

УДК 550.3

О ВЗАИМОСВЯЗИ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА НА ПРИМЕРЕ ГОРЫ КАРАБЕТОВА (ТАМАНСКИЙ П-ОВ)

© 2017 г. А. Н. Овсяченко*, А. Л. Собисевич, А. И. Сысолин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

**E-mail: ovs@ifz.ru*

Поступила в редакцию 31.03.2016 г.

Приводятся результаты изучения приповерхностного и глубинного строения грязевого вулкана горы Карabetова. На основе прямых наблюдений в специально пройденной канаве, обнажениях и по структурно-геоморфологическим данным получены структурно-кинематические характеристики зоны разлома, к которой приурочен грязевой вулкан. Смещения современной почвы, покровных отложений и выражение в рельефе свидетельствуют о высокой современной подвижности разлома, а закономерные структурные парагенезы — о первично тектонической природе смещений, обусловленной региональным полем напряжений.

Ключевые слова: грязевые вулканы, гора Карabetова, активная тектоника, глубинное строение

DOI: 10.7868/S000233371704007X

ВВЕДЕНИЕ

Давно известно, что грязевой вулканизм тесно связан с современными тектоническими процессами. Это загадочное явление уже несколько сотен лет привлекает внимание исследователей в связи с поиском углеводородов, изучением глубинного строения и разнообразных процессов в недрах Земли. В последнее время все больший интерес вызывает инженерная оценка опасности грязевого вулканизма и даже использование при прогнозе землетрясений.

За последние сто лет наметилось несколько основных тенденций в изучении грязевого вулканизма. Выявлена тесная генетическая связь грязевых вулканов, нефтегазовых месторождений и диапировых антиклинальных складок, представляющих собой результат выдавливания пластичных глин с глубины и протыкания ими верхних слоев осадочного чехла [Губкин, Федоров, 1938]. С точки зрения прогноза нефтегазоносности несомненный практический интерес представляет тенденция к скапливанию углеводородов в сводах антиклинальных складок, где их давление достигает максимальной величины, что может приводить к возникновению и грязевых вулканов и нефтегазовых месторождений [Белоусов, Яроцкий, 1936; Якубов и др., 1980]. Разломы в грязевулканических процессах рассматриваются не только как подводящие каналы, — зоны транзита флюидов из глубинного резервуара к поверхности [Шнюков и др., 1986], но и как причина обра-

зования сопочных брекчий вследствие тектонических перемещений вдоль диапиров и надвигов [Архангельский, 1925; Шатский и др., 1929].

Считается, что деятельность грязевых вулканов тесно связана с сейсмотектоническими процессами в земной коре, уже хотя бы потому, что грязевулканические провинции расположены в сейсмоактивных районах. Не является исключением и Таманский п-ов. Однако, выявленная тесная статистическая связь сейсмичности и грязевого вулканизма [Панахи, 1998; Mellors et al., 2007; и др.], в большинстве случаев обусловлена выведением из равновесия метастабильной системы “вода—порода—газ” в верхней части подводящего канала в результате внешних сейсмических воздействий [Ershov, 2012]. Более тесная связь грязевого вулканизма с сейсмотектоническими процессами выявлена в Северных Апенниннах, где после слабого землетрясения 24.11.2001 с $M_w = 4.7$ произошел грязевулканический выброс флюидов перенасыщенных CO_2 . Было сделано предположение, что косейсмический разрыв вскрыл полость, в которой происходило накопление флюидов под высоким давлением, а после толчка разломы послужили подводящими каналами для постсейсмического переноса флюидов, в ходе которого и были мобилизованы продукты извержения грязевого вулканизма [Bonini, 2009].

Дегазация (при преобладании метана) играет весьма существенную роль в деятельности грязевых вулканов. Вариации химического и изотоп-



Рис. 1. Обзорная схема расположения грязевого вулкана горы Карабетова.

ного состава грязевулканических газов Таманского п-ова столь велики, что свести их образование к единой схеме не удастся [Киквадзе и др., 2014]. Газы образуются на различных глубинах, охватывая как приповерхностные осадки, так и глубокие горизонты земной коры, что было выявлено уже при первых геохимических исследованиях в Керченско-Таманском регионе [Белюсов, Яроцкий, 1936]. Интенсивность грязевулканической деятельности определяется не только дебитом газов, но и гидрогеологическим режимом. Избыточные давления флюидов в мощных толщах глин могут формироваться в результате разуплотнения за счет фазовых преобразований глинистых минералов под воздействием высоких температур и давлений [Холодов, 2002]. Эти процессы неизбежно вызывают локальное возмущение поля напряжений и разрушение в некотором объеме, что с физической точки зрения отражает сходство грязевулканического очага с очагом тектонического землетрясения [Собисевич и др., 2005]. Разница между ними очевидна и заключается в том, что грязевулканические очаги возникают в условиях, способствующих постоянному снятию напряжений.

Один из самых ярких и активных вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции расположен на горе Карабетова (рис. 1). Своими взрывными извержениями он периодически демонстрирует всю мощь этого, на первый взгляд безобидного природного явления. Извержения вулкана происходили в 1818, 1821, 1832, 1835, 1853, 1856, 1907, 1908, 1952, 1982 гг. [Белюсов, Яроцкий, 1936; Шнюков и др., 1986]. Последнее взрывное извержение вулкана состоялось 6 мая 2001 г. Оно сопровождалось сильным гулом, выбросами пламени и столбов дыма и пыли [Бо-

гатиков и др., 2003]. Вокруг центра извержения были разбросаны крупные куски глины, обожженной до кирпично-красного шлака, а на поверхности грязевулканического плато образовалась система трещин, имеющих много общего с тектоническими разрывами [Кухарев и др., 2002; Овсяченко, 2005]. Столь яркие проявления открывают возможность составить представление о связи грязевулканической деятельности с тектоническими процессами. Этому способствуют материалы изучения глубинного строения горы Карабетова методом микросейсмического зондирования [Собисевич и др., 2008], а также результаты полевых геологических исследований специально проведенных в 2015 г.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ГОРЫ КАРАБЕТОВА

Тектоническое строение Таманского п-ова во многих аспектах дискуссионно в связи с плохой обнаженностью, мощным осадочным чехлом и немногочисленностью надежных данных о глубинном строении. На геодинамическую природу основных геологических структур высказываются противоположные точки зрения и, как следствие, используются очень разные модели тектонического устройства. В связи с этим сильно различны и представления о тектонической позиции грязевых вулканов региона.

Основной особенностью Керченско-Таманского региона является наличие многокилометровой, преимущественно глинистой толщи кайнозойских осадков, собранных в линейные антиклинальные гряды и пологие синклинальные понижения (рис. 1). Толща кайнозойских осадков молассовой формации накопилась в условиях

прогиба вдоль окраины зарождающихся орогенных сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа. В позднем миоцене регион был вовлечен в складчатые деформации, а в четвертичном периоде получил выражение в виде возвышенности, объединившей Крым и Кавказ в единую гряду орогенических поднятий [Несмеянов, Измайлов, 1995]. Многие из складок Тамани деформируют отложения вплоть до самых молодых, что свидетельствует о продолжении их роста до настоящего времени. По основным показателям уровень современной тектонической активности Керченско-Таманского региона аналогичен Горному Крыму и Большому Кавказу, а отсутствие горного рельефа объясняется тем, что глинистые толщи не в состоянии удерживать контрастный рельеф [Юдин, 2011].

Олигоцен-ранемиоценовая майкопская серия, сложенная флюидонасыщенными глинистыми осадками, определила стиль тектонических деформаций Таманского п-ова. Мощность серии достигает 6 км [Корсаков, Зарубин, 2001]. На юге Таманского п-ова по подошве майкопской серии выделяется Керченско-Таманский прогиб. Кровля домезозойского фундамента в пределах прогиба по данным разных авторов залегает на глубинах 10–12 км [Соллогуб и др., 1987] или 9–11 км [Туголесов и др., 1985]. На севере Таманского п-ова, по относительно неглубокому залеганию мезозойских пород, выделяется Приазовское поднятие. Структура осадочного чехла в пределах Приазовского поднятия в общих чертах согласуется со структурой подошвы майкопской серии. В Керченско-Таманском прогибе по сейсморазведочным данным обнаруживается несоответствие структуры подошвы и кровли майкопских отложений [Корсаков, Зарубин, 2001]. Количество складок в подошве майкопской серии здесь значительно меньше чем в кровле. Не совпадает также и положение осевых поверхностей складок на разных уровнях разреза.

Пологие куполовидные возвышенности, вытянутые в гряды, являются поверхностным выражением складчатой структуры региона. Ориентированные в близширотном направлении, они образуют девять холмистых гряд, между которыми расположены плоские низменности, соответствующие широким синклинальным понижениям [Шарданов, 1962]. Выраженные возвышенностями складки имеют общие черты, представляя собой овальные в плане брахиантиклинали по большей части диапирового типа, в ядрах которых обнажаются сильно перемятые глинистые отложения майкопской серии, протыкающие более молодые слои. Большинство грязевых вулканов Таманского п-ова обнаруживает четкую структурную приуроченность к осям таких антиклинальных складок (см. рис. 2).

Подстилающие майкопскую толщу породы эоценового и более древнего возраста не участвуют в диапиризме, а смяты в пологие антиклинальные складки, в осевой части часто нарушенные разломами [Пустильников, Чекунов, 1969]. На временных сейсмических разрезах выявлен различный наклон крыльев складок на разных уровнях разреза. Так, углы падения майкопских отложений в сводах диапировых складок достигают 80° – 90° , тогда как в эоцен-верхнемеловых – 30° – 40° .

В целом, можно отметить усложнение складчатой структуры снизу вверх за счет проявления диапиризма на неогеновом срезе, где развиты узкие гребневидные складки, разделенные широкими синклиналями. Разрывные нарушения на современном эрозионном срезе Таманского п-ова практически отсутствуют, за исключением коротких разрывов в пределах антиклинальных гряд [Корсаков, Зарубин, 2001]. Важной особенностью строения антиклинальных гряд является эшелонированное расположение брахиантиклиналей в их пределах. Это отчетливо проявлено в строении Карабетовской антиклинальной гряды, где наблюдается группирование локальных антиклинальных складок северо-восточной ориентировки в эшелонированный ряд субширотного простирания. Карабетовский грязевой вулкан приурочен к локальной брахиантиклинали на западном окончании этой гряды.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Грязевой вулкан горы Карабетова представляет собой округлое плато, расположенное на вершине пологой куполообразной возвышенности (рис. 3). Плато целиком сложено сопочной брекчией, а на его поверхности разбросаны грифоны, сальзы и небольшие соленые озера. Взрывное извержение 2001 г. произошло на юго-западе плато.

В результате извержения 2001 г. на поверхности плато образовалась сложно построенная система поверхностных разрывов, обнаруживающих большое сходство с сеймотектоническими (рис. 4). Сходство заключается в морфологии, импульсном характере подвижки и смещениях земной поверхности с устойчивой кинематикой вдоль всей магистральной системы разрывов. Основными элементами этой системы являются эшелонированные ряды открытых разрывов. Главный эшелонированный ряд имеет СВ ориентировку. Отдельные разрывы длиной до 30 м, образующие эту систему, открыты на 0.3–0.5 м, и образуют левосдвиговый эшелон. Амплитуда левого сдвига, измеренная по смещению микроформ рельефа, составила 0.2–0.3 м [Овсюченко, 2005].

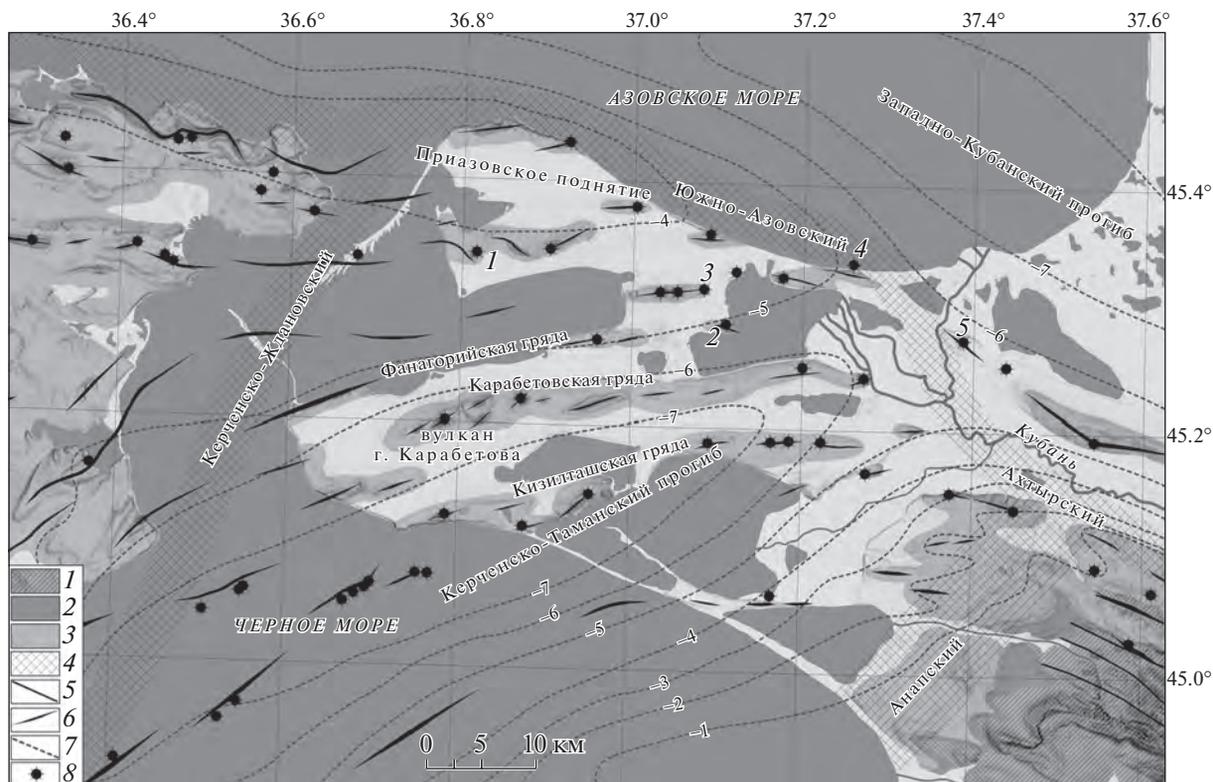


Рис. 2. Тектоническая схема Таманского п-ова. Составлена с использованием данных: [Самулева и др., 1970; Шнюков и др., 1981; 1986; Мейснер, Туголесов, 1998; Корсаков, Зарубин, 2001; Корсаков и др., 2009].

1 – складчатый комплекс Большого Кавказа (мел-палеогеновые отложения); 2 – майкопская серия (олигоцен–нижний миоцен); 3 – неогеновые (верхнемиоцен–плиоценовые) отложения; 4 – зоны крупнейших глубинных разломов по геофизическим данным; 5 – основные разломы; 6 – оси антиклинальных складок, деформирующих верхнемиоцен–плиоценовые отложения; 7 – изолинии подошвы майкопской серии (км); 8 – грязевые вулканы. Упоминаемые в тексте грязевые вулканы: 1 – г. Горелой; 2 – Бориса и Глеба; 3 – Ахтанизовский; 4 – Голубицкий; 5 – Миска.

Вдоль разрывов 2001 г. оказались обновлены заплывшие линейные ложбины и уже существовавшие валы, прослеживаемые вдоль всего грязевулканического плато, которые, очевидно, являются следами прежних катаклизмов (рис. 5). Основная система разрывов вытянута в СВ направлении на 1,2 км (рис. 6). Валы, по которым наблюдается сдвигание почвенного покрова, имеют высоту до 1 м и ЗСЗ простирание – 275° – 285° . Ложбины имеют СВ ориентировку – 30° – 50° . Короткие линейные валы и ложбины выстраиваются в эшелонированную систему, представляя собой аналогию сегментов сжатия и растяжения вдоль левосдвигового разрыва. За исключением одного участка, система разрывов развита в пределах грязевулканического плато. На западном окончании системы наблюдаются поперечные разрывы ССЗ простирания.

В западном направлении, на простирании поверхностных разрывов грязевулканического плато г. Караетова, в породах сарматского яруса миоцена прослеживается тектонический разрыв с разнонаправленными бороздами скольжения

(рис. 7). Он вытянут вдоль глубоко врезанной, спрямленной балочной долины ВСВ простирания, в днище и бортах которой расположено четыре небольших действующих грязевых грифона. Разрыв приурочен к ядру диапировой антиклинали, сложенной неслистыми, закаленными, крепкими глинами. На крыльях складки круто залегают зеленовато-серые глины с раздробленными прослоями мергелей, сцементированными в рыхлую тектоническую брекчию.

Западнее, на простирании разрыва протягивается извилистый уступ высотой до 2 м, приуроченный к основанию крутого южного склона Нефтяной горы (рис. 8). Уступ сопровождается серией ложбин, резко выделяющихся среди окружающей степи красноватой растительностью, характерной для грязевых вулканов и соленых источников. Временные водотоки выше уступа имеют врезанные сухие русла, а у подножия уступа происходит отложение конусов выноса, что указывает на его постоянное подрастание. Уступ имеет ВСВ простирание. Нефтяная гора образована антиклиналью, в сводовой части которой

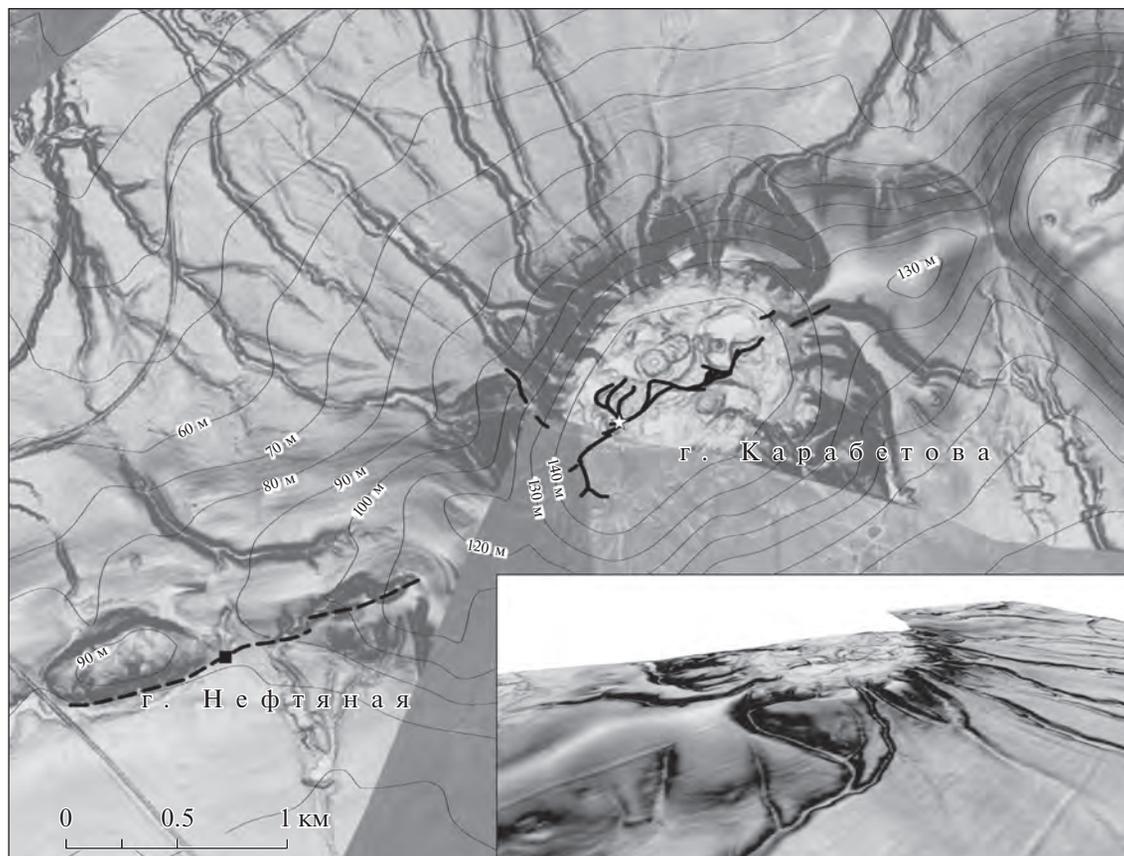


Рис. 3. Схема морфотектоники района г. Карабетова, построенная на основе материалов лазерного сканирования, выполненного ЗАО «НИПИ «ИнжГео» и космического снимка (<http://geoportalsomz.ru/coverages>).

Сплошными линиями показаны поверхностные разрывы (линейные валы и ложбины), штриховыми — зона разлома, прослеженная в молодых и коренных отложениях, квадратом — канава, звездочкой — центр взрывного извержения 2001 г. На врезке — трехмерная модель рельефа грязевулканического плато г. Карабетова.



Рис. 4. Поверхностные разрывы, образовавшиеся в результате взрыва горы Карабетова 6 мая 2001 г. Фото 2003 г. [Овсюченко, 2005].



Рис. 5. Линейные валы (слева) и ложбины (справа), укладываемые в закономерную систему разрывов на поверхности грязевулканического плато горы Карabetова. Фото 2015 г.

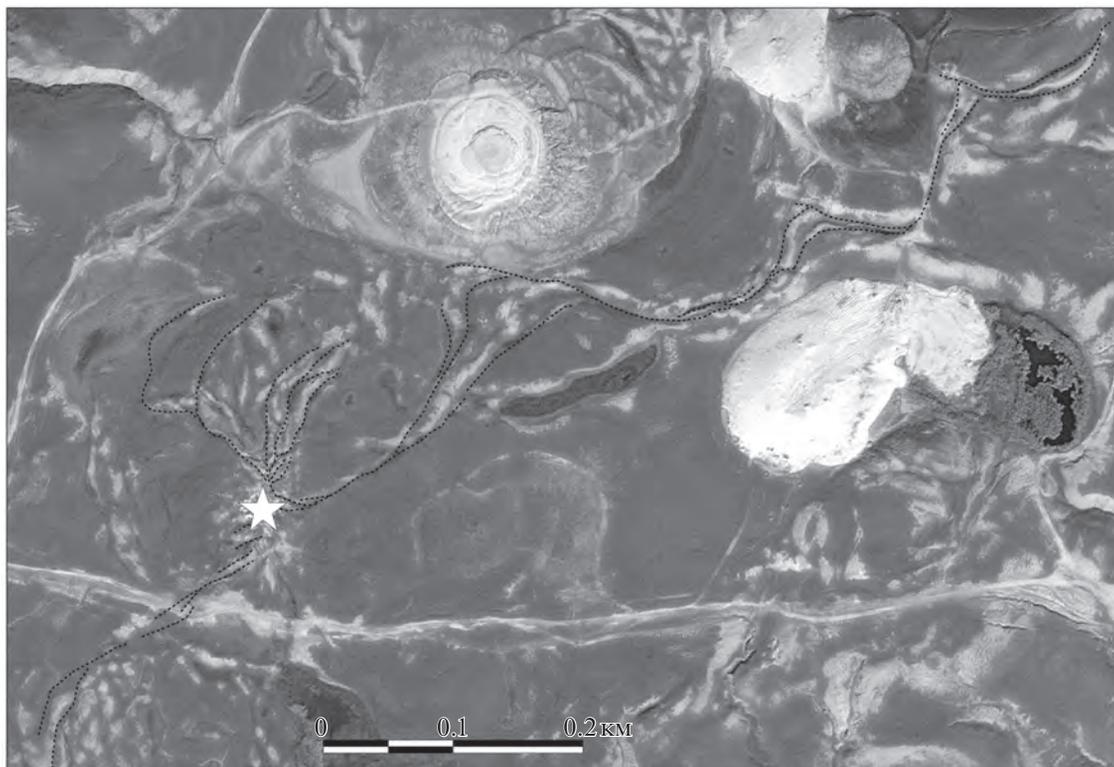


Рис. 6. План разрывов (пунктирные линии) на поверхности грязевулканического плато горы Карabetова. Основа – космический снимок (http://server.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Imagery/MapServer/tile/). Звездочкой показан центр взрывного извержения 2001 г.

темно-серые глины с прослоями мергелей и известняков чокракского и караганского ярусов миоцена прорваны глинами майкопской серии. На вершине возвышенности наблюдается лишь один небольшой действующий грифон, из которого сочится нефть.

Внутреннее строение уступа было изучено в канаве, пройденной вкrest его простирания (рис. 9, рис. 10). Под маломощным суглинистым покровом вскрыты перемятые глинистые отложения майкопской серии с запахом нефти и сильно деформированными фрагментами прослоев



Рис. 7. Борозды скольжения вдоль плоскости тектонического разрыва в миоценовых отложениях.



Рис. 8. Тектонический уступ (между стрелками) в южном подножии Нефтяной горы.

песчаников. Глины нарушены разрывами взбросо-надвигового типа, которые имеют пологое (20° – 45°) падение в северном направлении. Они изгибают подошву покровных суглинков, а в двух случаях разрывают и почвенный покров, выходя на дневную поверхность. К бровке уступа приурочен диапир шириной около 2 м сложенный го-

лубыми, пластичными глинами с сильным запахом сероводорода. Он имеет пространственные параметры аналогичные разрывам взбросо-надвигового типа. Можно полагать, что диапир развит вдоль основного сместителя, представляя собой зону нагнетания пластичных глин. К югу от нее, в опущенном крыле, резко нарастает мощ-

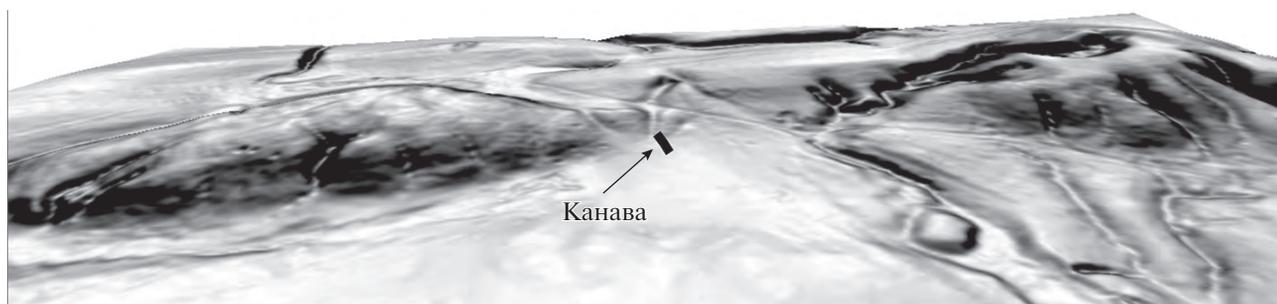


Рис. 9. Трехмерная цифровая модель рельефа района проходки канавы, построенная на основе материалов лазерного сканирования, выполненного ЗАО «НИПИ «ИнжГео».

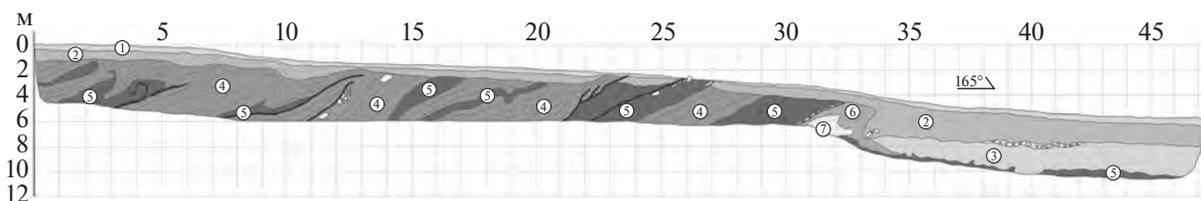


Рис. 10. Зарисовка стенки канавы пройденной вкрест простирания тектонического уступа в южном подножии Нефтяной горы: 1 – почвенный покров (серозем); 2 – светло-серые пылеватые покровные суглинки; 3 – переотложенные буровато-коричневые, тяжелые, тугопластичные суглинки с щебнем и дрсевой песчаников; 4 – черные аргиллиты с примазками ярозита и запахом нефти, штриховыми линиями показана слоистость (майкопская серия); 5 – черные, темно-серые пластичные слоистые глины (майкопская серия); 6 – пестрые (бурые, голубые) глины с щебнем, дрсевой песчаников и примазками охры; 7 – голубые, пластичные глины с запахом сероводорода. Черные линии – сместители с плоскостями скольжения.

ность покровных суглинков. Здесь они содержат многочисленные обломки песчаников и фрагменты глин и аргиллитов, переотложенные с поднятого крыла. Четкая стратификация, за исключением одной обломочной линзы разделяющей тугопластичные и пылеватые суглинки, в переотложенных слоях отсутствует. Отсутствуют и погребенные палеопочвы, что свидетельствует о медленном характере движений по разлому, без резких вертикальных подвижек. В то же время, смещения современной почвы и покровных отложений свидетельствует о высокой современной подвижности разлома.

Таким образом, в подножии Нефтяной горы разломная зона шириной не менее 35 м приурочена к южному крылу диапировой складки, где имеет ВСВ простирание и пологое падение на север. Помимо медленного роста северного крыла зона разлома демонстрирует признаки современного сжатия и выдавливания пластичных глин с сероводородом. Восточнее она протягивается уже в осевой части грязевулканической постройки горы Карабетова. Здесь короткие линейные валы и ложбины выстраиваются в эшелонированную леводвиговую систему СВ ориентировки. В результате взрывного извержения 2001 г. вдоль этих форм рельефа возникли импульсные разрывы дневной поверхности. Смена надвиговой кинематики смещений на сдвиговую происходит закономерно, при изменении ориентировки с ВСВ у подножия Нефтяной горы, на СВ в пределах горы Карабетова. Такие взаимоотношения свидетельствуют о первично тектонической природе смещений по разломной зоне, обусловленной региональным полем напряжений.

материки смещений на сдвиговую происходит закономерно, при изменении ориентировки с ВСВ у подножия Нефтяной горы, на СВ в пределах горы Карабетова. Такие взаимоотношения свидетельствуют о первично тектонической природе смещений по разломной зоне, обусловленной региональным полем напряжений.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ГОРЫ КАРАБЕТОВА

Для познания глубинного строения горы Карабетова чрезвычайно важны результаты экспериментальных исследований методом микросейсмического зондирования (ММЗ) [Собисевич и др., 2008]. На глубине примерно 800–1500 м была выявлена низкоскоростная зона изометричной формы, резко контрастирующая с окружающим пространством, которую можно увязать с приповерхностным флюидным резервуаром. Ниже, в интервале 2–3 км низкоскоростная зона имеет крутое падение на север. Область питания выявлена на глубине 4.5–9 км. Ниже контрасты сейсмических скоростей S -волн проявлены не так ярко, однако аномалия, ассоциируемая с областью питания, продолжается до глубины примерно 15 км (рис. 11).

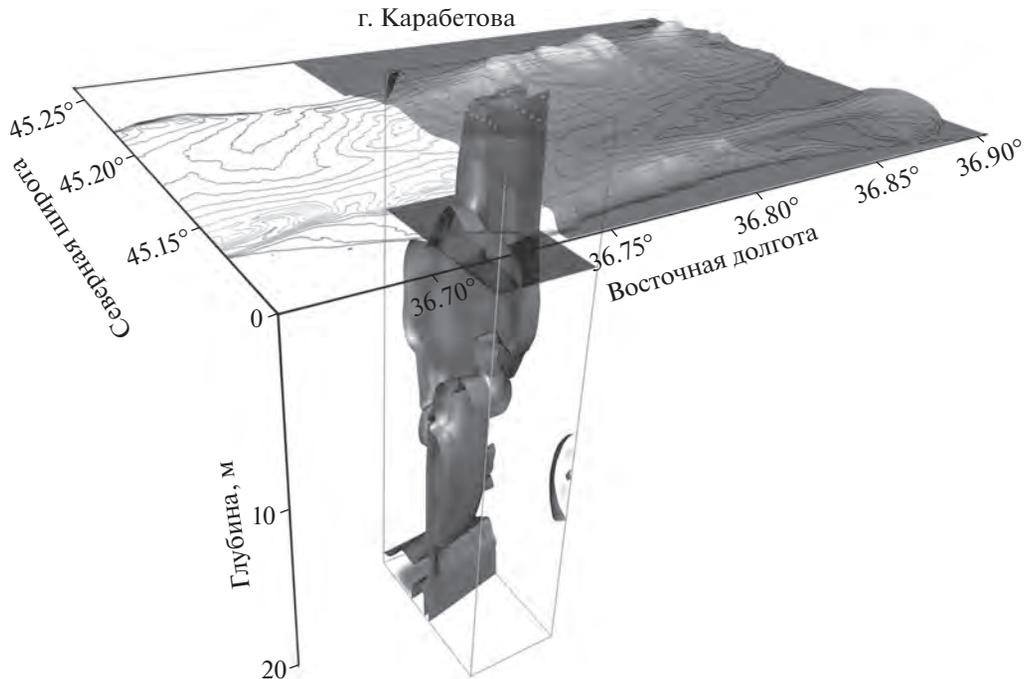


Рис. 11. Объемное представление флюидоподводящих структур грязевого вулкана горы Карabetова по результатам обработки трех геофизических профилей [Собисевич, 2012].

Проведенные теоретические исследования процессов истечения вязкой газонасыщенной грязебрекчии для различных режимов извержения грязевого вулкана [Жостков, Собисевич, 2013], а также совместная интерпретация результатов экспериментальных геофизических исследований, изотопной и гидрохимической геотермометрии с последующим математическим моделированием, позволяют получить комплексные оценки глубин залегания резервуаров жидких и газообразных грязевулканических флюидов [Ершов и др., 2015] и предложить рабочую гипотезу грязевулканической деятельности для исследуемого объекта.

Обратимся к рис. 11, где представлены результаты обработки данных трех геофизических профилей, пересекающих антиклинальную структуру и приуроченную к ней вулканическую постройку в меридиональном направлении. В трех вертикальных геофизических разрезах по значениям контрастов сейсмических скоростей, оконтуривающим флюидопроницаемые породы проведена изоповерхность, дающая представление о пространственной конфигурации питающей системы грязевого вулкана. На глубинах от 25 до 12 км прослеживается достаточно узкий питающий канал, переходящий выше в область промежуточного накопления грязебрекчии, которая затем вновь переходит в субвертикальный канал доставки продуктов извержения непосредственно к дневной поверхности. Условная граница между

областью накопления и близповерхностным питающим каналом может быть отнесена к глубине порядка 5 км (показана на рис. 11 горизонтальным сечением трехмерной модели). Предполагается, что поступление глинистых флюидонасыщенных масс из области промежуточного накопления в питающий канал в период подготовки и собственно извержения происходит неравномерно и может сопровождаться, в том числе и тектоническими смещениями по разлому. Эта структурная особенность глубинного строения грязевого вулкана горы Карabetова в значительной степени определяет взрывной характер его деятельности. В то же время, отдельные элементы питающей системы проявляются в юго-восточной части вулканической постройки и действуют практически постоянно в режиме свободного истечения жидкой грязебрекчии.

Известно, что чередование мощных взрывных извержений и периодов относительного покоя (свободного истечения грязебрекчии) во многом определяется особенностями газогенерации в недрах [Войтов и др., 2004; 2005]. Дальнейшие комплексные геолого-геофизические полевые исследования, в том числе наблюдения за газовым и температурным режимами истечения грязевулканических продуктов могут подтвердить, уточнить, либо опровергнуть предложенную гипотезу.

Таким образом, корни грязевого вулкана горы Карabetова уходят почти вертикально вниз до

больших глубин, проникая в мезозойские отложения и ниже. Газоносность глубоких горизонтов Таманского п-ова демонстрируется мелким Фонталовским месторождением газа. Оно расположено в области относительно неглубокого залегания мезозойских пород, на Приазовском поднятии, где приурочено к трещиноватым известнякам верхнего мела в пределах Фонталовской антиклинальной гряды на глубине 4040 м и более [Корсаков, Зарубин, 2001]. Нефтегазовые и нефтяные проявления тяготеют к более молодым отложениям на олигоцен-миоценовом стратиграфическом уровне. Источником углеводородов могут также служить шельфовые отложения нижнего мела, насыщенные органическим веществом, и отложения нижней-средней юры, глубина залегания которых по данным геофизических исследований составляет 8–15 км [Корсаков и др., 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В существующих представлениях о тектонической позиции грязевых вулканов Керченско-Таманского региона можно наметить два основных направления. До появления многочисленных результатов сейсморазведки и бурения В.В. Белоусов [1960] связывал образование антиклинальных гряд Керченско-Таманской области с вертикальными движениями по разломам фундамента, вызывающими течение пластичных масс майкопской толщи в верхних частях осадочного чехла. Этот фактор, наряду с огромной мощностью майкопской толщи и разностью плотностей в разрезе осадочного чехла, подробно рассмотрен Н.Б. Лебедевой [1962] как причина приведения в действие механизма гравитационной неустойчивости, повлекшей за собой отжимание майкопских глин из-под синклиналей в сторону валов. В сводах антиклиналей майкопские глины насыщаются флюидами, превращаясь при этом в разуплотненную, легко подвижную массу, плотность которой значительно меньше плотности этих же глин в обычном состоянии. Тектонические разломы фундамента вызывают резкое местное снижение нагрузки, являясь наиболее вероятными путями прорывов и нагнетания пластичных майкопских глин. Эту модель развивают на новом уровне представления В.Н. Холодова [2002] о разуплотнении глинистых масс в результате фазовых преобразований глинистых минералов под воздействием высоких температур и давлений.

На основе сейсморазведочных и буровых данных, полученных при широкомасштабной разведке на нефть и газ, деформации кайнозойских отложений стали рассматриваться как результат надвиговых смещений с редкими явными выходами сместителей на поверхность в результате широкого развития послонных срывов и складчатости нагнетания [Казанцев, Бехер, 1988; Гераси-

мов, 1992; Попков, 2010; Юдин, 2011; и др.]. На сейсмических разрезах срывы интерпретируются по несовпадению сводов антиклиналей на разной глубине. В нескольких случаях надвиги интерпретированы по разрезам буровых скважин, где обнаружены сдвигания слоев. С этой точки зрения, вся структура Керченско-Таманского региона предстает в виде серии тектонических чешуй и пластин, обладающих автономной структурой как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении. Грязевые вулканы в надвиговой модели не имеют глубоких корней, а связываются с нагнетанием разжиженного глинистого материала в ядра приразломных антиклиналей во фронтальных зонах субширотных надвигов, как результат тектонических перемещений [Казанцев, Бехер, 1988]. Важно, что в этой модели грязевулканический процесс делится на две стадии: подготовку материала в результате мощной тектонической активизации и вынос материала на поверхность, который может затянуться на длительное время [Белоусов, Яроцкий, 1936]. Если это так, то грязевые вулканы Таманского п-ова находятся на второй стадии.

Таманский п-ов — сейсмоактивный регион, однако в настоящее время уровень сейсмической активности здесь низкий. За период инструментальных сейсмологических наблюдений во всем Керченско-Таманском регионе было зарегистрировано лишь несколько слабых сейсмических событий с магнитудой не более 4.0. Но, на азовском побережье Керченского и Таманского п-овов, в зоне Южно-Азовского разлома, были обнаружены выразительные сеймотектонические разрывы и другие палеосейсмодислокации, образовавшиеся при сильных землетрясениях несколько сотен и тысяч лет назад [Овсюченко и др., 2015]. Последняя мощная сейсмическая активизация, по археосейсмологическим данным, произошла в середине XVIII в. [Никонов, 2000]. Таким образом, заслуживает пристального внимания то обстоятельство, что современная интенсивная грязевулканическая деятельность региона протекает в условиях сейсмического затишья.

Гора Карabetова — не единственный грязевой вулкан Тамани с бурными извержениями. Взрывные извержения с выбросами пламени и дыма происходили на вулканах г. Горелой (1794 г.), Миска (1843 г.), Ахтанизовский (1853 г.), Бориса и Глеба (1818 г.). Особенно часты извержения Голубицкого грязевого вулкана в Азовском море приводящие к периодическому образованию небольшого острова. Известны извержения Голубицкого вулкана в 1799, 1814, 1862, 1880, 1906, 1950, 1952 гг., а в 1981 г. началась активизация вулкана и извержения стали происходить раз в несколько лет [Белоусов, Яроцкий, 1936; Шнюков и др., 1986]. Все перечисленные выше вулканы расположены на севере Таманского п-ова, в

пределах Приазовского поднятия, т.е. в структурном отношении тяготеют к зоне сейсмогенерирующего Южно-Азовского разлома. Гора Карabetова расположена в иных сеймотектонических условиях. Следов местных сильных землетрясений на юге Таманского п-ова не обнаружено, несмотря на целенаправленные поиски и проходку горных выработок на потенциально активных разломах.

Результаты проведенных исследований позволили составить представление о тектонической позиции горы Карabetова. На участке с субширотной ориентировкой изученного разлома (гора Нефтяная) приповерхностная структура Карabetовской гряды образована диапировой складкой, южное крыло которой подорвано надвигом с признаками нагнетания пластичных глин. Разломная зона протягивается в осевую часть грязевулканической постройки горы Карabetова, где, в связи со сменой ориентировки с субширотной на СВ, характер современных смещений сменяется на сдвиговый. Смещения современной почвы, покровных отложений и выражение в рельефе свидетельствуют о высокой современной подвижности разлома, а закономерные структурные парагенезы – о первично тектонической природе смещений, обусловленной региональным полем напряжений. Общие черты выявленной структуры лишь частично соответствуют надвиговой модели. Не соответствует этой модели вертикальное залегание корней грязевого вулкана до больших глубин по данным ММЗ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных геологических исследований, к западу от горы Карabetова выявлена разломная зона приуроченная к южному крылу диапировой складки Нефтяной горы. Она смещает молодые отложения и почвенный покров а также обнаруживает признаки нагнетания пластичных глин вдоль надвига. Эта же разломная зона протягивается в осевую часть грязевулканической постройки горы Карabetова, где, в связи со сменой ориентировки с субширотной на СВ, характер современных смещений сменяется на сдвиговый. В результате взрывного извержения 2001 г. здесь возникли импульсные разрывы дневной поверхности. Закономерные структурные парагенезы свидетельствуют о первично тектонической природе смещений по разломной зоне, обусловленной региональным полем напряжений. При этом активные деформации, имеющие все признаки тектонических, не сопровождаются сейсмическими толчками.

Сформулирована гипотеза грязевулканической деятельности горы Карabetова по результатам интерпретации данных площадных геофизических исследований, дающих представление о

пространственной конфигурации питающей системы вулкана. Предполагается, что выявленная область промежуточного накопления грязебрекчии на глубинах от 5 до 12 км определяет неравномерный характер поступления материала в питающий канал, что в свою очередь может быть причиной наблюдаемых тектонических движений.

По данным ММЗ корни грязевого вулкана горы Карabetова уходят почти вертикально вниз до больших глубин. Это обстоятельство не соответствует надвиговой модели строения грязевулканических структур Керченско-Таманского региона. В свете полученных данных о глубинном строении, образование ядра Карabetовской антиклинали и одноименного грязевого вулкана можно интерпретировать как результат глубинных процессов – давления флюидов, проникающих вдоль относительно узкой зоны с большой глубины, приводящего к разуплотнению и течению глин майкопской серии. Смятие неоген-четвертичных отложений в антиклинальную складку связывается в таком случае не столько с региональным сжатием, сколько с реакцией перекрывающих майкопскую серию осадков на давление проникающих из глубины разуплотненных подвижных масс.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-06197).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельский А.Д.* Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. 33. № 3/4. С. 269–285.
- Белоусов В.В.* Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат. 1960. С. 261–275.
- Белоусов В.В., Яроцкий Л.А.* Грязевые сопки Керченско-Таманской области. Условия их возникновения и деятельности. Л.-М.: ОНТИ. 1936. 154 с.
- Богатиков О.А., Войтов Г.И., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Науменко-Бондаренко И.И., Пузич И.Н., Коробейник Г.С.* О пароксизмальном извержении грязевого вулкана горы Карabetова 6 мая 2001 г. (Таманская грязевулканическая провинция) // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 6. С. 805–808.
- Войтов Г.И., Микадзе Э.И., Пузич И.Н.* О генерации органических структур нефтяного ряда в свете механохимической модели синтеза в сейсмических процессах // Геохимия. 2005. № 6. С. 661–672.
- Войтов Г.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Пронин А.П., Микадзе Э.И., Науменко-Бондаренко И.И., Пузич И.Н.* Эманационные и изотопно-углеродные нестабильности грифонных газов грязевого вулкана Бугазский и сопряженных с ним тектонических структур (Таманская грязевулканическая провинция) // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 1. С. 85–88.
- Герасимов М.Е.* Тектоника мезозойских отложений и диапировые структуры Керченского полуострова // Геология нефти и газа. 1992. № 2. С. 9–12.

- Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции М.: изд-во АН СССР. 1938. 43 с.
- Еришов В.В., Собисевич А.Л., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевых вулканов Тамани по данным натурных исследований и математического моделирования // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 2. С. 69–76.
- Жостков Р.А., Собисевич А.Л. О движении флюида насыщенной грязебрекчии в выводящих структурах грязевых вулканов // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 47–58.
- Казанцев Ю.В., Бехер Н.И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова // Геотектоника. 1988. № 4. С. 77–89.
- Киквадзе О.Е., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Изотопный и химический состав грязевулканических газов Таманского полуострова и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 525–538.
- Корсаков С.Г., Зарубин В.В. Геологическая карта РФ масштаба 1 : 200000. Изд. 2-ое. Серия Кавказская, листы L-37-XIX, L-37-XXV (Тамань). Ессентуки: Кавказгеолсъемка. 2001.
- Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Черных В.И., Соколов В.В., Андреев В.М., Шелтинг С.К. Геологическая карта РФ масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). СПб: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2009.
- Кухарев И.Л., Соколов А.А., Шереметьев В.М., Лозовой С.П. Геологическое описание последствий взрыва вулкана Карабетова. V международный семинар “Стихия–2002”, Севастополь. 2002. С. 112–114.
- Лебедева Н.Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования. М.: ИФЗ АН СССР. 1962. С. 219–239.
- Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью // Геотектоника. 1998. № 5. С. 76–86.
- Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС. 1995. 239 с.
- Никонов А.А. Сейсмический потенциал Крымского региона: Сравнение региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53–62.
- Овсюченко А.Н. Проявления молодой тектонической активности в структуре грязевых вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа. Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 2005. С. 235–248.
- Овсюченко А.Н., Шварев С.В., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Следы сильных землетрясений Керченско-Таманского региона по геологическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 33–54.
- Панахи Б.М. Сейсмичность областей развития грязевых вулканов. Автореф. докт. дисс. М.: ОИФЗ РАН. 1998. 36 с.
- Попков В.И. Геодинамическая обстановка формирования структуры Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 3. С. 23–26.
- Пустильников М.Р., Чекунов А.В. Индоло-Кубанский передовой прогиб. // Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. К.: Наукова думка. 1969. С. 190–210.
- Самулева В.И., Балакина А.А., Алейникова П.К. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Крымская, листы L-37-XIX/XXV (Керчь) / Ред. Муратов М.В. К.: Киевгеология. 1970.
- Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Гурбанов А.Г. и др. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа и прилегающих территорий. М.: ИФЗ РАН. 2005. 225 с.
- Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 542–547.
- Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и гео-экологии. Т. 1. М.: ИФЗ РАН. 2012. 510 с.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Пустильников М.Р. и др. Геология шельфа УССР. Тектоника. К.: Наукова думка. 1987. 152 с.
- Туголесов Д.А., Гориков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадин. М.: Недра. 1985. 215 с.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241. № 4. С. 339–358.
- Шарданов А.Н. Тектоническая карта Краснодарского края. Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М.: изд-во АН СССР. 1962. С. 149–157.
- Шатский Н.С., Жуков М.М., Милановский Е.В., Руженцев В.Е. Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1929. Т. 7. № 1/2. С. 97–161.
- Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л. и др. Геология шельфа УССР. Керченский пролив. К.: Наукова думка. 1981. 160 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. К.: Наукова думка. 1986. 152 с.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ. 2011. 336 с.
- Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм. 1980. 164 с.
- Bonini M. Structural controls on a carbon dioxide-driven mud volcano field in the Northern Apennines (Pieve Santo Stefano, Italy): Relations with pre-existing steep discontinuities and seismicity // Journal of Structural Geology. 2009. V. 31. P. 44–54.
- Ershov V.V. Fluid dynamics processes at the Central Sakhalin fault (based on observations of the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano) // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. Is. 4. P. 345–360.
- Mellors R., Kilb D., Aliyev A., Gasanov A., Yetirmishli G. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // Journal of Geophysical Research. 2007. V. 112. Is. B4. B04304.