестин, $CaSO_4$ и каменную соль), до весьма растворимых солей магния и калия, характерных для весьма минерализованных вод. Показателем минерализации вод служат и фторсодержащие минералы. Так, например, фосфориты характерны для осадков, отложившихся в морских водах нормальной солености, флюорит — для осадков, отложившихся в концентрированных морских водах.

Таким образом, при диагенезе существенные изменения должны происходить в составе глинистых осадков как основных породообразующих минералов, так и минералов-примесей. Рассмотрим, какой характер могут иметь изменения в минеральном составе глинистых осадков, и в первую очередь в составе их основных породообразующих минералов.

Основная масса глинистых минералов, слагающих глинистые породы, имеет терригенное происхождение. Однако эти минералы, попадая в новые физико-химические условия среды, не остаются неизменными; они могут разрушаться и переходить в новые. В свежеотложившихся глинистых осадках — илах морских бассейнов и соленых озер — устанавливается щелочная среда. При диагенезе таких осадков, естественно, создаются условия для преимущественного развития и сохранения минералов группы монтмориллонита, бейделлита и гидрослюд.

Общеизвестен факт образования монтмориллонита за счет подводного разложения вулканических пеплов, бейделлита — за счет гидрослюд. Доказывается это структурным соотношением новых минералов с разрушающимися.

Глинистые минералы, неустойчивые в щелочных условиях, будут растворяться, разрушаться и переходить в более устойчивые. Так и происходит с минералами группы каолинита. Каолинит, попадая в морскую среду, разрушается. Поэтому в современных морских илах он, как правило, не встречается, а если и встречается, то в особых условиях — в устьях рек, в прибрежных зонах, куда он выносится с суши и не успевает измениться.

В илах северных морей накапливается ассоциация минералов, в которой из глинистых преобладают гидрослюды (табл. 3), а в илах южных морей — ассоциация минералов, в которой ведущими являются гидрослюды и монтмориллонит. Такое распределение минеральных ассоциаций в илах М. А. Ратеев вполне правильно связывает с соответствующими господствующими условиями современного атмосферного выветривания и почвообразования [14].

В илах пресноводных озер, где среда устанавливается слабо кислая и кислая, при диагенезе возникают условия для сохранения и развития

Таблица 3

Минеральный состав тонкодисперсной части современных морских и озерных илов

Район	Минеральный состав	Материалы исследований
Баренцово море	Полевой шпат, хлорит, кварц, серицитоподобный минерал, гидрогетит, карбонаты	М. А. Ратеев
Карское море	Серицитоподобный минерал, полевой шпат, хлорит, кварц, гидрогетит, сидерит	М. А. Ратеев
Финский залив	Иллит, кварц, слюдистый минерал	И. В. Иогансен
Каспийское море	Монтмориллонит, полевой шпат, серицитоподобный минерал, кварц, сидерит	М. А. Ратеев
Азовское море	Монтмориллонит, серицитоподобный минерал, полевой шпат, кварц, сидерит	М. А. Ратеев
Таганрогский залив Азовского моря	Монтмориллонит, монотермит, каолинит, иллит, гидрогетит, кварц	Е. В. Громова
Черное море	Гидрослюды, монтмориллонит, галлуазит, каолинит, хлорит (или гидрохлорит), малоизмененные слюды (мусковит, реже биотит), ортоклаз, кварц	М. А. Ратеев
Черное море	Монтмориллонит, кальцит, неизвестная кристаллическая фаза	И. В. Иогансен
Аральское море	Гидрослюды, биотит, каолинит	М. А. Ратеев
Оз. Иссык-Куль	Каолинит	М. А. Ратеев
Оз. Байкал	Монтмориллонит, гидрослюды	М. А. Ратеев

минералов группы каолинита и гидрослюд. Такие же условия господствуют и в озерно-болотных осадках. Однако из этого правила, так же как и при морских условиях, могут быть исключения.

В стадийном процессе выветривания горных пород на первом этапе обычно образуются монтмориллонит, бейделлит, серицит и др. Поэтому эти минералы могут преобладать в составе терригенных осадков пресноводных озер, хотя условия среды и неблагоприятны для них.

В составе морских и озерных илов существенное значение имеет органическое вещество. Так, например, согласно исследованиям В. И. Савельева [20], у илов Кольского залива и Баренцова моря потери от прокаливания в среднем равны 3% (изменяются от 1 до 5%), у илов Финского залива 12% (от 2 до 29%) и у илов Черного моря 18% (от 5 до 26%). Это органическое вещество в результате жизнедеятельности бактерий разрушается, разлагается и выделяется в виде газообразных и воднорастворимых продуктов распада. Поэтому при диагенезе органическое вещество постепенно убывает из состава илов, а иловые растворы обогащаются продуктами распада: CO_2, H_2S, NH_3 и др. При этом условия, создающиеся в илах, Н. М. Страхов характеризует следующим образом: «В итоге pH грунтового раствора падает, а окисляемость его растет; растет также и щелочность, так как свободная CO_2 реагирует с $CaCO_3$ (обычно находящимся в осадках), дополнительно переводит его в раствор в виде $Ca(HCO_3)_2$; накапливается также углекислый аммоний. Одновременно со всеми этими процессами свободный O_2 (кислород) из илового раствора исчезает и среда из окислительной становится восстановительной, что сопровождается падением Eh до отрицательной величины. Редуцирующие сульфат бактерии начинают разлагать SO_4'', причем в воде дополнительно накапливаются H_2S и CO_2 против того, что возникает за счет разложения органического вещества. Вместе с тем,

в условиях восстановительной среды $Fe^{\cdots}$ и $Mn^{\cdots}$, внесенные в осадок, переходят постепенно в $Fe^{\cdot\cdot}$ и $Mn^{\cdot\cdot}$ и, в силу большой растворимости солей закиси, начинают накапливаться в грунтовом растворе» [19].

Предполагается, что одновременно с распадом органического вещества и с растворением карбонатов и гидроокислов Fe и Mn в раствор переходят и некоторые малые элементы (As, P, Cr, Ni, Co, Cu и др.). Наконец, известно, что в щелочной среде неустойчивыми являются аморфные формы кремнезема, а также начинают растворяться и гидроокислы алюминия. Ими, следовательно, тоже должен обогащаться грунтовый раствор.

«Так возникает совершенно специфический, только осадкам присущий грунтовый раствор» [19]. Его специфику составляет не только гораздо бо́льшая, чем в наддонной воде, концентрация многих элементов, но и то, что в глинистых осадках, слабо промываемых, многие компоненты достигают, повидимому, состояния насыщенных растворов. Повышение концентрации грунтового раствора, как отмечалось выше, должно усиливать процессы коагуляции глинистых частиц, процессы образования микроагрегатов.

Как указывает Н. М. Страхов, дальнейшая судьба веществ, перешедших в грунтовый раствор, двояка. Часть их выносится из грунтовых растворов в наддонные горизонты водных масс, а часть, образуя новые минеральные формы, выпадает вновь в осадок. «Получающаяся в силу этого разгрузка грунтовых растворов от некоторых элементов сейчас же вызывает дополнительное растворение тех исходных соединений, в которых эти элементы первоначально были внесены в осадок» [19]. Таким образом, «... происходит непрерывный переход вещества из первоначальных форм, в которых оно поступило в осадок, в новые формы, возникающие в процессе диагенеза и приспособленные к новым физико-химическим условиям среды». Эти новые формы минералов, возникающие при диагенезе осадков, называют диагенетическими (Н. М. Страхов и Л. Б. Рухин). К диагенетическим минералам древних и современных морей относят: кальцит, арагонит, доломит, гидрогетит, гидроокислы марганца, гидраргиллит, диаспор, халцедон, фосфорит (апатит), сидерит, анкерит, родохрозит, пирит, халькопирит, пирротин, глауконит и др. Обширный список диагенетических минералов показывает, насколько значительные изменения может претерпеть минеральный состав глинистых осадков в процессе диагенеза.

«Таким образом, не водная масса бассейна с протекающими в ней процессами химического и биологического осаждения, а среда осадка со специфической физико-химической обстановкой — вот арена образования подавляющей массы аутигенных минералов осадков морей и озер малой минерализации» [19]. В состав аутигенных диагенетических минералов могут входить и растворимые соли и главным образом гипс. Иловые воды, как отмечено выше, представляют собой обычно сложный и достаточно концентрированный раствор. Некоторые соли в этом растворе могут достигать предела насыщения и при соответствующих условиях кристаллизоваться. В сложных растворах последовательность кристаллизации и состав образующихся солей определяются прежде всего пределами совместной их растворимости. В первую очередь кристаллизуются соли наиболее трудно растворимые, а затем все более легко растворимые. Кристаллизация солей из морской воды происходит в следующей последовательности: карбонаты кальция и магния, гипс, галит с гипсом, галит с ангидритом, галит с полигалитом и т. д. [7]. Поэтому в илах весьма распространены карбонаты, реже встречается гипс. В бассейнах, связанных с морем и питающихся морской водой (лагуны, лиманы и т. д.), или в соленых озерах, где физико-географические климатические условия

обусловливают поступательное развитие процессов соленакопления, толщи илов содержат легко растворимые соли не только в дисперсно-рассеянном виде, но и в виде крупных выделений, прослойков, слоев и т. д.

Важнейшее значение в изменении вещественного состава илов при диагенезе имеют также обменно-адсорбционные процессы. Образование глинистых осадков всегда сопровождается перемещением большого количества глинистого вещества с суши, где это вещество находилось в равновесии с гидрокарбонатно-кальциевыми водами суши и где в поглощенном состоянии преобладают $Ca^{\cdot\cdot}$ и отчасти $Mg^{\cdot\cdot}$. Попадая в морскую среду, где значительную концентрацию имеют $Na^{\cdot}$ и Cl', терригенные глинистые осадки вступают в обменные реакции с морской водой:

$$\Pi Ca^{\cdot\cdot} + 2Na^{\cdot} \text{ (морской воды)} \rightleftarrows Ca^{\cdot\cdot} + \Pi Na_2^{\cdot}.$$

В этом процессе взаимодействия терригенного глинистого материала с морской водой происходит десорбция кальция и магния и поглощение натрия. Поглощение натрия, как известно, способствует диспергированию мелких глинистых частиц и агрегатов и придает осадку большую гидрофильность. Однако следует иметь в виду, что свежеотложившийся глинистый осадок, образующий толщу илов, сразу же попадает в обстановку в физико-химическом отношении совершенно своеобразную. Она, как отмечено выше, характеризуется высокой концентрацией в иловой воде ряда элементов, во много раз превышающей концентрацию в воде морской. Так, например, сумма растворенных карбонатов кальция и магния в иловой воде всегда намного выше, чем в придонной воде. Обогащение иловой воды ионами кальция и отчасти магния, обладающими большей, чем натрий, энергией поглощения, обусловливает вытеснение из ила ионов натрия, преобладавшего в поглощенном комплексе осадка, только что осевшего на морское дно:

$$\Pi Na^{\cdot} + Ca^{\cdot\cdot} \text{ (иловой воды)} \rightleftarrows \Pi Ca^{\cdot\cdot} + 2Na^{\cdot}.$$

Подтверждением подобного состава обменных оснований морских илов являются результаты исследований А. Д. Архангельского (табл. 4).

Таблица 4

Состав обменных оснований черноморских илов
(по А. Д. Архангельскому)

Наименование образцов	Поглощенные катионы, %			
	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$	$K^{\cdot}$
Ил станции 107	0,26	0,10	0,21	0,09
„ 6	0,30	0,11	0,06	0,07
„ 67+68	0,27	0,11	0,06	0,11
„ 8	0,34	0,13	0,06	0,10
„ 5	0,66	0,11	0,10	0,07

В составе поглощенных оснований черноморских илов, как видно из табл. 4, основное место, аналогично континентальным отложениям, занимает кальций, затем магний, натрий и калий. Натрий занимает не первостепенное место и в составе обменных оснований в илах северных морей.

Из данных табл. 5 видно, что в составе обменных оснований илов северных морей преобладает магний, на втором месте чаще стоит кальций,

Таблица 5

Состав обменных оснований илов северных морей [1]

Поглощенные катионы, *м/экв*			Емкость поглощения, *м/экв*	Поглощенные катионы, *м/экв*			Емкость поглощения, *м/экв*
Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}		Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	
Без отмывки солей				10,0	12,3	7,3	29,6
				12,0	29,6	11,7	53,3
8,0	15,6	10,8	34,4	С отмывкой солей			
13,5	13,9	7,3	34,7				
8,5	17,2	11,7	37,4	8,0	12,3	3,4	23,7
10,5	20,5	7,3	38,3	13,0	12,3	7,3	32,6
9,0	18,9	11,3	39,2	8,0	7,4	11,3	26,7
11,5	18,9	10,4	40,8	8,5	13,1	6,9	28,5
11,0	17,2	13,9	42,1	9,0	14,8	3,9	27,7
12,5	20,5	9,5	42,5	10,0	13,9	10,4	34,3
14 0	23,8	6,93	44,7	11,0	14,8	8,6	34,4
7,0	10,6	7,3	24,9	12,0	14,6	9,5	37,1
6,5	11,5	6,5	24,5	9,0	16,4	3,9	29,3

[1] Материалы исследований А. А. Кордикова и Н. Н. Лапиной.

реже натрий. При исследовании состава обменных оснований илов после отмывки солей на втором месте после магния всегда стоит кальций. Подобный состав поглощенных оснований морских илов лишний раз подтверждает своеобразие физико-химических условий обстановки в иловой воде.

Итак, при диагенезе вещественный состав глинистых осадков субаквального происхождения действительно должен изменяться. На основании наблюдений и определенных теоретических предпосылок можно заключить, что в морских и некоторых озерных глинистых осадках в период диагенетических превращений создаются благоприятные условия для формирования из основных породообразующих минералов — минералов из группы гидрослюд и монтмориллонита. Одновременно в составе илов происходит постепенное уменьшение содержания органического вещества, образование большой группы аутигенных — диагенетических минералов и в известной мере прочных микроагрегатов.

Все эти процессы полностью определяют природу строительных свойств илов (большую гидрофильность, текучую консистенцию, большую сжимаемость и малую устойчивость) как глинистых осадков, вступивших в первую фазу литификации (диагенез) и находящихся в особой физико-химической обстановке окружающей их водной среды. Физико-химические процессы, развивающиеся в илах в неразрывной связи с другими процессами (биологическими, химическими, физическими и др.), также будут обусловливать определенные их свойства и в известной мере ограничивать, например, их гидрофильность, способствовать процессам образования микроагрегатов и т. д.

Важно подчеркнуть, что в этом естественно-историческом процессе происходит изменение не только вещественного состава твердой фазы осадка, но в результате взаимодействия его с водной окружающей средой обусловленным является изменение — метаморфизм этой среды — илового раствора.

В заключение отметим, что диагенетические изменения тех или иных осадков, как и аккумуляция толщ осадочных пород, находятся в тесной связи с колебательными движениями земной коры, которые в значительной мере обусловливают также физико-географическую обстановку формирования осадков.

3. Изменение состояния и свойств глинистых осадков субаквального происхождения при диагенезе

Как отмечено выше, особенностями глинистых пород, отличающими их от всех иных осадочных образований, являются их минеральный состав и значительные размеры удельной поверхности слагающих частиц. С этой поверхностью связывается большое количество влаги, которая в ходе седиментации глинистых осадков увлекается в недра земли. Поэтому глинистые осадки в различных условиях стратисферы могут рассматриваться как аккумуляторы огромных запасов влаги. Так как основная масса глинистых пород образовалась из осадков субаквального

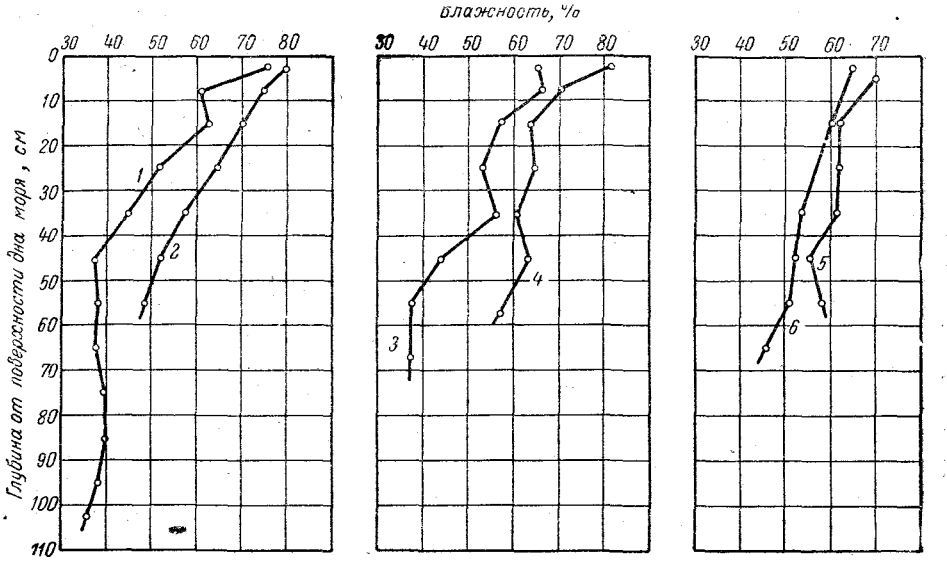


Рис. 1. Изменение влажности илов Каспийского моря с глубиной. Станции: *1*—92, Тюб-Караганский залив; *2* — 48, Северный Каспий; *3* — 57, там же; *4* — 1, там же; *5* — 26 Южный Каспий; *6* — 28, там же (по С. В. Бруевич)

происхождения, и главным образом морских, аккумуляция влаги этими осадками во все геологические эпохи была особенно облегчена.

В период накопления глинистых осадков в водном бассейне свободная вода в составе осадков преобладает над водой связанной. Влажность этих отложений обычно достигает 90—100% и более. При такой влажности свежеотложившиеся глинистые осадки — илы — находятся в сильно гидратированном текучем или скрытотекучем состоянии. Вглубь от поверхности влажность осадков заметно уменьшается (рис. 1).

Высокая влажность осадков в раннем диагенезе, как отмечено выше, имеет огромное значение. Она создает благоприятные условия для развития весьма обильного и разнообразного бактериального мира и обусловливает активность различных геохимических процессов. На более глубоких горизонтах осадков, по мере потери ими воды, число бактерий быстро и резко убывает, а активность геохимических процессов заметно ослабевает.

Как видно из рис. 2, влажность илов заметно уменьшается с глубиной почти от самой их поверхности. Следовательно, дегитратация глинистых осадков начинается обычно с момента их отложения и состоит в высвобождении сначала свободной, а затем и физически связанной воды (водный раствор), в переходе ее в воду свободную, в непрерывном

движении воды со все возрастающей скоростью — в общем из области повышенного уплотняющего давления на глубине к области пониженного уплотняющего давления у поверхности. Дегидратация, естественно, вызывает изменение физического состояния и соответственно свойств осадков. В самых приповерхностных горизонтах морского или озерного дна илы, имея очень высокую влажность, как правило, находятся в явно текучем состоянии. С глубиной же, по мере уменьшения естественной влажности, они приобретают скрыто текучее или вязко-пластичное состояние.

На глубине 4 *м*, как указано на рис. 2, естественная влажность ила уменьшилась примерно в 3 раза и достигла в среднем 80%. При влажности 75—80% и меньшей илы, как правило, не проявляют явно текучего состояния, хотя естественная влажность их попрежнему может быть

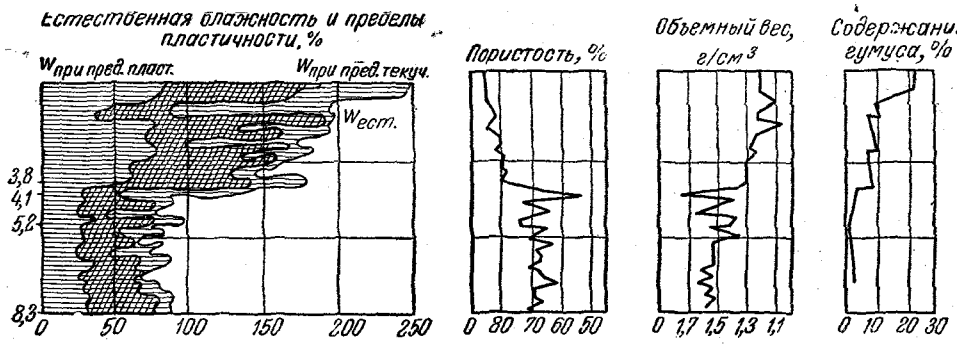


Рис. 2. Изменение состояния и свойств прибрежных илов Финского залива (по В. И. Савельеву)

и выше предела текучести. В результате потери илами значительного количества свободной воды при уплотнении молекулярные связи их усиливаются и придают илам некоторую прочность и устойчивость. При нарушении естественного сложения и соответственно при механическом разрушении структурных связей илы переходят в текучее состояние без изменения влажности. Изменение состояния илов с глубиной устанавливается и по другим показателям. Например, пористость ила в самых приповерхностных горизонтах достигает 85%, а с глубины 4 *м* она, как правило, меньше 70%, соответственно объемный вес ила изменяется от 1,2 до 1,5 *г/см*³ (рис. 2). Коэффициент пористости илов различных районов при нагрузке, равной нулю, т. е. отвечающей их естественному состоянию, с глубиной заметно уменьшается (рис. 3).

Приведенные примеры наглядно показывают, что при диагенезе состояние илов существенно изменяется. Они теряют значительное количество влаги, из явно текучего состояния переходят в скрыто текучее или вязко-пластичное, уменьшается их пористость и увеличивается объемный вес. В процессе всех этих изменений возникают и постепенно упрочняются структурные связи илов.

Значения показателей, характеризующих состояние илов (естественная влажность, пористость, коэффициент пористости, объемный вес) как свежеотложившихся глинистых осадков, весьма своеобразны и существенно отличны от значений, характеризующих состояние глинистых пород, претерпевших ту или иную степень литификации. Поэтому эти значения могут служить мерой исходного состояния глинистых осадков, при котором начинается диагенез. Одновременно с изменением состояния изменяются и свойства илов, что подтверждается результатами изучения их сжимаемости.

Компрессионные кривые илов различных морских районов, приведенные на рис. 3 (по данным исследований В. И. Савельева [21]), показывают, что сжимаемость илов с глубиной изменяется. Эти изменения весьма существенны как по относительным, так и абсолютным величинам. Илы из самых приповерхностных горизонтов до глубины 2—2,5 *м*

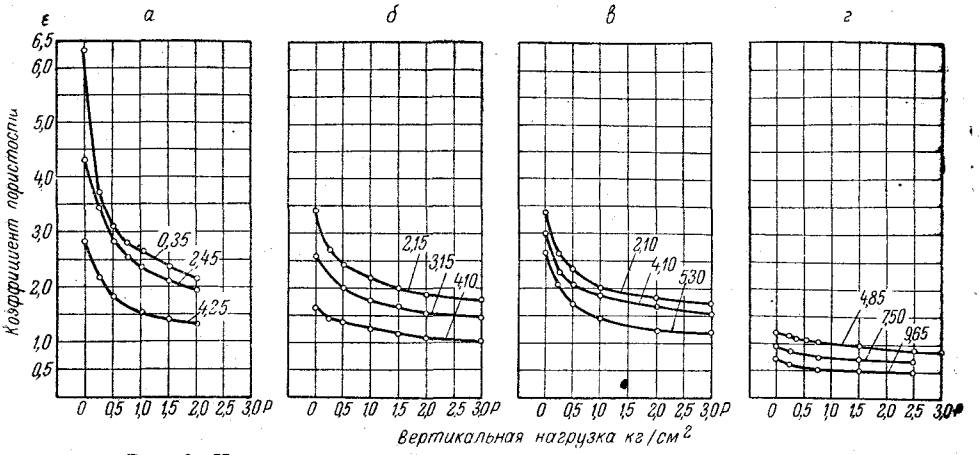


Рис. 3. Компрессионные кривые морских илов. Морские районы: *а* — западный; *б* — южный; *в* — восточный; *г* — северный (по В. И. Савельеву)

имеют начальный коэффициент пористости больше 3, достигающий у ила с глубины 0,35 *м* величины 6,27. Эти илы при приложенной первой незначительной нагрузке (0,25—0,5 *кг/см²*) дают резкую и значительную осадку. Илы с глубины 3—5 *м* имеют начальный коэффициент пористости

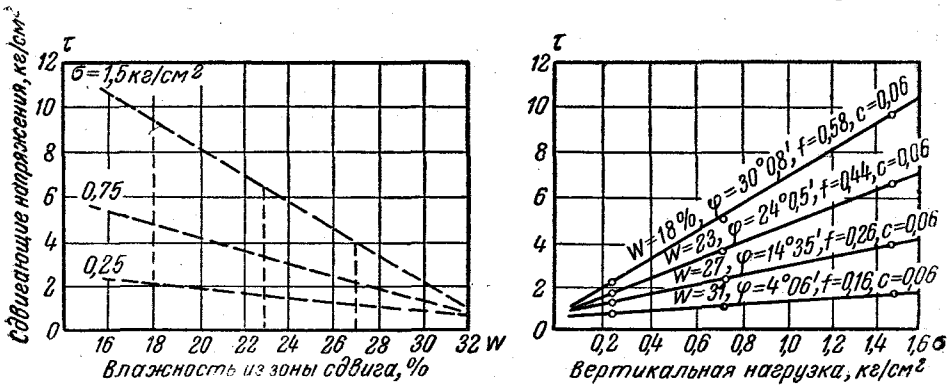


Рис. 4. Изменение сопротивления морских илов сдвигу в зависимости от изменения состояния — влажности (по В. И. Савельеву)

меньше 3 и сжимаются меньше. Илы с глубины 7,5 *м* и больше при нагрузках до 2,5 *кг/см²* слабо сжимаемы, начальный коэффициент их пористости меньше 1.

При диагенезе, как следует из приведенных данных, заметно изменяется сжимаемость глинистых осадков — илов, являющаяся важнейшим свойством с инженерно-строительной точки зрения. Одним из ведущих факторов при этом является гравитационное уплотнение осадков, сопровождающееся дегидратацией.

При уплотнении и дегидратации изменяется и сопротивление илов сдвигу. Величина угла внутреннего трения илов, как видно на рис. 4, непостоянна, она зависит от влажности, т. е. физического состояния илов.

Итак, при диагенезе заметно изменяется не только вещественный состав глинистых осадков, но и их состояние и свойства.

II. Направленность эпигенетических процессов в глинистых породах

Глинистые осадки, пройдя стадию ила, под влиянием процессов диагенеза превращаются в глинистые породы. При развивающемся осадочном процессе они перекрываются новыми толщами осадков, постепенно погружаются на все бо́льшие и бо́льшие глубины земной коры, где в новых геохимических условиях среды под влиянием процессов эпигенеза продолжают изменяться их состав, состояние и свойства.

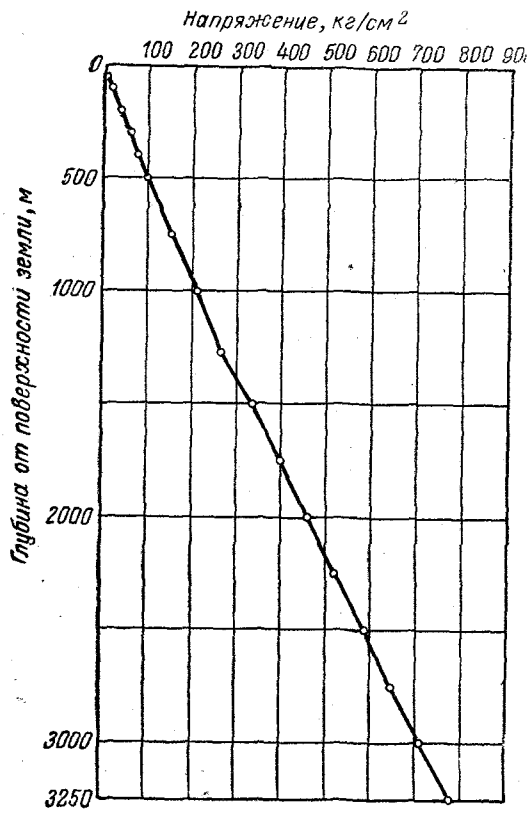


Рис. 5. Примерное распределение напряжений в породах от собственного их веса с глубиной по данным одной из глубоких буровых скважин

Резкой границы между диагенезом и эпигенезом провести нельзя, так как диагенетические процессы постепенно сменяются эпигенетическими. Общим в этих процессах является стремление к установлению равновесия между осадком, а затем породой и постоянно изменяющимися геохимическими и термодинамическими условиями окружающей среды.

Направленность и скорость развития процессов эпигенеза определяются в первую очередь интенсивностью колебательных движений земной коры. Эти процессы могут быть поступательными — прогрессивными или регрессивными [18].

1. Геохимические условия развития процессов эпигенеза в глинистых породах

Условия развития процессов эпигенеза в глинистых породах несколько иные, нежели условия, в которых развиваются процессы диагенеза. Основным отличием обстановки развития эпигенетических процессов является повышенное давление. На рис. 5 представлен график, показывающий изменение напряжений в породах с глубиной от собственного их веса по одной из опорных скважин. Скважина расположена на Затеречной равнине Предкавказья в пределах Терско-Каспийского прогиба, развитие которого непрерывно продолжалось в течение значительной части третичного и всего четвертичного периодов. Эта область освободилась от вод Каспийского моря в самое последнее геологическое время (послеледниковое). Поэтому скважиной вскрыт разрез от современных и древнекаспийских отложений до майкопских включительно. С глубиной напряжение в породах постепенно увеличивается и на глубине 500, 1000, 2000 и 3000 *м* соответственно

достигает 100, 211, 457 и 708 *кг/см²* (рис. 5). На рис. 6 приведен график, показывающий распределение напряжений в кембрийских глинах северо-западной окраины Русской платформы, вскрытых на разной глубине рядом опорных скважин. Из графика видно, что на северо-западе Европейской части Советского Союза кембрийские глины в настоящее время испытывают нагрузку примерно от 2 до 9 *кг/см²*, и от 39 до 84 *кг/см²*, а на Валдае от 240 до 289 *кг/см²*.

По мере увеличения гравитационного уплотняющего давления с глубиной постепенно уменьшается естественная влажность пород и соответственно затухает бактериальная жизнь. Поэтому биохимические про-

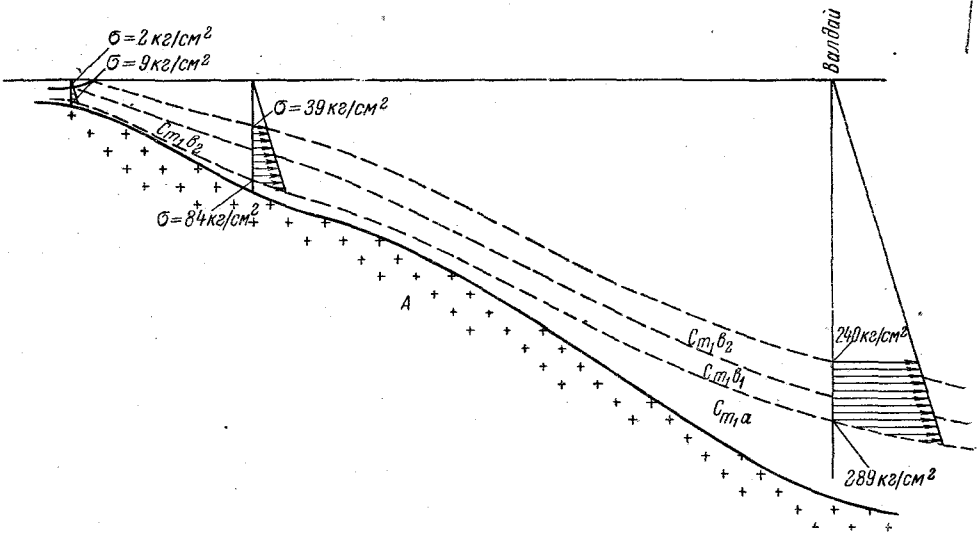


Рис. 6. Схема распределения напряжений в кембрийских глинах северо-западной окраины Русской платформы

цессы, имеющие первостепенное значение в зоне диагенеза, в зоне эпигенеза приобретают подчиненное значение. Повышается с глубиной и температура пород, но в разных районах с разной скоростью (рис. 7, 8, 9). Так, например, геотермическая ступень в областях молодой складчатости или вблизи от них равна 20—30 *м/град*, на платформе — 30—80 *м/град* и увеличивается с возрастом платформы. В пределах кристаллических щитов она, как правило, бывает равна 100 *м/град* и более.

Весьма существенным фактором эпигенеза являются подземные воды, пропитывающие осадочные толщи и циркулирующие в них по отдельным горизонтам, трещинам или зонам трещин. Подземные воды в той или иной геологической обстановке находятся в большей или меньшей взаимосвязи с земной поверхностью, и это определяет их динамичность и соответственно изменение состава и состояния с глубиной. г. е. их вертикальную зональность. Для подземных вод, как указывает Н. К. Игнатович [8], является типичным развитие трех основных зон, отличающихся условиями режима, характером и степенью минерализации.

1. Верхняя зона активного водообмена имеет подземный сток с большими динамическими ресурсами и характеризуется преимущественно пресными гидрокарбонатными, иногда сульфатными, а в засушливых районах и сульфатно-хлоридными водами.

2. Средняя зона затрудненной циркуляции подземных вод имеет замедленный водообмен с поверхностью земли. Воды этой зоны обычно имеют повышенную минерализацию, особенно в слабо промытых структурах, по составу они относятся к водам переходного типа от сульфатных к хлоридным.

3. Нижняя зона застойного режима характеризуется весьма замедленным водообменом, отчего в силу гравитации, диффузии и других физико-химических процессов здесь формируются воды и рассолы высоких концентраций, иногда почти предельного насыщения хлор-натриево-кальциевого типа.

Таким образом, с глубиной, особенно в глинистых породах, все больше и больше должен проявляться недостаток кислорода и устанавливаться восстановительные условия. Одновременно

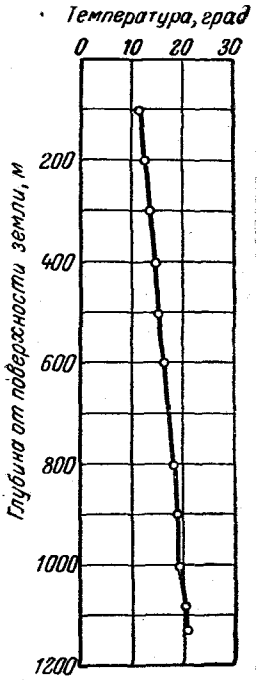


Рис. 7. Распределение температуры с глубиной в скважине Кривого Рога (по С. Д. Красковскому)

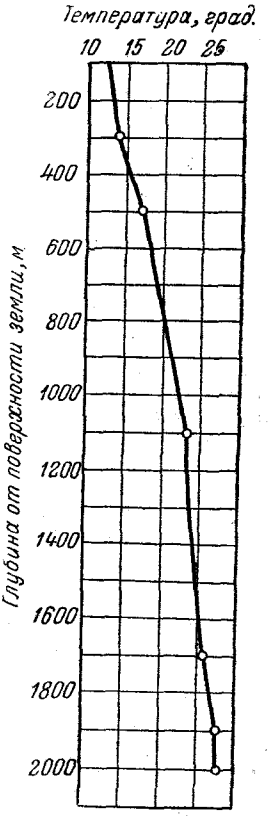


Рис. 8. Распределение температуры с глубиной в районе Бугуруслана (по Л. Розанову)

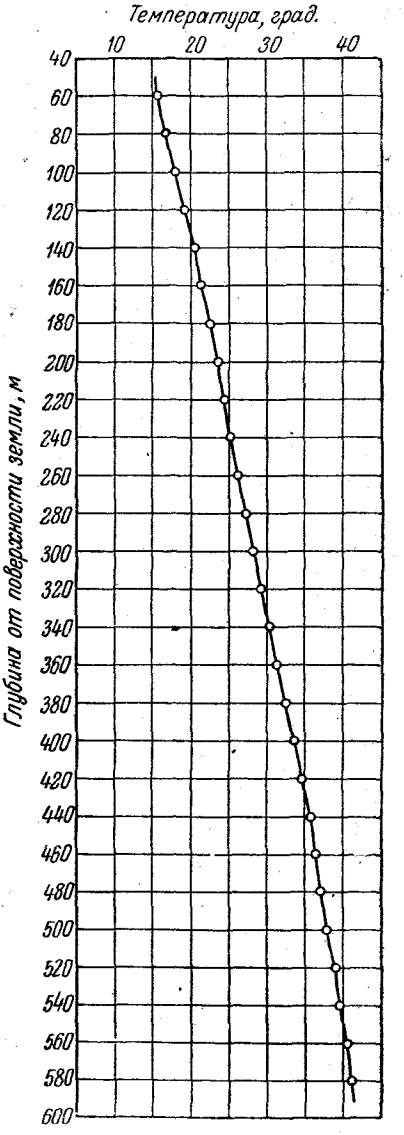


Рис. 9. Распределение температуры с глубиной в Горячеводской структурной скважине (по Ф. А. Макаренко)

с увеличением минерализации вод неуклонно возрастает величина pH, т. е. формируются щелочные условия. Из этого, конечно, не следует, что при общих закономерностях развития условий в зоне эпигенеза не может быть исключений. Так, например, в областях развития сульфидных руд

и при их окислении могут образовываться кислые воды с высоким содержанием свободной серной кислоты. Кислота обычно частично нейтрализуется карбонатами кальция, присутствующими в породах в рассеянном виде или в виде прослоев карбонатных пород. При некоторых условиях часть серной кислоты остается свободной, накапливается в подземных водах и придает им кислый характер.

2. Изменение состава глинистых пород при эпигенезе

Выше было отмечено, что при эпигенезе продолжают развитие процессы изменения состава, состояния и свойств пород. Направленность этих процессов примерно такая же, как и при диагенезе, и состоит в приспособлении состава и состояния пород к новым геохимическим и геологическим условиям. Однако при эпигенезе все эти процессы имеют явно замедленный характер и поэтому в некоторой части трудно уловимы.

После превращения глинистых осадков в глинистые породы последние продолжают уплотняться. Уплотнение глинистых пород сопровождается миграцией из них влаги, их цементацией, а также кристаллизацией из отжимаемых водных растворов различных компонентов. В процессе уплотнения и дегидратации некоторые компоненты твердой фазы глинистых пород подвергаются перекристаллизации и приспосабливаются к условиям повышенного давления и температуры. В результате структурные связи, возникшие в глинистом осадке — в иле, усиливаются, упрочиваются и глинистая порода постепенно утрачивает свою текучесть, а затем и пластичность и приобретает свойства полутвердого или твердого тела, свойства массивной породы. Естественно, что все эти эпигенетические преобразования породы сопровождаются упрочением не только всей породы в целом, но и отдельных составляющих ее микроагрегатов и агрегатов. Поэтому гранулометрический состав такой породы, исследованный обычным полудисперсным способом подготовки породы к анализу, будет существенно отличаться от состава исходного осадка или той же породы, подвергшейся меньшей степени литификации. Различия эти проявляются в изменении степени дисперсности породы за счет образования микроагрегатов и в том числе большого количества микроагрегатов прочных и весьма прочных.

Следовательно, результаты исследований гранулометрического состава коренных глинистых пород, т. е. пород, обычно отличающихся повышенной степенью литификации, зависят главным образом от способа подготовки породы к анализу; чем более тщательно будет диспергирована такая порода перед анализом, тем выше будет выход глинистых частиц при анализе. Поэтому гранулометрический состав таких пород не может являться классификационным признаком. Классификация пород должна осуществляться по комплексу литологических признаков — внешнему виду, структуре и текстуре, минеральному и химическому составам и др.

Гранулометрический состав очень часто не характеризует свойств уплотненных, коренных глинистых пород. Результаты исследований гранулометрического состава не согласуются и не могут согласовываться с результатами исследований физико-механических свойств таких пород. Массовые исследования гранулометрического состава уплотненных глинистых пород (коренных) с целью их классификации или суждения об их свойствах никак нельзя считать обоснованными.

Итак, при эпигенетических изменениях глинистых пород обычно еще более заметные изменения происходят в степени их дисперсности, в их гранулометрическом составе, чем при диагенезе, так как в результате

эпигенетических процессов глинистые породы из тонкодисперсных постепенно преобразуются в породы массивные, полускальные. Некоторые изменения при эпигенетических превращениях наблюдаются и в минеральном составе глинистых пород. Однако эти изменения устанавливаются главным образом в составе минералов-примесей и мало заметны в составе основных породообразующих глинистых минералов.

В вертикальном разрезе различных глинистых толщ можно выделить отдельные формации и пачки, резко отличающиеся составом глинистых минералов. Так как в зоне эпигенеза геохимические условия изменяются с глубиной медленно, плавно, постепенно, то естественно, что связывать резкие изменения состава глинистых минералов с изменением геохимических условий не представляется возможным. Эти изменения в составе глинистых минералов скорее свидетельствуют об изменении условий сноса и накопления глинистых осадков, а также об изменении условий их диагенеза. Эпигенетические же процессы, повидимому, мало сказываются на изменении состава основных породообразующих глинистых минералов. Зона эпигенеза, повидимому, наследует состав глинистых минералов, сформировавшихся в период седиментации и диагенеза глинистых пород. Эти обстоятельства позволяют поэтому минеральный состав тонкодисперсной части глинистых пород использовать для стратификации глинистых толщ и восстановления палеогеографических условий их накопления. Большой интерес в этом отношении представляют следующие факты.

В глинистых осадках, так же как и в глинистых породах, всегда присутствуют глинистые минералы. В филлитах глинистые минералы встречаются, но основными породообразующими минералами являются слюды, хлорит, кварц и др. В кристаллических сланцах глинистые минералы отсутствуют полностью [22]. Следовательно, глинистые минералы могут служить показателем начала метаморфизации пород, перехода зоны эпигенеза в зону метаморфизма. Приведенные в табл. 6 значения температуры, при которой глинистые минералы начинают разрушаться, свидетельствуют о том, что глинистые минералы могут являться температурными индикаторами, позволяющими судить о тех температурных условиях, которые пережила та или иная глинистая порода. Так, например,

Таблица 6

Температуры, при которых глинистые минералы разрушаются
(по И. Д. Седлецкому)

Глинистые минералы	Температура, град.	Глинистые минералы	Температура, град.
Галлуазит	50	Метагаллуазит	500
Гидрогематит	220	Монтмориллонит	725
Гидрогетит	350	Нонтронит	850
Каолинит	500	Иллит	950

в каменноугольных аргиллитах Донбасса, согласно исследованиям И. Д. Седлецкого, обнаружены каолинит, кварц, иллит, монтмориллонит. Следовательно, эти породы не подвергались воздействию температуры выше 500°, так как при температурах более высоких каолинит разрушается. Известно, что при низком давлении и температуре до 500—575° кварц и кальцит могут находиться в стабильном состоянии. При температурах более высоких происходит реакция между SiO_2 и $CaCO_3$ и образуется волластонит, являющийся типичным метаморфическим минералом.

Из приведенных данных также видно, что при температурах, господствующих в зоне эпигенеза, основные глинистые минералы должны быть

устойчивыми. Заметные изменения при эпигенезе у глинистых пород наблюдаются в составе и содержании минералов не глинистых.

По мере углубления от поверхности земли минерализация подземных вод постепенно повышается и в зоне затрудненного водообмена нередко достигает нескольких граммов сухого остатка на литр, а в зоне весьма затрудненного водообмена часто достигает 200—250 *г/л*, т. е. величин, свойственных рассолам. Эти рассолы пропитывают горные породы, и в том числе глинистые, по отдельным водопроницаемым слоям, трещинам и зонам трещин. Так как растворимость различных солей различна, при повышении минерализации подземных вод в недрах земной коры из них последовательно начинают кристаллизоваться различные соли. В первую очередь выпадают в осадок карбонаты кальция и магния. Горные породы обогащаются карбонатами — происходит карбонатизация пород. Выпадению карбонатов в осадок способствует и уменьшение содержания с глубиной CO_2. Как известно, углекислота непрерывно связана с карбонатами системой равновесия.

$$CO_2 \rightleftarrows \underset{\text{жидкая фаза}}{H_2CO_3} \rightleftarrows (Ca,\ Mg,\ Fe,\ Mn)(HCO_3)_2 \rightleftarrows \underset{\text{твердая фаза}}{(Ca,\ Mg,\ Fe,\ Mn)CO_3};$$

Каждому содержанию CO_2 в осадке соответствуют строго определенные величины других членов ряда. С возрастанием CO_2 увеличивается содержание H_2CO_3, которая реагирует с твердой фазой карбонатов, переводит их в раствор в форме бикарбонатов. С уменьшением содержания CO_2 в растворе уменьшается содержание H_2CO_3 и растворенных бикарбонатов и часть карбонатного материала выпадает в осадок. Так происходит не только карбонатизация пород, но и перераспределение карбонатного материала из одних участков, имеющих, например, более высокое содержание CO_2, к участкам, имеющим дефицит CO_2.

Итак, в верхней части зоны эпигенеза наблюдается большая динамичность — активность карбонатов и большая обогащенность пород карбонатами. Поэтому эту верхнюю часть зоны эпигенеза выделяют как подзону карбонатизации (Л. Б. Рухин). Здесь нередко наблюдаются следы замещения глинистых минералов, зерен доломита и кварца кальцитом. Причем зерна кальцита отличаются совершенной кристаллической огранкой и имеют следы вторичного наращивания [18]. Характерной особенностью для подзоны карбонатизации является также доломитизация пород. Подземные воды, содержащие хлориды и сульфаты магния, при взаимодействии с известковистыми породами в условиях повышенной минерализации и щелочности вод могут способствовать образованию доломита — доломитизации пород.

Карбонатизация, и в том числе доломитизация, способствует уменьшению гидрофильности пород, усиливает и упрочивает их внутренние связи, так как порода цементируется, утрачивает пластичное состояние и переходит в твердое полускальное состояние. Все это повышает жесткость и прочность глинистых пород, т. е. улучшает их строительные качества.

Наряду с положительными свойствами пород, возникшими и развивающимися при эпигенезе, с инженерно-геологической точки зрения важно обратить внимание также и на следующие факты. При повышении минерализации подземных вод с глубиной после выпадения в осадок карбонатов начинается кристаллизация сульфатов кальция — гипса и ангидрита, которые в глинистых породах встречаются как в тонкодисперсном рассеянном виде, так и в виде выполнений пустот и пор, крупных кристаллов, жил, линз и т. д. Естественно, что обогащение пород

такими воднорастворимыми солями, как гипс и ангидрит, не может считаться фактом, улучшающим их свойства.

Для нижней части зоны эпигенеза (подзоны) характерна повышенная активность кремнекислоты по сравнению с углекислотой. В этой подзоне наблюдается обогащение пород кремнеземом, отмечаются случаи замещения карбонатов кварцем [18]. Поэтому нижнюю подзону эпигенеза выделяют как подзону окварцевания пород. Это новое преобразование состава пород на более глубоких горизонтах земной коры еще больше улучшает их качества.

Таким образом, при эпигенетических процессах происходят некоторые заметные изменения в вещественном составе горных пород. Наиболее важным из них является дегидратация, сопровождающаяся цементацией и соответственно повышением плотности пород, упрочением их внутренних связей, повышением жесткости, прочности и устойчивости.

Зону эпигенеза в соответствии с геохимическими процессами, получающими развитие в ее пределах, можно подразделить на две подзоны: верхнюю — карбонатизации и нижнюю — окварцевания. В зоне эпигенеза нередки случаи кристаллизации воднорастворимых солей (гипс, ангидрит), ухудшающих свойства пород, условия возведения и устойчивости на них сооружений.

3. Изменение структуры и текстуры глинистых пород при эпигенезе

Важнейшими петрографическими признаками глинистых пород являются их структура и текстура. Оба эти признака генетически связаны главным образом с седиментационной стадией формирования осадков. Однако несомненно, что они при диагенезе и эпигенезе претерпевают некоторые изменения.

Какие изменения возникают в структуре глинистых пород на этих стадиях, точно неизвестно. Можно предполагать, что в результате кристаллизации коллоидов, перекристаллизации различных минеральных образований, возникновения различных микроагрегатов, диагенетических и эпигенетических минералов в глинистой породе формируется больше алевритовых и псаммитовых составляющих. Поэтому структура их из чисто пелитовой постепенно может преобразоваться в алевропелитовую, алевритовую или псаммопелитовую.

Наиболее существенные изменения как по своему характеру, так и величине происходят в структурных связях породы. В свежеотложившемся осадке, представляющем по существу гидрогель, связи эти незначительны, только возникают и по своей природе главным образом молекулярные. По мере дегидратации и уплотнения глинистых осадков, в связи с отделением большого количества свободной воды, молекулярные связи усиливаются, порода из явно текучего состояния переходит в скрыто текучее и затем пластичное. При дальнейшей дегидратации и уплотнении возникают связи цементационные и кристаллизационные, порода утрачивает пластичное состояние и приобретает жесткость и свойства полутвердого тела. Прочность ее постепенно возрастает и таким образом глинистая порода становится типичной полускальной.

Важнейшим отличительным признаком глинистых пород, особенно субаквального происхождения, является слоистость, обычно правильная горизонтальная и тонкая. Формированию такой текстуры способствовали сезонные и вообще климатические изменения состава отлагающегося материала. Плоско-параллельная текстура глинистых пород нередко подчеркивается не только сменой состава отдельных слоев, параллельной

ориентировкой пластинчатых и листоватых минералов, но и различной окраской отдельных слоев. При диагенетических и особенно эпигенетических преобразованиях пород повышенное или высокое уплотняющее давление ориентирует согласно слоистости кристаллизацию новых минералов. Этим самым слоистая текстура пород усиливается. При хорошо выраженной слоистой текстуре отвердевшие глинистые породы легко расслаиваются на плитки, пластинки, часто очень тонкие. Это явление обнаруживает зачатки перехода слоистой текстуры в сланцеватую. Формирование таких текстур влияет на еще более сильно выраженную анизотропию водных и механических свойств пород.

4. Изменение состояния глинистых пород при эпигенезе

Следствием различных эпигенетических преобразований является изменение состояния глинистых пород. Показателями, характеризующими изменение состояния пород, кроме чисто внешних признаков, являются естественная влажность, плотность и пористость, т. е. показатели, выражающие некоторые физические свойства. Пользуясь этими показателями, рассмотрим, какие изменения претерпевает состояние глинистых пород при эпигенезе.

Как указано выше, глинистые породы по своему состоянию существенно отличаются от илов как свежеотложившихся глинистых осадков. Значения показателей, характеризующих состояние илов, могут служить мерой исходного состояния глинистых осадков, при котором начинается литификация. Заметим, что многие морские и озерные илы имеют объемный вес скелета, равный 0,6—0,8 *г/см*^{3}. Объемный вес скелета аргиллитов сланцеватых обычно близок к их удельному весу и достигает 2,65—2,7 *г/см*^{3}. Соответственно пористость изменяется от 75—80% до 1—2%, а коэффициент пористости от 3—4 до 0,09 и меньше. Следовательно, диапазон изменений состояния и соответственно свойств глинистых пород при литификации от ила до сланцеватого аргиллита контролируется довольно точно.

Вопрос о наиболее типичных показателях свойств глинистых пород при различной степени литификации требует специального рассмотрения. Изменение состояния глинистых пород связано со всей историей геологического развития сложенных ими участков земной коры. Поэтому состояние глинистых пород изменяется в зависимости от глубины залегания, от залегания в пределах тех или иных геологических структур или зон и от их возраста. При этом влияние всех этих факторов, т. е. глубины залегания, структурного положения и возраста, в одних случаях сказывается одновременно, в других — выявляется преобладающая роль одного из них.

Влияние глубины залегания пород от поверхности земли на изменение их состояния выявляется повсеместно. Влияние возраста пород хорошо заметно тогда, когда этот факт сочетается с изменением глубины залегания пород. При этом видна роль не только положения пород в пространстве и величины испытываемой ими гравитационной нагрузки, но и времени, продолжительности различных эпигенетических преобразований пород. Влияние возраста пород на изменение их состояния часто затушевывается другими факторами, в том числе колебательными движениями земной коры. Поэтому нередко породы одного и того же возраста, залегающие на одной и той же глубине, имеют различное состояние. Влияние структурного положения пород на изменение их состояния выявляется всегда довольно четко.

С целью более детального анализа изменений состояния пород при эпигенезе рассмотрим роль каждого из названных факторов.

С изменением глубины залегания пород изменяется и их возраст. Следовательно, эти два фактора в известной мере сопутствуют друг другу. Тем не менее, как отмечено было выше, влияние глубины залегания пород устанавливается повсеместно, влияние же возраста пород может быть затушёвано, скрыто.

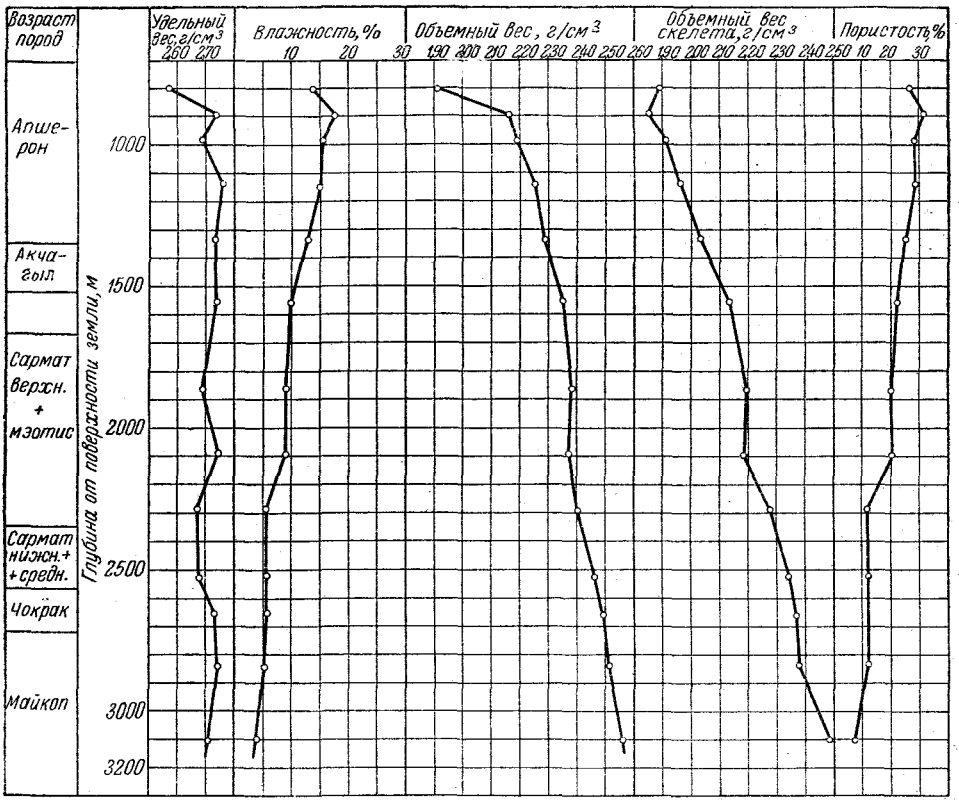


Рис. 10. Изменение состояния глинистых пород с глубиной по данным одной из скважин, расположенной в области Терско-Каспийского прогиба

На рис. 10 приведены графики, показывающие изменение состояния глинистых пород с глубиной, по данным опорного бурения одной из скважин в области Терско-Каспийского прогиба, который в течение значительной части третичного и всего четвертичного периодов испытывал главным образом погружение. Следовательно, на состоянии глинистых пород, вскрытых здесь, должна сказаться в первую очередь глубина залегания. Несмотря на то, что вещественный состав пород с глубиной испытывает некоторые изменения, судя по изменению величины удельного веса пород, физическое состояние их изменяется вполне закономерно. Постепенно уменьшается влажность пород, примерно от 15—18% на глубине 800—1000 *м* до 3—5% на глубине 3000—3200 *м*. Соответственно изменяются пористость пород от 28—32 до 8—10%, а также объемный вес и объемный вес скелета пород. Любопытно заметить, что для пород, вскрытых на глубине 3000—3200 *м*, показатели, характеризующие состояние пород, указывают на их весьма высокую степень литификации.

На рис. 11 приведены графики, показывающие изменение с глубиной состояния пород по другой опорной скважине. Эта скважина расположена в области Азовско-Кубанского прогиба и подтверждает ту же закономерность в изменении состояния пород с глубиной, что и первая скважина. Отмеченная закономерность в изменении состояния пород с глубиной в Предкавказье подтверждается наблюдениями, приведенными в табл. 7, где сведены определения объемного веса скелета глинистых пород, вскрытых двадцатью разведочными скважинами, расположенными в Грозненском районе [24]. Как показывает анализ данных табл. 7, изменение плотности глинистых пород с глубиной отчетливо наблюдается

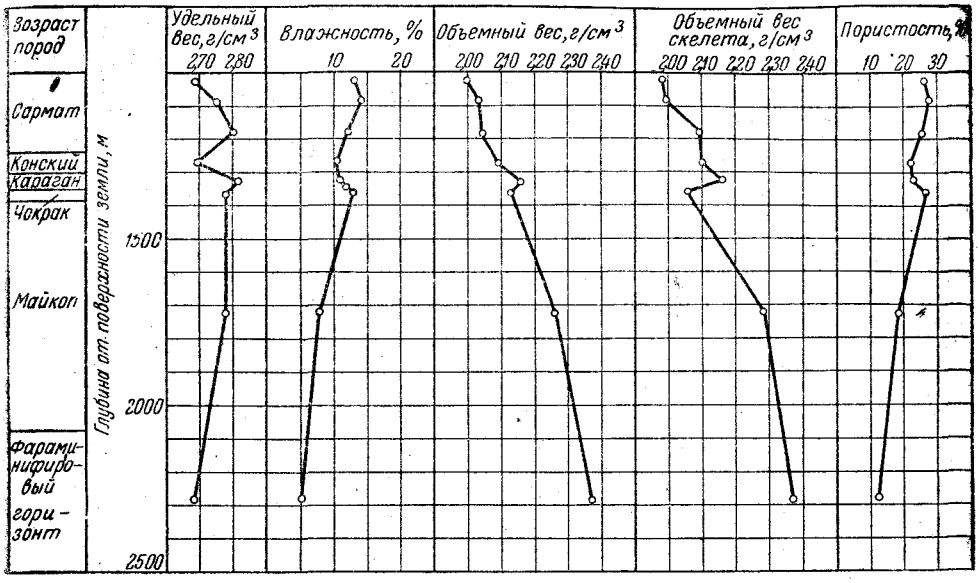


Рис. 11. Изменение состояния глинистых пород с глубиной по данным одной из скважин, расположенных в области Азовско-Кубанского прогиба

для каждого стратиграфического комплекса. Плотность изменяется и с увеличением возраста пород, т. е. с увеличением продолжительности уплотнения пород на той или иной глубине. При этом заметно резкое увеличение плотности пород на границе чокрака и майкопа и на границе мэотиса и сармата. Это совпадает, как отмечает О. А. Шванк, с двумя неогеновыми фазами складчатости, которые имели наибольшее значение в формировании современной структуры Кавказа [24]. Следовательно, высокая плотность глинистых пород майкопа, а также караганских и чокракских объясняется не только глубиной их залегания, но и пережитыми ими фазами складчатости.

Графики рис. 12, 13 характеризуют изменение состояния глинистых пород с глубиной по двум опорным скважинам, расположенным в степной части Крыма, в области передового прогиба Крымских гор, т. е. в той же зоне альпийской складчатости, что и Северо-Кавказские. По Крымским скважинам наблюдается та же закономерность в изменении состояния пород с глубиной, что и по Северо-Кавказским. Чем на большей глубине породы вскрыты, тем степень плотности их выше. При этом нижние горизонты третичных отложений и меловые отложения по своему состоянию резко отличаются от вышележащих толщ (рис. 12). Это связано с тем, что эти породы испытывают влияние не только нагрузки

Таблица 7

Изменение объемного веса скелета глинистых пород с глубиной. Грозненский район (по О. А. Шванк)

Глубина, м	Возраст												
	наносы	апшерон	акчагыл	понт	меотис	переходная толща от меотиса к сармату	верхний сармат	средний сармат	нижний сармат	конкский ярус	караган	чокрак	майкоп
0—100	2,05 / 3	1,72 / 16	1,71 / 13	—	—	—	—	2,13 / 9	2,18 / 22	—	2,29 / 18	—	2,36 / 19
100—200	1,99 / 11	1,92 / 16	1,73 / 23	—	2,04 / 12	2,02 / 11	2,17 / 14	2,17 / 33	2,21 / 43	2,23 / 4	2,30 / 34	2,20 / 10	2,39 / 25
200—300	2,02 / 7	—	1,88 / 33	—	2,05 / 11	2,09 / 14	2,21 / 18	2,25 / 17	2,24 / 11	—	2,34 / 3	2,28 / 24	2,41 / 29
300—400	—	2,16 / 14	1,94 / 19	2,01 / 11	2,04 / 12	2,12 / 19	2,21 / 32	—	—	—	—	—	2,44 / 30
400—500	—	—	2,04 / 3	—	2,16 / 14	2,17 / 17	2,21 / 16	—	—	—	—	—	2,40 / 30
500—600	—	—	—	—	2,03 / 12	—	2,16 / 11	—	—	—	—	—	2,45 / 3
600—700	—	—	—	—	1,92 / 5	—	2,20 / 10	—	2,25 / 3	—	—	—	—
700—800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,38 / 2	—	—
800—900	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,38 / 2	—	—
900—1000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,46 / 2	—	—
1000—1100	—	—	—	—	—	—	2,26 / 1	—	2,26 / 1	—	—	2,33 / 3	—

1100—1200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,44}{4}$	$\frac{2,45}{5}$	—
1200—1300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,44}{4}$	$\frac{2,56}{6}$	—
1300—1400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,22}{3}$	$\frac{2,51}{7}$	—
1400—1500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,42}{2}$	$\frac{2,24}{3}$	—
1500—1600	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,34}{2}$	$\frac{2,45}{3}$	—
1600—1700	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,30}{1}$	—	—	—	$\frac{2,43}{2}$	$\frac{2,41}{3}$	—
1700—1800	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,40}{1}$	—	—	$\frac{2,46}{1}$	$\frac{2,26}{5}$	—
1800—1900	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,46}{2}$	$\frac{2,34}{2}$	—
1900—2000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,45}{2}$	$\frac{2,47}{3}$	—
2000—2100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,47}{1}$	—
2100—2200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,56}{1}$	—
2200—2300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,36}{2}$	—
2300—2400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$\frac{2,49}{2}$	—

Примечание. В числителе приведены средние значения объемного веса скелета пород, в знаменателе — число исследованных образцов.

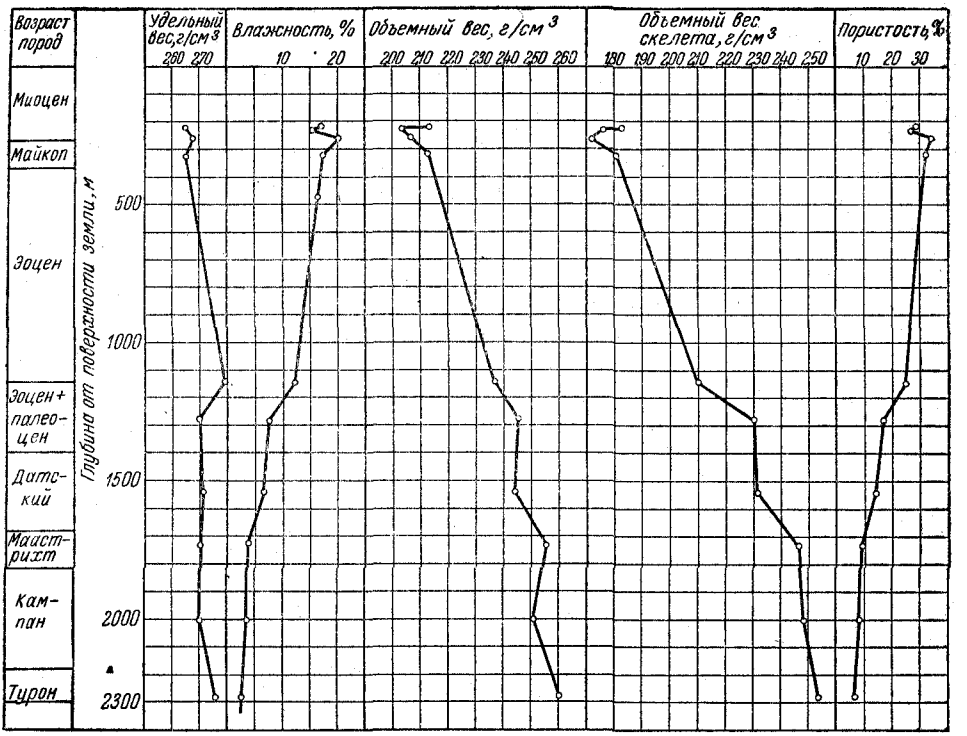


Рис. 12. Изменение состояния глинистых пород с глубиной по данным одной из скважин, расположенных в области передового прогиба Крымских гор

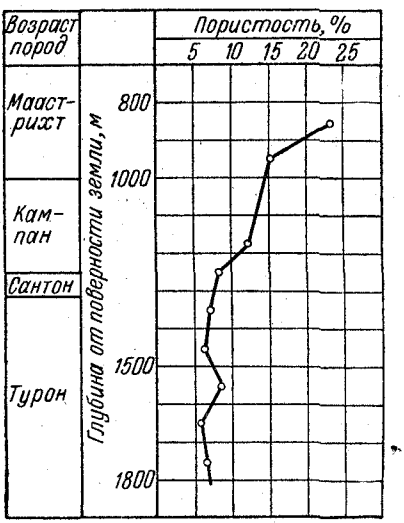


Рис. 13. Изменение пористости глинистых пород с глубиной по скважине, расположенной в области передового прогиба Крымских гор

вышележащих масс, но на их состоянии сказалось влияние и тектонических движений.

Переходя к рассмотрению изменения состояния глинистых пород с глубиной в области Русской платформы, воспользуемся прежде наблюдениями по скважинам, расположенным в пределах Прикаспийской впадины. Из многочисленных глубоких скважин, пройденных здесь, рассмотрим результаты наблюдений по двум скважинам (рис. 14, 15), вскрывшим отложения более древние, чем скважины Крымские и Кавказские. Скважина первая (рис. 14) вскрыла небольшую толщу мезозой-

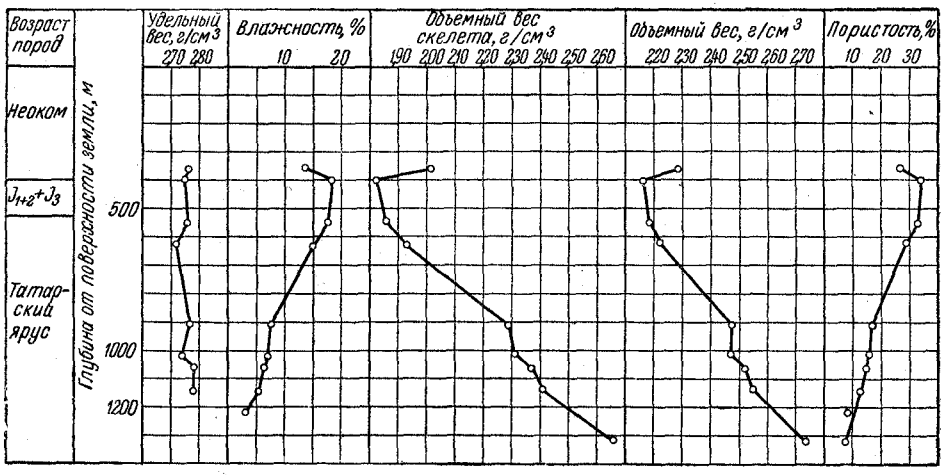


Рис. 14. Изменение состояния глинистых пород с глубиной по данным одной из скважин, расположенных в пределах Прикаспийской впадины

ских отложений и около 700 *м* прошла по верхнепермским, скважина вторая (рис. 15) вскрыла толщу кунгура мощностью более 2000 *м*.

Известно, что в Прикаспийской впадине пермские и мезозойские отложения и даже более молодые подвергались складчатости и потому сильно и сложно дислоцированы. Надо полагать, что состояние глинистых пород, вскрытых этими скважинами, определяется результатом уплотнения под действием тектонических сил и гравитационной нагрузки.

Таблица 8

Средний объемный вес глин района Саратовского Поволжья (по А. С. Грицаенко)

Возраст	Число образцов	Средний объемный вес, $г/см^3$
Палеоген	29	1,65
Верхний мел	45	1,64
Нижний мел	200	1,88
Верхняя юра	93	1,88
Средняя юра	26	1,90
Средний карбон	9	2,15
Нижний карбон	2	2,56

Тем не менее по графикам устанавливается вполне отчетливая закономерность в изменении состояния пород с глубиной по обеим скважинам. При этом по скважине первой видно, что ниже мезозойских отложений (в пределах татарских отложений) уплотненность пород с глубиной

значительно возрастает и на 1000—1200 *м*, судя по показателям физического состояния, породы достигают почти наивысшей степени литификации. Глинистые породы обладают здесь малой влажностью и пористостью и высокими значениями объемного веса.

Такой же или еще большей уплотненностью отличаются кунгурские глинистые породы по всему разрезу второй скважины и особенно на глу-

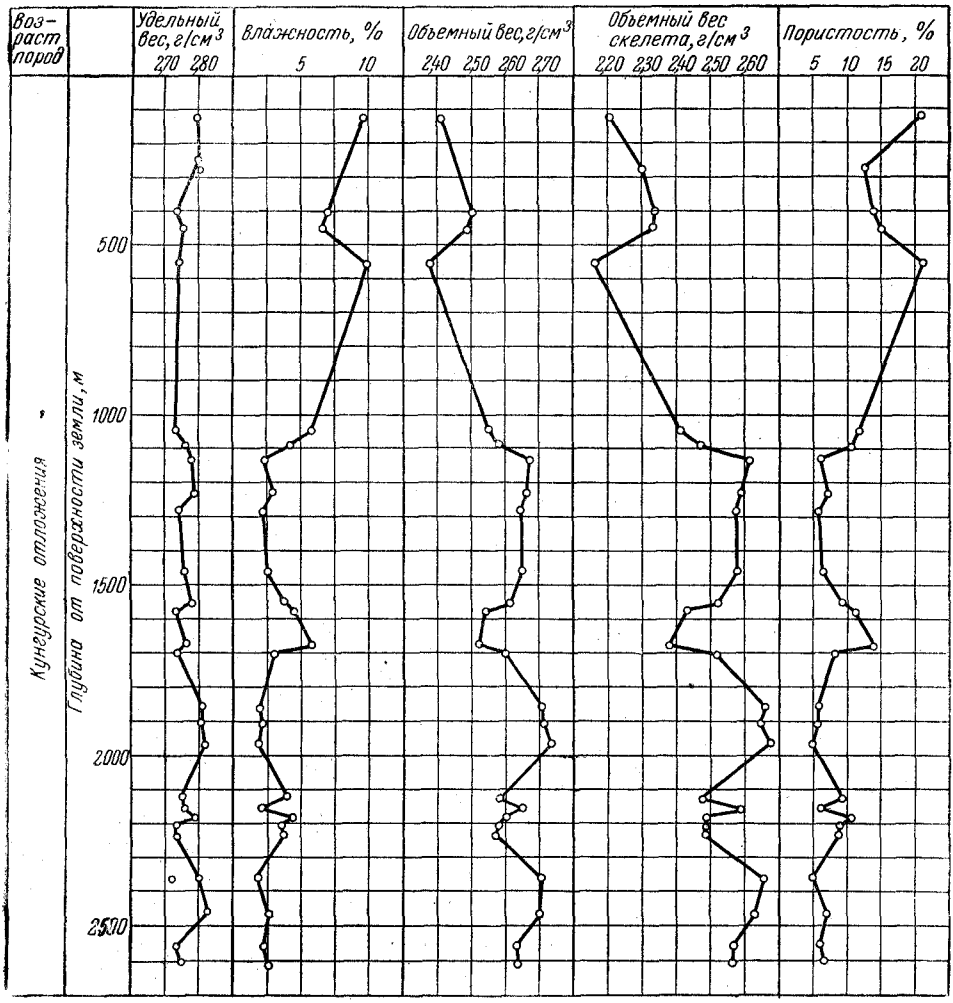


Рис. 15. Изменение состояния глинистых пород с глубиной по данным одной из скважин, расположенных в пределах Прикаспийской впадины

бинах более 1000 *м*. Показатели состояния характеризуют эти глинистые породы как очень плотные, типа полускальных.

В Саратовском Поволжье, где существует нормальная стратиграфическая последовательность залегания отложений, установлено, что плотность глин (глинистых пород) непрерывно увеличивается с увеличением глубины их залегания (табл. 8, рис. 16). Палеогеновые и верхнемеловые глины, например, имеют средний объемный вес 1,64—1,65, нижнемеловые и верхнеюрские — 1,88, среднеюрские — 1,9. Средний объемный вес глин среднего карбона 2,15, а нижнего — 2,56.

Таблица 9

Плотность горных пород района, прилегающего к Самарской Луке (по О. А. Шванк)

Район	Номер скважины	Cr		I_3		I_2		P_{1+2}		C_3		C_2		C_1		D_3	
		плотность	число образцов	плотность	число образцов	плотность	число образцов	плотность	число образцов	плотность	число образцов	плотность	число образцов	плотность	число образцов	плотность	число образцов
Репьевка	62	—	—	1,88	37	1,91	5	—	—	2,33	74	2,40	8	—	—	—	—
То же	64	1,90	41	1,90	53	2,09	3	—	—	2,45	4	—	—	—	—	—	—
Заборовка	2	—	—	1,98	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
То же	3	1,97	28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	5	2,11	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	14	—	—	—	—	1,94	7	—	—	2,36	137	—	—	—	—	—	—
Сызрань	401	—	—	—	—	—	—	—	—	2,36	40	2,43	48	2,57	67	2,65	33
То же	408	—	—	—	—	—	—	—	—	2,55	12	2,50	40	—	—	—	—
» »	410	—	—	—	—	—	—	—	—	2,52	26	2,42	37	—	—	—	—
Южная Сызрань	5	—	—	1,92*	15	1,87	3	—	—	2,23	56	—	—	—	—	—	—
Троекуровка	1	—	—	—	—	2,20	6	—	—	2,25	22	—	—	—	—	—	—
То же	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2,30	54	—	—	—	—	—	—
Муринка	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2,38	86	—	—	—	—	—	—
Переволоки	105	—	—	2,01*	17	—	—	2,11	30	2,03	9	—	—	—	—	—	—
То же	108	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	109	—	—	—	—	1,94	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	110	—	—	—	—	1,83	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	111	—	—	—	—	1,89	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	112	—	—	—	—	1,78	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	114	—	—	—	—	—	—	2,04	17	2,30	28	—	—	—	—	—	—
» »	115	—	—	—	—	—	—	2,03	39	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	126	—	—	—	—	—	—	2,32	18	2,12	31	—	—	—	—	—	—
» »	155	—	—	—	—	—	—	1,91	44	1,97	9	—	—	—	—	—	—
» »	159	—	—	—	—	2,05	17	2,07	34	—	—	—	—	—	—	—	—
По всем скважинам	—	1,99	101	1,92	130	1,95	75	2,05	182	2,31	583	2,15	147	2,57	67	2,65	33

* Нет уверенного определения возраста.

Следующими районами, для которых известны наблюдения за изменением состояния пород с глубиной, являются районы, прилегающие к Самарской Луке и Бугуруслану [25]. В западной части первого из этих районов развита толща мезозойских отложений, представленная главным образом песчано-глинистыми породами юрского и отчасти мелового возрастов. В восточной части этого района верхние горизонты земной коры сложены толщей отложений пермского возраста. Непосредственно под юрскими отложениями западной части района залегает мощная толща карбонатных пород каменноугольного и девонского возрастов.

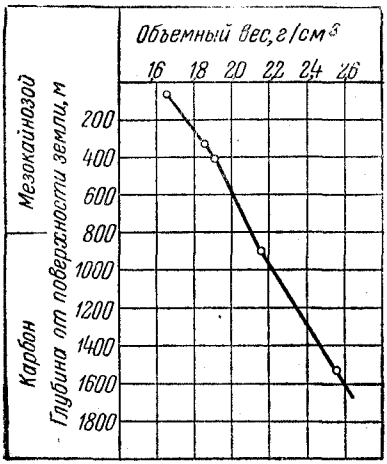


Рис. 16. Изменение объемного веса пород с глубиной в районе Саратовского Поволжья (по А. С. Грицаенко)

Сводка наблюдений за изменением объемного веса скелета пород для района, прилегающего к Самарской Луке, представлена в табл. 9. В районе, прилегающем к Бугуруслану, были исследованы отложения верхней перми — татарские и казанские (табл. 10).

Так как в рассматриваемых районах имеет место нормальная последовательность в напластовании, можно считать, что изменение возраста пород выражает изменение глубины их залегания. Следовательно, как в районе Самарской Луки, так и в районе Бугуруслана с изменением глубины залегания пород изменяется и их плотность. С изменением плотности всех пород, вскрытых в районе Самарской Луки и в районе Бугуруслана, изменяется плотность и глинистых пород (глины, мергели) (табл. 11).

Аналогичные результаты дают наблюдения [26] за изменением плотности пород с глубиной и по Московским глубоким скважинам (Боенская и Ордынская). По Московским скважинам было произведено определение объемного веса пород для 185 образцов, сводка их приведена в табл. 12. Как видно из таблицы, плотность пород, в том числе глинистых, с глубиной возрастает, показатели, характеризующие физическое состояние глинистых пород, отражают степень их литификации. Так, например, у среднедевонских глин среднее значение объемного веса скелета 2,28, у аргиллитов — 2,47 и у глинистых сланцев — 2,51. Горные породы одного и того же возраста, и в данном случае находящиеся, примерно, на одной глубинной зоне, имеют различную степень литификации. Следовательно, хотя уплотнение пород под влиянием гравитационных или тектонических сил и имеет решающее значение в эпигенетических преобразованиях глинистых пород, но не является единственным фактором в этих процессах. Существенное значение имеют вещественный и главным образом минеральный состав глинистых пород, состав их обменных оснований и некоторые другие факторы.

Заканчивая рассмотрение вопроса о влиянии глубины залегания на состояние пород, остановимся еще на одном весьма характерном примере. В северо-западной части Русской платформы широко распространены кембрийские глины. Они встречаются здесь в естественных обнажениях или главным образом под покровом четвертичных отложений в области предглинтовой полосы. На юг и юго-восток кембрийские отложения постепенно погружаются под отложения более молодые. Здесь они вскрыты многими буровыми скважинами на больших глубинах.

Таблица 10

Плотности горных пород района, прилегающего к Бугуруслану (по О. А. Шванк)

Район	Номер скважины	P_2t_c		P_2t_b		P_2t_a		P_2t		$P_2kz^3/_3$		$P_2kz^2/_2$		$P_2kz^1/_2$		P_2kz_1		P_2uf	
		плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений
Заглядино . .	24	—	—	—	—	2,11	32	2,11	32	2,19	103	2,43	5	—	—	—	—	—	—
То же	25	—	—	—	—	—	—	—	—	2,13	34	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	26	—	—	—	—	—	—	—	—	2,08	43	2,26	19	—	—	—	—	—	—
» »	29	—	—	—	—	—	—	—	—	2,25	43	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	30	—	—	—	—	—	—	—	—	2,20	69	2,29	7	—	—	—	—	—	—
» »	31	—	—	—	—	—	—	—	—	2,25	67	—	—	—	—	—	—	—	—
Елатомка . . .	1	—	—	—	—	2,11	54	2,11	54	2,21	71	2,26	71	2,76	32	2,29	33	2,33	27
То же	2	—	—	—	—	2.14	50	2,14	50	2,22	122	2,40	6	—	—	—	—	—	—
Яблоновка . .	3	2,10	37	2,17	54	2,15	73	2,15	164	2,30	100	2,49	44	—	—	—	—	—	—
Башнатово . .	1	2,06	10	2,29	25	2,15	29	2,19	64	2,29	27	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 11

Средняя плотность горных пород по скважинам Самарской Луки и Бугурусланского района (по О. А. Шванк)

Возраст	Песчаник		Глина		Мергель		Известняк		Доломит		Гипс		Ангидрит	
	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений	плотность	число определений
Cr	—	—	1,86	30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I	—	—	1,87	53	1.89	42	—	—	—	—	—	—	—	—
P	2,21	205	2,19	177	2,17	438	2,24	222	2,27	187	2,34	69	2,85	21
C_3	—	—	—	—	—	—	2,31	209	—	—	—	—	—	—

На рис. 17 представлен сводный график изменения состояния кембрийских глин с глубиной по данным исследований образцов глин из скважин, пройденных в северо-западной части Русской платформы, на Вал-

Таблица 12

Средняя плотность горных пород по Боенской и Ордынской скважинам
(по О. А. Шванк)

Возраст	Известняк	Доломит	Песчаник	Алевролит	Аргиллит	Ангидрит	Глина	Мергель	Глинистые сланцы	Гранито-гнейсы	Хлоритовые сланцы	Другие породы	По всем породам
C_3	2,09	—	2,23	—	—	—	2,01	—	—	—	—	—	2,11
C_2	2,28	2,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,21
C_1	2,25	2,16	—	—	—	—	2,02	—	—	—	—	—	2,21
D_3	2,51	2,50	—	—	—	2,77	2,20	2,34	—	—	—	2,30	2,48
D_2	2,44	2,49	2,26	2,31	2,47	2,91	2,28	2,39	2,51	—	—	—	2,38
Кора выветривания	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,46	2,46
Кристаллические породы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,71	2,60	2,58	2,68
C	2,23	2,15	2,23	—	—	—	2,01	—	—	—	—	—	2,19
D	2,50	2,50	2,26	2,31	2,47	2,87	2,28	2,36	2,51	—	—	2,30	2,42
Осадочные породы	2,37	2,39	2,25	2,31	2,47	2,87	2,23	2,36	2,51	—	—	2,30	2,37

дае и в районе Вологды. Средняя глубина залегания кембрийских глин [1] в указанной части платформы примерно равна 50 *м*, на Валдае (село Крестцы) — 900 *м*, а в районе Вологды — 2000 *м*. Соответственно средняя влажность глин равна 14, 10 и 5%, а пористость 30, 21 и 15%. Существенно возрастает с глубиной объемный вес пород. На Валдае кембрийские глины обладают достаточно высокой плотностью, и по внешним признакам их правильнее называть аргиллитами. В районе Вологды это уже очень плотные аргиллиты со следами сланцеватости. Следовательно, и для кембрийских глин устанавливается та же закономерность изменения состояния с глубиной, что и для других глинистых пород. Однако здесь наблюдается как бы фациальное изменение состояния пород по мере их погружения (по падению) на большие глубины.

Таким образом, для глинистых пород вообще закономерно уменьшение с глубиной залегания естественной влажности и пористости и возрастание плотности. Эта закономерность, устанавливаемая для самых разнообразных глинистых толщ, выражает влияние возрастающей гравитационной нагрузки с глубиной на уплотнение глинистых пород.

При эпигенезе происходят различные преобразования пород: изменение минерального состава, перекристаллизация, цементация и т. д. Однако только уплотнение пород, сопровождающееся дегидратацией, имеет такую четко выраженную закономерность. Поэтому гравитационное уплотнение, сопровождающееся дегидратацией, следует считать ведущим, важнейшим процессом в эпигенетических преобразованиях глинистых пород. Все остальные процессы при эпигенезе глинистых пород обусловлены гравитационным уплотнением. Оно определяет степень влажности пород, подвижность воды, водных растворов и соответственно интенсивность биохимических и вообще всех геохимических процессов, направленность и интенсивность процессов минералообразования, а также характер и прочность внутренних связей пород. Однако состояние глинистых пород не всегда определяется фактической глубиной их залегания.

[1] Образцы кембрийских глин из глубоких скважин для исследования получены от А. Н. Гейслер.

Так, например, в приповерхностных горизонтах кембрийские глины имеют плотность, не соответствующую нагрузке (бытовой) вышележащих масс. Плотность кембрийских глин выше, они переуплотнены, что является, вероятно, следствием испытанной ими нагрузки в прошлое геологическое время, и в том числе нагрузки мощного ледникового покрова четвертичного времени.

В складчатых областях уплотнение глинистых пород значительно усиливается под влиянием тектонических движений, которые в таких

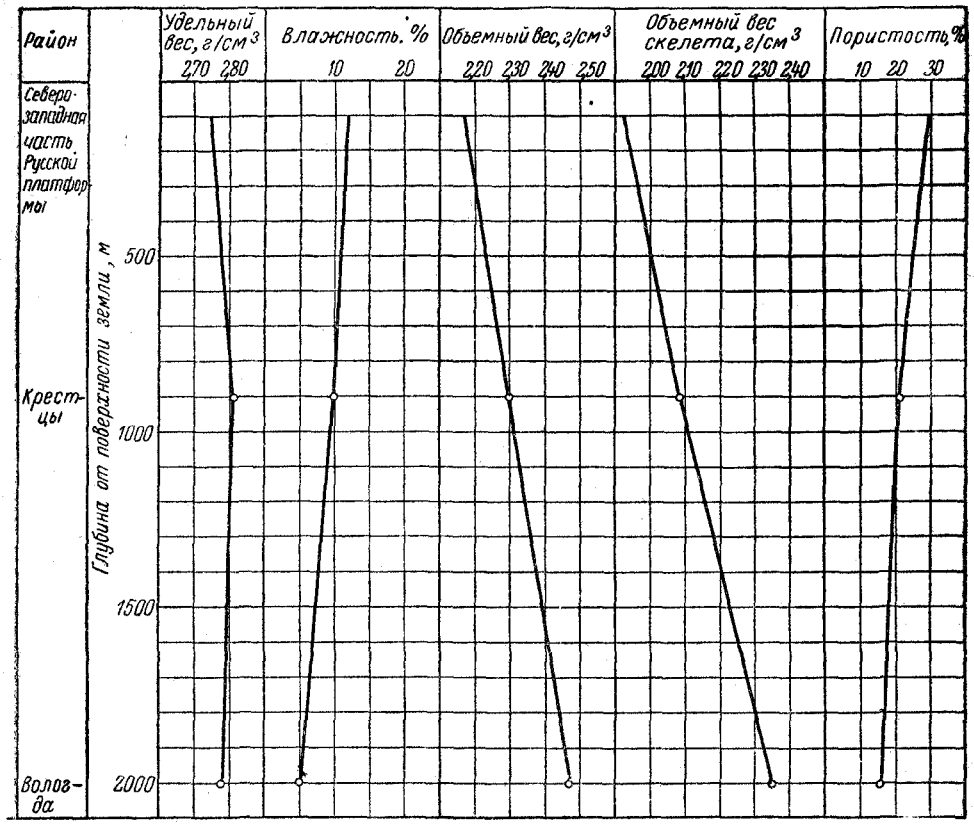


Рис. 17. Изменение состояния кембрийских глин с глубиной

областях выступают наиболее сильным фактором уплотнения пород, и в том числе глинистых. Поэтому глинистые породы в складчатых областях, как правило, достигают наивысшей степени литификации. Состояние глинистых пород платформы и складчатых областей резко различно. Объемный вес скелета меловых глин Поволжья изменяется, например, от 1,36 до 1,78, а меловых глинистых пород из зоны альпийской складчатости по Крымской опорной скважине — от 2,31 до 2,54. Здесь глинистые породы превращены в плотные аргиллиты со следами сланцеватости. Объемный вес скелета юрских глин района Москвы и Поволжья в среднем равен 1,32—1,40, в Прикаспийской впадине глинистые породы этого же возраста имеют объемный вес скелета 1,70—1,72. Средний объемный вес скелета юрских глинистых пород главного Кавказского хребта равен 2,66—2,68. При этом на платформе юрские отложения по своим физическим свойствам характеризуются как типичные глины,

в Прикаспийской впадине — как аргиллиты, а на Кавказе — как глинистые сланцы. Объемный вес глин нижнего карбона Подмосковного бассейна изменяется от 1,48 до 1,85, аргиллитов угленосных отложений среднего Урала — от 1,81 до 2,01, а глинистых сланцев того же возраста Донбасса — от 2,45 до 2,70.

Все это показывает, что глинистые породы под влиянием тектонических сил могут достигать очень большой плотности. Следовательно, состояние глинистых пород может определяться положением их в той или иной структурной зоне или области. Хороший пример в этом отношении представляет Донбасс. Согласно исследованиям А. Т. Донабедова [4],

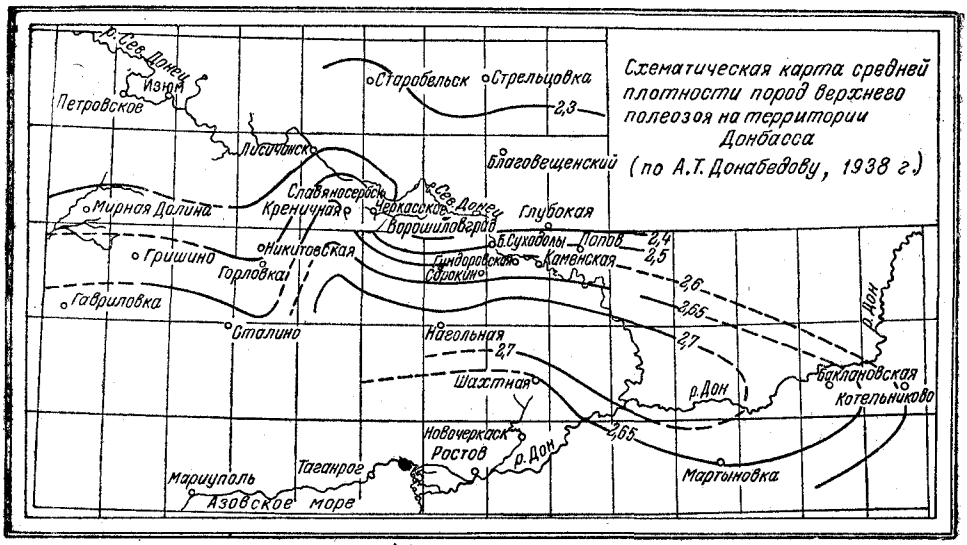


Рис. 18. Схематическая карта средней плотности пород верхнего палеозоя на территории Донбасса (по А. Т. Донабедову)

установлены следующие особенности изменения средней плотности пород верхнего палеозоя на территории Донбасса (рис. 18). Центральная часть обнаженного Донбасса выделяется как область максимальных плотностей, где средний объемный вес скелета пород достигает 2,73—2,76 (Нагольная — Тарасовка). Во всех направлениях к периферии от центра Донбасса плотность пород карбона уменьшается, и в районе Ворошиловграда средний объемный вес скелета пород равен 2,30. Среди вмещающих пород наибольшему региональному изменению подвержены сланцы, а наименьшему — известняки. Промежуточное положение занимают песчаники.

На изменение состояния глинистых пород, как это следует из рассмотренных материалов наблюдений, влияет также возраст глинистых пород, выражающий продолжительность воздействия на них различных факторов уплотнения. Поэтому в областях, где устанавливается нормальная стратиграфическая последовательность в напластовании различных толщ пород, наблюдается закономерное повышение плотности пород в зависимости от их возраста. При этом в ходе постепенного изменения состояния пород от более молодых к более древним, т. е. с увеличением глубины их залегания, нередко проявляются «скачки», резкие изменения состояния, соответствующие перерывам в осадочном процессе. В складчатых областях, где нормальная последовательность залегания пород обычно нарушена, влияние возраста пород на их состояние скрыто.

5. Изменение свойств глинистых пород при эпигенезе

Изменение состояния глинистых пород при эпигенезе сопровождается изменением как внешнего облика пород, так и их свойств. В соответствии с этим глины мягкие постепенно переходят в глины уплотненные, которые затем превращаются в аргиллиты, а аргиллиты в аргиллиты сланцеватые. Под влиянием факторов метаморфизма аргиллиты сланцеватые могут перейти в глинистые сланцы, а затем в филлиты.

Глинистые породы при таком развитии постепенно утрачивают одни признаки и свойства и приобретают другие. Характер всех изменений глинистой породы при литификации во многом зависит от ее вещественного состава и в первую очередь от состава породообразующих глинистых минералов. Для самых распространенных в земной коре гидрослюдистых и отчасти каолинитово-гидрослюдистых глинистых пород можно дать следующую характеристику изменений свойств пород при эпигенезе.

Глины мягкие (а среди четвертичных отложений также суглинки и отчасти супеси) обычно имеют окраску более темных густых тонов, чем уплотненные. На ощупь они сильно влажные, обнаруживают вязко текучую или пластичную консистенцию, легко разминаются и растираются в руках, скатываются в тонкий шнур, при сжатии нередко продавливаются между пальцами. Излом у них обычно землистый. Под нагрузкой расплющиваются без образования трещин-разрывов, временное сопротивление сжатию мало, а иногда равно нулю. В основании фундаментов сильно и медленно сжимаются, при наличии соответствующих условий деформация их сопровождается выпиранием. Сопротивление сдвигу мало. Водонеустойчивы, быстро размокают в воде и легко размываются. В условиях естественного сложения обладают связностью, при нарушении естественного сложения легко переходят в текучее или пластичное состояние. Такие глины сильно увлажнены, содержат как связанную, так и свободную воду. Внутренние структурные связи слабы, в основном они тиксотропно-коагуляционные. Для глин мягких характерен затхлый запах. В качестве включений встречаются грубодисперсные частицы, а также растительные остатки, часто плохо разложившиеся, раковины моллюсков и т. д.

Мягкие глины и суглинки особенно часто встречаются среди аллювиальных образований, слагая верхние горизонты (пойменный и старичный аллювий) низких террас в долинах рек (например, Камы, Волги, Днепра и др.). Известны мягкие разности глинистых пород среди делювиальных образований. Характерными представителями мягких глин являются ленточные глины позднеледникового времени, а также морские иольдиевые, широко развитые в северных и северо-западных районах Европейской части СССР. На юге подобными свойствами обладают некоторые разности новокаспийских, хвалынских и хазарских глин, а также некоторые неогеновые глины (акчагыльские, понтические, мэотические, сарматские и др.).

Все эти разности мягких глин характеризуются высокой естественной влажностью — выше 30—35%, иногда достигающей 75—80% (иольдиевые глины). Объемный вес скелета их изменяется от 0,6—0,8 до 1,35—1,40, а пористость от 40—45 до 65—70%. Коэффициент пористости мягких глин приближается к единице, а иногда и значительно больше единицы. Значение коэффициента естественной уплотненности *Kd* не превышает двух-четырех долей единицы, равен нулю или меньше нуля.

Уплотненные глинистые породы обычно окрашены в более светлые тона, чем мягкие. На ощупь они слабо влажные, часто с жирным блеском, в руках разминаются и при значительных усилиях растираются.

Консистенция их пластичная или тугопластичная. При скатывании в шнур быстро крошатся. Излом землистый, переходящий в раковистый или оскольчатый. При аэрации некоторые разности быстро растрескиваются и рассыпаются на мелкую щебенку неправильной остроугольной формы. При увлажнении размокают, раскисают, некоторые разности сильно набухают. Под нагрузкой сплющиваются с образованием трещин. Временное сопротивление сжатию достигает нескольких килограммов на $см^2$. Слабо сжимаемы, эффективная нагрузка иногда достигает 4—5 $кг/см^2$. Сопротивление сдвигу повышено. Временное сопротивление разрыву измеряется килограммами на 1 $см^2$.

В составе уплотненных глинистых пород содержится вода только связанная, поэтому внутренние структурные молекулярные связи относительно прочны, по своей природе отчасти цементационные (тиксатропно-коагуляционные с участием кристаллизационно-конденсационных). В таких глинах нередко встречаются, кроме грубодисперсных составляющих, также растворимые соли (гипс, ангидрит и др.) в виде отдельных кристаллов, друз, жилок, прослоек, в составе цемента и т. д., а также растительные отпечатки или остатки, углистые частицы и раковины моллюсков.

Уплотненные разности глин широко распространены в природе. К ним относятся, например, кембрийские глины северо-западной части Русской платформы, глины среди верхней пестроцветной свиты Главного девонского поля, глины угленосной свиты нижнего карбона Подмосковного бассейна, пермские (татарские) глины по рекам Шексне, Сухоне, Вятке, Каме, глины известково-мергелистой и глинисто-мергелистой свит нижней перми в Приуралье. Уплотненными глинами являются юрские и меловые, развитые в районе Москвы и на Волге. Широко распространены уплотненные глины среди третичных отложений юга Европейской части СССР, например, майкопские, мэотические и др. К уплотненным можно отнести красно-бурые глины Украины, некоторые разности хвалынских глин, а также моренные глинистые образования днепровской, московской и валдайской стадий оледенения.

Для всех уплотненных разностей глинистых пород характерна умеренная естественная влажность, которая изменяется от 12—14 до 25—30 и реже до 35%. Объемный вес скелета изменяется от 1,35—1,40 до 1,90, а пористость от 25—30 до 40—45%. Коэффициент пористости их меньше единицы, а значение коэффициента естественной уплотненности Kd приближается к единице или выше единицы.

Аргиллиты представляют собой породу, достигшую еще большей степени литификации, чем уплотненные глины. Они окрашены в еще более светлый тон. На ощупь представляют собой слабо влажную или сухую твердую породу, часто с жирным блеском. Они с трудом разламываются, разминаются и растираются в руках. Реже встречаются аргиллиты тугопластичной консистенции. Излом у аргиллитов обычно раковистый, оскольчатый. При естественной влажности в большинстве случаев они не размокают. Некоторые разности набухают. При аэрации обычно быстро растрескиваются и распадаются на мелкую, неправильной формы, остроугольную с раковистым изломом щебенку. Временное сопротивление сжатию у аргиллитов достигает нескольких десятков килограммов на 1 $см^2$. Значительно у них и временное сопротивление разрыву. Сопротивление сдвигу проявляется обычно в форме скалывания. В откосах они устойчивы, но нуждаются в защите от воздействия агентов выветривания. Вода в их составе присутствует исключительно связанная. Поэтому структурные связи их прочны, отчасти они молекулярные, но главным образом цементационные и кристаллизационные (кристаллизационно-конденсационные). Некоторые аргиллиты содержат водно-

растворимые соли, углистое вещество, отпечатки растений, раковины моллюсков и т. д.

Аргиллиты известны среди нижнекембрийских отложений Русской платформы, где они вскрыты глубокими буровыми скважинами, широко распространены среди каменноугольных отложений в Донбассе и в Приуралье. Аргиллиты являются основным типом пород, например среди казанских отложений в Приуралье, а также среди песчано-глинистых толщ в складчатых областях. Естественная влажность их изменяется от 3—4 до 12—15%, объемный вес скелета — от 1,90 до 2,40—2,50, реже более высокий. Пористость аргиллитов может изменяться от 5—6 до 25—30%. Коэффициент пористости обычно меньше 0,4. Коэффициент естественной уплотненности больше единицы.

Аргиллиты сланцеватые представляют собой глинистую породу, достигшую наивысшей степени литификации. Они представляют, повидимому, переходную разность от осадочных пород к метаморфическим, обычно твердые, с выраженной в той или иной степени сланцеватостью и анизотропностью водных и механических свойств. Сланцеватость способствует расчленению породы на плитки различной толщины, поэтому аргиллиты сланцеватые можно подразделять на толсто- и тонкоплитчатые. Нередко такие разности аргиллитов относят к глинистым сланцам. По плоскостям сланцеватости у некоторых сланцеватых аргиллитов обнаруживается слюдистость, а также отпечатки растительных остатков. В складчатых областях они нередко разбиты кливажем, поэтому при выветривании или при разработке рассыпаются на мелкую щебенку правильных геометрических очертаний. Аргиллиты сланцеватые обладают сравнительно высоким временным сопротивлением сжатию, разрыву и сдвигу, однако в этом отношении они характеризуются анизотропностью. Внутренние структурные связи, обусловленные главным образом цементацией и перекристаллизацией минеральных веществ, достигают большой прочности.

Аргиллиты сланцеватые известны среди угленосных отложений Донбасса, встречаются среди песчано-глинистых пород таврической свиты в Крыму, широко распространены на Кавказе. Наиболее распространены они в складчатых областях.

Естественная влажность сланцеватых аргиллитов не превышает 4—5%. Объемный вес скелета близок к их удельному весу и в среднем равен 2,65—2,70. Пористость не превышает нескольких процентов.

Приведенная сравнительная характеристика свидетельствует о том, что под влиянием процессов эпигенеза свойства глинистых пород различной степени литификации претерпевают различные существенные изменения. Эти изменения особенно наглядно проявляются при сравнении естественной уплотненности и сжимаемости глинистых пород.

На рис. 19 приведена диаграмма, показывающая изменение величины коэффициента естественной уплотненности глинистых пород различной степени литификации [13]. Глины мягкие, как видно из диаграммы, отличаются малыми или даже отрицательными значениями коэффициента естественной уплотненности, свидетельствующими о том, что уплотнение пород только начинается или достигло еще небольшой степени. При таком состоянии пористость глин в условиях естественного залегания близка к пористости исходного состояния породы, от которого начинаются эпигенетические изменения. В качестве исходной можно принять пористость, отвечающую пределу текучести породы, при котором особенно заметны первые изменения состояния при уплотнении, сопровождающемся дегидратацией. Известно, что пористость, отвечающую пределу текучести или близкую к ней, приобретают морские и озерные осадки уже на небольшой глубине от их поверхности.

Коэффициент естественной уплотненности уплотненных глин приближается к единице или несколько превышает ее. Следовательно, естественная пористость таких глин значительно меньше пористости исходного состояния породы, но больше, равна или меньше пористости породы при пределе пластичности, при котором проявляется второе, новое изменение состояния породы при уплотнении.

Наибольший коэффициент естественной уплотненности, значительно выше единицы, имеют аргиллиты, — следовательно, их естественная пористость меньше пористости не только при пределе текучести, но и при пределе пластичности, т. е. пористость аргиллитов в условиях естественного залегания значительно меньше пористости их исходного состояния, от которого начался процесс литификации.

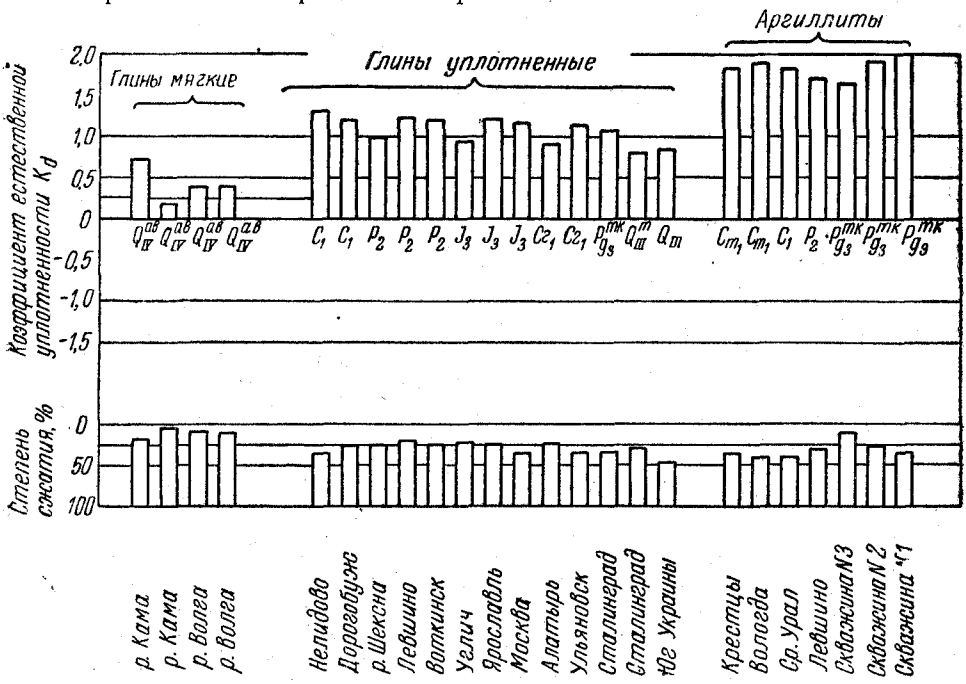


Рис. 19. Изменение естественной уплотненности и степени сжатия глинистых пород

Примерная степень сжатия различных глинистых пород, т. е. изменение мощности отложений в результате уплотнения от пористости при исходном состоянии до пористости, отвечающей современному естественному состоянию, характеризуется рис. 19. Степень сжатия мягких глин, как видно на диаграмме, достигает всего нескольких процентов. Максимальная величина (18%) наблюдается у ленточных глин. Некоторые мягкие глинистые породы, например, аллювиальные отложения рек Волги и Камы, имеют степень сжатия, равную нулю. Следовательно, для таких отложений характерно состояние, при котором, вероятно, еще не закончились диагенетические изменения, т. е. переходное от стадии диагенеза к стадии эпигенеза.

Степень сжатия уплотненных глин и аргиллитов более значительна. Например, мощность толщи кембрийских глин в северо-западной части Русской платформы изменилась примерно на 25%, а на Валдае и в районе Вологды соответственно на 34 и 40%. Мощность глин угленосной свиты нижнего карбона Подмосковного бассейна уменьшилась примерно на 35% и т. д. В соответствии с различной уплотненностью гли-

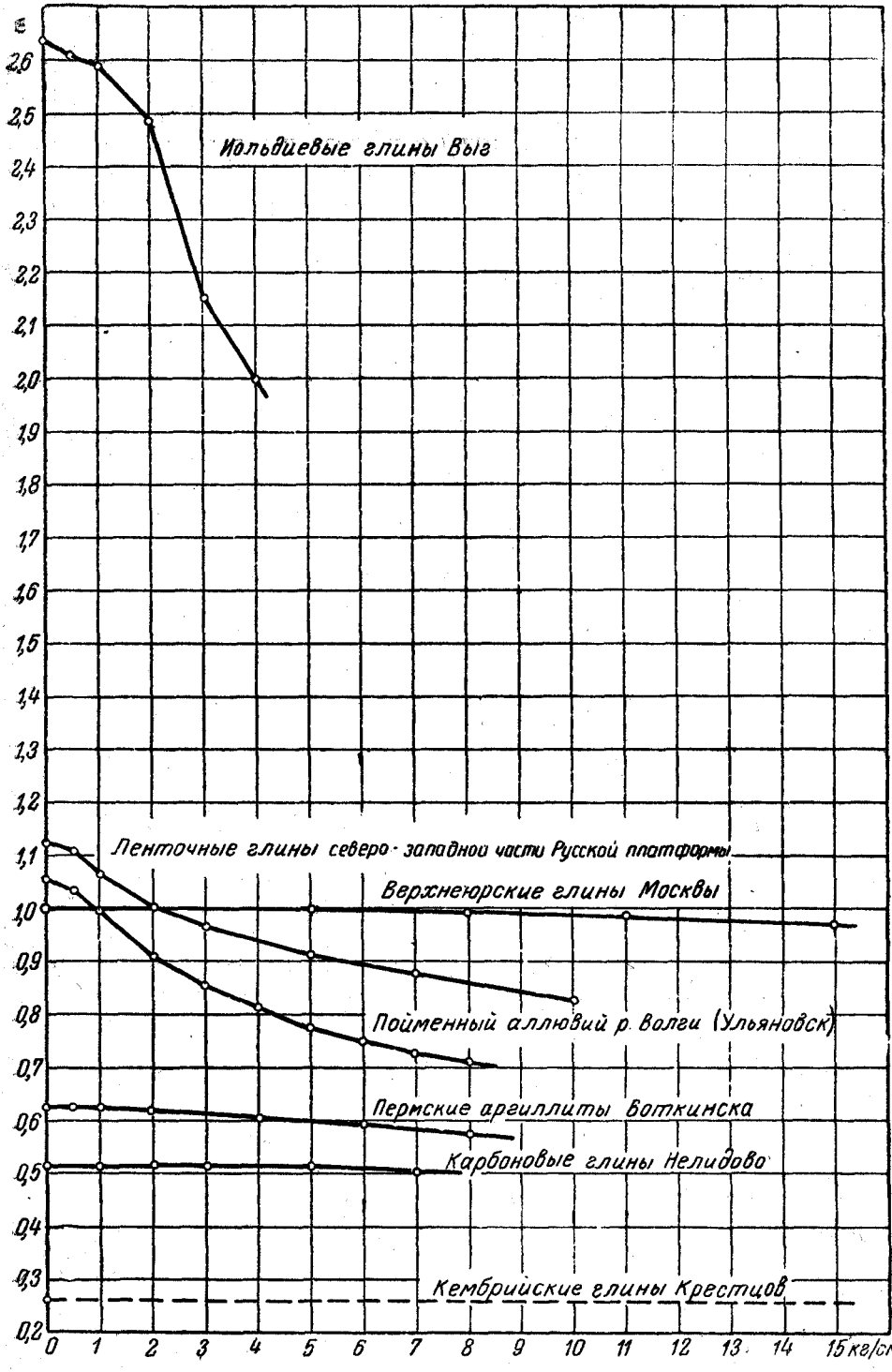


Рис. 20. Компрессионные кривые различных глинистых пород

нистых пород в геологическом прошлом находится различная степень их сжимаемости в настоящем (рис. 20).

На рис. 21 приведены две схемы, показывающие геологическую историю кембрийских глин. Из первой схемы видно, что кембрийские глины в палеозое были перекрыты отложениями кембрийскими, силурийскими и девонскими общей мощностью 300—350 *м*, создающими нагрузку примерно 60—70 *кг/см*². Впоследствии они оказались в области размыва и, следовательно, претерпевали постепенную разгрузку. К началу четвертичного периода весь покров палеозойских отложений был смыт и

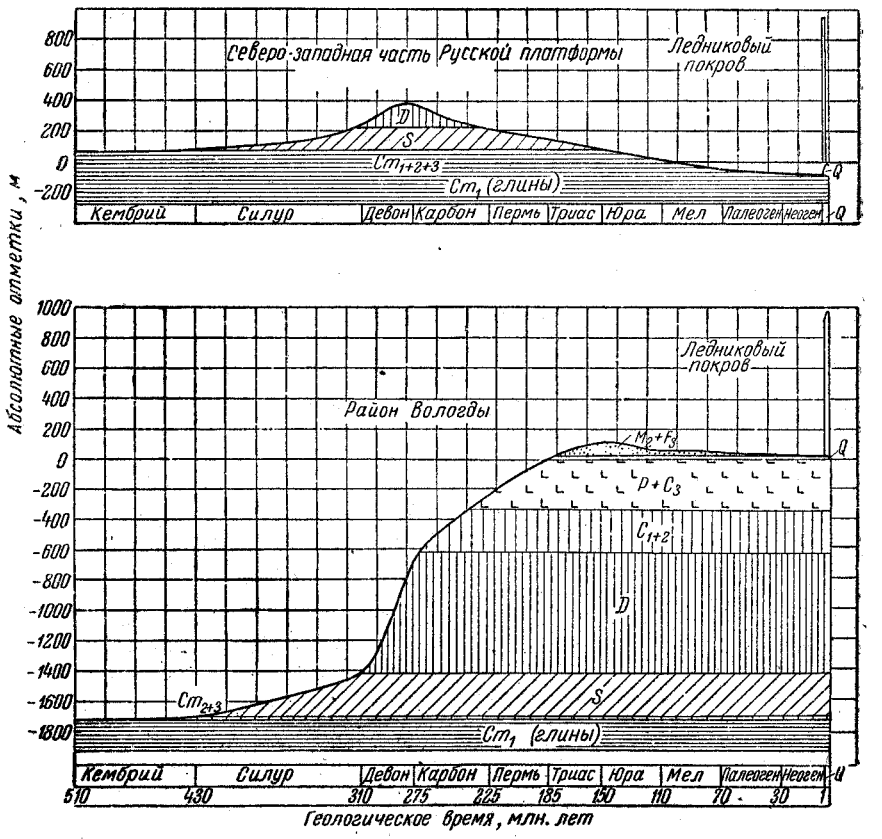


Рис. 21. Схематический график геологической истории кембрийских глин для районов северо-западной части Русской платформы и Вологды

в четвертичное время ледник эродировал, а ледниковые воды размывали непосредственно кембрийские глины. Согласно исследованиям Г. Д. Рихтера, М. Н. Лавровой и К. К. Маркова, мощность ледникового покрова здесь могла достигнуть 1000 *м*. Следовательно, в период оледенения временная нагрузка на кембрийские глины достигала 80—90 *кг/см*². В послеледниковое время кембрийские глины северо-западной части Русской платформы оказались под покровом четвертичных отложений мощностью от 5—10 до 50—100 *м*, т. е. под нагрузкой от 1—2 до 10—20 *кг/см*².

Таким образом, кембрийские глины дважды после отложения испытывали нагрузку: первую, меньшую по величине, но продолжительную, — в палеозое и вторую, большую по величине, но весьма кратковремен-

кую, — в ледниковое время. В течение же значительного геологического времени они были разгружены, подвергались разуплотнению, которое сопровождалось явлениями гидратации, и т. д. Все эти геологические условия, в которых находились кембрийские глины, и определили их современное состояние и свойства. Средняя естественная влажность их равна 14%, объемный вес скелета 1,99 *г/см*^{3}, а пористость 30%. Они находятся в тугопластичном или полутвердом состоянии, т. е. имеют состояние и свойства, не соответствующие самому древнему возрасту из всех глинистых отложений, известных на Русской платформе.

Иную геологическую историю имеют кембрийские глины в районе Вологды. От палеозоя до наших дней они непрерывно испытывают большую гравитационную нагрузку. Максимальная величина ее в мезозое была равна примерно 400 *кг/см*^{2}, в ледниковый период увеличилась почти до 500 *кг/см*^{2} и в настоящее время вновь снизилась до 400 *кг/см*^{2}. В результате глины превращены в аргиллиты со следами сланцеватости. Естественная влажность их не превышает 5%, объемный вес скелета равен 2,35 *г/см*^{3}, пористость 10%. Здесь кембрийские глины достигли весьма высокой степени литификации и превратились в типичную полускальную породу.

Отмечая сравнительно значительную степень изменения глинистых пород в ходе литификации, важно подчеркнуть, что далеко не все глинистые породы при этом достигают большой плотности и малой пористости. Объясняется это тем, что определенная величина пористости породы в некоторых случаях не может являться следствием воздействия только определенной нагрузки. Сжатие осадка, а затем породы на стадиях диагенеза и эпигенеза происходит под влиянием силы тяжести вышележащих масс, преодолевающей силы трения и сцепления между частицами, прочность возникающих и упрочивающихся при диагенезе и эпигенезе структурных связей. При этом эффект уплотнения породы при одинаковом давлении различен и зависит от состояния породы — влажности, степени и характера цементации и т. д. В последнем случае в породе могут возникнуть прочные структурные связи, задерживающие процесс естественного уплотнения. Поэтому глинистые породы в процессе литификации иногда надолго сохраняют высокую пористость.

Таким образом, свойства глинистых пород непосредственно связаны с геологической историей и обстановкой, в которой происходит их литификация. Естественная уплотненность не всегда в полной мере может характеризовать прочность и устойчивость глинистых пород. Более важное значение могут иметь структурные связи, их характер и прочность. Лёссы и лёссовидные породы, например, являются явно недоуплотненными, тем не менее в условиях естественного залегания они обладают достаточными несущими способностями для различных промышленных и гражданских сооружений. Однако структурные связи в этих породах обычно водонеустойчивы, поэтому они склонны к просадкам.

Позднеледниковые ленточные глины северо-западных районов Европейской части СССР вследствие структурных связей проявляют достаточную прочность и несущие способности. При нарушении же естественного сложения — структурных связей — они быстро переходят в текучее состояние без увеличения естественной влажности.

Высокая пористость (более 50%) верхнеюрских глин под Москвой еще не характеризует их физического состояния и прочности. Устойчивость же этих глин при увлажнении совершенно недостаточна, поэтому они склонны к образованию оползней. Аналогичную картину представляют и майкопские глины района Сталинграда. Интересную аномалию в этом отношении представляют и отмеченные выше кембрийские глины. Как породы такого возраста они недостаточно уплотнены и дегидратиро-

ваны для того, чтобы в них могли возникнуть жесткие и прочные структурные связи.

Следовательно, при литификации главным образом под влиянием гравитационного уплотнения, сопровождающегося дегидратацией, возникают и упрочиваются структурные связи, которые могут иметь решающее значение при инженерно-геологической оценке прочности и устойчивости глинистых пород.

IV. Стадии формирования свойств глинистых пород при литификации

Длительный геологический процесс изменения состава, состояния и свойств глинистых пород при литификации распадается на две стадии. Первой является стадия ила, т. е. свежеотложившегося глинистого осадка, находящегося в сильно гидратированном состоянии, превращающегося под влиянием процессов диагенеза в глину. Вторая стадия состоит из ряда последовательных фаз: превращения глины под влиянием процессов эпигенеза в уплотненную глину, а затем в аргиллит, аргиллита в аргиллит сланцеватый, который при соответствующих условиях в зоне метаморфизма может превратиться в филлитизированный глинистый сланец, а затем филлит.

Для каждой из названных стадий образования глинистой породы, как и для ископаемых углей [5], можно дать следующую характеристику. Место действия первой стадии — водоем, время — тысячелетия в ту или иную геологическую эпоху, обстановка — толща осадков сравнительно небольшой мощности. Физико-химические условия развития диагенетических процессов в морских и некоторых озерных глинистых илах существенно отличны от условий наддонной среды. Эти условия благоприятны для сохранения и формирования в составе илов породообразующих минералов из группы гидрослюд и монтмориллонита, для постепенного уменьшения в составе илов органического вещества, образования большой группы диагенетических минералов и в известной мере микроагрегатов. В результате обменных процессов в составе поглощенных оснований илов основное место, как и у континентальных отложений, занимают кальций и магний, а подчиненное — натрий и калий.

Дегидратация осадка, естественно, вызывает изменение его физического состояния и соответственно свойств. В самых приповерхностных горизонтах морские и озерные илы, имея очень высокую естественную влажность, как правило, находятся в текучем состоянии. С глубиной, по мере уменьшения естественной влажности, они приобретают скрыто текучее или вязко-пластичное состояние, уменьшают пористость и увеличивают объемный вес. В процессе всех этих изменений возникают и постепенно упрочиваются структурные связи илов.

Естественная влажность, пористость, объемный вес и консистенция илов существенно отличаются от значений этих показателей, характеризующих состояние глинистых пород, претерпевших ту или иную степень литификации. Поэтому они могут служить количественным выражением того исходного состояния глинистых осадков, при котором начинается их диагенез.

Ничтожная уплотненность обусловливает малую прочность и устойчивость илов, большую сжимаемость и малое сопротивление сдвигу. Деформация илов под нагрузкой характеризуется стадией свободного уплотнения, сопровождающегося миграцией свободной воды.

Переходя к характеристике второй стадии формирования свойств глинистых пород, необходимо отметить следующее. Место действия второй стадии — пласт горной породы, погребенный под толщей других пород; время — миллионы лет; обстановка — недра земли, все более и

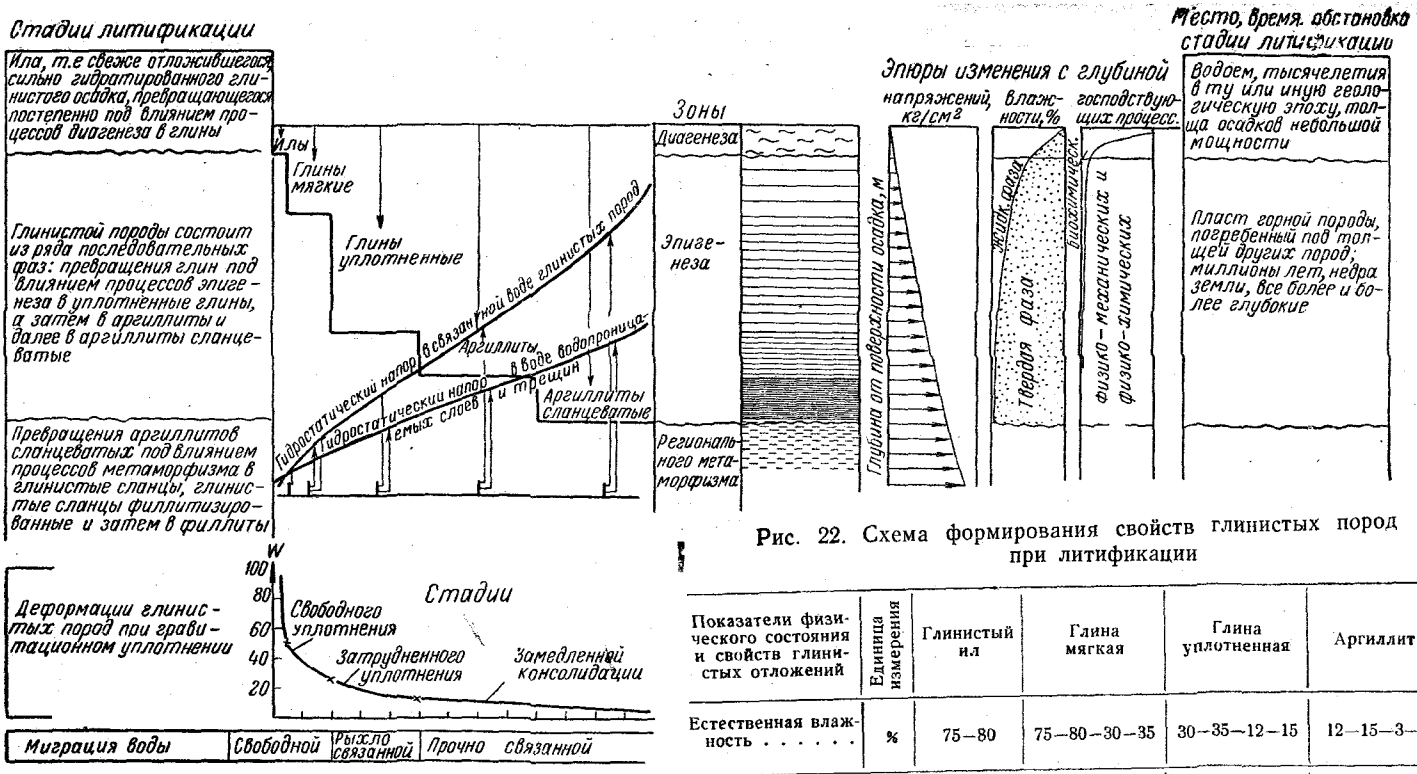


Рис. 22. Схема формирования свойств глинистых пород при литификации

Показатели физического состояния и свойств глинистых отложений	Единица измерения	Глинистый ил	Глина мягкая	Глина уплотненная	Аргиллит	Аргиллит сланцеватый
Естественная влажность	%	75—80	75—80—30—35	30—35—12—15	12—15—3—4	3—4 и меньше
Объемный вес скелета	г/см³	0,6—0,8	0,8—1,35—1,40	1,35—1,40—1,90	1,90—2,65	2,65—2,75
Пористость	%	75—80	75—80—40—45	40—45—25—30	25—30—4—5	4—5
Коэффициент пористости	—	3—4	3—0,60	0,60—0,30—0,35	0,30—0,35—0,10	0,1
Консистенция . . .	—	Жидко- или вязко-текучая	Текучая-пластичная	Пластичная-полутвердая	Полутвердая	Твердая

более глубокие. В связи с постепенно увеличивающимся с глубиной гравитационным уплотняющим давлением постепенно уменьшается естественная влажность пород и соответственно затухает бактериальная жизнь. Поэтому биохимические процессы, имеющие первостепенное значение в зоне диагенеза, в зоне эпигенеза приобретают подчиненное значение. В этой зоне получают наибольшее развитие процессы физико-механические и физико-химические. Они происходят в толще пород, достигающей большой мощности.

После превращения глинистых осадков в глинистые породы уплотнение продолжается. Оно сопровождается миграцией влаги из глинистых пород, цементацией, а также кристаллизацией из отжимаемых водных растворов различных компонентов. В процессе уплотнения и дегидратации некоторые компоненты твердой фазы глинистых пород подвергаются перекристаллизации и приспосабливаются к условиям повышенного давления и температуры. В результате возникшие в глинистом осадке — в иле — структурные связи усиливаются, упрочиваются и глинистая порода постепенно утрачивает свою текучесть, а затем и пластичность и приобретает свойства полутвердого или твердого тела — свойства массивной породы.

Некоторые изменения при эпигенетических превращениях глинистых пород наблюдаются и в их минеральном составе. Однако эти изменения устанавливаются главным образом в составе минералов-примесей и мало заметны в основных породообразующих глинистых минералах. Зона эпигенеза, повидимому, наследует состав глинистых минералов, сформировавшихся в период седиментации и диагенеза глинистых отложений. Поэтому минеральный состав тонкодисперсной части глинистых пород может быть использован для стратификации глинистых толщ и восстановления палеогеографических условий их накопления.

Диапазон изменений состояния и соответственно свойств глинистых пород при литификации от ила до аргиллита сланцеватого контролируется довольно точно.

Наиболее типичные показатели свойств глинистых пород различной степени литификации приведены на рис. 22, откуда видно, что под влиянием процессов эпигенеза свойства глинистых пород претерпевают существенные изменения. Эти изменения особенно наглядно проявляются при сравнении естественной уплотненности глинистых пород. В соответствии с различной уплотненностью глинистых пород в геологическом прошлом находится различная степень их сжимаемости в настоящем. При этом деформация глинистых пород под нагрузкой характеризуется главным образом стадиями затрудненного уплотнения и замедленной консолидации, сопровождающимися миграцией связанной воды.

Итак, при литификации происходят существенные изменения состава глинистых отложений, состояния и свойств, формируется их прочность и устойчивость. В ходе всех этих изменений важнейшим процессом, регулирующим все геохимические процессы в глинистых отложениях, является дегидратация под влиянием гравитационного уплотнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бруевич С. В. Влажность грунтов Каспийского моря. Доклады АН СССР, 1945, т. 47, № 4.

2. Громова Е. В. Минеральный состав осадков дельты Дона. Доклады АН СССР, 1953, т. 91, № 2.

3. Грицаенко А. С. Физические параметры осадочных пород Саратовского Поволжья. «Разведка недр», 1952, № 1.

4. Донабедов А. Т. Об изучении физических свойств пород угленосных бассейнов СССР. «Советская геология», 1940, № 7.

5. Жемчужников Ю. А. Две стадии в образовании ископаемых углей и их петрографическое выражение. Химия и генезис твердых горючих ископаемых. Изд-во АН СССР, 1953.

6. Зенкович В. П. О подготовке илистых морских отложений к механическому анализу. Труды Института океанологии, 1949, т. 3.

7. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолиздат, 1953.

8. Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. Доклады АН СССР, 1944, т. XV, № 3.

9. Красковский С. А. Геотермические измерения в СССР. Труды комиссии по геотермии, вып. I., Изд-во АН СССР, 1941.

10. Ломтадзе В. Д. Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками. Записки Ленинградского горного института, 1953, т. XXIX, вып. 2.

11. Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. Доклады АН СССР, 1954, т. 98, № 3.

12. Макаренко Ф. А. Геотермические условия района кавказских минеральных вод. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем, 1948, т. 1.

13. Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем, 1948, т. 3.

14. Ратеев М. А. Минералогический состав тонкодисперсных фракций современных морских осадков. Труды Института океанографии, 1948, вып. 5 (17).

15. Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Черного моря. Доклады АН СССР, 1952, т. 83, № 2.

16. Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Южного Байкала. Доклады АН СССР, 1952, т. 82, № 6.

17. Розанов Л. Изучение геотермического градиента (Самарская Лука, Бугуруслан). Новости нефтяной техники. Геология, 1948.

18. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.

19. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Известия АН СССР, серия геологическая, 1953, № 5.

20. Савельев В. И. Некоторые особенности и свойства морских илов. Вестник Ленинградского университета, 1953, № 4.

21. Савельев В. И. Формирование связных грунтов и сжимаемость илов. «Гидротехническое строительство», 1953, № 6.

22. Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы в помощь решению некоторых вопросов метаморфизма пород. Доклады АН СССР, 1952, т. 86, № 3.

23. Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд-во АН СССР, 1950.

24. Шванк О. А. Некоторые результаты определения плотности горных пород на Кавказе. «Прикладная геофизика», 1948, вып. 4.

25. Шванк О. А. Плотности горных пород в районах Самарской Луки и Бугуруслана. «Прикладная геофизика», 1947, № 3.

26. Шванк О. А. Результаты определения плотностей по скважинам Московской и Ивановской областей. «Разведка недр». 1941, № 5.