

УДК 552.313.8 + 550.4 + 551.3.051:553:9.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕРВИЧНО-ГЛИНЯНЫХ ИНЪЕКЦИЙ, ЭКСТРУЗИЙ И ДИАПИРОВ

М. М. Филиппов

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Выполнен обзор отечественных и зарубежных публикаций по темам: «Флюидолиты», «Глиняный диапиризм», «Глиняные инъекции и экструзии». Цель работы – обоснование движущих сил образования флюидолитов, слагающих купольные шунгитоносные структуры и заполняющих разломы в надкупольных горизонтах палеопротерозоя Онежского синклинория. В работе приведены сведения о природе аномально высокого пластового давления (АВПД), часто фиксируемого в осадочных отложениях. Показано, что оно возникает при уплотнении пород и выделении сорбированной воды, катагенетическом преобразовании органического и минерального вещества, в результате акватермального эффекта, при внедрении высоконапорных флюидов, при тектоническом воздействии на пласт, при осмосе и других природных явлениях. Наиболее важными процессами, сопровождаемыми развитием давления, являются генерация углеводородов и особенно преобразование нефти в газ.

К л ю ч е в ы е с л о в а: реидная тектоника; флюидизация; аномально высокое пластовое давление; грязевые вулканы; Онежская структура.

M. M. Filippov. THE PROBLEM OF THE GENESIS OF PALEOPROTEROZOIC PRIMARY CLAY INJECTIONS, EXTRUSIONS AND DIAPIRS

An analytical review of recent papers on the themes “Fluidolites”, “Clay diapirism”, “Clay injection and extrusion” is offered. These phenomena correspond fundamentally to fluid displacement (water, gas, clay and organic matter), whereas massive sedimentary uplift corresponds to large vertical displacement of stratified solid levels but the deeper cause of the latter could partly be the intrusion of mud plugs. The dynamic phenomena controlled by the development of overpressure at depth, contributing to sedimentary mobilization are reported. These processes include clay mineral dewatering, thermogenic degradation of organic matter and deep high-temperature leaching of terrigenous sediments with formation of mud volcanoes.

Key words: clay tectonics; fluidization; abnormal pressure; mud volcanoes; Onega structure.

Введение

В работе Я. Э. Юдовича [2009] изложены существующие к настоящему времени представления о «флюидном литогенезе» – осадочном

породообразовании за счет восходящих флюидных потоков разного состава, следствием чего являются необычные породы для конкретной осадочной толщи. В основе работы – анализ концепции Г. А. Беленицкой [2005, 2008],

в которой предполагается, что флюидогенные типы пород образуются как дискретно-импульсные (тектоногенные и восходящие) поступления в осадочные бассейны пластичных и флюидизированных (разжиженных, текучих) породных масс (инъекционных по способам поступления материала). Важно отметить, что среди инъекционных флюидолитов Г. А. Белевицкой выделены два типа: «реидно-осадочный» – результат диапиризма или излияния пластично-текучих породных масс (глиняных, кремнистых, соляных) и «флюидизатно-осадочный» – результат извержения флюидизированных породных масс – грязевой, газовой, гидро-, рассольно-соляной вулканизм, в результате которого сформированы локальные купольные или послойные субсогласные тела во вмещающих породах, на морском дне или на дневной поверхности за счет поступления (внедрения) пластичных или текучих масс, которые со временем литифицируются. Движущая субстанция может существенно оказывать влияние на вмещающие породы или просто заполнять все полости и дефекты, встречающиеся на ее пути, создавая специфические формы флюидолитов.

Подобные образования предлагается рассматривать в качестве самостоятельного типа горных пород, имеющего такой же ранг, как осадочные, магматические и метаморфические горные породы [Якобсон и др., 2011]. По теме «Флюидолиты» в отечественной литературе наибольшее внимание уделено породам, происхождение которых связано с воздействием на осадочные и вулканогенно-осадочные породы активных растворов, и в меньшей степени разновидностям реидно-осадочного генезиса.

Для последних характерна форма и размеры тел, нарушающие стратификацию осадков, текстура и структура пород, минеральный состав ксенолитов и основной массы, признаки интеграции и дезинтеграции минеральных фаз и агрегатов, геохимические особенности – нередко аномальный по отношению к вмещающей среде состав и, наоборот, близость состава с подстилающими комплексами [Белевицкая, 2011], следы воздействия флюидных потоков на вмещающую среду, связь с тектоническими нарушениями. К бесспорным признакам пород-флюидолитов А. П. Казак с соавт. [2007] относят: следы перемещения флюидных потоков, «взорванные» ксенолиты и новообразованные высокотемпературные минералы – для гидротермальных разновидностей.

Изучение флюидных потоков в древних отложениях – весьма сложная задача, поскольку при метаморфизме пород многие признаки

рассматриваемого явления либо стираются, либо утрачены. Тем не менее в научных публикациях описаны примеры развития глиняных инъекций и диапиров в отложениях нижнего протерозоя.

В палеопротерозойском осадочном бассейне Франсвилль (Габон) в породах формации FB выявлены [Ossa Ossa, 2010] седиментационные дайки – бесформенные тела пелитолитов в виде протрузий, интрузий и экструзий в алевролитах и песчаниках. Трещины, заполненные ранее флюидизированными органоминеральными соединениями, были образованы, вероятно, в процессе гидроразрыва пласта. Так, в пласте черных аргиллитов-алевролитов с высоким содержанием органического вещества и мощностью около 11 м («глины Мапоба») присутствуют тела алевро-песчаников, секущих вмещающие породы и смятых в складки. В разрезе Моанда также есть многочисленные примеры перемещения вещества во флюидизированном состоянии (формация FB1). Сланцы формации FB и песчаники формации FA (тектонически выведенные в ряде мест выше отложений формации FB) несут типичные признаки существования аномальных пластовых давлений [Gauthier-Lafaye, Weber, 1989]: развитая сеть микротрещин, секущих зерна кварца и их каймы обрастания, автокластические брекчии. Микротрещины вдоль напластования пород обычно ассоциируют с флюидными включениями, т. е. в развитии трещиноватости этого типа основную роль играли флюиды. Реконструкция вероятного давления в сланцах формации FB показала [Gauthier-Lafaye, Weber, 1989], что гидростатическое давление в подошве свиты до завершения литификации пород действительно могло превышать литостатическое и создавать условия для образования недоуплотненных зон, а выше по разрезу – для образования трещин гидроразрыва.

Основные положения диапировой модели формирования месторождений шунгитоносных¹ пород максовского типа (Онежская синклиновая структура) подробно изложены в работе [Филиппов, 2000]: рассчитан первичный состав минерального вещества, выявлены признаки первичного коллоидного состояния минерального и шунгитового вещества максовитов и шунгитов², теоретически обоснована возможность

¹ Шунгитовое вещество – органическое вещество, находящееся на апоантрацитовой стадии углефикации.

² Максовиты и шунгиты – шунгитоносные породы (метасапропелиты), содержат соответственно 10–45 и 45–80 % шунгитового вещества, плотные, пелитоморфные. Максовиты – массивные и брекчированные; шунгиты имеют параллелепipedальную отдельность, напоминают антрацит.

развития купольных структур по горизонтам сапропелитов, проанализированы текстурные, структурные, литохимические, геохимические и геофизические признаки, интерпретируемые как следствие формирования складок нагнетания и полидиапировых внутренних структур. В работах [Филиппов и др., 1998; Атлас ..., 2007] приведены особенности катагенеза органо-минеральных комплексов, способствующие длительному сохранению свойств, благоприятных для формирования флюидолитов; а в статье [Филиппов и др., 2004] экспериментально доказано существование систем купольных структур в синклиналиях второго порядка Онежской структуры. Купольные структуры – бескорневые складки с выраженными краевыми синклиналиями. В купольных телах очевидны признаки существования аномально высокого пластового давления (АВПД), которое, предположительно, являлось следствием катагенеза органического и минерального вещества (автокластические брекчии, пропитка углеводородами обломков, миндалины, свидетельствующие о развитии вторичной пористости и о низкой плотности пород). В купольных структурах наблюдается характерная зональность в распределении углерода: первый уровень – общее повышение содержания от периферии складки к ее центру и к апикальной части; второй уровень – образование структур типа «купол в куполе», характерных грибообразных обособлений с относительно более высоким содержанием углерода, генезис которых в теории диапиризма трактуется как дифференциация вещества по плотности в процессе формирования внутренних (в первичном куполе) складок нагнетания. На границе с вмещающими породами присутствуют своеобразные краевые брекчии, представленные обломками алевролитов, сланцев карбонатных пород, сцементированные тонким органо-кремнистым материалом, близким по составу к типичным максовитам. Выявленные признаки контактовых изменений сапропелитов Максовского месторождения указывают на то, что внедрение силлов габродолеритов было более поздним по отношению к формированию купольной структуры; к моменту внедрения интрузий породы не утратили склонность к пластическим деформациям [Филиппов, Первунина, 2014]. Под влиянием тепла интрузий основных пород органоглины приобретали способность к течению за счет уменьшения вязкости, появления углеводородов и повышения пористости, что могло оказать влияние на заключительные стадии развития диапировых складок и на формирование инъекций органоглин в надкупольном пространстве.

Субпластовые тела шунгитов месторождения Шуньга рассматриваются в модели как диапировые «шляпы»; для них характерна мелкая гофрированность, флюидальные текстуры, свидетельствующие о движении вещества под давлением, высокое содержание углерода и повышенное – биофильных элементов. На участке Тетюгино выявлены прямые и косвенные признаки локальной (наддиапировой) тектоники, при этом разломы заполнены экструзивным материалом (инъекциями метасапропелитов) с очевидными признаками диапирового меланжа [Филиппов и др., в печати].

В обзоре рассмотрены современные представления о глиняном диапиризме, о грязевом вулканизме, об инъекциях вязко-пластичного вещества, о накоплении осадков над развивающимися диапирами, о разрывной тектонике, связанной с формированием диапиров, об особенностях диагенеза и катагенеза минерального вещества осадочных пород с высоким первичным содержанием органического вещества. Эти материалы были положены в основу интерпретации наблюдаемых в протерозойских разрезах признаков существования АВПД, которое, вероятно, способствовало формированию купольных шунгитоносных структур максовского типа, инъекций органо-минерального вещества, изучаемых на участках Максовском, Зажогинском и других на территории Онежской структуры, развитию в надкупольном пространстве блоковой тектоники и месторождений флюидолитов шуньгского типа. Аналитический обзор позволяет наметить нерешенные проблемы исследования шунгитоносных образований.

Типичные признаки флюидолитов

Флюидальность пород – наиболее типичный признак флюидолитов [Казак и др., 2007], который характеризуется однонаправленным расположением микролитов и крупных частиц, принимаемым часто за следы оползания или за седиментационную слоистость. Микролиты обычно дезинтегрированы и деформированы, зерна расщеплены и растащены флюидопотоками, вплоть до превращения их в скелетные формы в сочетании с идеально округленными зернами. Характерны также бесформенные сгустки вещества с расплывчатыми очертаниями, с апофизами и ответвленными жилками, внедренными во вмещающую породу. Не менее важный признак – степень «окатанности» ксенолитов, зависящий от интенсивности флюидного потока и длительности движения обломков до начала литификации породы,

а также от состава пород. Ксенолиты, продолжительное время находившиеся во флюидно-газовом потоке, где энергия передается равномерно по всем направлениям, приобретают форму, близкую к шарообразной; в водной же среде обломки обычно имеют форму уплощенного трехосного эллипсоида [Голубева, 2003]. При этом не исключается и воздействие реакционно-активных флюидов [Казак и др., 2007] – характерные каемки и оторочки на контакте ксенолитов с флюидопотоком, формирующиеся либо из-за перепадов температуры между поступающей флюидизированной массой и вмещающей средой, либо из-за высокого давления во флюидном потоке, либо вследствие химической активности потоков. Нередко флюидолиты с крупными округлыми ксенолитами ошибочно относят к конгломератам или валунникам.

Наиболее известное проявление реидной тектоники – «кластические» дайки, песчаные инъекции в твердые, потерявшие пластичность глины [Холодов, 1987]. Формирование даек – это процесс внедрения песчаной пульпы под влиянием высокого пластового давления флюидов, образующихся при гидрослюдизации глинистых минералов. В известных примерах процесс развивается в случае перекрытия обводненных песчаных пород глинистыми породами с низкой проницаемостью. Внедрение пльвуна в трещины сопровождается механическим отрывом от ее стенок, захватом и выносом остроугольных обломков вмещающих пород. Предполагается [Taj et al., 2014], что разжижение песчаных масс часто инициируется землетрясениями. Глиняный диапиризм и формирование инъекций глиняного материала по разломам – явления также достаточно распространенные. В научной литературе описаны их конкретные примеры, имеется много сведений о движущих силах развития этих процессов.

Глиняные диапиры, инъекции глин

Термин «глиняные диапиры» подразумевает достаточно крупные тела осадочного материала, внедренные в перекрывающую толщу в результате вязко-пластичного течения. Например, глиняная интрузия островной дуги Сунда (Индонезия) имеет максимальные размеры $2,5 \times 18$ км [Pickering et al., 1988]. В ряде регионов глиняные диапиры образуют отдельные острова. Глины, мергели, аргиллиты, глинистые сланцы являются обычным материалом, слагающим диапировые структуры, которые встречаются как в древних, так и в молодых разрезах осадочных пород.

В настоящее время общепринятое мнение о процессах мобилизации глинистых масс отсутствует. Наиболее часто явление объясняют с позиций соляной тектоники, степень теоретической разработанности которой несопоставимо более глубока. Однако очевидно, что закономерности мобилизации осадочных пород с высоким содержанием глинистого вещества и соли существенно отличаются.

Флюидизация (псевдооживление) осадков, находящихся в условиях аномального давления, может дать начало формированию глиняных диапиров (и инъекций) в случае развития разрывной тектоники, резкого увеличения мощности перекрывающих пород, например, при надвигах блоков относительно плотных пород или оползании осадков в условиях морского склона (турбидиты), ведущих к инверсии плотности в разрезах. Аномальное (выше литостатического) давление возникает при генерации углеводородов, например метана [Hedberg, 1974], или развитии процессов выделения воды при уплотнении и дегидратации глинистых минералов (удаление сорбированной и связанной воды, например, при переходе монтмориллонита в иллит). Названные процессы идут при температуре выше 100°C , которая достигается при погружении осадков на глубину или при внедрении магмы в осадочную толщу.

Процесс уплотнения осадочных пород сопровождается (на первом этапе) резким уменьшением проницаемости пород, что затрудняет удаление газообразных и жидких продуктов и вызывает повышение пористости, т. е. снижение плотности. Эта ситуация в ряде случаев ускоряется, например, при резком росте осадконакопления в процессе формирования турбидитов, освобождении связанной воды из глинистых минералов, акватермальном эффекте, термальной дегградации нефти и др. Уплотнение пород может замедляться, особенно глинистых, содержащих органическое вещество, например, за счет образования пузырьков метана. Примеры недоуплотненных горизонтов глинистых пород многочисленны, особенно для кайнозоя и мезозоя, однако такие примеры встречаются и в протерозойских отложениях. Недоуплотненные тела глинистых пород всегда имеют признаки течения и связаны с глиняными диапирами. Фиксируемые на практике примеры недоуплотненных пород и приведенное объяснение причин этого явления подтверждены экспериментально в ряде работ, например [Зхус, Бахтин, 1979]. В зонах развития АВПД плотность глин не превышает $2,1 \text{ г/см}^3$, а в присутствии органического

вещества – существенно меньше (до $1,7 \text{ г/см}^3$ на стадии начального катагенеза, что, несомненно, также способствует зарождению и формированию глиняных диапиров. После диагенеза глины находятся в пластичном состоянии с сохранением коагуляционно-тиксотропных структурных связей [Горькова, 1975]. Недоуплотненные глинистые тела находятся в неравновесном состоянии по отношению к вмещающим породам, т. е. пластичный материал с низкой вязкостью часто является источником вещества для диапиров.

В работе Г. В. Лебедевой [1985] рассмотрены особенности литогенеза пород с высоким содержанием сапропелевого органического вещества (доманикитов), в том числе с преобладанием аутигенного кремнезема, карбонатов, пирита, т. е. по многим характеристикам близких к шунгитоносным породам заонежской свиты. В доманикитах первично-глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитами. Большое содержание в породе органического вещества существенно влияет на скорость и характер преобразований в диагенезе и катагенезе. После седиментации в осадке образуется много CO_2 , создающего восстановительную обстановку, в условиях которой идет образование пирита, каолинизация монтмориллонитов с освобождением кремнезема, образование органо-глинистых соединений (вытеснение крупными органическими молекулами воды из межпакетного пространства монтмориллонитов с образованием кристаллохимических связей) и гидрофобизация пород. После гидрофобизации невозможны ионные реакции, поэтому в конце диагенеза – начале катагенеза минеральное вещество практически остается без изменений. В то же время органическое вещество постепенно меняется, в том числе в органо-глинистых соединениях. Так, к концу MK_1 межслоевое пространство монтмориллонитов занято преимущественно небольшими по размеру циклическими ядрами органического вещества, практически без периферийных радикалов. На этапе MK_2 (главная фаза образования нефти) органо-глинистые соединения разрушаются, структура монтмориллонита восстанавливается, наблюдается миграция нефти, порода становится гидрофильной и появляется возможность гидрослюдизации глинистых минералов. Изменение плотности доманикитов в диагенезе и катагенезе также специфично. При гидрофобизации пород пористость скачкообразно падает, а затем ее снижение идет очень медленно вплоть до распада органо-глинистых соединений и потери углеводов.

Районы развития глиняного диапиризма тяготеют к современным подвижным поясам и зонам рифтогенеза. География развития глиняных диапиров очень широка: по Г. О'Брайену [O'Brien, 1968], к числу районов, в которых известны проявления глиняного диапиризма, относятся: бассейн Мексиканского залива (Южный Техас, Луизиана), о. Тринидад, Северо-Западная Колумбия, Восточная Венесуэла, Крымско-Кавказская область, Западная Туркмения, долина р. По, Мараканский хребет (провинция Белуджистан), Бирма, Андаманские о-ва, о. Новая Гвинея, восточная окраина Ливийской пустыни, западная часть Сирии, Иран, Пакистан, Индонезия и многие другие. Глиняные диапировые купола были также установлены на погруженном краевом плато Воринг (Норвежское море). Во всех районах развития глиняных диапиров отмечается выход метана, иногда формируются грязевые вулканы. Они встречаются как в древних, так и в молодых разрезах осадочных пород.

Диапиры (соляные и глиняные) имеют сложную внутреннюю структуру, которая указывает на течение вещества [Gilreath, 1968]. Чаще это вертикальное движение материала в центре структуры и близкое к горизонтальному – на периферии. В более позднюю стадию уплотнения и консолидации глин и кристаллизации глинистых минералов породы становятся более хрупкими, и в случае минимального повышения внутреннего давления в них развивается микротрещиноватость и брекчирование. Под воздействием развивающегося диапира во вмещающей среде также образуются трещины и зоны дробленных пород.

Геология районов, где существуют проявления диапиров, имеет свои особенности. При этом характерные признаки есть как в самих интрузиях соли, так и во вмещающих осадочных породах. По Ф. Трусхейму [Trusheim, 1960], начальная стадия движения соли – подушечная. Широкие выпуклые вверх соляные купола сформированы в кровле пластов соли как реакция пластичной соли на неравномерную седиментационную нагрузку, возможно – как результат тектонической активности. Осадки, отложенные в областях активного роста подушки, имеют меньшую мощность вокруг флангов купола и над сводом купола. Если темп роста купола больше, чем скорость осадконакопления, то появляются угловые несогласия в перекрывающих осадках над куполом и вокруг него. Незначительное увеличение мощности осадков наблюдается на внешних флангах растущей подушки. В течение собственно диапировой стадии форма структуры изменяется от купола

с малыми углами крыльев к штоку с почти вертикальными стенками. Рядом с диапиром формируется вторичная кольцевая синклиналь, над которой образуются значительно более мощные осадки (до 215 %). Отток соли из флангов подушки ведет к изменению углов залегания отложений на противоположное, в результате чего формируются «черепашковидные» антиклинальные структуры. В постдиапировую стадию соль продолжает подниматься сквозь осадочную толщу без подпитки снизу, поэтому образуется небольшая третичная кольцевая синклиналь.

Развитие диапиров моделируют математически и физически. При физическом моделировании для исследования процесса формирования куполов и перекрывающих осадков, развития трещин вокруг свода купола и нарушений слоев вокруг него используют асфальт, поднимающийся через слои песка и глины, или силиконовую замазку различной плотности. В работе Н. Лемона [Lemon, 1985] приведены результаты физического моделирования осадконакопления вблизи растущих диапиров и выполнено детальное сопоставление моделей с позднедокембрийским брекчированным телом Оратунга Южной Австралии. Модель представляет подушечную, а также собственно диапировую и постдиапировую стадии движения соли. При моделировании получена кольцевая синклиналь, сводовые несогласия и антиклинали с многочисленными поверхностными разломами, т. е. все признаки, которые наблюдаются в районах развития диапиров.

В научной литературе описаны многочисленные результаты физического моделирования солянокупольных структур, не выходящих на поверхность, т. е. перекрытых осадочными породами разного состава и реологических свойств, в том числе не способных к пластическим деформациям. Полевые наблюдения и результаты экспериментов моделирования свидетельствуют о том, что над куполом формируется сложная система деформаций покрывки [Davison et al., 1993]. Картина деформаций зависит от формы купольного тела. Протяженное тело образует в покрывке гребневидный горст, обрамленный двумя симметричными грабенами. На периферии могут быть образованы грабены, развернутые вплоть до обратного залегания слоев. По разломам, падающим в сторону центра купола, грабены развернуты относительно этого центра в разные стороны до 100°. Ширина зоны разломов в 2–3 раза больше, чем ширина линейного диапирового тела. Симметричное купольное тело формирует концентрические разломы, падающие также

к центру купола. Обычно наблюдается система из двух коаксиальных и многочисленных радиальных разломов. В сводовом горсте в обоих случаях перекрывающие породы не деформированы, их горизонтальное залегание сохраняется. В грабенах горизонтальное залегание слоев всегда нарушено, слои сильно деформированы. Характерные для диапировых структур краевые синклинали в совокупности с краевыми разломами покрывки создают необычные по геологии участки, где нарушается стратиграфическая последовательность отложений. Из материнского купола выжимается вязкий материал, который формирует штокообразные тела (первичное и вторичное – доминирующее) в перекрывающих горизонтах и заполняет в них трещины и разломы, формируются выраженные краевые синклинали (первичная – основная и вторичная – за счет частичного выдавливания вещества в краевые сбросы и в перекрывающие горизонты). Образование боковых апофиз из материала питающего слоя истощает его и ускоряет завершение развития диапировой структуры, т. е. в некоторых случаях могут формироваться несколько диапировых шляп небольшого размера.

Пример деформации покрывки над соляным штоком приведен в работе [Brinkman, Lötters, 1968]. Система разломов состоит (рис. 1) из двух симметричных, кольцевых и многочисленных радиальных, линейных, расходящихся от центра разломов. В естественных условиях надкупольные зоны разломов очень сложны для картирования геофизическими методами. Например, малая эффективность сейсморазведки обусловлена многочисленными крутопадающими слабо отражающими границами.

Характер проявления растущего диапира в рельефе зависит от темпа, с которым поднимается соль в диапире, и скорости возможного размывания соли при поднятии на земную поверхность или дно морского бассейна. Эвапориты нередко переносят множество экзотических блоков, формирующих брекчию в виде больших ксенолитов внутри диапировых тел. Эти блоки состоят из вмещающих пород и часто представлены доломитами, известняками, песчаниками, конгломератами, сланцами, породами кристаллического фундамента, гранитами, габбро, диабазами, туфами, игнибридами и подушечными лавами.

Геологическое картирование участка над солянокупольной структурой Райтбрук (Германия), сейсморазведочные данные и математическое моделирование [Yin et al., 2009] позволили выявить основные этапы развития разломов в перекрывающей толще пород. Над

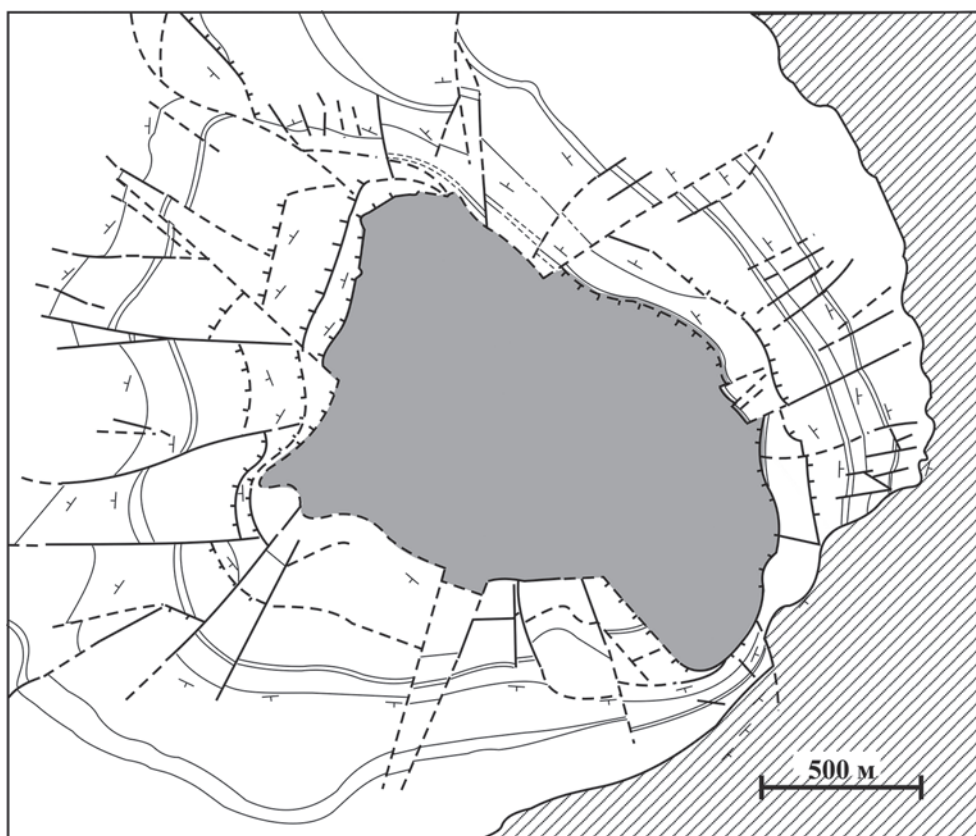


Рис. 1. Геологическая карта участка над соляным диапиром Poza de la Sal (Испания) [Brinkman et al., 1968]:

1 – юрские и меловые отложения; 2 – отложения верхнего триаса; 3 – третичные отложения; 4 – разломы: а) выявленные, б) предполагаемые; 5 – границы блоков, контрастно отличающиеся элементами залегания: а) выявленные, б) предполагаемые

сводом купола сначала формируется главный разлом, который затем существенно определяет весь рисунок локальной тектоники (рис. 2). Радиальные разломы нередко накладываются на полигональные разломы, образованные за счет уплотнения осадочных пород, особенно тонкодисперсных [Cartwright, Lonergan, 1996] при обезвоживании. Амплитуда смещения блоков по радиальным разломам уменьшается от центра купола к его периферии.

С существенными трудностями гравитационная гипотеза образования глиняных диапиров сталкивается при объяснении примеров, которые обычно не сопровождаются инверсией плотности в разрезе. Так, в бассейне Мексиканского залива глины, участвующие в процессах нагнетания, по данным Н. Магары, уплотнены до такой степени, которой нормальные глины достигают лишь на глубине 2135–2440 м [1982]. Перечисленные выше районы существования глиняного диапиризма тяготеют к современным подвижным поясам и зонам

рифтогенеза, следовательно, можно предположить, что тектонический фактор является определяющим в развитии этого явления. Тем не менее для объяснения рассматриваемого процесса чаще всего используют гипотезу изостатического всплывания, причем обычно считается, что необходимая для него инверсия плотностей обеспечивается избыточным газом и водонасыщением глин активного слоя.

Главное отличие глинистых пород от соли заключается в зависимости реологических свойств от внешних условий. Так, соль не меняет характеристики при изменении температуры и глубины погружения осадочной толщи, а вязкость и прочность глинистых пород в сильной степени зависят от температуры и стадии катагенеза: если породы находятся в условиях АВПД и недоуплотнены, то они становятся мобильными и деформируются при низких нагрузках, в результате чего в перекрывающей толще появляются трещины гидроразрыва, диапировые структуры и грязевые вулканы [Mourgues

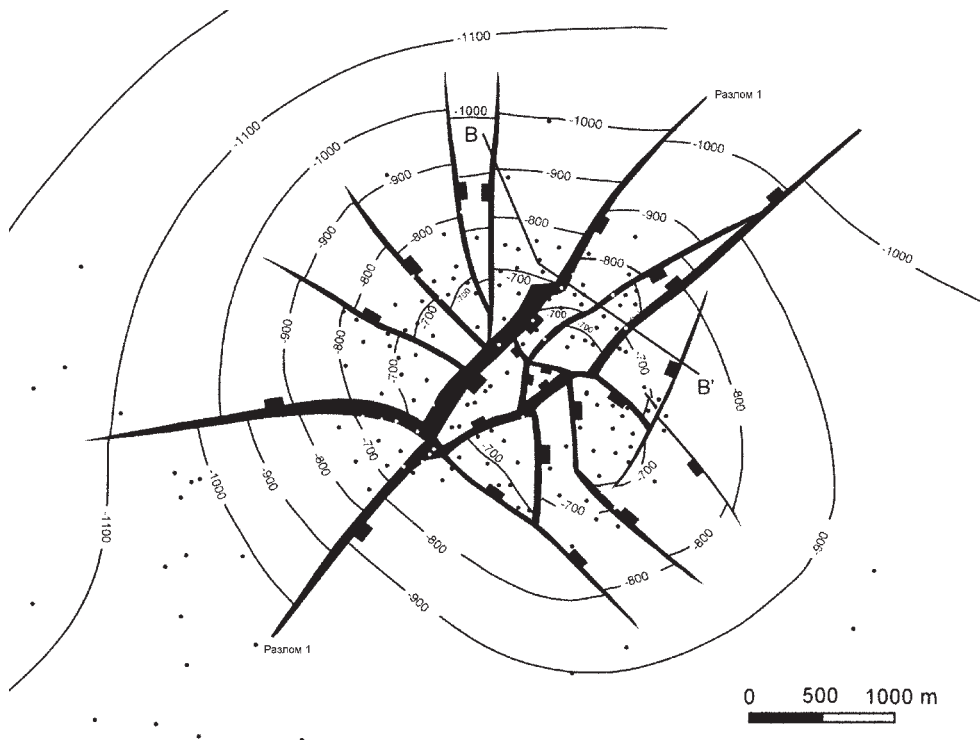


Рис. 2. Главный разлом и система радиальных разломов над соляным диапиром Райтброк (Германия) – по [Yin et al., 2009]. Изолинии рельефа проведены через 100 м

et al., 2009]. По мнению Р. Чапмена [Chapman, 1974], складчатость нагнетания развивается в регрессивных сериях молодых осадков, представленных мощной толщей глин и перекрывающих их песков. После начала отложения последних глины подвергаются уплотнению сверху вниз, что ведет к запечатыванию выделяющихся при этом поровых флюидов и росту порового давления. Ссылаясь на расчеты, Р. Чапмен указывает [1974], что АВПД в глинах может поддерживаться на протяжении $20 \cdot 10^6$ лет и более. Это приводит к недоуплотнению глин, к снижению эффективной вязкости, инверсии плотностей, что в свою очередь служит причиной развития процессов нагнетания (при неравномерном давлении на активный слой).

Деформационные свойства глин определяются главным образом количественным соотношением твердой и жидкой (а также газообразной) фаз, ее структурой¹. В глинах различают водно-коллоидные связи, обусловленные электромолекулярными силами взаимодействия минеральных частиц с пленками воды и коллоидными оболочками, и кристаллизационные связи, приводящие к образованию новых поликристаллических соединений, которые не

восстанавливаются после разрушения [Горькова, 1975]. Пластическое течение более или менее уплотненных глин может начаться только тогда, когда испытываемое ими напряжение сдвига превысит критическое. Пластическим деформациям глин способствует повышение порового давления флюидов, которое может быть обусловлено поступлением пузырьков газа в связи с бактериальным разложением органического вещества, притоком газа с глубины, уменьшением пористости вследствие тектонического и геостатического сжатия, выделением воды при переходе монтмориллонита в иллит и т. п.

Рост ядер нагнетания начинается в тех случаях, когда развивающееся в глинах компрессионное давление превышает длительную прочность (или условный предел текучести) вышележащих пород. Выявленное Ф. Трусхеймом [Trusheim, 1960] двухъярусное строение структур нагнетания, возможно, объясняется тем, что деформация пород над ними первоначально распределяется равномерно, а в дальнейшем, когда поперечный изгиб достигает определенной величины, в породах верхнего комплекса обособляются локальные ослабленные зоны, по направлению к которым и происходит течение материала активного слоя. Зоны выжимания локализируются на тех участках, где подстилающие породы испытывают сводовое

¹ Термин коллоидной химии, подразумевает взаимное расположение частиц, а также характер связи между ними в различных условиях.

либо блоковое поднятие, или непосредственно над пересекающими их разломами.

Поскольку медленное течение глин сопровождается их уплотнением, то снятие напряжений (или их уменьшение ниже критического) приводит к прекращению ползучести. Подвижность зависит от состава пород, характера структурных связей и влажности. При определенных условиях, в частности при высоком содержании флюидов и росте порового давления до величины геостатического, глины за пределом ползучести могут полностью разжижаться и течь, как вязкая ньютоновская жидкость. Разжижению глин чрезвычайно способствуют различные динамические воздействия, особенно вибрация, связанная с землетрясениями. Наиболее вероятным источником периодического возрастания влажности глин является приток флюидов с глубины по зонам разломов в подстилающем субстрате. Разжижение глин сопровождается грязевыми извержениями с выделением огромного количества газа и избыточной воды, после чего процесс нагнетания может на некоторое время прекратиться или продолжаться за счет медленной равномерной пластической деформации (установившейся ползучести).

В одной из ранних работ о глиняных диапирах [Лебедева, 1958] проведено сопоставление антиклинальных структур Керченско-Таманской области с ядрами, сложенными третичными мягкими глинами, и результатов физического моделирования процесса выжимания вещества под действием нагрузки вышележащих отложений, а также при поднятии штампа, расположенного под слоем пластичного вещества. В природных условиях диапировые складки развиваются как усложнение сводов протяженных антиклинальных складок (валов). В диапировом ядре Кореньковской складки глина смята в мелкие сжатые килевидные складки, осложненные разрывами, она тонко рассланцована и разлинзована, что проявляется в плотно притертых друг к другу ромбоэдрах, длинные оси которых ориентированы параллельно осевым плоскостям складок. В опытах внутренние части ядра при движении несколько отстают от краевых частей, поэтому на периферии ядра формируются более высокие и сжатые складки и разрывы.

А. М. Добрянский [1964] считает, что большинство антиклинальных структур, осложняющих главную антиклиналь Донбасса (Горловскую антиклиналь), можно отнести к диапировым структурам. Центры брахиантиклиналей отстоят друг от друга почти на одинаковом расстоянии (1700–2000 м), они

несколько асимметричны в плане и в разрезе, их длинные оси примерно параллельны между собой, углы падения крыльев от 10 до 45°. Для всех отмечается локальный характер, т. е. на расстоянии 700 м от центра поднятия оно не оказывает влияния на простирание пород; мощность сланцевой толщи в межкупольных промежутках на 10–20 % меньше, чем в центре антиклинали. Поднятия разбиты крутыми разрывами, расположенными радиально, смещения по ним достигают 2 м, часть трещин выполнена углисто-глинистым материалом с зеркалами скольжения на стенках трещин.

В процессе развития глиняных диапиров образуются своеобразные брекчии (диапировый меланж), отличающиеся от брекчий тектонического генезиса. Большинство хаотических отложений в диапирах не имеет внутренней стратификации или слоистости даже на интервалах в несколько сотен метров. Естественно, что между блоками и матриксом обычны возрастные различия. В центре диапира ориентация обломков случайная, а на периферии – длинные оси обычно располагаются параллельно направлению движения вещества. Дополнительные признаки, отличающие меланж диапирового типа от других видов меланжа, выявлены авторами работы [Levis, Byrne, 1996] на юго-западе Японии в пределах глиняного диапира Тако. В глинистом матриксе блоки песчаника имеют разнообразные типы агрегации. Характерно объемное образование трещин на блоках разного размера. Трещины, делящие блоки на более мелкие субблоки, как правило, заполнены глинистым материалом. Подобная текстура песчаников выглядит так, будто они «взорваны» изнутри, что позволило авторам предложить механизм их образования как изотропное расширение. С учетом характера развития трещин по всему объему блоков, особенностей заполнения глиной тонких трещин и наличия по краям самых мелких обломков зон обесцвечивания с относительно низкой пористостью сделан вывод о том, что разрушение блоков и развитие гало по краям частично были синхронизированы. Показано, что поры в краевых частях блоков почти нацело заполнены смектитом. Обесцвечивание поверхности обломков песчаника и объемное их разрушение явилось следствием многократно повторяющихся режимов запечатывания порового пространства блоков и следующего за ним роста давления газовой и флюидной фаз, в том числе углеводородов, выделяющихся при диагенезе глин. Следовательно, наблюдаемые эффекты декомпрессии могут служить признаками диапирового меланжа.

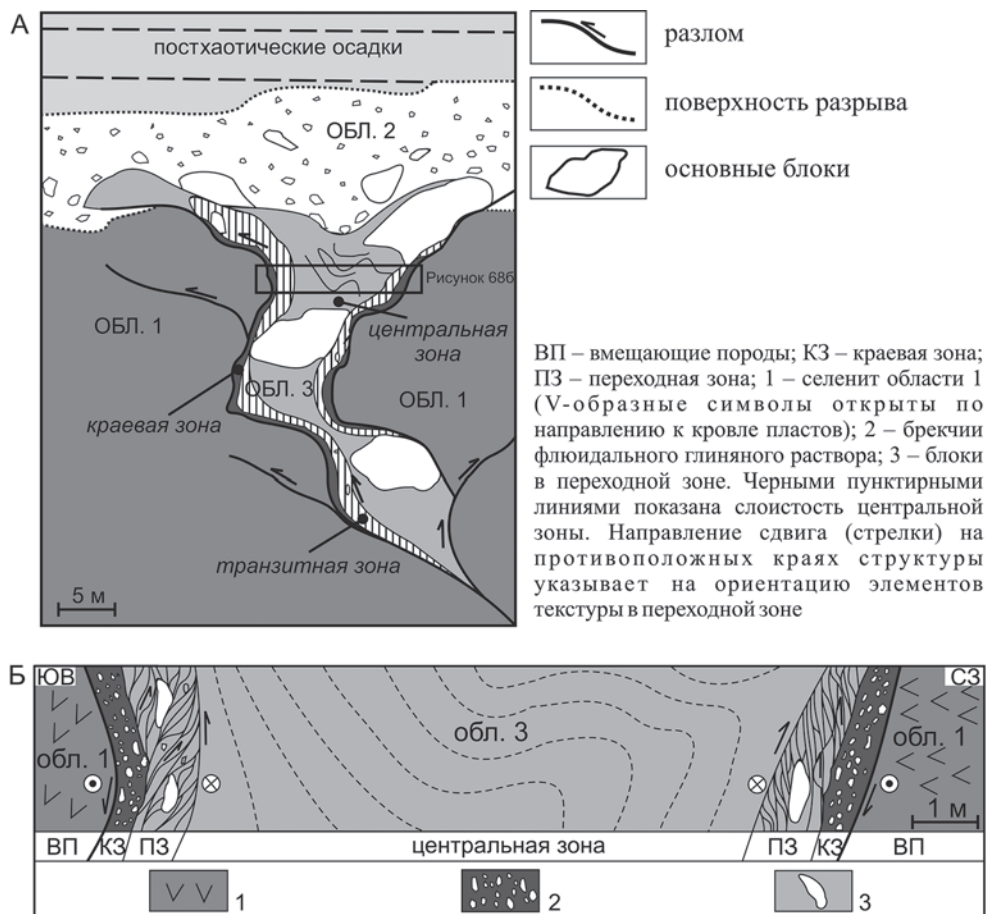


Рис. 3. Пример глиняной экструзии. А – разрез, Б – деталь разреза [Pierre et al., 2007]

Глиняный диапир, как уже было отмечено, может иметь несколько ответвлений (каналов) малых инъекций. Термины «глиняные инъекции», «глиняные высачивания» «глиняные экструзии» относятся к более мелким по масштабу, по сравнению с глиняными диапирами, проявлениям движения флюидов, насыщенных глинистым веществом (метры, десятки метров). В работе [Pickering et al., 1988] описаны глиняные инъекции на примере пояса Шиманто (юго-запад Японии) и приведены критерии для их распознавания в районах, где они часто ассоциируют с меланжем, образованным при переотложении вещества в условиях турбидитовых потоков, оползней или за счет тектонических движений.

Контакты глиняной инъекции с вмещающими породами могут быть параллельными, секущими или перпендикулярными к слоистости; на периферии инъекции могут быть складки волочения в слоистых породах. Роль матрикса в меланже выполняют плохо сортированные, незрелые осадки, тонкий материал разрушенных под давлением пород, расланцованные аргиллиты. В состав глинистых минералов преимущественно входят смектит,

иллит, хлорит. В матриксе присутствуют обломки, блоки и пластины песчаников, базальтов, кремней, аргиллитов. Обломки песчаников и базальтов часто оказываются гладкими, а обломки известняка и кремнистых пород обычно негладкие, угловатые. Форма обломков самая разнообразная, от округлой до уплощенной. Ориентация блоков может быть разнонаправленной, что обычно для центральных частей глиняных диапиров и экструзий, а на периферии обломки чаще всего ориентированы вдоль границ с вмещающими породами. На границе с инъекциями во вмещающих породах часто формируются текстуры типа «чешуйчатые глины», представляющие собой пропитанные под давлением тонким глинистым материалом разрыхленные вмещающие породы. Большинство хаотических отложений в диапирах не имеет внутренней стратиграфии или слоистости даже на интервалах в несколько сотен метров. Естественно, что между блоками и матриксом обычны возрастные различия. Глиняные инъекции в орогенных поясах могут быть разделены, срезаны и превращены в более сложный меланж, как это наблюдается в районах субдукции (Япония). По мнению Д. Оранжа [Orange,

1990], диапировый меланж характеризуется наличием круговой сланцеватости в плане, хорошо развитым кливажным рассланцеванием на контактах и его отсутствием в центре, обратной складчатостью, редкими посторонними обломками. Обломки сильно отличаются по форме: от линзовидной на контактах до угловатой в центре, причем большие обломки встречаются только в центре. Это объясняется существованием повышенных напряжений на периферии. В этих участках расположение длинных осей обломков строго соответствует направлению контактов.

Интересный пример формирования глиняных экструзий приведен в работе [Pierre et al., 2007]. В осадочном бассейне Пьемонт третичного возраста (северо-запад Италии) карьером вскрыт разлом растяжения мощностью до 15 м, заполненный деформированным мергелем с хаотичными по характеру распределения и форме блоками гипса и карбонатных пород. Между центром и периферией разлома по степени деформации достаточно четко выделяются три зоны (рис. 3). Центральная зона мощностью 8–10 м деформирована слабо, фиксируются асимметричные складки с нерегулярным расположением осей и разными углами их погружения, кливаж отсутствует. В этой зоне угловатые крупные блоки гипса и карбонатов размером от 1 м до нескольких десятков метров распределены редко. Переходная зона мощностью 0,5–1 м состоит из интенсивно дробленого мергеля. Трещины кливажа параллельны стенкам разлома, интенсивность кливажа возрастает по направлению к периферии. Длинные оси обломков гипса и карбонатных пород также развернуты параллельно линиям кливажа. Размер обломков не превышает нескольких дм, т. е. эта зона представлена дислокационной брекчией и брекчией с глиняным цементом. Третья, краевая, зона мощностью 10–30 см – типичная глиняная брекчия с угловатыми обломками мергеля и песчаников размером от 1 мм до 1 см. Для брекчии характерны флюидальные текстуры. Выявленная тенденция изменения размера обломков пород в глиняной экструзии свидетельствует о росте градиента скорости перемещения материала по направлению к контактам с вмещающей породой. По мнению авторов работы [Pierre et al., 2007], причина образования глиняной экструзии – аномальное давление, которое могло появиться при воздействии тектоники, а также, возможно, под влиянием давления более молодых осадков, инверсии плотности, генерации и миграции метана.

В складчатом поясе Централных Аппалач (восточная Пенсильвания) выявлено [Codegone

et al., 2012] несколько ярких примеров неметаморфизованных крупных тел, хаотически сложенных разными породами, в том числе в районе г. Куцтаун меланж диапировой природы. Это неправильное по форме тело длиной около 1 км, сложенное переслаиванием аргиллитов и граувакк среднего-верхнего ордовика. Как и в работе [Pierre et al., 2007], здесь выделяется центральная и периферийные зоны. В краевой зоне мощностью 150–200 м развиты трещины кливажа с углами падения к центру 35–55°. Обломочный материал в аргиллитовой матрице представлен граувакками, аргиллитом, известняком и кремнистыми породами. Размеры обломков – от 1 см до нескольких дм, они преимущественно вытянутые по форме или линзообразные, их длинные оси ориентированы вдоль трещин кливажа. В центральной зоне (диаметр около 400 м) трещины кливажа отсутствуют, обломки угловатые, редкие, распределены в матрице нерегулярно. Обломки по литологии относятся к одному стратиграфическому интервалу, по составу это граувакки, известняки, аргиллиты; размеры включений до 4 м в ширину и до 10 м в длину; местами обломки по краям имеют трещины, заполненные листоватым аргиллитом. Все отмеченные признаки центральной и периферийных зон согласуются с механизмом формирования экструзий слабо консолидированных осадков под давлением (течение вязкой жидкости при меняющихся во времени условиях).

Итак, глиняный диапиризм и формирование инъекций глиняного материала – явления достаточно распространенные. В научной литературе описаны их конкретные примеры, имеется много сведений о движущих силах развития этих процессов, т. е. трактовка наблюдаемых на Максовском месторождении и на участке Тетюгино фактов [Филиппов, Дейнес, 2012; Филиппов и др., 2016] вполне соответствует современным представлениям о подобных природных явлениях.

Грязевые вулканы и их генетическая связь с глиняными диапирами

Термин «грязевые вулканы» обычно используется для обозначения более или менее сильных извержений или поверхностных экструзий обводненного ила или глины, которые почти всегда сопровождаются выходом метана. Извержения формируют отложения твердых глин вокруг устья, которые могут иметь коническую или вулканоподобную форму. Источник глинистого вещества – горизонты глин или диапиры, сложенные пластичными и часто

недоуплотненными глинами. В районах развития глиняного диапиризма распространение АВПД сопровождается проявлениями современного (Керченско-Таманская область, Апшеронский полуостров и др.) и ископаемого (Южный Техас и др.) грязевого вулканизма. Деятельность грязевых вулканов сопровождается интенсивным выделением газов, в составе которых практически повсеместно господствует метан. Так, средний состав газов, выделяющихся при грязевом вулканизме в Керченско-Таманской области, характеризуется следующими цифрами: метан – 83 %, углекислый газ – 13 %, азот – не более нескольких процентов, тяжелые углеводороды – доли процента [Шнюков и др., 1986]. Сероводород обычно не улавливается из-за его быстрого разложения [Магара, 1982]. Известно, что метан образуется при разложении рассеянного в породах органического вещества анаэробными бактериями. Этот процесс, исходя из температурных условий, вероятно, возможен в верхних горизонтах осадочных пород, по Х. Хедбергу, до глубин 1–2 км. Однако теперь установлено, что основная масса метана – результат термохимических превращений органического вещества осадочных пород на больших глубинах, в так называемой метановой зоне.

Приток газа с этих глубин, как считают ряд авторов, и обуславливает наличие АВПД в верхних горизонтах разреза. Такой приток осуществляется по зонам повышенной проницаемости, связанным с разломами. Неслучайно поэтому, грязевые вулканы, как показано в работах П. П. Авдусина, А. Г. Дурмишьяна, В. А. Горина, З. А. Буниат-Заде и др., обычно располагаются вдоль трасс крупных (глубинных) разломов или на их пересечениях. При этом прорыв разжиженной глиной вышележащих пород нередко сравнивается с гидроразрывом. Вместе с глинистым материалом среди продуктов грязевых извержений нередко наблюдаются вынесенные с глубины в несколько километров блоки жестких пород, объем которых может достигать десятков и даже сотен кубических метров.

Грязевые вулканы обычно трассируют разломы или крутые антиклинальные складки. Подобные структуры нередко имеют ядро диапирового типа, сложенное выдавленными глинами, брекчиями и осложненное многочисленными разломами [Холодов, 1987]. Основной механизм образования избыточного давления в мощных толщах глин, по В. Н. Холодову, это фазовые переходы глинистых минералов в области высоких температур и давлений, главным образом при иллитизации смектита. В зоне

перехода существует интервал разуплотнения (дилатансии) и флюидизации глин за счет кристаллизационной воды и многочисленных трещин сдвига. Собственно грязевой вулкан питается из грязевулканической камеры [Собисевич, 2010] по системе вертикальных и наклонных каналов. По ним на поверхность поступает материал разной консистенции, вода, жидкие и газообразные углеводороды. Глубина камер варьирует в широких пределах: от 5 до 20 км.

Наличие грязевого вулканизма указывает на периодическое нарушение медленного роста глиняных ядер нагнетания кратковременными периодами скачкообразного увеличения скорости процесса, сопровождавшимися разжижением и вязким течением нагнетаемого материала в область пониженного давления. Можно предполагать, что это объясняется деформационными свойствами глин и характером развивающихся в них напряжений. Грязевые вулканы завершают тектоническое развитие таких структур. Пульсационный характер извержений вулканов связан с пульсационным же формированием высокого давления метана в глинах или глиняных диапирах. Грязевые вулканы и глиняные гребни, образованные при выходе глиняных диапиров на поверхность, подвержены эрозии и потому имеют плохую сохранность во времени. Итак, грязевые вулканы – это поверхностные явления, часто связанные с развитием на глубине глиняных диапиров.

В монографии [Калинин и др., 2008] выдвинута гипотеза о происхождении купольных залежей максовитов Онежской структуры вследствие деятельности грязевых вулканов. Напомним, что в породах максовского типа отсутствуют признаки слоистости, грязевые же вулканы, связанные либо с нефтяными залежами, либо с глиняными диапирами, развиваются циклично, и потому в их разрезе всегда есть ясные признаки слоистости. В сопочной брекчии очень мало органического вещества, поэтому трудно объяснить высокое содержание углерода в структурах максовского типа. Да, на Максовском месторождении и на многочисленных естественных обнажениях максовитов есть признаки развития аномально высоких пластовых давлений: зоны палеоразгрузки углеводородов [Филиппов, 2013], автокластические брекчии, а также инъекции органо-кремнистого вещества в породах, перекрывающих диапировые структуры. Следовательно, при детальном исследовании купольных шунгитоносных структур следы грязевого вулканизма могут быть обнаружены в отложениях, перекрывающих залежи максовитов.

Механизмы образования АВПД, его роль в развитии глиняных диапиров, инъекций и автокластических брекчий

Связь глиняного диапиризма с АВПД флюидов в активном слое установлена всюду, где проводились соответствующие измерения. Однако по поводу природы АВПД существуют разные точки зрения, не всегда согласующиеся с выводами Р. Чапмена. В частности, довольно широко распространено мнение (К. А. Аникеев, А. А. Орлов и др.) о том, что современные зоны АВПД обусловлены пульсационными проявлениями латерального неотектонического сжатия. Некоторые авторы критикуют гипотезы, связывающие образование АВПД с затрудненным оттоком флюидов из уплотняющихся под действием геостатического давления глин. Так, по оценке В. Ф. Линецкого, время существования АВПД не может превышать нескольких сотен тысяч – первых миллионов лет. П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев показали, что факторы, обусловившие АВПД, действовали сравнительно недавно или даже продолжают действовать (если пластовое давление близко к геостатическому). По их мнению, медленный, постепенно развивающийся из-за роста геостатического давления процесс уплотнения пород не может объяснить возникновение и сохранение АВПД, которое быстро уменьшается до гидростатического за счет диффузии и фильтрации флюидов. Такой же точки зрения придерживаются В. И. Дюнин и другие авторы.

Природа АВПД полигенна [Белонин и др., 2005]. Оно возникает: при уплотнении пород и выделении сорбированной воды, катагенетическом преобразовании органического и минерального вещества, как следствие акватермального эффекта, при внедрении высоконапорных флюидов из более глубоких горизонтов, при тектоническом воздействии на пласт, при осмосе и др. Критический анализ различных механизмов образования АВПД в разрезах, сложенных осадочными породами, проведен М. Осборном и Р. Сварбриком [Osborne, Swarbrick, 1997]. По мнению этих авторов, многие процессы, обычно рассматриваемые в качестве инициирующих АВПД, экспериментально недостаточно обоснованы. Так, в процессе диагенетической дегидратации смектита количество поровой воды максимально увеличивается на 4 % (объемных), что недостаточно для обеспечения условий АВПД. Начало дегидратации отмечается для некоторых бассейнов при 60 °С, завершение – при 150°. Более существенным является тот факт, что при дегидратации меняются реологические свойства пород,

а повышение в них давления может быть следствием неравновесного уплотнения. Переход смектита в иллит идет [Bruce, 1984] по схеме: смектит+КПШ+слюда = иллит+хлорит+H₂O+кварц, при этом освобождается кристаллизационная вода, Si, Ca, Fe, Mg. В процессе дегидратации смектита выделяется около 6,6 % (вес.) воды от первоначального веса глинистой породы. Процесс сопровождается отложением в поровом и трещинном пространстве новообразованных минералов, т. е. уменьшением объема пор за счет цементации, и перекрытием возможных путей миграции флюидов (снижение проницаемости глинистых пород), а значит, повышением давления в пласте. Правда, реакция перехода смектита в иллит может быть заторможена, если в растворах присутствует Na, Ca, Mg. Естественно, что для успешного протекания реакции требуется наличие Al и K. Дегидратация по времени (по требуемой температуре) не всегда совпадает с активной стадией генерации нефти.

Наиболее важными процессами, сопровождаемыми развитием АВПД, являются генерация углеводородов и особенно преобразование нефти в газ. В ряде работ показано, что увеличение объема флюидов при катагенезе керогена достигает 25 %. Вариации оценок обусловлены тем, что конечный результат зависит от типа керогена, предположений о содержании его в породе, о выходе газа и нефти, о плотности остаточного керогена и кокса и от многих других исходных параметров. Присутствие во флюиде нефти ведет к снижению проницаемости пород (по М. Белонину и др. [2005], при равных объемах воды и нефти – в 3 раза). Эффект изменения давления флюида наиболее заметен, когда большие объемы углеводородов образуются в короткий период времени в породах с низкой проницаемостью и когда первичная миграция флюидов затруднена.

Сапропелиты заонежской свиты (Онежская структура) можно отнести именно к этому типу сочетания благоприятных для развития АВПД условий (в них было высокое начальное содержание органического вещества, преобразование керогена в углеводороды шло, вероятно, в относительно короткие сроки из-за повышенного теплового фона, созданного внедрившимися в толщу осадочных пород мощными силлами габбродолеритов, до развития микротрещиноватости они имели низкую проницаемость).

По оценке, приведенной в работе [Osborne, Swarbrick, 1997], в породе с пористостью 13 % (объемн.) и содержанием керогена, равным 8 % (вес.), переход ¼ керогена в углеводороды

сопровождается ростом общей эффективной пористости до 18 %, в то время как объем твердой фазы снижается всего на 5 %. Максимальный рост порового давления достигает 7,6 МПа (1100 пси). В работе [Barker, 1990] путем моделирования показано, что 1 баррель нефти (0,16 м³) при крекинге дает около 69 м³ газа (величина зависит от типа сырой нефти), т. е. объем возрастает более чем в 400 раз. Если резервуар хорошо запечатан и полностью заполнен нефтью, то разрушения всего 1 % сырой нефти достаточно для повышения давления до литостатического, после чего наступает наиболее вероятное развитие микротрещин. К этому давлению может быть добавлено и давление, возникающее при дегидратации глинистых минералов. Конечно, следует принимать во внимание и то, что рост давления будет замедлять все процессы преобразования керогена.

Для развития природного термального крекинга нефти с образованием легких газообразных углеводородов, преимущественно метана, требуется температура от 120 до 140 °С, а полное завершение процесса наступает при 180 °С [Hunt, 1979]. Один объем стандартной сырой нефти при крекинге может дать 534,3 объема газа, этого достаточно для повышения давления, способного инициировать массовое развитие микротрещин.

Пример развития микротрещиноватости в карбонатных породах формации Ледюк (верхний девон, штат Альберта, Канада) под влиянием АВПД рассмотрен в работе [Màrquez, Mountjoy, 1996]. Микротрещины широко развиты в известняках и доломитах, они секут все поздние диагенетические фазы вещества, они всегда заполнены битумами с высокими коэффициентами отражения света, приурочены к изолированным, хорошо запечатанным телам. Все микротрещины распространяются от пор в матриксе и относятся к трещинам растяжения. Связь микротрещин с порами свидетельствует о том, что разрушение породы было инициировано при высоком, но сублитостатическом давлении флюида в порах. Развитие микротрещин шло после генерации углеводородов (начало при температуре 70–90 °С) и завершилось в температурном интервале 115–165 °С (температура гомогенизации флюидных включений в позднем кальцитовом цементе, заполняющем на последнем этапе микротрещины). По мнению авторов работы [Màrquez, Mountjoy, 1996], основным механизмом создания АВПД является крекинг нефти. Для доказательства этого приведены данные об отражательной способности и надмолекулярной структуре коллекторных битумов. Битумы

верхней 200-метровой толщи коллектора имеют следы тонкой деформации (фибриллы, ленты) и грубую деформированную ламеллярную текстуру, указывающую на сгущение, рост и фильтрацию пузырьков газа.

Физическое моделирование процесса брекчирования материнского слоя под влиянием АВПД в работе [Zanella et al., 2014] проведено с использованием пчелиного воска и с постепенным нагреванием закрытой системы до температуры его плавления. По сути, были созданы условия, имитирующие природный процесс преобразования керогена в углеводороды. Изменение объема слоя при плавлении воска сопровождалось ростом давления и развитием трещиноватости. После охлаждения экспериментальной установки оказалось, что расплавленный воск частично мигрировал в поровое пространство материнского слоя и перекрывающего материала, а также заполнил трещины гидроразрыва, сформировав силлы.

Одним из признаков развития трещин под влиянием АВПД является характер их заполнения: как правило, это волокнистый кварц, кальцит, гипс, нарастающие перпендикулярно к стенкам в условиях постепенного раскрытия трещин под влиянием повышенного давления. Изучение парагенезиса минералов [Pagnell et al., 2000] показывает, что система таких трещин часто служит путями миграции углеводородов через малопроницаемые глинистые породы. При этом углеводороды предваряют водные растворы. Миграция углеводородов фиксируется либо в виде пленок твердых битумов на стенках трещин или находящихся между волокнами минералов, либо в виде включений в них.

В обзоре рассмотрены современные представления о глиняном диапиризме, о грязевом вулканизме, об инъекциях вязко-пластичного вещества, о накоплении осадков над развивающимися диапирами, о разрывной тектонике, связанной с формированием диапиров, об особенностях диагенеза и катагенеза минерального вещества осадочных пород с высоким первичным содержанием органического вещества. Эти материалы были положены в основу интерпретации наблюдаемых в протерозойских разрезах признаков существования АВПД, которые, вероятно, способствовали формированию купольных шунгитоносных структур максовского типа, инъекций органоминерального вещества, изучаемых на участках Максском, Зажогинском и других на территории Онежской палеопротерозойской структуры, развитию в надкупольном пространстве блоковой тектоники и месторождений флюидолитов

шунгского типа. Приведенные в обзоре материалы указывают на необходимость продолжения исследований шунгитоносных структур, поскольку до настоящего времени не завершены работы, нацеленные на сбор развернутого доказательства:

- существования признаков АВПД в шунгитоносных горизонтах заонежской свиты;
- развития повышенной пористости органоглин в начальной стадии формирования диапировых структур (недоуплотнение как один из факторов, способствующих их зарождению и развитию);
- совпадения во времени генерации углеводородов и развития куполов; роли в этом процессе силлов габбродолеритов;
- повсеместности распространения шунгитоносных куполов на территории Онежского синклинария;
- предполагаемой близости основных параметров систем купольных структур в разных синклиналях второго порядка (амплитуда, ведущая длина волны);
- связи инъекционных проявлений метасапелитов с купольными структурами;
- флюидогенного генезиса субпластовых тел шунгского типа.

Работа выполнена по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 годы: госзадание № 0222–2014–0006, тема 205 «Геология, минералогия и технология шунгитовых пород», реализуемая ФГБУН Институт геологии КарНЦ РАН.

Литература

Атлас текстур и микроструктур шунгитоносных пород Онежского синклинария / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 80 с.

Беленицкая Г. А. Роль глубинных флюидов в осадочном породо- и рудообразовании // Вулканогенно-осадочное рудообразование. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 155–159.

Беленицкая Г. А. Инъекционно-осадочные типы седиментогенеза // Новые идеи в науках о Земле: VII Междунар. конф. М., 2005. С. 124–125.

Беленицкая Г. А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отеч. геология. 2008. № 3. С. 29–45.

Беленицкая Г. А. Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. зап. Казанского ун-та. Ест. науки. 2011. Т. 153, кн. 4. С. 97–113.

Белонин М. Д., Славин В. И., Чилингар Д. В. Аномально высокие давления. Происхождение, прогноз, проблемы освоения залежей углеводородов. СПб.: Недра, 2005. 323 с.

Голубева И. И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования Севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 51–55.

Горькова И. М. Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М.: Стройиздат, 1975. 151 с.

Добрянский А. М. О диапиризме в своде главной антиклинали Донецкого кряжа // ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 1. С. 82–87.

Зхус И. Д., Бахтин В. В. Литогенетические преобразования глин в зонах аномального высоких пластовых давлений. М.: Недра, 1979. 139 с.

Казак А. П., Копылова Н. Н., Толмачева Е. В., Якобсон К. Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 36 с.

Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых строительных материалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: СПб ун-т, 2008. 218 с.

Кузнецов В. Г. Molar tooth structure – своеобразная текстура рифейских карбонатных пород // Литосфера. 2005. № 4. С. 136–150.

Лебедева Г. В. Вторичные изменения органо-монтмориллонитовых соединений в доманикитах // Закономерности размещения коллекторов сложного строения и прогноз нефтегазоносности. Л., 1985. С. 94–99.

Лебедева Н. Б. О механизме образования глиняных диапиров // Сов. геология. 1958. С. 76–87.

Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Петрова В. В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.

Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов. М.: Недра, 1982. 296 с.

Поспелов Г. Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.

Собисевич А. Л. Избранные задачи математической геофизики и вулканологии. М.: РАН, 2010. С. 258–263.

Филиппов М. М. Антраксолиты. СПб.: Реноме, 2013. 291 с.

Филиппов М. М. Модели формирования месторождений шунгитоносных пород Онежского синклинария: дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2000. 310 с.

Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е., Лохов К. И. и др. Шунгитоносные флюидолиты палеопротерозоя Онежской структуры // Региональная геология и металлогения (в печати).

Филиппов М. М., Бискэ Н. С. Признаки АВПД в метасапелитах заонежской свиты палеопротерозоя Карелии: мат. конф. М.: ИПНГ РАН, 2010. С. 599–603.

Филиппов М. М., Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литол. полезн. ископ. 1995. № 5. С. 513–524.

Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. Традиционные и эвристические подходы к интерпретации

геолого-геофизических материалов на перспективном для открытия месторождения маковитов участке Толвуйской синклинали // Ученые записки ПетрГУ. Сер. Естеств. и технич. науки. 2012. № 2. С. 49–56.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Суханов А. В. Экспериментальное определение основных параметров системы купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали // Российский геофизический журнал. 2004. № 3. С. 25–30.

Филиппов М. М., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литол. ползн. ископ. 1998. № 3. С. 323–332.

Филиппов М. М., Первунина А. В. Литогенетическое состояние сапропелитов при формировании купольных месторождений Онежской структуры // Глубинная нефть. 2014. Т. 2, № 3. С. 461–476. URL: www.deerpoil.ru/e-journal/3-2014 (дата обращения: 07.05.2016).

Холодов В. Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литол. ползн. ископ. 1987. № 4. С. 12–27.

Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Гратенко Г. И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Киев: Наукова думка, 1986. 148 с.

Юдович Я. Э. Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геологический журнал. 2009. № 4 (70). С. 31–80.

Якобсон К. Э., Казак А. П., Копылова Н. Н. и др. Атлас структур и текстур флюидно-эксплозивных пород. СПб.: Минерал, 2011. 66 с.

Яценко Г. М., Сливко Е. М. Флюидизатно-эксплозивное пороодо- и рудообразование (на примере Украинского щита) // Проблемы прогноза, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых. Воронеж: Воронежский ГУ, 2003. С. 191–195.

Barker C. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs // AAPG Bull. 1990. Vol. 74, no. 8. P. 1254–1261.

Brinkman R., Löcters H. Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain // Diapirism and diapirs / Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 275–292.

Bruce C. H. Smectite dehydration – its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern gulf of Mexico basin // AAPG Bull. 1984. Vol. 68, no. 6. P. 673–683.

Carruthers D., Cartwright J., Jackson Martin P. A., Schutjens P. Origin and timing of layer-bound radial faulting around North Sea salt stocks: New insights into the evolving stress state around rising diapirs // Marine and Petrol. Geol. 2013. Vol. 48. P. 130–148.

Cartwright J., Lonergan L. Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional scale polygonal fault systems // Basin Research. 1996. Vol. 8. P. 183–193.

Chapman R. E. Clay diapirism and overthrust faulting // Geol. Soc. Am Bull. 1974. Vol. 85. P. 1597–1602.

Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock // Marine and Petrol. Geol. 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Codegone G., Festa A., Dilek Y. Formation of Taconic melanges and brouken formations in the Hamburg Klippe, Central Appalachian Orogenic Belt, Eastern Pennsylvania // Tectonophysics. 2012. Vol. 568–569, no. 9. P. 7–24.

Davison I., Insley M., Harper M. et al. Physical modeling of overburden deformation around salt diapirs // Tectonophysics. 1993. Vol. 228. P. 255–274.

Gauthier-Lafaye F., Weber F. Natural fission reactors of Oklo // Economic Geol. 1989. Vol. 84, no. 8. P. 2286–2295.

Gilreath J. A. Electric-log characteristics of diapiric shale // Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 137–144.

Hedberg H. D. Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes // AAPG Bull. 1974. Vol. 58, no. 4. P. 661–673.

Hunt J. M. Petroleum geochemistry and geology. San Francisco. Freeman, 1979. 617 p.

Lemon N. M. Physical modeling of sedimentation adjacent to diapirs and comparison with late Precambrian Oratunga breccia body in central Flinders ranges, South Australia // AAPG. Bull. 1985. Vol. 69, no. 9. P. 1327–1338.

Levis J. C., Byrne N. Deformation and diagenesis in an ancient mud diapir, southwest Japan // Geology. 1996. Vol. 24, no. 4. P. 303–306.

Márquez X. M., Mountjoy E. W. Microfractures due to overpressures caused by thermal cracking in well-sealed Devonian reservoirs, Deep Alberta Basin // AAPG Bull. 1996. Vol. 80, no. 4. P. 570–588.

Mourgues R., Lecomte E., Vendeville B., Raillard S. An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 643–656.

O'Brien G. D. Survey of diapirs and diapirism / Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 1–9.

Orange D. L. Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric melanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington // GSA Bull. 1990. Vol. 102. P. 935–951.

Ossa Ossa F.-G. Etude multi-approches du bassin sédimentaire paleoproterozoïque (2.1–2.4 Ga) de Franceville Au Gabon: les vironnements sédimentaires et l'impact des paleocirculation de fluids. Docteur de l'Université de Poitiers. France, 2010. 191 p.

Osborne M. J., Swarbrick R. E. Mechanism for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation // AAPG Bull. 1997. Vol. 81, no. 6. P. 1023–1041.

Parnell J., Honghan C., Middleton D. et al. Significance of fibrous mineral veins in hydrocarbon migration: fluid inclusion studies // J. Geochem. Explor. 2000. Vol. 69–70. P. 623–627.

Pickering K. T., Agar S. M., Ogawa Y. Genesis and deformation of mud injections containing chaotic basalt-limestone-chert association: examples from the southwest Japan forearc // Geology. 1988. Vol. 16. P. 881–885.

Pierre F. D., Festa A., Irace A. Interaction of sedimentary, and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: An example from the Messinian of Torino

Hill (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy) // GSA Bull. 2007. Vol. 119, no. 9/10. P. 1107–1119.

Stewart S. A. Salt tectonics in the North Sea Basin: a structural style template for seismic interpreters / Ries A. C., Butler R. W. H., Graham R. H. (eds.). Deformation of the Continental Crust: the Legacy of Mike Coward, Geological Society, London, Special Publications. 2007. Vol. 272. P. 361–396.

Taj R. J., Aref M. A. M., Schreiber B. C. The influence of microbial mats on the formation of sand volcanoes and mounds in the Red Sea coastal plain, south Jeddah, Saudi Arabia // Sedimentary Geol. 2014. Vol. 311. P. 60–74.

References

Atlas tekstur i mikrostruktur shungitonosnykh porod Onezhskogo sinklinoriya [Atlas of textures and microstructures of the shungite-bearing rocks from the Onega Synclinorium]. Eds. M. M. Filippov, V. A. Melezhik. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. 80 p.

Belenitskaya G. A. Rol' glubinykh flyuidov v osadochnom porodno- i rudoobrazovanii [Role of deep fluids in sedimentary rock and ore formation]. Vulkanogenno-osadochnoe rudoobrazovanie [Volcano-sedimentary Ore Formation]. St. Petersburg: VSEGEI, 1997. P. 155–159.

Belenitskaya G. A. In'ektsionno-osadochnye tipy sedimentogeneza [Injection-sedimentary types of sedimentogenesis]. VII Mezhdunar. konf. Novye idei v naukach o Zemle [Proceed. of the VII International Conference *New Ideas in Earth Sciences*]. Moscow: 2005. P. 124–125.

Belenitskaya G. A. Tipy sedimentogeneza: rasshirennyi variant klassifikatsii [Types of sedimentogenesis: an expanded version of the classification]. *Otech. Geologiya* [National Geology]. 2008. No. 3. P. 29–45.

Belenitskaya G. A. Flyuidnoe napravlenie litologii: sostoyanie, ob'ekty, zadachi [A "fluidal" direction in lithology: status, targets and tasks]. *Uch. Zap. Kazanskogo un-ta. Est. nauki* [Proceed. of Kazan University. Natural Sciences Series]. 2011. Vol. 153, B. 4. P. 97–113.

Belonin M. D., Slavin V. I., Chilingar D. V. Anomal'no vysokie davleniya. Proiskhozhdenie, prognoz, problemy osvoeniya zalezhei uglevodorodov [Abnormally high pressures: origins, prediction, problems of hydrocarbon fields development]. St. Petersburg: Nedra, 2005. 323 p.

Dobryanskii A. M. O diapirizme v svode glavnoi antiklinali Donetskogo kryazha [On the diapirism in the crest of the Donetsk ridge main anticline]. *DAN SSSR* [The Proceed. of the USSR Acad. of Sci.]. 1964. Vol. 155, no. 1. P. 82–87.

Filippov M. M. Antraksolity [Anthracolites]. St. Petersburg: Renome, 2013. 291 p.

Filippov M. M. Modeli formirovaniya mestorozhdenii shungitonosnykh porod Onezhskogo sinklinoriya [Formation models of the shungite-bearing rocks deposits in the Onega Synclinorium]: DSc (Dr. of Geol.-Miner.) thesis. St. Petersburg, 2000. 310 p.

Filippov M. M., Deines Yu. E., Lokhov K. I., Pervunina A. V., Lokhova O. V. Shungitonosnye flyuidolity paleoproterozoya Onezhskoi struktury [Palaeoproterozoic shungite-bearing fluidolites of the Onega structure].

Trusheim F. Mechanism of salt migration in northern Germany // AAPG Bull. 1960. Vol. 44, no. 9. P. 1519–1540.

Yin H., Zhang J., Meng L. et al. Discrete element modeling of the faulting in the sedimentary cover above an active salt diapir // J. Structural Geol. 2009. Vol. 31. P. 989–995.

Zanella A., Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock // Marine and Petroleum Geology. 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Поступила в редакцию 07.06.2016

zoic shungite-bearing fluidolites of the Onega structure]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [Regional Geology and Metallogeny]. 2016 (appear).

Filippov M. M., Biske N. S. Priznaki AVPD v metasapropelitakh zaonezhskoi svity paleoproterozoya Karelii [AHFP indications in the Palaeoproterozoic metasapropelites of the Zaonezhye suite in Karelia]: Mat. konf. [Conference proceedings]. Moscow: IPNG RAN, 2010. P. 599–603.

Filippov M. M., Golubev A. I., Romashkin A. E., Rychanchik D. V. Mineral'naya sostavlyayushchaya shungitovykh porod Karelii: pervichnyi sostav, istochniki veshchestva i svyaz' s shungitovym uglerodom [Mineral constituent of shungite-bearing rocks in Karelia: primary composition, sources and relation to shungite carbon]. *Litol. polezn. iskop.* [Lithology and Mineral Resources]. 1995. No. 5. P. 513–524.

Filippov M. M., Deines Yu. E. Traditsionnye i evristicheskie podkhody k interpretatsii geologo-geofizicheskikh materialov na perspektivnom dlya otkrytiya mestorozhdeniya maksovityv uchastke Tolvuiskoi sinklinali [Traditional and heuristic approaches to the interpretation of geological and geophysical materials from an area of the Tolvuja syncline perspective for maxovite deposit discovery]. *Uchenye zapiski PetrGU. Ser. Estestv. i tekhnich. nauki* [Proceedings of Petrozavodsk State University. Natural and Engineering Sciences]. 2012. No. 2. P. 49–56.

Filippov M. M., Klubukov B. N., Sukhanov A. V. Eksperimental'noe opredelenie osnovnykh parametrov sistemy kupol'nykh shungitonosnykh struktur Tolvuiskoi sinklinali [Experimental determination of the primary system parameters of the shungite-bearing dome structures of the Tolvuja syncline]. *Rossiiskii geofizicheskii zhurnal* [Russian Journal of Geophysics]. 2004. No. 3. P. 25–30.

Filippov M. M., Medvedev P. V., Romashkin A. E. O prirode shungitov Yuzhnoi Karelii [On the nature of shungites in the South Karelia]. *Litol. polezn. iskop* [Lithology and Mineral Resources]. 1998. No. 3. P. 323–332.

Filippov M. M., Pervunina A. V. Litogeneticheskoe sostoyanie sapropelitov pri formirovanii kupol'nykh mestorozhdenii Onezhskoi struktury [Lithogenetic state of sapropelites in dome deposits forming in the Onega structure]. *Glubinnaya neft'* [Deep Oil]. 2014.

Vol. 2, no. 3. P. 461–476. URL: www.deepoil.ru/e-journal/3–2014 (accessed: 07.05.2016).

Golubeva I. I. Magmatogennye flyuidizatsno-eksplozivnye obrazovaniya Severa Urala [Magmagenic fluid-explosive units of the Northern Ural]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2003. P. 51–55.

Gor'kova I. M. Fiziko-khimicheskie issledovaniya dispersnykh osadochnykh porod v stroitel'nykh tselyakh [Physical and chemical studies of dispersive sediment rocks for construction purposes]. Moscow: Stroizdat, 1975. 151 p.

Kazak A. P., Kopylova N. N., Tolmacheva E. V., Yakobson K. E. Flyuidno-eksplozivnye obrazovaniya v osadochnykh kompleksakh [Fluid-explosive units in sedimentary complexes]. St. Petersburg: VSEGEI, 2007. 36 p.

Kalinin Yu. K., Kalinin A. I., Skorobogatov G. A. Shungity Karelii – dlya novykh stroimaterialov, v khimicheskom sinteze, gazoochistke, vodopodgotovke i meditsine [Shungites of Karelia for new construction materials, chemical synthesis, gas purification, water treatment and medicine]. St. Petersburg: SPb un-t, 2008. 218 p.

Kholodov V. N. O roli peschanogo diapirizma v traktovke genезisa gryazevykh vulkanov [On the role of sand diapirism in mud volcanoes genesis]. *Litol. pol. iskop [Lithology and Mineral Resources]*. 1987. No. 4. P. 12–27.

Kuznetsov V. G. Molar tooth structure – svoeobraznaya tekstura rifeiskikh karbonatnykh porod [Molar tooth structure as a specific structure of the Riphean carbonaceous rocks]. *Litosfera [Lithosphere]*. 2005. No. 4. P. 136–150.

Lebedeva G. V. Vtorichnye izmeneniya organomontmorillonitovykh soedinenii v domanikitakh [Secondary alterations of organo-montmorillonite compounds in domanikites]. Zakonomernosti razmeshcheniya kollektorov slozhnogo stroeniya i prognoz neftegazonosnosti [Patterns of Complex-type Reservoir Rocks Distribution and Prediction of Oil and Gas Occurrence]. Leningrad, 1985. P. 94–99.

Lebedeva N. B. O mekhanizme obrazovaniya glinyanykh diapirov [On shale diapirs formation]. *Sov. Geologiya [Soviet Geology]*. 1958. P. 76–87.

Leonov M. G., Kolodyazhnyi S. Yu., Petrova V. V. O kharaktere vzaimootnosheniya arkheiskogo fundamenta i yatuliiskogo protochekhla Karel'skogo massiva (na primere oz. Segozero) [On the nature of the relationship between the Archean basement and the Jatulian protocoover of the Karelian block (the example of Segozero lake)]. *Byull. MOIP. Otd. geol. [Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series]*. 1999. Vol. 74, iss. 2. P. 3–14.

Magara K. Uplotnenie porod i migratsiya flyuidov [Solidification of rocks and fluid migration]. Moscow: Nedra, 1982. 296 p.

Pospelov G. L. Dispergity i avtodispergatsiya kak vazhnaya problema fiziki lito-, petro- i tektogeneza [Dispergites and autodispersion as an important problem of lithogenesis, petrogenesis and tectogenesis physics]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*. 1972. No. 12. P. 53–73.

Sobisevich A. L. Izbrannye zadachi matematicheskoi geofiziki i vulkanologii [Selected problems of

mathematical geophysics and volcanology]. Moscow: RAN, 2010. P. 258–263.

Shnyukov E. F., Sobolevskii Yu. V., Gratenko G. I. i dr. Gryazevye vulkany Kerchensko-Tamanskoi oblasti [Mud volcanoes of the Kerch-Taman district]. Kiev: Nauk. dumka, 1986. 148 p.

Yudovich Ya. E. Flyuidnoe mineraloobrazovanie – al'ternativa litogenezu? Obzor [Fluid mineral formation as an alternative to lithogenesis? Review]. *Ural'skii geologicheskii zhurnal [Uralian Geological Journal]*. 2009. No. 4 (70). P. 31–80.

Yakobson K. E., Kazak A. P., Kopylova N. N., Proskurnin V. F., Tolmacheva E. V. Atlas struktur i tekstur flyuidno-eksplozivnykh porod [Atlas of structures and textures of fluid-explosive rocks]. St. Petersburg: Mineral, 2011. 66 p.

Yatsenko G. M., Slivko E. M. Flyuidizatsno-eksplozivnoe porodo- i rudoobrazovanie (na primere Ukrainskogo shchita) [Fluid-explosive rock and ore formation (the example of the Ukrainian Shield)]. Problemy prognoza, poiskov i izucheniya mestorozhdenii poleznykh iskopayemykh [Problems of Prediction, Prospecting and Study of Mineral Deposits]. Voronezh: Voronezhskii GU, 2003. P. 191–195.

Zkhus I. D., Bakhtin V. V. Litogeneticheskie preobrazovaniya glin v zonakh anomal'nogo vysokikh plastovykh davlenii [Lithogenetic transformations of shale in zones of abnormally high formation pressures]. Moscow: Nedra, 1979. 139 p.

Barker C. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs. *AAPG Bull.* 1990. Vol. 74, no. 8. P. 1254–1261.

Brinkman R., Löçters H. Diapirs in western Pyrenees and Foreland, Spain. Diapirism and diapers. Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 275–292.

Bruce C. H. Smectite dehydration – its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern gulf of Mexico basin. *AAPG Bull.* 1984. Vol. 68, no. 6. P. 673–683.

Carruthers D., Cartwright J., Jackson Martin P. A., Schutjens P. Origin and timing of layer-bound radial faulting around North Sea salt stocks: New insights into the evolving stress state around rising diapirs. *Marine and Petrol. Geol.* 2013. Vol. 48. P. 130–148.

Cartwright J., Lonergan L. Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional scale polygonal fault systems. *Basin Research.* 1996. Vol. 8. P. 183–193.

Chapman R. E. Clay diapirism and overthrust faulting. *Geol. Soc. Am Bull.* 1974. Vol. 85. P. 1597–1602.

Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock. *Marine and Petrol. Geol.* 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Codegone G., Festa A., Dilek Y. Formation of Taconic melanges and brouken formations in the Hamburg Klippe, Central Appalachian Orogenic Belt, Eastern Pennsylvania. *Tectonophysics.* 2012. Vol. 568–569, no. 9. P. 7–24.

Davison I., Insley M., Harper M., Weston P., Blundell D., McClay K., Quallington A. Physical modeling of

overburden deformation around salt diapirs. *Tectonophysics*. 1993. Vol. 228. P. 255–274.

Gauthier-Lafaye F., Weber F. Natural fission reactors of Oklo. *Economic Geol.* 1989. Vol. 84, no. 8. P. 2286–2295.

Gilreath J. A. Electric-log characteristics of diapiric shale. Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 137–144.

Hedberg H. D. Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes. *AAPG Bull.* 1974. Vol. 58, no. 4. P. 661–673.

Hunt J. M. Petroleum geochemistry and geology. San Francisco. Freeman, 1979. 617 p.

Lemon N. M. Physical modeling of sedimentation adjacent to diapirs and comparison with late Precambrian Oratunga breccia body in central Flinders ranges, South Australia. *AAPG. Bull.* 1985. Vol. 69, no. 9. P. 1327–1338.

Levis J. C., Byrne N. Deformation and diagenesis in an ancient mud diapir, southwest Japan. *Geology*. 1996. Vol. 24, no. 4. P. 303–306.

Márquez X. M., Mountjoy E. W. Microfractures due to overpressures caused by thermal cracking in well-sealed Devonian reservoirs, Deep Alberta Basin. *AAPG Bull.* 1996. Vol. 80, no. 4. P. 570–588.

Mourgues R., Lecomte E., Vendeville B., Raillard S. An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics*. 2009. Vol. 474. P. 643–656.

O'Brien G. D. Survey of diapirs and diapirism. Eds. J. Braunstein, G. D. O'Brien. Diapirism and diapirs. Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1968. P. 1–9.

Orange D. L. Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric melanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *GSA Bull.* 1990. Vol. 102. P. 935–951.

Ossa Ossa F.-G. Etude multi-approches du bassin sédimentaire paleoproterozoïque (2.1–2.4 Ga) de Franceville Au Gabon: les vironnements sédimentaires et l'impact des paleocirculation de fluids. Docteur de l'Université de Poitiers. France, 2010. 191 p.

Osborne M. J., Swarbrick R. E. Mechanism for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bull.* 1997. Vol. 81, no. 6. P. 1023–1041.

Parnell J., Honghan C., Middleton D., Haggan T., Carey P. Significance of fibrous mineral veins in hydrocarbon migration: fluid inclusion studies. *J. Geochem. Explor.* 2000. Vol. 69–70. P. 623–627.

Pickering K. T., Agar S. M., Ogawa Y. Genesis and deformation of mud injections containing chaotic basalt-limestone-chert association: examples from the southwest Japan forearc. *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 881–885.

Pierre F. D., Festa A., Irace A. Interaction of sedimentary, and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: An example from the Messinian of Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy). *GSA Bull.* 2007. Vol. 119, no. 9/10. P. 1107–1119.

Stewart S. A. Salt tectonics in the North Sea Basin: a structural style template for seismic interpreters. Eds. Ries A. C., Butler R. W. H., Graham R. H. Deformation of the Continental Crust: the Legacy of Mike Coward, Geological Society, London, Special Publications. 2007. Vol. 272. P. 361–396.

Taj R. J., Aref M. A. M., Schreiber B. C. The influence of microbial mats on the formation of sand volcanoes and mounds in the Red Sea coastal plain, south Jeddah, Saudi Arabia. *Sedimentary Geol.* 2014. Vol. 311. P. 60–74.

Trusheim F. Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bull.* 1960. Vol. 44, no 9. P. 1519–1540.

Yin H., Zhang J., Meng L., Liu Y., Xu S. Discrete element modeling of the faulting in the sedimentary cover above an active salt diapir. *J. Structural Geol.* 2009. Vol. 31. P. 989–995.

Zanella A., Cobbold P. R., Le Carlier de Veslud C. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock. *Marine and Petroleum Geology*. 2014. Vol. 55. P. 262–274.

Received June 07, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Филиппов Михаил Михайлович

зав. лаб. генезиса шунгитовых месторождений, д. г.-м. н. ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: filipov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 570080

CONTRIBUTOR:

Filippov, Mikhail

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: filipov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 570080