

<https://doi.org/10.15407/gpimo2019.04.057>

В.Н. Холодов

Геологический институт РАН, Москва

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

В статье показано, что погружение глинистых толщ в область высоких температур и давлений создает две флюидодинамические зоны. В верхней зоне осуществляется сокращение пористости глин и выделение седиментационных и диагенетических вод; эти элизионные явления создают аномальные пластовые давления в коллекторах и образуют сложную систему флюидодинамики. В ней участвуют воды и нефтяные углеводороды.

В верхней зоне осуществляется гидролиз карбонатов и цементация пластов песков. В нижней зоне развиты уплотненные глины, представляющие закрытую физико-химическую систему, где фоновые изменения воды и органического вещества рождают сверхвысокие давления флюидов. Возникшие при высоких температурах кристаллизационные воды, сиботаксические пары вод и газообразные углеводороды концентрируются в разных частях толщ, и медленно мигрируют по трещинам спайности в сторону участков с пониженным давлением. Особенно привлекательны для сверхвысоких давлений корни вертикальных тектонических разломов и реликты нецементированных песков. С этими участками связано формирование классических даек, «горизонтов с включениями» и грязевых вулканов, а также сейсмические явления, сопровождающие извержения грязевых вулканов.

Ключевые слова: *грязевые вулканы, извержения, флюидогенез, осадконакопление.*

Закономерности размещения грязевых вулканов

Грязевой вулканизм представляет собой довольно широко распространенное геологическое явление. На нашей планете насчитывается более 2000 грязевулканических построек на континенте и большое количество подводных вулканов, скрытых водами морей и океанов. Закономерности их размещения в различных районах земного шара были нами подробно описаны в ряде предыдущих работ [49—52, Холодов, 2013]. Обычно грязевые вулканы или сопки группируются в провинциях, распространение которых совпадает с крупными осадочно-породными бассейнами и газонефтяными провинциями Мира. В пределах континентального блока Земли выделяется 27 грязевулканических провинций, которые

© В.Н. ХОЛОДОВ, 2019

образуют широтный пояс, протягивающийся от берегов Мексиканского залива через Средиземноморье к островам Индонезии и Новой Зеландии. Здесь вдоль западного побережья Тихого океана, в пределах островов Японии и Сахалина намечается субмеридиональное ответвление грязевулканического пояса.

Грязевой вулкан чаще всего представляет собой конусовидную постройку, размеры которой колеблются в широких пределах. В одних случаях они не превышают 5—10 м в высоту, а в других — достигают 400—500 м. Особенно крупными размерами отличаются грязевые постройки Азербайджана, где настоящие горы образуют вулканы Туорогай, Большой и Малый Кянизадаг, Дашиль, Калмас и др.

На вершине грязевулканического конуса располагается площадка — кальдера; ее размеры могут достигать 300—350 м в поперечнике. На ней находятся многочисленные сальзы — микроповторения основной постройки, которые непрерывно извергают грязь, воду, нефть и газовые пузыри.

Другой формой грязевого вулкана являются болота или впадины, частично или полностью заполненные водой, глинистым раствором или нефтью. Иногда, как это имеет место в Керченско-Таманском районе, грязевулканические впадины превращаются в так называемые «вдавленные синклинали», размеры которых достигают 0,1—4,0 км² [60].

Жерла вулканов, через которые на дневную поверхность поступают грязь и глинистый раствор, обломки осадочных пород, вода и песчаные пливуны, жидкие и газообразные нефтяные углеводороды, углеводородные газы (реже — углекислота, сероводород и др.), уходят на большие глубины и обычно тесно связаны с зонами трещиноватости и тектоническими разломами.

По данным М.К. Калинко (1964), Е.Ф. Шнюкова с сотрудниками (1971, 1992), [17], [39], В.Н. Холодова [44, 48—50] и др. было показано, что в глубоких частях осадочно-породных бассейнов, осложненных грязевым вулканизмом, широкое распространение получают мощные глинистые толщи, в которые и опускаются подводящие каналы вулканов.

Как это устанавливается по обломкам пород грязебрекчий в Керченско-Таманской области, корни грязевых вулканов в основном локализируются в майкопских грязевых глинистых толщах [Шнюков и др., 1992]. Корни грязевых вулканов Азербайджана и Западной Грузии содержат, главным образом, олигоценую фауну майкопа [69], тогда как в Туркмении самые древние отложения, вскрытые грязевулканическими каналами — меловые, чаще палеоген-неогеновые отложения (нередко — плиоцен или продуктивная толща).

Любопытно, что даже на Андаманских островах (грязевой вулкан Баратанг) возраст самого древнего терригенного материала, поступающего на поверхность, всегда моложе верхнего мела [70].

Характерно, что согласно геофизическим данным корни или очаги грязевых вулканов располагаются в стратиффере, на глубинах 7—8 км от дневной поверхности. По данным [42] корни грязевых вулканов Туркмении обнаружены на глубине 5—7 км, в Южно-Каспийской впадине Л.Н. Лебедев и Л.С. Кулакова [34] проследили канал подводного вулкана на глубину 9 км. По мнению М.К. Калинко (1964) очаги грязевых вулканов находятся обычно на глубине, не превышающей 8 км.

Глубина расположения очагов грязевых вулканов позволяет хотя бы приблизительно оценить величину сверхвысоких давлений и температур, источник которых расположен в глубоких зонах стратифферы. Общеизвестно, что геостати-

ческое давление пород на глубине 4 км достигает величины 270 кгс/см²; соответственно на глубине 7—8 км эта величина может достигать 1890—2160 кгс/см² или почти двух тысяч атмосфер.

Не вызывает сомнения, что преодолеть такое чудовищное давление при извержении вулкана может не аномально высокое пластовое давление (АВПД), которое редко превышает в 1,5—2 раза гидростатическое, а сверхвысокое давление флюидов (СВД). Следует отметить, что в промежутках между извержениями грязевых вулканов сверхвысокие давления глубин, по-видимому, уменьшаются и приближаются к геостатическим, а иногда, возможно даже уступают им. Таким образом, во времени наблюдается своеобразная пульсация давлений и температур жидкой и газовой фаз (воды, газа и нефти). В грязевулканических очагах также пульсация процессов воздействует на окружающие осадочные породы и проявляется в виде периодических извержений и землетрясений.

После каждого такого «взрыва» грязевулканической деятельности наступает период относительного покоя, отмеченного слабой сальцево-грифонной газовой-водородной стадией. Как было показано в предыдущих публикациях, в этот этап развития вулкана размываются кольматации, плотно закрывающие грязевулканический канал сооружения.

Очевидцы извержений грязевых вулканов утверждают, что как правило, этому явлению предшествует сильный подземный гул и звуки, напоминающие выстрелы пушек. Затем начинается сотрясение земли, причем сотрясение осадочных пород и почвы охватывает огромные пространства. Так, например, по свидетельству А.А. Иностранцева [22] извержение грязевого вулкана Пекло в Тамани в 1794 г. сопровождалось подземным гулом, выбросом огромной массы грязебрекчий и обширным землетрясением, причем колебания почвы ощущались в Екатеринодаре (Краснодар). Иначе говоря, сейсмические колебания охватывали площадь, длина которой составляла 180 км, а поток грязебрекчий оценивался величиной 97 129 м³ вулканической грязи.

Один из крупнейших грязевых вулканов Керченского полуострова, Джау-Тепе по свидетельству Е.Ф. Шнюкова и др. (1986) до середины прошлого века извергался 10 раз. Очень крупное извержение произошло 18 марта 1914 года. Подземный гул и шум перерос в землетрясение; в радиусе 10 км содрогалась земля, а затем последовал выброс грязебрекчий, причем выброс грязи и камней поднимался на высоту 40—60 м [15]. Наиболее активная вулканическая постройка Тамани, Карабетова гора, по данным Е.Ф. Шнюкова и др., на протяжении двух предыдущих столетий извергалась 15 раз; сопровождающие землетрясения фиксировались отдыхающими на курорте в Анапе (80 км).

Не менее часто землетрясения сопровождали извержения крупных грязевых вулканов Азербайджана; среди них широкую известность получили извержения Большого Кянизадага (1950), Айрантекияна (1964, 1969, 1977), Котурдага (1966, 1970), Дашгиля (1882, 1886, 1902, 1908, 1926, 1958), Биыхара (1853, 1859, 1885, 1886, 1909, 1911, 1926, 1957). Особенно активно проявил себя грязевой вулкан Локбатан, расположенный в 12 км от города Баку, вблизи ж/д станции Пута. Его извержение в 1887 году было подробно описано И.В. Мушкетовым [35]. Оно началось подземным гулом и небольшим землетрясением, после которого на вершине грязевулканической горы появилось облако дыма высотой около 600 м. Оно принесло на дневную поверхность потоки грязебрекчий, пла-

ма и град крупных обломков пород. Любопытно, что отголоски землетрясения отмечались в Баку.

Впоследствии вулкан Лакбатан извергался 17 раз, причем перерывы между проявлениями колебались от 3 лет до 36 лет, не выявляя никаких периодических закономерностей. Любопытно, что суммарным результатом всех этих извержений явился плащ твердых грязебрекчий и обломков осадочных пород объемом в 340 000 000 м³.

Характерно, что подавляющее большинство землетрясений, связанных с извержениями грязевых вулканов, не превышают 3—4 баллов по шкале Рихтера и относятся к категории мелкофокусных. Известно, однако, что региональные и катастрофические землетрясения нередко также сопровождаются разнообразными проявлениями грязевого вулканизма. Так, например, В. Вебер, описавший знаменитое Шемахинское землетрясение 1902 г., наблюдал в районе поселка Маразы возникновение огненного столба, извержение грязи и новообразование грязевулканического конуса; здесь появление нового вулкана явилось следствием крупного землетрясения [35]. В 1979 г. И. Шмидт по радиальным трещинам и грязевулканическим комкам, осложняющим рельеф побережья, определил землетрясение на берегу Коринфского залива (Греция).

Округлые провалы, заполненные грязью и осложненные радиальными трещинами, остались после крупных землетрясений в Калабрии (Италия) и в районе озера Иссык-Куль (Киргизия).

Количество осадочно-терригенного материала, выбрасываемого грязевыми вулканами на земную поверхность, огромно. Так, например, по подсчетам А.А. Якубова, А.А. Али-Заде, Б.В. Григорьянца и др. [68] 40 наземных грязевых вулканов Апшеронской, Шемахино-Кабыстанской и Прикуриинской областей Азербайджана с середины XIX века и до настоящего момента поставили на дневную поверхность около 50 млрд м³ грязебрекчий, обломков пород и глыб.

Ближние цифры, характеризующие объемы извергающегося материала, приведены в работе В.А. Науменко [36], который исследовал деятельность современных грязевых вулканов Керченско-Таманского региона. По его оценкам общая масса современных грязебрекчий этого региона равняется 40 млрд м³ (40 км³).

Следует подчеркнуть, что сила извержений грязевых вулканов настолько велика, что наряду с тонким, глинистым материалом на дневную поверхность выбрасываются крупные обломки пород и даже глыбы.

Так, например, в работе [62] в пределах Булганакского сопочного поля была описана глыба чокракского известняка объемом в 1,3 м³, в районе Восходовского вулкана Керченско-Таманского региона была обнаружена глыба кварц-глауконитового песчаника объемом в 2,5 м³ и крупные карбонатные конкреции диаметром более 50 см.

В статье П.П. Авдусина [3], исследовавшего грязевые вулканы Азербайджана и Крыма, подчеркивается, что среди сильно перемятых пород, связанных с жерлами вулканов, нередко встречаются глыбы известняков и доломитов размерами в 3—5 м и даже более десятков кубических метров. Особенно впечатляет описание глыб перемятых глинистых пород майкопской свиты объемом в сотни кубических метров, выброшенных из жерла вулкана Локбатан при извержении 1935 г. На поверхности таких массивов часто фиксируются «зеркала скольжения».

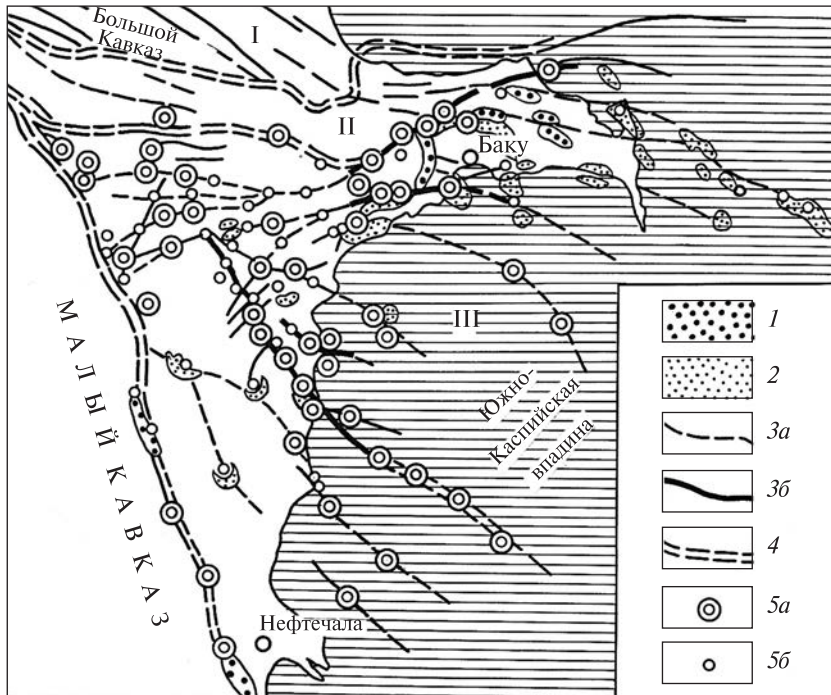


Рис. 1. Тектонические нарушения и расположение грязевых вулканов Азербайджана и Южно-Каспийской впадины (Горин, Буниат-Заде, 1967). Тектонические зоны: I — Главного Кавказского хребта, II — переходная зона, III — Южно-Каспийская впадина; нефтяные залежи: 1 — древние с тяжелой нефтью, 2 — молодые и современные с легкой нефтью, конденсатом и газом; 3 — разломы: а — предполагаемые, б — прослеженные; 4 — границы тектонических зон; 5 — грязевые вулканы: а — действующие, б — ископаемые

В книге С.А. Ковалевского [29], в которой описывается извержение грязевого вулкана Отманбоаздаг (Азербайджан) утверждается, что огромные массы выделяющегося газа сопровождалась взрывами и пламенем; при этом глыбы пород размерами в несколько кубометров выбрасывались из жерла на большую высоту. При формировании вулкана Ени-Загирли (Азербайджан) З.А. Бунит-Заде видел, как в столбе газового факела на большую высоту (20—30 м) выбрасывались глыбы пород размером 10—15 м в поперечнике. После падения они создавали каркас грязевулканической постройки [12].

Приведенные данные свидетельствуют об огромной энергетической мощи грязевого вулканизма. Становится также очевидным, что аномально высокие пластовые давления, господствующие в верхних зонах стратисферы, подробно описанные нами в предыдущем сообщении [Холодов, 2016] и обычно не превышающие в 1,5—2,5 раз гидростатические напоры, вряд ли могут определять возникновение и деятельность грязевых вулканов. Здесь непосредственной причиной процесса являются сверхвысокие давления, представляющие нижние ярусы стратисферной оболочки и обладающие значительно большим зарядом энергии.

Грязевые вулканы и тектонические разломы

Пространственное положение грязевых вулканов очень часто определяется расположением тектонических нарушений. Впервые эта особен-

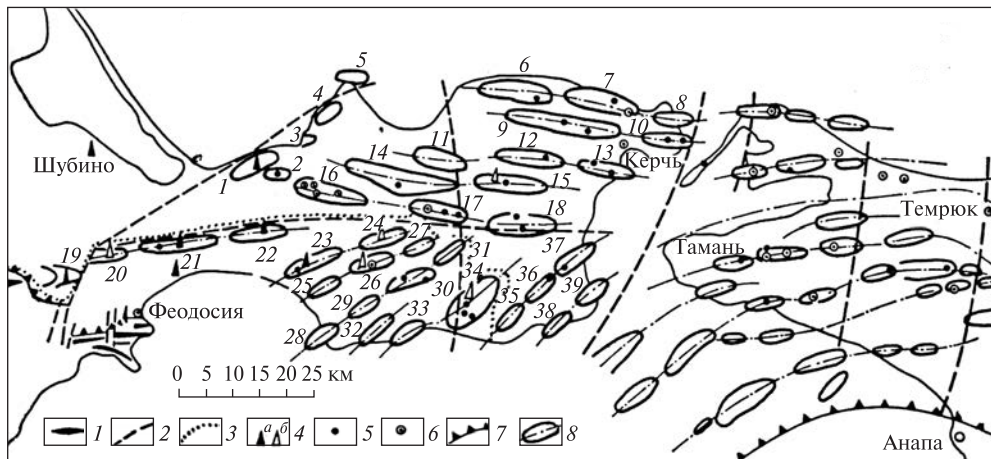


Рис. 2. Распределение грязевых вулканов и тектонических складок в пределах Керченско-Таманского региона (Шнюков и др., 1971): 1 — складки Горного Крыма; 2 — предполагаемые линии разрывных нарушений; 3 — граница несогласного залегания неогеновых отложений; 4 — глубокие скважины: а — пробуренные, б — бурящиеся; 5 — грязевые вулканы; 6 — грязевые вулканы, в сопочной брекчии которых находятся породы древнее майкопского возраста; 7 — границы горных сооружений Крыма и Кавказа; 8 — антиклинальные структуры: 1 — Каменская, 2 — Насырская, 3 — Краснокутская, 4 — Белокаменская, 5 — Мысовая, 6 — Старожиловская, 7 — Булганакская, 8 — Борзовская, 9 — Малобабчикская, 10 — Глазовская, 11 — Новониколаевская, 12 — Чистопольская, 13 — Восходовская, 14 — Слюсаревская, 15 — Горностаевская, 16 — Королевская, 17 — Фонтановская, 18 — Сокольская, 19 — Гончаровская, 20 — Тамбовская, 21 — Владиславовская, 22 — Андреевская, 23 — Мошкаревская, 24 — Селезеневская, 25 — Ульяновская, 26 — Вулкановская, 27 — Восточная, 28 — Белобродская, 29 — Гавриленковская, 30 — Краснопольская, 31 — Марфовская, 32 — Дюрменская, 33 — Карангатская, 34 — Марьевская, 35 — Опускская, 36 — Пограничная, 37 — Приозерная, 38 — Яковенковская, 39 — Кореньковская

ность для грязевых вулканов Азербайджана была отмечена в работах Г. Абиха [1, 2], который подчеркнул, что вулканы группируются в ряды, вытянутые в двух взаимно перпендикулярных направлениях: с юго-востока на северо-запад, и с юго-запада на северо-восток. При этом наиболее крупные вулканические постройки обычно локализуются в районах пересечения этих двух главных направлений. «Очевидно — писал автор, — что распределение грязевых вулканов контролируется сеткой разломов или сбросов, по которым в юго-восточной части Кавказа осуществляются новейшие тектонические движения, и вдоль которых отмечается повышенная сейсмичность» [Абих, 1873, с. 4].

Тектонические нарушения как главный фактор образования грязевых вулканов и связанных с ними нефтяных залежей были описаны в работах С.А. Ковалевского [1935], а также [11], [12]. Однако в трудах И.М. Губкина и С.Ф. Федорова (1938, 1940), А.А. Якубова и М.М. Зейналова [67], а позднее А.Л. Путкарадзе и Ч.А. Халилбейли [37] и Р.Г. Султанова с соавторами [41] роль тектонических разломов в образовании грязевых структур отодвигалось на второй план.

В монографии М.Н. Калинко [1964] было показано, что разломы в ряде случаев прослеживаются за пределами грязевулканических провинций и здесь не обнаруживаются никаких следов извержений. Становится очевидным, что тектонические нарушения в качестве грязепроводящих каналов являются важным

фактором формирования вулканических построек, но они не должны рассматриваться в качестве единственной причины этого сложного процесса. Многие исследователи, рассматривающие происхождение грязевулканических брекчий, поступавших на поверхность планеты по каналам-разломам, отмечали, что их происхождение непосредственно не связано с образованием нарушений. Так, например, Н.С. Шатский, многократно посещавший и изучавший вулканы Кабристана (Азербайджан), писал: «1) глинистые брекчии образовались в грязевых вулканах действием газа и воды в *каких-то особых, неизвестных нам условиях*; 2) глинистые брекчии своим происхождением обязаны не деятельности грязевых вулканов, а иным факторам. Грязевые вулканы лишь перерабатывают ее и выстраивают при извержениях совершенно так же, как и паразитные сопки» [59, с. 363, курсив В.Н. Холодова].

В то же время следует подчеркнуть, что несмотря на отсутствие прямой генетической связи между формированием грязевулканического очага и тектоническими разломами, последние четко контролируют расположение некоторых грязевых вулканических построек; это хорошо видно на схеме рис. 1, на которой показана пространственная связь между грязевыми вулканами и тектоническими нарушениями юго-восточного погружения Кавказского антиклинория и Южного Каспия.

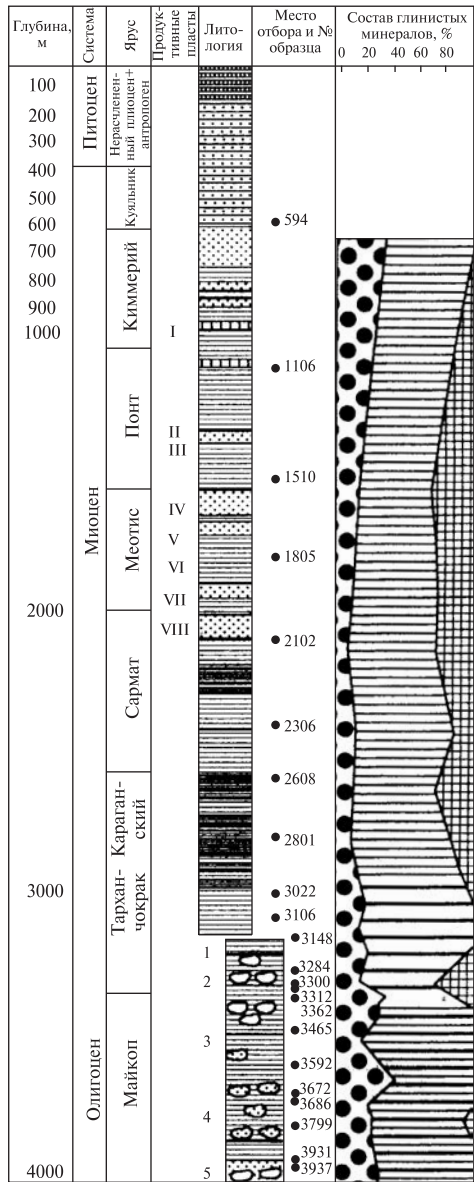
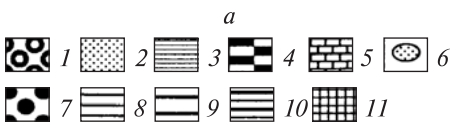
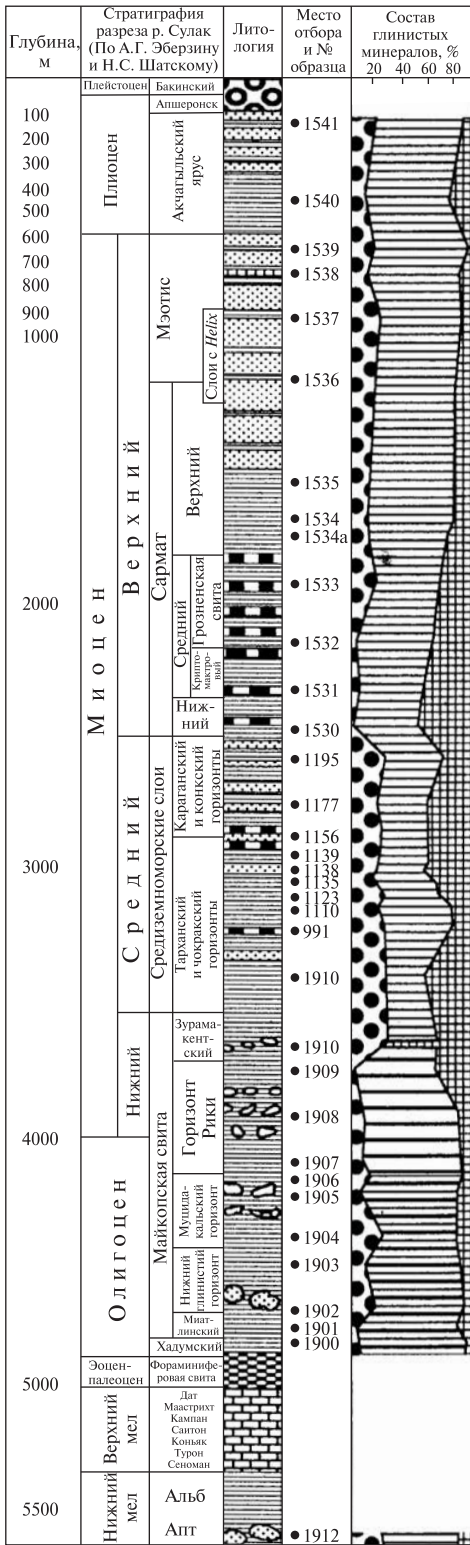
В некоторых районах, как например, в Керченско-Таманской грязевулканической провинции, тектонические разломы оказываются тесно связаны с системой крупных антиклинальных складок; в некоторых из них прослеживаются так называемые «вдавленные» синклинали грязевых вулканов. Такая пространственная связь хорошо видна на рис. 2 [60].

Флюидогенез, флюидодинамика и катагенетические преобразования глинистых отложений

Исследования глинистых отложений проводилось нами в северных предгорьях Большого Кавказа, в районах среднего течения р. Сулак и вблизи Краснодара, где были пробурены сверхглубокие скважины (СГС-1 и СГС-2) в окрестностях г. Абинск.

В результате изучения образцов горных пород и керна скважин были охарактеризованы отложения, охватывающие интервал от нижнего мела вплоть до бакинского яруса квартера. Весь этот кайнозойский интервал позволяет судить о поведении осадочных толщ при погружении на глубину 5—6 км. Кроме того, следует подчеркнуть, что предгорья Северного Кавказа расположены между двумя грязевулканическими провинциями — Азербайджанско-Туркменской на юго-востоке и Керченско-Таманской на северо-западе. Поэтому полученные результаты могут использоваться при объяснении многих процессов, связанных с грязевым вулканизмом.

Как это хорошо видно на литологических колонках изученных разрезов (рис. 3), среди слагающих их пород отчетливо преобладают глины. Только в отложениях верхнего мела появляются карбонатные породы, а на уровне чокракско-караганских отложений, в меотисе и ачкагыле получают распространение песчаники и гравелиты. Глинистые толщи обоих разрезов были исследованы с помощью 140 отдельных проб, расположение которых показано на рис. 3, а, б.



б

Рис. 3. Катагенетические преобразования глинистых минералов в разрезе Предкавказья: а) мезозойско-кайнозойские отложения р. Сулак (Восточное Предкавказье); б) кайнозойские отложения сверхглубокой скважины Кубани (Западное Предкавказье). Литологический состав: 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — известняки и доломиты; 6 — конкреции. Состав глинистых минералов: 7 — хлорит и каолинит; 8 — гидрослюда модификации Md; 9 — смешанослойные образования; 10 — гидрослюда $2M_1 > 1M_1$; 11 — смектит

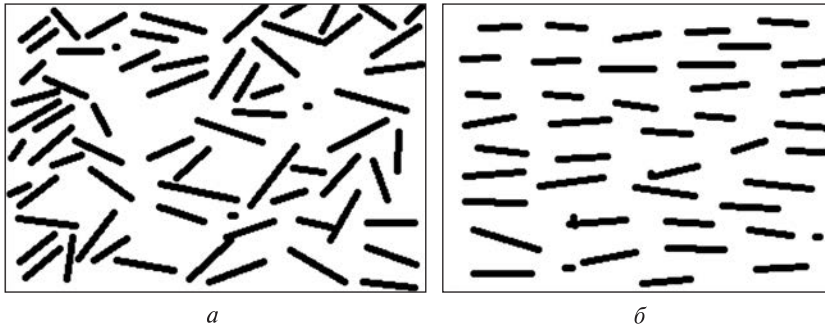


Рис. 4. Упорядоченность глинистых частичек и сокращение пористости при сжатии и гидрослюдизации; *a* — схема типичная для смектитовых пористых глин; *б* — текстура глин после процесса гидрослюдизации и сохранения порового пространства

В лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН (руководитель В.А. Дриц) с помощью дифрактометрических методов были исследованы соотношения различных минералов в глинистых пробах; результаты анализа представлены на рис. 3. Оказалось, что в глинистых толщах Предкавказья сверху вниз можно выделить три зоны, сменяющие друг друга: 1) зону распространения смектита (монтмориллонита) и гидрослюды модификации Md, хлорита и каолинита; в сулакском разрезе (рис. 3, *a*) она простирается до глубины 3,7 км, в Кубанском (рис. 3, *б*) — на 3,0 км; 2) зону резкого уменьшения содержаний смектита (монтмориллонита) и широкого распространения смешаннослойных структур; эта переходная зона на р. Сулак имеет мощность 500 м, а на Кубани — 400—500 м, 3) зону преобладания гидрослюды модификации 2M > 1M и ничтожного содержания хлорит-каолинита и смектита.

Глины трех выделенных зон отличаются не только по составу минералов, но и по своим физическим свойствам. Действительно, в верхней зоне распространены пластические, иногда сильно пористые глины; в некоторых случаях они тонкослоистые с многочисленными слойками рассеянного органического вещества (РОВ). Однако для верхней зоны более характерна сложная ориентировка глинистых частиц, изображенная на рис. 4, *a*.

В зоне гидрослюдизации, в области развития смешаннослойных образований, существенно меняется микроскопический облик пород. Резко сокращается пористость глин и получает распространение ориентировка глинистых частиц параллельно напластованию (рис. 4, *б*).

Наконец, в третьей зоне распространения гидрослюды увеличивается плотность пород, начинает преобладать сланцеватая отдельность, появляются многочисленные трещины, параллельные напластованию и нередко содержащие включения битумоидов.

Процесс гидрослюдизации смектитовых глин изучался многими исследователями. Этому явлению посвящены работы Х. Берста [Bürst, 1969], Ф. Перри и Дж. Хауэра [Perry, Hower, 1972], К. Магара [Magara, 1968], Н. Рике и Дж. Челингаряна [Riche, Chilingarian, 1974], А.А. Назаркина [1979], В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990], В.Н. Холодова [1983, 2006], а также В.Н. Холодова и др. [1998, 1999, 2001]. Суть этого явления довольно проста. Под действием термодинамических факторов (P, T) сложные и разбухающие молекулы смектитов (монтмориллонит) разру-

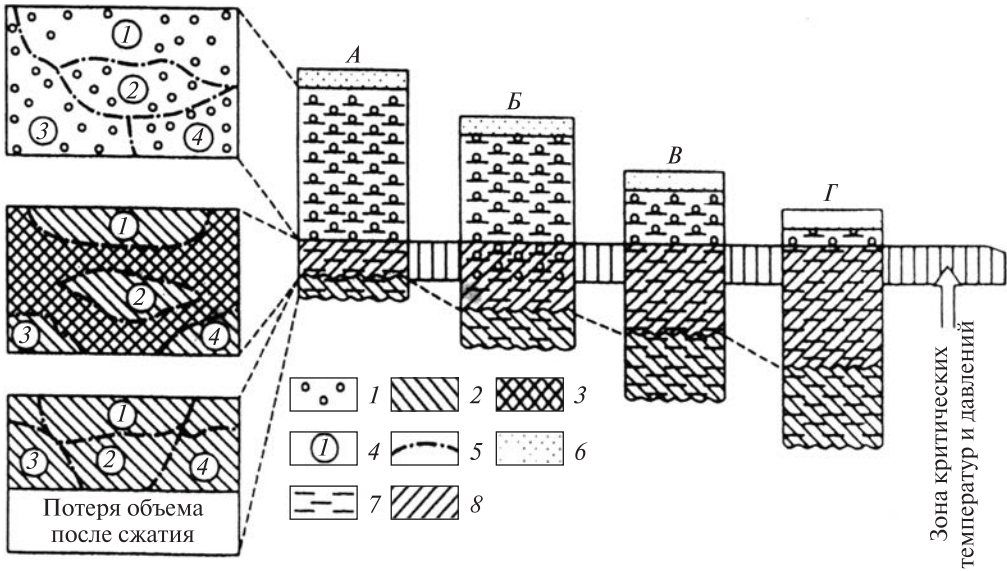


Рис. 5. Схема концентрации кристаллизационной воды при переходе смектита в иллит на уровне критических температур и давлений: 1, 2 — твердая фаза глин (1 — монтмориллонит; 2 — гидрослюда); 3 — жидкая фаза выделившейся воды; 4 — трансформирующиеся блоки глинистого материала; 5 — границы блоков; 6 — песчаник; 7 — глина; 8 — формирующаяся зона разуплотнения и СВПД

шаются, выделяя кристаллизационную воду, упрощают состав $(Ca, Na)_{0,7} (Al, Mg, Fe)_4 (Si, AlO_{10}(OH)_4 \cdot H_2O)$ до $Si_{1-1,5} Al_4 Si_{7-6,5} O_2(OH)$ (формулы согласно А.А. Дир, Р.А. Хаул, Дж. Зусман «Породообразующие минералы», 1966).

Само собой разумеется, что такая перестройка отражается на литологическом облике глинистой толщи. Она предельно уплотняется, кливажируется и становится сланцеподобной. Приведенные данные заставляют думать, что граница начала гидрослюдизации представляет собой очень важную поверхность, разделяющую слабо измененные и преобразованные глинистые толщи. Пересчеты и реконструкции глубин погружения позволяют считать, что в исследуемом районе Предкавказья она реализуется при температуре 120—174 °С и давлениях пород 683—855 кгс/см². Любопытно, что эти реконструкции хорошо совпадают с экспериментами У.У. Earlay с соавторами [73], согласно которым большая часть кристаллизационных вод смектитов выделяется при нагревании до 100—250 °С.

Объем выделившихся при дегидратации вод весьма значителен. Согласно расчетам А.А. Карцева [23] толща в 1100 м состоящая из 1000 м массы глин и 100 метрового пласта песчаника, при условии, что глины на 50 % состоят из монтмориллонита, содержит $2 \cdot 10^8$ т кристаллизационной воды; при переходе в гидрослюду может выделиться $5 \cdot 10^7$ т свободной воды.

При оценке поведения выделяющейся кристаллизационной воды следует, однако, иметь в виду, что вода, накапливающаяся на рубеже гидрослюдизации, непрерывно пополняется за счет поступления в зону дегидратации новых порций монтмориллонита из опускающихся сверху пластов глин. На схеме (рис. 5) хорошо видно, что выделение воды имеет место на рубеже критических температур и давлений, переход смектитов (монтмориллонитов) в иллит (гидрослюду) сопровождается накоплением жидкой фазы в межзерновом пространстве, которое ниже схлопывается, а вода отжимается вверх, на уровень преобразования.

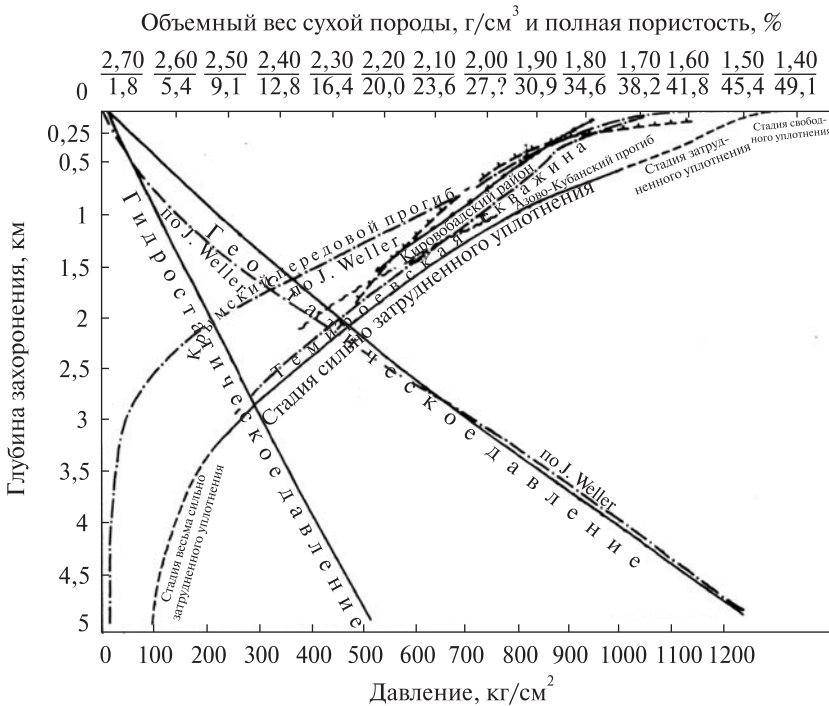


Рис. 6. Закономерности изменения пористости и плотности глин Предкавказья с погружением на глубину. По Вассоевичу, [1960]

В прогибающемся осадочном бассейне на уровень критических *T* и *D* непрерывно поступают все новые порции неизменных глинистых минералов и поэтому в этом стратиграфическом интервале давление флюида растет беспредельно.

В целом, в глинистых толщах кайнозоя Предкавказья выделяются две разные области флюидодинамики. Выше зоны гидростатической флюидодинамики располагается область пластических глин и обусловленных ими элизионных процессов. Ниже этой зоны выделяется зона уплотнения и кливажирования глинистых толщ, рождающих сверхвысокие давления флюидов.

Рассмотрим отдельно флюидодинамику каждой из этих зон. Уменьшение пористости и проницаемости глин в верхней толще происходит под действием силы тяжести перекрывающих их отложений. Оно протекает при погружении глинистых пластов на глубину 3,5–3,7 км и обычно происходит на всех участках нисходящих тектонических движений. Последовательность этих процессов в Предкавказье и Азербайджане установил Н.Б. Вассоевич [6]; его кривая плотности и пористости глин в зависимости от глубины залегания изображена на рис. 6. Очевидно, что пористость глин в Передовом прогибе сокращается от 50 % до 1,8–2,0 %. Такое интенсивное сокращение пористости (и плотности) пород несомненно должно сопровождаться выделением седиментационных и диагенетических вод.

Количественно этот элизионный процесс выделения вод в девонских глинах Приуралья охарактеризовал Н.М. Страхов [40]; согласно его расчетам, сокращение пор глин с 75 % до 20 % должно привести к тому, что из 1 м³ породы выделяется 2/3 м³ воды. При деформации порового пространства вода из глин попадает в дренирующие их пласты пород-коллекторов, чаще всего — песчаников

и интенсивно мигрирует в них. При этом в процессе элизии (отжатия) и в глинах, и в песчаниках создаются аномально высокие пластовые давления флюида.

Проблема формирования АВПД в процессе уплотнения глин была подробно рассмотрена в обобщающих работах Н. Fertl [1976], Е.В. Кучерука и Л.П. Шендерея [33], а также в монографии В.Х. Фертля [1980]. Реальность этого явления признают многие авторы — от В. Иллинга и до В.В. Колодия и П.К. Ляховича. Это означает, что глины и пласты-коллекторы в верхней зоне взаимодействуют как донор и реципиент. Следует отметить, что сравнительно недавно американские геологи [71, 74, 75] на примере нефтеносной свиты Морроу (штат Оклахома, США) показали, что существует и другая зависимость — тектоническое поднятие глинистых толщ вызывает увеличение их пористости и они начинают относиться к коллекторам как вакуумный насос. В конечном счете в системе коллекторов возникают центры АВПД и АНПД и осуществляются латеральные перетоки вод. Таким образом тектонические поднятия и опускания регулируют направленность передвижения флюидов в коллекторах любого региона. При этом следует иметь в виду, что АВПД, равно как и АНПД оказываются близки гидростатическим давлениям. Так, например, АВПД редко превышает 1,5—2,0 гидростатических напора.

К сказанному следует добавить, что из нижележащей зоны, где рождаются жидкие и газообразные углеводороды, под большим давлением по разломам и трещинам в зону сравнительно усиленного флюидообмена поступают нефть и газ. Состав мигрирующих в верхней зоне флюидов довольно сложен. Вода здесь нередко обогащается карбонатами, которые возникают за счет гидролиза седиментационно-диагенетических скоплений CaCO_3 . Как это экспериментально показали И.Г. Киссин и С.И. Пахомов [1969], при температуре 120—150 °С и высоких давлениях (глубина погружения 4—5 км) карбонаты легко растворяются в водах, образуя CaO и CO_2 ; далее при потере углекислоты CaCO_3 , легко выпадают в осадок и коагулируют песчаники.

Растворение и затем переотложение карбонатов в породах-коллекторах подтверждается также изучением изотопа углерода [Холодов и др., 1999], наблюдениями Б.К. Прошлякова [1974] и Н.К. Минского [1975] над растворимостью карбонатных отложений, а также утверждениями Ф. Петтиджона с соавторами [38] о существовании неглубокого уровня цементации песчаников. Таким образом, погружающиеся в зону затрудненного флюидообмена песчаные слои в большинстве своем оказываются прочно сцементированы карбонатами и образуют среди уплотненных глин жесткий каркас. Исключения, в виде несцементированных песков, редки и, как мы увидим далее, в нижележащей зоне образуют своеобразные не пластовые формы (конкреции, столбы, кластические дайки, «горизонты с включениями»).

Нижележащая зона затрудненного флюидообмена характеризуется полным уплотнением пластических глин; по существу, на рубеже 2,5—3,0 км поровая проницаемость исчезает, и открытая физико-химическая система переходит в закрытую. Единственными путями миграции флюидов становится трещиноватость.

Общеизвестно, что в отличие от открытой системы, в условиях закрытости реализуется принцип Ле-Шателье: *если изменить одно из условий, при которых система находится в состоянии химического равновесия, например, температуру, давление или концентрацию, то равновесие смещается в направлении той реакции, которая противодействует произведенному изменению.*

Иначе говоря, в системе глин, находящихся под огромным геостатическим давлением, любое фазовое превращение с увеличением объема компонента будет направлено на создание компенсирующего избыточного давления. Между тем, как было показано нами ранее [53], погружение в область высоких температур приводит к фазовому изменению состояния и объема фаз воды и органического вещества.

Главными компонентами фазовых превращений в зоне уплотнения являются вода и органические вещества. Общеизвестно, что при температуре 100°C (погружение пластов на 3,5 км) вода из жидкой фазы превращается в пар. Однако высокие давления на этой глубине, по мнению ряда гидрогеологов [Кононов, 1968; 20; 21] приводят к возникновению уплотненного флюида сиботаксической структуры; здесь вода состоит из мономерных молекул с разорванными водородными связями [64]. Плотность жидкой фазы воды равна $1,0\text{--}1,5\text{ г/см}^3$, тогда как плотность воды с сиботаксической структурой — $0,3\text{ г/см}^3$. Сиботаксический флюид распространен до глубин 20—22 км; глубже происходит распад молекул воды на газы — водород и кислород.

Не менее яркую трансформацию в уплотненных глинах испытывает рассеянное в глинах органическое вещество (РОВ). На первых этапах погружения термолит и термокатализ преобразуют органику в молекулы керогена, а затем, на глубине 3—4 км, в главную фазу нефтеобразования он превращается в жидкую фазу углеводородов (нефть), а на глубине 4—5 км — в газообразную фазу тех же компонентов [Вассоевич, 1958; 1967; Вассоевич и др., 1969; Трофимук, Конторович, 1965; Холодов, 1983; Холодов и др., 2006]. В результате фазовых превращений плотное РОВ с удельным весом $1,8\text{--}2,0\text{ г/см}^3$ трансформируется в нефть, удельный вес которой колеблется от $0,83$ до $0,96\text{ г/см}^3$ или даже в углеводородный газ (уд. вес — $0,65\text{ г/см}^3$). Соответственно возрастают объемы органических фаз, что в условиях замкнутого пространства рождает сверхвысокое давление флюида.

Результаты изучения поведения РОВ в глинах разреза р. Сулак изображены на рис. 7. Очевидно, что количество $S_{\text{орг}}$ колеблется в очень широких пределах от 0,1 и до 1,8 %; в пересчете на абсолютную массу это означает от 0,00 до 230 кг/м^3 . Близкие значения абсолютных масс органики для того же района приводит А.Д. Архангельский [4]. В целом по повышенным содержаниям РОВ в разрезе выделяются три максимума. Нижний интервал, обогащенный органикой, соответствует фораминиферовой свите и хадумскому горизонту (эоцен-палеоцен). Средний максимум отвечает горизонту Рики (верхний майкоп) и отложениям тархана, чокрака и карагана (средний миоцен). Этот интервал отличается сложной конфигурацией кривых и склонен распадаться на несколько максимумов. Наконец, верхний горизонт максимальных концентраций соответствует новогрозненским отложениям сармата. Итак, фазовые превращения воды и РОВ при погружении глин в зону затрудненного флюидообмена рождают сверхвысокие давления флюидов, сконцентрированных вблизи мест их образования. По своему происхождению, закономерностям распределения и разнообразию реализации СВД кардинально отличается от АВПД, с которыми их часто смешивают геологи-нефтяники.

Образование сверхвысоких давлений флюидов (воды, нефти и газов) осуществляется в глинистых толщах на пяти различных уровнях.

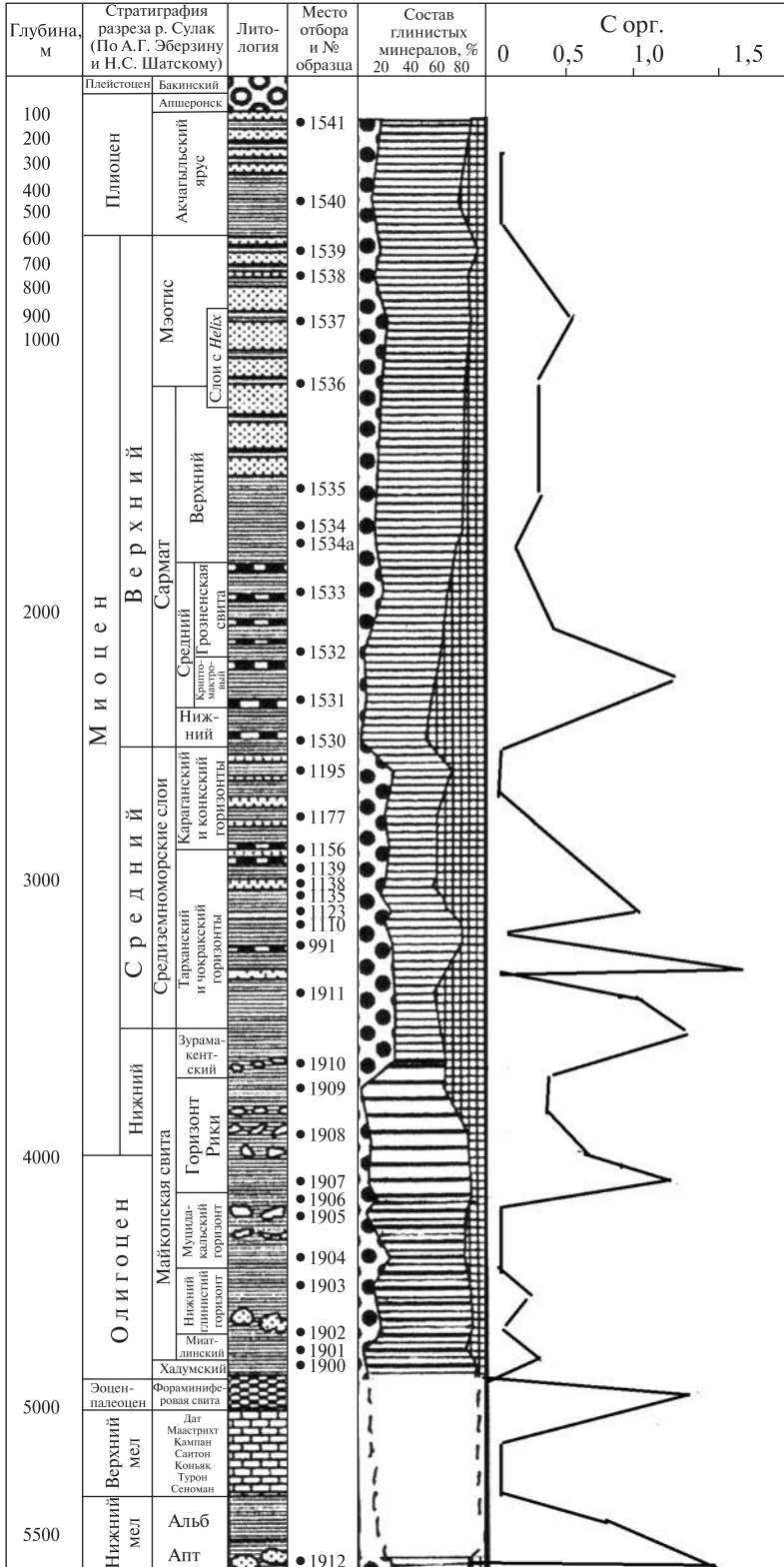


Рис. 7. Закономерности распределения $S_{орг}$ в породах Сулакского профиля (условные обозначения те же, что на рис. 3)

Первый уровень — зона гидрослюдзации смектитов — более подробно описана нами выше и в ряде предшествующих работ [44, Холодов 2005, 2009; 57, 58]. Здесь кристаллизационная вода смектитов, находящаяся в твердой фазе, сменяется водой жидкой фазы, концентрирующейся по мере движения глинистых пластов сверху вниз.

Второй уровень связан с переходом жидкой фазы воды в сиботаксическую форму; он реализуется при погружении глин на глубину 3—4 км.

Третий уровень соответствует распаду сиботаксических форм на водород и кислород, т. е. полному переходу воды в газовую фазу; он реализуется на глубинах 20—22 км.

Четвертый уровень формирования СВД связан с Главной фазой нефтеобразования (ГФН); она в случае присутствия обогащенных органикой глин охватывает интервал в 4—5 км.

Пятый уровень соответствует Главной фазе газообразования и располагается соответственно на глубинах 5—6 км.

Возникающие очаги сверхвысоких давлений, представленные водой, нефтью и газами, естественно стремятся занять участки с минимальным давлением, однако слабая проницаемость отложений всемерно препятствует этому. Перераспределение СВД в толщах глин осуществляется крайне медленно и реализуется, главным образом, по трещинам отдельности. Здесь следует подчеркнуть, что этот процесс осуществляется крайне неравномерно: концентрация флюидов у устья трещины происходит в течение длительного времени, затем следует «взрыв» — разверзание трещины и ее заполнение. Поэтому миграция флюидов в уплотненных глинах в целом представляет собой прерывистый колебательный, скачкообразный процесс. Существенно по-другому осуществляется миграция флюидов в тех случаях, когда на пути движения флюидов с СВД встречаются слабосцементированные пески; как это показал К. Крейчи-Граф [31], простое заполнение порового пространства флюидом формирует пльвуны, которые очень широко распространены в нефтяных месторождениях Румынии. Однако, когда в пески внедряются флюиды с высоким давлением углекислоты, реализуется эффект мгновенной цементации и перехода рыхлой породы в твердокаменную.

В этом случае, как нами было показано на примере красноцветных песчаников Челекена (грязевой вулкан Алигул), в пластах песков формируются катагенетические конкреции разнообразной и очень причудливой формы — «куколки», напоминающие контуры людей, виноградоподобные грозди, слипшиеся шары, трубки и полые сосульки. Часто можно встретить органоподобную текстуру выдавливающегося песчаного материала.

В том случае если давление флюида очень высоко, песчаные пльвуны выходят за пределы материнского пласта и образуются так называемые кластические дайки и «горизонты с включениями». Эти образования были описаны нами в предыдущих работах [44, 47, 52, 54 и др.]. Разнообразные формы перемещения разжиженного песка под давлением представлены на рис. 8; все эти проявления широко известны в майкопских отложениях Предкавказья.

По существу, «горизонты с включениями» представляют собой образование пльвунов на простирании песчаных горизонтов и их «растаскивание» в глинах, а большинство кластических даек представляет собой результат внедрения полу-

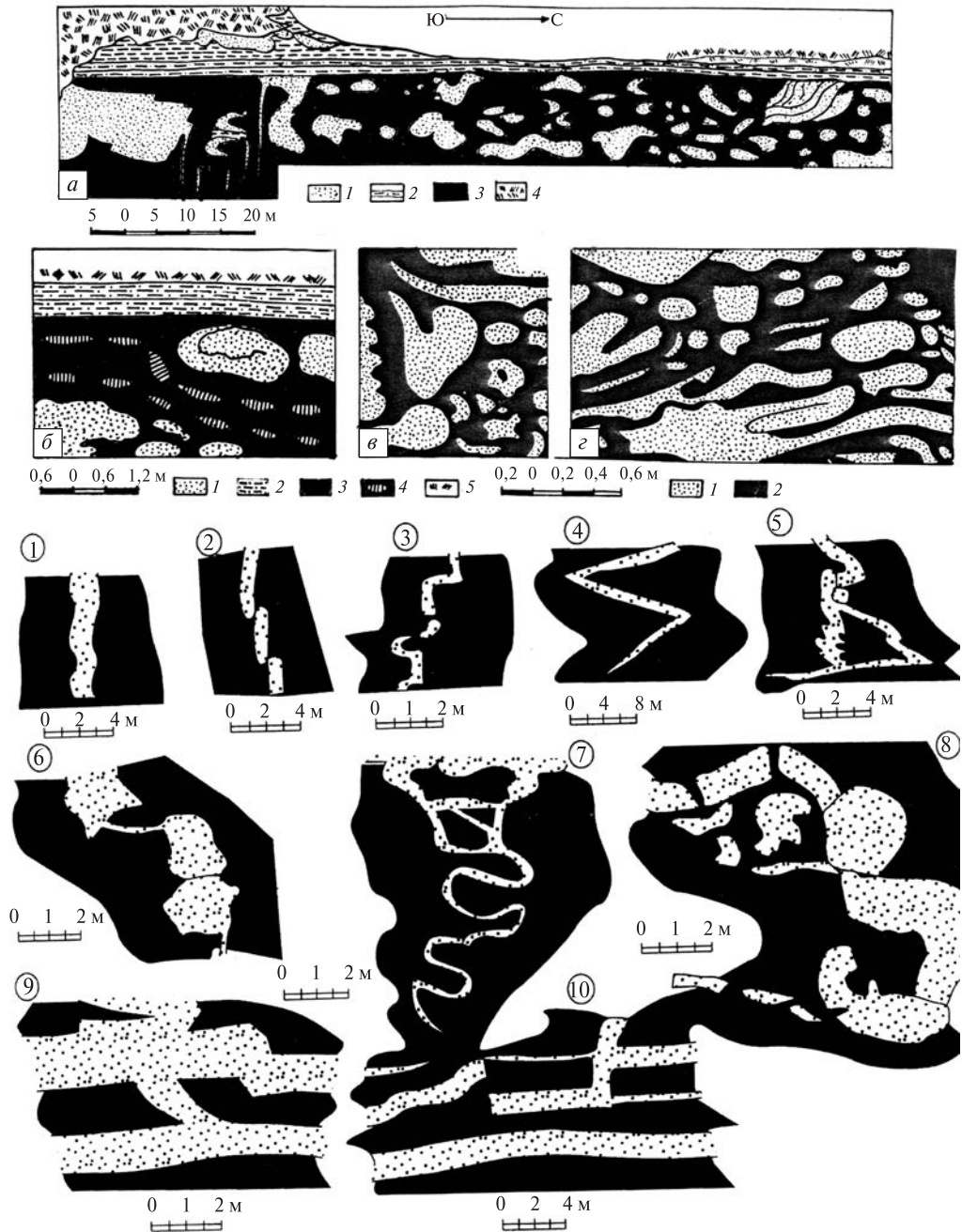


Рис. 8. «Горизонты с включениями» (а, б, в и кластические дайки Восточного Предкавказья: а — общий вид «горизонта с включениями» (р. Ярык-су): 1 — песчаники; 2 — мергели; 3 — пермятая глина; 4 — почвы; б — фрагмент, характеризующий поведение диагенетических конкреций: 1 — песчаники; 2 — чередование мергелей и глин; 3 — глина; 4 — карбонатные конкреции; 5 — современные почвы; в — фрагменты обнажений подтверждающие былую разжиженность песчаников: 1 — песчаники; 2 — глины; з — морфологические особенности песчаных кластических даек Восточного Предкавказья. Цифры в кружках: 1 — вертикальная дайка; 2 — коленчатая дайка; 3, 4 — зетообразные дайки; 5 — треугольная дайка; 6, 8 — глыбовые дайки, формы переходные к «горизонтам с включениями»; 7 — змеевидная дайка; 9, 10 — дайки-просечки между пластами

жидкой песчаной массы в трещины и разломы с последующей цементацией терригенной части карбонатами вследствие падения давления CO_2 .

Очень важно подчеркнуть, что материалы, собранные нами на глубоко эродированном грязевом вулкане Алигул (п-ов Челекен) позволяют утверждать, что все эти песчаные новообразования («горизонты с включениями» и кластические дайки) генетически тесно связаны с грязевым вулканизмом.

Генетическая связь песчаных пльвунов, даек и других проявлений песчаного диапиризма с грязевым вулканом особенно хорошо видна на примерах вулканов Туркмении. Здесь, например, известны случаи, когда серии кластических даек прорываются в жерло вулкана и над его кратером формируются так называемые «шайтанские сады» — серия кластических песчаных столбов высотой до 5—6 м, формирующих песчано-карбонатное подобие кустарника (вулкан Кобек).

Любопытно также, что в грязевых вулканах южной части Туркменистана (Камышлы, Чек-Патлаук, Чикишлер, Кипящий бугор и др.), собственно, грязебрекчии отсутствуют и их место занимают песчаные пльвуны и песчано-карбонатные тела.

Многие кластические дайки отличаются значительными размерами, прослеживаясь в длину на 300—400 м при мощности 0,5—2,0 м. Образование такого огромного сооружения несомненно требует значительных давлений. При этом быстрое внедрение песчаной пульпы в тектонические нарушения и трещины по звуковому эффекту и по выделяющейся энергии напоминает залп из орудия; он несомненно представляет собой мощный сейсмический толчок и, по-видимому, может даже служить очагом мелкофокусного землетрясения.

Таким образом, если учесть мелкие толчки, проявляющиеся при перемещении флюидов СВД по трещинам отдельности уплотненных глин и крупные «взрывы», связанные с песчаными деформациями толщи преобразованных глин предстают перед геологами как типичный сейсмический горизонт.

О существовании среди молодых осадочных отложений типичных сейсмических горизонтов на основе тектонических и общегеологических соображений писал в свое время Б.В. Григорьянц [13, 14]. Сравнительно недавно возможные закономерности распределения сейсмических горизонтов в мезозойско-кайнозойских толщах Кавказа описал Ю.О. Гаврилов [10]. В настоящее время не вызывает сомнения, что перемещение сверхвысоких давлений флюидов, деформации песчаных горизонтов и сейсмические толчки генетически связаны друг с другом.

К этому же кругу явлений относится и грязевой вулканизм. Вертикальные тектонические разломы, контролирующие, как мы видели выше, размещение грязевых вулканов, в области уплотненных глин представляют собой те зоны низких давлений, к которым медленно, но верно стремятся флюиды СВД. Медленное перераспределение последних завершается их концентрацией в корневой системе вулкана. Корневая система грязевых вулканов представляет собой тот участок, где пересекаются горизонтальные трещинки отдельности кливажированных и уплотненных глин и системы вертикальных тектонических трещин, оперяющих разломы. Раздробленный глинистый материал взвешивается в растворах флюидов СВД, подвергается перетиранию и в связи с землетрясениями — тиксотропному взвешиванию. Таким образом, в корневой системе формируются глинистые растворы, выполненные при извержениях на дневную поверхность грязебрекчиями, обломками пород и флюидами недр.

Относительно происхождения грязебрекчий грязевых вулканов еще Н.С. Шатский [59] писал: «Можно сделать следующие противоположные предположения относительно генезиса этой породы: 1) глинистые брекчии образовались под действием газа и воды в каких-то особых неизвестных нам условиях; 2) глинистые брекчии своим происхождением обязаны не деятельности грязевых вулканов, а иным факторам, грязевые вулканы перерабатывают их и выстреливают их при извержениях [59, с. 333].

Как видно из текста данной статьи, их происхождение обусловлено сочетанием тектонического и физико-химического факторов. В обычном состоянии грязевой вулкан представляет собой подобие закупоренной бутылки шампанского — его кратерный канал обычно перекрыт «пробкой» плохо раздробленных глыб; только в верхней части, находящейся в зоне активного флюидообмена, действуют сальзы и грифоны, поставляющие на дневную поверхность массу воды и газа.

Предельное увеличение давления флюидов в корнях этого сооружения приводит к выбросу частично размытой «пробки» и началу извержения. Когда возрастающее в корнях вулкана давление и сопротивляющаяся ему плотность «пробки» достигнут предела, происходит извержение. Обычно оно начинается глухим подземным гулом и сопровождается сейсмическими толчками; процесс отражает интенсивный приток флюидов СВД сквозь многочисленные трещины корневой системы, перетекания и разжижение глин, и формирование тех грязебрекчий, что позднее поднимаются по каналу жерла и изливаются на дневную поверхность, формируя грязевулканический конус вулкана.

Часто на поверхности земли извержение вулканов начинается со взрыва газа. Дело в том, что в составе газовой фазы СВД содержится до 90 % метана; смешиваясь с воздухом, он образует самовзрывающуюся смесь «гремучий газ», и поэтому над конусом грязевулканического сооружения загорается гигантский факел. Затем на поверхность земли из кратера с гулом и сейсмическими толчками выбрасывается грязебрекчия; это разжиженная глина, реже песчаный плавун с огромным количеством обломков жестких пород — песчаников, известняков, доломитов, кремней. В некоторых случаях обломки достигают чудовищных размеров. Так, например, на Булганакском вулкане Керченско-Таманской грязевулканической провинции встречена глыба известняка размером в 1,3 и 3 м³, в грязебрекчиях Восходовского вулкана — глыба кварцитовидного песчаника в 2,5 и 3 м [62]. В грязевулканической провинции Азербайджана известны глыбы песчаников размером 2 × 3 и 4 × 1 м, выброшенные при извержении вулкана Айратекян [12], а также обломки песчаников в грязебрекчиях Котур—Дага размером 0,5 × 0,70 м (материалы автора).

Весь глинисто-терригенный, реже — песчаный материал оседает вокруг выхода канала вулкана на дневную поверхность, формируя конусовидную постройку. Извержение вулкана обычно длится несколько дней, после чего он надолго затихает. На вершине возникшей горы образуются кратерная площадка, а на ней начинают функционировать сальзы — творения восходящих источников воды и газов.

Так обстоит дело при извержениях большинства грязевых вулканов Азербайджана, Керченско-Таманской провинции и ряда других грязевулканических территорий.

Однако качество грязебрекчий во многом зависит от количества воды во флюиде, поступающем во время извержений на дневную поверхность. В резуль-

тате дефицита жидкой фазы на поверхности земли образуются столбы; вязкая и насыщенная обломками пород грязебрекчия или песчаный плавун выдавливаются на поверхность, как вазелин, и застывает в виде бугров или столбов, а иногда спускается по склону постройки, как поток лавы. Таковы, например, грязевые вулканы Туркмении (Боя-Даг с Кара-Муруном и др.).

Реже распространены вулканы, поставляющие на поверхность жидкую грязь, которая быстро превращает кратер постройки в болото. В Крымской провинции это группа Булганакских вулканов, в Азербайджане — Мыльные пузыри и Астраханка. Очень часто на месте кратеров вулканов формируются провалы. По всей вероятности это результат избыточного извержения газов и брекчий; в результате в Керченском регионе развиваются так называемые «вдавленные синклинали», прекрасно описанные в работах Е.Ф. Шнюкова [60, 62], и содержащие опущенные блоки с железной рудой.

Наконец, иногда при избытке воды в грязебрекчиях, она выделяется, заполняет образовавшиеся провалы и образует кратерные озера (Западный и Розовый Порсугели на о-ве Челекен, озеро Чокрак в Крыму).

Количество воды, участвующей в грязевулканических процессах, необычно велико. К сожалению, ее выделяющиеся объемы не подсчитывались, но очевидно, что они сопоставимы с объемами грязебрекчий и плавунцов, фиксируемых при извержениях.

В настоящее время на Земле установлено более 2000 надводных и подводных грязевых вулканов. В пределах Азербайджанской провинции описано и зартировано более 220 вулканов. Среди них выделяются Туоргайский (640 м высоты) и вулканы Аллятской гряды — Большой Кенизадаг, Калмас, Дашгиль, Котур-Даг и др. с высотой более 400 м.

По подсчетам Азербайджанских геологов 50 крупнейших грязевых вулканов этого региона с 30-х годов XIX века извергались 180 раз и вынесли на поверхность 150—160 млрд м³ сопочной брекчии [68]. Эти цифры примерно совпадают с результатами подсчетов П.И. Науменко [36], согласно которым грязевые вулканы Керченско-Таманской провинции за период с начала палеогена и до настоящего времени вынесли на дневную поверхность около 40 млрд м³ грязебрекчий. Это означает, что разжиженная глина, насыщенная водой, перенесла на поверхность много тонн жидкой фазы H₂O, причем эта вода сформировалась за счет флюидов СВД.

Геохимический состав вод грязевых вулканов Крымско-Кавказских провинций исследовали В.В. Белоусов, Л.А. Яроцкий, Н.Н. Славянов, К.А. Прокопов, О.А. Али-Заде, В.А. Куришко и др., В.А. Гордиевич, Е.Ф. Шнюков, С.Д. Гемм, Б.С. Поляк, Ю.А. Лаврушин, и др. Было установлено, что общая минерализация вод хотя и колеблется в широких пределах (110—9800 мг-экв/л), но чаще всего невелика (110—750 мг-экв/л). Повсеместно преобладают гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-кальциевые воды, особенно характерные для зоны сравнительно активного флюидогенеза.

Многими исследователями отмечалась пестрота состава вод, поступающих в сальзы (восходящие источники) одного и того же кратера вулкана. Эти различия объясняются влиянием разных водоносных пластов, питающих сальзы. К сожалению, состав глубинных вод, поступающих на дневную поверхность вместе с извергающимися грязебрекчиями, остается не исследованным и входит в разряд научных задач будущего.

Газовая фаза играет огромную роль в деятельности вулканов. Наряду с водой и сопочной брекчией грязевые вулканы поставляют на поверхность Земли огромное количество газа. Так в работе В.В. Белоусова и В.А. Яроцкого [5], посвященной вулканизму Керченско-Таманского региона, было установлено, что средний дебит любого из исследованных ими вулканов составляет 350 м^3 в сутки. Развивая эти подсчеты, Е.Ф. Шнюков с соавторами [62] предположил, что расход газа в одно извержение в каждом регионе определяется в $0,5\text{--}40$ млрд м^3 .

А.Г. Штернов [1968] утверждал, что в состоянии покоя каждый вулкан Крыма рождает 520 м^3 газа в сутки; при извержении эта величина достигает $1500\text{--}2000 \text{ м}^3$. Опираясь на эти оценки, он доказывал, что за 20 млн лет деятельности грязевые сопки Керченско-Таманской провинции родили $11\text{--}15$ трлн м^3 газа. Не уступают в газоносности и азербайджанские грязевые сопки. По подсчетам А.А. Якубова и А.Д. Алиева [66] 220 грязевых вулканов этого региона израсходовали во время извержений $100\text{--}111$ млрд м^3 газа.

Еще грандиозней газовая деятельность этой же газонефтяной провинции была оценена П.Н. Кропоткиным и Б.М. Валяевым [32]. Они утверждали, что за время существования вулканизма на юго-восточном Кавказе земля потеряла $175 \cdot 10^3$ млрд м^3 газа. Любопытно, что по химическому составу газы разных провинций довольно сходны; обычно в них преобладают метан (CH_4) и углекислый газ (CO_2); реже присутствуют тяжелые углеводороды (метан CH_4 , этан C_2H_6 , пропан C_3H_8 , бутан C_4H_{10} и CO_2).

Третья фаза продуктов извержения грязевых вулканов по данным А.А. Якубова, А.А. Ализаде, П.В. Григорьянца и др. [1978] представлена нефтью и производными от нее твердыми битумами. По отношению к остальным продуктам извержений они четко распадаются на две группы — сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические битумоидные чаще всего встречаются в обломках, включенных в сопочные отложения в виде прожилков и включений. Содержание битумоидов в этих случаях достигает $2\text{--}3 \%$ и они относятся к каустобиолитам нефтяного ряда. Такие прожилковые формы типичны для вулканов Алачик, Боздаг Кобийский, Кирлых, Агноур и др. (Азербайджан).

Эпигенетическая пропитка и даже лужи нефти в кратере встречены в вулканах Лохбатан, Мишов-Даг и др. Генетически они связаны с зонами нефти, которые часто встречаются в отложениях зоны активного флюидобена, песчаные коллектора которой смяты в складки и проткнуты вулканическим жерлом. Нефтяные залежи часто контролируются грязевым вулканом и связанными с ним диапировыми складками. Как и в других случаях, нефть, несомненно, эпигенетична по отношению к этим структурам.

Таким образом подводя итоги, можно сказать, что грязевой вулканизм представляет собой завершающий этап осадочного процесса. С помощью грязевых вулканов осадочный материал, слагающий нижние слои стратисферы, выносится на дневную поверхность и дифференцируется, формируя жидкую массу грязебрекчий, воду, газ и нафтоиды. В этом процессе разделения флюиды сверхвысоких давлений, возникающие в замкнутой физико-химической системе уплотненных глин, заканчивают свое существование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абих Г.В. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области. *Memories Acad. Sc. Petersburg*. 1863. Т. VI, № 5. С. 15—48.
2. Абих Г.В. Геологический обзор полуостровов Керчи и Тамани. Зап. Кавказ. отд. русск. геогр. об-ва. 1873. Кн. 8. С. 1—7.
3. Авдусин П.П. К петрографии продуктов извержения грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. Москва-Ленинград: Изд. АН СССР, 1939. С. 57—66.
4. Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. Москва-Ленинград: Изд. Сов. Нефтепром, 1927. С. 135.
5. Белоусов В.В., Яроцкий Л.А. Грязевые сопки Керченско-Таманской области и условия их возникновения и деятельности. Москва: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 154 с.
6. Вассоевич Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. *Новости нефтяной техники, геология*. 1960. № 4. С. 11—15.
7. Вассоевич Н.Б. Условия образования нефти и нефтематеринской толщи в мезо-кайнозойе Северо-Восточного Кавказа. Науч. труды ВНИГРИ. Вып. 18. Ленинград: ВНИГРИ, 1962. С. 28—32.
8. Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.Н., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная база нефтеобразования. *Вестник МГУ, сер. геол.* 1969. С. 3—27.
9. Вассоевич Н.Б., Бурлин Ю.К., Конюхов Е.Е. Роль глин в нефтеобразовании. Советская геология. 1975. № 3. С. 15—28.
10. Гаврилов Ю.О. Отражение сейсмических палеособытий в мезозойско-кайнозойских терригенных толщах Северного Кавказа. *Литология и полезн. ископаемые*. 2017. № 1. С. 1—24.
11. Горин В.А. Евразийский (Урало-Кавказско-Аравийский) пояс разломов земной коры и происхождение нефти и газа. *ДАН СССР, сер. геол.* 1967. Т. 172, № 4. С. 82—84.
12. Горин В.А., Буниат-Заде З.А. Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. Баку: Аз. Гос. Изд., 1971. 190 с.
13. Григорьянц Б.В. Новый аспект решения проблемы сейсмичности. *Физика Земли*. 1994. № 4. С. 88—96.
14. Григорьянц Б.В. Сейсмогенный разрыв или сейсмогенный слой? *Природа*. 1995. № 11. С. 30—35.
15. Двойченко П.А. Естественные производительные силы Крыма. Весь Крым. Симферополь: Крым ЦИК, 1926. С. 1—18.
16. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы смектиты, смешанослойные образования. Москва: Наука, 1990. 212 с.
17. Дурмишьян А.Г., Асланов В.Л., Рахманов Т.Р. и др. Закономерности изменения пластовых явлений в мезозойско-кайнозойских отложениях. *Геология нефти и газа*. 1976. № 10. С. 55—61.
18. Зверев В.П., Ильин В.А., Кононов В.И., Макаренко Ф.Н. Особенности миграции подземных вод и их круговорот. Миграция химических элементов в подземных водах. Москва: Наука, 1974. С. 15—32.
19. Зверев В.П. Подземная гидросфера. Москва: Научный Мир, 2011. 358 с.
20. Зверев В.П. Система природных вод Земли. Москва: Научный Мир, 2013. С. 311.
21. Ильин В.А. Физическое состояние воды в подземной гидросфере. Миграция химических элементов в подземных водах. Москва: Наука, 1974. С. 10—16.
22. Иностранцев А.А. Геология. Общий курс лекций. Т. I. Петербург: Типогр. Стасюлевича, 1889. 560 с.
23. Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 2-е. Москва: Недра, 1972. 280 с.
24. Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. Москва: Недра, 1969. 150 с.
25. Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтяных бассейнов. Москва: Недра, 1986. 156 с.
26. Киссин И.Г., Пахомов Г.И. О возможности генерации в недрах при умеренно высоких температурах. *ДАН СССР*. 1967. Т. 174, № 3. С. 48—62.

27. Киссин И.Г., Пахомов Г.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы. *Геохимия*. 1964. № 4. С. 460—472.
28. Ковалевский С.А. Газовый вулканизм и вулканоиды. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*. 1935. № 1. С. 42—68.
29. Ковалевский С.А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия. Азнефтеиздат, 1940. 152 с.
30. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. Москва: Наука, 1983. 215 с.
31. Крейчи-Граф К. Основные вопросы нефтяной геологии. Ленинград-Москва-Грозный-Новосибирск: ОНТИ НКТП, 1934. 261 с.
32. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Геодинамика грязевулканической деятельности в связи с нефтегазоносностью. Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1981. С. 178—203.
33. Кучерук Е.В., Шендерей Л.П. Современные представления о природе аномально-высоких пластовых давлений. Месторожд. горюч. полезн. ископ., серия «Итоги науки и техники». Т. 6. Москва, 1975. С. 166.
34. Лебедев Л.И., Кулакова Л.С. Некоторые черты грязевого вулканизма в Южном Каспии. Каспийское море. Вопросы геологии и гидрогеологии. Москва: Наука, 1990. С. 96—104.
35. Мушкетов И.В. Физическая геология. Общие свойства и состав Земли; вулканизм, землетрясения, тектоника. Ленинград: Госиздат, 1924. С. 770.
36. Науменко П.И. Современная деятельность грязевого вулканизма Керченского полуострова. *Мат-лы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд*. 1976. Вып. 4. С. 115—135.
37. Путкарадзе А.Л., Халилбейли Ч.А. Грязевые вулканы в геологическом прошлом Юго-Восточного Кавказа. *Уч. Зап. Азерб. Университета, сер. геолого-геогр.* 1964. Вып. 1. С. 88—103.
38. Петиджон Ф., Потгер П, Сиверс Р. Пески и песчаники. Москва: Мир, 1976. 533 с.
39. Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. Москва: Недра, 1987. 174 с.
40. Страхов Н.М. Химическое изучение осадочных пород в генетических корреляционных целях. Методы изучения осадочных пород. Т. II. Москва: ГОНТИ, 1957. С. 381—400.
41. Султанов Р.Г. О связи грязевых вулканов Юго-Западного Кобыстана с тектоническими разрывами. *Уч. Зап. Азерб. Ун-та, сер. геол. и геогр.* 1966. Вып. 6. С. 32—68.
42. Сугуров А.М. Особенности строения грязевых вулканов Юго-Западной Туркмении. *Новости нефт. техники и геологии*. 1958. № 9. С. 6—15.
43. Фертль У.Х. Аномальные пластовые давления. Москва: Недра, 1980. 388 с.
44. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). Москва: Наука, 1983. 150 с.
45. Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов. *Литология и полезн. ископаемые*. 1987. № 4. С. 12—28.
46. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Статья I. Южно-Каспийский элизионный бассейн. *Литология и полезн. ископаемые*. 1990. № 6. С. 62—98.
47. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Статья II. Челекен-Боядагская гидротермальная система. *Литология и полезн. ископаемые*. 1991. № 2. С. 104—123.
48. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщ. I. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов. *Литология и полезн. ископаемые*. 2002. № 3. С. 227—241.
49. Холодов В.Н. Грязевые вулканы; закономерности размещения и генезис. Сообщ. 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования. *Литология и полезн. ископаемые*. 2002. № 4. С. 339—358.
50. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов. *Природа*. 2002. № 11. С. 47—58.
51. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2012. № 4 (30). С. 5—28.
52. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. Москва: ГЕОС, 2006. 608 с.

53. Холодов В.Н. Термобарические обстановки глубин осадочных породных бассейнов и их термодинамика. Сообщ. I. Зональное строение стратисферы и условия образования аномально высоких (АВПД) и сверхвысоких давлений флюидов. *Литолог. и полезн. ископаемые*. 2018. № 6. С. 25—41.
54. Холодов В.Н. Термобарические обстановки глубин осадочных породных бассейнов и их термодинамика. Сообщ. II. Сверхвысокие давления и грязевые вулканы. *Литолог. и полезн. ископаемые*. 2019. № 1. С. 44—59.
55. Холодов В.Н. К проблеме нефтегазообразования в стратисфере. *Актуальные проблемы нефти и газа*. 2019. Вып. 1(24). С. 1—27.
56. Холодов В.Н., Кулешов В.Н., Недумов Р.И. Катагенетические преобразования и изотопия карбонатов в третичных отложениях Кубанской сверхглубокой скважины (СГС-1 и СГС-2). *Литология и полезные ископаемые*. 1999. № 1. С. 46—58.
57. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин — сфера перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-литологические особенности и механизм формирования элизионных систем Предкавказья. *Литология и полезные ископаемые*. 2001. № 6. С. 563—582.
58. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин — сфера перераспределения химических элементов. Сообщение 2. Минералого-геохимические особенности зоны катагенетической гидрослюдизации. *Литология и полезные ископаемые*. 2001. № 6. С. 582—610.
59. Шатский Н.С. Грязевые вулканы Азербайджана и происхождения глинистых брекчий. Избранные труды. Т. III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Москва: Наука, 1965. С. 321—336.
60. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 331 с.
61. Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Огородников В.И. Россыпные проявления тяжелых металлов. Геология шельфа Украины. Твердые полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1983. С. 62—89.
62. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наук. Думка, 1986. 150 с.
63. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Москва: ИЛ, 1950. 564 с.
64. Штернберг А.А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами минералообразования. *Геология рудных месторождений*. 1962. № 5. С. 105—120.
65. Штернов А.Г. Геологические условия формирования залежей природного газа в Керченской грязевулканической зоне. Тезисы докл. науч. конф. по изучению пол. ископ. Украины. Киев: Изд. Киевс. Универ., 1968. С. 14—21.
66. Якубов А.А., Алиев А.Д. Геохимические особенности продуктов деятельности грязевых вулканов. Доклады VII Международного конгресса по органической химии. ОНТИ НКТП СССР, 1937. С. 42—44.
67. Якубов А.А., Зейналов М.М. Грязевой вулканизм Азербайджана. Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Изд. АН Аз.ССР, 1964. С. 130—145.
68. Якубов А.А., Али-Заде А.А., Григорьянц Б.В. и др. Объяснительная записка к карте грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР масштаба 1:500 000. Баку: Изд. МГ СССР, АН АзССР, 1978. 188 с.
69. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтеносностью. Баку: Изд. ЭЛМ, 1980. 162 с.
70. Badve R.M., Ghare M.A., Rejshekhar C. On the age of the ejected material from mud volcano of Raishekhar. *Curr. Ski (India)*. 1984. V. 53, N 5. P. 814—816.
71. Breeze A.F. Abnormal-subnormal relationships in the Morrow sands of northwestern Oklahoma. M.S. Thesis, Univ. of Oklahoma. Tulsa-Okla, 1970. 120 p.
72. Bürst J.F. Diagenesis of Gulf coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *Bull. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. V. 53, № 1. P. 16—48.
73. Earlay Y.W., Miene L.N., Mcveagh W.Y. Thermal dehydration and x-ray studies on montmorillonite. *Am. Mineral.* 1953. 38. P. 770.

74. Ferte W.N. Abnormal Formation Pressures (Implication to exploration, Drilling and Production of Oil and Gas Resources). Am-Okf-New-York Elsener, 1976. 400 p.
75. Flores J.G. Study of subnormal formation pressures based on geological and electrical date Keyes. Field Cimarron County, Oklahoma. M.S. Thesis Units. Of Oklahoma Tuelsa, Okla. 1967. 89 p.
76. Magara K. Compaction and migration of fluid in Miocene mudstone Nagaoka Plan. *Japan. AAPG Bull.* 1968. V. 52, N 12. P. 2466—2501.
77. Powers M.C. Adjustment of clay to chemical change and the equivalence level. The Clay and Clay Minerals. Proc. 6-th Nat. Cong. Clay Minerals. New-York: Pergamum Press, 1957. P. 305—320.
78. Perry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. *Bull. Amer. Assoc. Patrol. Geol.* 1972. V. 55, N 10. P. 2013—2022.
79. Reike H.H., Chilingarian, G.V. Compaction of Argillaceous Sediments. Developments in Sedimentology 16. Amsterdam: Elsevier, 1974. 421 p.

Статья поступила 11.09.2019

В.Н. Холодов

ПРО ПОХОДЖЕННЯ ГРЯЗЬОВИХ ВУЛКАНІВ

У статті показано, що занурення глинистих товщ в область високих температур і тисків створює дві флюїдодинамічні зони. У верхній зоні здійснюється скорочення пористості глин і виділення седиментаційних і діагенетичних вод; ці елізійні явища створюють аномальні пластові тиски в колекторах і утворюють складну систему флюїдодинаміки за участі води і нафтових вуглеводнів.

У верхній зоні здійснюється гідроліз карбонатів і цементация шарів пісків. У нижній зоні розвинені ущільнені глини, які представляють закриту фізико-хімічну систему, де зміни води і органічної речовини народжують надвисокий тиск флюїдів. Виниклі при високих температурах кристалізаційні води, сиботаксичні пари і газоподібні вуглеводні концентруються в різних частинах товщ, і повільно мігрують по тріщинах спайності в бік ділянок зі зниженим тиском. Особливо привабливі для надвисоких тисків коріння вертикальних тектонічних розломів і релікти незцементованих пісків. З цими ділянками пов'язано формування класичних дайок, «горизонтів з включеннями» і грязьових вулканів, а також сейсмічні явища, які супроводжують виверження грязьових вулканів.

Ключові слова: *грязьові вулкани, виверження, флюїдогенез, осадонакопичення.*

V.N. Kholodov

THE ORIGIN OF MUD VOLCANOES

The article shows that the immersion of clay strata in the region of high temperatures and pressures creates two fluid dynamic zones. In the upper zone, clay porosity decreases, and sedimentation and diagenetic waters are released; these elision phenomena create abnormal reservoir pressure in reservoir layers and give rise to a complex system of fluid dynamics. It involves water and oil hydrocarbons penetrating.

In the upper zone, hydrolysis of carbonates and cementation of sand formations take place. In the lower zone, compacted clays are developed, forming a closed physicochemical system. Background changes in water and organic matter give rise to ultrahigh fluid pressures. Crystallization waters, sybotaxic water vapor and gaseous hydrocarbons that arose at high temperatures are concentrated in different parts of the strata, and slowly migrate along cleavage cracks in the direction of areas with low pressure. The roots of vertical tectonic faults and non-cemented types are especially attractive for ultrahigh pressures. The formation of classical dikes, «horizons with inclusions» and mud volcanoes, as well as seismic phenomena accompanying eruptions of mud volcanoes, are associated with these sites.

Keywords: *mud volcanoes, eruptions, fluidogenesis, sedimentation.*