

ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ В АСПЕКТЕ ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

На примере Средиземного моря показано, что наиболее благоприятным режимом для развития грязевого вулканизма является латеральное сжатие при условии присутствия в мощном осадочном разрезе пластичных глинистых толщ. Такого рода режим характерен для аккреционных призм зон субдукции и других обстановок сжатия, связанных с конвергенцией литосферных плит. Однако в некоторых случаях (Западно-Черноморская впадина) чисто литостатическая нагрузка способна вызвать явление грязевого вулканизма.

Средиземное море представляет особый интерес для геологов. В рамках известного цикла Дж. Т. Вилсона оно является примером заключительного этапа развития океана. В этом внутриконтинентальном бассейне (“мини-океане”) можно обнаружить почти все структурные элементы, присущие открытому океану, за исключением спрединговых хребтов. Последние были поглощены в зонах субдукции в течение длительной эволюции океана Тетис.

По своей структуре и истории развития Средиземное море четко подразделяется на Восточное и Западное Средиземноморье. Граница между ними проходит по Апеннинским цепям Италии и крутому Сицилийско-Мальтийскому уступу. Последний трассируется от восточного континентального склона Сицилии до западной части зал. Сирт (Сидра). Высота уступа в отдельных местах превышает 2 км, а сбросы, формирующие его, по сейсмическим данным [13, 14], проникают в мантию (рис. 1).

Западное Средиземноморье в основном характеризуется пассивными континентальными окраинами и является новообразованием, возникшем в раннем — среднем миоцене за счет рифтинга континентальной коры и последующего спрединга [6, 30]. Рифтинг, начавшийся в олигоцене 30–29 млн лет назад, распространялся с севера на юг, от Верхнерейнского грабена в сторону Прованса Франции, Лионского и Валенсийского заливов, Лигурийского моря, центральной части Западного Средиземноморья, известной сейчас как Алжиро-Прованский бассейн, и моря Альборан. Лишь в Алжиро-Прованском бассейне и Лигурийском море рифтинг достиг стадии океанического спрединга. Раскрытие бассейна происходило за счет откола блока Корсика-Сардиния от побережья Прованса и последовательного вращения этого блока против часовой стрелки на 30° в интервале времени 21–18 млн лет назад. Возраст новообразованной океанической коры датируется поздним аквитаном — ранним бурдигалом [26]. Вращение завершилось континентальным столкновением в районе современного Тирренского моря,

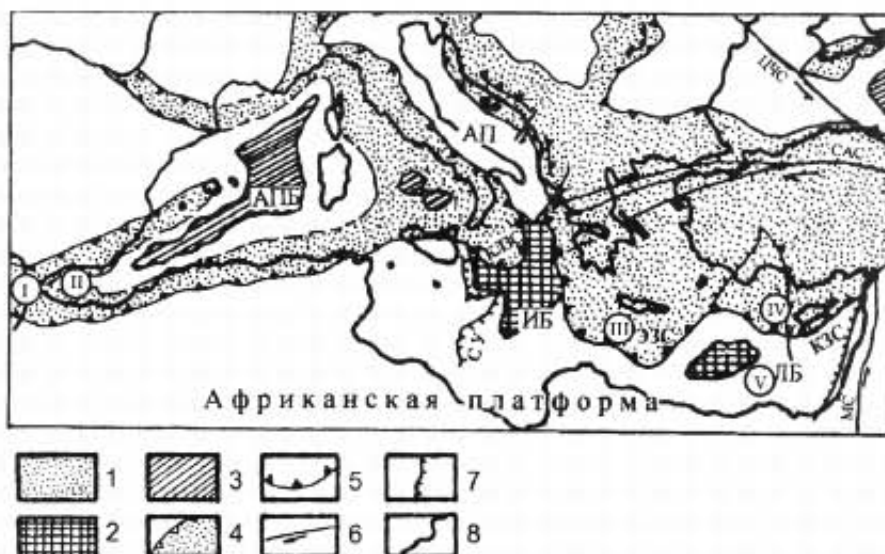


Рис. 1. Тектоническая схема Средиземного моря:

1 — альпийские сооружения; 2 — мезозойская океаническая кора; 3 — кайнозойская океаническая кора; 4 — надвиговые фронты альпид; 5 — главные взбросы; 6 — главные сдвиги; 7 — главные сбросы; 8 — контур береговой линии. АПБ — Алжиро-Прованский бассейн; АП — энибайкальская Апулийская платформа; СУ — Сицилийско-Мальтийский уступ; ИБ — Ионический бассейн; ЛБ — Левантийский бассейн; ЦЧС — Центрально-Черноморский сдвиг; САС — Северо-Анатолийский сдвиг; МС — Мертвоморский (Восточно-Левантийский) сдвиг. Зоны субдукции: КЛЗС — Калабрийская; ЭЗС — Эллинская; КЗС — Кипрская. Районы грязевого вулканизма (цифры в кружках): I — Кадисский залив; II — западная часть моря Альборан; III — Средиземноморский вал; IV — подводные горы Анаксимандра; V — Нильский конус выноса.

что привело к созданию здесь орогенных цепей. Тирренское море — самое молодое в составе Западного Средиземноморья. Здесь рифтогенез на месте прежнего орогена происходил в конце среднего миоцена, а в тортоне, около 9 млн лет назад начался рассеянный спрединг, который, с перерывом между 4 и 2 млн лет назад, продолжается до настоящего времени [18].

Восточное Средиземноморье, напротив, является бассейном, подстилаемым относительно древней мезозойской корой. Поскольку кора нигде не вскрыта, о ее составе мы можем судить лишь по геофизическим данным, а о возрасте — по данным геологии окружающей суши. Подавляющее большинство геофизиков придерживается мнения, что кора в Ионическом море имеет океаническую (субокеаническую) природу. Возраст коры определяется в широком временном интервале — от триаса до середины мела [2, 8, 11, 13, 14]. Принимая во внимание, что в средней юре по периферии Ионического бассейна происходили мощные растяжения и вообще тектоническая перестройка, этот “момент”, скорее всего, соответствует времени образования океанической коры, т. е. спредингу [3].

Что касается самого востока Средиземного моря — Левантийского бассейна, то здесь споры ведутся как относительно природы коры, так и ее возраста. Сейсмические данные довольно неопределенные и дают практически равновесные доводы в пользу наличия как океанической, так и утоненной континентальной коры [31, 25, 11, 19]. По-видимому, на большей

площади моря Леванта океаническая кора уже была полностью поглощена в процессе субдукции. Однако есть вероятность сохранения остаточной океанической коры во впадине Геродота — самом глубоком бассейне на стыке Ливийского моря и моря Леванта.

В Восточном Средиземноморье существуют три энсиалические дуги, связанные с продолжающейся или недавно прекратившейся субдукцией в северном направлении, под Евразию. Субдукция не является чисто океанической, т. к. непосредственно не связана со спредингом на сопряженном рифтовом хребте. Под Евразией поглощается остаточная кора океана Тетис за счет сближения Африки — Аравии с Евразией. Процесс сближения продолжается уже около 80 млн лет.

Какие же дуги наблюдаются в Восточном Средиземноморье? Самая западная из них — Калабрийская, где литосфера Ионического моря поглощается под южным окончанием Италии (Калабрией). Эта зона субдукции полностью активна, сопровождается хорошо выраженной внутренней вулканической дугой в виде Липарских (Эоловых) о-вов в Тирренском море и мощной (5–7 км), но узкой аккреционной призмой, известной как Калабрийский вал. Океаническая область Тирренского моря рассматривается как задуговый бассейн в этой зоне субдукции. Зона Беньофа имеет глубину около 500 км [15, 18].

Восточнее располагается Эллинская (Эгейская) зона субдукции, которая характеризуется гигантской аккреционной призмой — Средиземноморским валом. Его длина достигает 1300 км, ширина — до 300 км, мощность аккрецированных осадков оценивается в 6–7 км [7, 28]. В качестве вулканической дуги здесь выступает южная часть арх. Киклады в Эгейском море с современными и молодыми вулканами. Один из таких вулканов — Санторин (Тира) — 3,5 тыс. лет назад в результате эксплозивного извержения уничтожил Мinoйскую цивилизацию. Бóльшая часть Эгейского моря представляет собой задуговый бассейн Эллинской зоны субдукции. Под ним субдуцирующий слэб прослежен на расстояние свыше 600 км [29]. В дуге активна только ее западная часть, где поглощается остаточная океаническая кора; в самом узком месте между Африкой (п-овом Киренаика) и Критом с середины плиоцена фиксируется стадия начальной коллизии [3, 9, 20, 22].

Самая восточная зона субдукции именуется Кипрской. Ее структурные элементы плохо выражены. Аккреционная призма в этой дуге отсутствует. До сих пор ведутся споры о принадлежности миоцен-четвертичного вулканизма южной Анатолии к субдукционному типу. Дуга в настоящее время не активна; замыкание зоны субдукции с востока на запад происходило с позднего миоцена по поздний плиоцен, в частности, из-за блокирования бывшего желоба крупным континентальным поднятием Эратосфена [23, 27].

В Западном Средиземноморье, в море Альборан, а также в Кадисском заливе на выходе в Атлантику давно были известны обширнейшие покровные единицы, возраст которых меняется от раннемиоценового в море Альборан до позднемиоценового в Кадисском зал. В последние годы в результате существенного прогресса в области глубокой сейсмологии было обнаружено, что покровы по своей структуре выглядят как классическая аккреционная

призма. Сейсмотомографическим методом был выявлен литосферный слэб, круто падающий к востоку. Отсюда было высказано предположение о существовании ограниченной по размерам зоны субдукции коры Атлантики под Гибралтар (Гибралтарская зона субдукции). Эта зона испытывала постепенный откат к западу [16, 24]. В такой интерпретации море Альборан является задуговым бассейном, и становится ясным его, казалось бы, странная история формирования и развития (чередование напряжений сжатия и растяжения на фоне общего продолжающегося сжатия), и обрел свою геодинамическую позицию миоценовый вулканизм Бетских Кордильер Испании, вызывавший долгие споры: он близок по природе к субдукционному. Выделявшиеся ранее покровы являются типичной аккреционной призмой.

Грязевой вулканизм явно недооценен литологами и седиментологами с точки зрения объемов накапливающихся продуктов и переработки осадочного разреза [1]. Грязевые вулканы выносят на поверхность огромные массы глубоколежащего осадочного материала, перераспределяя его и обеспечивая “седиментацию снизу вверх и по сторонам”.

Явление грязевого вулканизма в Средиземном море впервые было открыто итальянскими учеными еще в самом конце 70-х годов. Вскоре на Средиземноморском валу (аккреционной призме) было выделено четыре района проявления грязевого вулканизма: Кабблстоун-3 (Прометей), Панди-Цуккери (“Сахарный пирог”), Прометей-2 и Олимпи [10]. Все грязевые вулканы были обнаружены в сводовой части вала на глубинах от 1400 до 3000 м и включали по одному вулкану, за исключением района Олимпи в центральной части вала, где было обнаружено сгущение из шести куполов. В дальнейшем, во время рейсов НИС “Геленджик” и “Профессор Логачев” по программе ЮНЕСКО/ТТН в том же районе Олимпи с помощью локатора бокового обзора было обнаружено около двух десятков новых грязевых вулканов и доказано, что районы Олимпи и Прометей-2 составляют единую зону [22]. Были выявлены необычные формы проявления грязевого вулканизма, например, в виде грязевулканического плато Геленджик, состоящего из нескольких относительно мелких и тесно “сросшихся” куполов. Затем пришла очередь переинтерпретации данных локатора бокового обзора ГЛЮРИЯ. В первоначальной трактовке [5] многочисленные округлые пятна высокого обратного рассеяния на сонограммах рассматривались как выходы на поверхность дна закарстованных эвапоритов мессинского возраста (верхнего миоцена). Тщательное изучение мозаики сонограмм позволило предположить, что значительная часть этих “обнажений” может быть грязевыми вулканами [22]. Это предположение полностью подтвердилось в рейсе ТТН-4, когда на западе Средиземноморского вала была выявлена целая серия новых грязевых вулканов. Результатом работ было выделение “Диапирового пояса Средиземноморского вала”. Годом позже в пределах внутреннего фронта деформаций вала был открыт грязевулканический район, названный Поднятие ООН (в честь 50-летия ООН) [21]. В 1998–1999 гг. в международных рейсах французского судна “Аталанта” на валу многолучевым эхолотом было дополнительно зарегистрировано большое количество кольцевых структур, которые также могут быть грязевыми вулканами (к сожалению,

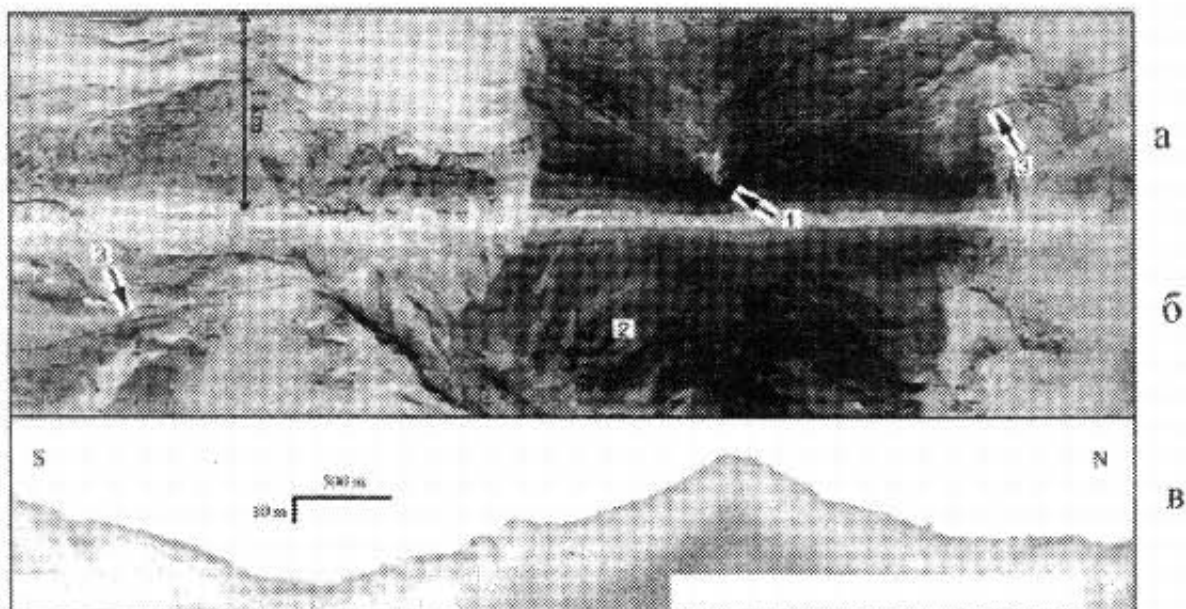


Рис. 2. Грязевой вулкан Новороссийск в западной части Средиземноморского вала (р-н Каблстоун). Получены с помощью глубоководного локатора бокового обзора МАК-1М Z: а, б — сонограмма (Масштаб вдоль и поперек сонограммы одинаков): 1 — кратер; 2 — потоки сопочной брекчии; 3 — телефонный кабель; в — донный профиль.

геологического опробования не было). В настоящее время в этом районе потенциально насчитывается около сотни грязевулканических структур. Древнейшие породы, обнаруженные в сопочной брекчии грязевых вулканов, датируются аптом.

Грязевые вулканы Средиземноморского вала имеют диаметр от 1,5 до 7 км и высоту от 100 до 250 м. Обнаружены как активные, так и погребенные вулканы, которые могут соседствовать друг с другом (рис. 2). На первых хорошо видны потоки разжиженной сопочной брекчии разных генераций. На вторых потоки почти не просматриваются, а на записях донного профилографа гомогенное тело грязевого вулкана перекрыто слоистыми современными осадками мощностью 5–15 м. Однако даже “потухшие” грязевые вулканы демонстрируют четко выраженные воронки выходов флюидов, т. н. “rockmarks”.

На стыке Эллинской и Кипрской дуг располагаются подводные горы Анаксимандра (рис. 1, 3). Эти горы, о природе которых также велись споры в течение долгих лет, как выяснилось, были отколоты рифтогенезом от смежного побережья Турции [32]. Они состоят из трех относительно самостоятельных частей: собственно гора Анаксимандра (западная), Анаксимена (южная) и Анаксагора (восточная). Горы Анаксимандра и Анаксимена разделены искривленной в плане грабенообразной долиной, чье дно покрыто флюидонасыщенными осадками, оплывающими как к северу, так и югу (так называемый “Великий оползень”; рис. 3). В пределах подводной горы Анаксагора в рейсе ANAXIPROBE/TTR-6 (1995 г.) было обнаружено семь грязевых вулканов, в числе которых крупнейший из известных в Средиземном море — Амстердам. Его диаметр составляет около 10 км. Присутствие еще десятка грязевых вулканов предполагается по данным акустической съемки

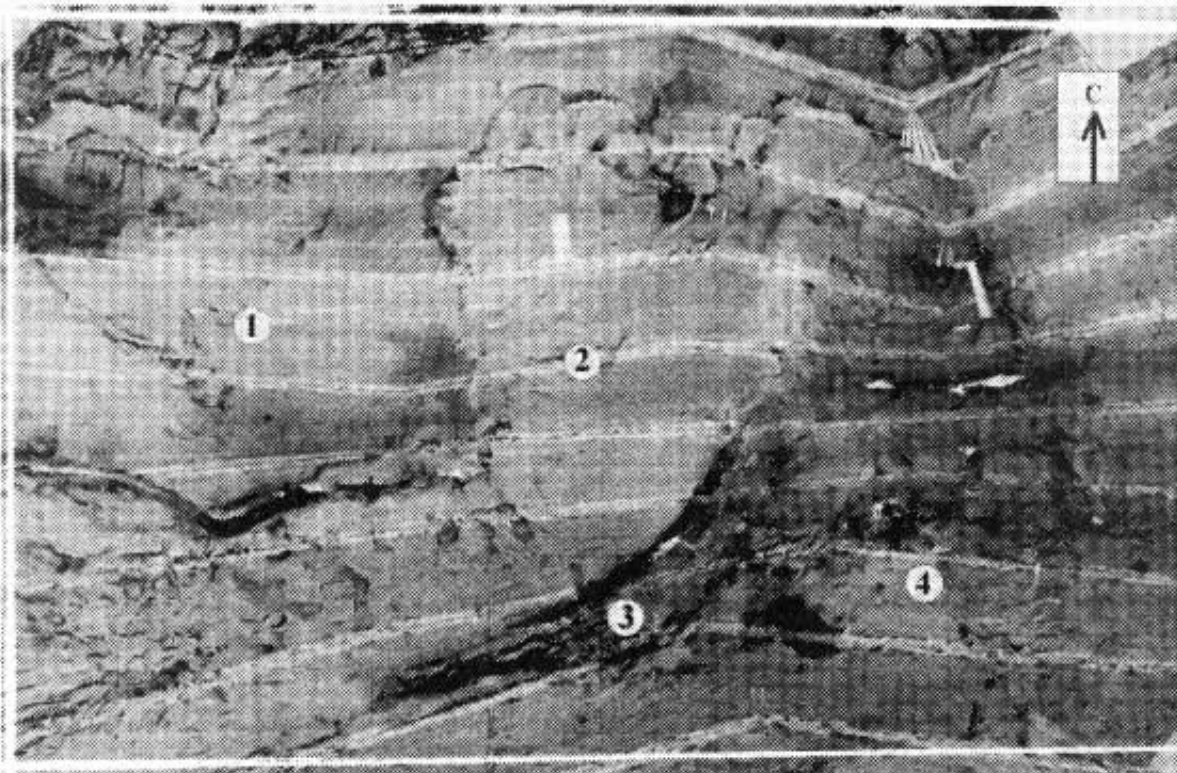


Рис. 3. Подводные горы Анаксимандра. Мозаика сонограмм локатора бокового обзора ОКЕАН: 1 — гора Анаксимандра; 2 — “Великий оползень”; 3 — гора Анаксимена; 4 — гора Анаксагора. Темные округлые пятна на горе Анаксагора — грязевые вулканы.

дна, проведенной через два года. Средний диаметр основания грязевых вулканов (без учета гиганта Амстердам) здесь составляет 1,2–1,4 км, высота — 30–40 м.

После отделения гор Анаксимандра от материковой Турции в самом конце мессинского века, с конца плиоцена весь этот участок дна стал испытывать мощное латеральное сжатие. Оно привело к появлению поверхностных линейных складок в бассейне Анталья, левостороннего смещения подводных вершин относительно друг друга и взбросо-надвигообразованию в бывшем желобе субдукции непосредственно южнее гор [3].

В последнее время опубликованы краткие сообщения о находке грязевых вулканов в районе конуса выноса Нила [12]. Экспедиция NAUTINIL&MIMES обнаружила на записях многолучевого эхолота многочисленные округлые в плане структуры, которые ждут своего опробования. Этот участок акватории моря Леванта подвержен мощным напряжениям латерального сжатия вследствие континентального столкновения Аравийского индентора с Евразией. Сонограммы морского дна здесь отчетливо демонстрируют систему параллельных правых сдвигов СЗ–ЮВ ориентировки с горизонтальной амплитудой смещения около 25 км [3].

Самым западным районом развития грязевого вулканизма и глиняного диапиризма является западная часть моря Альборан и Кадисский залив, разделенные Гибралтарским проливом, который обеспечивает связь Средиземного моря с Атлантикой.

Диapiroподобные структуры, обнаруженные в море Альборан на сейсмических разрезах еще в 70-х годах XX века, часто принимали за соляные купола, сложенные мессинской солью. Только после проведения бурения было доказано, что данные структуры образованы нижнемиоценовыми глинами. В 1999 г. в девятом рейсе программы TTR на западе моря Альборан были впервые обнаружены два грязевых вулкана, названные Гранада и Маракеш. В дальнейшем грязевые вулканы были выявлены в Кадисском заливе. В западной части моря Альборан к настоящему времени найдено семь грязевых вулканов (все они доказаны пробоотбором), а в Кадисском заливе насчитывается 25 вулканов, также подтвержденных пробоотбором, плюс 10 структур, не опробованных, но по морфологии сходных с грязевыми вулканами. Диаметр основания этих структур варьирует от нескольких сотен метров до 4 км. Все они приурочены к аккреционной призме Гибралтарской зоны субдукции. Древнейшие обломки пород в сопочной брекчии принадлежат позднему мелу [4]. Этот возраст, конечно, не отражает время начала формирования аккреционной призмы в данном районе, а говорит о возможном нижнем возрастном пределе океанических пород, вовлеченных в процесс аккреции.

Какие факторы влияют на процесс грязевого вулканизма (и глиняного диапиризма, поскольку они взаимосвязаны)? Во-первых, как уже говорилось, наличие мощных глинистых толщ в осадочном разрезе. Глины практически всегда присутствуют в океанических осадках. Глины, как известно, наилучшие сорбенты органического вещества, его преобразование в процессе диагенеза и катагенеза приводит к генерации, в первую очередь, метана из рассеянного органического вещества. Во-вторых, происходит дегидратация глинистых минералов, и на отдельных глубинных уровнях глинистое вещество разжижается. Флюиды поступают в поровое пространство глин (объем которого достигает 60%). При этом поры являются замкнутыми, но при увеличении внутриформационного давления происходит гидроразрыв, флюидизированные осадки устремляются вверх, в область меньших давлений.

Именно такие условия характерны для аккреционных призм (Средиземноморский вал, Гибралтарская, Барбадосская, Нанкай и др.). Грязевой вулканизм — типичное явление для большинства из них, поскольку литостатическое давление в них сочетается с мощным латеральным стрессом.

В Средиземном море грязевой вулканизм в максимальном своем проявлении обнаружен на Средиземноморском вале, но отсутствует на Калабрийском. Объяснение кроется в том, что на сводовой части Средиземноморского вала мессинские эвапориты или очень маломощны, или вообще отсутствуют [22]. В то же время в пределах Калабрийского вала мессинские эвапориты часто превышают по мощности 1 км и в силу своей пластичности способны “запечатать” многочисленные разломы аккреционной призмы, тем самым предотвращая доступ продуктам извержения ко дну моря.

При отсутствии аккреционных призм (в данном случае имеется в виду море Леванта и горы Анаксимандра) латеральное сжатие также предоставляет благоприятные обстановки для развития грязевого вулканизма.

Таким образом, на примере Средиземного моря показано, что при прочих равных условиях латеральное сжатие в значительной степени

стимулирует развитие грязевого вулканизма. Очевидно, это условие не является единственно необходимым. Например, для Западно-Черноморской впадины, находящейся в состоянии слабого растяжения, тем не менее, характерны проявления грязевого вулканизма вследствие наличия мощного осадочного чехла и соответствующего чисто литостатического давления.

1. *Ахманов Г. Г., Лимонов А. Ф.* Грязевулканические отложения: генетические признаки и роль в осадконакоплении // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4 Геология. — 1999. — № 6. — С. 17–23.

2. *Богданов Н. Ф., Хаин В. Е., Чехович В. Д. и др.* Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря, масштаб 1:5 000 000. — М.: РАН. — 1994. — 78 с.

3. *Лимонов А. Ф.* Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время: автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. — М.: МГУ, 1999. — 51 с.

4. *Сауткин А. П.* Известковый нанопланктон из отложений грязевых вулканов и осадочного чехла моря Альборан и залива Кадис (Западное Средиземноморье) и его стратиграфическое значение: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. — М.: МГУ, 2005. — 26 с.

5. *Belderson R. H., Kenyon N. H., Stride A. H.* Local submarine salt-karst formation on the Hellenic Outer Ridge, Eastern Mediterranean // *Geology*. — 1978. — 6. — P. 716–720.

6. *Buroz J.* Contribution to geodynamic synthesis of the Provencal Basin (north-western Mediterranean) // *Mar. Geol.* — 1984, 55. — P. 247–269.

7. *Camerlenghi A., Cita M. B., Hieke W., Ricchiuto T.* Geological evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1992. — 109. — P. 493–504.

8. *Cernobori L., Hirn A., McBride J. H. et al.* Crustal image of the Ionian Basin and its Calabrian margin // *Tectonophysics*. — 1996. — 264. — P. 175–189.

9. *Cita M. B., Camerlenghi A.* The Mediterranean Ridge as an accretionary prism in collision context // *Mem. Soc. Geol. It.* — 1992. — 45. — P. 463–480.

10. *Cita M. B., Camerlenghi A., Ebra E. et al.* Discovery of mud diapirism on the Mediterranean Ridge. A preliminary report // *Boll. Soc. Geol. It.* — 1989. — 108. — P. 537–543.

11. *De Voogt B., Truffert C., Chamot-Rooke N. et al.* Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise) // *Geophys. Journ. Int.* — 1992. — 109. — P. 536–552.

12. *Dupre S. W., Woodside J., Klaucke I. et al.* Multi-scale seafloor mapping of active seep-related structures, offshore Egypt / CIESM Workshop, Bologna Working document, 2005. — P. 42–48.

13. *Finetti I.* Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean // *Boll. Geofiz. Teor. Appl.*, 1982. — XXIX. — No 96. — P. 247–312.

14. *Finetti I.* Structure and evolution of the Central Mediterranean (Pelagian and Ionian seas) / *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (ed. by D. J. Stanley, F.-C. Wezel). — N. Y.: Springer, 1985. — P. 215–230.

15. *Finetti I., Del Ben A.* Geophysical study of the Tyrrhenian opening // *Boll. Geofiz. Teor. Appl.* — 1986. — XXVIII. — No 110. — P. 75–154.

16. *Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.-P. et al.* Evidence for active subduction beneath Gibraltar // *Geology*. — 2002. — 30. — No 12. — P. 1071–1074.

17. *Hirn A., Sachpasi M., Siligi R. et al.* A traverse of the Ionian Islands front with coincident normal incidence and wide-angle seismic // *Tectonophysics*. — 1996. — 264. — P. 35–49.

18. *Kastens K. A., Mascle J.* ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. Insight into passive margin and back-arc basin evolution // *Geol. Soc. Amer. Bull.* — 1988. — 100. — P. 1140–1156.

19. *Krasheninnikov V. A., Hall J. K.* Geological Structure of the Northwestern Mediterranean (Cruise 5 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov). — Jerusalem: Historical Production, 1994. — 394 p.

20. *Lallemant S., Truffet C., Jolivet L. et al.* Spatial transition from compression to extension in the western Mediterranean Ridge accretionary complex // *Tectonophysics*. — 1994. — 234. — P. 33–52.
21. *Limonov A. F., Ivanov M. K., Foucher J.-P.* Deep-towed side-scan survey of the United Nations Rise, Eastern Mediterranean // *Geo-Mar. Lett.* — 1998. — 18. — P. 52–66.
22. *Limonov A. F., Woodside J. M., Cita M. B., Ivanov M. K.* The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background // *Mar. Geol.* — 1996. — 132. — No 3/4. — P. 7–20.
23. *Limonov A. F., Woodside J. M., Ivanov M. K. (Eds.)*. Mud Volcanism in the Mediterranean and Black Seas and Shallow Structure of the Eratosthenes Seamount. *Init. Res. of the Geol. and Geophys. Investigations during the Third UNESCO-ESF/TTR Research Cruise of R/V Gelendzhik (June — July 1993)*. — Paris: UNESCO Reports in Marine Science, 1994. — No 66. — 173 p.
24. *Lonergan L., White N.* Origin of Betic-Rif mountain belt // *Tectonics* — 1997. — 16. — No 3. — P. 504–522.
25. *Makris J., Stobbe C.* Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean deduced from geophysical data // *Mar. Geol.* — 1984. — 55. — No 3/4. — P. 347–363.
26. *Rehault J.P., Moussat E., Closs H.* Structural evolution of the Tyrhennian back-arc basin // *Mar. Geol.* — 1987. — 74. — P. 123–150.
27. *Robertson A. H. F., Kidd R. B., Woodside J. M. et al.* Eratosthenes Seamount: collision processes in the easternmost Mediterranean in relation to Plio-Quaternary uplift of southern Cyprus // *Terra Nova*. — 1995. — 7 — No 2. — P. 254–264.
28. *Schulz H.-M., Emeis K.-C., Volkmann N.* Organic carbon provenance and maturity in the mud breccia from the Napoli mud volcano: indicators of origin and burial depth // *Earth. Planet. Sci. Lett.* — 1997. — 147. — P. 141–151.
29. *Spakman W., Wortel M. J. R., Vlaar N. J.* The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implication // *Geophys. Res. Lett.* — 1988. — 15. — P. 60–63.
30. *Vigliotti L., Langenheim V. E.* When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results // *Terra Nova*. — 1995. — 7. — No 4. — P. 424–435.
31. *Woodside J.M.* Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea // *Mar. Geophys. Res.* — 1977. — 3. — P. 317–354.
32. *Woodside J. M., Ivanov M. K., Limonov A. F. et al.* Shallow gas and gas hydrates in the Anaximander Mountains region, Eastern Mediterranean Sea / *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climatic Change*. — Geol. Soc. London Spec. Publ., 1998. — No 137. — P. 177–193.

На прикладі Середземного моря показано, що найсприятливішим режимом для розвитку грязьового вулканізму є латеральне стиснення за умов наявності у потужному осадовому розрізі пластичних глинистих товщ. Такий режим є характерним для акреційних призм зон субдукції та інших станів стиснення, пов'язаних з конвергенцією літосферних плит. Проте в деяких випадках (Західно-Чорноморська западина) суто літостатичне навантаження спроможне спричинити явище грязьового вулканізму.

Taken the Mediterranean Sea as an example, it is shown that the lateral stress provides the most favourable conditions for development of mud volcanism. These conditions are realized with the presence of thick plastic clay members in the sedimentary sequence. Such a tectonic regime is characteristic of accretionary prisms and other compressional environments, related to convergence of lithospheric plates. However, in some cases (e. g. the West Black Sea Basin) the purely geostatic loading is able to produce the analogue phenomenon.