

Е.Ф. Шнюков¹, Е.Я. Нетребская²

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев

² ГРГП «Причерноморгеология», Одесса

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЭРУПТИВНОГО КАНАЛА ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Рассмотрено глубинное строение грязевых вулканов. Отмечены различия в строении эруптивных каналов грязевых вулканов разных регионов. Зафиксировано развитие эруптивных каналов до глубины 20–25 км. Обращено внимание на своеобразии строения грязевых вулканов Западночерноморской впадины и высказано предположение о вероятности проявления здесь мантийных углеводородов, путями движения которых служат грязевые вулканы.

Ключевые слова: *грязевые вулканы, эруптивный аппарат, сопочная брекчия, сейсмический разрез.*

Грязевые вулканы издавна привлекали внимание своей необычностью, катастрофическими взрывами, однако вопрос об их глубинном строении как-то оставался вне поля зрения геологов.

Одним из первых рассмотрел строение эруптивного аппарата грязевых вулканов Азербайджана П.П. Авдусин (1948) [1]. По его мнению, морфология грязевулканических структур определяется горообразующими (тектоническими) причинами, величиной дебита газовых струй, литологическим составом участвующих в грязевулканическом процессе пород, объемом жидкой фазы, глубиной смешения газовых масс с жидкой фазой.

Земляные расчистки конусов вулкана Иланлы (Азербайджан) показали, что грязевулканические постройки состоят из большого числа перекрывающих друг друга покровов сопочной брекчии. Свежую сопку, по указанию С.Ф. Федорова, вскрыли на большую глубину [15]. Конус оказался полностью сложенным брекчией, которая медленно выдавливалась из ядра структуры. В составе пород структуры участвуют брекчии тектогенные (различают брекчии трения, скольжения, волочения, милониты и др.), седиментогенные, кристаллизационные.

Как видим, эруптивный аппарат и тело грязевых вулканов сложены пластичной массой перемятых пород. Пластическая деформация пород грязевого вулкана увеличивается по мере приближения к его осевой части (рис. 1). В периферии структуры породы лишь трещиноваты и сохраняют сплошность, в центральной части они имеют уже явно кластическую структуру. В осевой час-

ти аппарата наиболее значительна скорость перемещения брекчии и газов, отчего породы в центральной части явно перемяты. Обломочный материал твердых пород (известняки, песчаники и т. д.) составляет 3—8 % от всей массы брекчии. Размеры обломков — от 2 мм до 17 см, но иногда попадаются глыбы пород объемом 3—5 и даже 10 м³. Масса глин в брекчии — до сотен кубометров. Глыбы последней покрываются бороздами скольжения. Иногда воздействие газов при избытке воды приводит к полной дезинтеграции брекчии и возникновению сопочных пелитов (сопочных илов), часто составляющих своеобразную жерловую фацию брекчии. Толщина покровов брекчии в Азербайджане изменяется от 0,5 до 3 м.

Каждый действующий вулкан увенчан кратером, меняющим свои размеры и очертания во время извержения. Обычно кратеры округлы и окружены небольшим валом. Размеры кратеров — от единиц до десятков метров.

Если вулкан функционирует, то механизм его работы обычно пульсационный. Поэтому эруптивный канал грязевого вулкана представляет собой своеобразную цепочку обогащенных газом камер, уходящих в глубину недр (рис. 2).

Это не пустоты, это полужидкие массы сопочной брекчии или сопочного ила, насыщенные метаном. Прообразом вещества такой камеры может служить свежая сопочная брекчия сопки Андрусова (Булганак), представляющая собой пористую породу (рис. 3). Даже на следующий день после извержения погруженная в воду брекчия дает бурное кипение.

По данным Р.Р. Рахманова [12], ссылающегося на М.И. Субботу, сопочная брекчия грязевого вулкана Лок-Батан через восемь лет после извержении содержала 1,5 см³/кг тяжелых углеводородов и до 0,4 см³/кг метана. Он же приводит (со ссылкой на Ф.Г. Дадашева) сведения о содержании в каждом килограмме выброшенной на поверхность брекчии 1—2 см³ газа.

Фактического материала о строении эруптивного аппарата грязевых вулканов почти нет, исключая свидетельства И.Н. Айфанова и С.П. Лысенко (1968), описавших при бурении скв. 63 на месторождении Барса-Гельмес в Туркмении

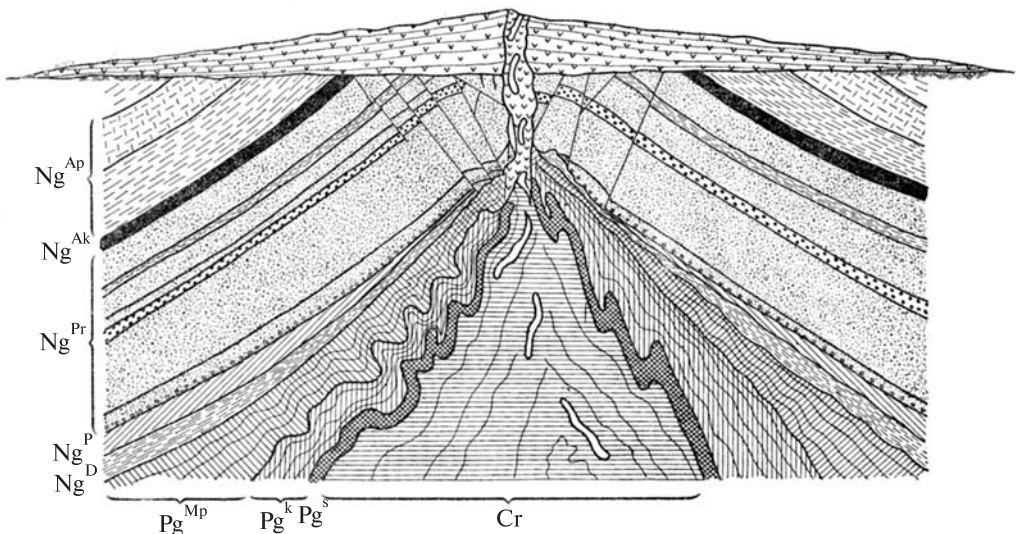


Рис. 1. Схема строения эруптивного аппарата грязевых вулканов восточного Закавказья (Азербайджан) (по П.П. Авдусину, 1948)

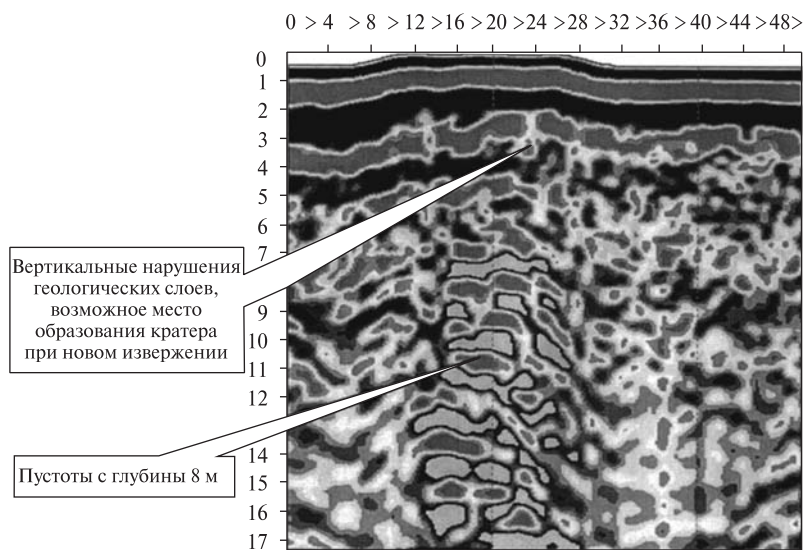


Рис. 2. Георадарный разрез № 1. Структура грунта в районе центрального кратера вулкана Карabetова гора (после извержения 2004 г.). Панель программы «КРОТ» (по В.А. Алексееву и др.)

случай свободного падения бурового инструмента с глубины 873 м до глубины 1964 м — попадание инструмента в камеру эруптивного канала вулкана.

Основные материалы о строении верхних частей эруптивного аппарата грязевых вулканов получены физическими методами. В.А. Алексеев и др. [2] провели исследования грязевых вулканов Тамани с использованием георадаров и датчиков потока водорода. Применялся георадар «Лоза», позволяющий изучить подповерхностную структуру грунта до глубины порядка 100 м. Принцип его действия основан на измерении широкополосных электромагнитных импульсов в геологической среде и регистрации границ раздела слоев. Наблюдения за грязевым вулканом Карabetова гора проводились с 1998 по 2006 г., перед извержениями грязевого вулкана удалось зафиксировать в эруптивном канале образование многочисленных газовых камер высокого давления, во время извержения периодически выбрасывающих большое количество брекчии (рис. 2). Изучены эруптивные каналы и потоки водорода, структура каналов предыдущих извержений, подводные каналы. По изменению в потоке водорода зафиксировано новое извержение. Исследования, проведенные В.А. Алексеевым на грязевых вулканах Тамани, показывают наличие насыщенных метаном камер в сопках вулканов на глубине до 17 м.

Сейсмические исследования северокавказских грязевых вулканов, проведенные А.Л. Собисевичем, Л.Е. Собисевичем, Т.Ю. Тверитиновой [13], позволили наблюдать грязевулканические камеры вулкана Шуго на глубине 15—20 км, а корневые структуры — вплоть до 25 км и более [13, рис. 15]. Аналогичные материалы были получены этими же авторами и на грязевом вулкане Карabetова гора.

Непосредственно структура и механизм действия эруптивного аппарата вулкана изучены на примере сопки Андрусова (Булганак) В.В. Оленченко и др. [11]. Исследования выполнены с использованием модифицированного метода вертикального электрического зондирования — электротомографии, основанной на определении различий горных пород по удельному электрическому сопротивле-

нию. В процессе работ имел место импульсивный эпизодический выброс газов, воды, сопочной брекчии. Профиль зондирования длиной 115 м проходил через центральную часть сопки Андрусова над жерлом — эруптивным аппаратом вулкана. На серии разрезов-кадров (рис. 3) по результатам изучения удельного электрического сопротивления фиксируется динамика состояния среды при извержении, отражая процесс подъема газонасыщенного флюида ($t \approx 0-15$ мин), раскрытие жерла вулкана ($t \approx 30$ мин), извержение и затягивание эруптивного канала сопочной брекчией ($t \approx 45-60$ мин). Таким образом наблюдался механизм извержений из подповерхностного пространства.

По А.Л. Собисевичу и др. [13], изучавшим грязевой вулкан Шуго, в вулкане существует две зоны дилатансии (разуплотнения). «Очаговая» — в точке приложения сил, соответствующая «грязевулканическому очагу», и «пограничная» — в слое около свободной поверхности, где формируется система выводящих каналов, образующихся в ходе деятельности вулкана. При этом основу вулканического поля в объеме пограничного слоя дилатансии и составляют зоны разуплотненных разномасштабных трещиноватых структур. Продуктивная зона разуплотнения всегда тяготеет к центральной части грязевулканической постройки, через которую прорываются газы. По следам газов в сальзово-грифонный этап развития грязевых вулканов устремляются воды. Они выносят из запечатывающей эруптивный канал вулкана брекчии большое количество глинистого материала, расширяя пути разгрузки.

В верхней части эруптивного канала во многих вулканах фиксируются камеры на глубине 70 м, 280—350 м и в других интервалах. Уже упомянута «пустота» в туркменском вулкане — 873—1964 м. Надо полагать, обособленные газовые камеры — не редкость в верхней части эруптивных каналов. Их существование литологически и тектонически обусловлено.

Таким образом, изучение эруптивного аппарата грязевых вулканов позволило зафиксировать наличие многочисленных пустот (насыщенных газами участков брекчии) в постройках грязевых вулканов и на глубине до 200—500 м. В то же время глубже наблюдается единый эруптивный аппарат либо в виде системы связанных камер, либо в виде своего рода мощного столба (рис. 4).

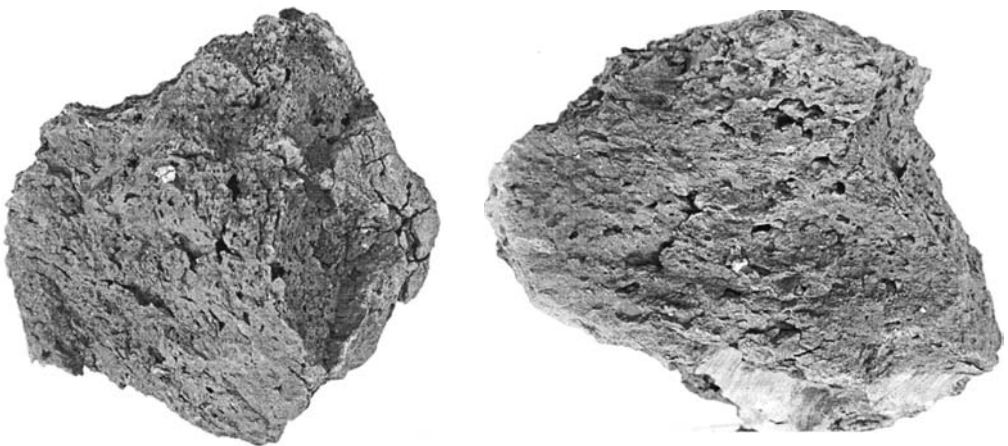


Рис. 3. Свежая изверженная сопочная брекчия с порами и кавернами. Сопка Андрусова

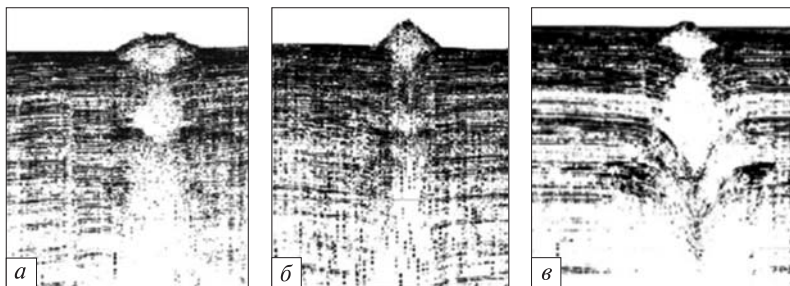


Рис. 4. Сейсмические записи черноморских грязевых вулканов: *a* — МГУ (профиль ПР-173); *б* — Южморгеология (профиль ПР-173); *в* — Страхова (профиль ПР-172). Хорошо видна внутренняя структура подводящих каналов (по Bourgiak S., 1994)

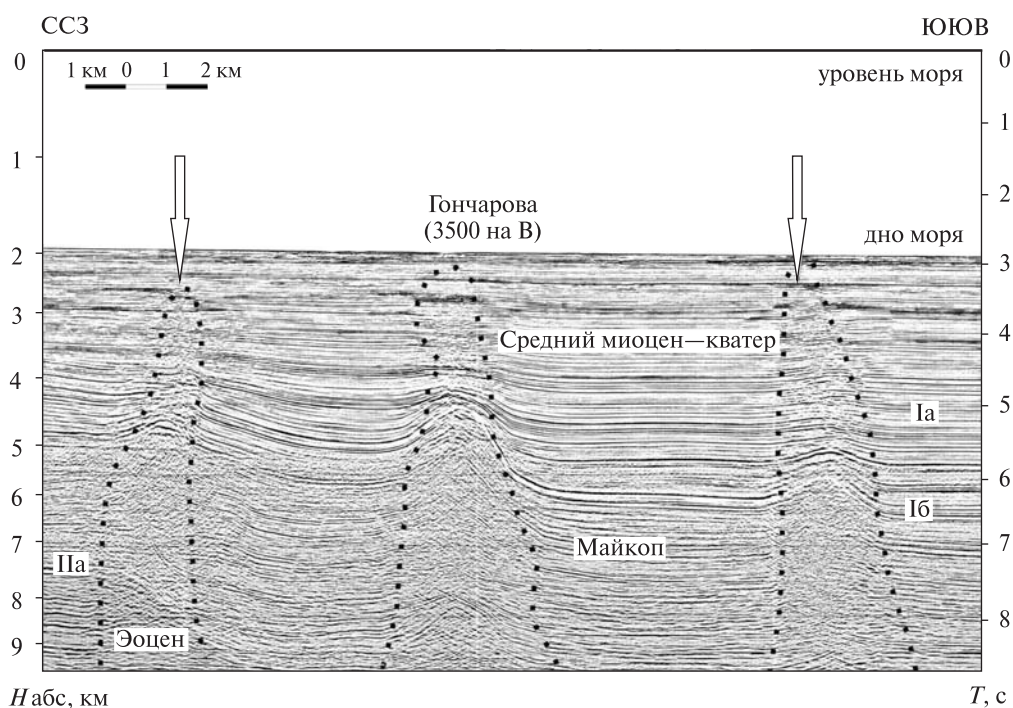


Рис. 5. «Слепые» вулканы (белые стрелки) близ вулкана Гончарова (Западночерноморская впадина)

Мы проводили свои исследования на черноморских грязевых вулканах. Их строение по материалам сейсмических исследований изучали Д.Ф. Исмагилов, Л.Б. Мейснер, А.А. Терехов, А.Б. Хортов [6, 10, 17]. Значителен вклад в изучение данной тематики научных экспедиций НПО «Южморгеология» разных лет.

Изучение сейсмических «портретов» показывает, что черноморские грязевые вулканы прослеживаются на большую глубину, иногда до 9000 м, теряясь в основании осадочного чехла, который мы датируем как подошву мезозоя. Эруптивные каналы до указанной глубины чаще всего достаточно хорошо выражены и довольно разнообразны по облику (рис. 4).

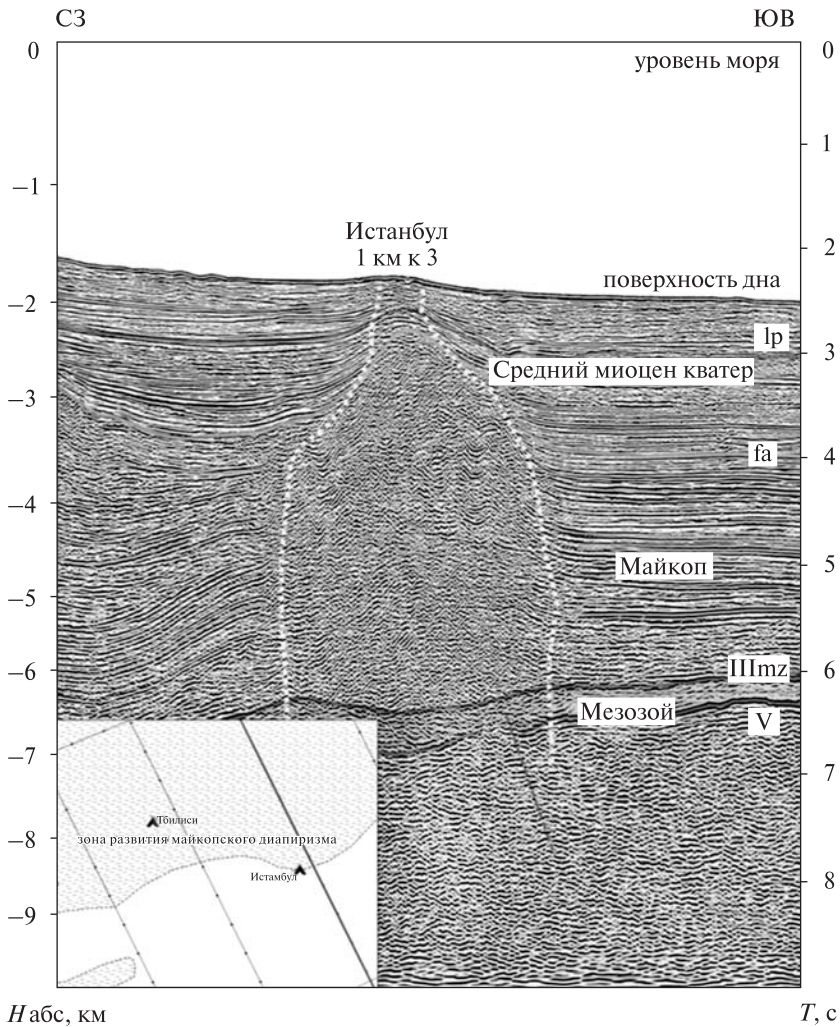


Рис. 6. Временной сейсмический разрез в зоне действия вулкана Истанбул (впадина Сорокина)

В верхней части вулкана преимущественно фиксируется система обособленных камер, в основной же части эруптивного канала на сейсмических материалах прослеживается единая протяженная камера или система крупных связанных камер, каждая из которых — это раздув эруптивного канала в тектонически подготовленных условиях или литологически благоприятных породах. При этом фиксируются столбообразные, несколько расширяющиеся вглубь каналы, либо системы связанных раздувов неопределенной формы.

Грязевые вулканы Гончарова, Ковалевского и др. заслуживают особого внимания (рис. 5). В разрезе именно этих вулканов не фиксируются промежуточные камеры накопления флюида. Это просто своего рода столбы, субвертикальные тела, фактически с отсутствующими или очень слабо проявленными промежуточными камерами. Некоторое небольшое увеличение размеров столбов к основанию фиксируется довольно часто.

Небезынтересно, что большинство грязевых вулканов Западночерноморской впадины имеет своего рода субвертикальные тела в качестве эруптивного аппарата. Именно в Западночерноморской впадине наименьшая глубина залегания поверхности Мохо — 19 км.

Такого рода эруптивные каналы — столбы, лишённые промежуточных камер накопления метана, — зафиксированы не только в Западночерноморской впадине, но и в восточной части Черного моря. Это, например, грязевые вулканы Ялта, Истанбул, Казакова во впадине Сорокина (рис. 6).

Встречены и пока не объяснены субвертикальные аналогичные грязевым вулканам «слепые тела», не выходящие на поверхность (см. рис. 5). Их можно считать следами движения флюидных потоков, мощности которых не хватило для прорыва на поверхность. Это как бы несостоявшиеся грязевые вулканы, флюидные потоки которых не вырвались из недр. Они напоминают субвертикальные геологические структуры, описанные на Каспии (Мамедов, Гулиев [9], Гулиев [3]; Хаустов [16]). В целом изучение эруптивных каналов грязевых вулканов Черного моря создает впечатление движения газовых потоков из недр и их постепенного затухания по мере приближения к поверхности.

Такого рода факты подтверждают развиваемые П.Н. Кропоткиным, А.Н. Дмитриевским, Б.М. Валяевым и другими представления о глубинной дегазации Земли [7, 8, 4, 5].

Чаще, однако, эруптивный аппарат грязевых вулканов имеет более сложное строение в виде системы связанных раздувов неопределенной формы. Судя по стратиграфическому положению в разрезе, эти раздувы чаще всего мотивируются литологическими особенностями осадочных комплексов.

Характеристику такого рода подводящих каналов рассматриваем на материалах среднечастотной сейсморазведки черноморских вулканов. Глубинное строение в зоне вулкана Вассоевича иллюстрируется региональным профилем 1994 г., проходящем западнее на удалении 5,3 км (рис. 7). Временной разрез длиной регистрации сигнала 9 с (до глубины порядка 10 км) характеризует строение мощной, около 5000 м, толщи майкопа и надмайкопской части мощностью ~2000 м без видимых резких перерывов в осадконакоплении. Стратиграфическая привязка горизонтов условная, на основании общерегиональных представлений. Структурное осложнение в виде антиклинали в майкопе и аномалия волновых характеристик на ПК 4,7 мы связываем с вулканом Вассоевича. Формирование складки началось в олигоцене и завершилось в плиоцене. Уменьшение амплитуды складки по подошве майкопа (горизонт Па) на глубине 9000 м может свидетельствовать о структуре нагнетания, а может быть результатом понижения скорости распространения волн в связи со скоростной аномалией в сводовой части. Последнее (аномалия скорости) — признак либо разуплотнения из-за механического разрушения, либо загазированнойности.

Слоистый характер разреза с субгоризонтальным залеганием пластов на основной части профиля, выраженный многочисленными динамичными когерентными волнами в зоне вулкана, на ПК 4,7 меняется хаотическим видом записи. В зоне вулкана Вассоевича аномалия сейсмической записи проявляется в виде: а) резкой потери когерентности волн (картина многослоистого разреза с выдержанными осями синфазности сменяется хаотической записью без протяженных границ), б) сменой полярности отраженных волн, что обуславливается измене-

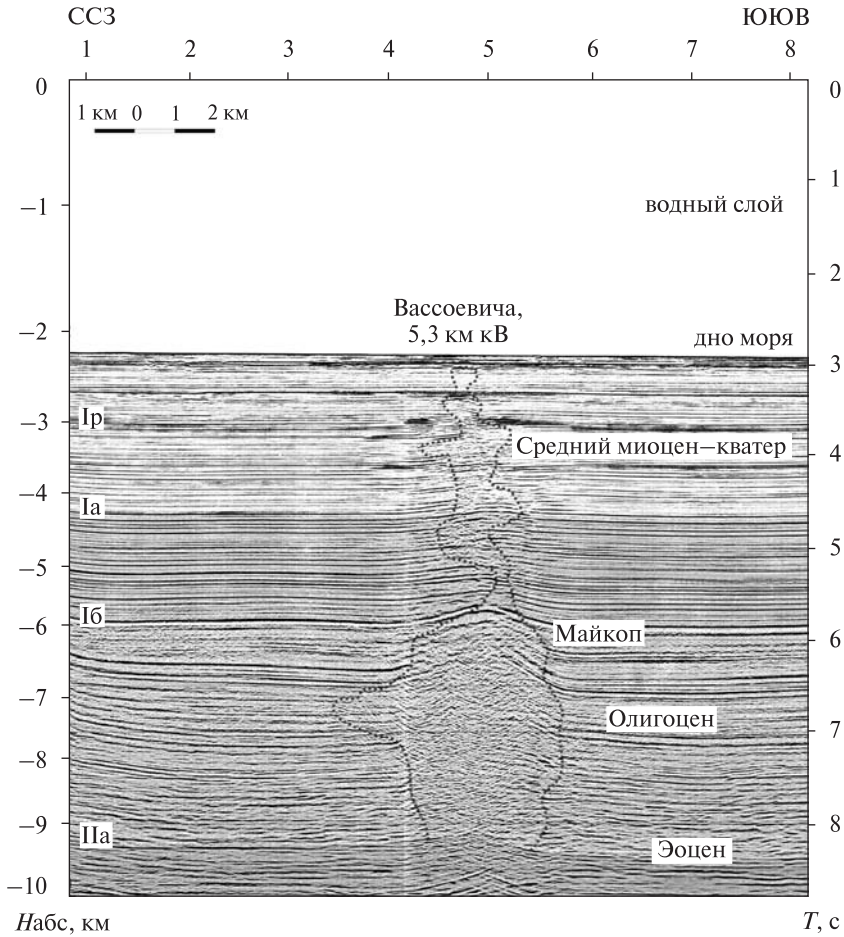


Рис. 7. Временной сейсмический разрез в зоне грязевого вулкана Вассоевича (Западночерноморская впадина)

нием знака коэффициента отражения и происходит при смене литологии или изменении характера флюида.

Конфигурация аномалии сложная. В нижней части, соответствующей раннему олигоцену, ширина аномальной зоны порядка 2,5 км, на глубине ~7000 м в верхах олигоцена зафиксирован раздув до 6 км. В верхнем майкопе аномалия сужается до 0,5 км. Выше по разрезу расширение аномалии в более ограниченных интервалах наблюдаем в отложениях верхних частей нижнего миоцена и сармата.

Нарушение слоистости палеоген-неогеновых комплексов в узкой локальной субвертикальной зоне канала произошло в результате движения грязевулканических масс от очага к дневной поверхности, выжимания из канала вулканического материала, захвата грязевым потоком вмещающих пород и пр. Ширина зоны эруптивного канала вулкана обусловлена изменчивостью физических свойств пород по пути движения вулканических масс. Олигоцен более песчаный: трехкилометровая толща образовалась за период 10 млн лет. Грубозернистость, рыхлость этого интервала разреза подтверждается низкочастотным спектром волн олигоценового временного интервала на всем профиле до 8 Гц. В ниже-миоценовой части майкопа, выше горизонта Ib, преобладают глины. Об этом свидетельствует

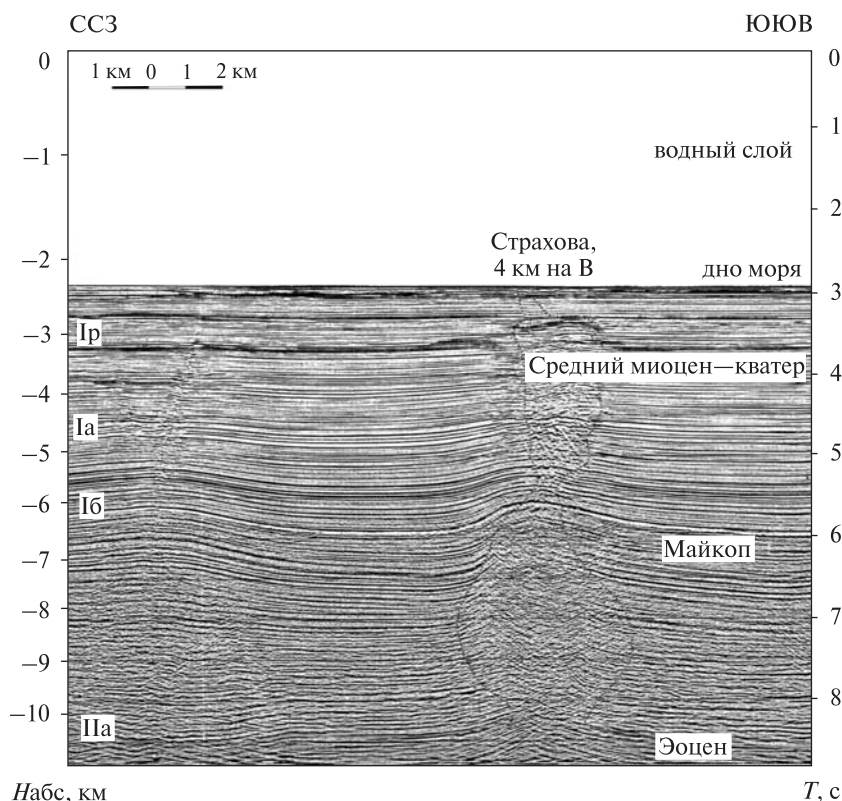


Рис. 8. Фрагмент временного сейсмического разреза в зоне грязевого вулкана Страхова (Западночерноморская впадина)

уменьшение скорости осадконакопления, присутствие в разрезе отражающих границ повышенной динамики, увеличение частоты отраженных волн до 30 Гц.

Таким образом, изменение формы эруптивного канала движения вулканических масс можно объяснить глубиной проникновения последних во вмещающие породы на пути разгрузки, степенью их разрушения, которые преимущественно зависят от плотности и проницаемости слоев.

В придонных слоях в зоне вулкана Вассоевича осложнения не отмечены. Это может быть связано со значительным удалением профиля от объекта исследований и с недостаточной детальностью среднечастотной сейсморазведки для характеристики тонких пластов верхней части разреза. Следует учитывать и возможную фазу покоя вулканической деятельности в момент обработки профиля.

Наблюдаются изменения динамических и кинематических характеристик отраженных волн вблизи эруптивного канала в миоцен-плиоценовом интервале разреза и верхнем майкопе. Вероятно, мы наблюдаем результат литологических изменений под воздействием газовой составляющей (например, карбонатизация песчано-глинистых разностей), возможны залежи углеводородов. Структурная приуроченность этих аномалий амплитуд — очень обнадеживающий поисковый фактор, и данное явление необходимо изучить детально.

Особенности строения палеоген-неогенового разреза в зоне грязевого вулкана Страхова (рис. 8) в общих чертах аналогичны тем, которые наблюдаем для вулкана Вассоевича.

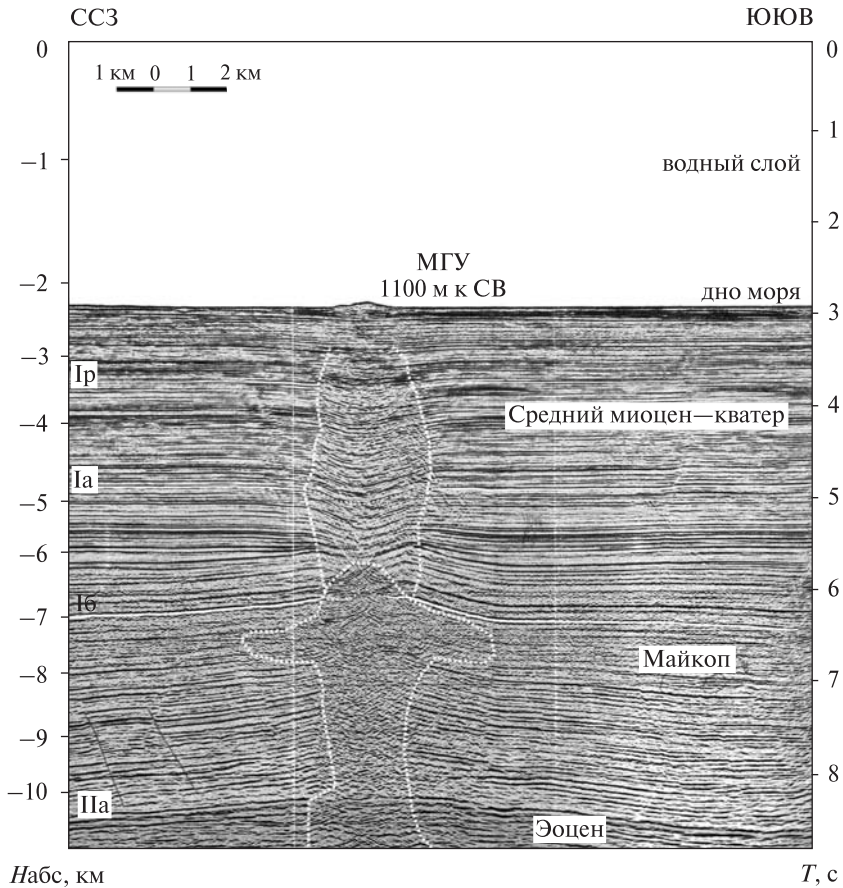


Рис. 9. Временной сейсмический разрез вблизи грязевого вулкана МГУ (Западночерноморская впадина)

На участке профиля вблизи вулкана Страхова, ПК 5,5, в интервале майкопа установлен антиклинальный перегиб, амплитуда максимальна по кровле олигоцен — до 600 м. Выше по разрезу амплитуда уменьшается, что закономерно для конседиментационных структур.

В верхней части геологического разреза, на отметках –3000 м, предположительно в меотисе, отмечается аномалия типа залежи «яркое пятно». Это локальное усиление динамики волн (совершенно невыразительных за контуром на остальной части профиля), которое сопровождается «тенью», ослаблением динамики горизонта, залегающего глубже (по горизонту Ip). Наличие экранирования энергии исключает резонансную природу наблюдаемого усиления волны. На ПК 5,5 на отметке –2600 м, на глубине от дна моря 400 м прогнозируется многослойная залежь углеводородов.

Для антиклинальных структур Западночерноморской впадины вообще и для вулкана Страхова в частности характерно резкое изменение характера волнового поля в зоне сводов. Большинство исследователей связывают природу аномалий с подводящими каналами, в пределах которых нарушаются слоистость, дифференцированность акустических характеристик. Чаще всего изменения характеристик проявляются как потеря когерентности волн, иногда изменения ограничиваются

сменой полярности, в самых выразительных примерах наблюдаем и признаки скоростных аномалий. Для вулкана Страхова характерна аномальная зона потери коррелируемости (снижение когерентности) по всему разрезу глубже меотиса и выразительная зона смены полярностей волн в верхней части разреза. Наиболее широкая часть аномальной зоны — 6 км — соответствует олигоценовой части. Сужение наблюдаем в низах верхнего майкопа, вероятно, здесь более глинистый разрез.

В структурном плане кровли майкопа вулканы Вассоевича и Страхова соответствуют контуру одного поднятия. Можно предполагать, что динамика вулканизма, связанная со структурообразующими факторами, генетические связи с глубинными слоями; состав потоков и прочие свойства у грязевых вулканов Вассоевича и Страхова при ближайшем рассмотрении окажутся близкими.

Глубинное геологическое строение вулкана МГУ рассмотрено на сейсмическом разрезе 1994 г., пролегающем на удалении 1,1 км к западу (рис. 9). В рельефе дна отмечен грязевой конус шириной 2 км, высотой 50 м. В соответствии с принятой стратиграфической приуроченностью отражающих горизонтов, освещен разрез до кровли эоцена.

Вулкан соответствует сводовой части пологого перегиба по горизонтам в кровле и подошве олигоцена — Ib и IIa. Горизонты кровли майкопа и подошвы меотиса в волновом поле имеют искажения, которые можно пояснить изменением состояния геологического материала, а не структурными факторами. В олигоцене подводящий канал выделяется по характеру регулярности, выдержанности отражений многослоистого разреза: упорядоченные протяженные волны в зоне вулкана не прослеживаются, волновое поле имеет вид хаотической записи. Ширина канала (зоны отсутствия отражений) составляет от 3 км вблизи подошвы олигоцена до 10 км вблизи кровли, где зона расширяется по пластам суммарной мощностью до 600 м.

Зона подводящего канала над олигоценом выделяется по конфигурации горизонтов, противоположной общей структуре: в сводовой части отмечается провисание горизонтов, сопровождающееся понижением частот, сменой полярности. Ширина зоны на разрезе 4—5 км. Провисание достигает 150 мс.

По материалам сейсмических исследований (1994), в черноморских вулканах глубина, до которой удалось проследить эруптивные каналы — до 9—10 км. Характерная особенность эруптивных каналов — раздувы, увеличение мощности в нижней части, близ основания.

Обобщая материалы о глубинном строении грязевых вулканов, переживающих грифонно-сальзовую стадию, отметим, что: 1) в верхних этажах грязевых вулканов — грязевулканических постройках и подстилающих их породах — фиксируются многочисленные, хаотически расположенные камеры, обогащенные газами. Их природа — насыщенные газами пористые сопочные брекчии. Как правило, выделение газов происходит пульсационно по центральному каналу постройки; 2) эруптивный канал ниже вулканической постройки уходит вглубь, и для черноморских грязевых вулканов прослежен по материалам сейсмических работ до 9—10 км. В последние годы исследователям из Института физики Земли (Л.Е. Собисевич, А.Л. Собисевич и др. [13]) удалось проследить эруптивный канал с камерами грязевого вулкана Шуго на глубинах 20—25 км, грязевого вулкана Карabetова гора — до 15 км и более. В большинстве случаев эруптивные каналы движения вулканического материала субвертикальны. В восточной части

Черного моря обнаружены наклонные эруптивные каналы, приуроченные к нарушениям (грязевые вулканы Севастополь, Митина, Науменко и др.). Ширина подводящего канала, наблюдаемая в волновом поле, изменяется от долей до десятка километров. В Западночерно-морской впадине отчетливо прослеживается расширение каналов в основании. Для вулканов, приуроченных к одному структурному объекту, особенности конфигурации каналов сохраняются. По своей конфигурации фиксируются столбообразные, расширяющиеся вглубь каналы («сарафаны»), и каналы в виде связанных между собой раздувов разного размера. Субвертикальные столбообразные каналы чаще встречаются в Западночерноморской впадине (грязевые вулканы Гончарова, Ковалевского, Корнева, Малышева, Страхова, Тредмар, Южморгеология), хотя наблюдались и в других структурах Черного моря (грязевые вулканы Казакова, Истанбул (рис. 6) во впадине Сорюкина) и прочие.

Вместе со столбообразными каналами, увенчанными грязевыми вулканами, наблюдались «слепые» столбообразные каналы, природа которых остается непонятой. Скорее всего, это не вырвавшиеся на поверхность грязевулканические потоки. Они чаще встречались в Западночерноморской впадине. Именно здесь, где поверхность Мохо лежит на глубине всего 19 км от поверхности воды, и где расположены наиболее крупные вулканы, наблюдались «слепые» грязевые вулканы. Если исходить из представлений П.Н. Кропоткина, А.Н. Дмитриевского, Б.М. Валяева и других, то именно в Западночерноморской впадине можно обнаружить выходы мантийных углеводородов, и естественным индикатором их могут служить грязевые вулканы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдусин П.П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Москва: Изд-во АН СССР, 1948. 192 с.
2. Алексеев В.А., Ляш А.Н., Першин С.М. Лидарный мониторинг тектонической активности в Тамани по выбросам аэрозолей. Отработка метода. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2004. 1. С. 356—363.
3. Гулиев И.С. Субвертикальные геологические тела — новые объекты поисков месторождений углеводородов. Материалы конф. «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парогенезы». Москва: ГЕОС, 2010. С. 140—145.
4. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.Н. Углеводородная дегазация через дно океанов: локальные проявления, масштабы, значимость. Материалы конф. «Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений». Москва: ГЕОС, 2002. С. 7—36.
5. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.Н. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений: развитие идей П.Н. Кропоткина. Материалы конф. «Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений». Москва: ГЕОС, 2010. С. 7—10.
6. Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Терехов А.А., Хортов А.В. Линияный диапиризм и грязевой вулканизм при формировании локальных структур в Российской части Черного моря. *Геология, геофизика и разработка нефть. и газовых м-ний*. 2006. 2. С. 4—10.
7. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Глубинные разломы и дегазация Земли. *Тектоническое развитие земной коры и разломы*. Москва: Наука, 1979. С. 257—267.
8. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нетегазоносностью). *Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа*. Киев: Наук. думка, 1980. С. 148—178.
9. Мамедов Л.З., Гулиев И.С. Субвертикальные геологические тела в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины. *Азәрбайҹан милли елмляр Академиасынын Хябарлары, иер елмляри*. 2003. № 3. С. 139—146.

10. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Опорные отражающие горизонты в сейсмической записи осадочного выполнения Черноморской впадины. *Стратиграфия, геол. корреляция*. 2003. 11. № 6. С. 83—97.
11. Оленченко В.В., Шнюков Е.Ф., Гаськова О.Л. и др. Динамика извержения грязевого вулкана на примере сопки Андрусова (Булганакский грязевулканический очаг, Керченский полуостров). *Докл. РАН*. 2015. 464. № 2. С. 214—219.
12. Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. Москва: Недра, 1987. 174 с.
13. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении северо-западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуто). *Геол. и пол. ископ. Мирового океана*. 2014. № 2 (36). С. 80—94.
14. Суббота М.И. Новые данные о газах и типах грязевых вулканов района Западной Кубани. *Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та*. 1964. Вып. 41. С. 156—178.
15. Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. *Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции*. Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР, 1939. С. 5—44.
16. Хаустов В.В. О глубинных водах Южно-Каспийской впадины. *Ученые записки: электронный науч. журн. Курского гос. ун-та*. 2011. № 2 (18).
17. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России. *Океанология*. 2006. 46, № 1. С. 114—122.
18. Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. Глубинное геологическое строение грязевых вулканов Черного моря. *Геол. и пол. ископ. Мирового океана*. 2014. № 2 (36). С. 66—80.
19. Bouriak S. Mud volcanoes of the deepest part of the Black sea: same special structures connected with mud volcanism of the region. / (According to seismic data of the cruises of 1991 and 1993). *Recent Marine Geological Research in the Mediterranean and Black Seas through the UNESCO/TREDMAR Programme and its «Floating University» Project*, Abstracts, Free University, Amsterdam, 31 January 4 February 1994. MARINF/94, UNESCO, June 1994. P. 25.

Статья поступила 20.10.2016

Е.Ф. Шнюков, О.Я. Нетребська

ПРО ГЛИБИННУ БУДОВУ ЕРУПТИВНОГО КАНАЛУ ГРЯЗЬОВИХ ВУЛКАНІВ

Розглянуто глибинну будову грязьових вулканів. Відмічено особливості у будові еруптивних каналів грязьових вулканів різних регіонів. Зафіксовано розвиток еруптивних каналів до глибини 20—25 км. Приділено увагу своєрідності будови грязьових вулканів Західночорноморської западини і висловлено припущення щодо вірогідності прояву тут мантійних вуглеводнів, шляхами руху яких є грязьові вулкани.

Ключові слова: *грязьові вулкани, еруптивний апарат, сопкова брекчія, сейсмічний розріз.*

E.F. Shnyukov, E.Ya. Netrebskaya

ON THE DEEP STRUCTURE OF THE ERUPTIVE CANAL OF MUD VOLCANOES

It is considered the deep structure of mud volcanoes. It is noted differences in the structure of eruptive canals for different regions. Peculiarity in the structure of mud volcanoes in the West Black Sea depression is fixed. Attention is drawn to the originality of the structure of mud volcanoes Zapadnochernomorsk depression. Suggests the likelihood of manifestation mantle hydrocarbons, their conducting routs are eruptive canals.

Keywords: *mud volcanoes, eruptive unit, mud breccia, seismic section.*