

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта

Российской академии наук (ИФЗ РАН)

На правах рукописи



Белобородов Денис Евгеньевич

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА
КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ**

25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Кандидат геолого-минералогических наук,

доцент

Т.Ю. Тверитинова

Москва 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Введение	4
Глава 1.	Введение в проблематику	11
1.1	История геологического изучения грязевого вулканизма Керченско-Таманской области	11
1.2	Общая геологическая характеристика Керченско-Таманской области	17
1.2.1	Стратиграфия и палеогеографический очерк	17
1.3	Современное состояние тектонического изучения Керченско-Таманской грязевулканической области	29
1.3.1	Керченский полуостров	29
1.3.2	Таманский полуостров	37
1.4	Постановка задачи исследования и методы ее решения	41
	Выводы по Главе 1	43
Глава 2.	Методики исследований геодинамических условий проявления грязевого вулканизма Керченско-Таманской области	44
2.1	Методика структурно-кинематических и тектодинамических исследований	44
2.2	Методики и подходы для определения глубины заложения корневой системы грязевых вулканов	48
2.3	Анализ изменений скоростей упругих волн при термическом воздействии	49
2.4	Дополнительные методы изучения грязевулканических процессов и объектов	51
2.4.1	Описание шлифов	51
2.4.2	Рентгенодифракционный анализ (РФА)	52
	Выводы по Главе 2	52
Глава 3.	Трещиноватость горных пород, слагающих структуры грязевых вулканов и вмещающих горных пород	54
3.1	Характеристика трещиноватости горных пород, слагающих структуры грязевых вулканов и их вмещающих	58

3.1.1	Трещиноватость грязевулканических структур Керченского полуострова	59
3.1.2	Трещиноватость грязевулканических структур Таманского полуострова	69
	Выводы по Главе 3	76
Глава 4.	Особенности строения грязевых вулканов	79
4.1	Обзор грязевых вулканов Керченско-Таманской области	79
4.1.1	Грязевые вулканы Керченского полуострова	79
4.1.2	Грязевые вулканы Таманского полуострова	83
	Выводы по Главе 4	90
Глава 5.	Положение грязевых вулканов в системе разнопорядковых структур Керченско-Таманской области	91
5.1	Тектоническое районирование западной части Керченско-Таманской области (Керченский полуостров)	94
5.2	Тектоническое районирование восточной части Керченско-Таманской области (Таманский полуостров)	101
5.3	Разнопорядковые структуры Керченско-Таманской области	112
5.4	Петрофизические исследования сопочной брекчии Керченско-Таманской области	115
	Выводы по Главе 5	123
Глава 6.	Минералогия и литология сопочных брекчий Керченско-Таманской области	128
6.1	Рентгенодифракционный анализ сопочной брекчии (РФА)	128
6.2	Литологическое и минералогическое описание шлифов сопочной брекчии	130
	Выводы по Главе 6	132
	Заключение	133
	Список литературы	135
	Приложения	
1	Описание шлифов сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области	149
2	Описание шлифов термически изменённой сопочной брекчии	169

3	Результаты рентгенодифракционного анализа сопочных брекчий Керченско-Таманской грязевулканической области	176
4	Результаты рентгенодифракционного анализа термически измененных сопочных брекчий Керченско-Таманской области (в диаграммах)	195
5	Статистические данные исследований	202
5.1	Карта фактического материала	202
5.2	Скорость продольной волны в образцах сопочной брекчии при нагревании, исходный размер частиц	203
5.3	Скорость продольной волны в образцах сопочной брекчии при нагревании, фракционирование истиранием (фракция ≤ 1 мм)	204
5.4	Таблица петрофизических исследований	205
5.5	Таблица коллекции сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской области	212
5.6	Таблица литологической коллекции шлифов	213

ВВЕДЕНИЕ

Межпериклиальная Керченско-Таманская область, расположенная между Горно-Крымским и Больше-Кавказским складчатыми сооружениями, является уникальной областью взаимодействия различных разноуровневых структурно-геологических, тектонических и геодинамических процессов (Белобородов, Тверитинова, б, 2017). Особое место среди них занимает грязевой вулканизм. Отличительной и уникальной чертой региона является наличие на территории Керченско-Таманской области грязевых вулканов. По различным оценкам количество грязевулканических структур на Керченском полуострове и Таманском полуострове достигает от 75 (Якубов, Алиев, 1978) до 100 (Шнюков и др., 2005). Очевидно, такое большое распространение грязевых вулканов сказывается на экологическом, почвенном, сельскохозяйственном состоянии региона. Кроме того, деятельность, а особенно активизация работы грязевых вулканов, напрямую связана с экологической безопасностью, состоянием инженерных и дорожных сооружений, рекреационной деятельностью. Ярким драматическим примером этого утверждения служат обстоятельства катастрофического извержения грязевого вулкана в Индонезии в 2006 году. Внезапная активность, высокая интенсивность и огромный объем выбросов за сверхмалые сроки привели к потере 6,5 км² сельскохозяйственных, промышленных площадей и вынудила более 35 тыс. человек покинуть свои дома из 12 окрестных деревень. Десятки тысяч литров грязи, обогащенной тяжелыми металлами, попало в окрестные реки. (Tingay et al., 2015) Активность опасного для инфраструктуры и населения извержения сохранится в течение 20–30 лет (Tingay, 2015).

В вопросах о роли грязевого вулканизма в тектоническом развитии, взаимосвязи грязевулканических образований со структурными элементами региона регулярно пытаются разобраться различные современные исследователи (Богатиков и др., 2003; Войтов и др., 2004; 2005; Горбатиков и др., 2008; 2015; Енгиборян, 2006; Киквадзе и др., 2014; Лаврушин и др., 1996; 2003; 2005; Овсяченко и др., 2017; 2019а; 2019б; 2020; Попков и др., 2007; Расцветаев и др., 1999; 2008; 2010; Рогожин и др., 2014; 2019а; 2019б; 2020; Симонов и др., 2019; Тевелев, 1996, 2018; Трифонов, 2002, 2006; Трихунков и др., 2018, 2019; Холодов, 2002 а,б,в, 2019; Шнюков и др., 1986; 1992; 2005; 2020; Юдин, 1995, 2011, 2017; и др.). Наблюдается стабильный рост интереса к проблемам грязевулканической активности Керченско-Таманской области. Новый импульс к изучению возник благодаря интенсивному изучению шельфовых окраин Черного и Азовского морей и многочисленным открытиям подводных грязевых вулканов. Особенно остро проблема активности грязевых вулканов, в том числе подводных, встает в

связи с вопросами распространения газогидратов – перспективного сырья в недалеком будущем.

Одной из наиболее существенных трудностей в изучении тектонического состояния Керченско-Таманской области является наличие мощного осадочного чехла глинисто-терригенных пород кайнозойского возраста, в которых не всегда сохраняются и качественно диагностируются результаты разноуровневых деформаций, таких как складчатость, разрывные нарушения и пр. Это обстоятельство делает недостаточно эффективным применение традиционных методов изучения тектоники и требует привлечения новых методов исследований.

Актуальность проведения исследований по изучению геодинамических условий проявления грязевого вулканизма Керченско-Таманской грязевулканической области определяется назревшей необходимостью выявления связи грязевого вулканизма с тектоническими и геодинамическими процессами. Систематического направленного изучения этой связи и роли грязевого вулканизма в эволюции и тектонического развития региона не проводилось, поэтому до сих пор нет полного понимания позиции грязевых вулканов в системе региональных структур, кроме их четкой связи со складчатыми диапировыми структурами.

Сложной задачей является изучение внутреннего строения и механизма функционирования грязевулканических очагов. Прямые способы изучения внутреннего строения грязевых вулканов не применимы, поэтому приходится привлекать нестандартные методы исследований, такие как метод микросейсмического зондирования, позволяющий определить морфологию и строение подводящего канала, форму и размеры грязегенерирующих камер (очагов) (Собисевич, и др., 2015 а; Собисевич, и др., 2015 б). Особенно острым и дискуссионным является вопрос глубинности так называемых корней грязевых вулканов – системы подводящих каналов, осуществляющих транспорт грязевулканической брекчии вместе с газово-водными флюидами.

Цель выполненного исследования состояла в создании общей схемы структурно-тектонических элементов Керченско-Таманской области, закономерным элементом которых являются грязевые вулканы.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Изучить геологическое и тектоническое строение Керченско-Таманской грязевулканической области с привлечением литературных данных и проведением полевых работ;

2. Провести изучение главных элементов грязевулканических структур: грязевых вулканов, вдавленных синклиналей, грязевулканических объектов и вмещающих кайнозойских осадочных толщ;

3. Провести изучение грязевулканических очагов, как структур высшего порядка с применением комплексных методов, позволяющих расширить знания о строении подводящих каналов грязевых вулканов;

4. Провести анализ полученных данных и построить на их основе схему структурно-тектонических элементов Керченско-Таманской области, в том числе и грязевулканических объектов.

Фактический материал и методики исследований.

Для решения поставленных задач на территории Керченско-Таманской области в ходе полевых работ 2015–2019 гг. автором было проведено геолого-структурное изучение грязевулканических очагов и вмещающих их геологических структур, включающих антиклинальные складки, грязевые вулканы, вдавленные синклинали и вмещающие их толщ; отобраны образцы и составлены коллекции сопочной брекчии.

Для определения структурного положения грязевого вулканизма автором был проведен структурно-морфологический анализ всей Керченско-Таманской области и анализ тектонического районирования: выделение различно ориентированных зон концентрации деформаций различного кинематического типа, в которые грязевые вулканы входят как закономерный элемент.

Для изучения строения подводящих каналов ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области проводились геофизические исследования с применением метода микросейсмического зондирования в сотрудничестве с коллективом лаборатории фундаментальных проблем экологической геофизики и вулканологии ИФЗ РАН.

Личный вклад автора.

Автор в течение полевых сезонов 2015–2019 гг. выезжал как в составе исследовательских научных групп (2015, 2016 гг.), так и самостоятельно (2017, 2018, 2019 гг.) на геологические объекты Керченско-Таманской области с целью изучения геологии грязевулканической провинции Керченского и Таманского полуостровов. В процессе полевых работ автором диссертации были собраны коллекции сопочной брекчии ряда грязевых вулканов, минералогические и литологические коллекции. Также автор исследовал структуры и объекты грязевого вулканизма и вмещающих пород, изучив, в общей сложности свыше 30 полевых точек наблюдений (12 на Керченском полуострове, 20 на Таманском полуострове и в Краснодарском крае, карта фактического материала в Приложении 5.). С привлечением

результатов ряда различных методов (структурно-кинематического, петрофизического, петрографического, минералогического) автор лично получил новые данные о строении подводных каналов грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области. На основе составленных коллекций были сделаны и проанализированы шлифы, проведены анализы минералогического состава сопочной брекчии (рентгенодифракционный анализ). Разработан, апробирован и применен новый оригинальный подход исследования изменений скорости продольной волны в сопочной брекчии в зависимости от температурных колебаний. На основе этого подхода были получены результаты, анализ которых позволил выявить зональность грязевулканических очагов Керченско-Таманской области, подтверждающую связь грязевого вулканизма с региональными деформационными зонами.

Научная новизна работы заключается в качественно новой информации о грязевых вулканах, полученной на основании комплексирования структурно-морфологических, геолого-структурных, структурно-геофизических, геохимических методик и подходов.

Получены новые структурно-геологические, структурно-кинематические, геофизические, литологические, минералогические и петрофизические данные, позволяющие комплексно проанализировать положение грязевого вулканизма в общей системе новейшей и современной тектоники межпериклиальной Керченско-Таманской области.

Построена новая структурно-кинематическая схема Керченско-Таманской области, на которой выделены различно ориентированные зоны концентрации деформаций различного кинематического типа, в системе которых грязевые вулканы являются закономерным элементом деформированных кайнозойских комплексов.

Разработан новый подход изучения сложных многокомпонентных глинисто-пластичных пород и осадков с использованием ультразвукового зондирования при многостадийном нагревании.

Создана уникальная коллекция сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской области и шлифов.

По результатам настоящего исследования автором на защиту выносятся следующие **защищаемые научные положения:**

1. Трещиноватость вмещающих грязевулканические постройки кайнозойских деформированных толщ отражает сложную многостадийную историю формирования диапировых антиклиналей и осложняющих их складчато-разрывных структур.

2. Грязевые вулканы – часть системы сложных пронизываемых каналов разгрузки сопочной брекчии, выраженные на поверхности структурами центрального типа положительной и отрицательной морфологии; источником сопочных брекчий являются

разновозрастные глинистые толщи, в первую очередь майкопской серии, но и более древние меловые и даже юрские песчано-глинистые образования, попадающие в проницаемые каналы.

3. Положение грязевых вулканов Керченско-Таманской области определяется сочетанием главных разнопорядковых широтных складчато-разрывных диапировых и секущих их сдвигораздвиговых структур в межпериклиналильной зоне Горнокрымского и Большекавказского сооружений.

Теоретическое и практическое значение

Результаты структурно-геологических исследований, полученные в ходе настоящей работы, позволяют существенно уточнить понимание грязевого вулканизма как одного из главных факторов новейшей тектоники Керченско-Таманской области.

Составленная коллекция сопочной брекчии и шлифов послужит основой для создания базы данных для дальнейшего изучения грязевого вулканизма Керченско-Таманской области.

Установленные в результате работы общие закономерности структурного положения грязевых вулканов могут стать основой для разработки геолого-структурной модели грязевого вулканизма Керченско-Таманской области.

Разработанный и примененный подход «контроль изменений скоростей упругих волн при термическом воздействии в пластичных (глинистых) породах» может быть использован для создания единого каталога петрофизических характеристик сопочной брекчии, который станет основой для качественного определения глубинности корневых систем грязевых вулканов.

Апробация работы и публикации

Результаты структурно-геологических и петрофизических исследований, полученные в ходе настоящей работы, были представлены на Всероссийских и международных конференциях, совещаниях, школах и семинарах в 25 докладах: III школе-конференции «Гординские чтения» (Москва, ИФЗ РАН, 2015), X Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире» (Пермь, ПГНИУ, 2017), Конференции молодых ученых и аспирантов (Москва, ИФЗ РАН, 2017, 2018, 2019), V Всероссийской конференции «Полевые практики в системе высшего образования» (респ. Крым, учебно-научная база СПбГУ «Крымская», 2017), VII Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, ИГЕМ РАН, 2017), XVIII, XIX, XX, XXI, XXII Международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, ИФЗ РАН, п. Борок, ГО «Борок», 2017, 2018, 2019, 2020, 2021), III Международной геолого-геофизической конференции «Современные технологии изучения и освоения недр Евразии» ГеоЕвразия-2020 (Москва, 2020), V, VI молодежной

тектонофизической школе-семинаре (Москва, ИФЗ РАН, 2017, 2019), Пятой тектонофизической конференции «К столетию М.В. Гзовского» (Москва, ИФЗ РАН, 2020), L, LII Тектоническом совещании (Москва, МГУ, 2018, 2020), Семинаре «Система планета Земля» (Москва, МГУ, 2018), Годичной конференции ИИЕТ РАН (Москва, ИИЕТ РАН, 2018), XI научных чтениях, посвященных памяти профессора М.В. Муратова (Москва, МГРИ, 2018), III, IV Международной научно-практической конференции «Инновации в геологии, геофизике и географии» (Севастополь, МГУ, 2018, 2019), IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2018), Всероссийской конференции «Геодинамика. Геомеханика и геофизика» (Алтайский край, стационар «Денисова пещера», ИНГГ СО РАН, 2019), XIII Российском семинаре по технологической минералогии «Минералого-технологическая оценка твердых полезных ископаемых, проблемы рудоподготовки и обогащения минерального сырья» (Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020).

По теме диссертации автором опубликовано 35 научных работ, в том числе 13 статей в ведущих рецензируемых журналах, 7 статей в научных сборниках и трудах конференций и 21 тезисов докладов, в том числе, в 3 изданиях, рекомендованных ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения, 5 приложений, списка литературы, в том числе списка опубликованных работ по теме диссертации. Общий объем работы составил 215 страниц, 63 рисунка и 2 таблицы. Список литературы содержит 144 источника.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность коллегам и старшим товарищам, оказывавшим помощь, содействие, поддержку в подготовке данной работы и проведении исследований, и в первую очередь, своему научному руководителю, к.г.-м.н. Т. Ю. Тверитиновой за руководство, плодотворное сотрудничество, мудрые наставления и постоянную поддержку всеми возможными средствами.

Автор искренне признателен директору ИФЗ РАН д.ф.-м.н., чл.-корр. РАН С. А. Тихоцкому и директору ГО Борок д.ф.-м.н. С. В. Анисимову за безусловную поддержку в проведении большого количества анализов на рентгеновском диффрактометре ГО Борок.

Также автор выражает признательность к. ф.-м.н. М. А. Красновой и Н. А. Егорову за тесное и плодотворное сотрудничество и дружескую позитивную атмосферу.

Автор благодарит н.с. М. А. Матвеева за высокопрофессиональные петрографические описания шлифов и м.н.с Н. А. Афиногенову за высококачественные профессиональные исследования на рентгеновском дефрактометре.

Особо автор признателен сотрудникам лаб. фундаментальных проблем экологической геофизики и вулканологии д.ф.-м.н., чл.-корр. РАН А. Л. Собисевичу, к.ф.-м.н. Р. А. Жосткову, к.ф.-м.н. Д. В. Лиходееву и к.ф.-м.н. Д. А. Преснову за бесценный геофизический опыт, плодотворное сотрудничество и насыщенные совместные полевые работы.

Автор очень тепло благодарит свою супругу за бесценную эмоциональную и моральную поддержку и создание благоприятных условий, способствующих написанию данной работы.

Глава 1. Введение в проблематику

1.1 История геологического изучения грязевого вулканизма Керченско-Таманской области

Документально отраженная история изучения грязевого вулканизма Керченского и Таманского полуостровов прослежена с конца 18 столетия. В 1793–1794 гг. его изучал П.С. Паллас (Белоусов, 1993; Гушин, Тверитинова, 2020), в 19 веке Г. В. Абих (Гушин, Тверитинова, 2020) и многие другие. С этих исследователей начинается более чем двухсотлетняя история применения научного подхода к пониманию геологической картины грязевого вулканизма и его роли в тектонических процессах региона (Собисевич, Белобородов, 2018).

Детальные геологические исследования Таманского полуострова были начаты Российским Геологическим комитетом в 1912 г, под руководством И. М. Губкина. В 1915–1937 гг. (И. М. Губкин, М. И. Варенцов, Н. Б. Вассоевич, С. А. Сарычев и др.) сделана геологическая съемка всего полуострова, изучалась геотектоника, глубинное строение грязевого вулканизма Тамани (Гордиевич и др., 1971). *Согласно И. М. Губкину и его последователям, «первопричиной образования грязевых вулканов являются колебательные и складкообразовательные тектонические движения, проявление которых в ряде депрессионных зон нефтегазоносных областей имеют своеобразный и специфический характер в виде структур диапиризма». И. М. Губкин считал, что источниками питания газом грязевых вулканов являются мезозойские породы, куски которых почти повсеместно встречаются в сопочных брекчиях указанных вулканов.*

Всесторонний комплекс исследований грязевого вулканизма Советского Союза, проведённый в тридцатых годах под руководством И. М. Губкина, включал и исследования грязевых вулканов Керченско-Таманской области. Допуская образование в пределах нынешней юго-восточной части Кавказа нефтепроизводящих свит И. М. Губкин, считал, что таковыми здесь являются: 1) прослой битуминозных и горючих сланцев среди сумгаитской серии; 2) бурый коун, представляющий типичную породу сапропелитового характера (он содержит прослой горючих сланцев); 3) *майкопская свита – в особенности*; 4) спириалисовые слои; 5) вся диатомовая свита, содержащая кроме диатомей многочисленные рыбные остатки (Гордиевич и др., 1971).

После отложения продуктивной толщи поверх указанных нефтепроизводящих свит с уже образовавшейся в них диффузно-рассеянной нефтью степень нагрузки во время акчыгальской трансгрессии, как считал И. М. Губкин, ещё больше дифференцировалась и начала влиять на создание местной тектоники.

В это время пластичные глинистые массы майкопа и спириалисовые отложений оказались на значительной глубине, а над диатомовыми слоями залегала, по его расчётам, толща отложений, мощностью в 2250–2500 метров, которая создавала давление приблизительно в 600 атмосфер. Над пластами майкопской свиты давление достигало более 800 атмосфер.

Благодаря этому и начали последовательно формироваться в акчагыльское время диапировые купола (складки), грязевые вулканы и нефтяные месторождения – «триединая сущность единого целостного процесса геологического развития области погружения и опускания Кавказского хребта» (Губкин, 1934). *Формирование диапировых складок происходило вследствие того, что пластичные глинистые массы, залежавшие ниже продуктивной толщи, находясь под огромным давлением, двинулись по линиям наименьшего сопротивления «в зоны слабого давления» – в своды «возникших вследствие потенциального стяжения» складок и начали выдавливаться здесь вверх через её (продуктивные толщи) отложения в виде «протыкающего» ядра или диапира. В результате этого процесса к ядрам складок, как к наиболее поднятым и наиболее деформированным участкам структуры, осложнённых к тому же наличием густой сети трещин, начали поступать вода и газ, а затем – и нефть, которые вместе и «обусловили возникновение и грязевых вулканов, и нефтяных месторождений».* Точка зрения И. М. Губкина на образование грязевых вулканов и на их связь с нефтегазоносностью была подкреплена дальнейшими исследованиями И. М. Губкина и С. Ф. Федорова (Губкин, Федоров, 1937; Федоров, 1939) и в настоящее время признаётся многими геологами.

После революции интерес к изучению грязевого вулканизма Керченско-Таманской области возрастает. Вопросы генезиса грязевых вулканов Керченско-Таманской области в сопоставлении с грязевыми вулканами Апшеронского полуострова были разработаны А. Д. Архангельским (Архангельский, 1925). А. Д. Архангельский считал диапировые складки единственной причиной возникновения грязевых вулканов, и полагал, что тектонические брекчии образовались в диапировых складках при прорыве плиоценовых отложений миоценовыми и палеогеновыми породами. Горизонтальные перемещения одних комплексов осадочных пород по другим сопровождалось огромным трением, которое раздробляло породы в брекчию, а она пропитанная водой и нефтью и насыщенная газами, становилась высокоподвижным материалом, подчиняющимся гидростатическим законам. Таким образом, А. Д. Архангельский стал основоположником «тектонической теории» образования сопочной брекчии, возникающей в результате дробления пород при складкообразовательных движениях. (Архангельский и др., 1930; Собисевич, Белобородов, 2018). Автор этой работы не разделяет

мнения о единственной причине образования грязевых вулканов, поскольку, как показано ниже, необходимо сочетание нескольких тектоно-динамических условий, одним из которых, безусловно, являются условия образования глиняного диапиризма.

В. В. Белоусов и Л. А. Яроцкий детально рассмотрели крупнейшие грязевые сопки Керченско-Таманской области, состав газов и вод, условия возникновения и деятельности грязевых вулканов, выделили их основные морфологические типы, основные теории образования, а также впервые провели тщательный литолого-геохимический анализ сопочной брекчии (Белоусов, Яроцкий, 1936).

П. П. Авдусин много внимания уделил рассмотрению общих положений грязевого вулканизма и охарактеризовал грязевые вулканы Керченско-Таманской области, подробно описав строение эруптивного аппарата, объём и состав твёрдых выбросов, в частности отметив, что среди сильно перемятых пород, связанных с жерлами вулканов, нередко встречаются глыбы известняков и доломитов 3–5 м, и даже более десятков кубических метров. На поверхности таких выброшенных глыб часто фиксируются “зеркала скольжения”. (Авдусин, 1939, 1948).

Е. С. Иткина осветила геохимию калия в сопочных водах Крымско-Кавказской провинции, в том числе и Керченского полуострова и показала, что воды грязевых вулканов, по содержанию калия являющиеся аналогом нефтяных вод, значительно обеднены этим элементом по сравнению с морскими водами (Иткина, 1939). Этот факт позволил автору данной работы косвенно сопоставить начальное образование сопочной брекчии с глубинными стратиграфическими уровнями.

Обширные геологоразведочные работы на нефть, проведённые на Керченском полуострове в предвоенные и первые послевоенные годы, отражены в некоторых публикациях. Глубинное строение Таманского полуострова активно изучалось геофизическими методами в послевоенное время. В этот период на Таманском полуострове частой сеткой провели магнитосъемку и электроразведку, гравиметрическую съемку и сейсмические исследования. При изучении нефтеносности района большое внимание уделил грязевому вулканизму З. Л. Маймин (Маймин, 1951). З. Л. Маймин создал первый краткий обзор распространения сопочной брекчии в третичном (от майкопа до понта) разрезе Керченского полуострова и сопоставил данные Керченского полуострова с аналогичными материалами по Таманскому полуострову.

Г. А. Лычагин подробно изучил ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова, их геологическое строение, обширное распространение и влияние на тектоническую картину всего полуострова, ввел и охарактеризовал с обзором данных предыдущих исследователей

понятие производных от деятельности грязевого вулканизма структур – вдавленных синклиналей. Лычагин совершенно точно отмечал, что: «... образование вдавленных синклиналей неразрывно связано с длительной деятельностью подводных грязевых вулканов и что каждая такая структура представляет собою крупный ископаемый вулкан» (Лычагин, 1952). Е. Ф. Шнюков определяет вдавленные синклинали как ископаемые кальдеры оседания, заполненные толщей осадочных пород (Шнюков и др., 2005). Остается добавить, что импульсивный характер грязевулканического процесса приводит к проседанию и обрушению кровли над опустошенными очагами и формированию структур "вдавленных синклиналей". Этот процесс осуществляется в случае подводных извержений на фоне процесса нормального осадконакопления (Белобородов, Тверитинова, 2019).

Подробный разбор геологии грязевых вулканов Таманского полуострова привёл Г. Н. Зенин, описав многие из них (Пекло, Ахтанизовская блевака, Цимбалы, Фанагорийская блевака, Карabetова гора и др.) (Зенин, 1955). *Он подтвердил взаимосвязь диапиризма и грязевого вулканизма, обратил внимание на особую роль гидрогеологической обстановки, газового режима и литологии вмещающих грязевые вулканы толщ.*

Вопросами связи грязевого вулканизма с нефтегазопроявлениями занимался М.М. Зейналов. Проанализировав большой литературный материал и личные наблюдения, он также пришёл к подтверждающему точку зрения И. М. Губкина и его последователей выводу, что грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции, в том числе Южного Кобыстана, действительно тесно связаны с нефтяными и газовыми месторождениями. Кроме того, он отметил, что *образование грязевых вулканов, в свою очередь, тесно связано с геотектоническим развитием района их распространения, при наличии в недрах скоплений нефтяных газов и пластичных пород (Зейналов, 1960).*

В результате более чем вековой деятельности ряда геологов-нефтяников, занимающихся изучением грязевых вулканов, выработалась определённая точка зрения на их генезис и на тесную связь с нефтяными и газовыми месторождениями. Эта точка зрения является важной в том смысле, что устанавливала новый признак в оценке перспектив промышленного значения на нефть и газ исследуемых районов и областей, характеризующихся распространением на их территории грязевых вулканов. *Для таких территорий наличие грязевых вулканов является однозначным признаком существования в их недрах залежей нефти и газа, что и подтверждается современными изысканиями и последними результатами исследований современных геологов (Белобородов, Тверитинова, в., 2018).*

Значительно возросло внимание к проблеме изучения грязевого вулканизма в 60–70 годы двадцатого века. Расширили объём исследований геологи-нефтяники. А. Н. Шарданов, В. Г.

Мальшек, В. П. Пекло, а также А. Н. Шарданов, А. П. Знаменский работали над проблемой «о времени заложения грязевых вулканов Таманского полуострова», и пришли к выводу, что *корни грязевых вулканов Керченско-Таманского прогиба опускаются в породы нижнего мела, содержащие крупные залежи нефти и газа* (Гордиевич и др., 1971).

Одной из причин изучения грязевых вулканов Керченского полуострова явилось успешное применение сопочных глин в качестве сырья для производства керамзита. Геологоразведочные работы Керченской комплексной геологоразведочной партии на Малобабчикском и Булганакском сопочных полях в 1965–1966 гг., исследования их геологии, вещественного состава продуктов извержения и технологии производства керамзита, отражённые в работах И.С. Юханова, позволили получить новые данные по использованию сопочных отложений Керченского полуострова (Юханов, 1968).

Характеристика тектоники Керченского полуострова дана А. Д. Архангельским, А. А. Блохиным, В. В. Меннером, М. И. Соколовым и К. Р. Чепиковым. Детально и подробно для своего времени тектоника Керченского полуострова отражена в издании «Геология СССР» (Геология СССР, т.8, часть 1,2).

На текущий момент большая часть Таманского и Керченского полуостровов покрыта сейсмическими исследованиями разных масштабов и детализацией.

Несмотря на длительную историю геологических исследований, последние обобщающие работы по геолого-геофизическим материалам, охватывающих весь осадочный чехол и всю территорию, проводилось здесь в начале 70-х годов прошлого столетия, т. е. до начала проведения комплексной сейсморазведки и открытия основного количества месторождений нефти и газа.

Первые десятилетия 21 века ознаменовались существенно активизировавшимся научным интересом к различным сторонам процесса грязевого вулканизма, в частности, были проведены исследования по геохимии и изотопному анализу, минералогии, тектоники, геоморфологии и геофизике на современной аналоговой и цифровой аппаратной базе и с привлечением новейших технических возможностей, что позволило качественно улучшить базу данных. Геологические, геохимические и геофизические исследования Керченско-Таманской области систематически проводились высокопрофессиональными коллективами ведущих геологических и геофизических институтов РАН. В ГИН РАН этой проблематикой активно занимаются В. Н. Холодов (Холодов, 2002 а.; 2002 б.; 2002 в.; 2019), В. Г. Трифонов (Трифонов, 2002; 2006), В. Ю. Лаврушин (Лаврушин и др. 1996; Лаврушин и др. 2003; Лаврушин и др. 2005, Sokol et al., 2019 и др.), Я. И. Трихунков (Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2018; Трихунков и др., 2019), О. В. Гайдаленок (Гайдаленок, 2020; Гайдаленок и др., 2021) и др.

В МГУ Арк. В. Тевелев (Тевелев, 1996; 2018), Т. Ю. Тверитинова (Тверитинова и др., 2014; Тверитинова и др., 2015; Маринин, Тверитинова, 2016; и др.) Ю. В. Ростовцева (Ростовцева, Косоруков, 2012), Г. В. Брянцева (Симонов и др., 2019 и др.; Захаров и др., 2019) и др.

В ИФЗ РАН геологией и тектоникой Керченско-Таманской области занимаются Е. А. Рогожин (Рогожин и др., 2014; Рогожин и др., 2019 а.; Рогожин и др., 2019 б.; Рогожин и др., 2020) А. В. Горбатиков (Горбатиков и др., а, 2008; Горбатиков и др., 2015), Г. И. Войтов (Богатиков и др., 2003; Войтов и др., 2004; Войтов и др. 2005), А. Н. Овсяченко (Овсяченко и др., 2017; Овсяченко и др., 2019 а.; Овсяченко и др., Овсяченко и др., 2019 б.; Овсяченко и др., 2020), Л. Е. Собисевич (Собисевич и др., 2015 в.; Собисевич, Собисевич, 2020), А. Л. Собисевич (Собисевич, Жостков, 2013; Собисевич, Собисевич, 2018; и др.), Л. А. Сим (Короновский и др., 1996; Маринин, Сим, 2015), А. В. Маринин (Маринин, Сим, 2015; Маринин, Тверитинова, 2016; Трихунков и др., 2018; Трихунков и др., 2019 и др.) и др. Под руководством Евгения Александровича Рогожина и Александра Николаевича Овсяченко в последнее время интенсивно изучается палеосейсмоактивность и современные тектонические процессы в Керченско-Таманской грязевулканической области. Большой вклад в изучение этого региона внёс В. В. Юдин (ГУП Крымгеология) (Юдин, 1995; 2011; 2017 и др.). Ведущим общепризнанным специалистом грязевого вулканизма Керченско-Таманской области является Е. Ф. Шнюков (Шнюков, Фесюнов, 1965; Шнюков и др. 1986; Шнюков и др. 1992; Шнюков и др. 1986; Шнюков и др. 2005; Shnyukov, Yanko-Nombach, 2020 и др.) более пятидесяти лет занимающийся геологией грязевого вулканизма Керченско-Таманской области и опубликовавший сотни работ по этой проблематике.

Активно развиваются и применяются нетрадиционные новые геофизические методы изучения грязевого вулканизма в Керченско-Таманской грязевулканической области. Особенно много качественно новой информации предоставляет метод микросейсмического зондирования, успешно применяемый исследователями из ИФЗ РАН (Овсяченко и др., 2019 б; Преснов и др., 2016; 2017; 2018; 2020; Собисевич и др., 2008; 2015 а; 2015 б; 2015 в; и др.), а также многообещающие результаты были получены благодаря методу вибросейсмического зондирования (Глинский и др., 2007).

1.2 Общая геологическая характеристика Керченско-Таманской области

Под географическим понятием Керченско-Таманской области принято подразумевать регион, ограниченный сооружением Горного Крыма и равнинной (степной) частью Крымского полуострова – Керченский полуостров с запада (западная часть области), и сооружением Большого Кавказа, и Кубано-Приазовской низменностью – Таманский полуостров с востока (восточная часть области). С севера и юга эта территория ограничена Азовским и Черным морями, соответственно. Сушу Керченско-Таманской области почти в меридиональном направлении (север-северо-восточном) разделяет Керченский пролив (рис.1).



Рис.1 Керченско-Таманская область.

Понятие Керченско-Таманской грязевулканической области, представленное в данной работе, практически включает в себя территорию Керченско-Таманской области, для Керченского полуострова, исключая запад-северо-западную часть, где грязевой вулканизм отсутствует, а для Таманского полуострова включает восточное и юго-восточное обрамление Таманского полуострова, предгорья Северо-Западного Кавказа, где грязевой вулканизм присутствует.

1.2.1 Стратиграфия и палеогеографический очерк

Отложения древнее юрского времени на территории Керченско-Таманской области не описаны. В основном, начиная с мела, отложения Керченского и Таманского полуостровов имеют больше черт, характерных для общих условий осадкообразования с некоторыми особенностями для разных трансгрессионных периодов палеоцена и миоцена.

Мезозойские отложения

Домеловые отложения вскрыты на Керченском полуострове скважинами по кровле верхней юры от 3,5 км и глубже. Эти отложения представлены органогенно-обломочными известняками с прослоями аргиллитов, песчаников, алевролитов и мергелей верхнеюрского

возраста. В целом отложения домелового возраста погружаются в северном направлении и характеризуются сложным блоковым строением. На Таманском полуострове домеловые отложения не вскрыты.

Меловые отложения (K)

Отложения мелового возраста для Керченско-Таманской области представлены нижним и верхним отделами.

Нижнемеловые отложения (K₁)

Нижнемеловые отложения вскрыты многими скважинами, на Керченском полуострове, скважиной I Мошкарёвской на всю мощность. Мощность по данным с этой скважины, 2238 м. В основании пачка переслаивания карбонатных пород (известняки, мергели, известняковые брекчии) и терригенных пород (гравелитов, песчаников и аргиллитов). Мощность 140 м. Апт-альб имеют общую мощность 2095 м, представлен преимущественно аргиллитами с прослоями песчаников. На Таманском полуострове нижнемеловые отложения изучены вскрыты незначительно и лишь на севере, представлены серыми карбонатными глинами альбского возраста с прослоями тёмносерых известковистых глин и нерасчленёнными альб-сеноманскими отложениями, представленными чередованием глин и мергелей.

Верхнемеловые отложения (K₂)

Представлены на территории Керченского полуострова карбонатными породами, залегающими трансгрессивно на нижнемеловых отложениях с небольшим угловым несогласием. Литофациальные особенности позволяют разделить верхнемеловые отложения на две толщи: нижнюю – известняково-мергельную (K_{2st}, K_{2k}, K_{2t}, K_{2s}) и верхнюю – мергельную (K²_{2m}, K_{2km}, K²_{2st}). В разрезе присутствуют прослой глин и алевролитов. Мощность верхнемеловых отложений увеличивается в восточном направлении. На Таманском полуострове верхнемеловые отложения представлены породами, преимущественно карбонатными и терригенными от маастрихта до верхов альба. Нижнетуронские-сеноманские слои представлены чередованием глин и мергелей. Практически все отложения ярусов верхнего мела представлены чередованием прослоями известняков, мергелей, глин и алевролитов. Маастрихский ярус сложен мергелем с прослоями известняков и глин.

Для всех отложений мезозоя, в пределах Керченско-Таманской области, полностью вскрыты только верхнемеловые. Причем, на юге Таманского полуострова верхнемеловые отложения не вскрыты.

Кайнозойские отложения

Палеогеновые отложения (P)

На территории Керченского полуострова палеогеновые отложения представлены палеоценом, эоценом и олигоценом. Олигоцен, совместно с нижним миоценом образует региональный стратиграфический элемент – майкопскую серию. На Таманском полуострове палеоцен и эоцен представлены нерасчленёнными отложениями. Также широко присутствует майкопская серия.

Нижний и средний палеоген (P₁, P₂, P₁₋₂)

На Керченском полуострове присутствуют слои нижнего и верхнего палеоцена, среднего и верхнего эоцена. Мощность нижнего палеоцена увеличивается с первых десятков метров до 770 м. Нижний палеоцен сложен карбонатизированными аргиллитами с маломощными прослоями песчаников и известняков. Верхний палеоцен представлен аргиллитами с прослоями органогенных известняков и мергелей, песчаников и алевролитов. Породы эоцена представлены повсеместно, залегают несогласно, преимущественно на поверхностях размывов верхнего палеоцена. Эоцен представлен двумя подотделами – средним и верхним. Средний эоцен представлен глинами известковистыми и мергелями. Верхний эоцен – чередование глин и мергелей. Общая мощность средне-верхних эоценовых отложений 200-500 м.

Для Таманского полуострова характерно нерасчленённое положение палеоцен-эоценовых отложений. Глины, голубовато-серые, серые, карбонатные, слюдистые, неслоистые, мергелистые залегают на светло-серых глинах, некарбонатных, слабо-алевритистых. Общая мощность слоёв 230-380 м.

Палеоцен-эоценовые отложения вскрыты скважинами на Таманском полуострове (площади Фонталовская, Кучугуры, Запорожская, скважина 3 Таманская – Мыс Каменный). Мощности от 200 м в скважине 4 Фонталовская до 1450 м в скважине 3 Тамань.

Майкопская серия (P₃-N₁)

Литологически майкопская серия представлена плотными глинами с тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Вниз по разрезу песчаность пород увеличивается. Мощность майкопских отложений растёт в восточном направлении для Керченского полуострова, и южном, юго-восточном направлении для Таманского. Майкопская серия подразделяется на три подсерии: нижний майкоп – планорбелловый и остракодовый горизонты или, Дюрменские слои, восточнокерченской свитой, азаматской свитой и коп-такильской толщей соответственно; средний майкоп – керлеутская свита и чорелекская толща; верхний майкоп – арабатская и алагольская свиты (Вернигорова, Рябоконт, 2018) (рис.2). На Таманском полуострове верхний

майкоп полностью размыт чокракской трансгрессией, что выражено в форме углового несогласия (Сафонов, 1955).

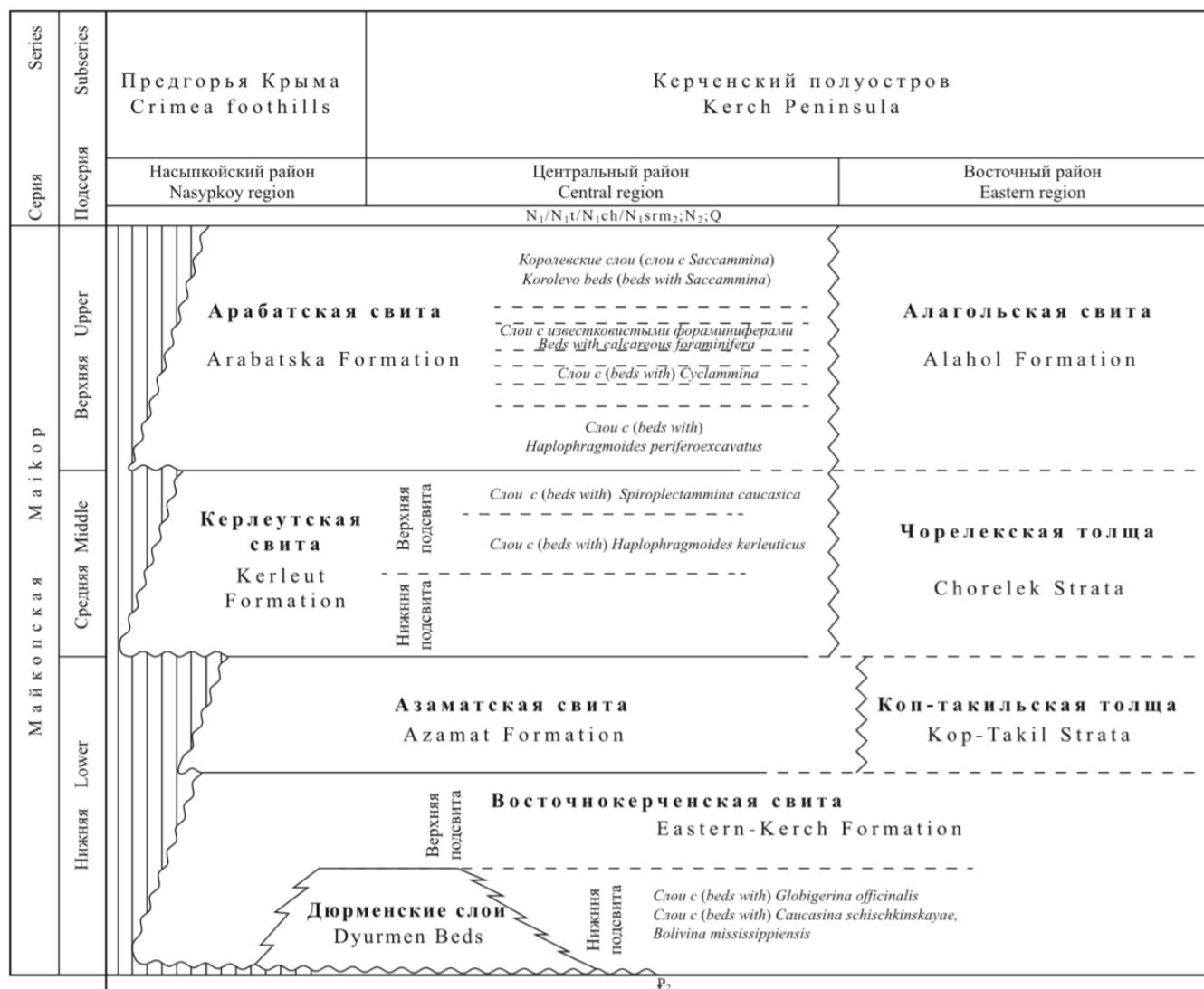


Рис.2 Стратиграфическая схема майкопских отложений (олигоцен – нижний миоцен) Керченского полуострова. (Вернигорова, Рябоконе, 2018)

Нижний майкоп. Представлен отложениями планорбеллового (восточнокерченская свита) и остракодового (азаматская свита и коп-такильская толща) горизонтов. В низах планорбеллового горизонта развиты пачки песчано-алевритовых пород (дюрменские слои) (рис.2). Представлены глинами тёмно-серыми, алевритисто-сланцистыми с прослоями тёмно-серого песка.

Средний майкоп. Преимущественно сложены глинами тёмно-серыми до черных, некарбонатными, жирными на ощупь, слабо алевритисто-сланцистыми, тонколистватоскольчатыми. Среди глин присутствует значительное количество песчано-

алевролитовых пластов. Для Таманского полуострова характерно незначительное наличие песчано-алевролитовых пластов.

Верхний майкоп. Преимущественно представлен на территории Керченского полуострова глинами мощностью 20-1300м.

Общая мощность пород майкопской серии в среднем составляет около 3 км на Керченском полуострове и 1,6-2,5 км на Таманском полуострове. Оligоценовые отложения на Тамани прослежены от поверхности до глубины 5635 м (скважина 2 Тамань). Мощность майкопских отложений на юге Таманского полуострова достигает 3000 м (скважина 1 Восточно-Бугазская), в центральной части полуострова толщина до 4233 м (скважина 2 Тамань, подошва майкона не вскрыта), на севере полуострова мощность майкопской серии до 2160 м (скважина 30 Запорожская).

Неогеновые отложения (N)

Миоцен (N₁) Представлен породами тортонского, сарматского и мэотического ярусов, песчано-алевролитовыми образованиями, известняками, мергелями и доломитам. На Таманском полуострове миоцен представлен глинисто-мергелистой (глубоководной) фацией.

Плиоцен (N₂) Отложения плиоцена развиты в синклиналях Запарпачской области Керченского полуострова. Литологически отложения представлены глинами с прослоями песков, известняков, конгломератов (рис.3). На Таманском полуострове также развиты отложения глинисто-терригенного состава.

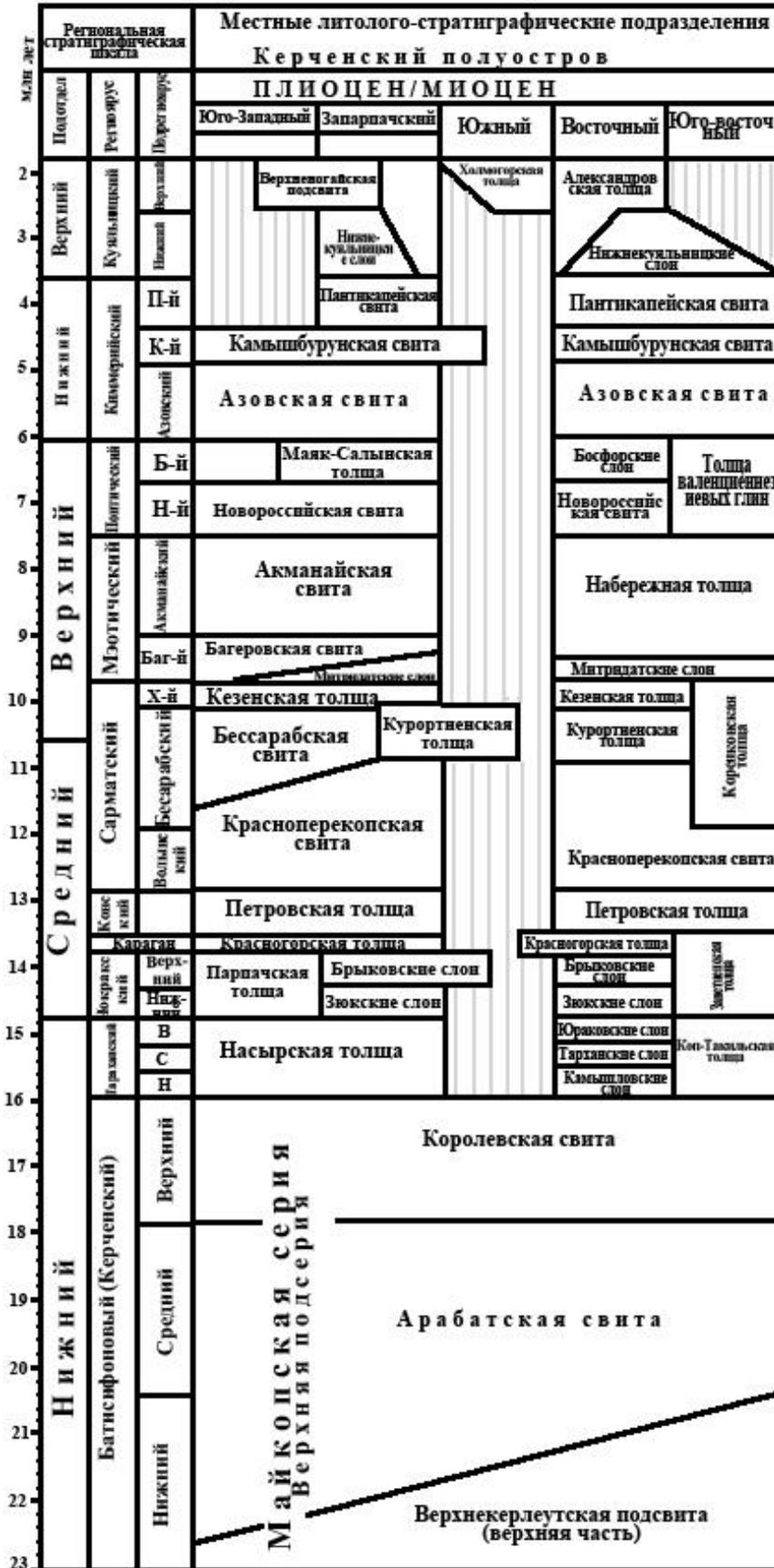


Рис.3 Модернизированная стратиграфическая схема неогеновых отложений Керченского полуострова с изменениями (Белецкий, Белокрыс, 2013). Подрегионалы, сокращения: П-й –

Пантекапейский, **К-й** – Камышбурунский, **Б-й** – Босфорский, **Н-й** – Новороссийский, **Баг-й** – Багеровский, **Х-й** – Херсонский, **В** – Верхний, **С** – Средний, **Н** – Нижний.

Четвертичные отложения (Q)

Развиты повсеместно. На территории Керченского полуострова четвертичные отложения представлены суглинками, супесями, глинами и гравийно-галечным материалом. Мощности 0-3м. На Таманском полуострове к четвертичным отложениям относят современные отложения идентичные отложениям Черного и Азовского морей. Это пески светло-желтые разнозернистые, глинистые, кварцево-полевошпатовые с включениями окатанной мергельной или глинистой гальки. Мощность 2-25м (рис.4).

эра	система/отдел	подотдел/ярус	колонка	литологическая характеристика	
КАЙНОЗОЙСКАЯ	Антропоген	ПЛИОЦЕН (N ₂)	Климмерийский (N ₂ km)	25	Пески светложелтые, разнозернистые, глинистые, кварцсодержащие с включениями окатанной мергельной и глинистой гальки, детрита и створок моллюсков. Сопочная брекчия - темносерая глинистая масса содержащая включения слабоокатанных пород мергелей, песчаников, известняков. Чередование пачек песков с песчано-глинистыми пачками. Пески серые и светлосерые. Песчано-глинистые пачки состоят из светло-серых и зеленоватых глин и песков.
				150	
	Миоцен (N ₁)	Сарматский (N _{1s})	300	Глины серые, зеленовато-серые, плотные, неслоистые, слабокарбонатные и карбонатные, песчано-слоистые с редкими плоскостями скольжения и перематостью с налетами и включениями светло-, темносерых тонкозернистых песков с прослойками мергелей. Мергели темносерые, плотные, неслоистые, доломитизированные.	
			440		Глины серые и темносерые с голубоватыми и зеленоватыми оттенками плотные, слоистые с включениями серого и светлосерого мелкозернистого песка с тонкими прослойками мергеля. Мергели серые и зеленовато-серые в отдельных прослоях доломитизированные.
	Олигоцен (O ₂)	Майкопская серия (P ₂ -N ₁)	650	Частое чередование известняков и глин. Глины серые, темно-серые, зеленовато-серые, карбонатные, алевритистые, плотные с плоскостями скольжения. Известняки серые, мелкопористые, местами рыхлые.	
			880		Глины темносерые, серые, слоистые, карбонатные, песчанослоистые с включениями и налетами песков и песчаников с прослоями мергелей. Мергели серые, крепкие, доломитизированные.
	Палеоцен + эоцен (P ₁ + P ₂)	Майкопская серия (P ₂ -N ₁)	1065	Глины серые и темносерые, некарбонатные, слоистые, алевролитовые, плотные, жирные на ощупь, с многочисленными зеркалами скольжения. В низах встречаются прослойки алевролита. Алевролиты светлосерые и темносерые, неслоистые, плотные.	
			1200		Глины голубовато-серые, карбонатные, слабоплоистые, плотные, местами перематые с включениями слабоокатанных обломков темносерых глин. Встречаются прослойки серого мергеля.
	МЕЗОЗОЙСКАЯ	ВЕРХНИЙ МЕЛ (K ₂)	Маасгривский (K ₂ m)	2450	
				2820	Мергели с прослоями глин и алевролитов. Мергель светло-серый до белого, крепкий, встречаются разнонаправленные трещины заполненные белым кальцитом, иногда трещины открыты. Глина серая, карбонатная, плотная. Алевролит серый, карбонатный, плотный.
Верхний саитон + кашпан (K ₂ st+cp)			3075	Мергели с прослоями глин и алевролитов. Мергели светлосерые, иногда темносерые, крепкие, плотные, однородные. Глины светлосерые, карбонатные, крепкие. Алевролит светлосерый, карбонатный.	
			3410		Известняки с прослоями глин, мергелей, алевролитов. Известняки светлосерые до белого, сахаровидные, крепкие, встречаются сутурные швы с заполненными трещинами глинистым материалом. Глина темносерая, карбонатная, плотная, аргиллитовая, слоистая. Мергель серый, однородный. Алевролит серый, карбонатный, сливной, крепкий.
Верхний турон + коньякский + нижний саитон (K ₂ tr+cn+st)			3570	Глины темносерые, карбонатные, с прослоями известняков, мергелей и алевролитов.	
			4330		Чередование прослоев глин, мергелей, в нижней части несколько прослоев алевролитов. Глины темносерые, карбонатные, слоистые. Мергели светлые, плотные с включениями окатанных галек светлосерых известковистых глин. Алевролит светлосерый.
Нижний мел (K ₁)	Альбский (K ₁ al)	4355	Глины серые, карбонатные, тонкослоистые с зеркалами скольжения с прослоями темносерых глин сильно перематых		
		4420		Глины серые, карбонатные, тонкослоистые с зеркалами скольжения с прослоями темносерых глин сильно перематых	
			4500		

Условные обозначения:

	Глины		Пески, песчаники, алевролиты
	Мергели		Известняки

Рис.4 Сводная литолого-стратиграфическая колонка отложений Таманского полуострова с использованием данных по результатам поисково-разведочных работ по (Савопуло и др., 1984).

Краткий палеогеографический очерк Керченско-Таманской области составлен с применением данных о литологическом составе отложений из источников, анализирующих палеогеографическую картину орогенов Крыма и Северо-Западного Кавказа.

Юрский период.

На всей территории Керченско-Таманского прогиба накапливались терригенные породы. На Тамани и Северо-Западном Кавказе происходила активизация вулканических процессов, выраженных магматическими горными породами кислого состава (Сафронов, 1967, 1972; Шарданов и др., 1962).

Интенсивное прогибание существенно замедлилось в среднеюрское время, накапливались преимущественно глины.

Позднеюрское время соответствует периоду максимальной трансгрессии для среднеюрского бассейна. Характерно распространение карбонатных и терригенно-карбонатных горных пород для Тамани, и далее на запад в титоне, вплоть до восточной части Горного Крыма. Повсеместно несогласное залегание на терригенных породах келловея.

Меловой период.

Практически для всей территории в раннемеловое время, характерно отложение терригенных пород, за исключением области западного погружения Северо-Западного Кавказа, где происходило накопление известняков в берриассе и валанжине. В туроне-сантоне отлагаются преимущественно карбонатные горные породы. Общая мощность раннемеловых отложений составляет до 2 км в западной части и до 700 м в восточной. В позднемеловое время – в раннем кампане происходили существенные тектонические изменения, увеличение суши территории Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа, образование островов. Острова регулярно погружались, на что указывают многочисленные области размыва отложений сантона. Для позднего кампана, вплоть до конца мела, происходило повсеместное развитие трансгрессии. Зона островов постепенно погружалась под уровень моря (Яншин, 1973 и др.). Для большей части территории характерно развитие карбонатных отложений. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет от 700 – 1500 м. Некоторыми авторами делается предположение, что для зон флишевых прогибов мощность верхнемеловых образований может достигать 3–3,5 км (Перерва, 1981).

Палеогеновый период.

В раннем палеогене – датском веке, интенсивность тектонических движений возросла, отмечается размыв датских и частично верхнесенонских отложений. Отложения датского яруса – преимущественно известняки и песчанистые мергели. В осевой части Большого Кавказа сформировалось обширное поднятие, что привело к консолидации мелких участков суши и образованию единого Кавказского острова (Сафронов, 1972).

В течение раннего-среднего палеогена область поднятий расширялась, охватив и Северо-Западный Кавказ (Копп, 1998). Здесь формируется центральная антиклинальная зона, развиваются флишевые прогибы южного и северного склонов, ограниченные краевыми Кордильерами (Летавин, Перерва, 1987).

К началу олигоценовой эпохи происходит заложение передовых и межгорных прогибов Кавказа и Горного Крыма с юга и севера от них. Туда образуются снос обломочного материала с растущих горных сооружений. Происходит соединение Предкавказского и Предкрымского прогибов и образуется тем самым единый Индоло-Кубанский прогиб. «Индоло-Кубанский краевой прогиб сформировался в олигоцен-неогеновое время вдоль фронта альпийских складчатых-орогенных сооружений, является наложенным на южную окраину Скифской плиты» (Тектоника..., 2009). Для эпохи олигоцена характерны мощные толщи майкопской серии (нижний майкоп), представленные на Таманском полуострове глинами мощностью до 4 км, тогда как на Керченском полуострове, в южной и западной частях полуострова, происходило накопление с прослоями алевролитов и песчаников.

Неогеновый период.

Ранний миоцен характеризуется сходными условиями осадконакопления с периодом позднего олигоцена. Позднее отмечается цикл регрессии, выраженный размывом тарханских отложений на Таманском полуострове.

Средний миоцен характеризуется трансгрессией. В чокракском и караганском веках развиты осадки шельфового типа – карбонатные глины с прослоями карбонатных и терригенных горных пород. Наибольшая мощность отложений отмечена на востоке Керченского полуострова, до 500м, на Таманском полуострове составляет 250-350м, увеличивая в синклинальных зонах мощности вдвое. Это дает основание полагать, что *процессы глиняного диапиризма проявлялись уже в чокрак-караганское время, и начали формироваться антиклинальные зоны.*

Верхний миоцен характеризуется смещением зоны прогибаний бассейна на территорию Тамани, тогда как на юго-западной части Керченского полуострова образовалась суша. Формировались типичные отложения песчано-алевритового состава для шельфовых зон и глинисто-алевритистых для прогибов. В позднесарматском бассейне увеличилась доля

карбонатных горных пород, как в прибрежных зонах, так и зонах погружений (Енгибарян, 2006). Для Керченского полуострова максимальная мощность верхнемиоценовых отложений характерна для восточной части и составляет более 500 м. На Таманском полуострове мощность варьируется в зависимости от антиклинальных или синклинальных зон от 150 до 500 м соответственно. Такое распределение мощностей доказывает активное развитие антиклинальных структур в это время.

В сармате уже активно действуют подводные грязевые вулканы, что подтверждается наличием на ряде площадей в разрезе нормально залегающих сарматских слоев внедрений перемятых глин, с литологическим составом соответствующему майкопской серии, практически без включений (Енгибарян, 2006).

Судя по обширному площадному распространению сопочных брекчий, вероятно, существовали линейные активные тектонические зоны нарушений, где продукты грязевого вулканизма изливались и выжимались на дно морского бассейна, растекаясь по всей площади облекая рельеф и замещая «нормальные» морские осадки.

Плиоцен. В мэотисе и понте неоднократно происходили трансрессивно-регрессивные циклы. Для Керченского полуострова характерны карбонатные породы – детритовые известняки и ракушечники мощностью до 80м. На Таманском полуострове преимущественно развиты терригенные отложения – глины, мощность до 500м. К окончанию понтического века Керченский полуостров представлял собой сушу за исключением небольшой узкой части на северо-западе. Киммерийское время для Керченского полуострова характеризуется континентальным режимом осадконакопления, при этом на севере и востоке существовали условия для накопления маломощных терригенных пород, существенно железистых.

Синклинальная вдавленность Баксинского железорудного месторождения на Керченском полуострове представляет в плане эллипс площадью 5 км², обрамленный меотическими рифовыми массивами. Вдавленность выполнена глинистой с прослоями известняков толщиной (до 1 км) пород миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. Во вдавленности значительно развиты грязевулканические (сопочные) брекчии; в понтическом ярусе их мощность достигает 100 м, в среднем киммерийском ярусе 500–600 м; к центру вдавленности мощности брекчии увеличиваются, а ее слои сливаются друг с другом. Объем среднекиммерийской брекчии составляет 120–125 млн м³, куяльницкой 35–40 млн м³ и четвертичной 35 млн м³. Излияние брекчии происходило непрерывно, но были пароксизмы (не менее пяти), во время которых впадина полностью заполнялась сопочной брекчией (Шнюков и Фесюнов, 1965).

В целом, в неогеновый период и в наследовавший ему четвертичный период, характеризующиеся высокой степенью тектонических движений для Керченско-Таманской области, происходит интенсивный рост орогенов Горного Крыма и Большого Кавказа с одновременным интенсивным углублением Керченско-Таманского прогиба.

В палеогеографическом отношении Тамань, имея свои особенности, в целом, формировалась в сходных с южным бортом Индоло-Кубанского прогиба условиях (Енгибарян, 2006).

История геологического развития Керченско-Таманской области отражает появление, развитие и усиление роли грязевулканических процессов, начиная с неогенового времени. Именно в миоцен-плиоценовое время развитие грязевого вулканизма достигает своего максимального развития для Керченской части области, а для Таманского полуострова существенно активизируется. Можно рассматривать современный грязевой вулканизм как часть общего процесса, выявленного в кайнозойской геологической летописи региона.

1.3 Современное состояние тектонического изучения Керченско-Таманской грязевулканической области

Керченско-Таманская грязевулканическая область имеет свою геолого-историческую особенность в сравнении с другими областями грязевого вулканизма: максимум деятельности грязевого вулканизма приходится здесь на чокракское и сарматское время. Сейчас уровень активности грязевого вулканизма в Керченско-Таманской области ниже, чем в геологическом прошлом (Шнюков и др., 2005).

1.3.1 Керченский полуостров

Керченский полуостров, образованный на прямом продолжении восточного окончания складчатого поднятия Южного Крыма, в структурном отношении представляет из себя его периклинальную часть, сформированную как складчатую область в новейшее время (миоцен, плиоцен) (Геология СССР, т.8) (рис.5).

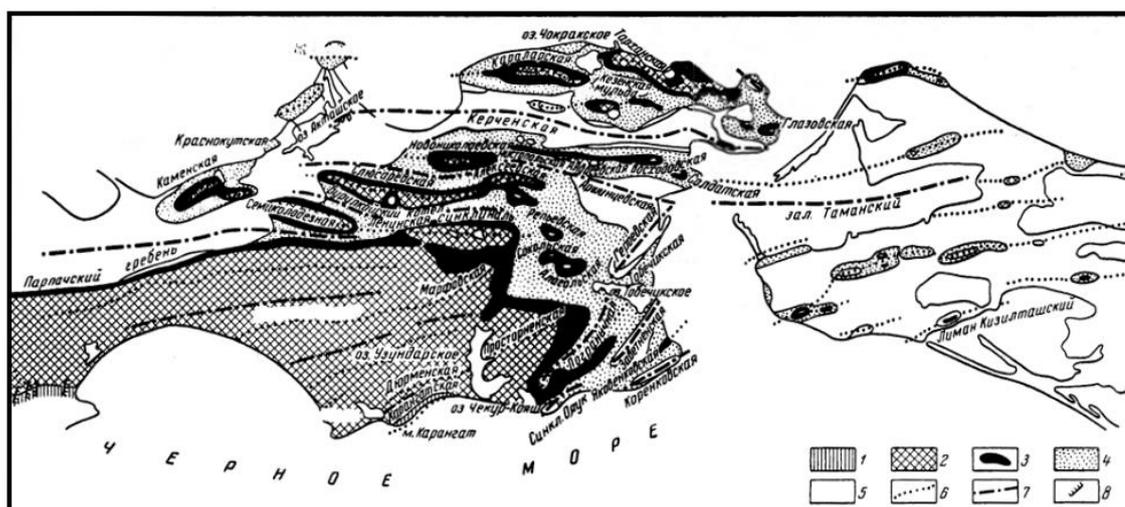


Рис.5 Схематическая тектоническая карта Керченского полуострова по А. Д. Архангельскому, А. А. Блохину, В. В. Меннеру, С. С. Осипову, М. И. Соколову, К. Р. Чепикову, М. В. Муратову и др. (Геология СССР, т.8). Условные обозначения: 1 – меловые и эоценовые отложения; 2 – ядра антиклинальных складок, сложенные майкопской серией; 3 – средний миоцен; 4 – верхний миоцен; 5 – плиоценовые и четвертичные отложения антиклиналей; 6 – оси антиклиналей; 7 – оси синклиналей; 8 – сбросы.

На территории Керченского полуострова, прежде всего, достаточно четко обособляется, и геоморфологически, и в структурном плане, юго-западная равнина, или восточная периклинали Туакского антиклинория, а вместе с тем и мегантиклинория Горного Крыма, хорошо оконтуренная в рельефе Парпачским гребнем (рис.5). Эта восточная периклинали имеет запад-

юго-западное – восток-северо-восточное простирание согласно с простиранием Туакского антиклинория.

Вся расположенная севернее территория рассматривается как часть Индоло-Кубанского прогиба. До меридиана пос. Марфовка, где Парпачский гребень почти под прямым углом поворачивает на юг, этот структурный элемент, как и выделяющиеся в его пределах отдельные складки, сохраняет аналогичную субширотную ориентировку. Здесь и восточнее, ближе к Керченскому проливу эти частные структурные элементы характеризуются более сложной картиной строения. Это уже типичные брахиморфные складки, которые представляют собой поверхностное осложнение более крупных линейно вытянутых в субширотном направлении погребенных складок. Это объясняется тем, что северо-восточная часть Керченского полуострова, относящаяся к Индоло-Кубанскому прогибу, может и должна рассматриваться одновременно как часть поперечного Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба, примыкающая к его осевой зоне. Здесь, по мере накопления осадков в кайнозое, происходила не только нивелировка раннего структурного плана, но и его перестройка. Последняя и получила свое отражение в поперечных ундуляциях шарниров структур субширотного простирания и в образовании брахиморфных складок в отложениях миоцена и плиоцена.

Еще ярче этот процесс проявился в формировании складчатой структуры кайнозоя в южной и части Керченского полуострова восточнее резкого поворота к югу Парпачского гребня. На этой территории, принадлежащей Керченско-Таманскому межпериклиналичному прогибу, получают развитие только брахиморфные и куполовидные структуры. Они даже не образуют цепочек линейной протяженности. А на крайнем юге и юго-востоке полуострова складки, в соответствии с поперечным опусканием, приобретают северо-восточное бездолготное простирание (Якубов и др., 1980).

Принято выделять в пределах Керченского полуострова три структурно обособленных элемента: Юго-Западная равнина, соответствующая восточному периклиналичному погружению мегантиклинория Горного Крыма, северная его часть, представляющая Индоло-Кубанский прогиб, и юго-восточная, соответствующая Керченско-Таманскому межпериклиналичному прогибу. Особенности их внутренней складчатой структуры могут дать вполне определенный материал для предположений о погребенной структуре мезозоя, с которой эта поверхностная кайнозойская структура связана.

Юго-Западная равнина характеризуется широким распространением майкопских отложений. Их складчатая структура из-за однообразия глинистого состава разреза не находит своего четкого морфологического выражения. Лишь отдельные антиклинальные структуры, в ядрах которых выходят отложения верхнего мела или эоцена, выделяются в рельефе в виде

волнообразных возвышенностей (мыса Карангат, горы Дюрмень, Ак-Тубе). Положение осевых зон антиклиналей может быть установлено по небольшому числу грязевых вулканов (Джау-Тепе, Борух-Оба и др.) и сопровождающих их вдавленных синклиналей, которые фиксируют участки максимального воздымания шарниров складок (Муратов, 1969).

В пределах Юго-Западной равнины с северо-запада на юго-восток выделяются шесть антиклинальных зон: Владиславовская, Мошкаревская, Ульяновская, Белобородская, Дюрменская и Карангатская (рис.6). В целом они имеют субширотное северо-восточное простирание (Якубов и др., 1980).

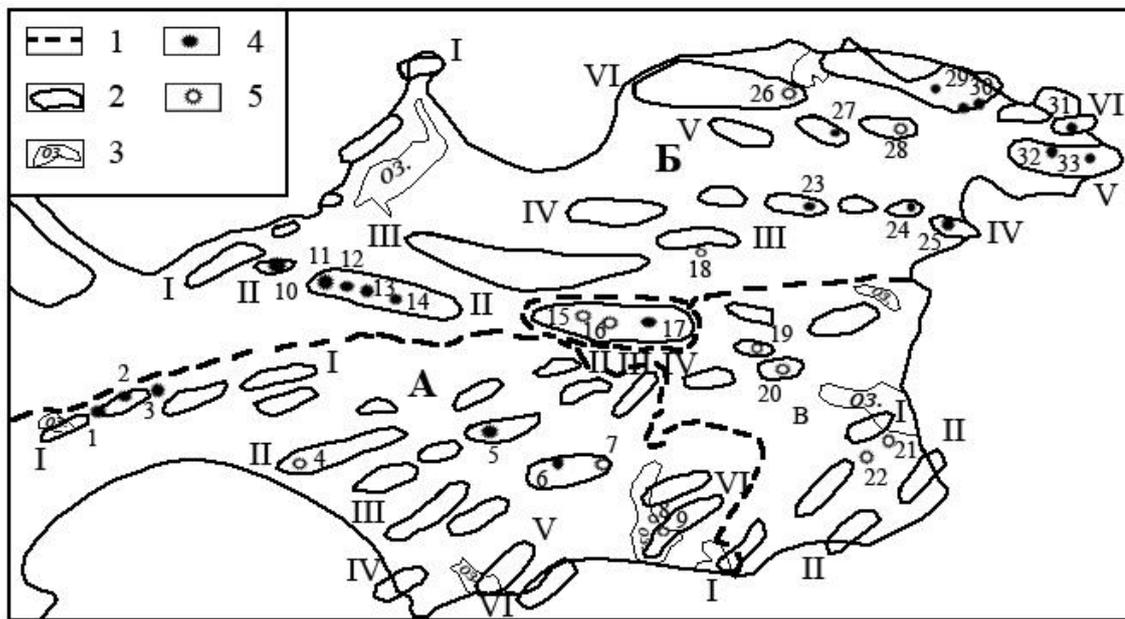


Рис.6 Схема складчатости Керченского полуострова по (Якубов и др., 1980).

1 – границы тектонических зон; 2 – антиклинальная складка; 3 – озера; 4 – грязевые вулканы наземные; 5 – грязевые вулканы погребенные. А – Юго-Западная равнина; антиклинальные зоны: I – Владиславовская; II – Мошкаревская; III – Ульяновская; IV – Белобородская; V – Дюрменская; VI – Карангатская. Б – Южный борт Индоло-Кубанского прогиба; антиклинальные зоны: I – Каменская; II – Королевская; III – Слюсаревская; IV – Ново-Николаевская; V – Караминско-Маякская; VI – Калараско-Борзовская. В – Керченско-Таманский межпериклинальный прогиб; антиклинальные зоны: I – Опукская (Тарасовская); II – Яковенковская. Грязевые вулканы: 1 – Владиславовский; 2 – Харсыз-Шибанский; 3 – Арма-Элинский; 4 – Керлеутский; 5 – Джау-Тепе; 6 – Борух-Оба (Маякский); 7 – Ак-Тубе (Новоселовский); 8 – Кончекский; 9 – Узунларский; 10 – Насырский; 11 – Семиколодезный; 12 – Каджаларский; 13 – Кенегезский; 14 – Бурулькайский; 15 – Кара-Сиджеутский; 16 – Кайлы-Сартский; 17 – Новоселовский; 18 – Горностаевский; 19 – Сарайминский; 20 – Алагольский; 21 – Чонгелекский; 22 – Чорелекский; 23 – Андреевский (Чанлугарский); 24 – Джарджавский

(Восходовский); 25 – Солдатский; 26 – Чокракский (Кезенский); 27 – Бурашский; 28 – Бабчикский; 29 – Тарханский; 30 – Булганакский; 31 – Барзовский; 32 – Баксинский; 33 – Еникальский (Маякский).

Южный борт Индоло-Кубанского прогиба, занимающий северную часть Керченского полуострова, характеризуется, как зона развития мощной толщи неогеновых образований. Систему складок, в которую смяты неогеновые отложения, в том числе и верхняя часть майкопской серии, уже нельзя назвать сколько-нибудь строгой. В ориентировке складок нет определенного согласия, хотя и преобладают широтные простирания. Составляющие их структуры кулисно сочленяются друг с другом, так что оси отдельных складок оказываются направленными под разными углами к оси всей антиклинальной линии. Линейность складок нарушается осложнением их осевых зон грязевыми вулканами, с которыми связаны вдавленные синклинали. Грязевые вулканы приурочены к участкам максимального воздымания шарниров складок. Участки их локализации следует рассматривать как следствие поперечной ундуляции шарниров антиклиналей, нередко по простиранию отдельных складок вдоль их оси фиксируется два, а иногда даже три (Королевская антиклиналь) вулкана. В отдельных случаях ундуляции носят обособленный характер, вдоль одной структуры четко выделяются отдельные небольшие складки. Поперечные ундуляции характеризуют усложнения структуры в отложениях майкопской серии и перекрывающих ее породах неогена. Это объясняется формированием поперечного наложенного Керченско-Таманского межпериклинального прогиба и высокой пластичностью майкопских глин, способных легко перемещаться в горизонтальном направлении (Якубов и др., 1980).

В соответствии с процессом формирования Керченско-Таманского межпериклинального прогиба происходило разветвление единой широтноориентированной Чокракской (Караларской) антиклинали, расположенной на севере в береговой полосе Азовского моря. К востоку от Чокракского озера ее структура резко усложняется за счет разрастания, а затем сжатия в близдолготном направлении (Якубов и др., 1980). В этом случае, следует говорить о поперечных ундуляциях ее шарнира, с которым связано активное проявление грязевого вулканизма.

При таком разнообразии в строении части Индоло-Кубанского прогиба, расположенной на Керченском полуострове, структурный план этой территории будет лишен наглядной стройности. Одни структурные линии оказались здесь достаточно протяженными, состоящими из ряда складок, другие – сугубо обособленными, представленными отдельными изолированными складками. Выделяют ряд антиклинальных линий, обособление которых

носит достаточно условный характер. С запада на восток и с юга на север они располагаются в следующей последовательности: 1. Каменская; 2. Королевская; 3. Слюсаревская; 4. Ново-Николаевская; 5. Чегене-Еникале (Лычагин, 1969). В структурных планах Юго-Западной равнины и Индоло-Кубанского прогиба не оказалось Новоселовской (Фонтановской) антиклинали. Территориально она находится в пределах первой структурной зоны, оконтуренной Парпачским гребнем. В отличие от всех структур этих зон, ориентированных в субширотном юго-запад – северо-восточном направлении, упомянутая антиклиналь простирается строго по широте. Своеобразие ее проявляется и в частых поперечных ундуляциях ее шарнира, благодаря чему вдоль ее оси обособляются три куполовидных выступа, из которых два крайних – западный и восточный осложнены грязевыми вулканами. Новоселовскую антиклиналь следует рассматривать как структуру, расположенную на восточном продолжении Королевской антиклинали, явно на одной оси с ней. В строении обеих антиклиналей есть много общего, хотя бы в их осложнении поперечными ундуляциями и грязевыми вулканами.

Керченско-Таманский поперечный прогиб охватывает юго-восточную часть Керченского полуострова и ограничен с севера зоной широтных антиклиналей, с запада – Парпачским гребнем, а с юга и востока – берегом Черного моря. Этот структурный элемент отвечает западному борту прогиба, разделяющего периклинальные окончания мегантиклинорий Горного Крыма и Большого Кавказа. В северной части рассматриваемой территории выделяется широкая и пологая Аршинцевская (Камышбурунская) синклинали. Она имеет широтное простирание и выполнена отложениями мэотического, понтического и киммерийского ярусов. Синклинали прослеживается от восточной периклинали Алексеевской антиклинали до берега Черного моря. К юго-востоку от нее между Чурбашским и Тобечикскими озерами расположена следующая Героевская (Эльтигенская) синклинали. Она имеет северо-восточное простирание и сложена отложениями мэотиса, понтического и киммерийского ярусов. Оси в их восточном направлении сходятся. Разделяющее эти синклинали поднятие треугольной формы осложнено в западной и расширенной части тремя сближенными куполовидными складками: Алагольской на юге, Сокольской в центре, и Репьевской на севере. Своды этих складок сложены майкопскими, а крылья среднемиоценовыми отложениями. Северо-восточная периклиналь Алагольской антиклинали осложнена нарушениями; к западной части свода складки приурочены ископаемый Алагольский грязевой вулкан и одноименная вдавленная синклинали, выполненная киммерийскими отложениями. Сокольская антиклиналь осложнена на северном крыле Сарайминской вдавленной синклиналию. Сарайминская вдавленная синклинали расположена

между Сокольской и Репьевской антиклиналями, и охватывает их соответствующие крылья. Вдавленная синклиналь окаймлена кольцевым нарушением и сложена отложениями сарматского яруса с прослоями сопочной брекчии. Репьевская антиклиналь имеет небольшие размеры. Складка сложена отложениями майкопской свиты и среднего миоцена. К своду складки приурочен Репьевский ископаемый грязевой вулкан и одноименная вдавленная синклиналь. Синклиналь сложена нормальными морскими отложениями понтического и киммерийского возраста. По северной границе вдавленности проходит тектоническое нарушение, что подтверждается резким выклиниванием рудного пласта и исчезновением понтических отложений.

В юго-восточной причерноморской части Керченского полуострова складки в отложениях кайнозоя проявляют уже большую унаследованность по отношению к погребенному структурному плану. На это указывает и их ориентировка в северо-восточном направлении и их бóльшая, в целом, линейная вытянутость антиклинальных зон. Здесь параллельно с юго-запада на северо-восток прослеживаются две антиклинальные зоны. Северная объединяет Опухскую (Тарасовскую), Пограничную (Чоролекскую) антиклинали. В пределах южной зоны обособляются Яковенковская и Кореньковская антиклинали.

Северо-восточная периклиналь Пограничной антиклинали осложнена не действующим сейчас Чоролекским грязевым вулканом, южное крыло Приозерского поднятия – Чонгелекским. Названные антиклинальные зоны разделяются крупной Заветинской синклиналью, выположенной в широкой осевой зоне, где она выполнена верхнеплиоценовыми отложениями. Для синклинали характерно стремление к вытягиванию в более долготном направлении, нежели окружающие ее северо-западная и юго-восточная антиклинальные зоны. Этот факт подчеркивается, поскольку он указывает на «постепенность перехода в течение кайнозоя от субширотных к близдолготным простираниям как локальных структур, так и более крупных структурных зон» (Якубов и др., 1980).

Анализ данных глубокого бурения, проведенного на Горностаевской структуре (Керченский полуостров), где известен ископаемый грязевый вулкан (Казанцев, Бехер, 1988), связывает основную причину происхождения грязевого вулканизма с явлениями надвигания. Такой версии придерживается ряд авторов (Казанцев, Бехер, 1988; Казанцев, 2003). Горностаевская антиклиналь и формирующий ее надвиг встречены здесь скважинами 1, 2, 4 (рис.7).

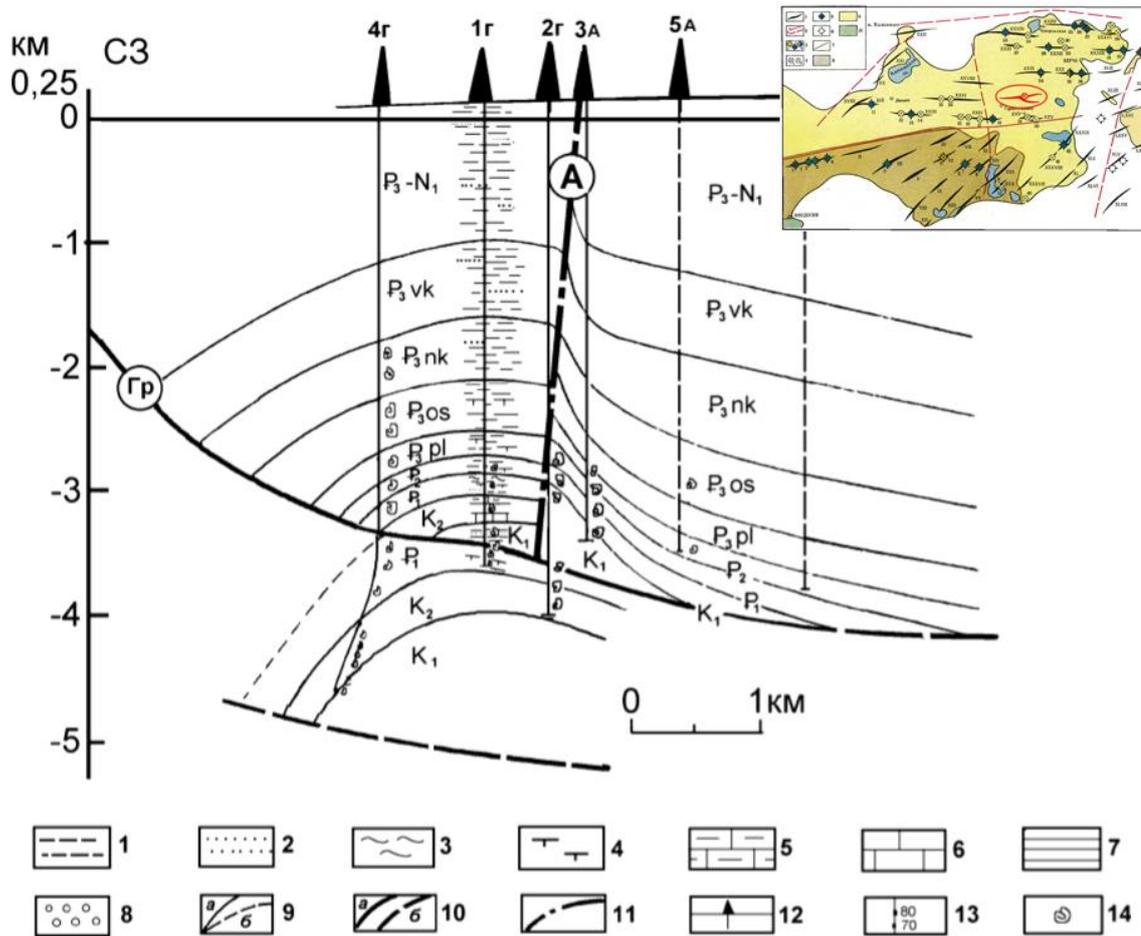


Рис.7 Геологический разрез Горностаевской антиклинали по (Казанцев, Бехер, 1988).
Условные обозначения: 1 – глины; 2 – пески и песчаники; 3 – алевролиты; 4 – известковистые глины; 5 – мергели; 6 – известняки; 7 – аргиллиты; 8 – конгломераты; 9 – стратиграфические границы: а)установленные, б)предполагаемые; 10 – надвиги: а)установленные, б)предполагаемые; 11 – сдвиги; 12 – скважины: А – Алексеевской, Г – Горностаевской площадей; 13 – углы наклона слоистости по керну; 14 – места определения фауны.

Структура к тому же осложнена Алексеевским сдвигом, впервые выделенным сейсморазведочными исследованиями, как вертикальное нарушение субмеридионального простирания. Зона сдвига подтверждена скв. 2 в интервале 2780–2810 м. Бурением установлено, что на глубине Алексеевский сдвиг обрывается Горностаевским надвигом, доказывая вторичность сдвиговой дислокации по отношению к надвигу. Сдвиги возникают в процессе латерального движения аллохтонных структур в качестве элементов, облегчающих транспортировку аллохтонов на большие расстояния путем расчленения их на части. Выход Горностаевского грязевого вулкана в плане связан с зоной Алексеевского сдвига, и это,

очевидно, определяет их генетическую взаимосвязь. Происхождение грязевого вулканизма можно связать с движением надвиговой структуры, а место его излияния чаще приурочено к участкам осложнения ее сдвиговым нарушением. В условиях горизонтального сжатия газожидкие флюиды, концентрация которых, как известно, обусловлена природными ловушками, нагнетаются в сводовое пространство антиклинали, над которой располагаются вулканические аппараты. Происхождение грязевых вулканов по (Казанцев, Бехер, 1988), обязано горизонтальным движениям, которые формируют складчатые структуры, создавая в них с помощью сдвигов каналы вулканических аппаратов, обеспечивающих поступление жидкости вверх.

В. В. Юдин в своих исследованиях придерживается принципиально иной позиции в представлении тектонического развития Керченского полуострова, и пишет, что: «...антиклинали в подавляющем большинстве имеют не диапировое, как считалось ранее, а принадвиговое происхождение. В разрезе они бескорневые и разделяются пологими разрывами, а в плане – удлинненные, не куполообразные (Юдин, 2011) (рис.8).

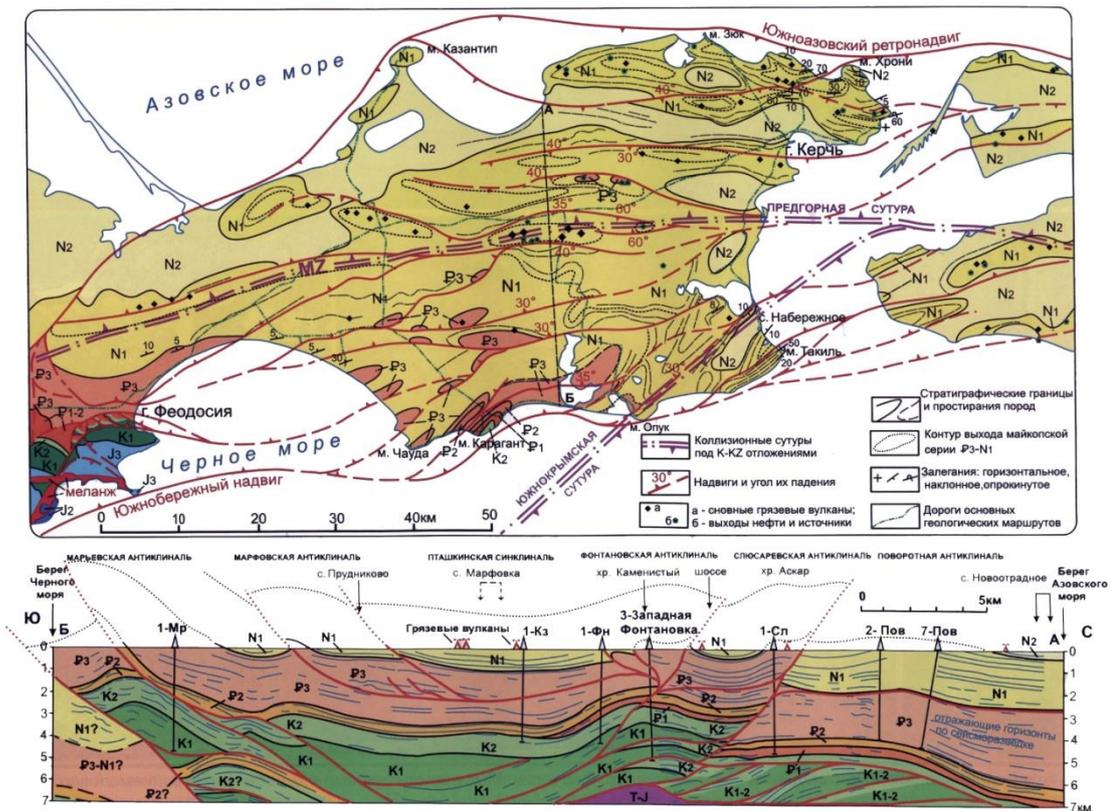


Рис.8 Геологическая карта и разрез Керченского полуострова по (Юдин, 2011)

В каждой тектонической пластине выделяется свой структурный план, не связанный с выше- и нижележащим, что является закономерным в регионе (Казанцев, 1989). Складки

расположены в автономных структурных уровнях в пределах чешуй-дуплексов и связаны с подстилающими их надвигами. Брахиформность и кулисообразное положение антиклиналей в плане свидетельствуют о наличии в надвигах и ретронадвигах сдвиговой составляющей, а также «о большой роли послонных срывов по некомпетентным толщам и о наличии главной корневой зоны дислокаций в унаследовано активной мезозойской сутуре и в современной зоне квазисубдукции коры Черного моря под полуостров» (Юдин, Герасимов, 1999). Указанные авторы полагают, что: «Положение проявлений грязевого вулканизма (в районах Горного Крыма) не зависит от складчатой структуры нижележащих толщ и морфологии рельефа. Оно может быть связано с ослабленными зонами тектонического дробления в основании титонских известняков при их надвигании» (Юдин, 1995). Такое представление о развитии грязевого вулканизма в пределах Керченского полуострова, на взгляд автора данной работы, не представляется обоснованным. Представление источников грязевого вулканизма, изолированных границами срывов пологих надвигов, не связанных литологически и стратиграфически, не подтверждается данными об изотопном составе воды и газов (Лаврушин и др. 2003; Дубинина, 2013 и др.), содержащихся в сопочной брекчии грязевых вулканов полуострова. Кроме того, высокопластичные глинистые отложения майкопа Юго-Западной равнины не в состоянии поддерживать активные каналы дегазации. Гравитационная ползучесть глинистых толщ в областях развития грязевого вулканизма будет постоянно приводить к перекрыванию источника поступающего флюидонасыщенного вещества. И, наконец, сами области распространения грязевого вулканизма не соответствуют указанным на карте В. В. Юдина местам тектонических срывов, а напротив, расположены в центре тектонических пластин, что исключает поставку флюидонасыщенного вещества.

1.3.2 Таманский полуостров

Таманский полуостров составляет восточную половину Керченско-Таманского поперечного прогиба, который располагается на западном продолжении мезозойских структур Западного Кавказа и южного борта Западно-Кубанского передового прогиба. Наиболее характерной особенностью Тамани является полное соответствие современного, относительно расчлененного рельефа (абсолютные отметки от нуля до +150) структуре неогенового комплекса, что свидетельствует о молодых неотектонических движениях (Геология СССР, т.9).

В работе Трихункова «*Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа*» (Трихунков, 2016) приводится детальное описание геоморфологических элементов и сопоставляется с особенностями тектонического строения региона. Например, отмечено, что «основную площадь Таманского полуострова занимают

аккумулятивные низменные впадины, соответствующие обширным синклиналиям с пологим падением пластов. Выделяются Кизилташская, Витязевская, Ахтанизовская, Курчанская и другие впадины, имеющие низкие гипсометрические уровни (первые метры) и испытывающие тенденцию к прогибанию, вследствие чего их центральные части обычно заняты лиманами, а в случаях наиболее активного прогибания – морскими заливами, где продолжается морское осадконакопление» (Трихунков, 2016) (рис.9).

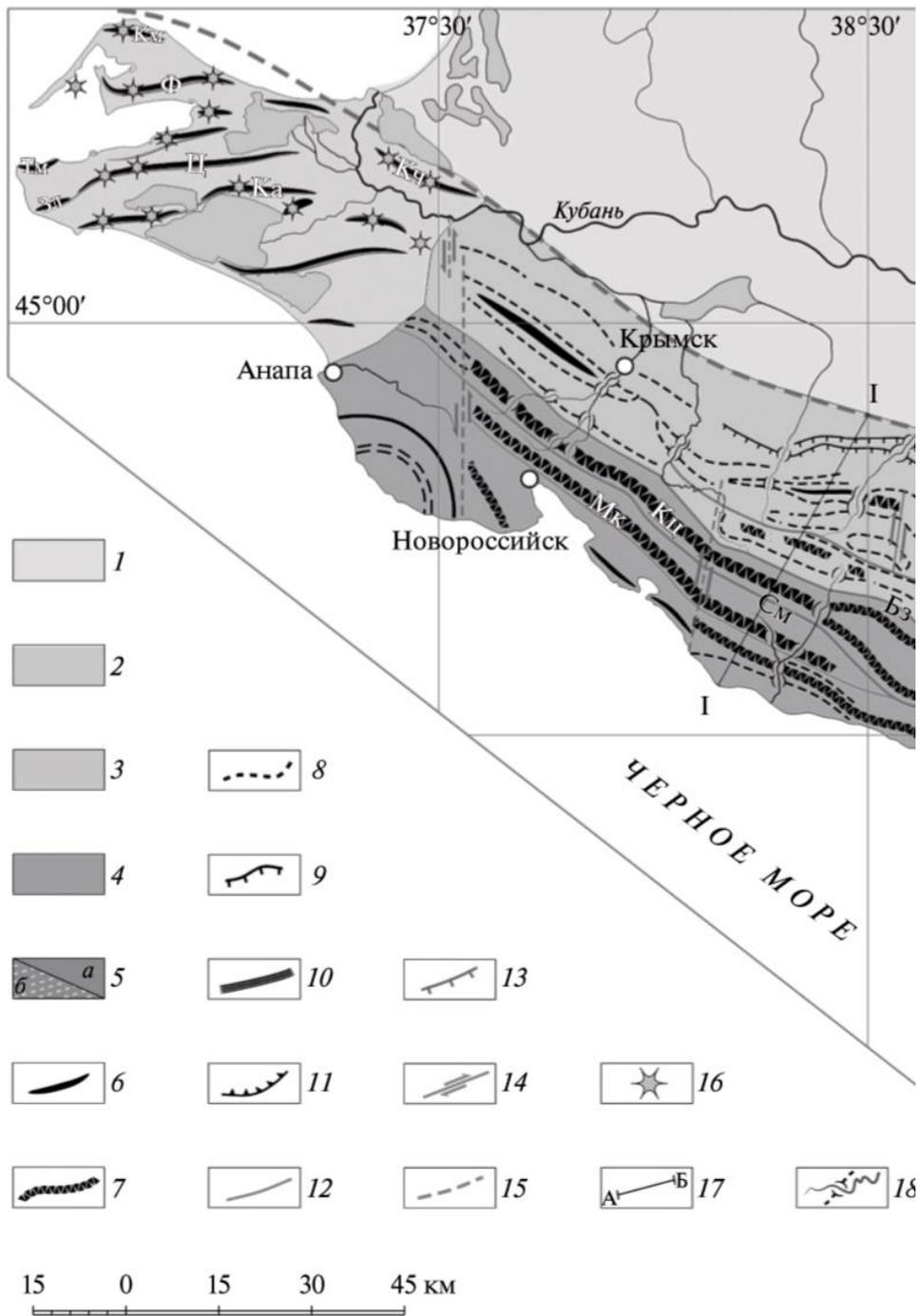


Рис.9 Фрагмент карты выражения новейших структур в рельефе Северо-Западного Кавказа (Трихунков, 2016) 1–5 – морфотектонические районы: 1 – Таманский, 2 – Абино-Гунайский, 3 – Новороссийско-Лазаревский, 4 – Гойтхский, 5 – Сочинский (а – Адлерский подрайон, б – Пластунский подрайон); 6–12 – типология морфоструктур: 6–9 – хребты: 6 – антиклинальные, 7 – конденудационные синклинальные, 8 – конденудационные моноклинальные, 9 – куэсты, 10 – складчато-глыбовые, 11 – покровно-складчатые; 12–15 – разрывы: 12 – надвиги, 13 – взбросы, 14 – сдвиги, 15 – предполагаемые разрывы; 16 – грязевые вулканы; 17 – линия поперечного геолого-геоморфологического профиля; 18 – реки и долины прорыва хребтов. Прямоугольником показан модельный участок Ачишхо. Буквами на карте обозначены хребты: Мк – Маркотхский, Кц – Коцехурский, возвышенности: Зл – Зеленская, Ка – Камышеватая, Км – Каменномысская, Кч – Курчанская, Тм – Таманская, Ф – Фонталовская, Ц – Центральная; надвиги: См – Семигорский, Бз – Безепский.

Автор справедливо делает предположение о структурном единстве гряд Таманского полуострова с возвышенностями Керченского полуострова. Также отмечается, что отчетливо прослеживается волна прерывистой складчатости Предкавказского прогиба, которая в палеогене и неогене прошла с востока на запад и в плиоцен-квартере захватила (сформировала) Таманский полуостров. Вектор сжатия меняет свое направление с северо-восточного (СЗК) на меридиональное (основная территория Тамани) и север-северо-западное (западная часть Тамани – Керчь) (Трихунков и др., 2019). В западной части региона происходит интерференция Крымского и Кавказского полей напряжения (Расцветаев, 1973).

Автор указывает на структурное единство гряд Таманского и Керченского п-овов. Складчатость развивалась последовательно с востока на запад от внутренних частей Предкавказского прогиба в палеогене и неогене до складчатости на Таманском п-ове в плиоцен-квартере. Направление сжатия изменилось при этом с северо-восточного (СЗК) на меридиональное в Керченско-Таманской зоне (Трихунков и др., 2019). В западной части региона происходит интерференция Крымского и Кавказского полей напряжения (Расцветаев, 1973). В более поздней работе (Трихунков и др., 2019) отмечается, что складчатые сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области и развивались в условиях сжатия на границе Скифской плиты с Черноморской впадиной, последовательно омолаживаясь с востока на запад. Зона сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области имеет ступенчатое строение. Ступени разделяются новейшей Абрауской сбросо-раздвиговой и более ранней Анапско-Джигинской сбросовой зонами (Трихунков и др., 2019).

В работах О.В. Гайдаленок (Гайдаленок, 2020; Гайдаленок и др., 2021) «Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба» установлены пространственно-временные закономерности проявления новейших складчато-разрывных деформаций Керченско-Таманской зоны. Обоснован возраст новейших деформаций ряда структур КТЗ, в отдельных структурах установлены конседиментационные изменения мощностей новейших отложений, выявлена поперечная сегментация КТЗ с изменением возраста складчатости от центральных частей к краевым.

В работах (Гайдаленок, 2020; Гайдаленок и др., 2021) недостаточно внимания уделено обоснованию кинематики систем дизъюнктивных нарушений; не убедительно обоснована сбросово-сдвиговая природа субмеридиональных структур в зоне сочленения КТЗ и Северо-Западного Кавказа. Не объяснено, почему в межпериклиальной зоне, в которой орогены структурно не проявлены, формируются складки, если в центральной части наиболее опущенного сегмента, преобладает растяжение.

Практически не обсуждается проблема грязевого вулканизма, хотя по приведенным схемам четко видно, что грязевулканические объекты структурно обусловлены. Грязевые вулканы тяготеют к зоне Керченско-Таманского прогиба на его пересечении с погребенным продолжением Большекавказского орогена.

О. В. Гайдаленок нетрадиционно проводит границы КТЗ с Кавказским орогеном, продолжая ее далеко на восток, что представляется неверным. КТЗ рассматривается как, в первую очередь, межпериклиальный участок между орогенами Горного Крыма и Большого Кавказа в пределах Керченского и Таманского полуостровов. Ее восточное продолжение структурно связано с межпериклиальной зоной, но это уже не межпериклиальная зона, а северное крыло орогена Большого Кавказа.

Большой вклад в геологическое изучение Керченско-Таманской области внесли украинские исследователи в международном коллективе при создании сейсмического профиля ДОБРЕ-2, проложенного через Азовское море, Индоло-Кубанский прогиб, центральную часть Керченского полуострова, северную часть района прогиба Сорокина, северную часть вала Шатского, Восточно-Черноморский бассейн и до вала Андрусова (Sydorenko et al., 2016).

По данным, приведенным в работе (Sydorenko et al., 2016) по профилю ДОБРЕ-2 Керченско-Таманская область имеет компрессионную природу. Приведенный в работе профиль (рис.10) отражает наличие в Керченско-Таманской области складчато-разрывных структур во всем осадочном разрезе. Практически все они характеризуются крутым залеганием и имеют прямое соответствие на нижних и верхних горизонтах. Наиболее четко выражены узкие антиклинальные структуры, сопровождающиеся разломами. Они разделяют более широкие

просто построенные синклинали. В соседних прогибах большинство складчато-разрывных структур нижней части чехла не прослеживаются в верхней части разреза (большинство их запечатано майкопскими отложениями).

Интерпретация профиля: складчато-разрывные структуры формировались в условиях сжатия; при этом активно формировались антиклинальные структуры, тогда как синклинали являются пассивными (причем как на уровне отдельных антиклинальных структур в пределах Керченско-Таманской области, так и на уровне всей Керченско-Таманской области). Это полностью подтверждает наши представления.

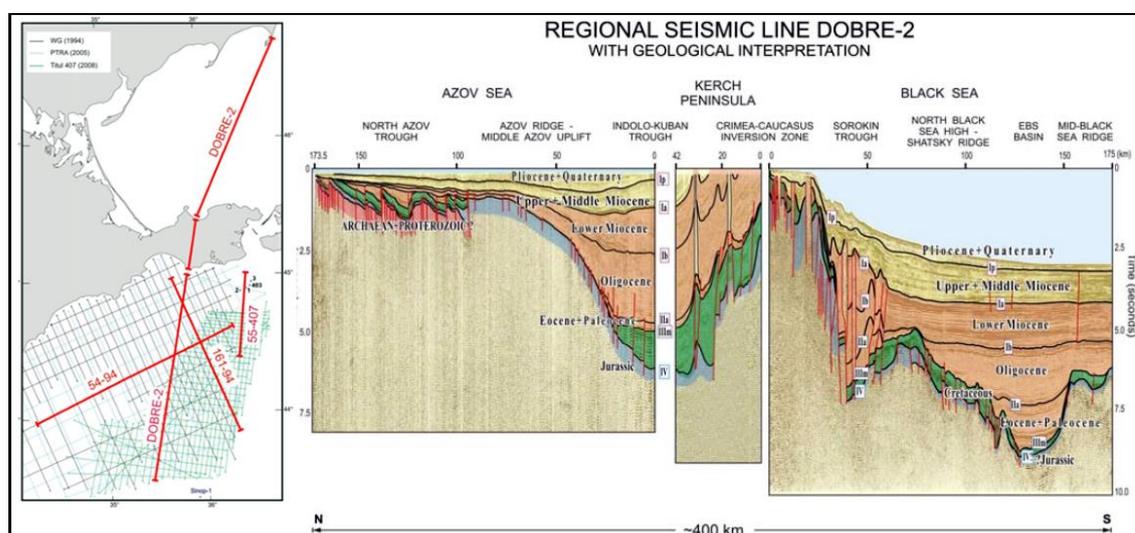


Рис.10 Сейсмический профиль ДОБРЕ-2 в плане и его интерпретация по (Sydorenko et al., 2016).

1.4 Постановка задачи исследования и методы ее решения

Геологическое изучение Керченско-Таманской области и грязевого вулканизма Керченско-Таманской грязевулканической области проводится с конца 18 столетия. Многочисленными исследователями подробно выделены и изучены геологические новейшие и современные геологические и тектонические структуры, связанные с грязевым вулканизмом региона. На основании обширного материала, накопленного предыдущими исследователями, и с применением новых подходов представляется возможным решить задачи, сформулированные в данной работе, а именно:

Изучить геологическое и тектоническое строение Керченско-Таманской грязевулканической области с использованием, как накопленного фактического материала, так и на основании новых данных, полученных новыми методами и подходами;

Провести разностороннее изучение грязевулканических структур (грязевых вулканов, вдавленных синклиналей, грязевулканических объектов) и вмещающих кайнозойских осадочных толщ;

Провести изучение активных грязевулканических очагов с применением комплексных методов, позволяющих расширить знания о строении подводящих каналов грязевых вулканов;

Провести анализ полученных данных и построить на их основе схему структурно-тектонических элементов Керченско-Таманской области, в том числе и грязевулканических объектов.

Для решения поставленных задач предлагается использовать комплексный подход, включающий применение структурных геологических, геофизических, петрофизических и аналитических методов и подходов.

Выводы по Главе 1

Более 200 лет ведется научное изучение грязевого вулканизма Керченско-Таманской грязевулканической области и связи грязевулканических структур с неотектоническим развитием региона. В последнее время активно проводятся комплексные исследовательские работы в ряде крупнейших геологических школ и институтов России – ГИН РАН, Геологический факультет МГУ, ИФЗ РАН и др. Внедряются и успешно используются новые для исследований грязевого вулканизма геофизические методы. Получен и проанализирован огромный массив данных, разработан и предложен большой спектр гипотез разной степени обоснованности взаимосвязи грязевого вулканизма Керченско-Таманской грязевулканической области с неотектоническим развитием региона. Накопленные данные позволяют уверенно использовать информацию для формирования и обоснования современной структурно-кинематической схемы Керченско-Таманской области, с учетом грязевого вулканизма как важного закономерного элемента в системе различно ориентированных зон концентрации деформаций.

Применение современных геофизических и петрофизических методов со структурными методами (парагенетического кинематического анализа дизъюнктивных структур) и аналитическими литологическим и минералогическим методами позволит на базе существующих накопленных представлений о структурной связи грязевого вулканизма с геологическими и тектоническими обстановками создать структурно-кинематическую схему Керченско-Таманской области.

Глава 2. Методики комплексных исследований геодинамических условий проявления грязевого вулканизма Керченско-Таманской области

Грязевые вулканы представляют собой объекты, объединяющие различные тектонические и флюидодинамические геологические процессы. С одной стороны, они формируются как структуры перемещения грязе-водогазовых растворов, с другой – отражают наличие в геологической среде каналов проницаемости, то есть структур нарушенности сплошности коры (дизъюнктивов) в общей системе деформированной геологической среды. Ценность изучения грязевого вулканизма состоит в том, что этот процесс (грязевой вулканизм) современный и отражает современные тектонические (тектоно-динамические) условия в регионе. Понимание места и роли грязевого вулканизма в структуре взаимосвязей современной тектонической обстановки открывает большие возможности в целом ряде геологических направлений. Изучение грязевых вулканов, поэтому должно быть комплексным, сочетающим в себе изучение и самого явления грязевого вулканизма, и особенностей современных деформаций геологической среды как результата воздействия грязевулканических явлений. Изучение вмещающей геологической среды проводится методами структурно-кинематических исследований. Латеральная неоднородность выявляется методами линеamentного и морфоструктурного анализа. При изучении структуры, форм и глубинности подводящих каналов необходимо использовать геофизические методы (микросейсмическое зондирование), а также геохимические и минералогические методы. С помощью петрографического изучения шлифов и рентгенодифракционного анализа (РФА) мы получаем данные о составе грязевулканической брекчии и включениях, что в конечном итоге предоставляет информацию о глубинах залегания корней грязевых вулканов.

2.1 Методика структурно-кинематических и тектодинамических исследований

Для выявления в Керченско-Таманской области позднеальпийских зон сжатия, сдвига и растяжения, и установления механизма деформации альпийских комплексов и реконструкции тектонических палеонапряжений автором применялась специальная методика парагенетического кинематического анализа дизъюнктивных структур (Лукьянов, 1965, 1991; Расцветаев, 1987). Парагенетический анализ исследует естественные связи между существующими в геологической среде дизъюнктивными структурами и заключается в установлении закономерностей их совместного нахождения и взаимного расположения. Множества дизъюнктивов, образующие устойчивые закономерные сочетания друг с другом,

объединяются в единые структурные парагенезы с внутренней упорядоченностью слагающих их элементов разной морфологии и ориентировки, т. е. образуют определенный структурный рисунок.

Немаловажной особенностью дизъюнктивов является зональность их распределения. Мелкие структуры концентрируются в структуры более крупные. На каждом структурном уровне выделяются нарушенные (трещины, разрывы, зоны концентрации деформаций) и разделяющие их относительно ненарушенные блоки. С целью выявления структурно-тектонического районирования проводится морфоструктурный анализ территорий с использованием различных графических материалов, включая геологические карты, космоснимки, топографические карты различных масштабов и т.д. Суть морфоструктурного метода заключается в выявлении по материалам геолого-геофизического содержания и дистанционного зондирования площадных и линейных геологических неоднородностей (соответствующих геологическим блокам и их границам) на основании существования тесной связи между геологическим строением, с одной стороны, и ландшафтом (гидросеть и другие особенности земной поверхности), а также характером геофизических полей – с другой. Изучение структурно-морфологических особенностей территорий позволяет установить многие особенности геологического строения района, которые не обнаруживаются традиционными методами геологических исследований.

Выявление разномасштабных систем делимости региональной структуры проводится на основе геолого-структурного анализа геологических и тектонических карт и морфоструктурного анализа топокарт различного масштаба, а также дешифрирования аэрофото- и космических снимков, анализа карт геофизических полей и других материалов, содержащих информацию о линейных структурно-вещественных неоднородностях земной коры. Чаще всего это разломные, флексурно-разрывные зоны и зоны повышенной трещиноватости горных пород. Линеаменты, выраженные в рельефе, дают информацию о наиболее молодых позднеальпийских структурах разрушения.

Установление структурно-кинематических и тектодинамических условий формирования структур разрушения породных массивов производится на основе изучения малых дизъюнктивных форм – трещиноватости. Структурные рисунки отличаются числом и геометрической формой дизъюнктивных систем, и определенным законом изменения их геолого-кинематического типа в зависимости от пространственной ориентации. Структурные парагенезы могут состоять из одной системы (отрывы, плоскости скольжения или сплющивания), нескольких (двух и более) систем сколов, нередко сочетающихся с системами отрыва или сплющивания или множества систем структур различного типа.

На основании сопоставления природных, экспериментальных и теоретических моделей структур разрушения была разработана специальная таблица типовых структурных рисунков дизъюнктивных парагенезов, отвечающих различным типам деформации и видам напряженного состояния. При разной ориентировке главных геомеханических осей (тектодинамические оси сжатия и растяжения, кинематические оси вращения и течения) структуры разрушения разных парагенезисов образуют характерные геолого-геометрические узоры. Типовым дизъюнктивным парагенезам соответствуют определенный механизм тектонической деформации, характер нагружения объема внешними силами (сжатие, растяжение, сдвиг и т. д.), тип напряженного состояния (двуосное или трехосное и т. д.), геологический тип поля напряжений (надвиговый, сдвиговый или сбросовый), кинематический тип деформации (плоское или струйное течение, вращение).

Изображение на кинематической стереограмме установленных в геологическом объеме структур различного геолого-кинематического типа позволяет выявить его суммарный стереографический структурный рисунок трещиноватости, который можно отождествить с одной или несколькими наложенными друг на друга типовыми моделями дизъюнктивной деформации, приведенными на рисунке, и таким образом выяснить тип напряженного деформированного состояния массива на момент образования структур и ориентировку основных тектодинамических или кинематических осей. Одновременно можно делать предположение о геолого-кинематических типах тех членов парагенеза, относительно которых не имелось определенных структурно-геологических данных.

Выявляемые с помощью анализа геолого-съемочных, геофизических, структурно-геоморфологических и структурно-геологических данных региональные дизъюнктивные системы далеко не всегда отвечают элементарным геологическим разрывам. Это могут быть зоны повышенной трещиноватости, флексурно-складчатые зоны или сложно построенные складчато-разрывные системы, для которых мы используем предложенный Г. Д. Ажгиреем термин «*зоны концентрации деформаций*», обозначающий наиболее общий тип дизъюнктивных систем регионального ранга (Ажгирей, 1967).

Структурно-кинематические различия выявленных деформационных зон определяют степень их «раскрытости» и флюидодинамической проницаемости, в частности, для формирования грязевулканических каналов. Наиболее раскрытыми и проницаемыми оказываются раздвиговые и, в меньшей степени, сдвиговые зоны с элементами растяжения (транстензионные структуры). Тектодинамически закрытые структуры (зоны сжатия и транспрессии) действуют как гидрогеологические экраны.

В приложении к изучению структурных особенностей грязевых вулканов и их приуроченности к региональным тектоническим зонам парагенетический структурный метод использовался на двух структурных уровнях. Исследовалось общее распределение складчато-разрывных структур в региональном плане, а в пределах некоторых конкретных грязевулканических построек также изучалась трещиноватость сопочной брекчии и вмещающих пород.

В таблице приведены основные стереографические рисунки сообществ дизъюнктивных нарушений, отвечающих определенным типам напряженно-деформированного состояния (Табл.1).

Табл. 1

Структурные рисунки типовых парагенетических семейств дизъюнктивных нарушений (по Расцветаев, 1987; 2002; Ребецкий и др., 2017). Круговые диаграммы приведены в стереографической проекции на верхнюю полусферу.

Типовые семейства дизъюнктивных нарушений	Тип напряженного состояния (по положению осей главных напряжений)		
	σ_3 σ_2 σ_1 горизонтальный сдвиг	σ_1 σ_2 σ_3 горизонтальное сжатие	σ_2 σ_1 σ_3 горизонтальное растяжение
Парные сколы 			
Пирамида сжатия 			
Произвольные сколы 			
Система содвижения 			
Система раздвижения 			

● 1 ■ 2 ▲ 3 ▼ 4 ✕ 5 ⊖ 6 ↗ 7 ↘ 8 / 9

Условные обозначения к таблице: 1-6 – полюса зеркал скольжения (тектонических трещин) с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы; 2 – сбросы; 3 – правые сдвиги; 4 – левые сдвиги; 5 – отрывы; 6 – стресс-стилолиты; 7-9 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 7 – максимальных (сжатие); 8 – минимальных (растяжение); 9 –

направление относительного перемещения всякого блока, показанное в полюсе плоскости зеркала скольжения (тектонической трещины).

Из-за относительно небольшого числа кинематически определенных трещинных нарушений в сопочной брекчии значительной статистической обработки замеров трещиноватости не проводилось. Вместе с тем сходные особенности трещиноватости в грязевых брекчиях и вмещающих их породах позволяют с достаточной степенью надежности рассматривать полученные по замерам трещиноватости результаты.

Общий структурный рисунок выявленных в Керченско-Таманском регионе региональных зон концентрации деформаций во многом сходится со структурными рисунками дизъюнктивных нарушений Горно-Крымского и Больше-Кавказского орогенов, что также убеждает в правомочности применения структурно-геологического метода к выявлению структурной неоднородности зон грязевого вулканизма и указывает на обусловленность последнего структурами определенного кинематического типа.

2.2. Методики и подходы для определения глубины заложения корневой системы грязевых вулканов

Существует научная дискуссия о глубинности корневой системы грязевых вулканов (т. н. проблема корней грязевых вулканов). В данной работе применялись следующие методы и подходы для изучения вопроса глубинности корневого заложения грязевых вулканов:

- *Учет стратиграфического уровня по наличию в грязевулканической брекчии «твердых выбросов» – обломков древних пород.*
- *Учет распределения зон пересечения линейных неоднородностей как возможных грязевулканических каналов.*
- *Применение структурно-геофизических методов (метод микросейсмического зондирования).*

При определении глубины заложения грязевулканических каналов используется несколько принципов. Во-первых, косвенно на наличие глубоких корней грязевых вулканов указывает присутствие в грязевулканической брекчии обломков из горизонтов нижних стратиграфических уровней. Действительно, главным источником грязевулканических растворов является глинисто-терригенная толща майкопской серии. И большинство грязевых вулканов, в пределах Керченско-Таманской области, характеризуется майкопским материалом в брекчии. Но в наиболее крупных структурах в составе брекчии часто встречаются твердые выбросы – обломки домайкопских толщ

– меловых и даже юрских (Шарданов и др., 1962). Вероятно, в зонах развития глинистых толщ и на домайкопских уровнях, таких как мезозойские, могут происходить первичные процессы зарождения флюидоактивного вещества (Тверитинова, Белобородов, 2018).

Структурно-морфологический анализ позволяет устанавливать распределение зон концентрации деформаций в плане. Размер линейных неоднородностей косвенно указывает на глубину их заложения. Четкая приуроченность грязевулканических построек к антиклинальным структурам, расположенных вдоль них с определенным шагом, логично объясняется наличием взаимно пересекающихся крутопадающих зон различных направлений, определяющих формирование проницаемых каналов. Вместе с тем есть и узлы пересечения крутопадающих зон концентрации деформаций и глинистых «ослабленных» толщ, на пересечении с которыми формируются главные грязевулканические очаги.

И все же, наиболее точные данные о глубине расположения грязевулканических каналов дает изучение крупных грязевых стратовулканов.

«Метод микросейсмического зондирования применяется для выявления преимущественно вертикальных геологических неоднородностей до глубины около 30–35 км» (Горбатиков и др., б, 2008). Основу метода можно сформулировать следующими утверждениями:

1) В качестве исследуемого сигнала используется диффузное поле микросейсмического шума, всегда присутствующее на поверхности Земли и вызванное, главным образом, океаническим волнением.

2) Вертикальная компонента смещений земной поверхности представлена, в основном, вертикальной компонентой смещения фундаментальной моды волны Рэлея.

3) На особенности распространения поверхностных волн разных частот наибольший эффект оказывают геологическое строение на определенной глубине, составляющей около половины длины соответствующей волны.

Метод микросейсмического зондирования выгодно отличается от фазовых методов простотой проведения полевых работ и обработки экспериментальных данных, а также отсутствием необходимости использования многочисленной и сложной аппаратуры (Горбатиков и др., б, 2008).

2.3 Анализ изменений скоростей упругих волн при термическом воздействии

Изучение грязевого вулканизма, очевидно, включает подробное и обстоятельное изучение структурных элементов. Основные структурные элементы грязевулканической области включают в себя постройки грязевых вулканов, которые, в свою очередь выполнены, сопочной брекчией – единственным осадком и продуктом, сохраняющимся после грязевулканических

извержений. Сопочная брекчия является сложным полиминеральным и литологически многокомпонентным соединением, то есть разнородным по массе признаков образованием. Это обстоятельство служит основным препятствием к привлечению сопочной брекчии для исследований в тектонодинамике. Коллективом исследователей, в который входит автор этой работы, удалось разработать и успешно применить подход, который получил название «контроль изменения скоростей продольных волн сопочной брекчии при термовоздействии» для получения качественно новой информации о тектонических особенностях грязевого вулканизма в Керченско-Таманской области (Белобородов, Егоров, Краснова 2018, 2019, 2020).

В основе разработанного подхода лежит импульсный динамический метод. Метод основан на измерении времен пробега упругих волн, возбуждаемых в исследуемом образце серией повторяющихся упругих импульсов в ультразвуковом диапазоне частот. Для определения скоростей и упругих характеристик продольных волн применяется многократное ультразвуковое зондирование образцов. Измерения скоростей упругих волн проводились при помощи комплекта аппаратуры, состоящего из генератора-приемника (Г.) ультразвуковых сигналов «Olympus 5072 PR» (производство США) и пар датчиков Р – волн «Panametrics» (производство США) (рис.11). Для исследования образцов (О.) использовались датчики с собственной частотой колебаний 1 МГц (Белобородов и др., 2017-2020).



Рис.11 Схема измерения скоростей упругих волн.

Изменения скоростей упругих волн в образцах сопочной брекчии измерялись в процессе многократного поэтапного нагрева. Полученные данные подтверждают саму возможность использования данного подхода, а также позволяют сделать ряд существенных выводов об изменении характеристик прохождения продольной волны в сопочной брекчии в результате многократного прогрева (Белобородов, Егоров, Краснова, 2018, 2019, 2020).

К преимуществам предлагаемого метода можно отнести его простоту, возможность неоднократной проверки полученных результатов (воспроизводимость), возможность работы с многокомпонентными сложными смесями, такими как глины и сопочные брекчии (без частичной или полной их сепарации).

Вода в порах и по краям отдельных частиц минералов удаляется при невысоких температурах до 100°C. Для смектита (монтмориллонита) и смешаннослойных разностей в силу особенностей кристаллической решётки, потеря межслоевой воды начинается в окрестностях 500°C и продолжается до 800°C. У минералов группы иллитов потеря гидроксильной воды происходит в диапазоне 300–600°C (Грим, 1959).

Ультразвуковые исследования образцов сопочной брекчии со всех вулканов проводились по одной и той же схеме: скорости продольных волн измерялись ежедневно многократно, измерения были разделены периодами прогрева. Прогрев породы проводился в течение 6 часов, температура прогрева ежедневно увеличивалась на 50°C с последующим постепенным охлаждением до комнатной температуры при контроле относительной влажности воздуха в помещении. Температура прогрева изменялась от 24 до 1100°C. Используя описанную выше схему последовательного многократного прогрева породы, была сделана попытка проконтролировать этапы потери породой свободно связанной и химически связанной воды и моделировать условия развития термального метаморфизма для сопочной брекчии (Егоров и др., 2021).

2.4. Дополнительные методы изучения грязевулканических процессов и объектов

Исследование литологического и минералогического состава сопочных брекчий потребовало изучения и описания шлифов, а также привлечения результатов рентгенодифракционного анализа. Данные систематизированы, сведены в таблицы, и представлены в Главе 6 и в приложениях 1 и 3 к этой работе.

2.4.1. Описание шлифов

По результатам отбора коллекций сопочной брекчии и пород грязевых вулканов сделаны петрографические шлифы. Описание и фотографирование шлифов проведено сотрудником лаборатории тектоники и геодинамики Матвеевым М. А. Подробный анализ минерального состава, межзернового пространства и признаков тектонических воздействий позволил получить ценную информацию о литологическом и минеральном составе, режимах работы

вулканов, структуре, а также о первичных и вторичных очагах генерации сопочной брекчии. Полное описание шлифов с фотографиями приводится в приложениях 1 и 2.

2.4.2. Рентгенодифракционный анализ (РФА)

Благодаря содействию директора ГО «Борок» д.ф.-м. н. Анисимову С. В. удалось провести ряд измерений минерального и фазового состава сопочных брекчий. На основе собранной коллекции сопочной брекчии и пород грязевых вулканов, в ГО «Борок» сотрудником лаборатории палеомагнетизма и физико-химических свойств горных пород Афиногеновой Н. А. сделан рентгенодифракционный анализ на рентгеновском дифрактометре STOE в геометрии «на просвет». Полученные данные позволили получить более полное представление о минеральном составе сопочной брекчии. Также, для осмысления и понимания изменений минерального и фазового состава сопочной брекчии при термическом воздействии полученные данные дифрактометра оказали важную роль. Результаты приводятся в приложениях 3 и 4 в виде экспериментальных спектров и диаграммах минералогического состава.

Выводы по Главе 2

Основной методикой для выявления и последующего анализа в Керченско-Таманской области позднеальпийских зон сжатия, сдвига и растяжения, установления механизма деформации альпийских комплексов, реконструкции тектонических палеонапряжений, в данной работе явилась методика парагенетического кинематического анализа дизъюнктивных структур.

Для определения глубины заложения грязевых вулканов использовались следующие методики:

- Учет стратиграфического уровня по наличию в грязевулканической брекчии «твердых выбросов» – обломков древних пород.
- Учет распределения зон пересечения линейных неоднородностей как возможных грязевулканических каналов.
- Определение соотношения в межзерновом пространстве глинистого вещества сопочных брекчий смектитов (группы минералов с высокой емкостью катионного обмена), смешаннослойных глинистых минералов и минералов с низкой емкостью катионного обмена.
- Структурно-геофизические методы.

В качестве метода, предоставляющего данные для анализа распределения грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области по петрофизическим свойствам сопочной

брекчии, предлагается авторский подход «Контроль изменений скоростей упругих волн при термическом воздействии».

Дополнительными методами для изучения минерального и литологического составов продуктов грязевого вулканизма явилось применения оптического петрографического метода – описание шлифов и метод рентгенодифракционного анализа.

Таким образом, применение комплексного подхода в выборе методов и подходов к изучению грязевого вулканизма позволило получить качественно новую информацию о геодинамических условиях проявления грязевого вулканизма.

Глава 3. Трещиноватость горных пород, слагающих структуры грязевых вулканов и вмещающих горных пород

Обоснование первого защищаемого положения: Трещиноватость вмещающих грязевулканические постройки кайнозойских деформированных толщ отражает сложную многостадийную историю формирования диапировых антиклиналей и осложняющих их складчато-разрывных структур и грязевулканических структур.

Компетентные породы приповерхностной зоны распространения грязевого вулканизма обычно характеризуются развитием трещиноватости (рис.12Б).



Рис.12 Трещиноватость грязевулканических структур Керченско-Таманской грязевулканической области: А. Грязевой вулкан Ахтанизовская сопка (Таманский полуостров). Б. Миоценовые известняки вдавленной синклинали Джау-Тепе (Керченский полуостров). В. Поля сопочной брекчии грязевого вулкана Новоселовский (Керченский полуостров).

Сами грязевые вулканы, включая даже крупные грязевулканические постройки, в отношении трещиноватости представляют собой неблагоприятные объекты, так как в основном сложены пластичными глинистыми толщами сопочной брекчии (рис.12 А).

Тем более, практически лишены трещин обширные грязевулканические поля (рис.12 В).

Однако, трещиноватость в сопочных брекчиях удастся обнаружить и определить. Подробный анализ проявлений трещиноватости глинистых толщ грязевулканического генезиса позволяет получать полную картину всех трещиноватых структур. В первую очередь это

контракционные трещины, являющиеся наиболее характерными трещинными структурами глинистых толщ при диагенезе, развивающиеся на высыхающей поверхности глин (рис.13 А, Б).

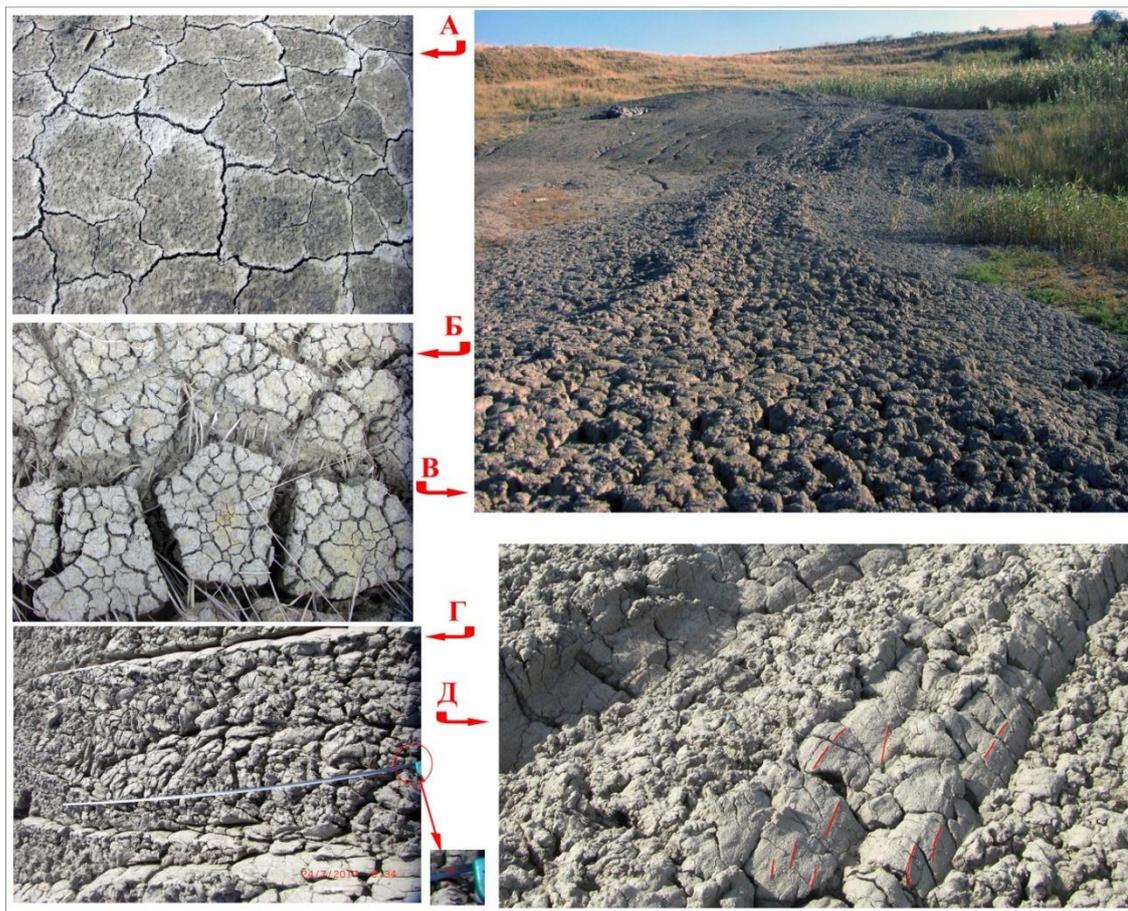


Рис.13 Трещины сопочной брекчии: А, Б – контракционные, А – неправильной формы, Б – полигональные; В – трещины потока грязевого вулкана Пекло Азовское; Г, Д – протяженные трещины сдвигово-сбросовой кинематики сопочного поля грязевого вулкана Карабетова гора. Рулетка раскрыта на 220 см. Красным выделены борозды на зеркалах скольжения. Отражают различие скоростей движения потоков (сдвиговая составляющая) и процесс проседания над структурой опустевшего очага (сбросовая составляющая).

Распределение таких трещин отражает всестороннее растяжение при дегидратации глинистых толщ, но вместе с тем и морфологию исходного бассейна – в ориентировке трещин отрыва будут выделяться направления продольные и поперечные к вытянутости бассейна (рис.13 В). Это свойство может быть использовано и при изучении трещиноватости сопочной брекчии грязевулканических построек. Неравномерное развитие мелких приповерхностных контракционных трещин может отражать наличие крупных дизъюнктивных структур, скрытых под глинистыми толщами (рис.13 Г, Д).

Важным источником информации о распределении дизъюнктивных структур, определяющих проявление грязевого вулканизма, является информация о линейном расположении грязевых вулканов. Грязевые вулканы локализуются в узлах пересечения ослабленных (дизъюнктивных) зон, поэтому цепочки грязевых вулканов могут соответствовать наличию плохо выраженных в глинистых толщах дизъюнктивных структур (рис.14).

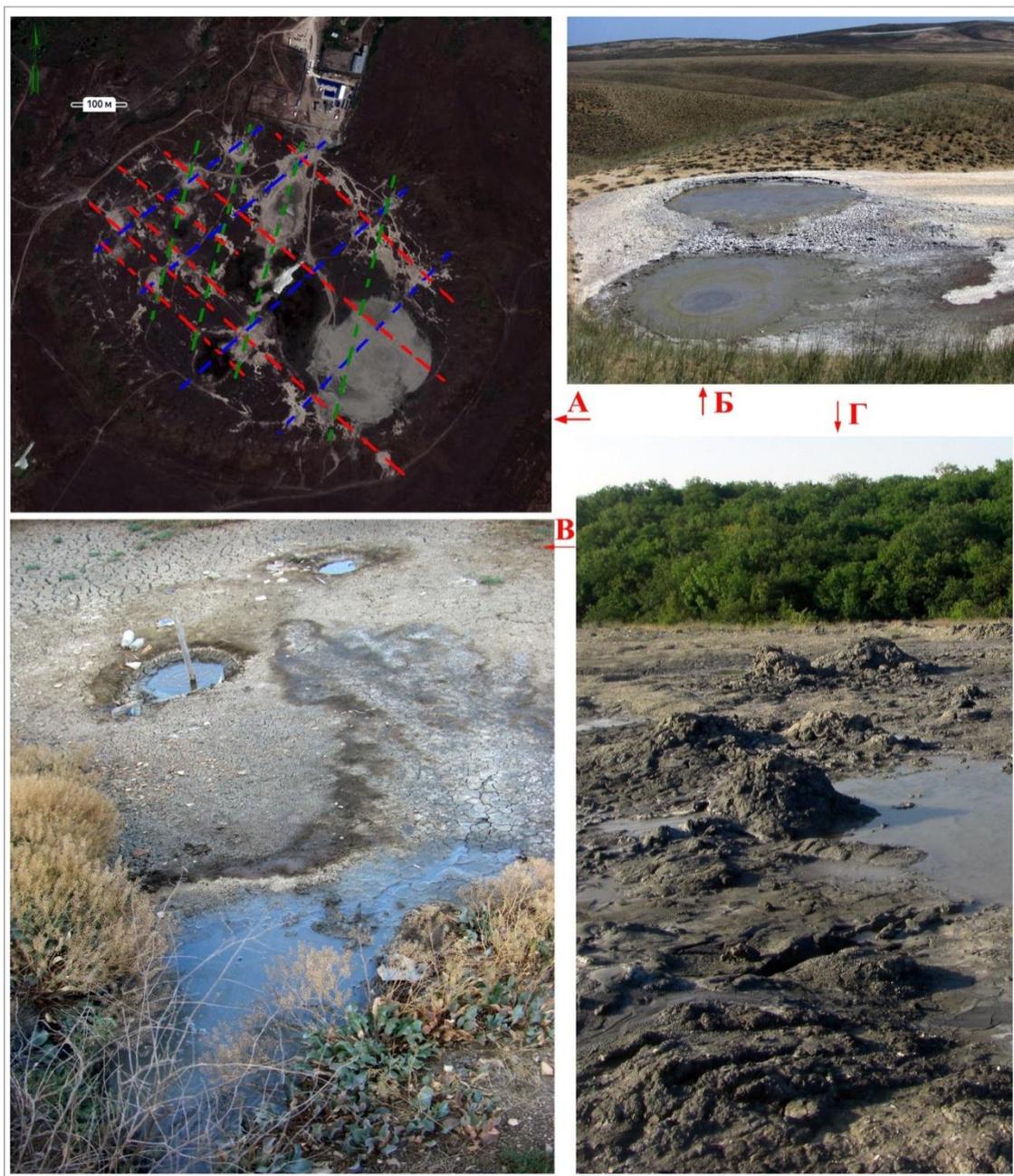


Рис.14 Линейное расположение грязевых вулканов (сальз и грифонов) Таманского полуострова. А – грязевулканический очаг гора Гнилая (грязевой вулкан Гефест). Цветным пунктиром показаны: красный – северо-западная ориентировка («кавказская»), синим – северо-восточная ориентировка, зеленым – субмеридиональная; Б – сальзы грязевого вулкана

Карabetова гора; В – грифоны грязевого вулкана Бугазский; Г – грифоны грязевого вулкана Шуго.

В некоторых случаях удается наблюдать трещиноватость в компетентных породах (песчаниках, карбонатах) литологически контрастных кайнозойских отложений на крыльях вмещающих грязевулканические постройки складчатых структур и осложняющих их разрывов. Интенсивной трещиноватостью характеризуются и перекрывающие сопочную брекчию карбонатные породы вдавненных синклиналей (рис.15).

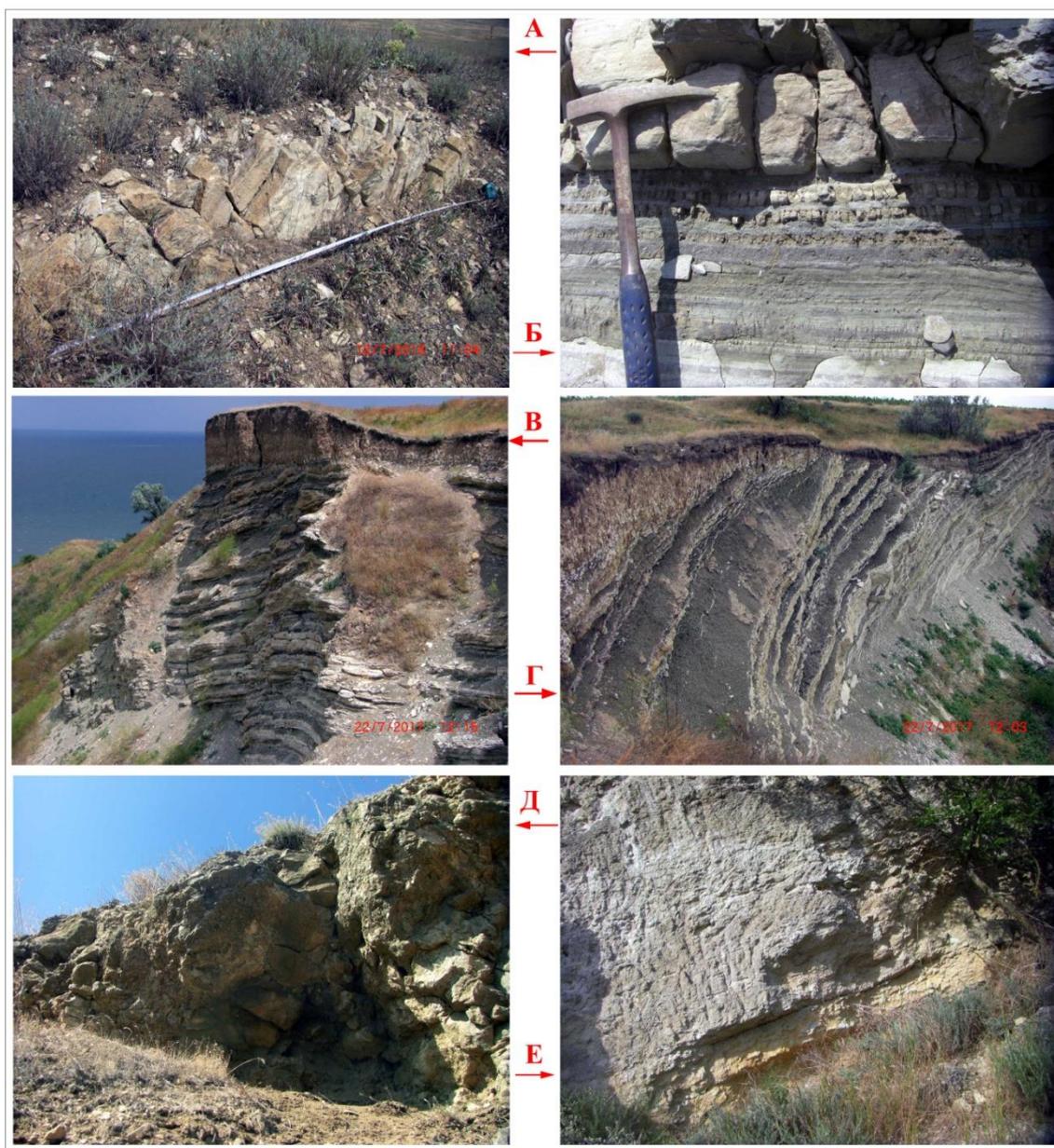


Рис.15 Компетентные горные породы антиклинальных структур и вдавненных синклиналей. А – выходы неогеновых известняков восточной части Каменской антиклинали, западный борт (Керченский полуостров). На рулетке отметка 170 см; Б – Переслаивание

плотных глин и алевролитов миоценового возраста, северное крыло Чокрак-Тарханской антиклинали (Керченский полуостров); В – переслаивание песчаника и глинисто-терригенных пород палеогена антиклинали мыса Каменного (Таманский полуостров); Г – западное крыло Пекло-Азовской антиклинали (Таманский полуостров); Д – карбонатные конгломераты вдавленной синклинали Джарджава (Керченский полуостров); Е – карбонатные породы неогенового возраста, северное крыло Андреевской антиклинали (Керченский полуостров).

3.1 Характеристика трещиноватости горных пород, слагающих структуры грязевых вулканов и их вмещающих

Результаты изучения трещиноватости и молодых дизъюнктивов в сопочной брекчии грязевых вулканов и вмещающих их геологических объектов рассмотрены на примере некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области: Шуго, Карabetова гора, пекло Азовское (Тамань), Булганак, Джау-Тепе, Джарджава (Керчь) (рис.16).

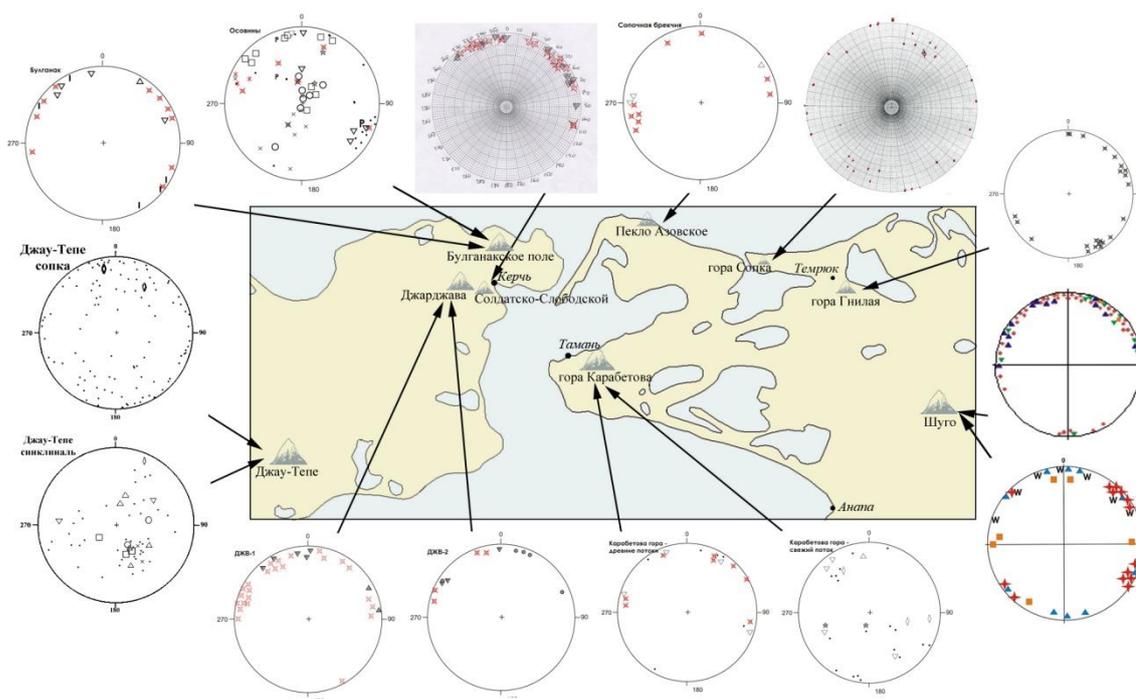


Рис.16 Общая схема изучения трещиноватости сопочной брекчии грязевых вулканов и сопочных полей, а также вмещающих и перекрывающих их горных пород – преимущественно, карбонатных (известняк, мергели) неогенового возраста Керченско-Таманской области.

3.1.1 Трещиноватость грязевулканических структур Керченского полуострова Булганакский грязевулканический очаг.

Булганакский грязевулканический очаг расположен в пределах одноименной антиклинали, включает в себя ряд грязевулканических структур: Больше-Тарханские, Мало-Тарханские, Булганакские грязевые вулканы и одноименные вдавленные синклинали (рис.17).

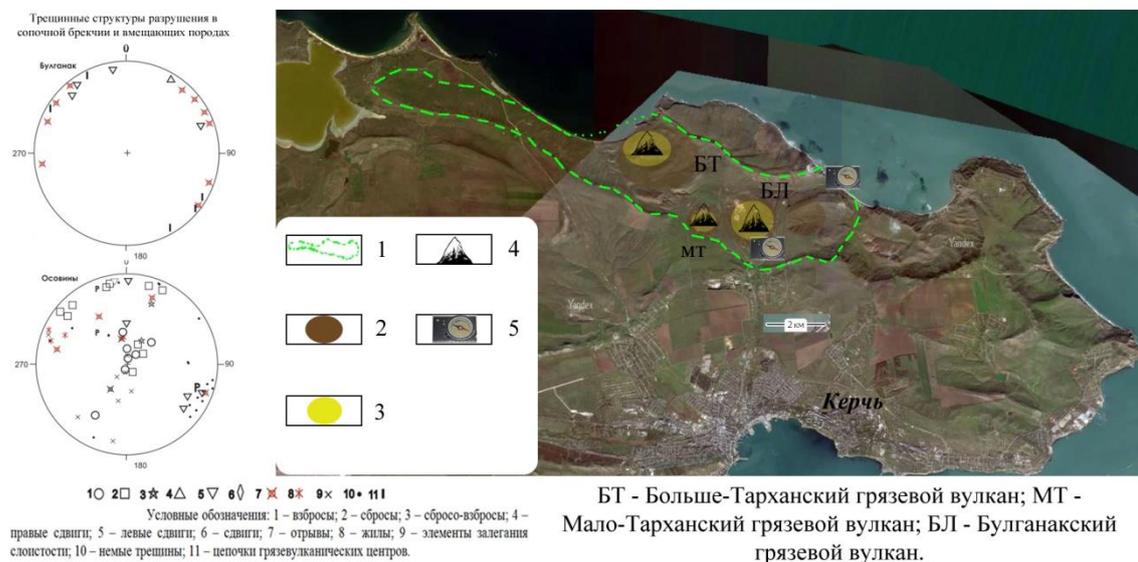


Рис.17 Булганакский грязевулканический очаг и трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии и вмещающих горных породах. 1 – Булганакская антиклиналь; 2 – вдавленные синклинали; 3 – сопочные поля современного грязевого вулканизма; 4 – грязевые вулканы с активным режимом работы или имеющие признаки недавних излияний. 5 – места замеров трещиноватости.

«Булганакская антиклиналь ориентирована в запад-северо-западном направлении. Булганакский грязевулканический очаг расположен в восточной части одноименной антиклинали (рис.18). Ядром антиклинали служат сильно дислоцированные, местами брекчированные майкопские отложения. Грязевулканический очаг имеет характер многоярусной постройки, которая охватывает всю Булганакскую впадину. В структурно-тектоническом плане Булганакский грязевулканический очаг, в пределах Булганакской впадины представляет совокупность двух компенсационных усложнений, вдавленных синклиналей различного возраста – чокрак-сарматской и плиоцен-четвертичной. Чокрак-сарматская вдавленность занимает внутреннюю часть структуры, ограничена кольцевым нарушением и сложена толщей чокракских, караганских, конских и сарматских отложений, переслаивающихся с сопочной брекчией. В северной части вдавленности встречены киммерийские железорудные отложения. Площадь вдавленности 1,8 км². Плиоцен-

четвертичная вдавленная синклираль имеет полуовальную подковообразную форму, открытую на юг. Площадь вдавленности 4,2 км². С северной стороны границы вдавленной синклинали ограничены Булганакской балкой, развившейся по тектоническому разрывному нарушению» (Шнюков и др., 2005).

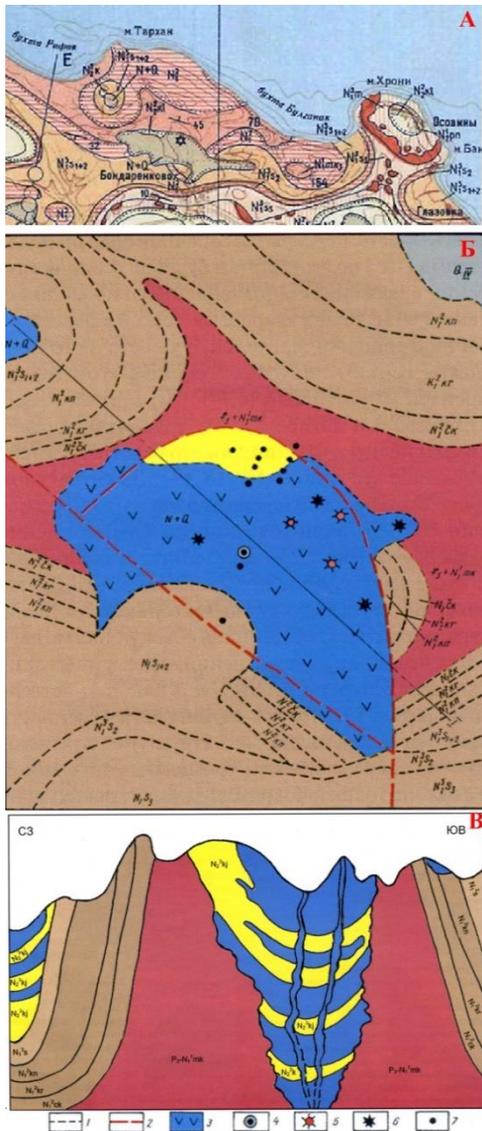


Рис.18 Булганакская впадина. А Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. Б Схематическая геологическая карта Булганакского грязевулканического очага по (Шнюков и др., 2005). В Геологический разрез Булганакского грязевулканического очага по (Шнюков и др., 2005). Условные обозначения: 1 – геологические границы; 2 – тектонические нарушения; 3 – сопочная брекчия; 4 – скважина, вскрывшая железную руду; 5 – грязевые сопки; 6 – грязевые сопки, выбросившие руду; 7 – безрудные скважины.

Трещиноватость неогеновых карбонатных пород на крыльях складки представлена нарушениями преимущественно субширотного и субмеридионального простирания с разными

углами падения. В системе трещин субмеридионального простирания преобладают сбросы и левые сдвиги, в системе субширотного простирания среди пологих нарушений развиты взбросы и сбросы, среди крутопадающих преобладают сбросы, встречаются также левые сдвиги. Можно говорить о трех парагенетических семействах: широтно ориентированные пологие взбросо-сбросовые нарушения формировались в условиях поперечного складке горизонтального сжатия, различно ориентированные сбросы отражают условия вертикального роста диапировой складки; левые сдвиги северо-восточного простирания являются элементами парагенезиса субмеридионального сжатия, но присутствие левых сдвигов других ориентировок отражает явления вращательной деформации (левосдвиговый пояс вращения). Нерезкость выраженности отдельных максимумов связана с развитием и других поясов трещиноватости – сбросо-взбросового пояса вращения субмеридионального (поперечного простиранию складки), включающего элементы залегания слоистости.

Все эти кинематические особенности трещиноватости отражают условия формирования Булганакской антиклинали на первой стадии как складки продольного изгиба, далее развивающейся при активном вертикальном росте в условиях проявления диапиризма, но также несущей признаки левосдвиговой деформации. Генетически Булганакская антиклиналь является складкой сжатия в левосдвиговой ЗСД.

Трещиноватость сопочной брекчии. В сопочной брекчии выявляются разноориентированные трещины отрыва северо-западного простирания в зоне правосдвиговых деформаций, и, северо-восточного и юго-восточного простирания в зоне левосдвиговой деформации, часто образующие эшелонированные ряды, указывающие также на проявление преимущественно левосдвиговой деформации (системы северо-восточного и субмеридионального простирания), в единичном случае зафиксирована зона правосдвиговых деформаций (северо-западного простирания). Локальные центры извержения четко выстраиваются в цепочки северо-восточного простирания. Перечисленные системы трещинных структур различных кинематических типов также можно объединить в несколько структурных парагенезисов: различно ориентированные структуры отрывного характера соответствуют всестороннему растяжению при формировании грязевулканической постройки. Главное растяжение при этом ориентировано в запад-северо-западном направлении – вдоль простирания Булганакской антиклинали. Наличие левосдвиговых северо-восточного и правосдвиговых северо-западного простирания зон концентрации субмеридиональных отрывов отражает условия субмеридионального (север-северо-восточного) латерального сжатия – субширотного (запад-северо-западного) растяжения, что соответствует общей деформационной ситуации в регионе.

Грязевой вулкан Джарджава (Восходовский).

Грязевой вулкан Джарджава находится в пределах Восходовской антиклинали, наряду с Солдатско-Слободским грязевым вулканом и одноименными вдавленными синклиналиями (рис.19).

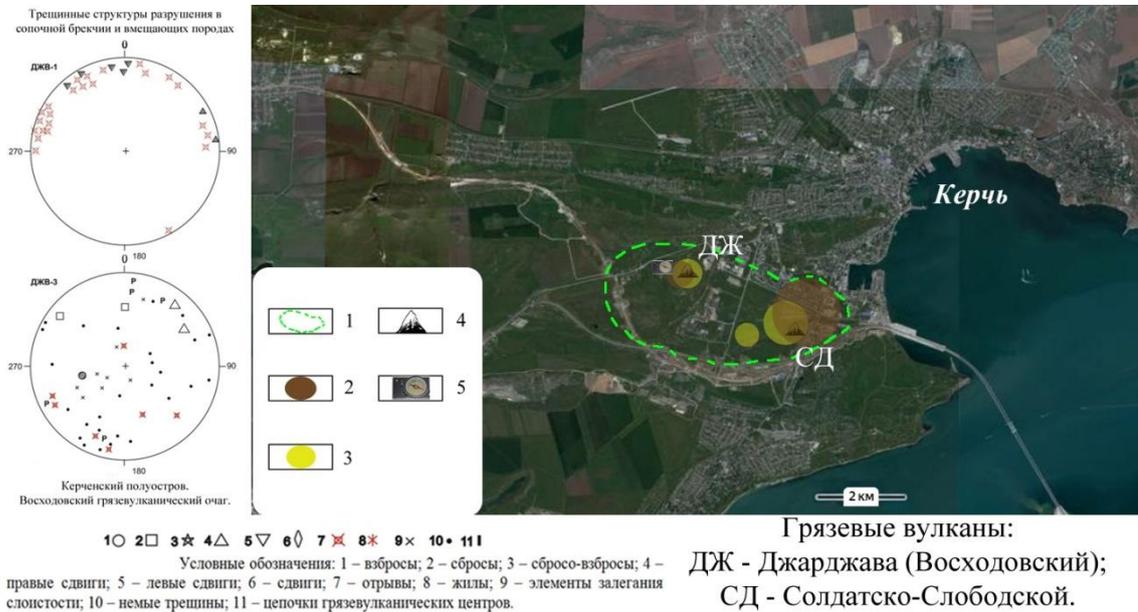


Рис.19 Грязевой вулкан Джарджава (Восходовский) и трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии и вмещающих горных породах. 1 – Восходовская антиклиналь; 2 – вдавленные синклинали; 3 – сопочные поля современного грязевого вулканизма; 4 – грязевые вулканы с активным режимом работы или имеющие признаки недавних излияний. 5 – места замеров трещиноватости.

Восходовская антиклиналь ориентирована в запад-северо-западном направлении. «В пределах Восходовской антиклинали, ядро которой (майкопские отложения) осложнено диапировой структурой, расположены грязевой вулкан Джарджава (Восходовский) и одноименная вдавленная синклинали. Вдавленная синклинали сложена чокрак-сарматскими известняками (рис.20)» (Шнюков и др., 2005).

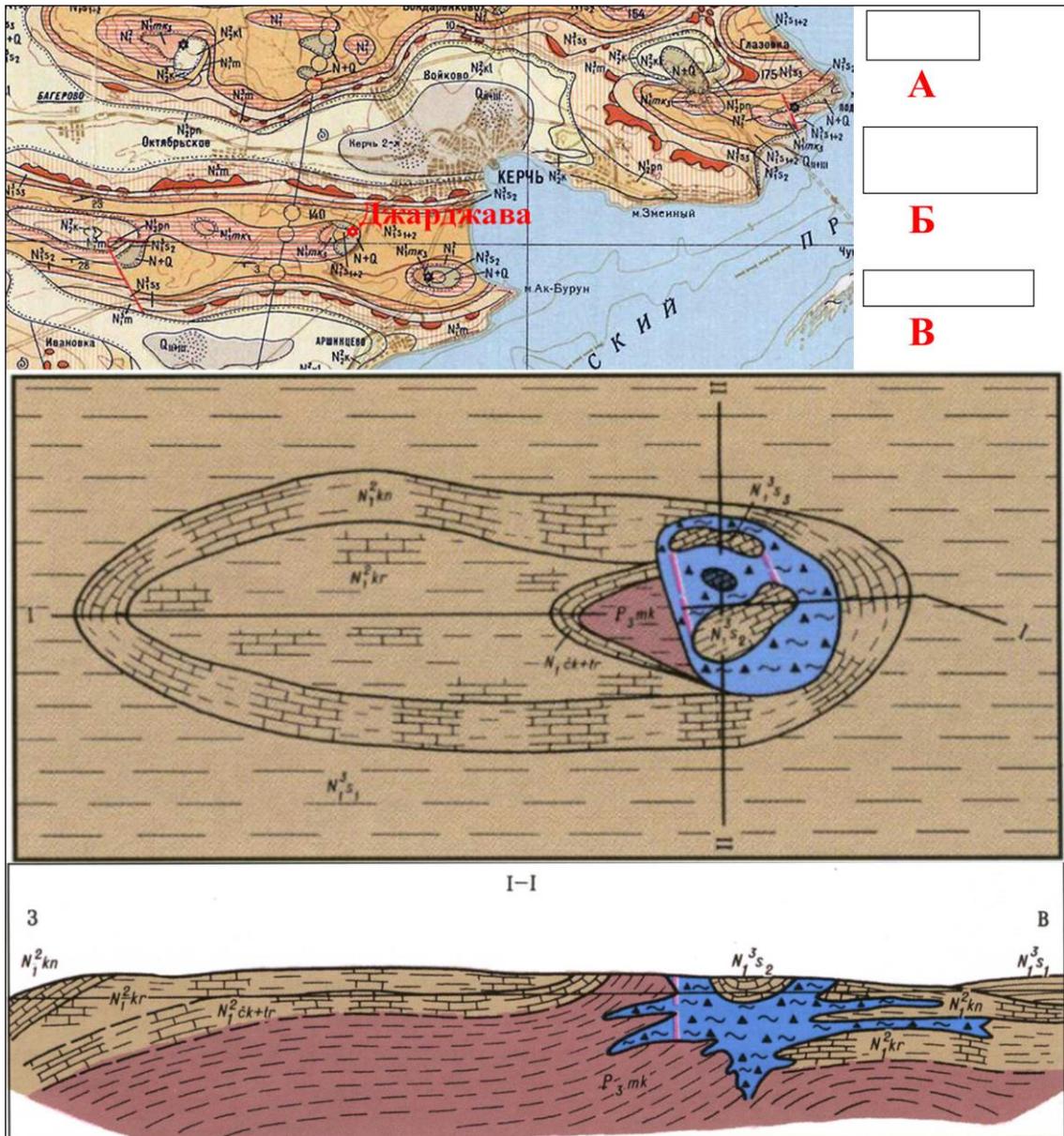


Рис.20 Грязевой вулкан Джарджава (Восходовский). А Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. Б Схематическая геологическая карта грязевого вулкана Джарджава по (Шнюков и др., 2005). В Геологический разрез грязевого вулкана Джарджава по (Шнюков и др., 2005).

Трещиноватость карбонатной толщи вдавленной синклинали Джарджавской грязевулканической постройки. Для известняков вдавленной синклинали характерна сильная раздробленность и трещиноватость. Ориентировка трещин довольно разнообразная при пологих и крутых углах падения. Тем не менее, четко выделяются системы трещин субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. Субширотные трещины представлены структурами отрывного типа и сбросами. В субширотном направлении

ориентировано большинство зафиксированных здесь зон дробления. По субширотным трещинным структурам с разным наклоном выявляется большой центральный пояс трещиноватости, включающий пологие отрывы, который можно рассматривать как взбросо-сбросовый пояс вращения. В системе трещин северо-западного простирания также представлены структуры отрывного типа, зоны дробления и зафиксированы правосдвиговые нарушения. В системе трещиноватости северо-восточного простирания присутствуют структуры отрыва и сбросы. Кинематика диагональных (северо-восточного и северо-западного простирания) трещинных систем (вместе с широтными) позволяет говорить о наличии нескольких структурных парагенезисов: субмеридионального сжатия – субширотного растяжения (правые сдвиги северо-западного простирания, фрагменты субмеридионального сбросо-взбросового пояса вращения); субвертикального сжатия – всестороннего растяжения (различно ориентированные структуры отрывного типа).

В трещиноватости сопочной брекчии зафиксированы различно ориентированные отрывы с выделением главной системы север-северо-восточного простирания. Отрывы организованы в преимущественно левосдвиговые зоны сдвиговых деформаций северо-восточного и широтного простирания и правосдвиговые ЗСД субмеридионального простирания. Эти структуры отражают, во-первых, вертикальное сжатие и всестороннее растяжение (по структурам отрывов), во-вторых, четкие системы сдвиговых зон концентрации деформаций указывают на проявление горизонтального стресса с северо-восточной ориентировкой максимального сжатия и северо-западной ориентировкой оси максимального растяжения.

Полученные по анализу трещиноватости данные подтверждают формирование Восходовской антиклинали как структуры латерального сжатия и вертикального роста диапировой складки с развитием главной системы растяжения субмеридионального (север-северо-восточного) простирания. Трещинные структуры грязевого вулкана Джарджава и усложняющей его строение одноименной вдавленной синклинали вписываются в данную тектодинамическую обстановку, а также указывают на дополнительное проявление северо-восточного латерального сжатия, отвечающего, вероятно, левосдвиговым смещениям вдоль Восходовской антиклинальной зоны.

Грязевой вулкан Джау-Тепе.

Крупнейший грязевой вулкан (высота около 120 м) Джау-Тепе расположен в сводовой части Вулкановской антиклинали, с юго-западной стороны от одноименной вдавленной синклинали (рис.21).

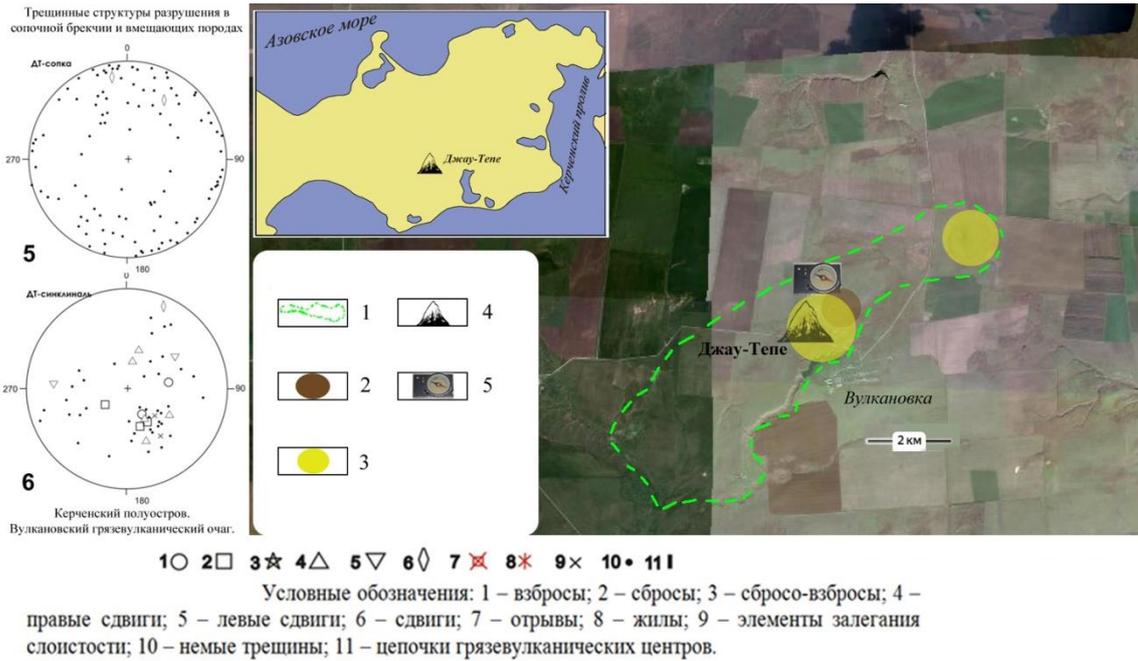


Рис.21 Грязевой вулкан Джау-Тепе и трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии и вмещающих горных породах. 1 – Вулкановская антиклиналь; 2 – вдавненная синклинали; 3 – сопочные поля современного грязевого вулканизма; 4 – грязевой вулкан Джау-Тепе. 5 – места замеров трещиноватости.

Вулкановская антиклиналь представляет собой складку северо-восточного простирания в широтной зоне правосдвигового типа.

Джау-Тепе расположен в сводовой части Вулкановской антиклинали, приурочен к складке диапирового генезиса. В ядре складки – нижнемайкопские глины, на склонах средне- и верхнемайкопские отложения. Одноименная вдавненная синклинали развивалась в чокрак-караганское время, на что указывают карбонатные породы. Верхние карбонатные отложения вдавненной синклинали – сарматские известняки (рис.22).

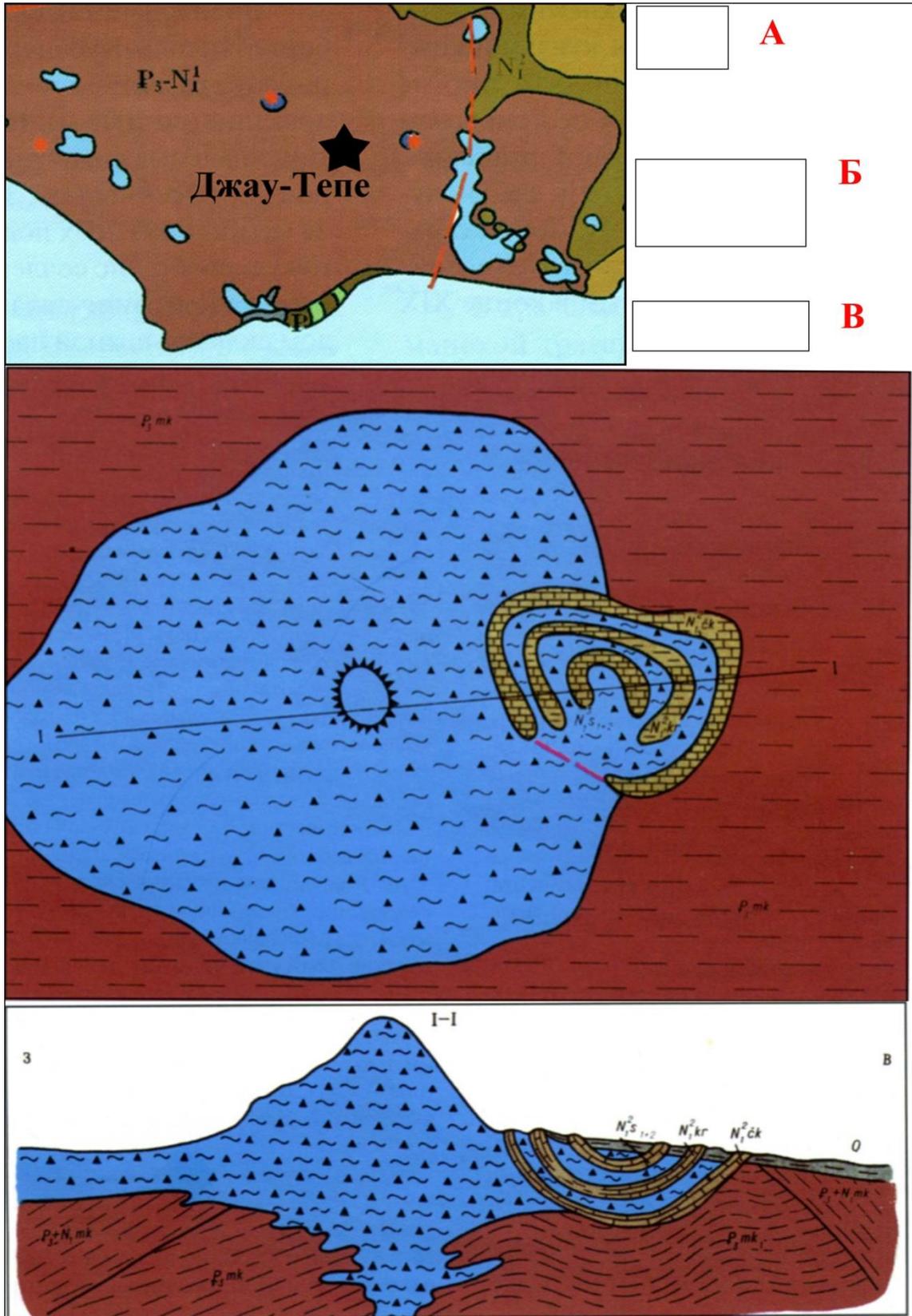


Рис.22 Грязевой вулкан Джау-Тепе. По (Шнюков и др., 2005). **А** Фрагмент геологической схемы. **Б** Схематическая геологическая карта грязевого вулкана Джау-Тепе и одноименной

вдавленной синклинали. В Геологический разрез грязевого вулкана Джау-Тепе и одноименной вдавленной синклинали.

Необходимо отметить неблагоприятные условия проведения замеров трещиноватости в пределах Вулкановской антиклинали и грязевого вулкана Джау-Тепе вследствие выхода на поверхность глинистой майкопской толщи, широкого развития грязевулканической брекчии, локальной сохранности фрагментов вдавленной синклинали.

Трещиноватость неогеновых известняков вдавленной синклинали. Падение слоистости на юго-запад (фрагмент крыла складки северо-восточного простирания). Большинство трещин немые, но предположительно содержат компоненту растяжения. Характерно развитие субпослойной трещиноватости с проявлением зеркал скольжения различного кинематического типа (взбросы, сбросы, правые сдвиги). Поперечно слоистости развиты крутопадающие трещины северо-западного простирания, вдоль которых зафиксированы редкие сдвиговые нарушения. Помимо этого, выявлены многочисленные наклонные трещины (также поперечные слоистости) с проявлением сбросового (по пологим нарушениям юго-западного падения), взбросового (по пологим нарушениям запад-юго-западного падения), правосдвигового (с падением на юг) и левосдвигового (с падением на юго-запад) типа. Отчетливо восстанавливаются условия северо-западного латерального сжатия поперек простирания складки (большинство зеркал скольжения). С учетом того, что вероятно, большинство трещин имеет отрывную составляющую, можно говорить и об условиях вертикального сжатия – всестороннего растяжения.

Измерение трещиноватости сопочной брекчии (по конической постройке): выделяются различно ориентированные преимущественно крутопадающие трещины предположительно отрывного типа, что отражает условия вертикального сжатия – всестороннего растяжения. Среди трещин зафиксированы также сдвиговые зеркала скольжения, что указывает на проявление латеральных стрессов.

Трещинные структуры грязевого вулкана Джау-Тепе и усложняющей его строение одноименной вдавленной синклинали вписываются в данную тектодинамическую обстановку правосдвигового сжатия северо-западной ориентировки и северо-восточной ориентировки сжатия и левого сдвига, а также указывают на формирование складки северо-восточного простирания в условиях северо-западного сжатия.

В целом по трещиноватости грязевулканических объектов Керченского полуострова можно сделать следующие выводы. Распределение трещиноватости в преимущественно карбонатных породах цоколя и вдавленных синклиналей характеризуется развитием трещин,

связанных с наклоном крыльев складчатых структур. Для цоколя такими трещинами являются трещины субширотного (запад-северо-западного) простирания с разным наклоном горных пород, образующие пояса сбросо-взбросового вращения, включающие редкие зеркала скольжения сбросового и взбросового типа и структуры отрыва. Развитие сбросо-взбросовых поясов вращения отражает условия поперечного простиранию складок латерального сжатия. Для структур вдавненных синклиналей характерны более разнообразные ориентировки слоистости. Пояса трещиноватости здесь также представлены, но их кинематическая характеристика более проблематична. Слоистость осадочных горных пород цоколя и структур вдавненных синклиналей нарушена также преимущественно поперечными к ней системами трещин вкрест ее простирания – крутопадающими структурами отрывного типа, что указывает на субширотное – вдоль складок – латеральное растяжение. Структуры растяжения, включая отрывы и сбросовые зеркала скольжения, фиксируются также вдоль крутопадающих трещин субширотного (продольного к складчатой структуре) простирания, что указывает на проявление обстановок субмеридионального (поперечного к складкам) растяжения при росте складок, вероятно, вследствие их диапировой природы.

Трещиноватость сопочной брекчии в пределах грязевулканических построек характеризуется преобладанием различно ориентированных трещин отрывного типа, что характерно для условий всестороннего растяжения – вертикального сжатия. Но организация отрывов в эшелонированные ряды, то есть систем право- и левосдвиговых деформаций, указывает на участие в формировании этих структур напряжений латерального сжатия. Среди этих структур преобладают правосдвиговые зоны северо-западного и меридионального простирания и левосдвиговые зоны северо-восточного и субширотного простирания. Соответственно можно говорить об условиях проявления при формировании грязевулканических построек латерального сжатия с субмеридиональной и северо-восточной ориентировками сжатия. Условия меридионального сжатия – широтного растяжения отвечают главному региональному полю напряжений, в условиях которого формировались широтные диапировые складки. Условия северо-восточного сжатия – северо-западного растяжения отвечают дополнительному полю напряжений, в условиях которого к деформации поперечного сжатия при формировании широтных складок добавляется проявление левосдвиговой составляющей (рис.23).

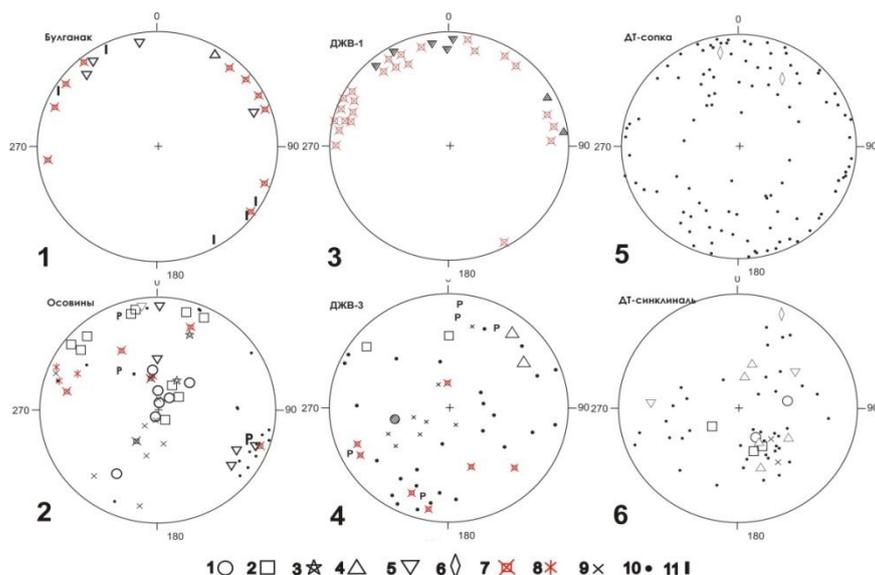


Рис.23 Трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии и вмещающих горных породах грязевых вулканов Керченского полуострова: 1-2 Булганак (1-сопочная брекчия, 2 – вмещающие породы); 3-4 – Джарджава (3 – сопочная брекчия, 4 – вмещающие породы); 5-6 – Джау-Тепе (5 – сопочная брекчия, 6 – вмещающие породы). Условные обозначения: 1 – взбросы; 2 – сбросы; 3 – сбросо-взбросы; 4 – правые сдвиги; 5 – левые сдвиги; 6 – сдвиги; 7 – отрывы; 8 – жилы; 9 – элементы залегания слоистости; 10 – немые трещины; 11 – цепочки грязевулканических центров.

3.1.2 Трещиноватость грязевулканических структур Таманского полуострова

Грязевой вулкан Карabetова гора.

Грязевой вулкан Карabetова гора расположен на юго-западной оконечности Таманского полуострова, в 5 км от станции Тамань. Вулкан приурочен к Карabetовской антиклинали (рис.24), входящей в состав Карabetовской антиклинальной зоны.

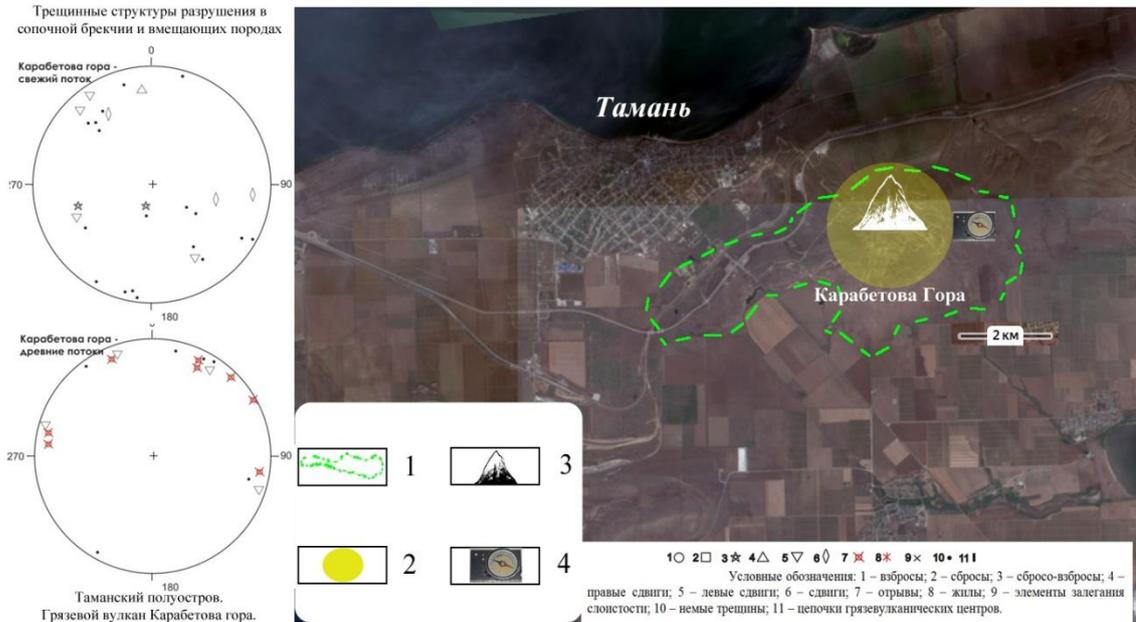


Рис.24 Грязевой вулкан Карабетова гора и трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии. 1 – Карабетовская антиклиналь; 2 – сопочные поля современного грязевого вулканизма; 3 – грязевой вулкан Карабетова Гора; 4 – места замеров трещиноватости.

Проведены замеры трещиноватости сопочной брекчии сопочных полей 1982 г. извержения («древнее» сопочное поле) и 2004 г. (новое сопочное поле).

Карабетовская антиклиналь является одной из складок Карабетовской антиклинальной зоны. Общая организация антиклиналей в антиклинальной зоне позволяет предполагать вдоль зоны правосдвиговую деформационную составляющую. Карабетовская антиклиналь имеет сложное строение, грязевой вулкан расположен в месте структурной перестройки антиклинали – пересечении ее поперечной флексурно-разрывной зоной, с которой связано левосдвиговое смещение оси антиклинали. Сам грязевой вулкан – сложное сопочное поле с несколькими разновозрастными грязевулканическими центрами. Замеры трещиноватости удалось провести в грязевулканических потоках наиболее молодых извержений, а также в пределах крупного более «древнего» грязевулканического поля.

«Древнее» сопочное поле характеризуется развитием различно ориентированных структур отрывного типа. Большинство структур отрыва организуются в зоны левосдвиговых деформаций северо-северо-восточного, восток-северо-восточного и северо-западного простирания. Левые сдвиги восток-северо-восточного простирания могут отвечать условиям субмеридионального сжатия, левые сдвиги север-северо-восточного простирания – северо-восточного латерального сжатия. Что касается системы левых сдвигов северо-западной ориентировки, то для них приходится предполагать либо субширотное сжатие, либо

утверждать, что при формировании Карабетовской грязевулканической постройки большую роль играли процессы развития левосдвиговой деформации вдоль основной флексурно-разрывной зоны север-северо-восточного простирания, с которой связан грязевой вулкан.

Замеры трещиноватости в сопочной брекчии молодого грязевулканического потока проводились в краевой зоне северо-западного борта потока, перемещающегося в северо-восточном направлении. Вдоль основной граничной системы выявлены четкие левые сдвиги с большей амплитудой перемещения центральных (расположенных юго-восточнее) частей потока. Многочисленные трещины поперечные направлению движения потока представлены наклонными и крутыми трещинами, на поверхности которых фиксируются зеркала скольжения со смещением по падению-восстанию, которые, возможно, отражают формирование сбросо-взбросового пояса вращения. Локально выражены субширотные зеркала скольжения правосдвигового типа и субмеридиональные – левосдвигового. Их формирование можно объяснять условиями северо-западного латерального сжатия – северо-восточного растяжения.

Грязевой вулкан Пекло Азовское.

Грязевой вулкан Пекло Азовское находится на побережье Азовского моря, на севере Таманского полуострова, в 3 км от станции Кучугуры. Вулкан расположен в сводовой части Пеклоазовской антиклинали (рис.25).

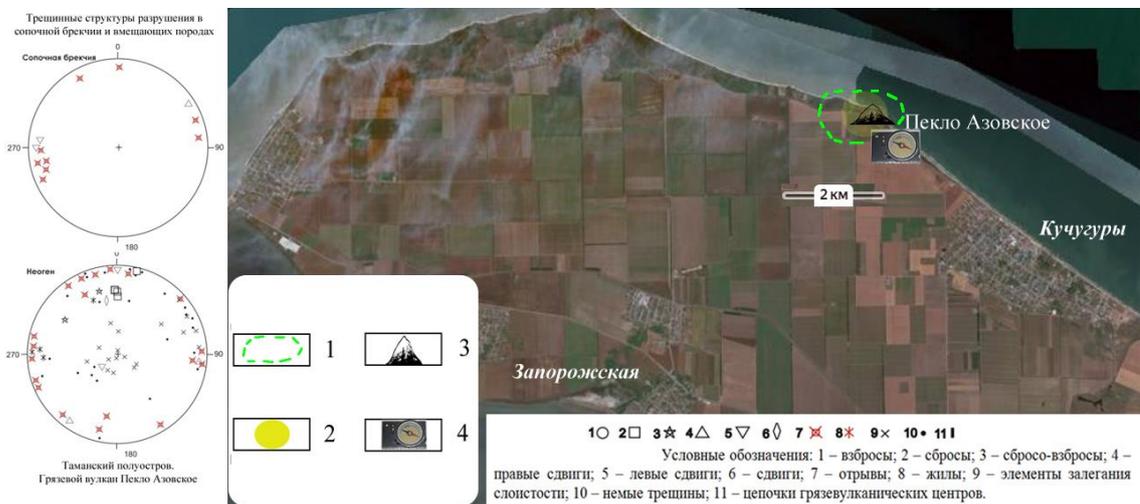


Рис.25 Грязевой вулкан Пекло Азовское и трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии и вмещающих породах. 1 – Пеклоазовская антиклиналь; 2 – сопочные поля современного грязевого вулканизма; 3 – грязевой вулкан Пекло Азовское; 4 – места замеров трещиноватости.

Пеклоазовская антиклиналь является складкой восток-северо-восточного простирания в правосдвиговой зоне северо-западного простирания. Антиклиналь не велика по размерам,

сложена породами чокракского, караганского и сарматского возраста (Шнюков и др., 2005) (рис.26).

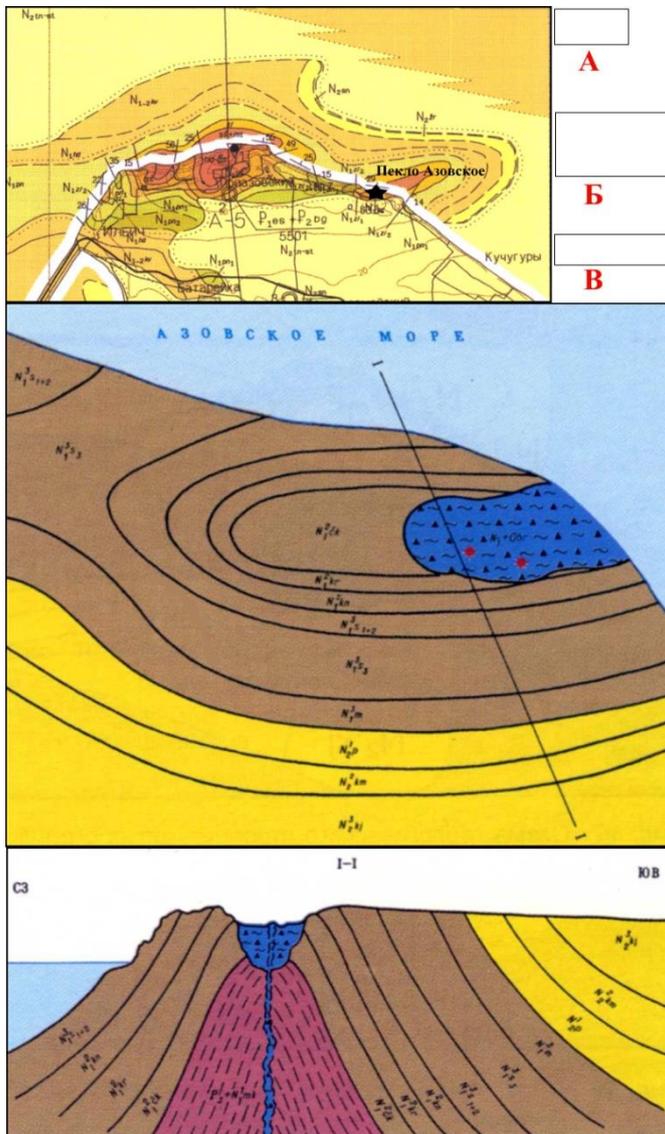


Рис.26 Грязевой вулкан Пекло Азовское. А Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. Б Схематическая геологическая карта грязевого вулкана Пекло Азовское по (Шнюков и др., 2005). В Геологический разрез грязевого вулкана Пекло Азовское по (Шнюков и др., 2005).

В Пеклоазовской антиклинали удалось провести массовые замеры трещиноватости в неогеновых толщах. Структурные условия: продольное общему простиранию складки наклонное залегание слоистости, подчеркнутое субпослойной трещиноватостью; в слоистости выражены также поперечные направления (север-северо-западного простирания) с падением от пологого до субвертикального, вероятно, обусловленные развитием диапировых структур. В трещиноватости выражены две системы крутопадающих отрывов (север-северо-западного и

восток-северо-восточного простирания) – поперечные к простиранию основной складки, а также к направлению осложняющих диапировых структур. Среди зеркал скольжения выявляются фрагменты сбросо-взбросового пояса вращения, отражающего север-северо-западное сжатие при формировании складки восток-северо-восточного простирания. Установлены единичные правые сдвиги северо-западного простирания и левые сдвиги субширотного простирания. Сдвиги, по-видимому, формировались под влиянием субширотного сжатия (близко к направлению вкрест простирания диапировой структуры).

В сопочной брекчии фиксируются различно ориентированные отрывы с преобладанием отрывов северо-северо-западного и субширотного простирания. Субмеридиональные отрывы часто организованы в системы правосдвиговых зон северо-западного и левосдвиговые зоны меридионального простирания, что указывает на проявление условий север-северо-западного латерального сжатия – запад-северо-западного латерального растяжения.

Грязевой вулкан Шуго.

Грязевой вулкан Шуго – является самым северным грязевым вулканом мегантиклинория Северо-Западного Кавказа и вместе с тем уже находится на южном крыле Западно-Кубанского передового прогиба, где развиты майкопские отложения. Вулканическая постройка грязевого вулкана Шуго расположена непосредственно к северу от Шугинской антиклинали, входящей вместе с находящейся на ее юго-восточном продолжении Гладковской антиклиналью, в Шугинско-Гладковскую ЗКД сжатия (Собисевич и др., 2014) (рис.27).

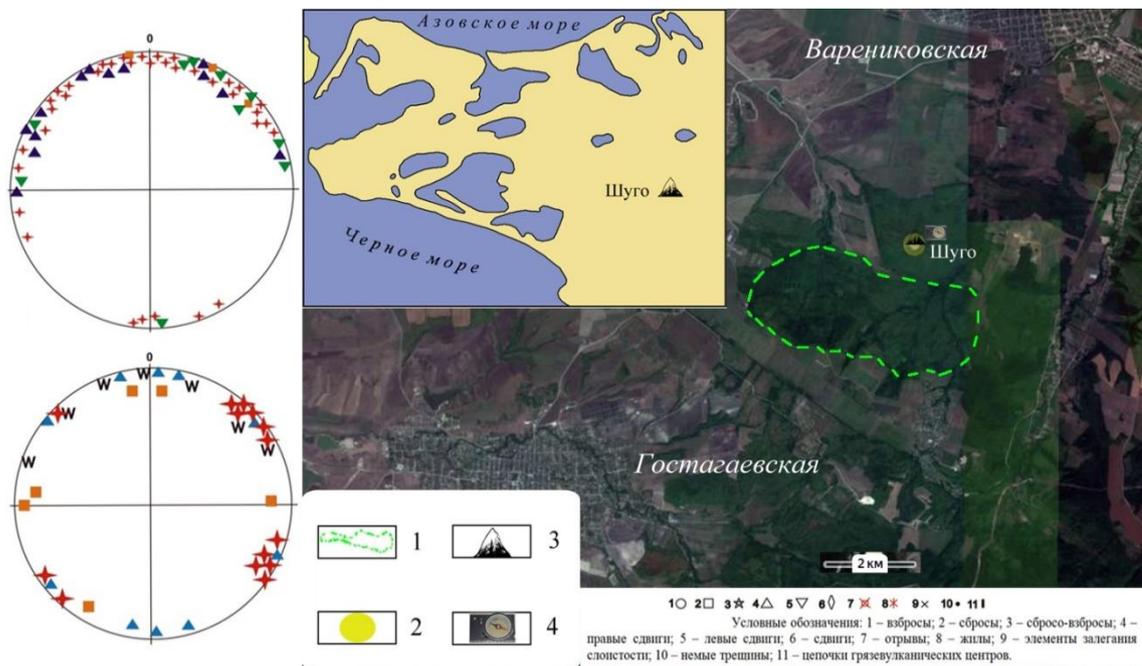


Рис.27 Грязевой вулкан Шуго и трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии. 1 – Шугинская антиклиналь; 2 – сопочные поля современного грязевого вулканизма; 3 – грязевой вулкан Шуго; 4 – места замеров трещиноватости.

Грязевулканическая постройка выражена кольцевыми валами сжатия, радиальными структурами растяжения (обычно это цепочки вулканических конусов, грифонов и сальз), сбросовые уступы. Отчетливо выражены нарушения сдвигового типа (преобладают правые сдвиги), смещающие внешний кольцевой вал вулкана. На основании применения парагенетического структурно-кинематического анализа трещиноватости (Расцветаев, 1987) грязевого вулкана Шуго выявлено несколько парагенезов трещинно-разрывных структур. Разноориентированные отрывы и сбросы отражают условия субвертикального сжатия – субширотного разноориентированного растяжения (1); широтные отрывы, правые сдвиги северо-восточного и левые сдвиги северо-западного простирания характеризуют условия субширотного сжатия (2); сбросы северо-западного простирания, субширотные правые и субмеридиональные левые сдвиги и отрывы северо-западного простирания формировались в обстановке северо-восточного растяжения – северо-западного сжатия (3); правые сдвиги северо-западного простирания, левые сдвиги северо-восточного простирания и субмеридиональные отрывы связаны с условиями субмеридионального сжатия – субширотного растяжения (4); правые сдвиги, выявленные при структурно-геоморфологическом анализе образуют еще один структурный парагенез – пояс правосдвигового вращения (5). Как и в случае изученных ориентировок трещиноватости в грязевулканических структурах Керченского полуострова для Таманского полуострова характерно формирование взбросо-сбросовых поясов вращения. Слоистость нарушена преимущественно поперечными к ней двумя главными системами трещин вкрест ее простирания (преимущественно крутопадающие структуры отрывного типа) и вдоль простирания (разнонаклонные трещины, дополняющие сбросо-взбросовый пояс вращения на крыльях складчатых структур). Большинство трещинных структур несут признаки сдвиговых смещений (рис.28).

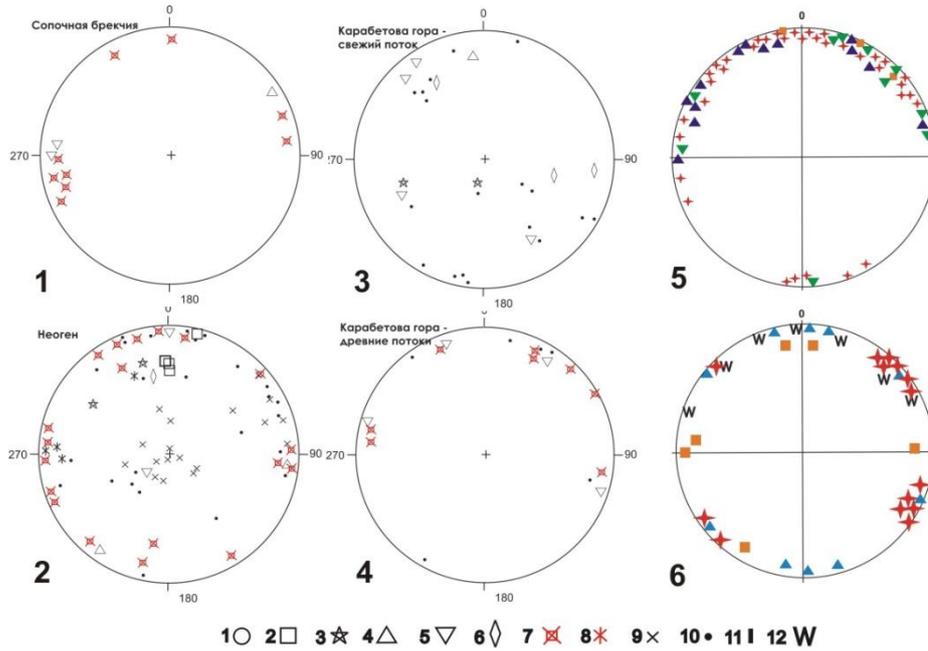


Рис.28 Трещинные структуры разрушения в сопочной брекчии и вмещающих породах грязевых вулканов Таманского полуострова: 1-2 Пекло Азовское (1-сопочная брекчия, 2 – вмещающие породы); 3-4 – Карabetова гора (3 – сопочная брекчия свежего потока, 4 – сопочная брекчия старых потоков); 5-6 – Шуго (5 – сопочная брекчия, 6 – структуры по анализу геологической карты). Условные обозначения: 1 – взбросы; 2 – сбросы; 3 – сбросо-взбросы; 4 – правые сдвиги; 5 – левые сдвиги; 6 – сдвиги; 7 – отрывы; 8 – жилы; 9 – элементы залегания слоистости; 10 – немые трещины; 11 – цепочки грязевулканических центров; 12 – валики сжатия.

Выводы по Главе 3.

По результатам анализа замеренной трещиноватости различного кинематического типа в сопочной брекчии, вмещающих и подстилающих горных породах рамы, сделаны выводы по распределению и условиям формирования трещиноватости:

Трещиноватость сопочной брекчии грязевых вулканов. В локальных грязевулканических постройках центрального типа преобладают структуры, характерные для пластических горных пород при течении из центра извержения: концентрические "пластичные" валики сжатия, чередующиеся с продольными к ним ложбинами. Наиболее характерными дизъюнктивными структурами трещинного уровня являются формирующиеся при усыхании грязевулканических масс трещины отрывного типа. При течении грязевулканической массы формируются преимущественно продольные (вдоль течения) трещины. В случае наличия центра извержения – радиальные системы трещин отрыва. При формировании широкого площадного покрова литогенетические трещины ориентированы в различных направлениях. Вместе с тем статистическое распределение структур отрывного типа оказывается не хаотичным. Часто отрывы концентрируются в характерные зоны сдвиговых деформаций, в пределах которых они расположены кулисообразно. Зона сдвиговых деформаций выглядит как эшелонированная система структур отрыва. Преобладающая ориентировка зон концентрации трещин отрыва в сопочной брекчии отвечает структурным направлениям вмещающих и подстилающих горных пород рамы. Направления сдвиговых перемещений в выделенных зонах отвечают региональным полям напряжений, выявляемым по структурам разрушения вмещающих толщ.

Локальные центры дегазации и грифоны также выстраиваются линейно, в цепочки, соответствующие по ориентировке региональным структурным направлениям.

В протяженных потоках сопочной брекчии выражены парагенезы структур течения; сами потоки ориентированы в соответствии с направлениями региональных структур, играющих роль своеобразного каркаса для направления течения грязевулканического потока.

Различный характер распределения дизъюнктивных структур разновозрастных покровов и потоков сопочной брекчии сложных полифазных грязевых вулканов указывает на изменения напряженного состояния при формировании грязевулканической постройки.

В постройках центрального типа преобладают концентрические "пластичные" валики сжатия и радиальные системы отрывов. Распределение отрывных структур не хаотично. Часто они концентрируются в характерные зоны сдвиговых деформаций, параллельные структурам рамы. Направления сдвиговых перемещений отвечают региональным полям напряжений, выявляемым по структурам разрушения вмещающих толщ. Локальные центры

дегазации и грифоны выстраиваются линейно, в цепочки региональных структурных направлений. В протяженных потоках сопочной брекчии выражены парагенезы структур течения; сами потоки ориентированы в соответствии с направлениями каркасных структур рамы. Различный характер распределения дизъюнктивных структур разновозрастных покровов и потоков сопочной брекчии сложных полифазных грязевых вулканов может помочь в установлении изменений напряженного состояния при формировании грязевулканической постройки.

Трещиноватость вмещающих и подстилающих горных пород рамы. Все грязевые вулканы связаны с диапировыми, часто надразломными антиклиналями, являющимися тектонически активными зонами сжатия. Складчатые диапировые структуры фиксируются быстро меняющимися ориентировками слоистости от пологого падения до субвертикального. В литологически разнообразных толщах при этом развиваются структуры разрушения различного кинематического типа: системы субпослойной трещиноватости, различно ориентированные первично литогенетические трещины отрывного типа ортогональные слоистости, структуры растяжения (жилы и отрывы) и зеркала скольжения стадии формирования складчатой структуры и наложенных процессов. Многочисленные зеркала скольжения – взбросы, сбросы, правые и левые сдвиги – отражают квазипластическую деформацию (смещение по различно ориентированным трещинам) породного массива при формировании складки и ее преобразовании. Часто зеркала скольжения образуют характерные взбросо-сбросовые пояса вращения, включающие взбросы и сбросы с различным углом наклона, но близкого простирания (обычно они субпараллельны простиранию диапировой складки). Часто роль таких структур выполняют послойные трещины на разнонаклонных крыльях. Среди структур растяжения выделяются две системы, ориентированные по падению и по простиранию слоистости. Формирование крутопадающих жил и отрывов, ориентированных по падению слоистости, связано с горизонтальным растяжением, поперечным главному сжатию, определившему формирование складки. Широко представлены также разнонаклонные жилы и отрывы вдоль простирания слоистости, отражающие рост диапировой складки. Эти структуры дополняют сбросо-взбросовый пояс вращения на крыльях складчатых структур.

Многие трещинные структуры несут признаки сдвиговых смещений, указывающие на активное проявление горизонтальных стрессов при формировании складки. На участках пологих залеганий слоистости в местах наличия компетентных горных пород характерны субпослойные зеркала скольжения, свидетельствующие о концентрации смещений на резких литологических контактах.

Несмотря на неблагоприятные объективные условия проявления дизъюнктивных структур в сопочной брекчии грязевулканических построек, применение актуалистического и парагенетического подходов к изучению рассматриваемых объектов и их окружения позволяет получить структурную информацию, указывающую на условия зарождения и формирования грязевулканических структур.

Трещиноватость вмещающих и подстилающих пород грязевых вулканов отражает историю формирования диапировых антиклиналей как сложных структур сжатия с проявлением поперечных сжатия сбросо-взбросовых поясов вращения, в том числе со структурами покровного типа на литологических контрастах, систем различно ориентированных сдвигов, а также поперечных направлению сжатия систем отрывов.

В сопочной брекчии грязевых вулканов развита различно ориентированная литификационная трещиноватость преимущественно отрывного типа, отражающая особенности деформации сопочной брекчии при грязевулканическом процессе. Неравномерность распределения отрывов отражает не только особенности течения потока, но и особенности структуры подстилающих и вмещающих горных пород рамы. Кинематические особенности включающих структуры отрыва зон сдвиговых деформаций указывают на влияние на процесс формирования грязевого вулкана действующих полей тектонических напряжений.

Таким образом, трещиноватость вмещающих грязевулканические постройки кайнозойских деформированных толщ и сопочных брекчий отражает сложную многостадийную историю формирования диапировых антиклиналей и осложняющих их складчато-разрывных и грязевулканических структур. Литификационные трещины сопочной брекчии соответствуют особенностям структуры грязевых вулканов и динамики их развития, а также косвенно указывают на структурную организацию вмещающих грязевулканические каналы породных массивов.

Глава 4. Особенности строения грязевых вулканов

Обоснование второго защищаемого положения: *Грязевые вулканы – часть системы сложных проницаемых каналов разгрузки сопочной брекчии, выраженные на поверхности структурами центрального типа положительной и отрицательной морфологии; источником сопочных брекчий являются разновозрастные глинистые толщи, в первую очередь майкопской серии, но и более древние меловые и даже юрские песчано-глинистые образования, попадающие в проницаемые каналы*

4.1 Обзор грязевых вулканов Керченско-Таманской области

Нами был рассмотрен ряд крупных вулканов Керченского и Таманского полуостровов, структурно относящихся к Керченско-Таманской межпериклинальной области или к зоне складчатого сооружения Большого Кавказа (Шуго).

4.1.1 Грязевые вулканы Керченского полуострова

Джау-Тепе Крупнейший грязевой вулкан Керченского полуострова Джау-Тепе. Вулкан приурочен к Вулкановской диапировой антиклинали (Шнюков и др., 1986). Это крупный холм, возвышающийся над уровнем местности на 60 м (рис.29).



Рис.29 Грязевой вулкан Джау-Тепе. Вид с западной стороны. Фото автора, 2015г.

В ядре складки на поверхность выходят отложения нижнего майкопа, крылья сложены средне- и верхнемайкопскими отложениями. Возраст грязевого вулкана определяется наиболее древними чокрак-караганскими отложениями связанной с вулканом вдавленной синклинали

(Шнюков и др., 1986) (рис.30).

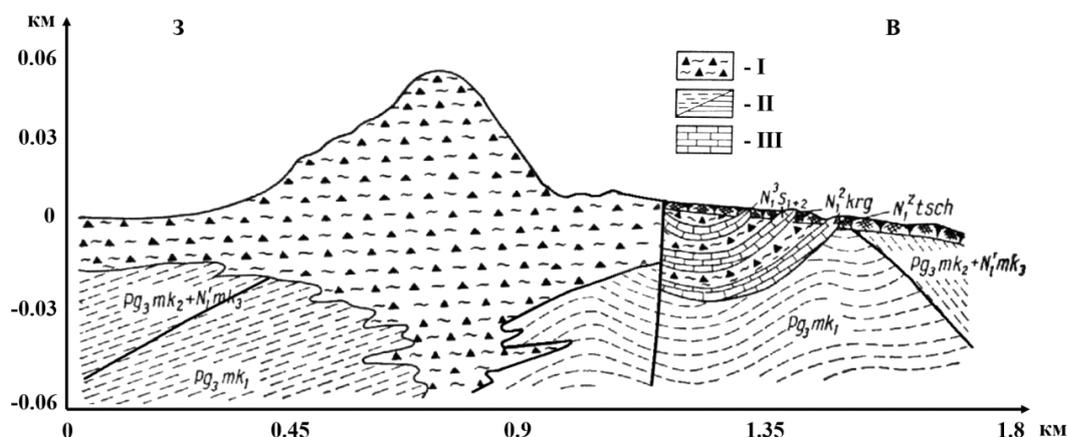


Рис.30 Геологический разрез сопочного поля Джаяу-Тепе и вдавленной синклинали, по (Шнюков и др., 2005) с изменениями (Преснов и др., 2020). I – сопочная брекчия; II – глины сланцеватые; III – неогеновые известняки – сарматского, караганского и чокракского возраста. $N_1^3S_{1-2}$ – сарматский ярус; N_1^2krq – караганский горизонт; N_1^2tsch – чокракский горизонт; $N_1^1mk_3$, Pg_3mk_2 , Pg_3mk_1 – майкопская серия.

Вулкановская антиклиналь имеет северо-восточное простирание, как и большинство антиклинальных складок Юго-Западной равнины, и вместе с ними входит в Вулкановскую зону концентрации деформаций субширотного простирания. На уровне глинистой майкопской серии складки выражены слабо, тогда как по домайклопским комплексам они четко определяются.

Подобная организация складок северо-восточного простирания в широтно ориентированной зоне отражает правосдвиговую деформацию вдоль последней.

На уровне глинистой майкопской серии складки выражены слабо, тогда как по домайклопским комплексам они четко определяются. Подобная организация складок северо-восточного простирания в широтно ориентированной зоне, отражает правосдвиговую деформацию вдоль последней.

Вулканическая постройка находится в центральной части Вулкановской антиклинали на ее пересечении зонами повышенной дислоцированности, выраженными характерными линеаментами субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Грязевой вулкан представляет заметно выделяющуюся уплощенную асимметричную конусообразную возвышенность, сложенную продуктами разновозрастных извержений. Склоны вулкана прорезаны глубокими оврагами (рис.31).



Рис.31 Барранкосы на восточном склоне грязевого вулкана Джау-Тепе. Фото автора, 2015г.

Вулкан характеризуется довольно интенсивной периодически проявляющейся активностью с выбросами газа и извержениями грязевых масс (Шнюков и др., 2005).

В зоне вулканической постройки имеется и структура вдавленной синклинали (рис.30), что в целом характерно для Керченского сегмента межпериклинальной зоны, вероятно, в связи с тем, что здесь эрозионно-денудационный срез существенно затронул уровень майкопской серии, играющей определяющую роль в формировании вдавленных синклиналей (Лычагин, 1969).

Вулкан проявляет периодическую активность с интенсивными выбросами газа и извержениями грязевых масс (Шнюков и др., 2005).

Сейсмические исследования в районе вулкана указывают на наличие глубоко уходящего в подмайкопские отложения корня вулкана (Преснов и др., 2016, 2020) (рис.32).

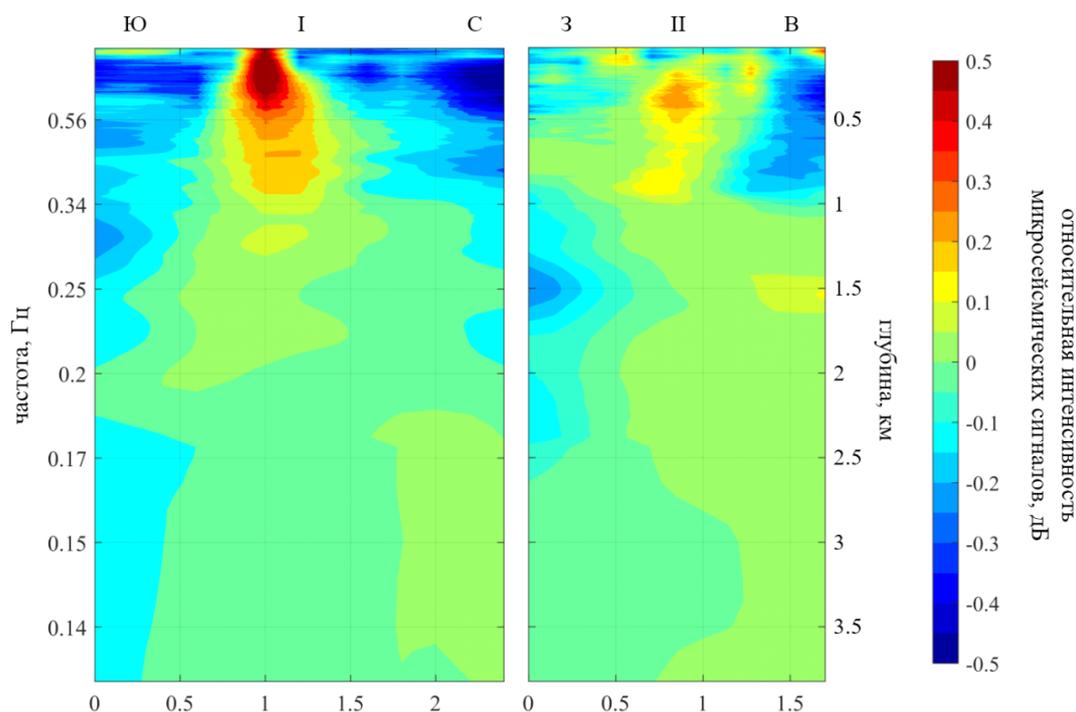


Рис.32 Распределение спектральных амплитуд микросейсмического шума вдоль профилей, пересекающих вулканическую постройку Джау-Тепе. I Юг–Север и II Запад–Восток по (Преснов и др., 2020).

Грязевой вулкан **Джарджава** (Восходовский) приурочен к субширотной Восходовской диапировой антиклинали на западной окраине города Керчь. Холм диаметром 300 м возвышается над уровнем местности на 20–25 м (рис.33).

По положению в структуре Керченско-Таманской межпериклиальной зоны Восходовская ЗКД занимает осевую часть Индоло-Кубанского прогиба.

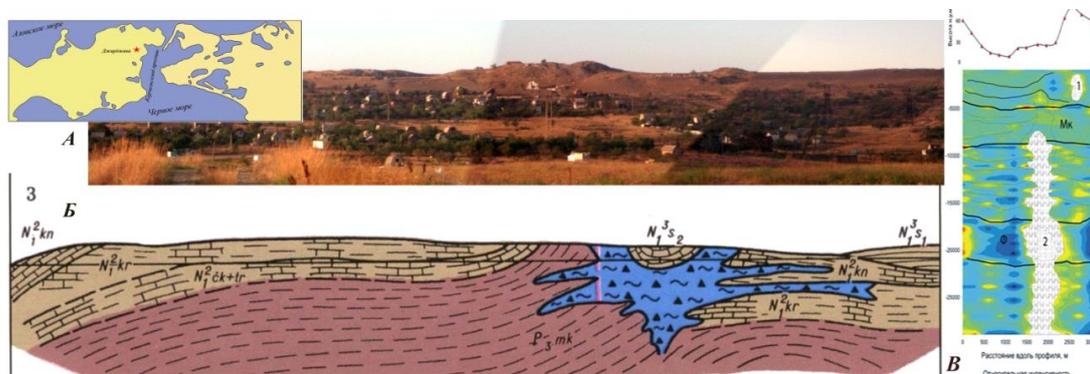


Рис.33 А Панорама грязевого вулкана Джарджава. Вид с северной стороны. Фото автора, 2016г. Б Геологический разрез грязевого вулкана и одноименной вдавленной синклинали по (Шнюков и др., 2005). В Профиль микросейсмического зондирования, пересекающий вулканическую постройку Джарджавы по (Собисевич и др., 2015а).

Рядом с грязевулканическим конусом расположена сложенная известняками чокрак-караганского возраста одноимённая вдавленная синклираль с тремя грязевыми сопками: Высокой, Кизячной и Мельничной. Восходовская диапирова антиклиналь вместе с расположенными восточнее (Солдатская) и западнее (Ново-Николаевская) антиклиналями входят в Восходовскую антиклинальную широтно ориентированную зону. Складки в ней образуют эшелонированный ряд, что указывает на проявление вдоль зоны дополнительной левосдвиговой деформации.

Тектодинамические и структурно-кинематические наблюдения (Глава 5) на грязевом вулкане Джарджава и в его окрестностях указывают на сложную динамическую обстановку формирования структур с проявлением условий горизонтального сжатия, сдвига и растяжения. Формирование структуры вдавленной синклинали происходило в условиях вертикального сжатия – горизонтального растяжения, что отражено в обильном присутствии кальцитовых и гипсовых жил в позднекайнозойских карбонатных толщах и в составе сопочной брекчии (Белобородов, Тверитинова, а, 2017).

В составе сопочной брекчии присутствуют обломки пород палеогенового и мелового возраста. Сейсмические исследования в районе вулкана показали наличие под вулканом глубокого корня (Собисевич и др., 2015а) (рис.33 В).

4.1.2 Грязевые вулканы Таманского полуострова

Грязевой вулкан **Карabetова гора** находится в 5 км восточнее станицы Тамань и представляет собой высокое плато (142 м над уровнем моря) с системой отдельных сопок, сальз, небольших кратерных озёр (рис.34). Грязевой вулкан Карabetова гора, расположенный в 5 км восточнее станицы Тамань, представляет собой высокое плато (142 м над уровнем моря) с системой отдельных сопок, сальз, небольших кратерных озёр (рис.34).

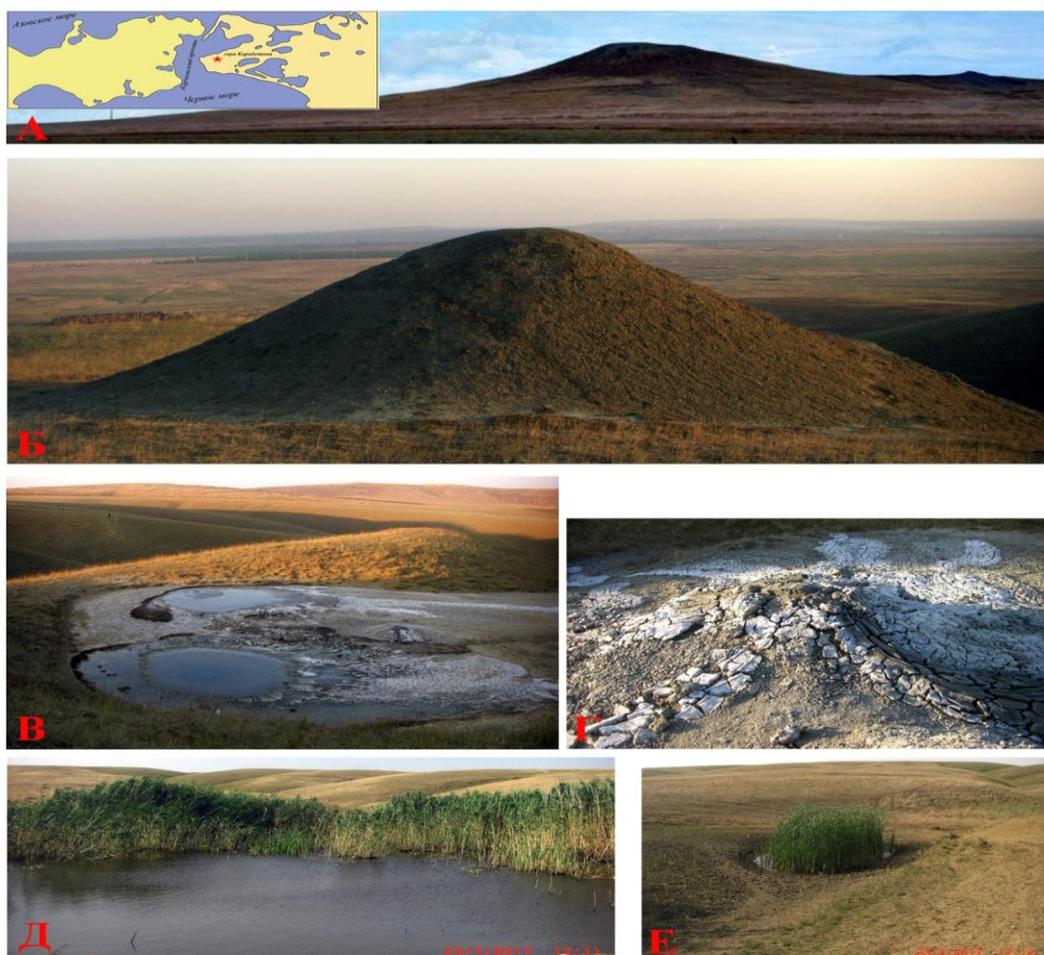


Рис.34 Грязевой вулкан Карабетова гора и грязевулканические структуры. А Панорама горы Карабетовой; Б-Е Грязевулканические структуры (фото автора 2015-2017гг.)

В строении широтно ориентированной Карабетовской антиклинали принимают участие отложения майкопской серии, чокракского, караганского, сарматского, понтического, киммерийского и куюльницкого ярусов (Шнюков и др., 1986). Положение Карабетовского грязевого вулкана определяется узлом пересечения широтной антиклинали системой поперечных ей флексурно-разрывных зон субмеридионального простирания (Тверитинова и др., 2015а). Грязевой вулкан имеет сложное строение. Его формирование определялось меняющимися динамическими условиями с проявлением деформаций сжатия и растяжения с участием сдвиговых перемещений вдоль Карабетовской антиклинальной зоны, о чем свидетельствует эшелонированное положение в ней диапировых антиклиналей, а также и самих грязевулканических построек. Главной динамической обстановкой формирования антиклинальной гряды и грязевых вулканов вдоль нее являлось горизонтальное субмеридиональное сжатие с проявлением левосдвиговой деформации вдоль структур северо-

восточного простирания и правсдвиговой деформации вдоль структур северо-западной и субширотной ориентировки.

В составе сопочной брекчии присутствуют обломки пород («твердые выбросы») палеогенового, мелового и юрского возраста, что указывает на большую глубину корневой зоны вулкана (рис. 35).



Рис.35 Разновозрастные обломки пород в сопочной брекчии грязевого вулкана гора Карabetовская (фото автора).

Сейсмические исследования в районе вулкана также показали существование под грязевулканической постройкой глубокого корня (рис.36).

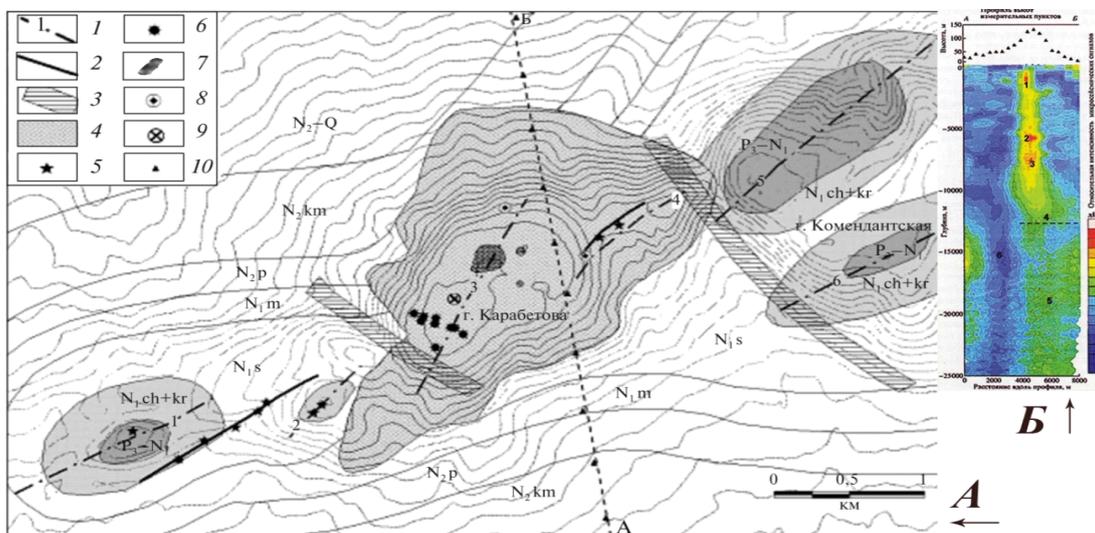


Рис.36 А Геологическая схема района горы Карabetова по (Собисевич и др., 2008). Горизонтالي рельефа проведены через 5 м. 1 – оси антиклинальных складок и их номера; 2 – достоверно установленные разломы; 3 – разломы выделенные по структурно-геоморфологическим признакам; 4 – покров сопочной брекчии грязевого вулкана горы Карabetовой; 5 – действующие грифоны; 6 – недействующие грифоны; 7 – сальзы; 8 – крупные конусообразные грифоны высотой несколько метров; 9 – центр взрывного извержения 6 мая 2001г.; 10 – пикеты профиля микросейсмической съемки; P_3-N_1 – майкопская серия, глины; N_{1ch+kr} – чокракский и караганский ярусы, темно-серые глины с прослоями мергелей и

известняков; N_{1s} – сарматский ярус, зеленовато-серые глины с многочисленными прослоями пористых мергелей и известняков; N_{1m} – меотический ярус, темные глины с прослоями мергелей и известняков; N_{2p} – понтический ярус, темно-серые, черные глины с прослоями рыхлых мергелей, известняков и песчаников; N_{2km} – киммерийский ярус, глины, пески с прослоями и линзами оолитовых руд в нижней части; N_2-Q – глины, супеси, пески, в верхней части горизонт красно-бурых глин. **Б** Профиль ммз, грязевого вулкана гора Карabetовская по (Собисевич и др., 2008).

На мысе Пёклы Таманского полуострова расположен один из самых экзотических вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области – Плевак (**Пекло Азовское**). Вулкан выражен сложным грязевым озером, вероятно, имеющим несколько центров извержений. Вулкан приурочен к одноименной диапировой антиклинали, сложенной разнофациальными отложениями позднего кайнозоя. Антиклираль мыса Пёклы является восточной складкой антиклинальной зоны мыса Каменный вдоль северного субширотно ориентированного побережья Таманского полуострова. Центральное место в зоне занимает крупная (длиной более 2 км) диапировая антиклираль мыса Каменного, к западу от нее расположена еще одна небольшая (менее 1 км) диапировая структура (Тверитинова и др. 2015). Эшелонированное положение диапировых антиклиналей северо-восточного простирания в одной широтной зоне указывает на то, что они являются праводвиговой зоной концентрации деформаций.

По сейсмическим данным вулканическая постройка связана с глубоко расположенным корнем (рис. 37).

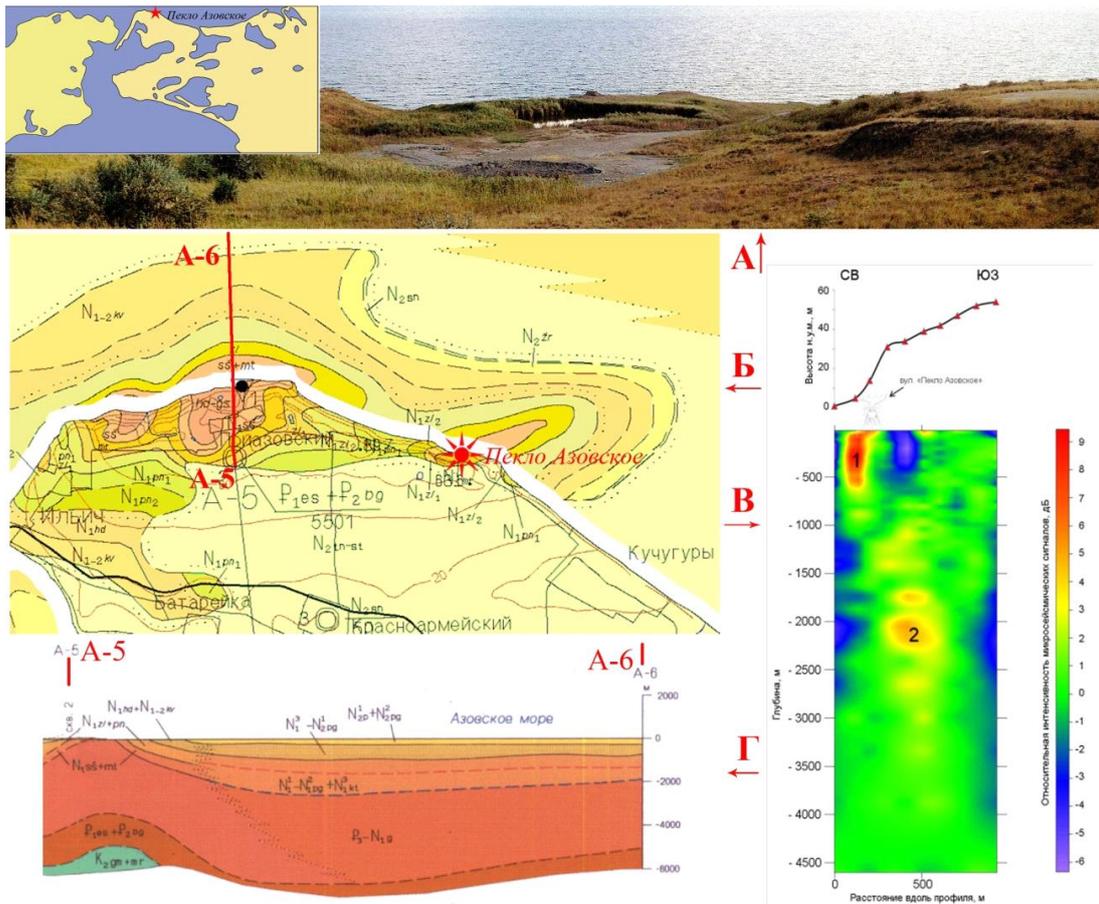


Рис.37 Грязевой вулкан Пекло Азовское. А Панорама вулкана (фото автора). Б Фрагмент государственной геологической карты масштаба 1:200000. Издание второе. Кавказская серия. L-37-XIX, L-37-XXV. ФГУП Кавказгеология, Зарубин В. В., Корсаков С. Г., 2000г. В Профиль ммз, грязевого вулкана Пекло Азовское по (Тверитинова и др., 2015б). Г Геологический профиль через мыс Каменный по линии А-5 – А-6.

Одним из крупнейших грязевых вулканов Таманской грязевулканической области является грязевой вулкан **Шуго**, расположенный на правом берегу одноименной реки в 6 км к югу от станции Варениковская. Шуго – один из немногих грязевых вулканов, "уходящих" из межпериклиналильной зоны непосредственно в горно-складчатое сооружение Большого Кавказа, одновременно находясь на южном крыле Западно-Кубанского передового прогиба, где развиты майкопские отложения. Вулканическая постройка грязевого вулкана Шуго – обширное грязевулканическое поле (плоский относительно невысокий конус) – расположена непосредственно к северу от Шугинской антиклинали, входящей вместе с находящейся на ее юго-восточном продолжении Гладковской антиклинали в Шугинско-Гладковскую зону концентрации деформаций сжатия (Собисевич и др., 2014). Шугинско-Гладковская антиклиналильная зона представлена системой сближенных крутопадающих разрывов, и является,

по сути, дивергентной зоной сжатия и сдвига. Близповерхностные структуры – складки и разрывы – формировались в условиях горизонтального сжатия, при формировании поднятий, в том числе и грязевулканической постройки, проявлялись условия горизонтального растяжения. Сложные динамические обстановки деформирования подтверждены структурно-кинематическим и тектодинамическим анализом (Расцветаев, 1987) трещиноватости грязевулканической постройки (Глава 3).

У грязевого вулкана Шуго по сейсмическим данным также устанавливается наличие глубокого корня (рис. 38).

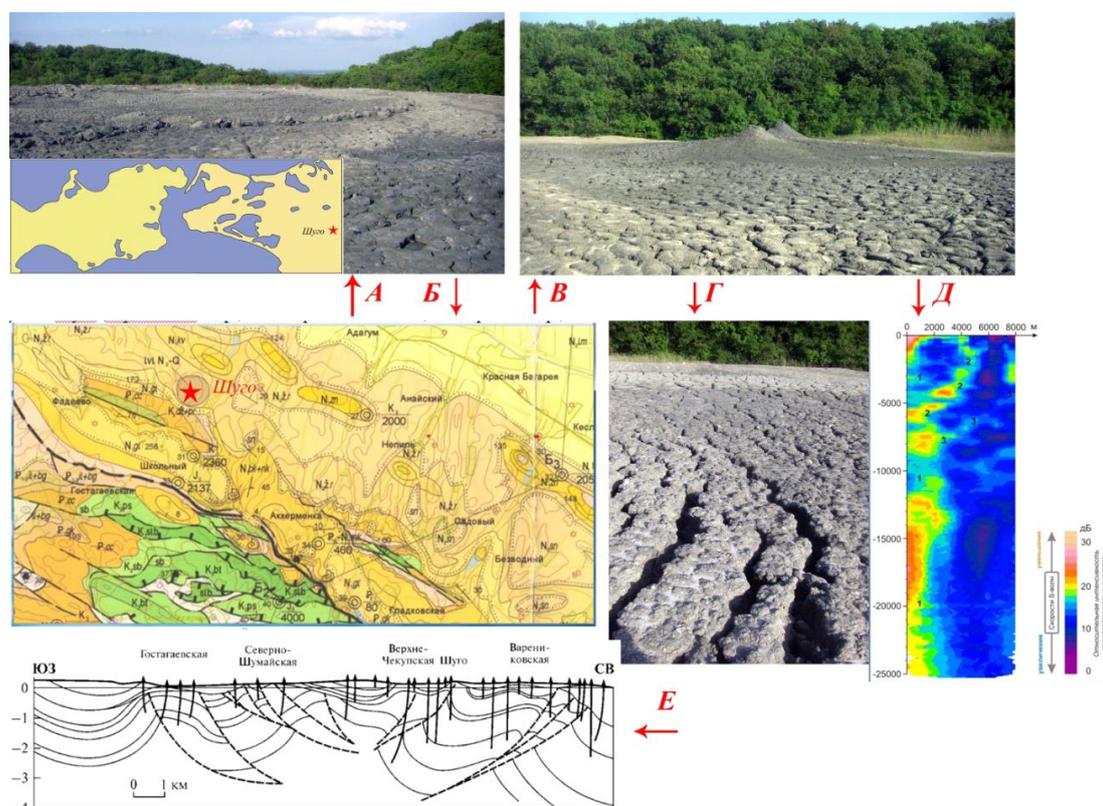


Рис.38 Грязевой вулкан Шуго. А – сопочное поле с многочисленными действующими грифонами и сальзами (фото автора); Б – Фрагмент геологической карты листа L-37-XXVI (Новороссийск) масштаба 1:200000; В – отдельные грифонные постройки (фото автора); Г – трещины отрыва (растяжения); Д – Профиль ммз, грязевого вулкана Шуго по (Собисевич и др., 2014); Е – Геологический разрез по профилю ст. Гостагаевская – Варениковская через вулкан Шуго (Попков и др., 2007)

Таким образом, все рассмотренные грязевые вулканы, несмотря на некоторые отличия по своему внешнему облику – крупный грязевулканический конус или плосковершинная грязевулканическая постройка – имеют много общего. Это локальные структуры центрального типа, приуроченные к протяженным линейным антиклиналям диапирового характера.

Ориентировка антиклиналей незначительно меняется от северо-восточной до запад-северо-западной, но подавляющее большинство подобных структур организуются в субширотные зоны концентрации деформаций сжатия.

Общим для всех вулканов является также их связь с зоной развития глинистых толщ майкопской серии. Но роль майкопских отложений в формировании грязевых вулканов не определяющая, хотя и очень важна. Все корневые зоны грязевых вулканов опускаются гораздо ниже (на глубины до 10 км и более) уровня майкопской серии, т. е. связаны с глубинными каналами, по которым, вероятно, происходит выделение газов (Шнюков, 2005 и др.). При пересечении каналами уровня майкопской серии происходит активизация глинистого вещества, что усиливает и грязевулканические процессы.

Положение грязевых вулканов в пределах диапировых антиклиналей в линейных субширотных зонах сжатия определяется также еще одним дополнительным фактором – наличием в этих местах поперечных или диагональных к антиклиналям структур линеamentного характера, отражающих наличие соответствующих ослабленных зон отрывного типа в виде зон повышенной трещиноватости и малоамплитудных отрывов.

Наиболее крупные грязевые вулканы Керченско-Таманской области связаны с наиболее глубокими крупнейшими структурными элементами региона: осевой зоной Горно-Крымско – Больше-Кавказского сооружения и ее ближайшими граничными ступенеобразными градиентными зонами при переходе к краевым прогибам, выраженными на поверхности сложно построенными диапировыми антиклиналями, пересеченными различно ориентированными поперечными и диагональными градиентными флексурно-разрывными зонами. Именно они ответственны за глубинный грязевой вулканизм, проявленный крупнейшими сложными грязевулканическими постройками центрального типа, с источником сопочной брекчии в глинистых толщах нижнего мела, а возможно и нижней – средней юры.

Увеличение количества грязевых вулканов вне этой главной зоны, меньшие размеры их вулканических построек с проявлением более широких грязевулканических полей связано с тем, что основным уровнем зарождения грязевулканических очагов явился уровень главным образом майкопской серии.

Морфология грязевых вулканов разнообразна – от крупных конических построек сложного строения, формирующихся в условиях излияния или выдавливания грязекаменных масс, до плоских грязевулканических полей и солоноводных озерных котловин при слабом проявлении (частичном или полном отсутствии излияний сопочной брекчии) грязевого вулканизма при дегазации в широкой области. Импульсивный характер грязевулканического процесса приводит к проседанию и обрушению кровли над опустошенными очагами и

формированию структур "вдавленных синклиналей". Этот процесс осуществляется в случае подводных извержений на фоне процесса нормального осадконакопления.

Выводы по Главе 4

Рассмотрены позиция, морфология и геологические особенности грязевых вулканов Керченско-Таманской области: Джау-Тепе, Джарджава (Керченский полуостров), Пекло Азовское, Карабетова гора, Шуго (Таманский полуостров) имеют ряд сходных признаков. Данные грязевулканические структуры занимают значительную площадь, выражены в рельефе крупными структурами центрального типа положительной (Джау-Тепе, Джарджава, Карабетова гора) или отрицательной (Пекло Азовское, Шуго) морфологии. По данным микросейсмического зондирования сами вулканы являются частью сложной системы пронизываемых каналов разгрузки сопочной брекчии – основного продукта грязевого вулканизма. По данным геохимических и литологических исследований источником сопочной брекчии являются глинистые толщи, существенную часть которых составляют отложения майкопской серии. Тем не менее, в покровных и жерловых фациях сопочной брекчии встречаются обломки песчано-глинистых, известняковых и пр. разностей, датированных разным возрастом, в том числе мезозойским.

Формирование грязевых вулканов связано с процессом возникновения в глинистых толщах грязевулканических очагов и сложной системы каналов пронизываемости на пересечении крупных зон концентрации деформаций различного типа. В верхней части земной коры, вероятно, вследствие ее неоднородности, возрастает сложность системы каналов пронизываемости, по которым движется сопочная брекчия. Это выражается в увеличении количества мелких очагов, особенно на уровне развития мощных глинистых толщ (майкопской серии). В нижних горизонтах количество и каналов, и очагов уменьшается. В целом грязевые вулканы подобны корням гигантского дерева: основной ствол уходит глубоко в недра, но ближе к поверхности появляется сложная система каналов. Процесс связан с развитием крупного глубокого очага, над которым развивается система более мелких очагов, отражающая симметрию структур центрального типа.

Глава 5. Положение грязевых вулканов в системе разнопорядковых структур Керченско-Таманской области

Обоснование третьего защищаемого положения: *Положение грязевых вулканов Керченско-Таманской области определяется сочетанием главных разнопорядковых широтных складчато-разрывных, диапировых и секущих их сдвигораздвиговых структур в межпериклиналильной зоне Горнокрымского и Большекавказского сооружений.*

Грязевой вулканизм связан с развитием позднекайнозойских отложений и новейших тектонических движений (Холодов, 2002; Шнюков и др., 2005). Подобные условия ярко проявлены в Керченско-Таманской межпериклиналильной зоне, расположенной в створе поднятий складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа. Зона обрамляется с севера и юга краевыми прогибами (с севера Индоло-Кубанским, с юга прогибом Сорокина и Туапсинским) и включает поперечный Керченско-Таманским прогиб (рис.39).

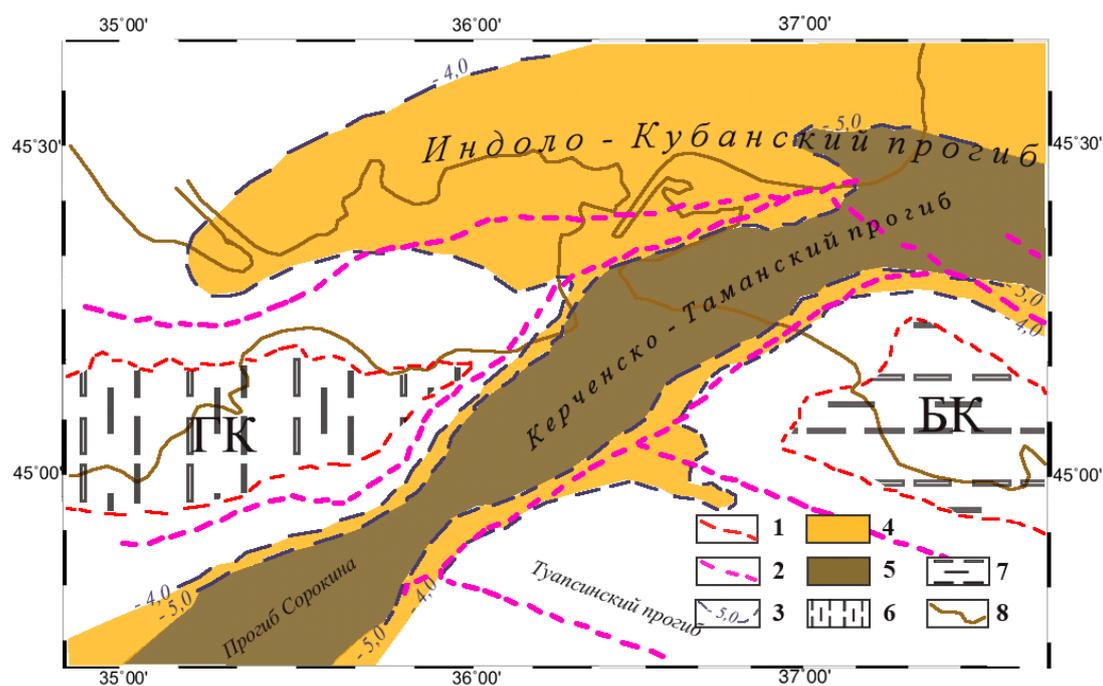


Рис. 39. Тектоническая схема Керченско-Таманской области. Условные обозначения: 1 – Границы распространения майкопской серии; 2 – Главные разломы и зоны разломов; 3 – Изогипсы подошвы майкопской серии, км; 4 – Распространение майкопской серии мощностью до 4 км; 5 – Распространение майкопской серии мощностью до 5 км; 6 – Горно-складчатое сооружение Горного Крыма; 7 – Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа; 8 – Граница Керченского и Таманского полуостровов. Аббревиатуры: БК – Большой Кавказ, ГК – Горный Крым.

Мощность олигоцен-миоценовой глинистой майкопской серии и литологически контрастных плиоцен-четвертичных молассовых толщ по данным сейсмических исследований достигает в прогибах более 10 км.

Для области характерны проявления грязевого вулканизма в виде грязевулканических построек различного типа, имеющих, как и "настоящие вулканы", жерловые и покровные фации сопочной брекчии, находящиеся в рвущих или сложных фациальных взаимоотношениях с нормальными осадочными породами (рис.40).



Рис.40 Покровные (А и Б) и жерловые (В и Г) сопочные брекчии грязевого вулкана Джау-Тепе.

Грязевой вулканизм выражен в присутствии в разрезах кайнозойских отложений сопочной брекчии и формировании в приповерхностной зоне систем, выраженных в рельефе положительных и/или отрицательных структур центрального типа сложного строения.

Площадь проявления грязевого вулканизма в основном соответствует площади распространения майкопской серии, что указывает на значительную роль в формировании грязевых вулканов именно глинистых толщ майкопа. Но грязевой вулканизм проявлен практически только в межпериклинальной зоне и не продолжается в краевые прогибы на удалении от нее. Вместе с тем грязевые вулканы известны за пределами развития майкопской серии, на периклиналях складчатых сооружений (Белобородов, 2017).

Как правило, грязевые вулканы и обусловленные грязевым вулканизмом «вдавленные синклинали» являются закономерным элементом системы разнопорядковых складчатых структур Керченско-Таманской зоны (рис.41).

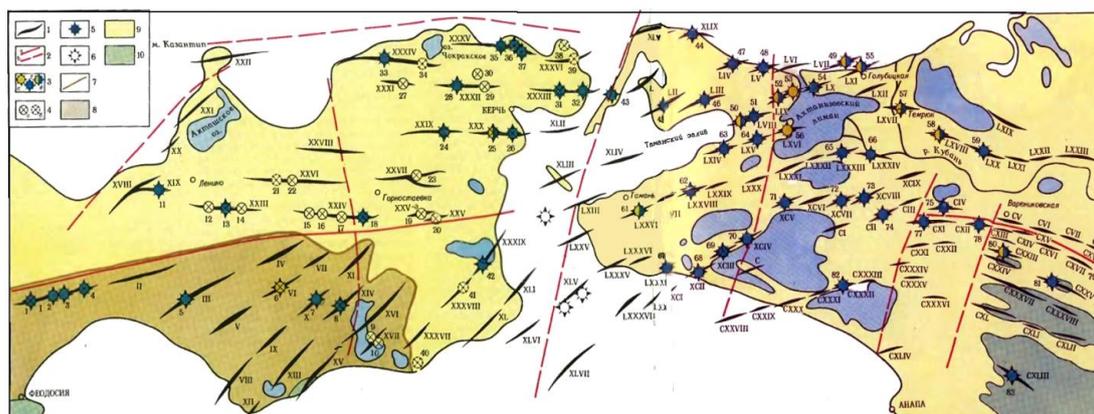


Рис.41 Основные структурные элементы и грязевые вулканы Керченско-Таманского региона по (Шнюков и др., 1986). Условные обозначения: 1 – антиклинальные складки; 2 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые); 3 – грязевые вулканы; 4 – вдавненные синклинали (а – достоверные, б – предполагаемые); 5 – грязевые вулканы с вдавненными синклиналями; 6 – предполагаемые подводные грязевые вулканы по данным гидроакустики; 7 – Парпачский гребень; 8 – майкопские отложения; 9 – другие кайнозойские отложения; 10 – меловые отложения.

Складчатые структуры межпериклиальной зоны продолжают систему складчатых структур горно-складчатых сооружений, то есть закономерна вся система тектонических структур Крымско-Кавказской области, а, следовательно, необходимо попытаться понять общую структурную организацию региона и тектодинамические условия ее формирования. Для этого необходимо выделить здесь различно ориентированные зоны концентрации складчатых деформаций.

Формирование Керченско-Таманской области связано с позднекайнозойским орогенным этапом развития территории, накоплением мощных толщ олигоцен-миоценовой глинистой майкопской серии и литологически контрастных плиоцен-четвертичных молассовых толщ.

В структуре Керченско-Таманской области выделяется система продольных антиклинальных структур и разделяемых ими синклинальных прогибов, нарушенная поперечными и косыми разрывными нарушениями. Антиклинальные складки в осевой зоне Керченско-Таманской области продолжают систему складчатых структур горно-складчатых сооружений, но в осадочном выполнении прогибов часто приобретают облик бескорневых конседиментационных структур.

5.1 Тектоническое районирование западной части Керченско-Таманской области (Керченский полуостров).

В результате морфоструктурного анализа в пределах Керченского полуострова выделено несколько типов однопорядковых зон: *Широтные антиклинальные, Диагональные северо-восточного и северо-западного простирания и Меридиональные* (субмеридиональные по простиранию) зоны. Также выделяются *структуры Центрального типа* (кольцевые структуры). Каждый тип зон характеризуется определенными ориентировками, особенностями расположения в них диапировых антиклиналей и грязевых вулканов, и обстановками тектонических деформаций (Тверитинова и др., 2020).

Широтные антиклинальные зоны

Явно выражены и проявлены на Керченском полуострове субширотно ориентированные антиклинальные зоны сжатия: Северная (Приазовская), Центральная (Припарпачская) и Южная (Юго-Западной равнины) (рис.42), каждая из которых представляет систему кулисно подстраивающих друг друга диапировых антиклиналей субширотной и реже северо-восточной ориентировки. Антиклинальные зоны сжатия с проявлением грязевулканических процессов разделены широкими пассивно развивающимися в плиоцен-четвертичное время синклиналиями структурами.

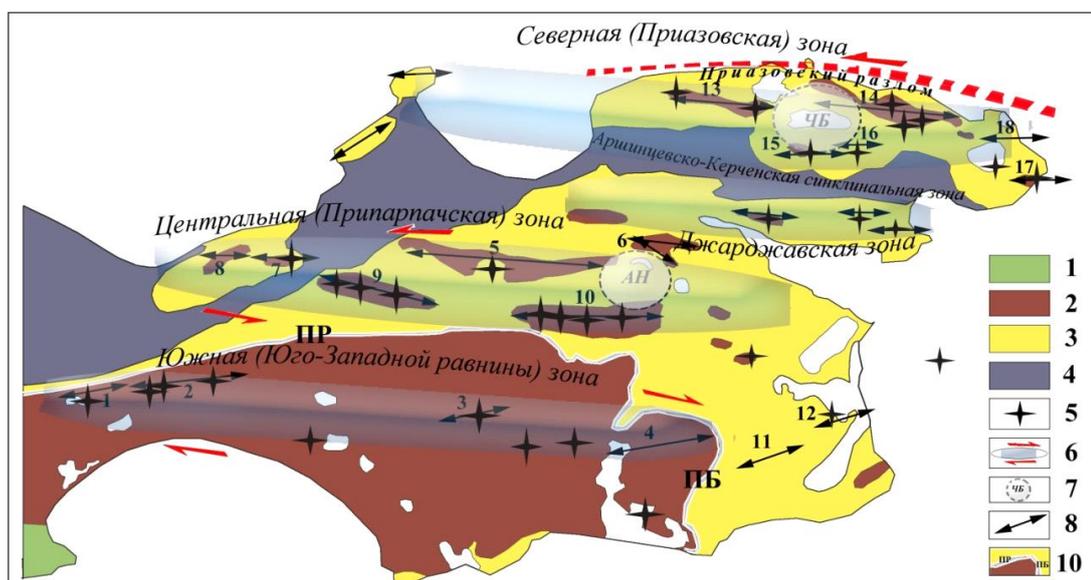


Рис.42 Широтные зоны концентрации деформаций Керченской части Керченско-Таманской грязевулканической области на основе схематической геологической карты по (Шнюков и др., 1986). Условные обозначения: 1 – домаякопские толщи; 2 – майкопская серия (поздний олигоцен–нижний миоцен); 3 – надмаякопские дочетвертичные образования (верхний миоцен-плиоцен); 4 – квартер; 5 – грязевулканические постройки; 6 – широтные зоны

концентрации складчатых деформаций со сдвиговой составляющей; левосдвиговой: Северная (Приазовская), Джаржавская, Центральная (Припарпачская); правосдвиговой: Южная (Юго-Западной равнины); 7 – структуры центрального типа: ЧБ – Чокрак-Булганакская, АН – Алексеевско-Новоселовская; 8 – ориентация осей антиклинальных складок; 9 – Парпачский разлом: ПР – Парпачский гребень, ПБ – Параболический гребень. Цифрами обозначены антиклинальные складки: 1 – Владиславовская, 2 – Арма-Элинская, 3 – Вулкановская, 4 – Марьевская, 5 – Слюсаревская, 6 – Алексеевская, 7 – Каменская, 8 – Насырская, 9 – Королевская, 10 – Сартская, 11 – Пограничная, 12 – Приозерная, 13 – Караларская, 14 – Булганакская, 15 – Бурашская, 16 – Бабчикская, 17 – Глазовско-Маякская, 18 – Ворзовская.

Наименее морфологически выразительной среди широтных зон концентрации деформаций является Южная зона в пределах Юго-Западной равнины, что объясняется, вероятно, быстрым разрушением глинистых толщ майкопа при отсутствии здесь надмайкопских отложений. На ее существование как единой структуры указывают косвенные признаки, в частности, концентрация вдоль нее грязевулканических построек. Зона включает ряд антиклиналей субширотного и северо-восточного простирания. Складки северо-восточного простирания, являющиеся продолжением феодосийских структур Горного Крыма на их периклинальном замыкании, а также связанные с ними грязевые вулканы, выстраиваются в широтные ряды, что представляется важным для понимания общей организации новейших структур и процессов этой части полуострова. Здесь намечается три широтно ориентированные цепочки грязевых вулканов, сопоставляющиеся с Владиславовской, Вулкановской и Южно-Керченской (Марьевской) антиклинальными зонами. Вся Южная зона субширотной ориентировки является зоной сжатия. Вместе с тем присутствие в ее пределах антиклиналей северо-восточного простирания отражает правосдвиговую составляющую при ее формировании (Белобородов, Тверитинова, 2018 б).

Южная и Центральная антиклинальные зоны разделены структурным понижением вдоль Парпачского гребня.

В Центральной (Северо-Парпачской) антиклинальной зоне прослеживается две ветви антиклиналей: северная объединяет Слюсаревскую и Алексеевскую, южная – Каменскую, Насырскую, Королёвскую, Сартскую и некоторые другие антиклинали. В восточной части зоны происходит изменение широтной ориентировки складок на северо-восточную (Пограничная и Приозерная антиклинали). Ширина Центральной зоны в средней части значительно увеличивается. Здесь ветви максимально расходятся, образуя крупную «кольцевую» цепочку диапировых антиклиналей, что заставляет предполагать наличие здесь сложной структуры

центрального типа. Центральная зона с юга ограничена Парпачским разломом (Плахотный и др., 1989; Шнюков и др., 2005), геоморфологически выраженным Парпачским и Параболическим гребнями, сложенными моноклинально залегающими среднемиоценовыми и сарматскими отложениями. Парпачский разлом, вероятно, является структурой взбросового типа с перемещением северного крыла в южном направлении.

Между Северной и Центральной зонами расположена Аршинцевско-Керченская синклинали, осложненная узкой Джарджавской антиклинальной зоной.

Относительно узкая Джарджавская антиклинальная зона, разделяющая Аршинцевскую и Керченскую синклинали, включает Андреевскую, Восходовскую и Солдатскую диапировые антиклинали, в расположении которых выявляется слабая правая кулидность, что указывает на участие левосдвиговых смещений при ее формировании.

В Северную (Приазовскую) зону входят Караларская, Булганакская, Бурашская, Бабчикская, Глазовско-Маякская, Ворзовская и некоторые другие антиклинали, осложненные структурами вдавленных синклиналей и грязевых вулканов. К этой же зоне можно отнести Белокаменскую и Мысовую антиклинали Северо-Западного побережья. С севера зона ограничена Приазовским разломом (Плахотный и др., 1989; Шнюков и др., 2005), являющимся, по-видимому, взбросом с северным направлением смещения всякого крыла. Вдоль южных крыльев отдельных антиклиналей зоны также выражены крутопадающие разрывы. Расположение в зоне отдельных антиклиналей указывает на левосдвиговую составляющую при формировании общей структуры зоны. Ширина зоны в некоторых местах увеличивается за счет «кольцевых» цепочек диапировых антиклиналей, отражающих наличие в зоне сложных структур центрального типа. Наиболее выразительной структурой такого типа является Чокракско-Булганакская кольцевая структура в средней части зоны.

Выделенные широтные антиклинальные зоны характеризуются максимальным развитием грязевого вулканизма в своих центральных частях. Здесь же в Северной и Центральной зонах наблюдается их расширение и наличие структур центрального типа, выраженных кольцевым или полукольцевым расположением отдельных диапировых антиклиналей. В западной и восточной периклинальных частях антиклинальных зон количество грязевых вулканов, их размеры и интенсивность грязевулканических проявлений уменьшаются.

Помимо широтных зон концентрации складок также выделяются диагональные (северо-восточного и северо-западного простирания), а также поперечные широтным субмеридиональные зоны концентрации сдвиговых или более сложных типов (сдвиг со сжатием или сдвиг с растяжением) деформаций.

Диагональные зоны. Зоны северо-восточного простирания

В системе северо-восточного простираения выделяются три главные зоны концентрации складчатой (системы антиклиналей) и разрывной деформации (рис.43).

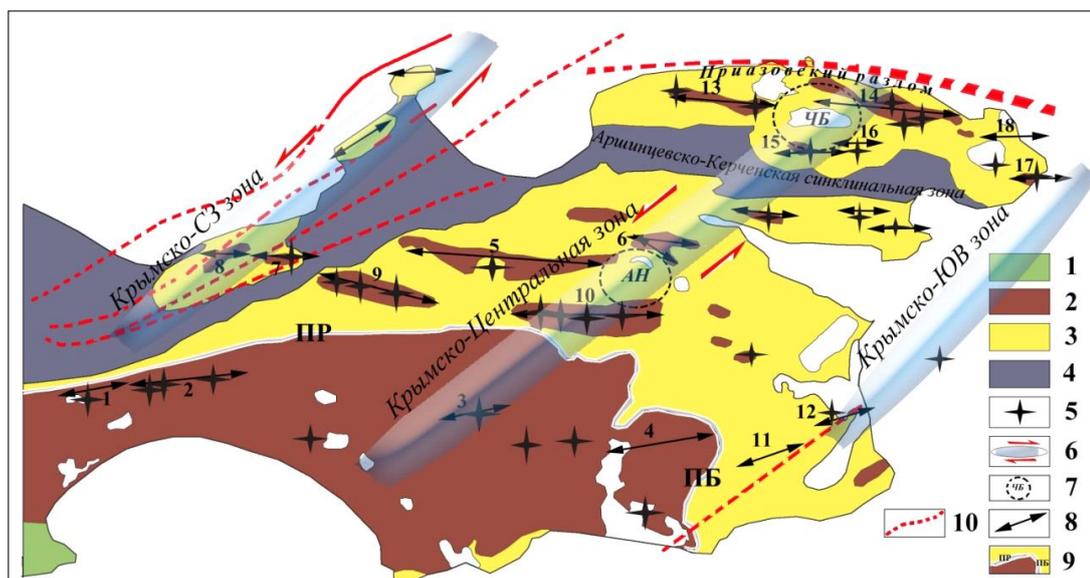


Рис.43 Диагональные зоны северо-восточного простираения концентрации деформаций Керченской части Керченско-Таманской грязевулканической области на основе схематической геологической карты по (Шнюков и др., 1986). Условные обозначения: 1 – домаякопские толщи; 2 – майкопская серия (поздний олигоцен–нижний миоцен); 3 – надмайкопские дочетвертичные образования (верхний миоцен-плиоцен); 4 – квартер; 5 – грязевулканические постройки; 6 – диагональные зоны концентрации складчатых деформаций со левосдвиговой составляющей: Крымско-СЗ, Крымско-Центральная, Крымско-ЮВ; 7 – структуры центрального типа: ЧБ – Чокрак-Булганакская, АН – Алексеевско-Новоселовская; 8 – ориентация осей антиклинальных складок; 9 – Парпачский разлом: ПР – Парпачский гребень, ПБ – Параболический гребень. 10 – разломы с карты (Плахотный и др., 1989). Цифрами обозначены антиклинальные складки (см. рис.42).

Две из них занимают прибрежное положение – вдоль северо-западного (Крымско-СЗ) и юго-восточного (Крымско-ЮВ) ограничений полуострова, Центральную (Крымско-Центральную), наиболее широкую зону можно выделить вдоль водораздельной области Керченского полуострова. Зоны концентрации деформаций северо-восточной ориентировки отражают влияние Горно-Крымского структурного плана. Северо-западная Крымская зона подчеркнута разрывами, а также включает систему кулисно-расположенных складок преимущественно восток-северо-восточной ориентировки. Аналогичная ситуация выражена вдоль Юго-Восточной зоны. Обе зоны являются зонами сжатия. Правокулисная организация

складок в зонах северо-восточного простирания соответствует дополнительной деформации левого сдвига.

Наиболее крупной и широкой является Центральная зона северо-восточного простирания, с которой связан главный Керченский водораздел. На большем своем протяжении в центре и на северо-востоке полуострова зона выражена субширотно ориентированными диапировыми антиклиналями, сопровождающимися проявлением процессов грязевого вулканизма. Антиклинали образуют в пределах зоны правый кулисный ряд, что указывает на проявление левосдвиговой деформации.

Диагональные зоны. Зоны СЗ простирания

В системе северо-западного простирания выделяется несколько зон концентрации деформаций (СЗ-1, СЗ-2, СЗ-3), усложняющих внутреннюю структуру полуострова и являющихся элементами структур, поперечно секущих Горно-Крымское сооружение и его периклиналь (рис. 44).

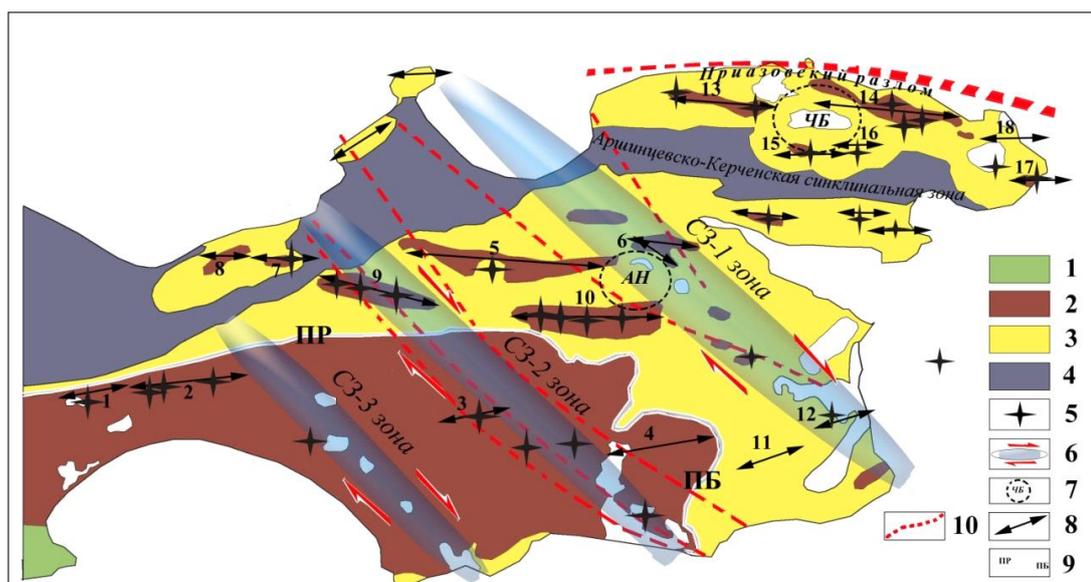


Рис.44 Диагональные зоны северо-западного простирания концентрации деформаций Керченской части Керченско-Таманской грязевулканической области на основе схематической геологической карты по (Шнюков и др., 1986). Условные обозначения: 1 – домайкопские толщи; 2 – майкопская серия (поздний олигоцен–нижний миоцен); 3 – надмайкопские дочетвертичные образования (верхний миоцен–плиоцен); 4 – квартал; 5 – грязевулканические постройки; 6 – диагональные зоны концентрации складчатых деформаций с правосдвиговой составляющей: СЗ-1 (Казантипско-Тобечекская), СЗ-2, СЗ-3; 7 – структуры центрального типа: ЧБ – Чокрак-Булганакская, АН – Алексеевско-Новоселовская; 8 – ориентация осей антиклинальных складок; 9 – Парпацкий разлом: ПР – Парпацкий гребень, ПБ –

Параболический гребень. 10 – разломы с карты (Плахотный и др., 1989). Цифрами обозначены антиклинальные складки (см. рис.42).

С этими зонами связано ступенчатое погружение всех стратиграфических комплексов полуострова к северо-востоку. Наиболее четко читающейся по куливному расположению широтных антиклиналей является Казантипско-Тобечикская (СЗ-1) зона концентрации деформаций в центральной части Керченского полуострова. Кроме того, что по ней происходит общее максимальное погружение зеркала складчатости к северо-востоку, по куливному расположению субширотных антиклиналей она имеет четкие признаки правосдвиговых смещений. Две расположенные в основном в пределах Юго-Западной равнины зоны северо-западной ориентировки (СЗ-2 и СЗ-3) выражены менее контрастно. Средняя зона выделена, в основном, на основе систем субпараллельных разрывных нарушений (Плахотный и др., 1989). На присутствие самой юго-западной зоны (СЗ-3) косвенно указывает цепочечное расположение системы озер, многие из которых связаны с грязевулканической деятельностью. Зоны северо-западной ориентировки в пределах Юго-Западной равнины (СЗ-2 и СЗ-3) являются, вероятно, как и Казантипско-Тобечикская (СЗ-1), зонами правосдвиговых деформаций.

Меридиональные зоны

Помимо широтных зон сжатия с элементом сдвига и диагональных зон с элементом сжатия на Керченском полуострове проявлены сбросо-раздвиговые деформации, обусловленные проявлением условий растяжения. В частности, все грязевулканические постройки формируются в условиях относительного латерального растяжения на фоне общего регионального сжатия. Такие условия возникают в узлах пересечения широтных и диагональных зон, где проявляется наиболее сложная и контрастная деформация. Но есть и слабо выраженные линейные зоны концентрации деформации растяжения. Трассирование их более сложное, чем зон сжатия и сдвига вследствие того, что деформация эта более рассредоточена. Преимущественная ориентировка таких зон субмеридиональная. Такие зоны намечаются на востоке – вдоль южной части Керченского пролива, в средней части Керченского полуострова Караларско-Узунларская, на западе, в наиболее узкой части полуострова (рис.45).

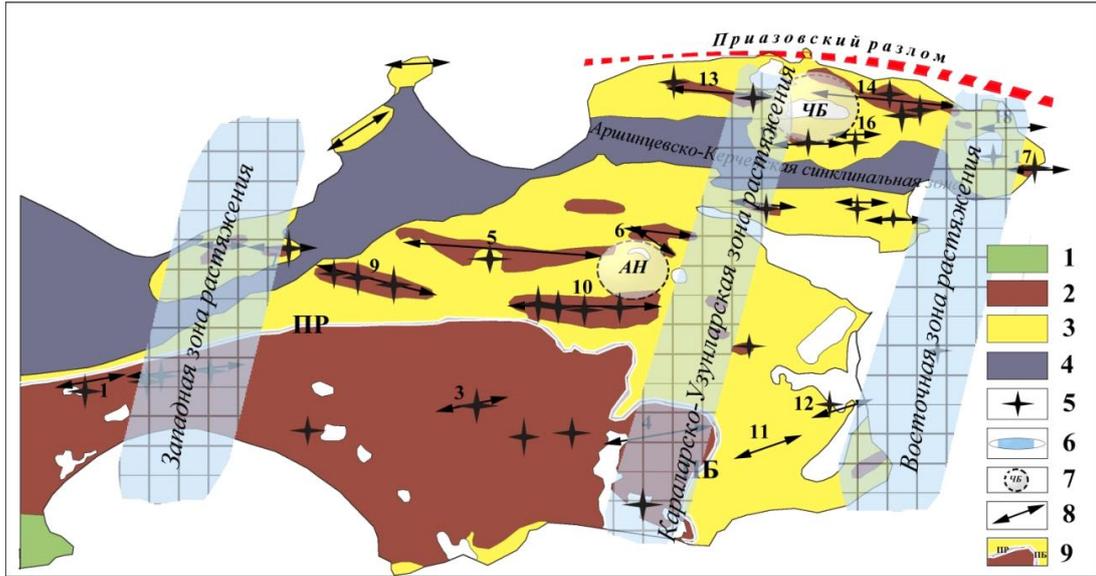


Рис.45 Меридиональные зоны растяжений концентрации деформаций Керченской части Керченско-Таманской грязевулканической области на основе схематической геологической карты по (Шнюков и др., 1986), (см. рис.42).

Таким образом, на Керченском полуострове выделяются группы ЗКД ориентаций: широтной, представленной антиклинальными зонами сжатия; двумя группами диагональных: северо-восточной ориентировки (сжатия и левого сдвига) и северо-западной ориентировки (правосдвиговые); меридиональные (обстановки растяжения) (рис.46).

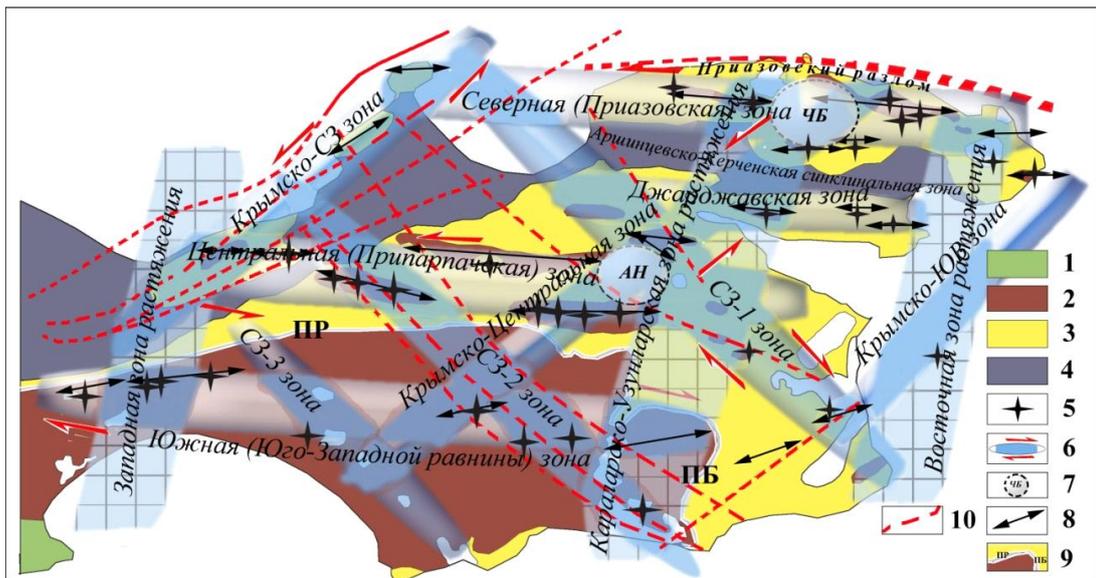


Рис.46 Основные структурно-тектонические элементы Керченской части Керченско-Таманской грязевулканической области на основе схематической геологической карты по (Шнюков и др., 1986). Условные обозначения: 1 – домайкопские толщи; 2 – майкопская серия (поздний олигоцен–нижний миоцен); 3 – надмайкопские дочетвертичные образования (верхний

миоцен-плиоцен); 4 – квартал; 5 – грязевулканические постройки; 6 – зоны концентрации складчатых деформаций; 7 – структуры центрального типа; 8 – ориентация осей антиклинальных складок; 9 – Парпачский разлом: ПР – Парпачский гребень, ПБ – Параболический гребень. 10 – разломы с карты по (Плахотный и др., 1989).

5.2 Тектоническое районирование восточной части Керченско-Таманской области (Таманский полуостров).

В отличие от Керченского полуострова, обладающего довольно контрастным рельефом со скалистыми грядами неогеновых известняков, Таманский полуостров характеризуется более низким и сглаженным рельефом, вследствие чего значительная площадь полуострова занята широкими протяженными лиманами. Большая часть суши связана с современными структурными поднятиями (диапировыми антиклинальными зонами), понижения между ними, в том числе занятые водными акваториями, – с современными структурными понижениями (синклинальными зонами) (рис.47).

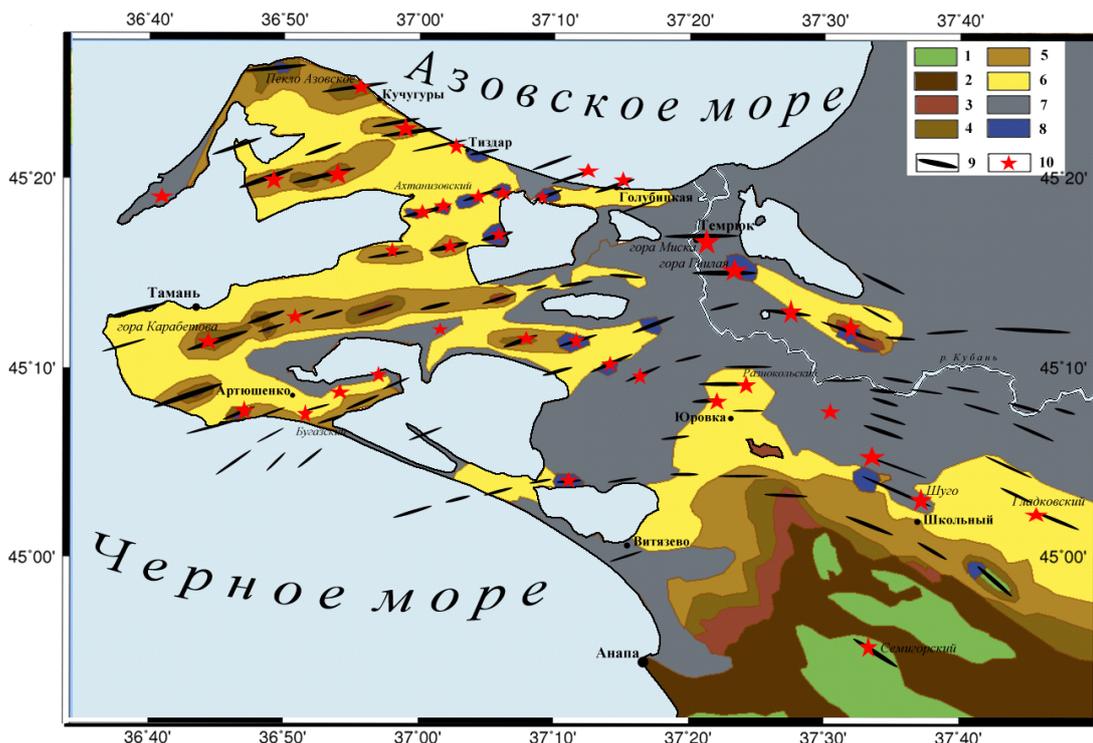


Рис.47 Схема геологического строения Таманского полуострова. 1-7 области распространения отложений (с привлечением данных (по Шнюков и др., 1986): 1-верхнего мела, 2-палеогена, 3-майкопской серии (P_3-N_1), 4-среднего миоцена, 5-верхнего миоцена, 6-плиоцена, 7-антропогена, 8-отложения сопочной брекчии; 9-оси антиклинальных складок, 10-грязевые вулканы.

По эрозионному срезу Таманский полуостров является самым молодым складчатым сооружением в Крымско-Кавказской складчатой области. В складчатых деформациях участвует весь разрез кайнозойских и подстилающих их мезозойских отложений (Шнюков и др., 1986, 1992, 2005 и др.). На поверхности наблюдаются, в основном, деформированные плиоцен–четвертичные отложения; майкопские толщи на этом уровне можно видеть только в ядрах отдельных диапировых антиклиналей, а также в узкой полосе в обрамлении складчатого сооружения Большого Кавказа.

Большинство складок Таманского полуострова ориентированы субширотно. В юго-западной части полуострова, как и в юго-восточной части Керченского, а также в южной части Керченского пролива преобладают складки северо-восточного простирания, что отражает влияние Горно-Крымского складчатого сооружения и Керченско-Таманского межпериклиналиного прогиба. Влияние Больше-Кавказского орогена отражено в сочетании широтных структур со складчатыми и разрывными элементами северо-западного («северо-кавказского») простирания. В тектоническом строении полуострова устанавливаются также менее выразительные поперечные флексурно-разрывные зоны.

Как структурный элемент межпериклиналиной зоны между Горно-Крымским и Больше-Кавказским орогенами новейшие складки формировались в условиях горизонтального сжатия. Наличие мощных глинистых майкопских толщ определило широкое развитие в регионе процессов диапиризма глин майкопской серии, вследствие чего подавляющее большинство антиклиналей являются «активными» растущими относительно узкими линейными диапирами, разделяющими широкие просто построенные и относительно «пассивные» синклинали. Вместе с тем в синклиналях происходит активное накопление осадков, что способствует увеличению давления на выжимающиеся в антиклиналях майкопские глины (Трихунков, 2016). В отличие от Керченского полуострова в ядрах «таманских» антиклиналей на поверхность выходит надмайкопский верхний миоцен и нижний плиоцен, а майкопские толщи только начинают вскрываться в ядрах некоторых диапировых складок. Широкие синклинали выполнены акчагыльскими и четвертичными отложениями, а также заняты обширными акваториями лиманов.

Наряду со складчатой деформацией существенная роль в структуре Таманского полуострова принадлежит разрывным нарушениям. Вследствие широкого развития нелитифицированных осадочных толщ и слабой обнаженности территории полуострова картирование разрывов здесь еще больше затруднено, чем на Керченском полуострове. Наличие разрывов доказывается буровыми и геофизическими данными, их присутствие определяется также по линеаментам, выявляемым, в частности, по морфометрическим

особенностям рельефа.

Зоны концентрации деформаций Таманского полуострова.

По распределению антиклинальных складок в Керченско-Таманской межпериклинальной области выделяются антиклинальные гряды, разделяемые более широкими пониженными пространствами (синклиналиями) (Шнюков и др., 1986, 2005 и др.) (рис.48).

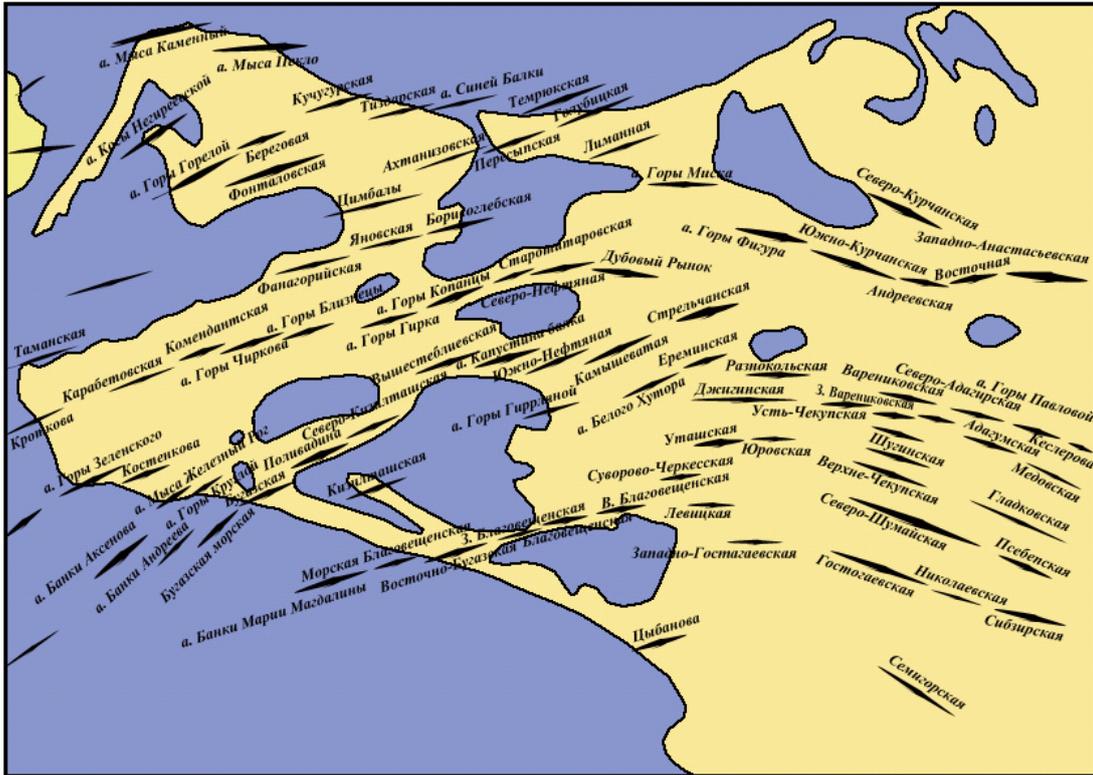


Рис.48 Структурная схема антиклиналей Таманского полуострова с названиями.

Диапировые антиклинали и их системы (обычно это цепочки антиклиналей) являются главными зонами сосредоточения деформации сжатия. В северной части Таманского полуострова они (антиклинали и цепочки антиклиналей) ориентированы преимущественно в широтном направлении, в юго-западной – в северо-восточном. На периклинальном замыкании орогена Большого Кавказа характерны структуры северо-западного простирания. Закономерность распределения антиклинальных зон позволяет объединять их в более крупные системы – сложно построенные зоны концентрации деформаций (ЗКД) различного кинематического типа (сжатия, правого и левого сдвига, растяжения, более сложной деформации) (Расцветаев, 1973; Ажгирей, 1966; Лукьянов, 1965). Основу таких зон в Керченско-Таманской области составляют именно антиклинальные структуры (как одиночные антиклинали, так и их цепочки), часто выстраивающиеся кулисообразно (отдельные антиклинали, а также и цепочки антиклиналей, частично перекрывают друг друга по простиранию, будучи расположенными по отношению к зоне в целом под некоторым углом).

Подобное кулисное расположение структур чаще всего обусловлено компонентой сдвигового смещения вдоль зоны. Малоамплитудная сдвиговая деформация может быть рассредоточена в полосе значительной ширины. По сравнению с простыми антиклинальными зонами (цепочками антиклиналей) ЗКД сжатия, сдвига и др. обычно представляют собой структуры более крупные.

В некоторых случаях диапировые антиклинали выстраиваются в некое подобие кольцевых структур, усложняя преобладающую линейную организацию антиклиналей и их систем. Эти структуры развиваются на пересечении различно ориентированных ЗКД.

Строгая упорядоченность ЗКД Керченско-Таманской области свидетельствует об общих условиях ее деформирования в позднем кайнозое. Как и орогены Горного Крыма и Большого Кавказа выделяемые в межпериклинальной зоне ЗКД являются зонами сжатия, а с учетом кулисных мотивов их внутреннего строения, они являются зонами сжатия и сдвига (Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973, 1977, 1982, 1987; Расцветаев и др., 1999, 2010) (рис. 49).

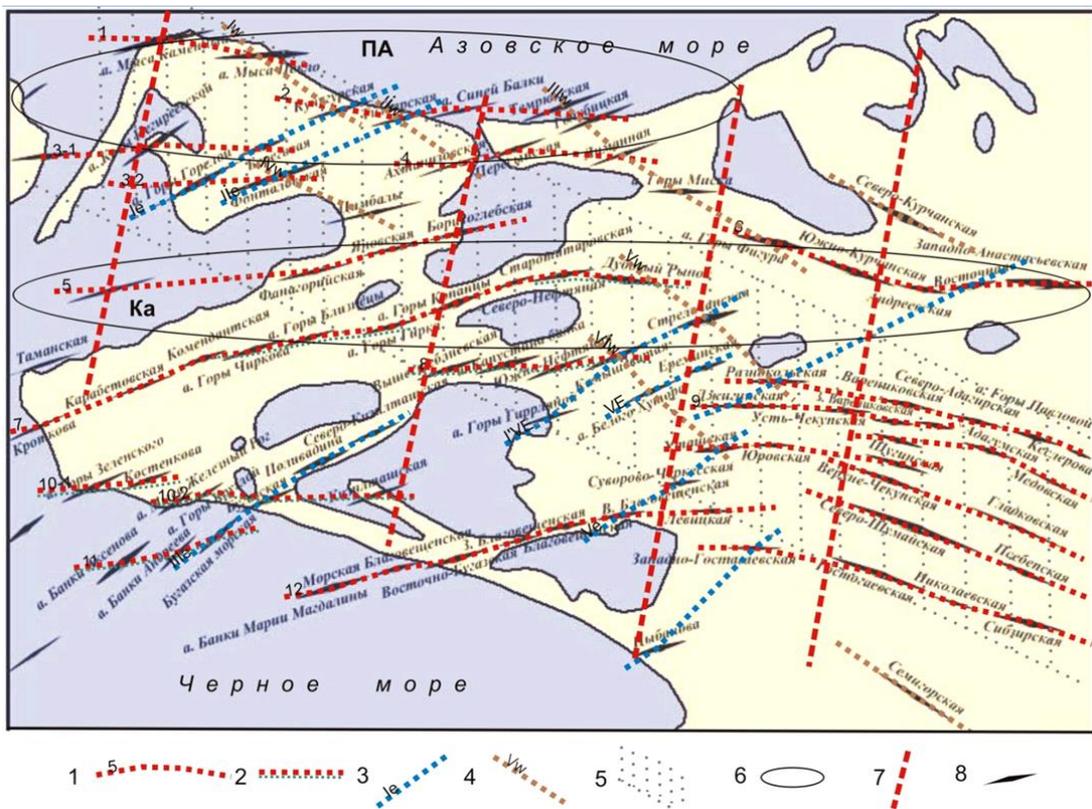


Рис.49 Антиклинальные зоны Таманского полуострова и их структурная организация. 1–4 – антиклинальные зоны различного типа: 1 – субширотные (отклоняющиеся до восток-северо-восточного и запад-северо-западного простирания) антиклинальные зоны сжатия (номера 1–12, названия в тексте); 2 – участки субширотных зон сжатия со сдвиговой составляющей (ориентировка антиклиналей отклоняется от ориентировки зоны в целом); 3 – антиклинальные зоны с четкой левосдвиговой составляющей (ориентировка антиклиналей отклоняется по часовой стрелке относительно общего направления зоны) (номера Ie–Ve, названия в тексте); 4 –

антиклинальные зоны с четкой правосдвиговой составляющей (ориентировка антиклиналей отклоняется против часовой стрелки относительно общего направления зоны) (номера Iw–VIw, названия в тексте); 5 – близосевая зона орогена Большого Кавказа и ее продолжение в зону межпериклиналильного прогиба; 6 – главные крупные зоны концентрации деформаций сжатия (ПА – Приазовская и Ка – Карабетовская); 7 – субмеридиональные флексурно-разрывные зоны растяжения, по (Шнюков и др., 1986); 8 – оси антиклинальных складок.

Наличие в пределах антиклинальных зон грязевулканических построек указывает на локальное проявление обстановок латерального растяжения.

На рис.49 показана система антиклинальных структур, объединяемых в антиклинальные зоны.

Наиболее четко выражены субширотные антиклинальные зоны, являющиеся в первую очередь зонами сжатия, вместе с тем в зонах с кулисным расположением антиклиналей отражена сдвиговая составляющая деформации, т. е. они являются транспрессивными. Выделены следующие субширотные (с отклонением до восток-северо-восточного и запад-северо-западного простирания) зоны (рис.49): 1 – Мысовая, объединяющая антиклинали мыса Каменный и мыса Пекло, 2 – Кучугурская (антиклинали Кучугурская, Тиздарская, Синей балки, Голубицкая), 3 – Горелая (3–1: антиклинали косы Негиреевской, Береговая; и 3–2: антиклинали горы Горелой, Фонталовская); 4 – Ахтанизовская (антиклинали Ахтанизовская, Пересыпская, Лиманная), 5 – Фанагорийско-Борисоглебская (антиклинали Фанагорийская, Яновская, Борисоглебская); 6 – Прикубанская (антиклинали горы Фигура, Южно-Курчанская, Андреевская, Восточная, Западно-Анастасиевская), 7 – Карабетовская (антиклинали Кроткова, Карабетовская, Комендантская, г. Чиркова, г. Близнецы, г. Гирка, г. Копанцы, Старотитаровская, Северо-Нефтяная, Дубовый Рынок); 8 – Вышестеблиевско-Камышовская (антиклинали Вышестеблиевская, Капустиной балки, Южно-Нефтяная, Камышеватая), 9 – Джигинская (антиклинали Джигинская, Усть-Чекупская, Западно-Варениковская), 10 – Южно-Мысовая (антиклинали г. Зеленского Костенкова, мыса Железный Рог, Бугазская), 11 – Морская (антиклинали банки Аксенова, банки Андреева, Бугазская морская); 12 – Благовещенская (антиклинали банки Марии Магдалины, Морская Благовещенская, Восточно-Бугазская, Западно-Благовещенская, Левицкая) и др. На некоторых участках субширотных зон – Кучугурской, Карабетовской, Южной Мысовой, Морской – отмечается левосдвиговая составляющая. В большинстве субширотных зон Таманского полуострова преобладает правосдвиговая составляющая.

Довольно четко в организации антиклинальных зон выявляются цепочки антиклиналей

северо-восточного и северо-западного простирания. Эти зоны также являются структурами сжатия, но большинство построены из кулисообразно расположенных антиклиналей. Зоны северо-восточного простирания образуют правокулисные ряды (ориентировка антиклиналей отклоняется по часовой стрелке относительно общего направления зоны), что отражает левосдвиговую деформацию вдоль них. Среди них: Ie – Горело-Кучугурская, IIe – Фонталовско-Тиздарская, IIIe – Межлиманная, IVe – Гирляно-Стрельчанская, Ve – Благовещенско-Уташская. Зоны северо-западного простирания образуют четкие левокулисные ряды (ориентировка антиклиналей отклоняется против часовой стрелки относительно общего направления зоны), что отвечает правосдвиговой деформации в этих структурах. К этим зонам относятся: Iw – Пекло-Кучугурская, IIw – Тиздарско-Ахтанизовская, IIIw – Темрюкская, IVw – Фонталовско-Цимбальская, Vw – Дубово-Разнокольская, VIw – Камышевато-Уташская.

В организации выделенных антиклинальных зон рассматриваются и объединяющие их надпорядковые структуры, состоящие из более крупных зон концентрации деформаций, а также неких градиентных ступеней, разделяющих по-разному построенные участки. Так, по наибольшей концентрации антиклиналей на Таманском полуострове "просвечивает" северо-западное продолжение орогена Большого Кавказа. Также четко выделяются две широтные зоны максимального сосредоточения антиклинальных структур в северной и центральной частях полуострова – Приазовская и Карабетовская (Тверитинова, Белобородов, б 2020).

На рис.50 представлена обобщенная схема основных зон концентрации деформации различного типа на Таманском полуострове и в прилегающих районах.

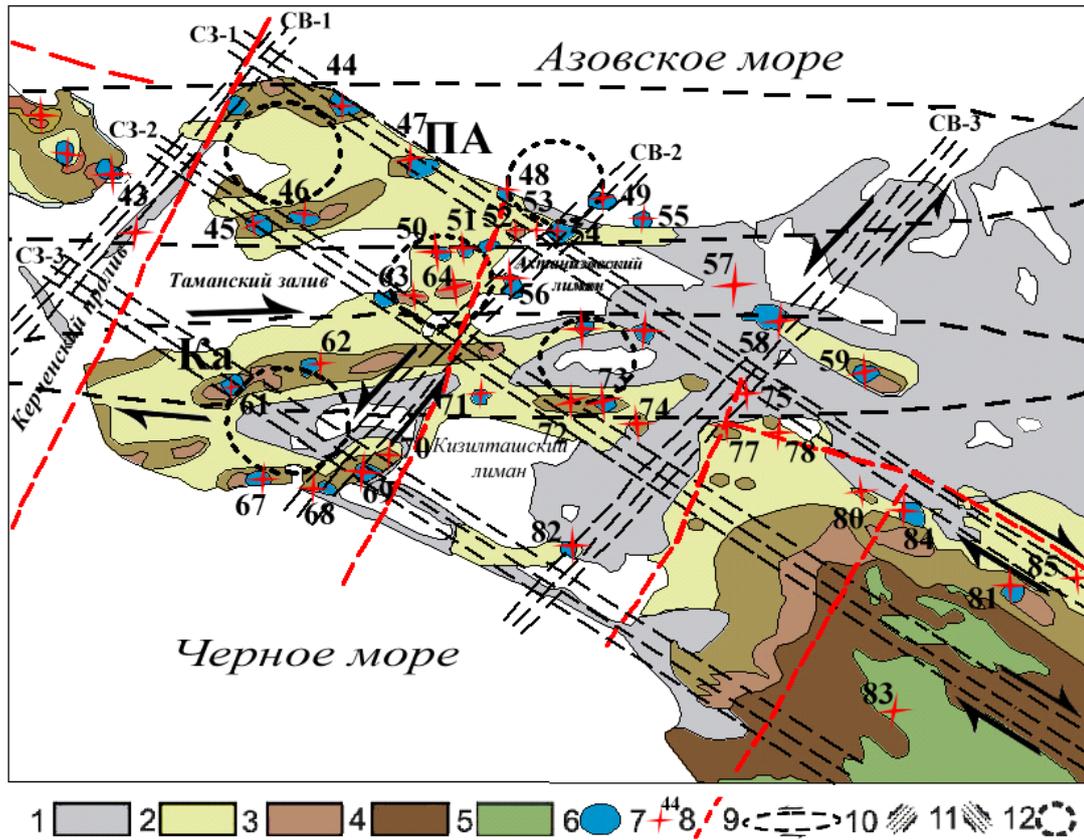


Рис.50 Структурная схема Таманского полуострова. Геологическая основа по (Шнюков и др., 1986). Условные обозначения: 1–5 – поля развития разновозрастных отложений: 1 – квартер, 2 – плиоцен, 3 – олигоцен–миоцен (майкопская серия), 4 – палеоцен–эоцен; 5 – мел; 6 – поля четвертичных сопочных брекчий; 7 – грязевые вулканы и их номера по (Шнюков и др., 2005); 8 – крупнейшие флексурно-разрывные зоны; 9–11 – предполагаемые зоны концентрации деформация сжатия и сдвига: 9 – широтные зоны сжатия с элементом сдвига, 10 – левосдвиговые зоны, 11 – правосдвиговые зоны; 12 – структуры центрального типа.

Широтные зоны концентрации деформаций. Широтные ЗКД представлены линейными системами преимущественно субширотных антиклиналей. Главными наиболее крупными из широтных ЗКД Таманского полуострова являются Приазовская (ПА) в его северной и Карабетовская (Ка) в средней части полуострова (рис.50).

Приазовская ЗКД в северо-западной части полуострова включает несколько сложно сочетающихся (то сближающихся, то расходящихся) антиклинальных гряд. Диapiroвые антиклинали в Приазовской зоне образуют антиклинальные зоны широтной, северо-восточной и северо-западной ориентировки, выраженные кулисными рядами преимущественно широтных структур. При общей широтной ориентировке Приазовской ЗКД в целом в ее внутренней структуре преобладают левокулисные мотивы, что отражает преобладание правосдвиговой

составляющей деформации вдоль зоны.

Второй крупной широтно ориентированной ЗКД Тамани является Центрально-Таманская (Карабетовская), занимающая водораздельное пространство между Таманским заливом и Ахтанизовским лиманом на севере, и Цокурским и Кизилташским лиманами на юге, и продолжающаяся далее к востоку системой антиклиналей по правобережью р. Кубани. Из описания антиклинальных зон и приуроченных к ним грязевых вулканов Керченско-Таманской области можно видеть, что наиболее крупные грязевулканические постройки тяготеют к крупнейшим и, вероятно, наиболее глубоким по заложению структурам региона – осевой зоне складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа и к субпараллельным ей градиентным зонам, определяющим переход орогена к обрамляющим его краевым прогибам. Эти зоны являются зонами концентрации деформаций сжатия и выражены на поверхности сложно построенными диапировыми антиклиналями. С другой стороны, продольные зоны концентрации деформаций сжатия пересекаются поперечными и косыми к орогенам различно ориентированными градиентными флексурно-разрывными зонами сдвига-раздвигового типа. Сочетание продольных и секущих их зон определяет положение наиболее крупных грязевулканических построек центрального типа с глубокими корнями. Грязевые вулканы за пределами осевой части межпериклиальной зоны характеризуются меньшими размерами вулканических построек. Но при этом здесь часто проявляются широкие грязевулканические поля, что связано с активным влиянием на развитие грязевулканических систем майкопской серии.

На продолжении, собственно, Карабетовской зоны по правобережью р. Кубани тянется система Прикубанских антиклиналей, отражающая общую сложную кинематику при преобладании деформации сжатия.

В средней своей части Карабетовская ЗКД расширяется, вплотную приближаясь на севере к Приазовской ЗКД, а на юге, в районе Старотитаровского лимана, как элемент этой же зоны можно рассматривать Вышестеблиевско-Камышеватую антиклинальную зону.

Карабетовскую зону по ее положению в средней части Таманского полуострова можно сравнить с Парпачской (Центрально-Керченской) зоной на Керченском полуострове. Но сквозного развития антиклинальных гряд при переходе от Парпачской зоны к Карабетовской через Керченский пролив нет. Самые западные складки Карабетовской зоны Таманского полуострова разворачиваются к юго-западу и продолжаются структурами северо-восточной ориентировки в юго-восточной части Керченского полуострова, и, собственно, в Керченско-Таманском межпериклиальном прогибе северо-восточного простирания и далее уходят в прогиб Сорокина. И, тем не менее, можно говорить о структурном единстве Парпачской

(Центрально-Керченской) и Карабетовской (Центрально-Таманской) ЗКД уже на основании того, что они образуют единую зону орографических форм в рельефе и положительных структурных форм.

В пределах широтных ЗКД грязевулканические постройки иногда образуют «кольцевые структуры» – сложные надпорядковые системы антиклиналей, сопровождающихся грязевыми вулканами. Обычно внутри этой структуры располагается субизометричная синклиналь. Вероятно, эти системы можно рассматривать как крупные грязевулканические постройки центрального типа, выраженные центральной синклинальной депрессией и внешним кольцом диапировых антиклиналей, большинство которых сопровождается структурами грязевых вулканов. Для Карабетовской зоны подобные структуры характерны на пересечении также с юго-западной ЗКД вдоль Черноморского побережья (рис.50).

К югу от широтно ориентированной Карабетовской ЗКД на Таманском полуострове развиты многочисленные антиклинальные складки, образующие системы преимущественно широтного и северо-восточного простирания. При приближении к складчатому сооружению Северо-Западного Кавказа складки приобретают северо-западную ориентировку. В целом здесь выражена полого-выпуклая к северу дуга, состоящая из трех сегментов западного северо-восточного простирания, центрального субширотного и восточного северо-западной ориентировки.

Западный сегмент состоит из субширотной Южной Мысовой антиклинальной гряды вдоль южного побережья Таманского полуострова, которая начинается в акватории системами складок северо-восточной ориентировки. На востоке зона плавно подходит к Межлиманной зоне северо-восточного простирания, также идущей из акватории, которая своей северо-восточной частью подходит к уже упоминавшейся широтно ориентированной Вышестеблиевско-Камышеватой антиклинальной зоне между Старотитаровским и Кизилташским лиманами, отнесенной нами к Центрально-Таманской ЗКД. Ее можно отнести также к центральному сегменту южных антиклинальных структур.

К этому же сегменту относится субширотная Благовещенская антиклинальная зона между Кизилташским и Витязевским лиманами, а также система отдельных антиклиналей в меридиональной зоне при переходе к складчатому сооружению. Это складки: Цыбанова, Западно-Гостагаевская, Левицкая, Суворово-Черкесская, Уташская, Юровская, Джигинская, Усть-Чекупская, Разнокольская. Вероятно, они являются фрагментами более протяженных антиклинальных зон, уходящих в обе стороны, но здесь они выражены отдельными структурами, так как находятся в зоне максимального развития наиболее молодых отложений.

В восточной части в пределах ядра и северного крыла сооружения Северо-Западного

Кавказа развита система антиклинальных зон северо-западного простирания, отвечающих структуре складчатого орогена.

Наряду с перечисленными зонами субширотного простирания, в структуре рассматриваемой области, четко намечаются диагональные ЗКД, определяющие общий структурный рисунок территории, организацию антиклинальных зон и участки их перестроек.

Зоны концентрации деформаций северо-западного простирания. Четко выделяются ЗКД северо-западного простирания (рис.50). Основой структурного плана северо-западной ориентировки является непосредственно само складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа. Его продолжение к северо-западу определяет каркас Таманского полуострова, четко очерчивая его северо-восточное и юго-западное ограничения, а также определяя особенности его внутреннего строения, в том числе границы распространения областей грязевого вулканизма. Выделяются три главные ЗКД северо-западного простирания: СЗ–1, СЗ–2 и СЗ–3. СЗ–1 соответствует главным граничным структурам орогена Северо-Западного Кавказа – Краснодарско-Анастасьевской зоне, разделяющей горно-складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа и Западно-Кубанский краевой прогиб (она же Ахтырско-Псебепская), СЗ–2 – Семигорской зоне в осевой части западного сегмента орогена, СЗ–3 – разрывам вдоль прибрежной зоны. Эти разрывы являются элементами наиболее деформированной осевой части Северо-Западного Кавказа. Структуры северо-западной ориентировки являются структурами сжатия и правого сдвига, что многократно установлено структурно-тектоническими исследованиями (Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2019 и др.).

В полосе, ограниченной зонами СЗ–1 и СЗ–2, на продолжении северного крыла антиклинория Северо-Западного Кавказа сосредоточена бóльшая часть грязевых вулканов. Грязевые вулканы концентрируются как вдоль ЗКД, так и внутри этой полосы, тяготея к описанным выше субширотным ЗКД – Приазовской, Карабетовской, а также и другим более мелким зонам.

Описанные выше надпорядковые структуры центрального типа в пределах широтных ЗКД тяготеют именно к ЗКД северо-западного простирания.

Зоны концентрации деформаций северо-восточного и субмеридионального простирания. В пределах Керченско-Таманской межпериклинальной зоны ЗКД хорошо выражены также поперечные орогенам структурные элементы. На Таманском полуострове это структуры северо-восточного простирания и тесно с ними связанные субмеридиональные, представляющие собой также зоны концентрации деформаций определенного типа. Поперечными зонами Таманская часть Керченско-Таманской области отделяется от соседних структур (складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченской части Керченско-Таманской области), а также сама

делится на Западно-Таманский и Восточно-Таманский блоки с разным уровнем эрозионно-денудационного среза.

Таманская часть Керченско-Таманской области отделяется от Керченской части Керченской ЗКД (СВ–1), от складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа – Джигинско-Анапской ЗКД. Таманская часть межпериклиналильной зоны делится поперечной антикавказской зоной на два сегмента – Западно-Таманский (Прикерченский), относительно более приподнятый, выраженный развитием на поверхности в основном неогеновых отложений, и Восточно-Таманский (Прикавказский), относительно более погруженный, в пределах которого значительная часть территории занята четвертичными отложениями и акваториями. Большинство лиманов Таманского полуострова расположено именно в этой зоне. Разделение двух сегментов проходит по ЗКД СВ–2; по первым лиманам с юго-восточной стороны ее можно назвать Цокурско-Ахтанизовской. В Западно-Таманском сегменте сосредоточено относительно большее число вулканов, причем по их расположению можно заметить отчетливое влияние структурного плана северо-восточного простирания. Именно вблизи ЗКД СВ–2 между Приазовской и Карabetовской широтными ЗКД располагается крупный центр грязевулканической активности (грязевые вулканы Цимбалы (Западный и Восточный), Шопурский, Сенной, Бориса и Глеба). Структурно-кинематические наблюдения по северо-западному Кавказскому и Крымскому регионам указывают также на левосдвиговую компоненту смещений по зонам северо-восточного простирания.

В структуре Таманского полуострова четко выражены также субмеридиональные зоны, которые часто показываются конкретными разрывами, как на представленной карте (рис.41). Ступенеобразное строение межпериклиналильной зоны в продольном сечении более отчетливо вырисовывается как раз по субмеридиональным зонам.

При пересечении осевой зоны орогена Северо-Западного Кавказа и его продолжения в Таманскую часть межпериклиналильного прогиба поперечные зоны северо-восточного и субмеридионального простирания располагаются в одних и тех же местах, что, вероятно, связано с определяющим влиянием на структуру самого орогена, как главного фактора, а также с последующим развитием широтных структур межпериклиналильной зоны. Последнее усиливает проявление поперечных широтных структурам меридиональных зон. В условиях действия общего субмеридионального сжатия (Расцветаев и др. 1999, 2008) возникает проявление разных кинематических особенностей по структурам различных направлений.

Из описания антиклиналильных зон и приуроченных к ним грязевулканических построек можно видеть, что наиболее крупные грязевые вулканы Керченско-Таманской области связаны с крупнейшими и наиболее глубокими по заложению структурными элементами региона –

осевой зоной Горнокрымского и Большекавказского сооружения, ограниченной ступенеобразными градиентными зонами при переходе к краевым прогибам, выраженными на поверхности сложно построенными диапировыми антиклиналями, пересеченными различно ориентированными поперечными и диагональными градиентными флексурно-разрывными зонами. Именно они ответственны за глубинный грязевой вулканизм, проявленный крупнейшими сложными грязевулканическими постройками центрального типа.

Грязевые вулканы за пределами осевой части межпериклиналильной зоны характеризуются меньшими размерами вулканических построек, но вместе с тем проявлением более широких грязевулканических полей, что связано с тем, что зарождение грязевулканических очагов происходит здесь, главным образом, на уровне майкопской серии.

5.3 Разнопорядковые структуры Керченско-Таманской области

Процессы грязевого вулканизма Керченско-Таманской области структурно обусловлены сочетанием разнопорядковых структур региона, включающим северную часть Черноморской впадины и южную часть Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы в полосе, захватывающей восточную часть складчатого сооружения горного Крыма и западную часть складчатого сооружения Большого Кавказа (Белобородов, Тверитинова, а, 2018).

Первый структурный уровень. Керченско-Таманская область – региональный узел пересечения субширотной структуры сжатия Средиземноморского подвижного пояса (Горный Крым – Большой Кавказ) и поперечной зоны кинематически разнородных структур, выраженных как отрицательными (сам Керченско-Таманский поперечный прогиб, Восточно-Черноморская глубоководная впадина), так и положительными структурами на Скифской плите и в южной части Восточно-Европейской платформы. Проявление грязевого вулканизма сосредоточено, в основном, непосредственно в Керченско-Таманском прогибе, а также в Черноморской глубоководной впадине, и отвечает области развития майкопской серии. Майкопская серия развита более широко, но грязевой вулканизм сопровождает ее только в относительно узкой межпериклиналильной поперечной зоне. При удалении от нее вдоль складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа грязевой вулканизм исчезает – его проявлений нет ни в Западно-Кубанском, ни в Индольском прогибах. Это значит, что фактором грязевого вулканизма являются не только майкопские отложения. Вместе с тем проявление грязевого вулканизма выходит за пределы межпериклиналильного поперечного прогиба непосредственно на периклинали осевых зон (Юго-Западная равнина Крыма и Семигорская зона Северо-Западного Кавказа). Это значит, что структурой, активизирующей

грязевулканические процессы является непосредственно сама осевая зона, в том числе и в межпериклиналильной части.

Второй структурный уровень. Межпериклиналильная зона характеризуется четким проявлением двух главных структурных планов. Крупными поперечными (антикавказскими) структурами – флексурно-разрывными зонами субмеридионального простирания – она делится на несколько блоков, характеризующихся определенным уровнем эрозионно-денудационного среза (ЭДС), отличающимся от уровня ЭДС соседнего блока (рис.51).

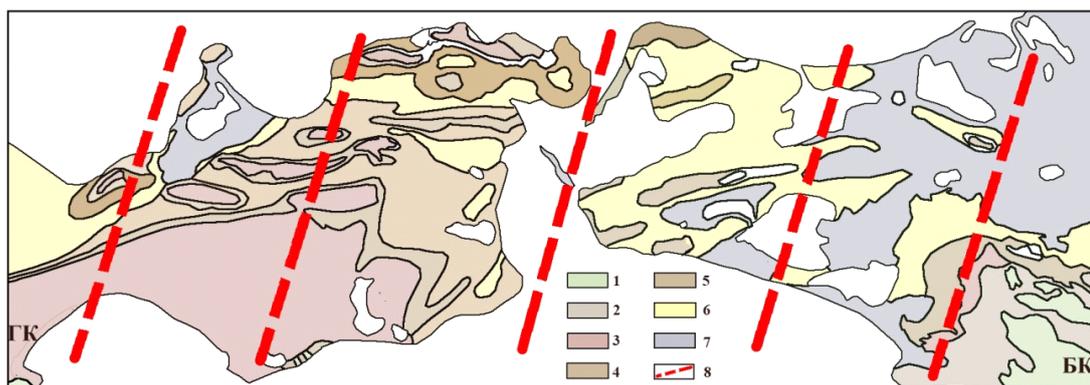


Рис.51 Флексурно-разрывные зоны Керченско-Таманской области с привлечением данных (Шнюков и др., 2005). Отложения: 1 – верхнего мела K_2 , 2 – Палеогена P , 3 – майкопской серии P_3-N_1 , 4 – среднего миоцена N^2_1 , 5 – верхнего миоцена N^3_1 , 6 – плиоцена N_2 , 7 – четвертичные Q , 8 – флексурно-разрывные зоны.

Каждый блок, то есть вся межпериклиналильная зона в целом, представляет собой систему крупных относительно узких активно развивающихся антиклинальных структур сложного строения, разделенных более широкими просто построенными относительно неактивными синклиналильными пространствами. Общий структурный план отражает условия поперечного к складкам субмеридионального сжатия. Грязевой вулканизм приурочен практически всегда только к сложным антиклинальным зонам, и только в единичных случаях к межантиклинальным зонам.

Третий структурный уровень. Каждая антиклинальная структура сложного строения является зоной сдвиговых деформаций – деформация сжатия дополняется сдвиговой деформацией. В таких транспрессивных зонах четко распознаются системы левых и правых кулис, отвечающих соответственно правосдвиговым и левосдвиговым структурам. Положение отдельных антиклиналей в антиклинальных зонах явно определяется влиянием поперечных структур, выраженных линеаментными флексурно-разрывными системами. Большинство антиклиналей представляют собой диапировые складки, в формировании которых определяющую роль играют глины майкопской серии. Вместе с тем система антиклиналей

продолжается в зону, где майкопская серия выходит на поверхность или даже уже просто отсутствует. То есть майкопская серия только благоприятствует развитию диапировых структур в зонах зарождения антиклиналей вследствие совершенно другого фактора другой, более глубинной природы (Тверитинова, Белобородов, а, 2020). Процессы грязевого вулканизма характерны для большинства антиклиналей – с ними связаны действующие или уже недействующие грязевые вулканы, или выявляется сложная зона развития положительных и отрицательных субизометричных структур, указывающих на наличие аномального структурного узла в пределах линейной зоны. И здесь отмечается важнейшая роль майкопской серии, сильно активизирующей процессы грязевого вулканизма. Но проявления грязевого вулканизма характерны для антиклиналей с более глубоким уровнем эрозионно-денудационного среза, где горных пород майкопской серии уже нет, но в разрезе присутствуют более глубоководные глинистые толщи кайнозойского и даже мезозойского возраста.

Четвертый структурный уровень – уровень грязевулканических построек. Грязевые вулканы имеют различную морфологию – от простых грязевулканических построек до сложно устроенных грязевулканических полей с многочисленными небольшими сопками, сальзами и грифонами. Распределение малых грязевулканических структур в пределах сложного вулкана закономерно (это узлы решетки), т. е. положение грязевулканических построек подчиняется системе продольных и поперечных проницаемых зон (рис.52).

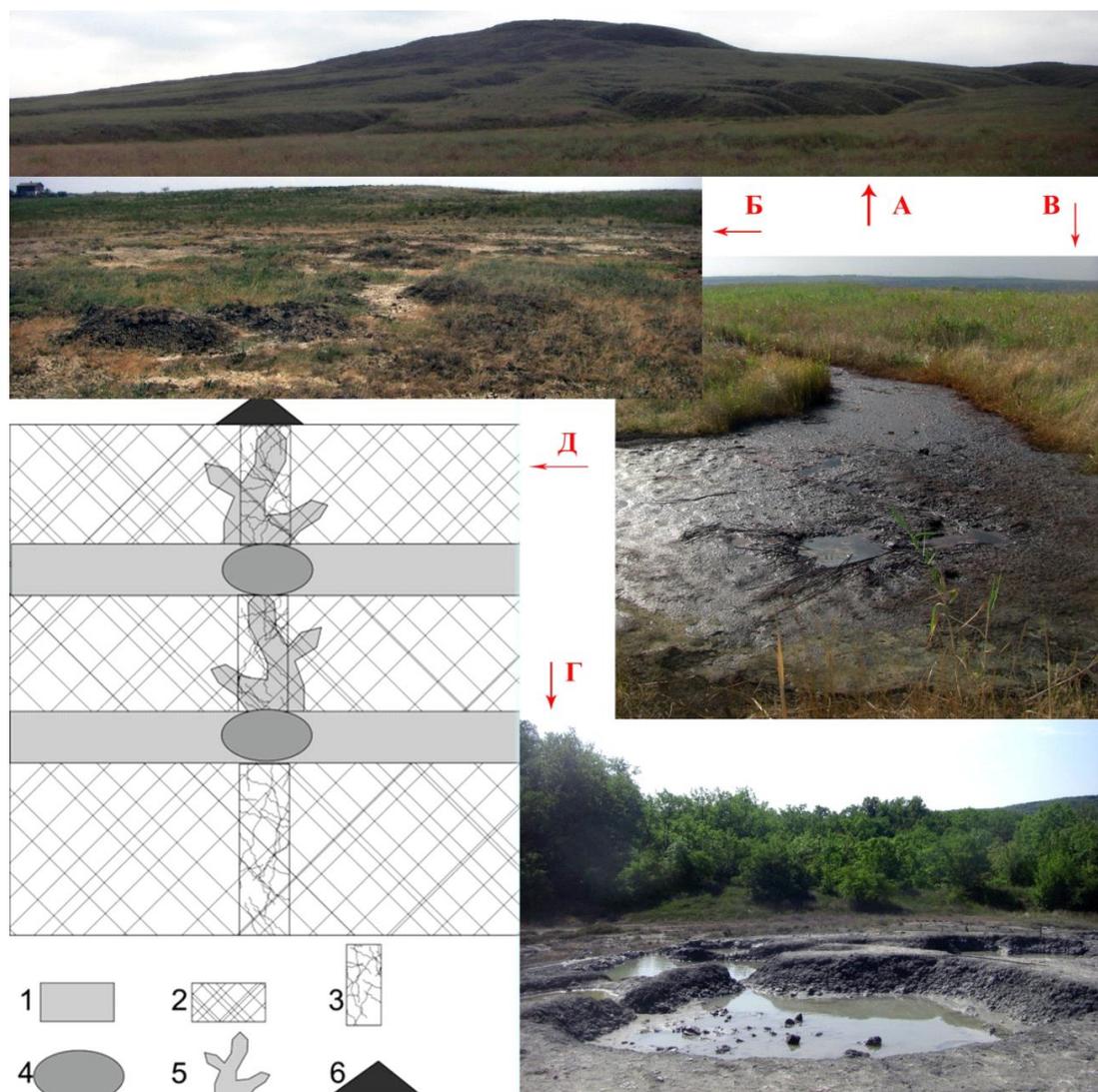


Рис.52 Морфология грязевых вулканов. Простые: А – Джау-Тепе (Керченский полуостров), В – Южно-Нефтяной (Таманский полуостров); Сложные: Б – Еникальский грязевулканический очаг (Керченский полуостров), Г – грязевой вулкан Гладковский (Таманский полуостров). Д – схема-модель грязевого вулкана по (Белобородов, Тверитинова, 2020). 1 – пластичные глинистые породы; 2 – не пластичные породы; 3 – флюидопроницаемый канал; 4 – грязевулканические очаги; 5 – развитие глинистого диапиризма; 6 – грязевулканическая постройка положительной или отрицательной морфологии.

5.4 Петрофизические исследования сопочной брекчии Керченско-Таманской области

В рамках данной работы формулировалась следующая практическая задача для лабораторного петрофизического изучения сопочной брекчии: «Получить данные о литологическом и минералогическом составе сопочной брекчии грязевых вулканов как об источнике информации формирования очагов». Для решения этой задачи был разработан подход «контроль изменения скоростей продольных волн сопочной брекчии при

термовоздействию». Суть и технология подхода была детально изложена в одноименном разделе (2.3, стр.54). В ходе четырехлетних исследований была получена информация о петрофизических свойствах сопочной брекчии некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской области, и систематизирована для формирования обобщающих выводов.

В исследованиях были использованы образцы сопочной брекчии 20 грязевых вулканов Керченско-Таманской области, причем для обеспечения верификации и воспроизводимости подхода изучалось несколько лабораторных образцов в разное время, несколькими автономными этапами. В итоге получен материал по представительной подборке из 198 образцов (Приложение 5, Табл.5.4).

Были получены следующие результаты:

- Установлено и измерено изменение водонасыщенности в зависимости от температуры прогрева сопочной брекчии, с изменением состояния полужидкой составляющей грязевулканического флюида до дегидратированной агрегатной массы (рис.53):

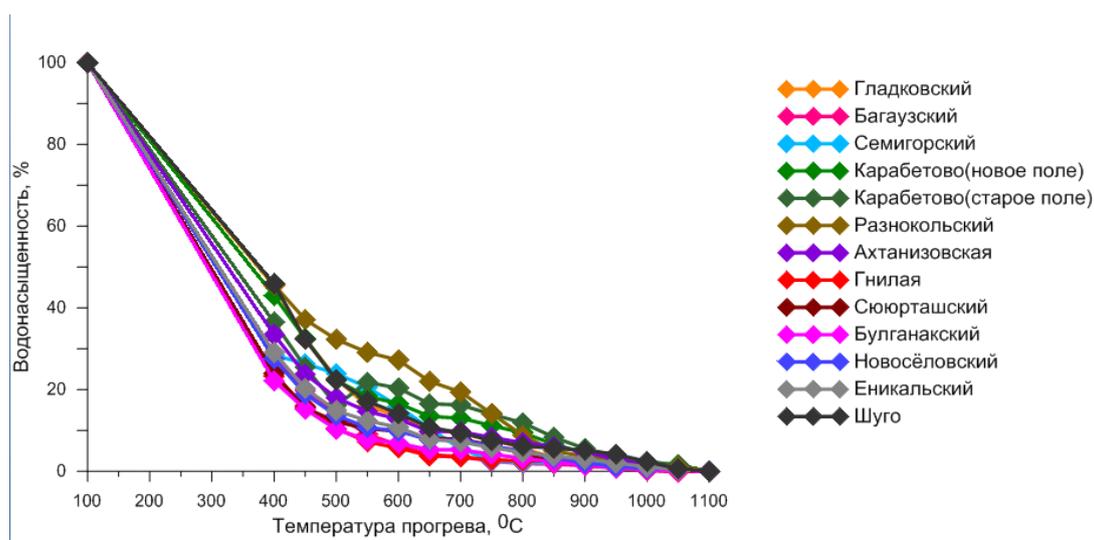


Рис.53 Изменение водонасыщенности образцов в процессе нагрева

- Установлено и измерено изменение скорости продольной волны в результате этапного нагрева (рис.54):

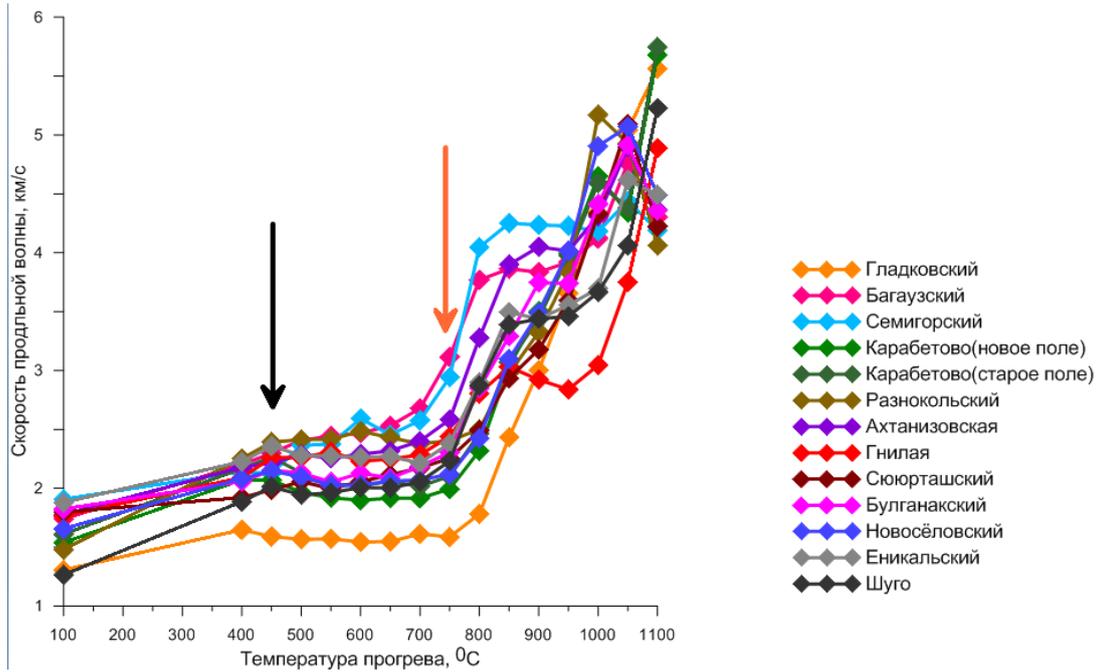


Рис.54 Изменение скорости продольной волны в процессе нагрева. Стрелками указаны начальные этапы изменений вещества сопочной брекчии при нагреве.

- Графики зависимости изменений скорости поперечных волн для разных вулканов (рис.55):

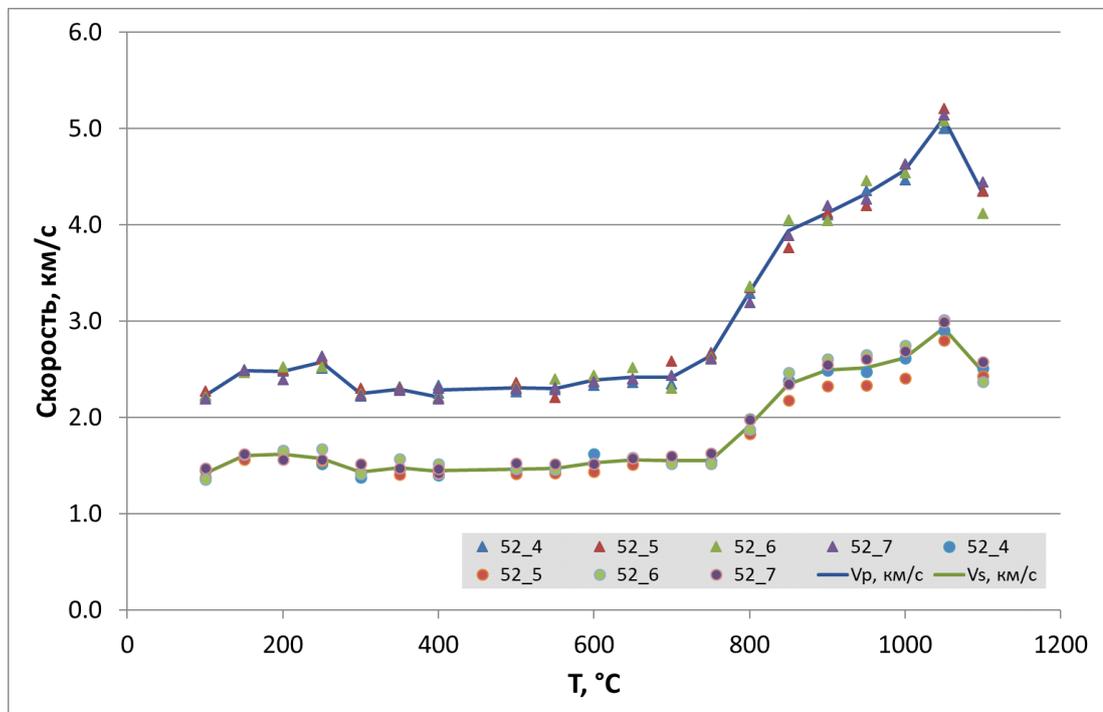


Рис.55 График изменения скоростей продольных и поперечных волн в результате поэтапного прогрева образцов сопочной брекчии на примере вулкана Ахтанизовский. Каждая точка соответствует значению скорости для одного образца.

При термическом воздействии на образцы сопочной брекчии было выделено несколько этапов изменения скорости:

I этап нагрева. Интервал 24–400°C

Нагрев до 100°C для всех образцов сопочной брекчии обусловил увеличение скорости продольных волн, а также увеличение декремента поглощения. Это обусловлено потерей свободной, не связанной воды. Скорости поперечных волн на этом этапе либо не фиксировались, либо для их фиксации были получены недостаточно уверенные сигналы.

100–400°C Образцы теряют межслоевую воду глинистых минералов смешаннослойной группы (иллит, монтмориллонит и др.). Повышение температуры прогрева приводит к дальнейшему росту скорости продольных волн. Скорость в среднем возрастает на 30% от первоначальной.

II этап нагрева. Интервал 450–750°C. Химически связанная вода начинает удаляться при температуре 450°C сначала медленно, а затем ускоряется при 600°C. Процесс сопровождается увеличением пористости вещества (Зайонц, Кордонская, 1966). Изменение скорости от температуры принимает обычный характер, т. е. скорости продольных волн падают с ростом температуры (Казначеев и др., а, б, 2019).

III этап нагрева. Интервал 800–1100°C. Потеря химически связанной воды заканчивается при температуре 800°C. Начинается процесс перекристаллизации вещества. Увеличивается скорость расплавления минералов низких температур плавления и диссоциации карбонатов, сульфидов, сульфатов и восстановления окислов железа. Растет аморфная фаза вещества (Афиногенова и др., 2020). Наблюдается существенный рост скорости продольных волн в 1,5–2 раза.

Выделенные типы изменений скоростей продольной волны от нагрева позволили обособить измеряемые образцы на группы, которые по нашему предположению, можно соотнести с различными очагами грязевулканического материала.

Для интервала температур 400–800°C результаты измерений скоростей продольных волн обособились в две группы по изменению скоростного тренда (рис.56).

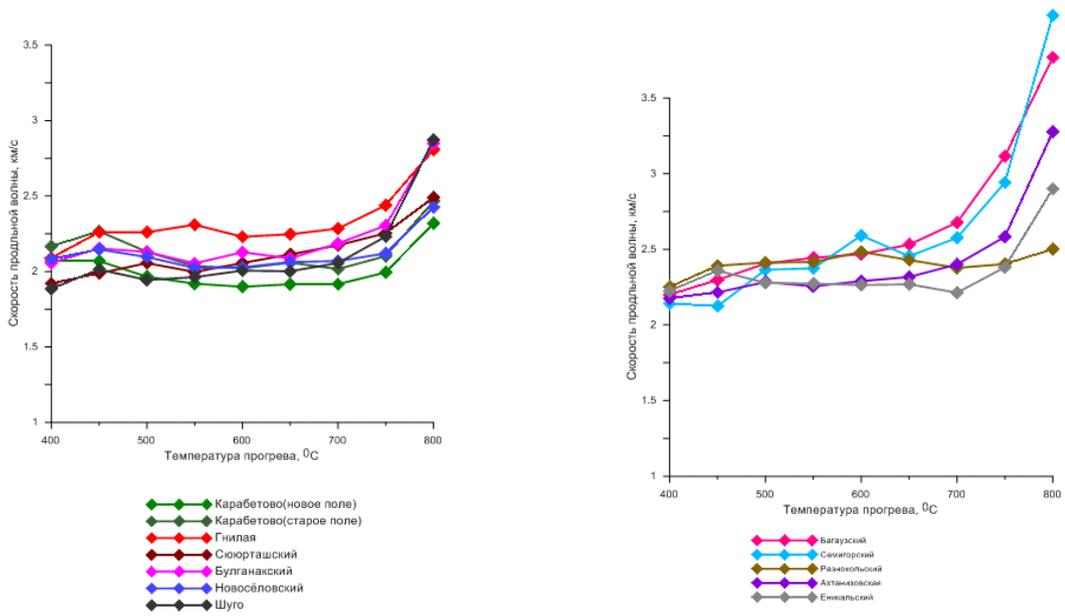


Рис.56 Группирование грязевых вулканов по скоростной зависимости в интервале температур 400–800°C

Для интервала температур 800–1100°C результаты измерений скоростей продольных волн обособились в две другие группы по изменению скоростного тренда (рис.57).

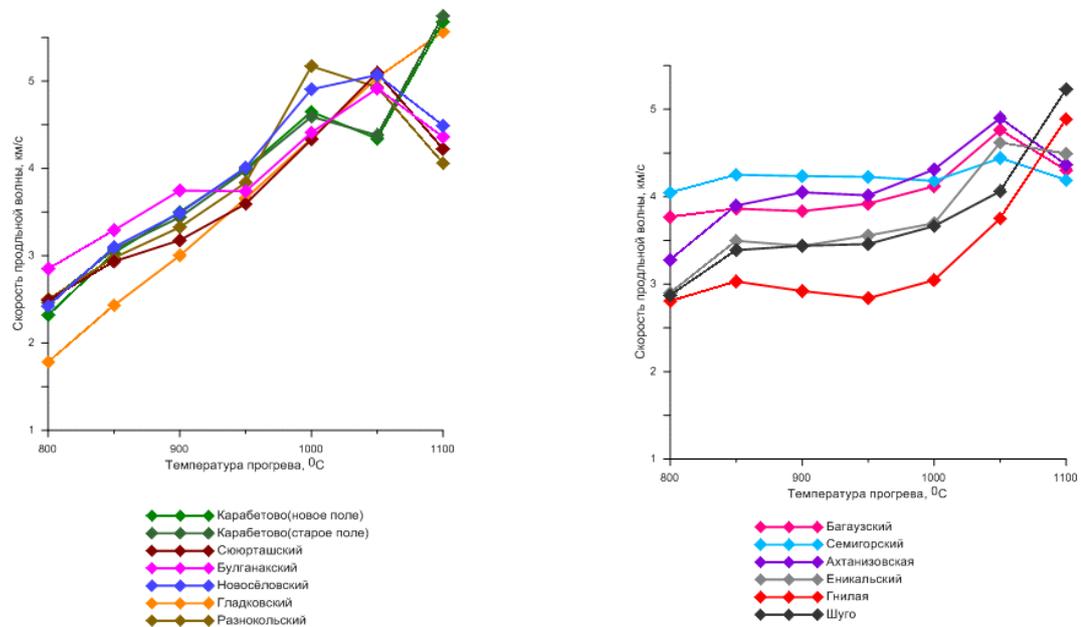


Рис.57 Группирование грязевых вулканов по скоростной зависимости в интервале температур 800–1100°C

При анализе всех групп рассмотренных температурных интервалов удалось выделить три группы, в которых тренды изменений скоростей продольных волн были общими (рис.58):

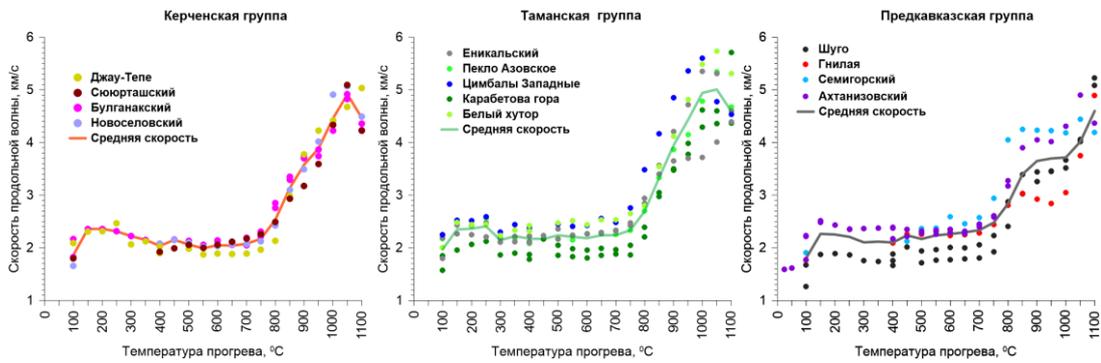


Рис.58 Группы, обобщающие сходные признаки всех температурных интервалов

Подробно характеристики продольной волны выделенных групп представлены в таблицах Приложения данной работы (Приложение 5, табл. 5.2, 5.3).

Отличие выделенных групп по изменению скоростей продольной волны отражается в разностях скоростей между ними (рис.59).

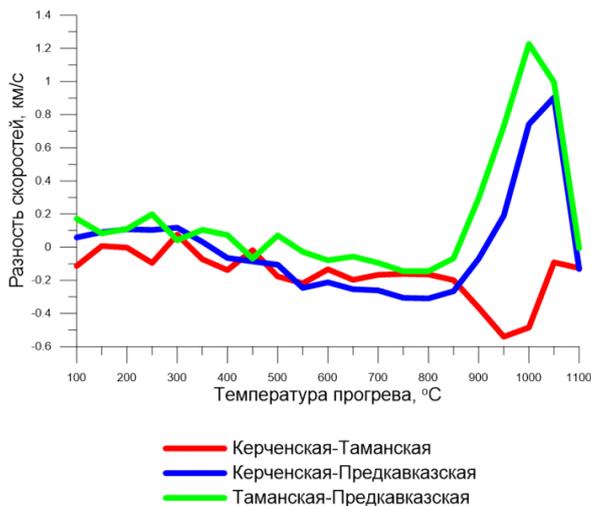


Рис.59 Разность скоростей продольной волны в группах грязевых вулканов, выделенных по образцам термически измененной сопочной брекчии.

Выделив полученные группы в плане, мы получили четкую зональность в расположении грязевулканических очагов на территории Керченско-Таманской грязевулканической области (рис.60):

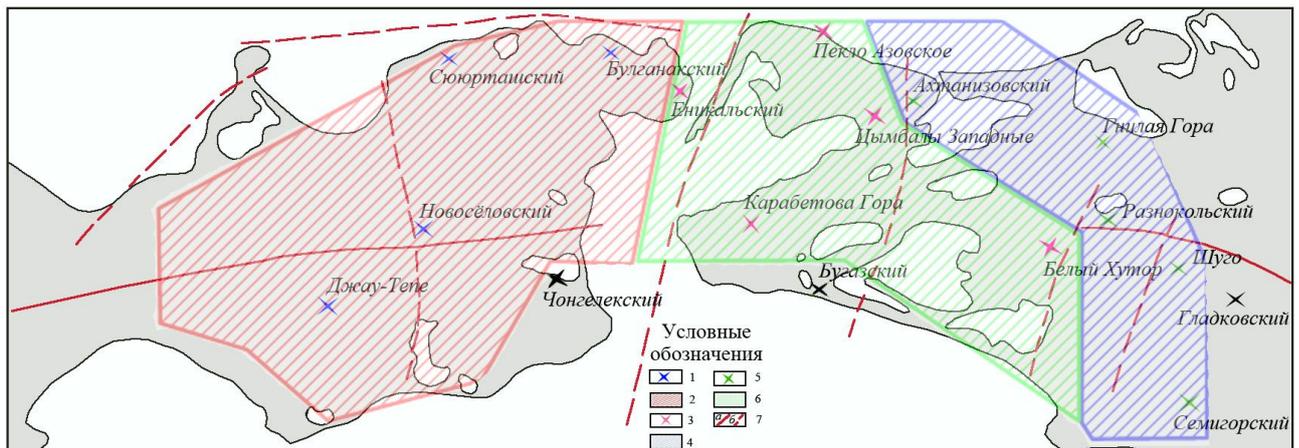


Рис.60 Зональность Керченско-Таманской грязевулканической области по результатам исследований. 1 – Грязевые вулканы «Керченской зоны»; 2 – «Керченская зона» распространения грязевых вулканов; 3 – Грязевые вулканы «Таманской зоны»; 4 – «Предкавказская зона» распространения грязевых вулканов; 5 – Грязевые вулканы «Предкавказской зоны»; 6 – Зона распространения грязевых вулканов «Таманской зоны»; 7 – Разломы: а – достоверные, б – предполагаемые.

Рассматривая выделившиеся группы по признаку характера изменения скоростей продольных волн, а также по территориальной обособленности, литологическому и минералогическому составу можно сформулировать признаки распределения групп.

- Изменение скоростей продольных волн в сопочной брекчии при применении подхода «контроль изменения скоростей продольных волн сопочной брекчии при термовоздействии» зависят от литологического и минералогических составов сопочной брекчии.
- Полученные параметры изменения скоростей продольных волн указывают на определенную зональность в их распределении: они группируются в три области: «Керченскую», «Таманскую» и «Предкавказскую».
- Важнейшее значение имеет контур по средней Таманско-Кавказской области («Таманско-Предкавказский»), объединяющей грязевые вулканы различного типа, что естественно вызывает предположение о влиянии на свойства сопочной брекчии структурно-тектонического фактора, определяющего единство зоны Кавказского орогена и его продолжения в Керченско-Таманский поперечный прогиб. Косвенно это указывает на влияние грязевулканического процесса глубинных источников.
- Наиболее отличными параметрами характеризуется Предкавказская зона, что, возможно, связано с тем, что грязевулканический процесс происходит здесь на

контакте орогена и его платформенного обрамления (Скифская плита, в фундаменте которой широко распространены магматические комплексы).

- Относительно близкие параметры по изменению скоростей продольных волн в «Керченской» и «Таманской» зонах указывают на то, что формирование грязевых вулканов в близосевой зоне новейших орогенов (Горнокрымского и Большекавказского) и в межпериклинали между ними области определялось влиянием сходных процессов: современной активностью крупнейших (и имеющих, вероятно, глубинные корни) тектонических структур региона, в которых происходит активизация флюидодинамических потоков, способствующих развитию грязевого вулканизма.

Выводы по Главе 5

Рассмотренные закономерности распределения грязевых вулканов в системе структур межпериклиальной Керченско-Таманской области отражают их приуроченность к узловым структурам пересечения продольных (субширотных) и поперечных (субмеридиональных) флексурно-разрывных зон различного порядка.

Зона в целом – это узел пересечения региональных структур: Крымско-Кавказского орогена и зоны поперечных погружений.

Внутреннее строение Керченско-Таманской области определяется двумя структурными взаимно перпендикулярными планами – системами широтных складчатых и поперечных флексурно-разрывных зон. Керченско-Таманской область – система блоков с различным эрозионно-денудационным срезом.

Сложные антиклинальные зоны представляют собой сочетание кулисно расположенных диапировых антиклиналей, отражающих транспрессивную деформацию вдоль антиклинальных зон.

Грязевулканические постройки также отражают перекрестный структурный план расположения отдельных грязевулканических центров.

Зональность распространения грязевых вулканов в системе региональных структур (орогенов Горного Крыма и Большого Кавказа и разделяющей их межпериклиальной области), выявленная ультразвуковыми исследованиями сопочной брекчии, подтверждает связь корней грязевых вулканов с региональными деформационными зонами.

Полученные результаты исследования позволяют построить структурно-кинематическую схему Керченско-Таманской области (рис.61).

Подчеркнем, что, как нам кажется, мы сумели доказать генетическую связь процессов грязевого вулканизма со сложными процессами структурообразования в молодой развивающейся складчатой зоне по разнофациальным отложениям с совершенно различной реологией.

Структура этой области представлена складками разного порядка, образующими сложную многопорядковую систему взаимосвязанных структур. Положение отдельных складок определяется процессами формирования объединяющих их зон концентрации деформаций в условиях действующих полей напряжений. Положение этих зон концентрации деформаций во многом диктуется структурными неоднородностями подстилающих глинистые толщи майкопской серии литифицированных домайкопских отложений. Формирование складчатых структур сложного слоистого разреза, включающего мощные глинистые толщи, происходит,

вероятно, очень неоднородно и неравномерно, что приводит к нарушению строгого порядка структур. Наши структурные линии, отвечающие границам выделенных зон концентрации деформаций, не являются чем-то конкретным и точным. Это обобщающие предполагаемые контуры живых развивающихся структур, которые представляют собой внутренние элементы зон более крупных и более глубинных, в которых происходят процессы, определяющиеся более общими региональными и надрегиональными условиями деформирования и полями напряжений.

Формирование выделенных зон концентрации деформаций сопровождается не только активным развитием в их пределах отдельных диапировых складок, но и грязевулканическим процессом, что в первую очередь связано с наличием нелитифицированных или слабо литифицированных глинистых толщ, способных изменять свое состояние до очень подвижной грязевулканической пульпы, быстро проникающей в приоткрытые полости трещиноватых компетентных прослоев и толщ. Процесс зарождения грязевулканических очагов происходит вероятно еще более неоднородно, чем формирование складчатых структур, в которых в зависимости от их величины и осложняющих секущих их косых и поперечных зон повышенной дислоцированности, возникают условия для зарождения грязевулканических очаговых структур.

Сочетание разнопорядковых зон вязко-пластичной и разрывно-пластичной деформации приводит к неустойчивости грязевулканических очагов и их разгрузке по каналам различного размера. Главными зонами зарождения очагов служат слабо литифицированные глинистые толщи майкопской серии. Но присутствие глинистых толщ и ниже уровня майкопской серии указывает и на более глубокое положение корней грязевых вулканов.

Как это ни кажется странным, условия формирования грязевого вулканизма, для проявления которого нужны проницаемые каналы, определяются региональными напряжениями сжатия. Межпериклиальная Керченско-Таманская зона между крупными позднеальпийскими орогенами должна отражать те же условия, что и разделяемые ей орогены, то есть условия поперечного сжатия. Это как раз и видно по тому, что главным типом структур в ней являются сильно сжатые диапировые антиклиналы, расположение которых закономерно в зонах концентрации деформаций, отражающих помимо сжатия, еще и наличие сдвиговой составляющей. Складки в складчатых зонах "набегают друг на друга", что также свидетельствует в пользу проявления условия сжатия.

Вероятно, это же сжатие приводит к появлению диагональных структур сдвигового типа, а также поперечных структур растяжения.

Важно при этом и то, что положение Керченско-Таманской межпериклиналильной зоны связано с региональным изгибом Крымско-Кавказского орогена. И это также отражается на проявлении здесь нескольких полей напряжений, ответственных за формирование различно ориентированных структур и отражающих влияние сложных тектонических перемещений при их формировании.

Вероятно, грязевые вулканы являются показателем "снятия нагрузки" деформирующейся здесь геологической среды со сложными реологическими свойствами.

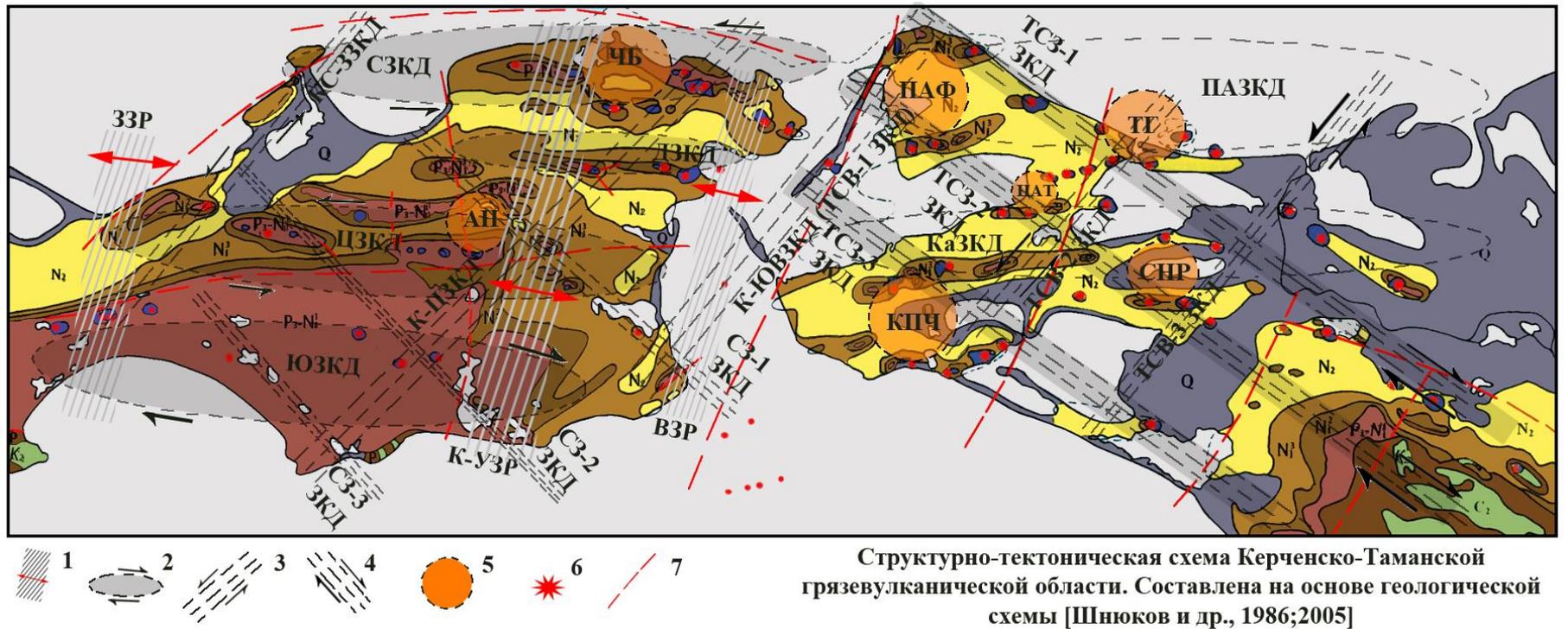


Рис.61 Структурно-тектоническая схема Керченско-Таманской грязевулканической области. Геологическая основа по (Шнюков и др., 1986; 2005). 1 – Зоны растяжения Керченского полуострова; 2 – Зоны концентраций деформаций широтной и субширотной ориентировок со сдвиговой составляющей; 3-4 – Зоны концентраций деформаций северо-восточной и северо-западной ориентировок со сдвиговой составляющей; 5 – Структуры центрального типа; 6 – Грязевые вулканы; 7 – Разломы.

Пояснения рис.61 «Структурно-тектоническая схема Керченско-Таманской грязевулканической области»

Зоны концентрации деформации широтной и субширотной ориентировок с ориентацией сдвиговой составляющей. Буквами обозначены для Керченского полуострова: ЮЗКД – Южная (Юго-Западной равнины) зона концентраций деформаций, ЦЗКД – Центральная (Припарпачская) зона концентраций деформаций, ДЗКД – Джарджавская зона концентраций деформаций, СЗКД – Северная зона концентраций деформаций; для Таманского полуострова: ПАЗКД – Пеклоазовская зона концентраций деформаций, КаЗКД – Карабетовская зона концентраций деформаций;

Диагональные зоны концентрации деформаций северо-восточной ориентировки с ориентацией сдвиговой составляющей. Буквами обозначены для Керченского полуострова: КС-ЗЗКД – Крымско-северо-западная зона концентраций деформаций, К-ЦЗКД – Крымско-центральная зона концентраций деформаций, К-ЮВЗКД – Крымско-юго-восточная зона концентраций деформаций. Буквами обозначены для Таманского полуострова: ТСВ-1 ЗКД – Таманская северо-восточная зона концентраций деформаций 1, ТСВ-2 ЗКД – Таманская северо-восточная зона концентраций деформаций 2, ТСВ-3 ЗКД – Таманская северо-восточная зона концентраций деформаций 3; Диагональные зоны концентрации деформаций северо-западной ориентировки с ориентацией сдвиговой составляющей. Буквами обозначены для Керченского полуострова: СЗ-1 ЗКД – Северо-западная зона концентраций деформаций 1, СЗ-2 ЗКД – Северо-западная зона концентраций деформаций 2, СЗ-3 ЗКД – Северо-западная зона концентраций деформаций 3. Буквами обозначены для Таманского полуострова: ТСЗ-1 ЗКД – Северо-западная зона концентраций деформаций 1, ТСЗ-2 ЗКД – Северо-западная зона концентраций деформаций 2, ТСЗ-3 ЗКД – Северо-западная зона концентраций деформаций 3.

Структуры центрального типа. Буквами обозначены для Керченского полуострова: ЧБ сцт – Чокрак-Булганакская, АН сцт – Алексеевско-Новоселовская; Буквами обозначены для Таманского полуострова: ПАФ сцт – Пеклоазовско-Фонталовская, ТГ сцт – Тиздар-Голубицкая, ЦАТ сцт – Цимбало-Анастасиевскотроицкая, СНР сцт – Севернефтяная-Разнокольская, КПЧ сцт – Карабетовско-Пеклочерноморская.

Глава 6. Минералогия и литология сопочных брекчий Керченско-Таманской области

В сопочной брекчии грязевых вулканов установлено около 80 минералов (Якубов и др., 1980). Исследователи разделяют их на три основные группы (Якубов и др., 1980; Шнюков и др., 2005):

1 группа. Реликтовые минералы, продукты механического разрушения осадочных пород и дальнейшего вовлечения в грязевулканический процесс. К ним относятся основные породообразующие минералы сопочной брекчии – кварц, полевые шпаты, слюды и глинистые минералы.

2 группа. Генетические минералы грязевулканического процесса (твёрдой фазы) – сульфаты, карбонаты, минералы бора.

3 группа. Минералы термального метаморфизма, образованные в результате высоких температур (до 1200°C) самовозгорающихся газов, в основном метана. К ним относят: геленит, волластонит, анортит, муллит, стекло и пр. (Якубов и др., 1980; Егоров и др., 2021).

6.1 Рентгенодифракционный анализ сопочной брекчии (РФА)

По результатам отбора коллекций сопочной брекчии и пород грязевых вулканов в ГО «Борок» младшим научным сотрудником лаборатории палеомагнетизма и физико-химических свойств горных пород Афиногеновой Н. А. сделан рентгенодифракционный анализ при помощи рентгеновского дифрактометра STOE в геометрии «на просвет». Рабочий режим – 40 кВ-30 мА, кобальтовое излучение, детектор - linear PSD, монохроматор-Ge, тип съёмки: 2Theta: Omega, диапазон измерений – 3-100° 2θ, шаг по углу сканирования 0.02° 2θ.

Диагностика и анализ. Диагностика минерального состава проводилась методом сопоставления экспериментального и эталонных спектров из базы данных PDF-2 в программном пакете WinXPow и базы данных COD в программном пакете QualX.

Изучены и сопоставлены экспериментальные спектры с 12 точек отбора сопочной брекчии пеллитовой отдельности и сидеритовых конкреций грязевых вулканов Керченско-Таманской области, а также термически измененные сопочные брекчии в количестве 57 образцов. Подробно результаты приведены в приложении 3 (Характеристика сопочной брекчии некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской области по результатам рентгенодифракционного анализа).

Проведенные анализы сопочной брекчии показали следующий количественный минеральный состав. Преимущественно (за исключением Семигорского гв) 40–60% составляет

кварц; 10–20% полевые шпаты, в основном альбит; 0–15% кальцит; 0–15% глинистые минералы и слюды, в основном мусковит 12-30% (Табл. 2).

Таблица 2

Количественный минеральный состав образцов сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области (по результатам РФА).

Образец	Минеральный состав (%)						
	кварц	карбонат (кальцит, сидерит)	сульфид (пирит)	полевые шпаты (альбит, анортит, ортоклаз)	глинистые минералы (каолинит, иллит, вермикулит)	слюды (биотит, мусковит)	прочее
г. Гнилая	47,6	К 4,9	-	Ал 21,4	В 1	М 21,4	Галит 3,7
г. Карабетова (ст. соп. поле)	57,3	-	-	Ал 10	К 14,7	М 18	-
г. Карабетова (н. соп. поле)	53,2	-	2	Ан 15,3	К 12,5, И 17	-	-
Булганакское соп. поле	52,1	-	-	Ал 15,5	К 13,7, В 0,7	М 18,0	-
Ахтанизовский	56,5	К 6,3	2,6	Ал 12	-	М 22,6	-
Джау-Тепе (сидеритовая конкреция)	21,9	С 52,6	4,2	Ал 8,8	-	М 12,5	-
Джау-Тепе (параз. гриф.)	41,3	К 5,9	-	Ал 13,5	К 14,8	М 18,6, Б 5,9	-
Джау-Тепе (гл. конус)	60,1	К 5,8	-	Ал 8,2	К 12,4	М 13,5	-
Джау-Тепе (нов. изв.)	42,2	К 15	1,5	Ал 12,9	К 11,9	М 16,5	-
г. Миска (сидеритовая конкреция)	11,7	С 71,2	4,7	-	-	М 12,4	-
Семигорский	28,5	К 30,9	2,6	Ал 11,6, О 10,6	-	М 15,8	±≈10-15 органики

Как можно увидеть, налицо дефицит глинистых минералов, который, возможно, связан с особенностью смешанно-слоистых минералов. Одной из причин отсутствия, например, монмориллонита, глауконита (в шлифах отмечается) и ряда других глинистых минералов, характерных для минералогического состава сопочной брекчии, могут являться ограничения измерения методом рентгенодифракционного анализа. Вероятно, часть минералов глин входит в кристаллические пакеты гидромусковита, гидробиотита, иллита и пр. В целом, изученный минеральный состав соответствует основным группам аутигенных минералов майкопской серии.

6.2 Литологическое и минералогическое описание шлифов сопочной брекчии

Литологический и минералогический состав сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области разнообразен. В литературе он подробно изучен в ряде работ (Гордиевич и др., 1971; Шнюков и др., 1986; Шнюков и др., 1992; Шнюков и др., 2005; Mazzini, Etiopè, 2017 и др.).

«Свежая сопочная брекчия грязевых вулканов представляет собой серую или черную брекчиевидную или однородную глину. Основная масса сложена пелитовыми частицами, часто струйчато-хлопьевидного строения, беспорядочно ориентированными чешуйками глинистых минералов. Отдельные струи и микролинзочки глин выделяются среди основной массы более густой окраской. В основной пелитовой массе содержится незначительная (до 1 %) примесь алевритовых остроугольных обломков кварца, рудного минерала, реже мусковита, плагиоклаза, микролина. В основную ткань породы погружено небольшое (до 10% по объему породы) количество полуокатанных изометричных обломков глин размером 0,5-1,5 мм. Распределение этих глинистых обломков довольно неравномерное. По составу и структуре горная порода обломков не отличима от основной массы, иногда содержит больше алевритового материала. Серые разности неизменной сопочной брекчии близки черным и отличаются большим содержанием алевролитового материала в основной ткани породы (до 5–10%).» (Гордиевич и др., 1971)

Для всех изученных полимиктовых брекчий из грязевых вулканов характерна массивная или местами флюидальная текстура. Зачастую порода имеет общий зеленовато-бурый или серо-коричневый оттенок, и состоит из разноразмерных обломков кварца, плагиоклаза, карбоната, алевролита, рудного минерала, гематита, мусковита и иногда глауконита (рис. 62). Некоторые обломки плагиоклаза подвержены сильным вторичным изменениям, иногда до полного замещения серицитом. Местами карбонат представлен в виде миндалин, что указывает на флюидонасыщенность грязевых брекчий. Обломки сцементированы глинистыми минералами – гидрослюдами и, возможно, разнообразными смешаннослойными минералами (в цементе присутствуют минералы группы иллит-сметтит), а также окислами и гидроокислами железа. Значительную часть породы занимают крупные карбонатизированные обломки фауны, которые замещаются цементом. В целом наличие большого количества следов фауны средней или плохой сохранности очень характерно для отобранных образцов брекчий.

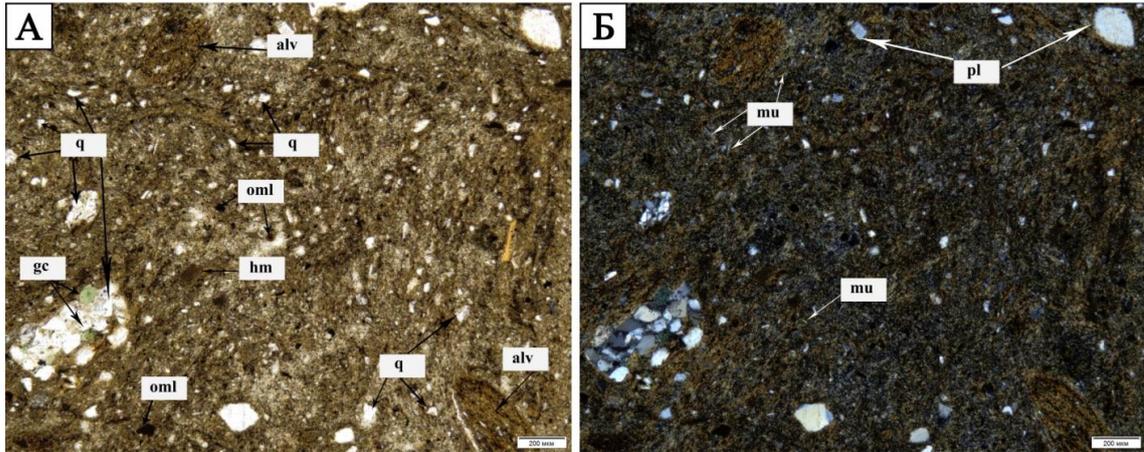


Рис.62 Полимиктовая брекчия с глинистым серо-коричневым цементом и обломками алевролита (alv), кварца (q), плагиоклаза (pl), глауконита (gc), гематита (hm), мусковита (mu) и рудного минерала (oml). Грязевой вулкан Карабетова (А - без анализатора, Б - при скрещенных николях)

Иногда встречаются породы (грязевой вулкан Гнилая, Разнокольский) с флюидальной текстурой, где около 90% матрикса представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными чешуйками глинистых минералов и/или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма). В матриксе встречаются мелкие, в доли мм, остроугольные обломки кварца, плагиоклаза, микроклина и алевролита (около 10% в совокупности). Присутствуют червеобразные ожелезненные остатки фауны. Глинистые или железистые рыжие чешуйки покрывают изотропный фон матрицы очень неравномерно, так что иногда возникают сплошные потоки или чешуйки, ориентированные в одном направлении (рис. 63). Это придает породе тонко-полосчатую текстуру. Порода рассечена ортогональной системой трещин, заполненных слабоплеохроирующим веществом, не поддающимся идентификации.

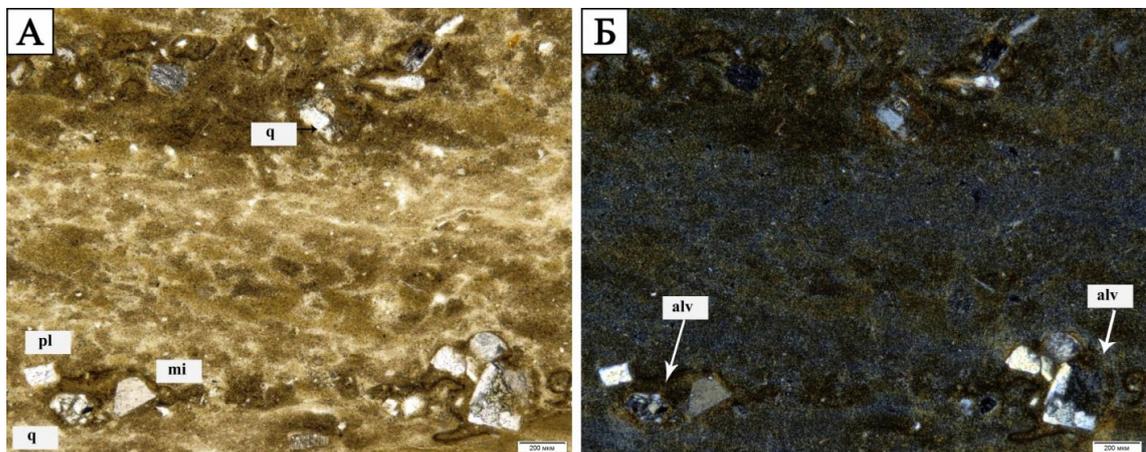


Рис. 63 Полимиктовая брекчия с обломками кварца (q), плагиоклаза (pl), микроклина (mi) и алевролита (alv). Грязевой вулкан Гнилая (А - без анализатора, Б - при скрещенных николях)

Выводы по Главе 6

В результате анализа результата экспериментальных спектров 57 образцов рентгенодифракционным методом удалось изучить качественный и количественный минералогический состав сопочной брекчии. Для всех образцов сопочной брекчии существенную долю составляет кварц (40–60%), полевои шпат (до 20%) и глинистые минералы. В целом, изученный минеральный состав соответствует основным группам аутигенных минералов майкопской серии.

По результатам петрографического изучения шлифов представляется правомочным охарактеризовать сопочную брекчию как полимиктовую, кварц-полевошпатовую полиагрегатную обломочную породу с матриксом глинистых минералов. В шлифах выявлены различные зерна минералов и обломков горных пород, разной размерности, степени вторичных изменений и соотношений. Нередко в текстуре выражена динамика выделения сопочной брекчии, например, флюидальная текстура, однонаправленное расположение зерен (чешуек) глинистых минералов. Встречаются включения фоссилий средней или плохой сохранности.

Собранный аналитический материал позволяет охарактеризовать минералогический и литологический состав сопочной брекчии, как сходный для большинства грязевых вулканов, так и различный для грязевых вулканов окраинной части Керченско-Таманской грязевулканической области, прилегающей непосредственно к Керченско-Таманской области со стороны складчатого сооружения Большого Кавказа (грязевые вулканы Шуго, Гладковский, Семигорский). Вероятно, это различие связано с существенно меньшей ролью майкопских толщ (для грязевого вулкана Семигорский их отсутствием) в генерации флюидонасыщенного поставляемого вещества (глинистой пульпы). Текстура, выраженная в шлифах, позволяет определить особенности динамических режимов работы грязевых вулканов – грязевые вулканы Шуго, Разнокольский.

Заключение

В диссертационной работе было показано решение нескольких конкретных задач. По результатам исследования были сделаны следующие выводы:

Современное геодинамическое развитие Керченско-Таманской области тесным образом связано с процессом грязевого вулканизма, который проявлен в регионе как закономерный результат разноориентированных разнопорядковых деформационных режимов.

Грязевые вулканы Керченско-Таманской грязевулканической области встроены в сложную систему взаимодействия зон деформаций, что является как отличительным признаком взаимодействия этих зон, так и результатом активного неотектонического процесса.

Изучение трещиноватости структур грязевого вулканизма позволяет получить достоверную информацию как о развитии глиняных диапиров, так и о сопряженных с ними складчато-разрывных структур.

Грязевые вулканы группируются зонально по признаку изменения скоростных характеристик продольных волн в сопочной брекчии, что является подтверждением связи грязевых вулканов с зонами концентрации деформаций.

В работе представлен результат полевой, камеральной и экспериментальной работы в течение нескольких лет. Предложены и применены комплексные мультидисциплинарные методы для решения поставленных задач. Проанализированы и систематизированы результаты по геологии, литологии, парагенетическому анализу, структурной геологии, неотектонике, геофизике (метод микросейсмического зондирования), петрофизике.

Был разработан и успешно применен авторский подход по изучению изменений скоростей продольных волн в сопочной брекчии в зависимости от термических воздействий.

В ходе полевых работ была создана уникальная коллекция сопочной брекчии Керченско-Таманской грязевулканической области, подготовлены и описаны литологические шлифы, создана уникальная шлифотека, собрана актуальная информация о структурно-геологическом и тектоническом состоянии Керченско-Таманской области.

На основе парагенетического анализа составлена разнопорядковая схема структур Керченско-Таманской грязевулканической области.

Получена зональность грязевых вулканов в пределах Керченско-Таманской грязевулканической области, обоснованная петрофизическими и литолого-минералогическими методами.

Собранные данные позволят уточнить неотектоническую обстановку, структурировать грязевулканические процессы в пределах Керченско-Таманской грязевулканической области. База данных, содержащая большой спектр собранных и систематизированных материалов, дает

возможность углубленно и направленно проводить исследования по различным аспектам неотектонического развития региона и связи с грязевым вулканизмом.

Созданный автором в коллективе с сотрудниками ИФЗ РАН к.ф.-м.н. М. А. Красновой и Н. А. Егоровым новый петрофизический подход изучения глинистых пород и осадков может быть применен не только к сопочной брекчии, но и к любым пластичным осадкам (и горным породам) для корреляции или установления фациальной изменчивости, изучения петрофизических свойств глинистых пород и осадков. Применение данного подхода позволит качественно, по-новому, изучать покрышки нефтяных и газовых коллекторов. В перспективе, на основе этого подхода можно составлять каталоги характеристик скоростей продольной волны для сопочной брекчии грязевых вулканов, что может стать одним из перспективных направлений исследований и позволит существенно расширить возможности изучения процесса грязевого вулканизма.

Список литературы

1. Авдусин П.П. К петрографии продуктов извержений грязевых вулканов // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд. АН СССР, М.–Л., 1939.
2. Авдусин П.П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Петрографические исследования. Изд. АН СССР, 1948.
3. Ажгирей Г.Д. Типы главных линейных тектонических структур Земли. ДАН СССР. 1967. Т. 177, № 3. С. 651–654.
4. Архангельский А.Д. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области // БМОИП, отд.геол., 1925, Т.33, С.3-4.
5. Архангельский и др. Краткий очерк геологического строения нефтяных месторождений Керченского полуострова // Труды ГГРУ, 1930, №13.
6. Афиногенова Н.А., **Белобородов Д.Е.**, Егоров Н.А., Краснова М.А. Фазовые превращения минералов сопочной брекчии в процессе нагрева // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения - 2020). Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар, Республика Коми, Россия. 7–10 декабря 2020г. И.: Геопринт Сыктывкар, 2020, С. 262.
7. Белецкий С.В., Белокрыс О.А. Основные аспекты модернизации стратиграфической схемы неогеновых отложений Крымского полуострова. // Геологический журнал. 2013. №3, С.80-100.
8. **Белобородов Д.Е.** Некоторые особенности Керченско-Таманской области как элемента Керченско-Таманской межпериклинальной зоны и проблемы происхождения грязевых вулканов // Материалы X Международно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, Пермь, 2017, Т.1, С.
9. **Белобородов Д.Е.**, Егоров Н.А., Краснова М.А. а. Новый петрофизический подход в изучении сопочной брекчии грязевых вулканов // Сборник тезисов "IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле", И.: ИПЦ НГУ, Новосибирск, 2018, С.57-59
10. **Белобородов Д.Е.**, Егоров Н.А., Краснова М.А. б. Исследования скоростей и затухания продольной волны в образцах сопочной брекчии Керченско-Таманских грязевых вулканов при воздействии высоких температур // Девятнадцатая международная конференция "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ" Материалы конференции. И.: ИГЕМ, Москва, 2018, С.36-38

11. **Белобородов Д.Е.,** Егоров Н.А., Краснова М.А. Некоторые особенности изменения скоростей продольной волны в сопочной брекчии (Керченско-Таманская грязевулканическая область) при воздействии высоких температур // Девятнадцатая международная конференция "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ" Материалы конференции. И.: ИГЕМ, Москва, 2019, С.30-33
12. **Белобородов Д. Е.,** Егоров Н. А., Краснова М. А. а. Контроль изменений скоростей упругих волн при термическом воздействии в пластичных (глинистых) породах // Труды III Международной геолого-геофизической конференции и выставки ГеоЕвразия 2020 Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. Т. 1, И.: ООО ПолиПРЕСС Тверь, Москва, 2020, С. 182–185
13. **Белобородов Д.Е.,** Егоров Н.А., Краснова М.А. б. Новый экспериментальный подход к изучению характеристик упругих волн в пластичных породах и осадках // Двадцать первая международная конференция "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ" Материалы конференции. И.: ФГУП Издательство «Наука», Москва, 2020, С.31-34
14. **Белобородов Д.Е.,** Егоров Н.А., Краснова М.А., Матвеев М.А., Афиногенова Н.А. Новые данные о петрофизических и минералогических изменениях в сопочной брекчии при термальных воздействиях // Двадцать первая международная конференция "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ" Материалы конференции. И.: ФГУП Издательство «Наука», Москва, 2020, С.35-37
15. **Белобородов Д.Е.,** Тверитинова Т.Ю. а. Сравнение тектонических и геологических обстановок некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Материалы Пятой Всероссийской конференции «Полевые практики в системе высшего образования», ООО "Издательство ВВМ" Санкт-Петербург, 2017, С.144-146
16. **Белобородов Д.Е.,** Тверитинова Т.Ю. б. Особенности геологического строения и структурного положения крупнейших грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области (на примере грязевых вулканов Джарджава, Карабетова гора, Джау-Тепе, Шуго) // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Пятой молодежной тектонофизической школы-семинара, 9–12 октября 2017г., Москва, ИФЗ РАН, 2017, С.183-189

17. **Белобородов Д.Е.**, Тверитинова Т.Ю. а. Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклиналильной зоны, контролирующие грязевой вулканизм // Материалы I Тектонического совещания ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ, Москва, ГЕОС, 2018, Т.2, С.237-241
18. **Белобородов Д.Е.**, Тверитинова Т.Ю. б. Особенности грязевого вулканизма Керченского полуострова // Сборник тезисов "IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле", И.: ИПЦ НГУ, Новосибирск, 2018, С.54-56
19. **Белобородов Д.Е.**, Тверитинова Т.Ю. Трещинные структуры грязевых вулканов и вмещающих толщ Керченско-Таманской грязевулканической области // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара. И.: ИФЗ, Москва, 2019, С.77-83
20. **Белобородов Д.Е.**, Тверитинова Т.Ю. Структурное положение грязевых вулканов межпериклиналильной Керченско-Таманской зоны // Материалы ЛII Тектонического совещание «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики». Т. 1. Изд. ГЕОС, Москва, 2020, С. 65–69.
21. Белоусов В.В. Очерки истории геологии М., 1993, 272с.
22. Белоусов В.В., Яроцкий Л.А. Грязевые сопки Керченско-Таманской области, условия их возникновения и деятельности // ОНТИ НКТП СССР, 1936.
23. 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 Карабетова 6 мая 2001 г. (Таманская грязевулканическая провинция) // Доклады Академии наук, 2003, Т. 390, № 6. С. 805–808.
24. Вернигорова Ю.В., Рябоконт Т.С. Майкопские отложения (олигоцен-нижний миоцен) Керченского полуострова: история изучения, полемика, стратиграфия. И.: «Ателье «Полиграфический комплекс», Киев, 2018, 113с.
25. 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) // Доклады Академии наук, 2004, Т. 394, № 1, С. 85–88.
26. 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.1-12.

27. Гайдаленок О.В. Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, Москва, 2020.
28. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Гордеев Н.А. Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2021. №2, вып.50, с.64-83 DOI:10.31431/1816-5524-2021-2-50-64-83
29. Геология СССР. Крым, т.8, 1968.
30. Геология СССР. Северный Кавказ, т.9, 1968.
31. Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Хайретдинов М.С. Опыт вибросейсмического зондирования сложно построенных геологических структур (на примере грязевого вулкана Шуго) // ДАН, 2007. Т.413, №3, с.398-402.
32. Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Овсяченко Н.А., Андреева Н.В., Хазарова Ю.В. Складчато-блоковая структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные процессы природного и техногенного характера на Кавказе, ВНЦ РАН Владикавказ, 2015. С. 97–106.
33. Горбатилов А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко Н.А. а. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН, 2008. Т.421, №5, с.670-674.
34. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. б. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. №7. С. 66–84.
35. Гордиевич В.А., Лебедев Ю.С., Науменко П.И., Усенко В.П., Ширица А.С., Шнюков Е.Ф., Юханов И.С. под ред. Шнюкова Е.Ф. Грязевой вулканизм и рудообразование И.: "Наукова Думка", Киев, 1971, 339с.
36. Грим Р.Е. Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 452с.
37. Губкин И.М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтегазоносностью этой области. М.-Л., Изд-во «Горгеонефтеиздат», 1934.
38. Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтеносностью // Труды Международного геологического конгресса, ОНТИ, вып.4, 1937.
39. Гуцин А.И., Тверитинова Т.Ю. Региональные геологические исследования Кавказа в дореволюционное время (XVIII – начало XX века) // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал 2020, № 2, С. 73–89.

40. Дубинина Е.О. Стабильные изотопы легких элементов в процессах контаминации и взаимодействия флюид-порода Автореферат диссертации на соискание ученой степени докт. геол.-мин. наук, Москва, 2013, 50с.
41. Егоров Н.А., Краснова М.А., **Белобородов Д.Е.**, Афиногенова Н.А., Матвеев М.А. Акустические исследования глинистых пород в процессе термального метаморфизма // Геофизические исследования, 2021, Т.22, №1, с.68-87. DOI: <https://doi.org/10.21455/gr2021.1-5>
42. Енгибарян А.А. Литолого-фациальные и тектонические критерии нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Таманского полуострова. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ставрополь, 2006, 217с.
43. Зайонц Р.М., Кордонская Р.К. Керамические химически стойкие изделия, Изд. Стройиздат, Москва, 1966, 188 с.
44. Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косиевич Н.И. Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. с. 50–60.
45. Зейналов М.М. Грязевые вулканы Южного Кобыстана и их связь с газонефтяными месторождениями. Баку, Изд-во «Азернешр», 1960.
46. Зенин Г.Н. Грязевые вулканы Керченского полуострова // Ученые записки Краснодарского педагогического института, вып.14, 1955.
47. Иткина Е.С. Распространение калия в водах грязевых вулканов и нефтяных месторождений Кавказа // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд. АН СССР, М.–Л., 1939.
48. Казанцев Ю. В. Аллохтонные структуры восточной половины Горного Крыма в кн.: Структурная геология Крыма. Уфа, Баш. НЦ УрО АН СССР, 1989. С. 5–55.
49. Казанцев Ю.В. Генезис геотермальных аномалий // Геологический сборник, 2003, И.: ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН, №3, С.204-206
50. Казанцев Ю.В., Бехер Н.И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова // Геотектоника, 1988. № 4. С. 77–89
51. Казначеев П.А., **Белобородов Д.Е.**, Майбук З.Ю., Матвеев М.А, Афиногенова Н.А. а Исследование процесса термической литификации сопочной брекчии методом акустической эмиссии // Двадцатая международная конференция Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Материалы конференции. ИГЕМ РАН Москва, 2019, С. 130–134.

52. Казначеев П.А., **Белобородов Д.Е.**, Майбук З.Ю., Матвеев М.А., Афиногенова Н.А. б О возможности лабораторного выделения стадий и условий высокотемпературного обжига сопочной брекчии при помощи метода акустической эмиссии // Наука и технологические разработки. Т. 98, № 2, Москва, 2019, С. 5–24.
53. 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.
54. Короновский Н.В., Сим Л.А., Бойнагрян Б.В. Новейшие и современные поля тектонических напряжений Кавказа и сейсмичность // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 1996, № 3.
55. Копп М.Л. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника, 1998, №2, С.29-50.
56. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 625–647.
57. Лаврушин В.Ю., Корф А., Deyhle А., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
58. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С.143–158.
59. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры // М.: Изд-во АН СССР. 1965. 224 с.
60. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
61. Лычагин Г.А. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова // БМОИП, отд.геол., вып.27, №4, 1952.
62. Лычагин Г.А. Юго-западная часть Керченского полуострова. Геология СССР, т.8 Крым, ч.1, М., «Недра», 1969.
63. Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника, № 5, 2015, С. 62–77.
64. Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Строение Туапсинской сдвиговой зоны по тектонофизическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, № 1, 2016, С. 41–55.

65. Муратов М.В. Основные черты строения Керченского полуострова. Геология СССР, т.8 Крым, ч.1, М., «Недра», 1969.
66. Маймин З.Л. Третичные отложения Крыма. Гостоптехиздат, Л.–М.1951.
67. Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Мараханов А.В. Оценка сейсмической опасности низкоактивных областей на примере Керченско-Таманского региона // Наука и технологические разработки. 2017. Т. 96, № 1. с. 15–28.
68. Овсяченко А.Н., Вакарчук Р.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Сысолин А.И., Рогожин Е.А., Мараханов А.В. Активные разломы Керченского полуострова. Новые результаты. // Доклады Академии наук. 2019. а. Т. 488, № 4. с. 406–410 DOI: 10.31857/S0869-56524884408–412.
69. Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Андреева Н.В., Степанова М.Ю., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Микросейсмическое зондирование и активные разломы Керченско-Таманского региона // Физика Земли. 2019. б. № 6. с. 84–95 DOI: 10.31857/S0002-33372019684–95.
70. Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И., Рогожин Е.А., Собисевич А. Л., Чень Ц., Лю Ц., Цинь Ц. Современное тектоническое разрывообразование на грязевом вулкане горы Карабетова, Таманский полуостров // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492, № 1. с. 88–93 DOI: 10.31857/S2686739720050187.
71. Перерва В.М. Соотношение рельефа и блоковой структуры краевой зоны северо-западного погружения Большого Кавказа // Геоморфология. 1981., №3., с. 72–77.
72. Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е., Чир Н.М. Разрывные нарушения Керченского п-ова // Геологический журнал. 1989., №5., с. 40–45.
73. Попков В.И., Бондаренко Н.А., Семинихина Ю.Ф., Харченко Т.Н. Структурная геология Северо-Западного Кавказа // ГеоИнжиниринг. Аналитический научно-технический журнал. 2007. № 1 (3). С. 46–50.
74. Преснов Д.А., Антонов А.Н., **Белобородов Д.Е.**, Жостков Р.А., Лиходеев Д.В., Шабалина А.С. Сейсмоакустические технологии в задачах мониторинга глубинного строения подводных вулканов // Труды XIV Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики» Санкт-Петербург, И.: ЛЕМА СПб, 2018, С.408-411
75. Преснов Д.А., **Белобородов Д.Е.**, Долов С.М., Дударов З.И., Жостков Р.А., Лиходеев Д.В. Трехмерное строение грязевого вулкана Джау-Тепе по данным микросейсмического

- зондирования // Тезисы докладов научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, 2016, С.54
76. Преснов Д.А., **Белобородов Д.Е.**, Жостков Р.А., Лиходеев Д.В. Возможность использования дисперсии скорости поверхностной волны для изучения глубинного строения грязевых вулканов // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН: Тезисы докладов и программа Конференции. ИФЗ РАН, Москва, 2017, С.59
77. Преснов Д.А., Жостков Р.А., Лиходеев Д.В., **Белобородов Д.Е.**, Дударов З.И., Долов С.М. Новые данные о глубинном строении грязевого вулкана Джау-Тепе // Вулканология и сейсмология. № 3., Москва, 2020, С. 34–45.
78. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–113.
79. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: изд-во МГУ, 1973. С. 57–107.
80. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.
81. Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904–909.
82. Расцветаев Л.М. Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики. В кн.: Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333–373.
83. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: 1999. С. 69–73.
84. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и тектодинамики. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 147–153.
85. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли, М.: Наука, 2010, том 5, с. 31–40.
86. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв.

редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. – Москва: Издательство ГЕОС, 2017–234 с.

87. Ростовцева Ю.В., Косоруков В.Л. Глинистые минералы в отложениях среднего и верхнего миоцена Таманского прогиба (состав и палеогеографическое значение) // Литология и полезные ископаемые, 2012, №3, с.264-284.
88. Рогожин Е. А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго // Геология и геофизика Юга России, 2014, № 3, С. 89–115.
89. Рогожин Е. А., Горбатиков А. В., Харазова Ю.В., Степанова М. Ю., Chen J., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Глубинное строение Анапской флексурно-разрывной зоны, Западный Кавказ // Геотектоника. 2019. а. № 5. с. 3–11 DOI: 10.31857/S0016-853X201953-11.
90. Рогожин Е. А., Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А.И., Рыбин А.А. Глубинные структурные и тектонические особенности очаговых зон землетрясений 21 века в Северо-Западной части Большого Кавказа. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. б. Т. 46, № 1. С. 62–77 DOI: 10.21455/VIS2019.1-5.
91. Рогожин Е. А., Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А.И., Андреева Н.В. Погребченко В.В., Червенчук С.Ю., Цзе Ч., Цзао Лю, Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Глубинное строение Северо-Западного окончания Кавказа по новым геолого-геофизическим данным // Физика Земли. 2020. № 6. С. 48–65.
92. Савопуло С.А., Нетесов Ю.А., Жук П.С., Тимофеева Н.Н. Геологический отчет об обобщении результатов поисковых и разведочных работ в пределах перспективных Регионов Краснодарского края (площадь Кучугуры) Краснодар, 1984, 94с.
93. Сафонов Е.Г. Геологический отчёт о результатах колонкового бурения на Фонталовской площади Темрюкского района Краснодарского края за 1953–1955гг. Фонд ГПК ОКНГ, 1955г.
94. Сафронов И.Н. О некоторых общих закономерностях развития рельефа Северного Кавказа. // Тр. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа, вып. 12, 1967.
95. Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: изд-во Недра. 1972. 157с.
96. Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ

- вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 5. с. 19–29.
97. Собисевич А. В., **Белобородов Д. Е.** История изучения Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Институт истории естествознания и техники им. С. И. Вавилова. Годичная научная конференция, 2018, Изд. Янус-К Москва, 2018., с. 491–494.
98. Собисевич А. Л., Горбатиков А. В., Овсяченко А. Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карabetова // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422, № 4. с.542–546 DOI: 10.1134/S1028334X08070428.
99. Собисевич А.Л., Жостков Р.А. О движении флюидонасыщенной грязебрекчии в выводящих структурах грязевых вулканов // Геофизические исследования, 2013, Т. 14, № 4, С. 47–58.
100. Собисевич А.Л., Тверитинова Т.Ю., Лиходеев Д.В., **Белобородов Д.Е.**, Дударов З.И., Долов С.М., Преснов Д.А., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевого вулкана Джарджава в пределах Южно-Керченской антиклинальной структуры // Вопросы инженерной сейсмологии, 2015а, Т.42 №2, с.73-80.
101. Собисевич А.Л., Дударов З.И., Лиходеев Д.В., Долов С.М., **Белобородов Д.Е.**, Преснов Д.А. Новые данные о глубинном строении грязевого вулкана «Пекло Азовское» (Россия, Краснодарский край, Таманский полуостров) // Материалы 10-й Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» ГС РАН, Республиканский центр сейсмологической службы при Национальной академии наук Азербайджана, 2015б, с.308-311.
102. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е. Изучение глубинного строения зон сосредоточенной флюидной активности в Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Актуальные проблемы нефти и газа, 2018, Т. 4, № 23. С. 1–11.
103. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди Х.Д., Канониди К.Х., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А. О дилатансных образованиях, участвующих в формировании корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион, серия: Естественные науки, 2015 в., № 3, С. 53–59.
104. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Грязевой вулкан Шуго, глубинное строение и механизмы деятельности // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2020, Т. 16, № 2, С. 66–80.

105. 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 Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014, №2, С. 80–93.
106. Тверитинова Т.Ю., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Структурная позиция и особенности строения грязевого вулкана горы Карабетова // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015а, № 2 (40), с. 106–122.
107. Тверитинова Т.Ю., Долов С.М., Дударов З.И., **Белобородов Д.Е.** Грязевой вулкан Пекло Азовское: положение в региональной структуре, поверхностное проявление, особенности строения канала дегазации // Материалы III школы-семинара «Гординские чтения» ИФЗ РАН, Москва, 2015б, с.119-123
108. Тверитинова Т.Ю., **Белобородов Д.Е.** О косвенных признаках наличия глубоких корней у грязевых вулканов Керченско-Таманской межпериклинальной зоны // Система "Планета Земля": 200 лет со дня кончины Михаила Богдановича Барклая-де-Толли (1761–1818). Сборник трудов участников ежегодного семинара «Планета Земля», Изд. ЛЕНАНД, Москва, 2018, С.370-378
109. Тверитинова Т.Ю., **Белобородов Д.Е.** а Структурная обусловленность грязевого вулканизма Таманского полуострова // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. “Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле” Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием, 5–9 октября 2020 г., г. Москва. М.: ИФЗ. 2020, С.284-291
110. Тверитинова Т. Ю., **Белобородов Д. Е.**, Лиходеев Д. В. Грязевые вулканы в структуре Керченского полуострова // Электронный научно-образовательный журнал Динамическая геология. №1, Москва, 2020, С. 38–54
111. Тверитинова Т. Ю., **Белобородов Д. Е.** б Грязевые вулканы в неотектонической структуре Таманского полуострова // Электронный научно-образовательный журнал Динамическая геология. №2, Москва, 2020, С. 157–186.
112. Тевелев Арк.В. Новейшая тектоника Керченского полуострова // Материалы ХХIX Тектонического совещания «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов», М.: МГУ, 1996. с.141-144.
113. Тевелев Арк.В. Глинянный ороген: Альпийское развитие Керченского полуострова // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания, М.: ГЕОС, 2018. Т.2, с.255-258.

114. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000 под ред. Хаина В.Е и Попкова В.И. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.
115. Трифонов, В.Г. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / В.Г. Трифонов, О.В. Соболева, Р.В. Трифонов и др. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
116. Трифонов, В.Г. Происхождение и экологические последствия фанаторийской регрессии Черного моря / В.Г. Трифонов, Р.В. Трифонов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2006. № 6. С. 509–521.
117. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. №5. С. 67–81.
118. Трихунков, Я.И., О.В. Гайдаленок, Бачманов Д.М., Маринин А.В. Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. 2018. № 4. С. 77–92.
119. Трихунков, Я.И., Д.М. Бачманов, О.В. Гайдаленок, Маринин А.В, Соколов С.А. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. М.: Наука, 2019. №4. С. 1–19.
120. Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд. АН СССР, М.–Л., 1939.
121. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение I. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002 а. № 3. С. 227–241.
122. Холодов В.Н. Грязевые вулканы; закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002 б. № 4. С. 339–358.
123. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002в. № 11. С. 47–58.
124. Шарданов А.Н., Малышек В.Г., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Труды Краснодарского филиала ВНИИ, вып.10, 1962.
125. Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. Киев: Наукова думка, 1992. 199 с.

126. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 148 с.
127. Шнюков Е.Ф., Фесюнов О.Е. Геология и генезис Баксинского железорудного месторождения (Керченский бассейн) // Литология и полезные ископаемые. 1965. №5.
128. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А., Кутний В.А., Гусаков И.Н., Трофимов В.В. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. И.: «ООО «ГлавМедиа» Краснодар. 2005 176 с.
129. Юдин В.В. Грязевой вулканизм в Горном Крыму // Доклады Академии Наук, 1995, Т.341, № 3, С. 395 – 398
130. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011, 336 с
131. Юдин В.В. Геология Крыма. Фотоатлас. Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2017, 170с.
132. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Тектоника Керченского полуострова и акваторий. В сб.: “Тектоника и полезные ископаемые Азово-Черноморского региона”. (М-лы междунар. конф.) Крым, Геолком Украины, НАНУ. КАН, АГЕО, 1999. С. 56–57.
133. Юханов И.С. Геология и вещественный состав керамзитового сырья Керченского полуострова // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата наук, Одесса, 1968.
134. Якубов А.А., Алиев А.А. Грязевые вулканы. М.: Знание, 1978. 56 с.
135. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А., Бабазаде А.Д., Велиев М.М., Гаджиев Я.А., Гусейнзаде И.Г., Кабулова А.Я., Кастрюлин Н.С., Матанов Ф.А., Мустафаев М.Г., Рахманов Р.Р., Сафарова О.Б., Сеидов А.Г. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. И.: «Элм» Баку. 1980 165 с.
136. Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. // Бюллетень МОИП. Отд. геол. М.:1973. Т.2 С.9–44.
137. Kaznacheev P. A., **Beloborodov D. E.**, Maibuk Z.-Y. Y., Matveev M.A., Afinogenova N.A. Laboratory possibility for revealing stages and conditions of high-temperature firing of mud breccia using acoustic emission // Seismic Instruments. Vol. 56, no. 4. 2020. P. 399–410.
138. Mazzini A., Etiope G. Mud volcanism: An updated review // Earth-Science Reviews. 2017, 168, С. 81–112
139. Presnov D.A., Likhodeev D.V., Zhostkov R.A., **Beloborodov D.E.** Different approaches in using surface waves data to image volcanoes structure on the example of Taman

- peninsula shelf // European Seismological Commission 36th General Assembly. Malta. 2018. P.530-531
140. Shnyukov, E., Yanko-Hombach, V. Mud Volcanoes of the Black Sea Region and their Environmental Significance Springer Nature Switzerland AG 2020. 512 p. DOI: 10.1007/978-3-030-40316-4.
141. Sokol E.V., Kokha S.N., Kozmenko O.A., Lavrushin V.Yu., Belogub E.V., Khvorov P.V., Kikvadze O.E. Boron in an onshore mud volcanic environment: Case study from the Kerch Peninsula, the Caucasus continental collision zone // *Chemical Geology* Vol.525 (2019) P.58–81.
142. Sydorenko, G., Stephenson, R., Yegorova, T., Starostenko, V., Tolkunov, A., Janik, T., Majdanski, M., Voitsitskiy, Z., Rusakov, O & Omelchenko, V. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile // *Geological Society London Special Publications*, 2016. P. 307-321 DOI: 10.1144/SP428.15
143. Tingay, M., Rudolph, M., Manga, M., Davies, R., Wang, C.-Y., 2015 – *in press*. Initiation of the Lusi Mudflow Disaster. *Nature Geosciences*.
144. Tingay, M., 2015. Initial pore pressures under the Lusi mud volcano, Indonesia. *Interpretation*, 3, SE33-SE49.

Описание шлифов сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области

1.1 Шлифы сопочной брекчии Керченского полуострова

Булганакское сопочное поле

Полимиктовая брекчия (Рис. 1шл).

60% от общей площади шлифа занимает глинистый сильно ожелезненный цемент с обломками (до 40%) размером менее 0,1 мм плагиоклаза, кварца, карбоната, глобулярного глауконита и рудного минерала.

Встречаются более крупные округлые обломки, до 0,8 мм, серицитизированного плагиоклаза (около 5%) и карбоната (около 2%).

Также присутствуют округлые рыжеватые обломки, размером до 1,5 мм, отличающиеся от цемента, по-видимому, более широким распространением окислов железа. Следы фауны.

Порода разбита неправильной сетью трещин, заполненных веществом, не поддающимся идентификации.

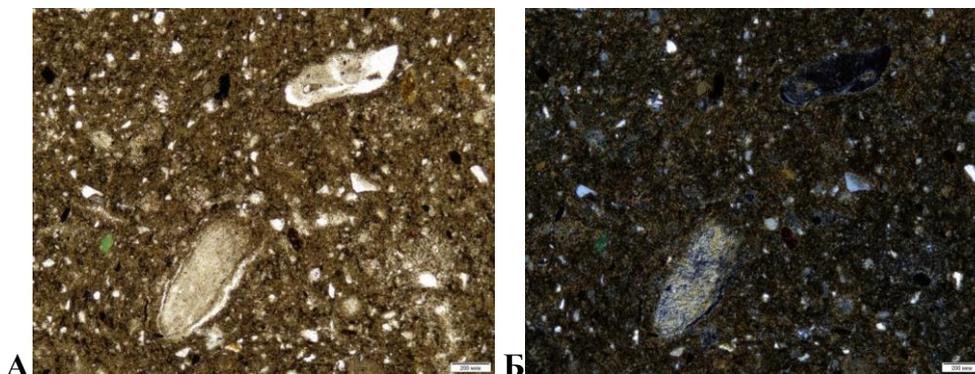


Рис. 1шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Джау-Тепе

Полимиктовая брекчия (Рис. 2шл).

Основную часть шлифа занимает глинистый сильно ожелезненный цемент с обломками (до 30–40%) размером менее 0,1 мм плагиоклаза, кварца, карбоната, глобулярного глауконита и рудного минерала.

Встречаются и более крупные обломки призматической формы (до 2,5 мм), алевролита (до 10–15%), который помимо основных породообразующих минералов включает в себя глобулярный глауконит. Также присутствуют крупные обломки плагиоклаза размером до 2 мм (5–10%), которые узнаются по призматической форме, по полосчатости (остаточной от

полисинтетических двойников), по картине сплошной серицитизации, выполненной не серицитом, а рыжими чешуйками глинистых минералов или/и окислов железа.

Примерно 10% от объема шлифа занимают округлые более железистые обломки, возможно, это следы фауны.

Встречаются крупные миндалины (5-10%) размером до 2 мм, выполненные изотропным неплеохроирующим материалом, по-видимому, эти миндалины заполнены карбонатом. Все обломки имеют одну ориентировку.

Порода разбита неправильной сетью трещин, заполненных веществом, не поддающимся идентификации.

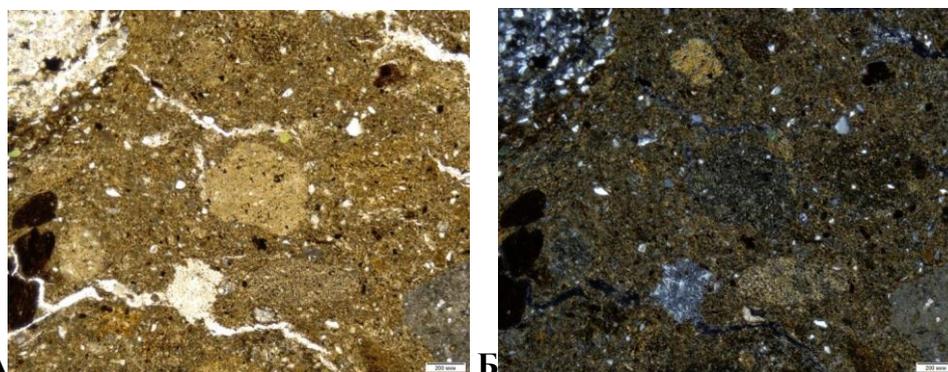


Рис. 2шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном никеле; Б – при двух николях.

Полимиктовая брекчия (Рис. 3шл).

Основную часть шлифа занимает глинистый сильно ожелезненный цемент с обломками (около 30-40%) размером менее 0,5 мм плагиоклаза, кварца, карбоната, глобулярного глауконита и рудного минерала.

Также встречаются более крупные обломки размером около 2 мм, представленные алевролитом (около 10%).

Помимо всего этого, наблюдаются обильные сростания (15-20%) какого-то бесцветного (при одном никеле) слюдистого минерала с низким двупреломлением, выраженном специфическими окрасками первого порядка, напоминающими сростания белых и серых, возможно, это хлорит.

Также встречаются крупные обломки размером до 0,5 мм карбоната (около 5%) призматической формы и рудного минерала (около 5%).

Порода осложнена большим количеством тонких червеобразных трещин, которые, по-видимому, являются следами фауны.

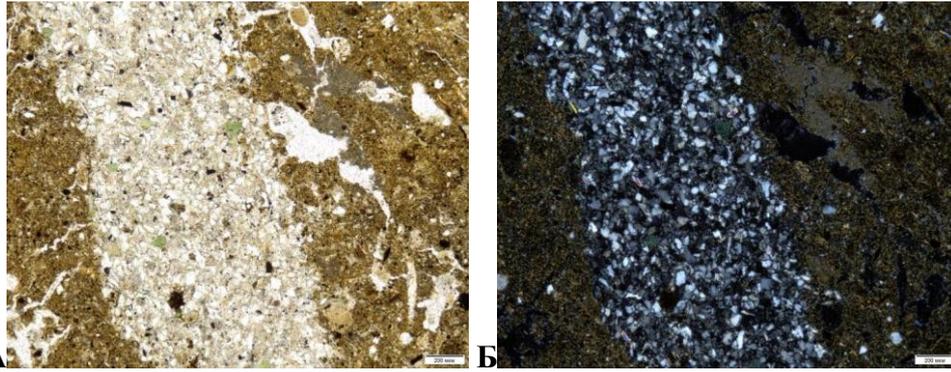


Рис. 3шл. Полимиктовая брекчия с крупными обломками алевролита и мономинеральной породы: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Мономиктовая брекчия – сидеритовая конкреция (Рис. 4шл).

Матрикс породы сложен глинисто-карбонатным ожелезненным изотропным цементом с мелкими обломками (меньше 0,05 мм) кварца, плагиоклаза, карбоната и мусковита. Также встречаются следы фауны в виде карбонатных образований каплевой формы, размером до 0,25 мм, возможно, брахиоподы. Помимо этого, в цементе выражены линзовидные или округлые образования ярко-рыжего цвета, сложенные карбонатом, которые также являются следами фауны.

По краям шлифа порода сильно ожелезнена. Это ожелезнение неравномерно распределено по границе шлифа в виде округлых обломков, более мелких скоплений или целых потоков.

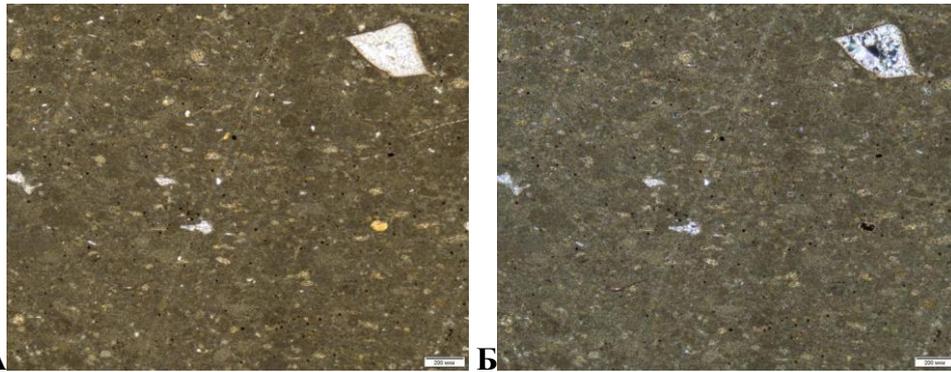


Рис. 4шл. Мономиктовая брекчия сильно ожелезненная: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Сильно ожелезненная карбонатная порода – сидеритовая конкреция (Рис. 5шл).

Шлиф можно условно разделить на три зоны:

1) массивная зона "чистого" карбонатного цемента с мелкими обломками кварца и плагиоклаза (до 0,05 мм).

2) слабо ожелезненная зона (скорее всего гематитизированная), где видны потоки железистого материала и поперечные крупные червеобразные трещины с аксиолитовой

структурой, выраженной ярко отличающейся от ядра каемкой скоплений ангидрита. Ядро выполнено не идентифицированным веществом низких интерференционных окрасок. Следы фауны или результат процессов деформации. Различаются мощные контакты с первой зоной (до 4 мм шириной), которые отличаются более высокой степенью железистости, образуя однонаправленные потоки, схожие с флюидальностью. Потоки имеют полосчатое строение, в виде переслаивания лейкократовых карбонатных слоев и окислов железа, прослеживаются вдоль горизонтальной оси шлифа, от одного края шлифа до другого.

3) более крупнообломочная зона вблизи контакта с сильно ожелезненным участком. Зона представлена карбонатным цементом с более крупными обломками плагиоклаза и кварца (до 0,1 мм). Вблизи контакта с "железистым" участком порода местами сильно ожелезнена, вплоть до наличия обособленных линзочек, выполненных окислами железа.

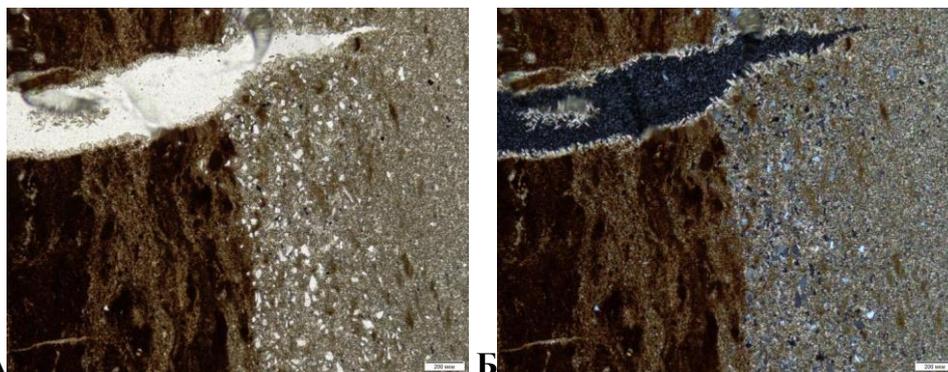


Рис. 5шл. Карбонатная порода с высокой степенью развития окислов железа: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Еникальское сопочное поле

Мономиктовая брекчия (Рис. бшл).

Порода сложена глинистым цементом с мелкими обломками (до 0,06 мм) кварца, плагиоклаза, мусковита, глобулярного глауконита и рудного минерала.

Цемент не имеет полных массивных срастаний, а находится в шлифе в виде отдельных разноформных и разноразмерных агрегатов, отделенных друг от друга эпоксидной смолой. Также в эпоксидной смоле на контакте с цементом встречаются довольно крупные следы (до 0,3 мм) фауны, по форме напоминающие лапки, заполненные карбонатом (фораминиферы), и призматические обломки зонального карбоната (до 0,5 мм) с изотропными участками на кайме (скорее всего, это карбонат, а изотропность связана с окрасками высших порядков), следы фауны.

Помимо этого, в цементе наблюдаются более железистые округлые конкреции, которые выделяются своей темно-коричневой окраской от общего цветового спектра цемента (светло-коричневого).

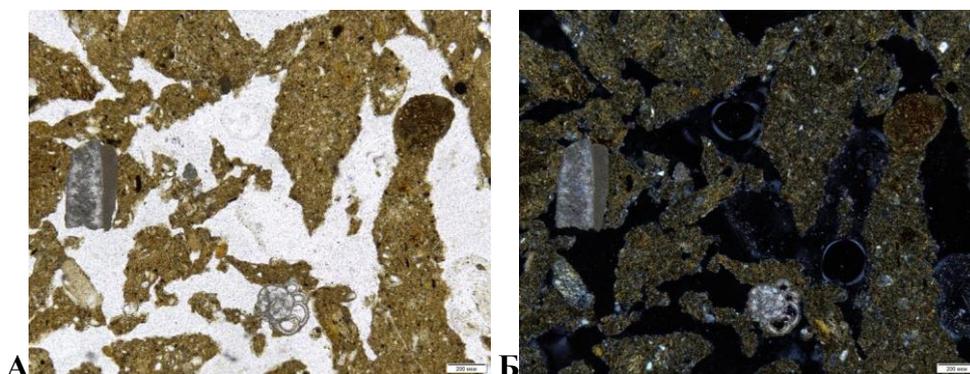


Рис. 6шл. Брекчия со следами фауны, фораминиферами: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Брекчия – гематит-сидеритовая конкреция (Рис. 7шл).

Порода сложена карбонатно-глинистым цементом с мелкими обломками около 50% (до 0,05 мм) кварца, плагиоклаза, глобулярного глауконита и мусковита. Также присутствуют более крупные (до 1 мм) сильно ожелезненные миндалины с прослойками бесцветного не идентифицированного вещества с низким рельефом и двупреломлением. У края шлифа отмечается сильное ожелезнение и гематитизация.

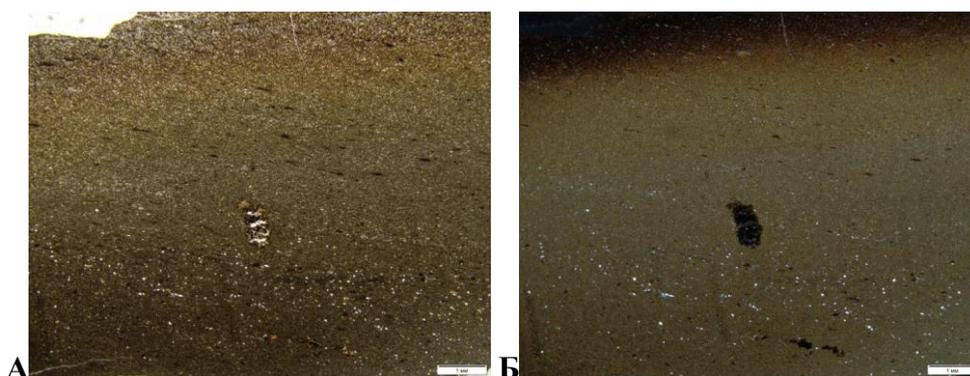


Рис. 7шл. Брекчия с сильно ожелезненной миндалиной: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Новосёловский

Полимиктовая брекчия (Рис. 8шл).

Порода сложена сильно ожелезненным глинистым цементом с мелкими обломками (до 0,03 мм) кварца, плагиоклаза, карбоната, глобулярного глауконита и рудного минерала. Также

встречаются и более крупные обломки этих же минералов, размером до 0,2 мм (около 10%). Помимо этого, в породе присутствуют миндалины карбоната, размером до 1 мм.

Порода разбита неправильной сетью трещин, заполненных веществом, не поддающимся идентификации.

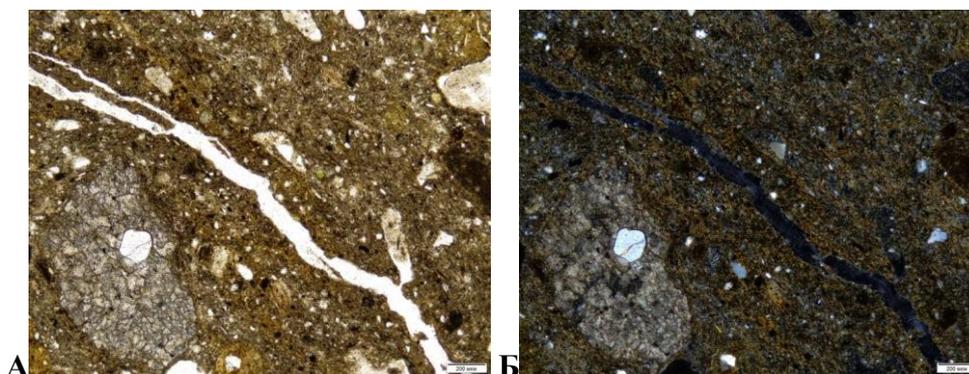


Рис. 8шл. Полимиктовая брекчия с миндалиной карбоната, в котором видно включение кварца: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Карбонатная порода – органогенно-детритовый известняк (Рис. 9шл).

Порода сложена карбонатно-глинистым ожелезненным цементом с мелкими редкими обломками кварца, размером около 0,020 мм (меньше 5%), и обособленными карбонатными прожилками (неожелезненными) до 0,07 мм шириной.

Порода пронизана жилой (до 12 мм толщиной), заполненной изотропным ожелезненным карбонатным веществом с миндалинами, размером до 4 мм, сложенными массивным ангидритом в ядре и радиально лучистыми, иногда остроугольными, вытянутыми призмочками ангидрита по краям, которые ориентированы своими горизонтальными осями к ядру миндалины. Для миндалин характерна аксиолитовая структура. Встречаются и элементы сферолитовой структуры в виде скоплений оолитов карбоната или ангидрита (возможно, онколиты).

На контакте жилы и ожелезненного карбонатного цемента выделяется тонкая обособленная зона (около 0,25 мм в ширину), сложенная чешуйками антигорита. Эта зона местами проникает в цемент в виде тонких ветвистых прожилков, тем самым нарушая окаймление.

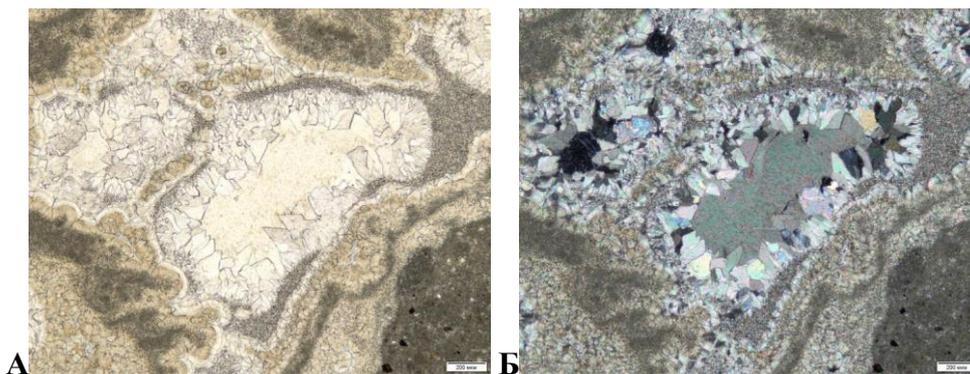


Рис. 9шл. Карбонатная порода с жилой, сложенной изотропным веществом, включающим миндалины антигоритового состава: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Сююрташский

Полимиктовая брекчия (Рис. 10шл).

Матрикс породы (60% от объема шлифа) представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными частицами глинистых минералов и/или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма). В матриксе обильны обломки кварца, плагиоклаза и рудного минерала, несортированные по размеру и неокатанные. Порода массивная: текстурирования породы в каком-либо одном направлении не наблюдается.

Также встречаются более крупные, до нескольких мм, обломки (около 30%), представленные плагиоклазами, которые узнаются по призматической форме, по полосчатости (остаточной от полисинтетических двойников), по картине сплошной серицитизации, выполненной не серицитом, а рыжими чешуйками глинистых минералов или/и окислов железа. Помимо этого, встречаются обломки алевролита с глинистым или/и железистым цементом.

Более мелкие обломки (меньше 1 мм) представлены кварцем и карбонатом, составляют приблизительно 10% от общей площади шлифа.

Порода разбита неправильной сетью трещин, заполненных слабоплеохроирующим веществом, не поддающимся идентификации.

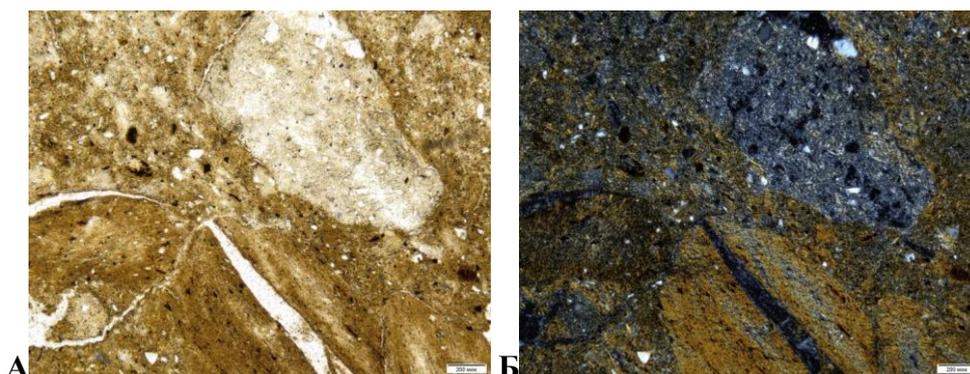


Рис. 10шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Карбонатно-глинистая порода – органогенно-детритовый известняк (Рис. 11шл).

Порода сложена карбонатно-глинистым ожелезненным цементом с мелкими редкими обломками плагиоклаза и кварца, размером около 0,025 мм.

Порода разбита толстыми жилами (до 9 мм) сферолитовой и аксиолитовой структур, заполненными карбонатом. Эти жилы представлены скоплениями оолитов, что характеризует их, как следы фауны (возможно, онколиты).

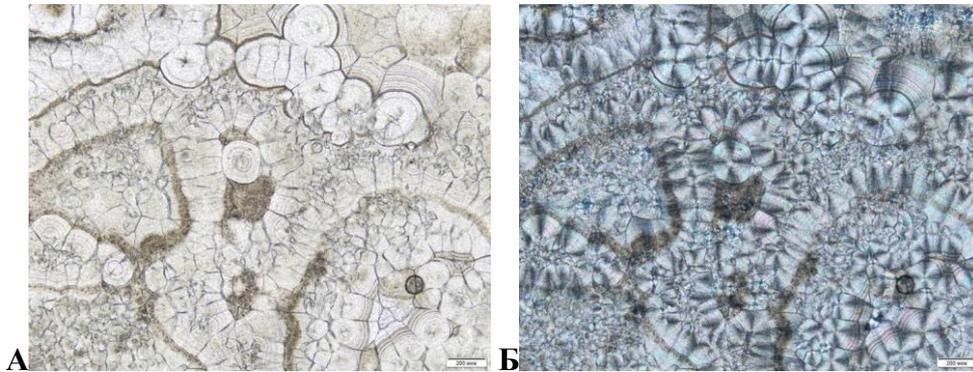


Рис. 11шл. Брекчия с большим количеством следов фауны, представленной скоплениями оолитов: А – при одном николе; Б – при двух николях.

1.2 Шлифы сопочной брекчии Таманского полуострова и Кавказа.

Грязевой вулкан Белый Хутор

Полимиктовая брекчия (Рис. 12шл).

Матрикс породы представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными чешуйками глинистых минералов и/или окислов железа. Рыжеватые частицы образуют хаотичные сетчатые структуры, крупные агрегаты одинаково гаснущих чешуек или сплошные рыжие пятна. Последние две разновидности имеют призматический или таблитчатый габитус и могут быть приняты за обломки в количестве примерно 40%.

В матриксе встречаются единичные мелкие (меньше 0,1 мм) остроугольные обломки кварца и полевых шпатов (меньше 5%).

Цемент в шлифе разбит тонкими безминеральными (эпоксидная смола) или заполненными слабоплеохроирующим неидентифицируемым веществом прожилками и трещинами.

Присутствует большой процент рудного минерала в матриксе в виде округлых агрегатов или их скоплений размером до 0,5 мм и в виде тонких вытянутых призмочек, часто окаймляющих безминеральные прожилки.

Глинистые или железистые рыжие чешуйки покрывают изотропный фон матрицы очень неравномерно.

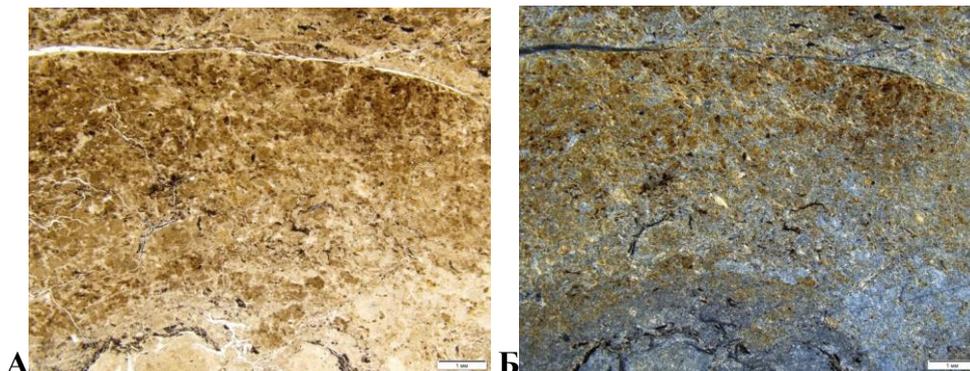


Рис. 12шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Мономиктовая брекчия (Рис. 13шл).

Матрикс породы представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными частицами глинистых минералов или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма). Эти рыжеватые частицы образуют хаотичные сетчатые структуры, крупные агрегаты одинаково гаснущих чешуек или сплошные рыжие пятна. Последние две разновидности имеют призматический или таблитчатый габитус и могут быть

приняты за обломки в количестве примерно 50%. Также наблюдаются редкие чешуйки мусковита (доли процента). Порода хаотична и разбита трещинами.

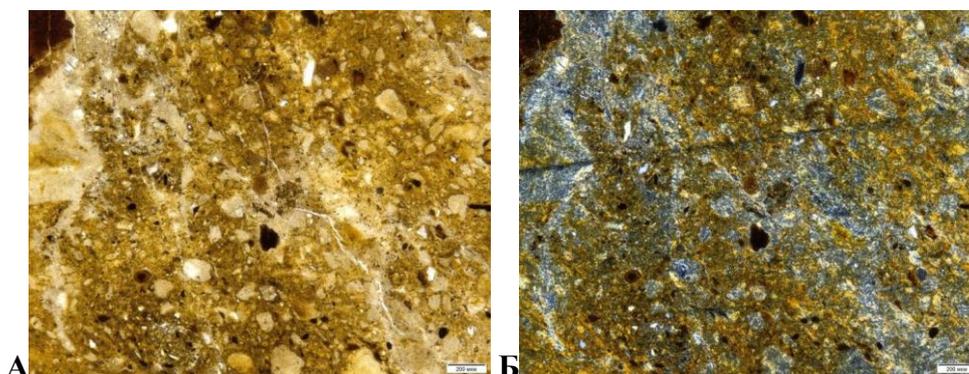


Рис. 13шл. Мономиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Шуго

Полимиктовая брекчия (Рис. 14шл).

30% от общей площади шлифа занимает глинистый и сильно ожелезненный цемент с обломками (до 40%) размером менее 0,1 мм плагиоклаза, кварца, карбоната, глобулярного глауконита и рудного минерала.

Встречаются и более крупные обломки (до 1 мм). Это обломки алевролита (до 5%) (несортированной мелкозернистой кварц-плагиоклазовой породы с не окатанными обломками), который помимо основных породообразующих минералов включает в себя глобулярный глауконит с характерными аномальными интерференционными окрасками. Также присутствуют обломки плагиоклаза (до 5%), замещенного эпитактическим серицитом, карбоната (до 3%), кварца (до 2%) и рудного минерала (до 5%). Обломки не сортированы, не окатанны и грубо ориентированы вдоль вертикальной оси шлифа.

В шлифе наблюдаются крупные зональные овалы (до 5%), которые являются следами фауны.

Примерно 20% от объема шлифа занимают округлые зональные миндалины, выполненные глинистым цементом.

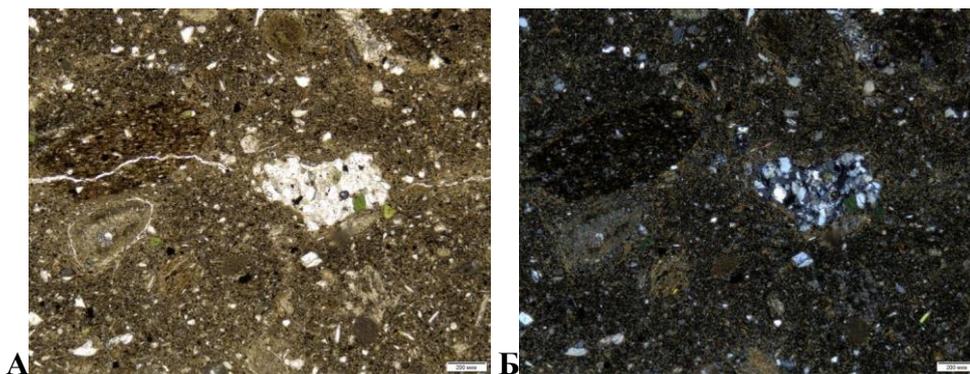


Рис. 14шл. Полимиктовая брекчия с глинистым цементом. Видны обломки алевролита (в центре) с зеленым глобулярным глауконитом и миндалины, выполненные цементом: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Полимиктовая брекчия (Рис. 15шл).

Порода сложена неокатанными обломками, размером около 0,1 мм, кварца (20%), плагиоклаза (10%), глобулярного глауконита (15%), мусковита (5%), гематита и рудного минерала (меньше 5%), сцементированными карбонатным цементом с высоким содержанием изотропных выделений, цемент частично сложен девитрифицированным стеклом.

Карбонат часто представлен в виде скоплений оолитов (до 30%), размером до 0,1 мм.

В целом, порода равнозернистая и массивная. Из общей размерности выпадают только крупные округлые агрегаты рудного минерала, размером до 0,4 мм (около 10%).

Девитрифицированное стекло также встречается в виде крупных округлых выделений, размером до 0,6 мм (15–20%), иногда такие образования имеют включения оолитов карбоната.

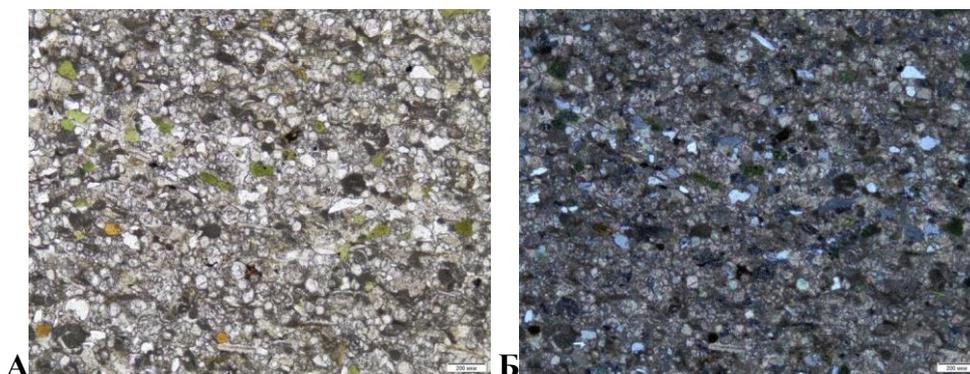


Рис. 15шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Мандельштайн в карбонатном цементе (Рис. 16шл).

Порода состоит из изотропного цемента, который не гаснет при вращении столика микроскопа в скрещенных николях. Такой эффект возникает при очень высоком двупреломлении, например, как у карбонатов. Преобладают округлые включения, возможно, следы выделяющихся газов (10%) и листовидные чешуйки до 10%, которые не имеют погасания, как и цемент. Помимо этого, наблюдается протяженно-ветвистое образование похожее на измененный порфирокласт или следы течения (5% от общей площади шлифа).

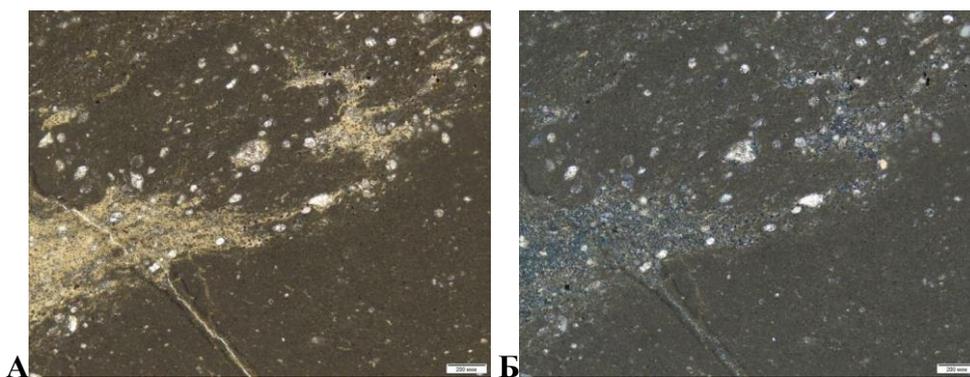


Рис. 16шл. Мандельштайн. Изотропный цемент карбонатный с различными включениями: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Карбонатная порода с секущими ее жилами, сложенными ангидритом – известняк (Рис. 17шл).

Порода состоит из изотропного цемента, который не гаснет при вращении столика микроскопа в скрещенных николях. Такое бывает при очень высоком двупреломлении, например, как у карбонатов. Цемент с мелкими округлыми обломками (меньше 0,05 мм) кварца, карбоната и плагиоклаза, разбит жилками, заполненными ангидритом. Продольные жилки толщиной до 1 мм секут весь шлиф от края до края, возможно, это результат деформационных процессов, которые претерпела порода. Также наблюдаются более мелкие ветвистые поперечные прожилки и один довольно мощный продольный ветвистый прожилок, все они, по-видимому, заполнены карбонатом, но имеют аксиолитовую структуру, выраженную в каемке, которая резко отличается от вещества ядра, сложенного карбонатом. Помимо этого, отчетливо проявлена продольная зона от края до края шлифа шириной до 0,1 мм, в которой концентрируются обломки кварца, плагиоклаза и карбоната.

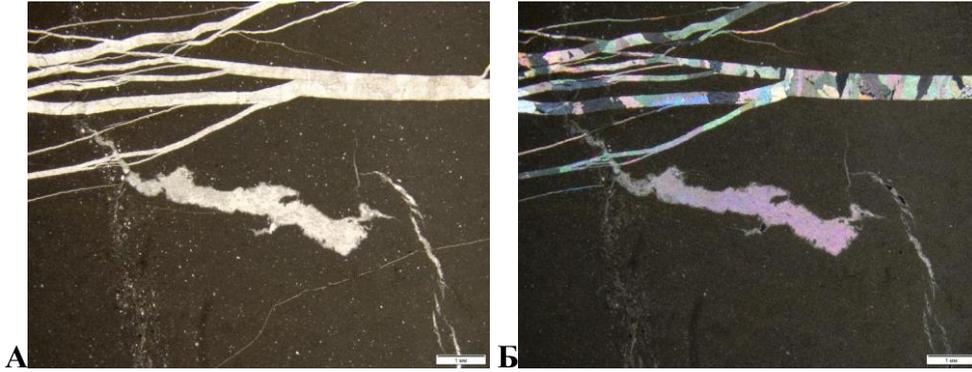


Рис. 17шл. Карбонатная порода с продольными жилами и поперечными ветвистыми жилками: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Гора Гнилая

Полимиктовая брекчия (Рис. 18шл).

Матрикс породы (90% от общего объема шлифа) представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными чешуйками глинистых минералов и/или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма).

В матриксе встречаются мелкие, в доли мм, остроугольные обломки кварца, плагиоклаза, микроклина, алевролита (около 10% в совокупности).

Присутствуют червеобразные ожелезненные следы фауны.

Глинистые или железистые рыжие чешуйки покрывают изотропный фон матрицы очень неравномерно, так что иногда возникают сплошные потоки или чешуйки, ориентированные в одном направлении. Это придает породе тонко-полосчатую текстуру. Порода рассечена ортогональной системой трещин, заполненных слабоплеохроирующим веществом, не поддающимся идентификации.

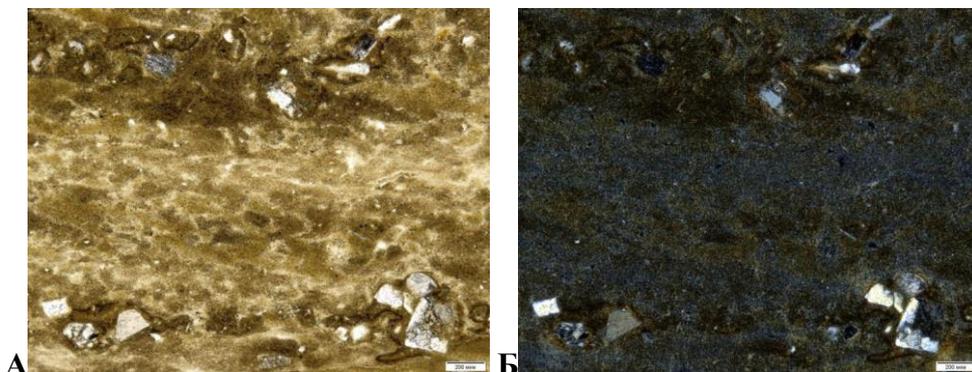


Рис. 18шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Гладковский

Мономиктовая брекчия (Рис. 19шл).

Большую часть шлифа занимает глинистый цемент с мелкими обломками (до 0,05 мм) кварца, плагиоклаза, мусковита и глобулярного глауконита (в совокупности около 30–40%). Также в шлифе присутствуют отдельные участки с большим количеством обломков (в виде скоплений) бесцветных минералов в сравнении с основной частью шлифа.

Встречаются червеобразные или линзовидные более рыжеватые участки, окаймленные обломками бесцветных минералов, по-видимому, это ожелезненные остатки какой-то фауны с одинаковой ориентировкой.

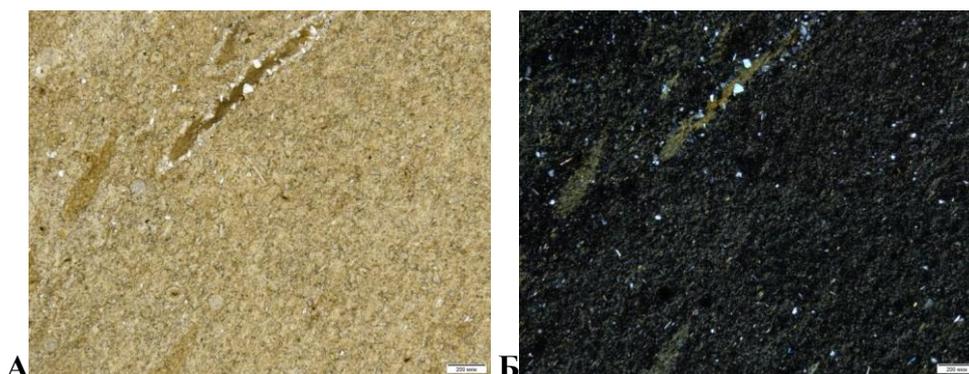


Рис. 19шл. Мономиктовая брекчия со следами фауны: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Ахтанизовский

Полимиктовая брекчия на контакте с более крупнообломочной брекчией (Рис. 20шл).

Матрикс породы представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными частицами глинистых минералов и/или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма). В матриксе обильны обломки кварца, плагиоклаза и мусковита, размером менее 0,2 мм (в совокупности около 30–40%). Порода массивная: текстурирования породы в каком-либо одном направлении не наблюдается.

Также встречаются более крупные, до 2 мм, округлые обломки, представленные карбонатом.

На краю шлифа виден контакт с более крупнообломочной породой, которая имеет цемент аналогичный породе в основной части шлифа, но с большим количеством обломков бесцветных минералов (около 60%) – кварц, полевые шпаты, мусковит. Обломки остроугольной призматической формы.

Порода разбита неправильной сетью трещин, заполненных веществом, не поддающимся идентификации.

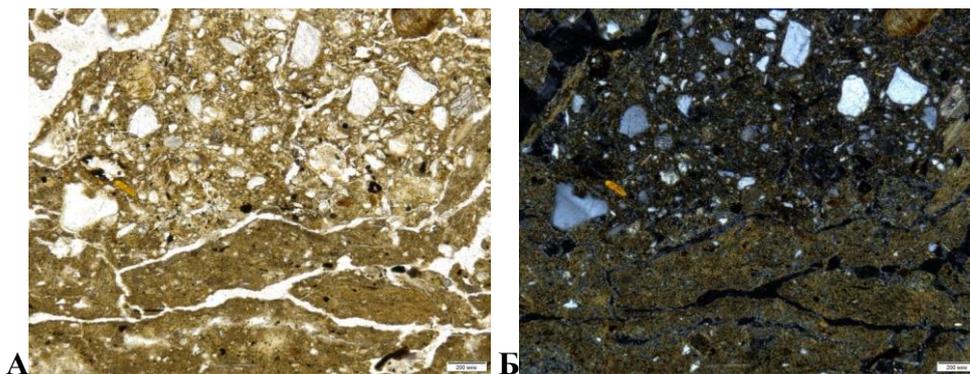


Рис. 20шл. Полимиктовая брекчия с мелкими обломками бесцветных минералов на контакте с крупнообломочной брекчией: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Разнокольский

Брекчеподобная порода (Рис. 21шл).

90% площади шлифа занимает изотропный глинистый сильно ожелезненный цемент. В цементе встречается до 10% мелких обломков (доли мм) кварца и полевых шпатов.

Порода разбита неправильной сетью продольных и поперечных трещин, заполненных веществом, не поддающимся идентификации.

Наблюдается массовое развитие окислов железа, ориентированных вдоль трещин.

Порода имеет флюидальную текстуру.

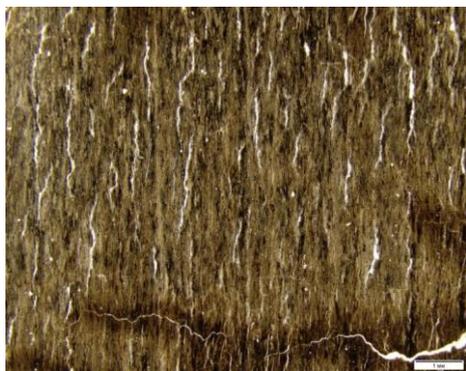


Рис. 21шл. Порода, состоящая преимущественно из глинистого цемента с большим количеством продольных и поперечных трещин (при одном николе).

Мономиктовая брекчия – глинистый известняк (Рис. 22шл).

Порода сложена карбонатно-глинистым ожелезненным цементом с редкими мелкими обломками (около 5%) полевых шпатов, кварца и глобулярного глауконита. Очень широко распространен рудный минерал (до 40% от общей площади шлифа) в виде скоплений мелких (меньше 0,025 мм в диаметре) обломков.

Видны следы фауны в виде округлых образований с утонченными остроугольными краевыми частями, вероятно, брахиоподы. Помимо этого, породу секут многочисленные жилки, заполненные карбонатом, что является следами фауны.



Рис. 22шл. Брекчия, сложенная карбонатно-глинистым цементом со следами фауны: А, Б – при одном николе; В – при двух николях.

Грязевой вулкан Бугазский

Полимиктовая брекчия (Рис. 23шл).

Матрикс породы представляет собой изотропную массу, проросшую рыжеватыми дисперсными чешуйками глинистых минералов и/или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма), разбитую червеобразными прожилками – следы фауны.

В матриксе встречается большое количество мелких, в целом, разноразмерных, но до 0,05 мм обломков кварца, плагиоклаза, рудного минерала, мусковита и глобулярного глауконита. Также прослеживаются редкие скопления агрегатов карбоната.

Помимо этого, в породе присутствуют крупные обломки (до 1,3 мм) алевролита идиоморфной призматической формы, в состав которого входят, помимо кварца и полевых шпатов, глобулярный глауконит и белые слюды. Также встречаются алевролиты, претерпевшие сильные вторичные изменения, в виде процессов гематитизации или ожелезнения.

В скрещенных николях обособлено выделяются менее ожелезненные участки цемента, близкие к контакту с прожилками, заполненными не идентифицированным веществом или эпоксидной смолой, а в некоторых местах образующие даже какие-то подобия жил, которые хорошо проявлены при скрещенных николях.

Отдельно выделяются крупные миндалины (размером около 0,05–0,1 мм), сложенные рудным минералом с большим количеством мелких скоплений обломков кварца, плагиоклаза и глобулярного глауконита. Помимо таких образований, присутствуют и "массивные" округлые или призматические агрегаты рудного минерала, размером до 1,2 мм.

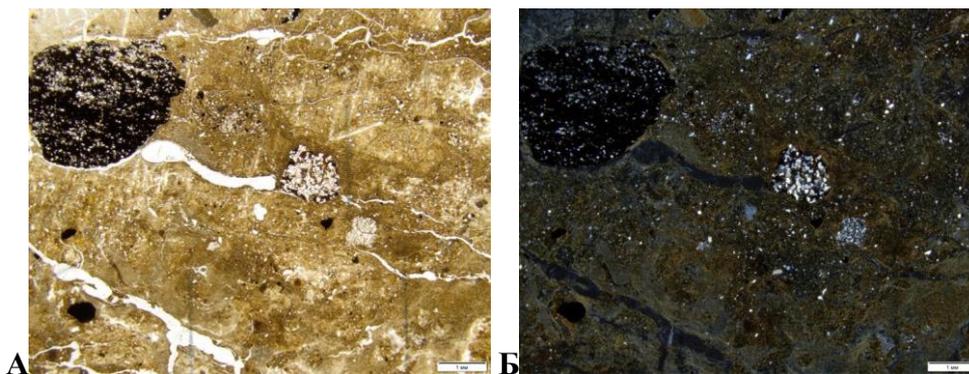


Рис. 23шл. Полимиктовая брекчия, разбитая червеобразными прожилками. Помимо крупных обломков алевролита и рудного минерала, встречаются миндалины, сложенные рудным минералом с большим количеством обломков светлоцветных минералов: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Семизгорский

Полимиктовая брекчия (Рис. 24шл).

Матрикс породы (80% от общего объема шлифа) представляет собой изотропную массу, проросшую дисперсными чешуйками глинистых минералов и/или окислов железа (с низким двупреломлением, но без плеохроизма).

В матриксе присутствуют мелкие обломки (до 0,1 мм) кварца, плагиоклаза, рудного минерала и карбоната, около 30% от общего объема шлифа. Также встречаются оолиты, выполненные карбонатом, размером до 0,1 мм, следы фауны.

Глинистые или железистые рыжие чешуйки покрывают изотропный фон матрицы очень неравномерно, так что иногда возникают сплошные потоки или чешуйки, ориентированные в одном направлении. Это придает породе тонко-полосчатую однонаправленную текстуру. Также отчетливо выделяется некоторая однонаправленность всего глинистого потока.

Встречаются бесцветные образования, сложенные, по-видимому, карбонатом и мелкими обломками кварца, полевых шпатов и слюд. Эти агрегаты, размером до 2 мм и более, имеют железистую или глинистую оторочку при слабо ожелезненном ядре.

Помимо всего этого, в породе присутствуют гипидиоморфные призматические обломки бесцветного минерала с весьма совершенной спайностью, средним рельефом и низкими интерференционными окрасками. Минерал, возможно, хлорит.

Порода разбита сетью трещин, ориентированных в направлении глинистого потока. Трещины заполнены веществом, не поддающимся идентификации, по-видимому результат деформационных процессов.

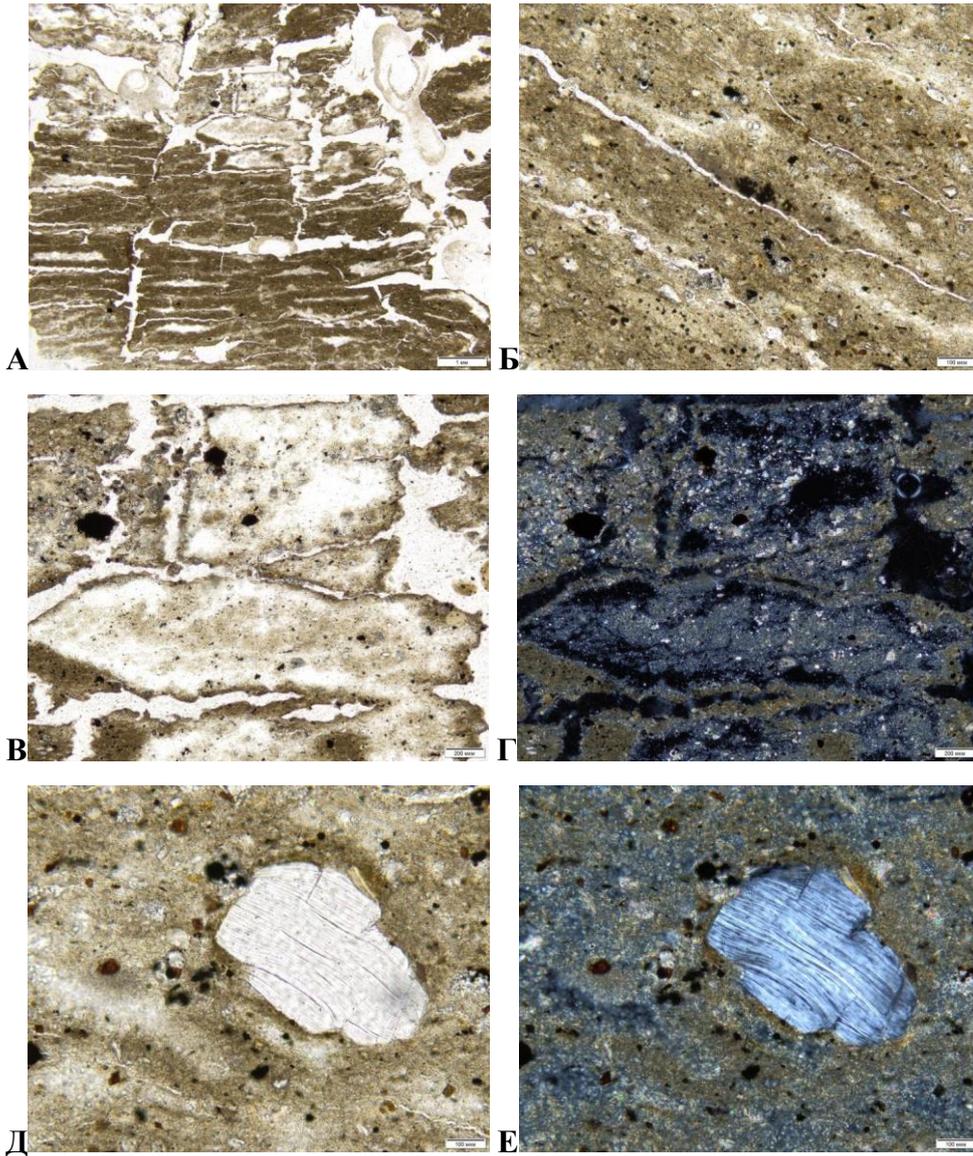


Рис. 24шл. Полимиктовая брекчия с крупными слабо ожелезненными агрегатами (В, Г) и специфическим бесцветным минералом с весьма совершенной спайностью (Д, Е) (хлорит?): А, Б, В, Д – при одном николе; Г, Е – при двух николях.

Мономиктовая брекчия – алевроитовый песчаник (Рис. 25шл).

Порода сложена карбонатным цементом с редкими обломками кварца (около 5%) и глобулярного глауконита (около 10%), размером до 0,05 мм. Местами цемент напоминает срастания округлых карбонатных обломков. В породе ярко выражены следы фауны в виде округлых сильно ожелезненных миндалин, размером менее 0,1 мм.

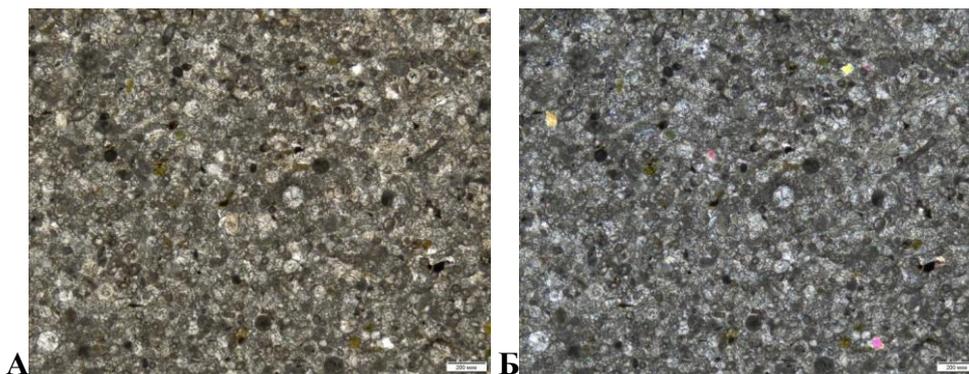


Рис. 25шл. Брекчия с карбонатным цементом (алевритовый песчаник): А – при одном николе; Б – при двух николях.

Грязевой вулкан Карabetова Гора

Полимиктовая брекчия (Рис. 26шл).

Порода сложена изотропным глинистым ожелезненным цементом с мелкими обломками (до 0,2 мм) кварца, плагиоклаза, глобулярного глауконита, мусковита, карбоната и рудного минерала. Бóльшую часть шлифа занимают обломки кварца, плагиоклаза и рудного минерала, тогда как на обломки глобулярного глауконита, мусковита и карбоната отводится в совокупности лишь 10%.

Также в шлифе присутствуют крупные призматические обломки алевролита, размером до 1,5 мм (около 15%), и обломки (около 10%), представленные плагиоклазами, которые узнаются по полосчатости (остаточной от полисинтетических двойников), по картине сплошной серицитизации, выполненной не серицитом, а рыжими чешуйками глинистых минералов или/и окислов железа.

Помимо этого, встречаются изотропные округлые агрегаты (около 10%), размером около 2 мм, – девитрифицированное стекло.

Все обломки имеют общую ориентировку, что наиболее четко прослеживается по более крупным обломкам плагиоклаза и алевролита.

Порода разбита неправильной сетью трещин, заполненных веществом, не поддающимся идентификации.

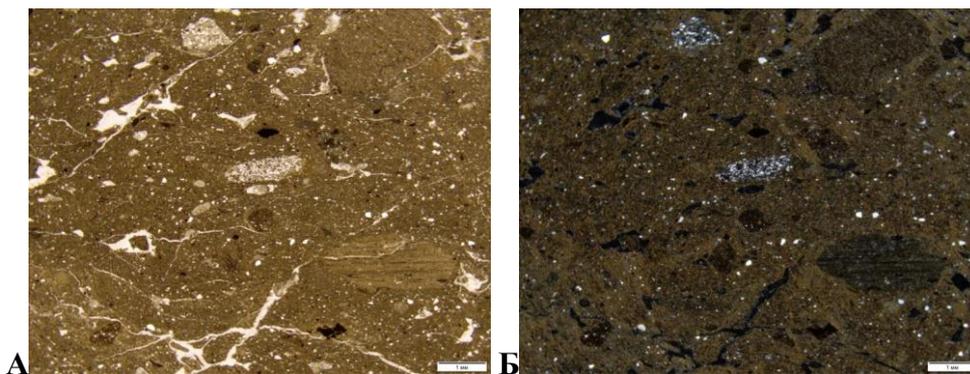


Рис. 26шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Полимиктовая брекчия (Рис. 26шл).

Основную часть шлифа занимает глинистый сильно ожелезненный цемент с обломками (около 40%) размером менее 0,5 мм плагиоклаза, кварца, карбоната, глобулярного глауконита и рудного минерала. Рудный минерал широко распространен в породе в виде округлых обломков и занимает примерно 5-10% от общей площади шлифа.

Также встречаются крупные обломки, больше 0,5 мм, плагиоклаза призматической формы (около 20%), полностью замещенного глинистыми минералами, алевролита (5-10%) и карбоната (5-10%) в виде округлых или линзовидных образований.

Наблюдаются изотропные сильно ожелезненные округлые или червеобразные следы какой-то фауны.

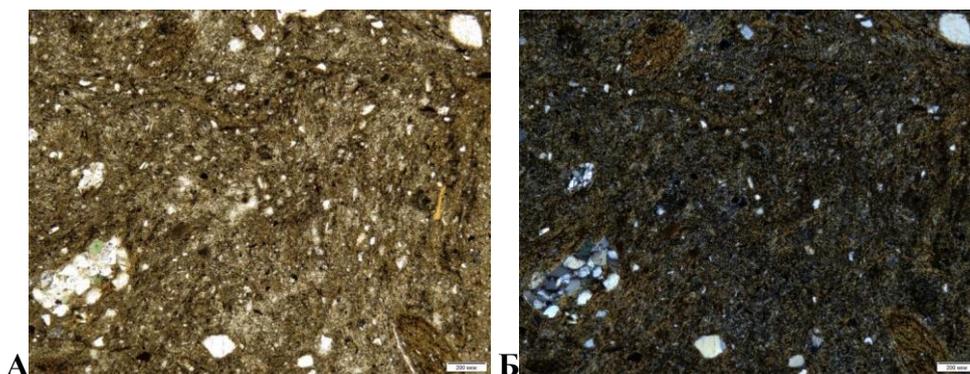


Рис. 27шл. Полимиктовая брекчия: А – при одном николе; Б – при двух николях.

Описание шлифов термически изменённой сопочной брекчии

Сопочная брекчия, перед нагревом. Булганакское сопочное поле.

Полимиктовая брекчия (Рис. 27шл).

Порода состоит из вкрапленников кварца, плагиоклаза, мусковита, рудного минерала, обломков тех же минералов, карбоната и девитрифицированного стекла, которые сцементированы, предположительно, гидроокислами железа и глинистыми минералами: гидрослюдами и, возможно, разнообразными смешаннослойными минералами. Цемент коричневого, зеленовато-коричневого цвета.

Текстура неоднородная: преобладает флюидальная, при которой минеральные зерна одинаково ориентированы, местами массивная, миндалекаменная. Структура обломочная с соотношением цемента и обломков 2:1 и гетерозернистая: минеральные зерна обособлены в две группы с разницей размеров 1-2 порядка, а промежуточные значения не характерны. Отмечены участки порфировой структуры с идиоморфными вкрапленниками, характерными для вулканических пород.

Вкрапленники и обломки: кварц - 40-45%, плагиоклаз-30-35%, девитрифицированное стекло - 10%, рудный минерал – 5-10%, мусковит - 5%, карбонат - 5%.

Кварц в виде ксеноморфных или округлых зерен, размером от 10 до 50 мкм.

Плагиоклаз двух генераций, одна из которых представлена идиоморфными таблитчатыми кристаллами или овоидами размером до 300-350 мкм, полностью замещенными серицитом и гидрослюдистыми минералами. Вторая генерация представляет собой мелкие таблички, размером до 20-30 мкм, которые не подверглись существенным вторичным изменениям.

Мусковит в виде мелких чешуек, размером до 20 мкм, всего около 5% в шлифе.

Девитрифицированное стекло в обломках, размером до 250 мкм.

Карбонат, заполняющий миндалины, размером до 200 мкм.

Рудный минерал призматической формы, размером до 20 мкм.

Видны следы фауны.

Точного мнения относительно исходного происхождения породы не составлено. Видны различные признаки вулканогенных и осадочных пород. Признаки вулканогенных пород: неоднородное распределение минеральных зерен, наличие в породе девитрифицированного стекла и крупных идиоморфных табличек плагиоклаза. Признаки осадочных пород: обломочная

структура, наличие следов фауны, чешуйки мусковита, цемент, который составляют минералы группы гидрослюд и смешаннослойных минералов.

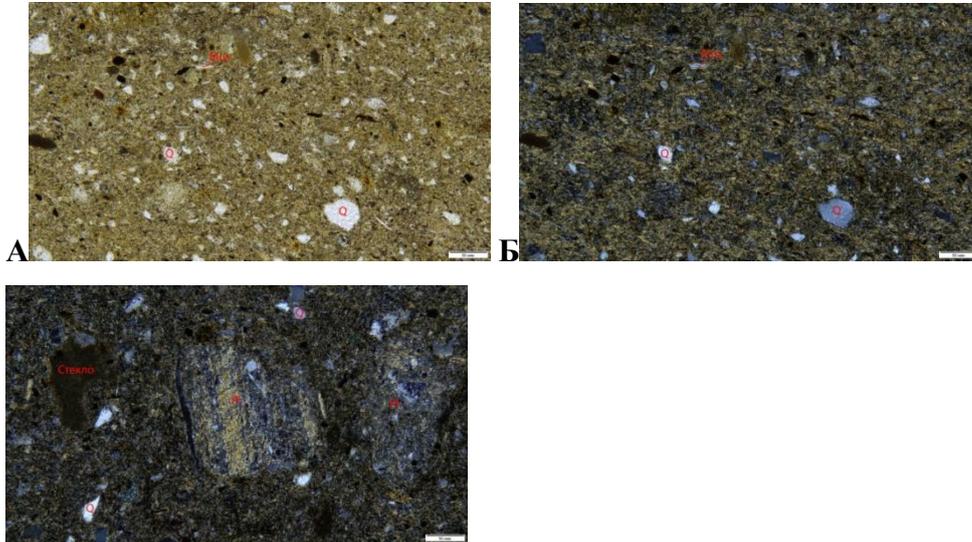


Рис. 28шл. Основная масса шлифа: А – николи параллельны, Б, В – николи скрещены; В – Вкрапленники серицитизированного плагиоклаза и девитрифицированного стекла в основной массе.

Сопочная брекчия, после нагрева до 650 °С (Рис. 29шл).

Минеральный состав вкрапленников и обломков аналогичен минеральному составу шлифа сопочной брекчии до нагрева за редким исключением – карбонат отсутствует, возможно, из-за ухода CO_2 от нагрева образца. Основные же изменения произошли в цементе породы.

Шлиф можно разделить на три зоны: центральную – зону основных изменений (серого цвета), переходную (с бордовым оттенком) и краевую – зону наименьших изменений (рыжего цвета).

В центральной зоне цемент стал серого цвета при одном николе и полностью изотропным при скрещенных николях, глинистые минералы исчезли, заметно увеличилось содержание рудного минерала. Это результат деструктуризации и аморфизации глинистых минералов. Вкрапленники, за исключением карбоната, не претерпели изменений.

В переходной зоне еще видны редкие реликты гидрослюд и смешаннослойных минералов, которые отчетливо выделяются при скрещенных николях, однако основная часть зоны изотропна и имеет, при скрещенных николях, бордовый оттенок – результат окислительных реакций.

Краевая зона наименее изменена, здесь сохранились все минералы матрицы первичной породы и вкрапленников, но произошли окислительные реакции, гематитизация.

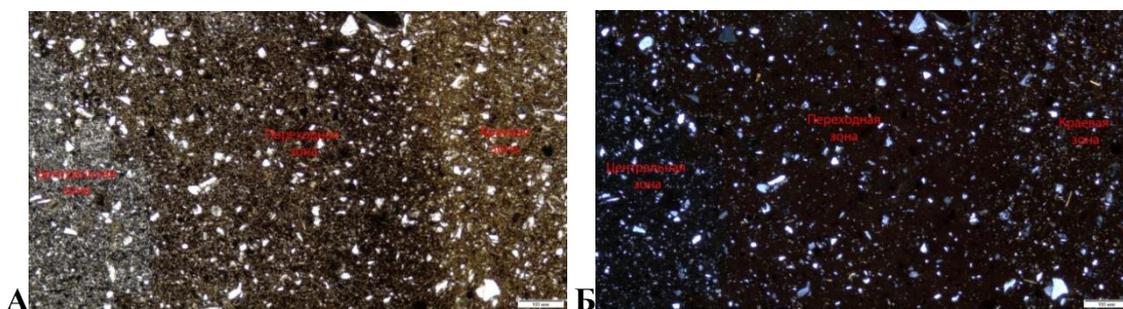


Рис. 29шл. Все три зоны шлифа. Центральная – зона основных изменений, краевая – зона наименьших изменений: А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Нагревание 400 °С (Рис. 30шл). Сопочная брекчия, источник грязевой вулкан Шууго.

Полимиктовая брекчия.

Порода изначально подвержена сильным вторичным изменениям.

Состоит из вкрапленников кварца, плагиоклаза, пумпеллиита, карбоната, мусковита, алевролита, рудного минерала и обломков этих же минералов, которые сцементированы глинистыми минералами (гидрослюдами и, возможно, разнообразными смешаннослойными минералами) и гидроокислами железа. Цемент светло-коричневого цвета с низкими интерференционными окрасками – до желтой 1 порядка. Также встречаются фрагменты девитрифицированного стекла.

Текстура неоднородная: преобладает массивная, миндалекаменная, местами флюидальная, при которой минеральные зерна ориентированы одинаково. Структура обломочная с соотношением цемента и обломков 2:1, гетерозернистая. Присутствуют участки с идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза, алевролита и карбоната.

Кварц в виде ксеноморфных или округлых зерен, около 5–10%, размером до 40 мкм.

Плагиоклаз двух генераций, одна (около 20%) – в виде крупных идиоморфных таблитчатых кристаллов или овоидов размером до 1000 мкм, полностью замещенных серицитом или гидрослюдистыми минералами. Вторая генерация (5–10%) – мелкие идиоморфные таблитчатые кристаллы размером до 500 мкм без существенных вторичных изменений. Мусковит в виде мелких чешуек размером до 100 мкм, менее 5%.

Обломков алевролита в шлифе около 5%, размером около 600 мкм.

Карбонат слагает миндалины размером до 600 мкм (около 10%) (следы фауны).

В шлифе широко развит гематит с его характерным красноватым оттенком, который, по-видимому, замещает карбонат в миндалинах – концентрируется вокруг карбонатных обломков фауны, замещая их.

В целом гематит широко развит по всему шлифу в виде мелких обломков (около 20 мкм) и в виде обособленных минеральных агрегатов призматической формы.

Также в породе широко распространен другой рудный минерал округлых и/или призматических форм в виде мелких обломков до 30 мкм или более крупных выделений до 400 мкм. По рудному минералу развивается гематит, это вполне типично для магнетита.

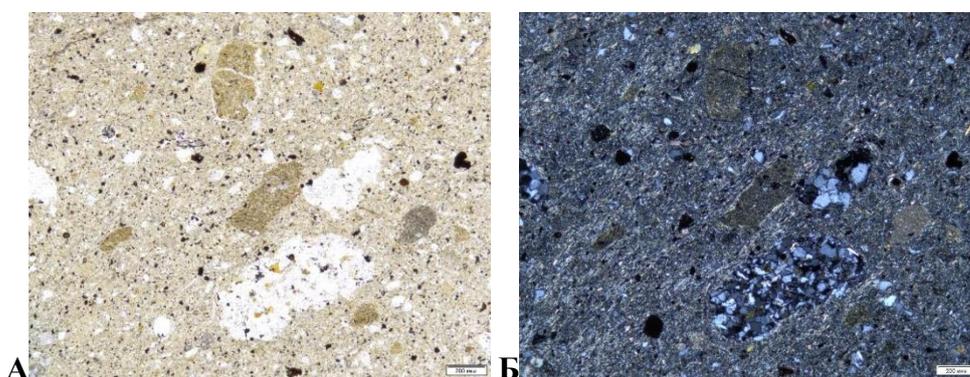


Рис. 30шл. Брекчия. Вкрапленники алевролита и замещенного плагиоклаза: А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Нагревание 650°C (Рис. 31шл). Сопочная брекчия, источник грязевой вулкан Шуго.

Более рыжеватая окраска цемента (при одном николе), что связано, по-видимому, с началом амортизации глинистых минералов и более интенсивным замещением гидроокислами железа, в том числе, гематитизацией.

На этом этапе пропадает "чистый" карбонат, который аморфизируется и замещается глинистым цементом. Это особенно заметно по карбонату, выполняющему фауну.

Плагиоклазы первой генерации претерпевают еще более интенсивные вторичные изменения, чем в образце на этапе 400°C. Другие минералы в обломках не претерпели существенных изменений.

Пумпеллиит полностью замещается железистыми минералами и приобретает темно-коричневый оттенок, сохраняя при этом свою специфическую "творожную" интерференционную окраску.

По кайме миндалин карбоната (следы фауны) более интенсивно проявлен процесс аморфизации, на что указывает появление тонкой изотропной каемки, тогда как ядро

миндалины еще сохраняет интерференционные окраски первого порядка и "минеральную структуру".

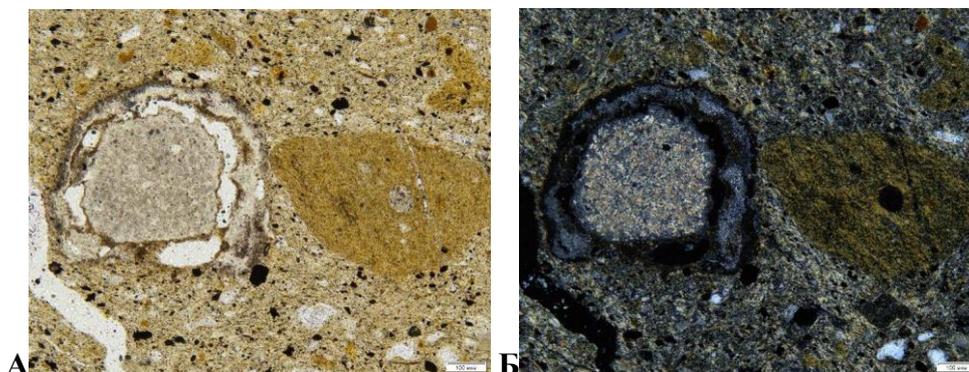


Рис. 31шл. Карбонат замещается глинистым цементом и аморфизуется: А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Нагревание 1000°C (Рис. 32шл). Сопочная брекчия, источник грязевой вулкан Шууго.

Цемент стал темно-серого цвета при одном николе и полностью изотропным при скрещенных николях, но местами с бордовым оттенком – индикатор окислительных реакций. Такое изменение цемента – результат деструктуризации и аморфизации глинистых минералов. Помимо этого, в цементе иногда встречаются редкие реликты гидрослюд.

Некоторые миндалины практически полностью замещены железистыми минералами, но встречаются миндалины, по которым развивается серый изотропный цемент. Происходит аморфизация карбоната.

Большое количество вкрапленников полевых шпатов приобрели низкие интерференционные окраски, вплоть до полностью изотропных, что может быть результатом аморфизации полевых шпатов.

Все другие вкрапленники (алевролита, кварца и плагиоклаза другого состава) не претерпели существенных изменений.

Пумпеллит полностью замещен железистыми минералами и теряет свою "творожную" интерференционную окраску, становясь полностью изотропным.

Заметно увеличилось содержание рудного минерала – гематита.

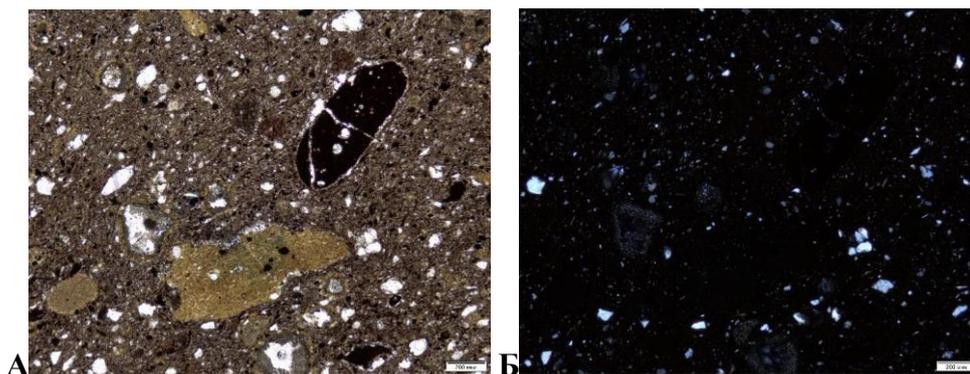


Рис. 32шл. Некоторые миндалины практически полностью замещены железистыми минералами. Заметно увеличилось содержание рудного минерала: А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Нагревание 1100°C (Рис. 33шл). Сопочная брекчия, источник грязевой вулкан Шуго.

Цемент более темных окрасок, темно-серого цвета, местами до черного. Сохраняется слабый бордовый оттенок при скрещенных николях.

Глинистые минералы полностью исчезли; еще больше увеличилось содержание рудного минерала.

Вкрапленники алевролита, кварца и плагиоклаза второй генерации не претерпели существенных изменений, как и обломки этих минералов и пород.

Миндалины "бывшего" карбоната (следы фауны) более интенсивно подвержены вторичным изменениям. Причем кайма этих миндалин стала слагаться веществом зеленоватого оттенка, а само ядро миндалины бесцветное и полностью изотропное (при скрещенных николях), между ядром и каймой четко выделяется мономинеральная зона, сложенная бесцветными (при одном николе) минералами с интерференционной окраской – желтая первого порядка (реликты глинистых минералов). Зеленое вещество изотропно и широко распространено по всему шлифу в виде каемки миндалин. Часто встречаются миндалины, в которых ядро сложено изотропным веществом (аморфизация), это тоже миндалины карбоната или плагиоклаза.

В целом, для шлифа характерна округлость всех обломков и сглаженность углов, что может быть следствием подплавления минеральных зерен, а в некоторых случаях и замещения их веществом зеленого цвета. Так, даже рудный минерал приобрел форму овоидов, а его более крупные выделения сложены специфическими "глазками" бесцветных минералов практически полностью изотропных (рудный замещает карбонат/кальцит или плагиоклаз, а глазки – реликты этих минералов).

Тем не менее, мелкие обломки кварца и плагиоклаза сохраняют свою остроугольную (для ксеноморфных кристаллов кварца) и/или призматическую форму, выделяясь на фоне крупных миндалин и округлых обломков

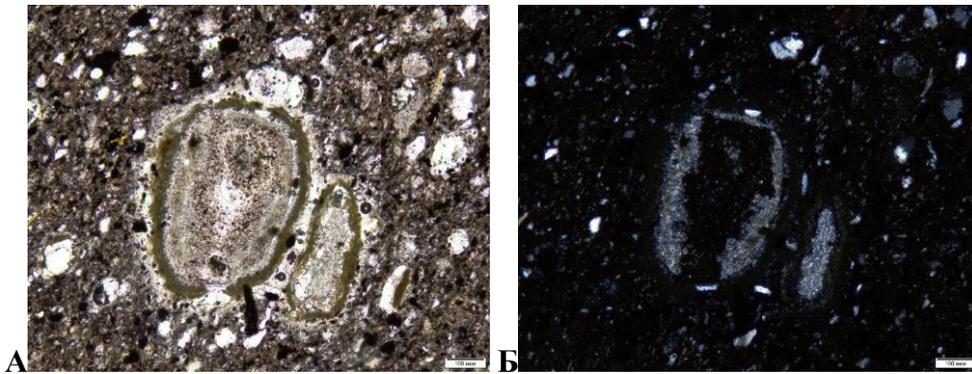
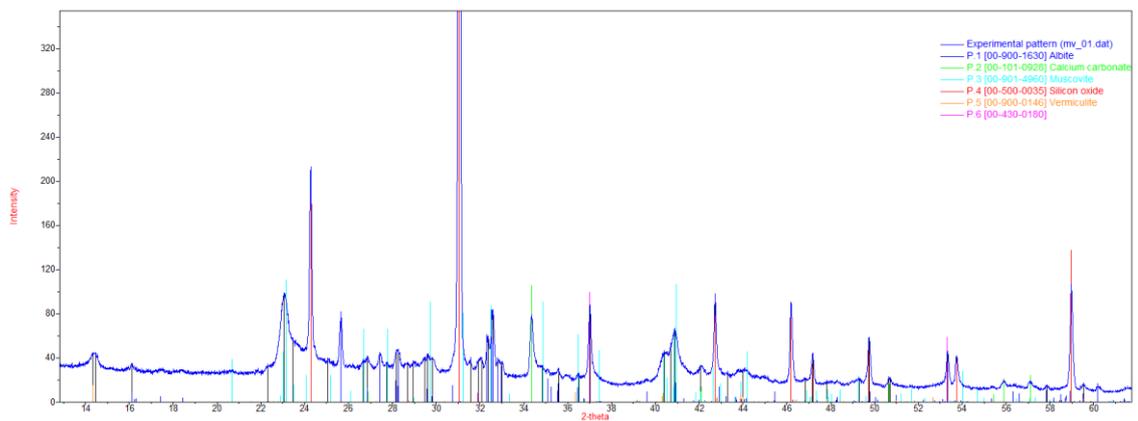
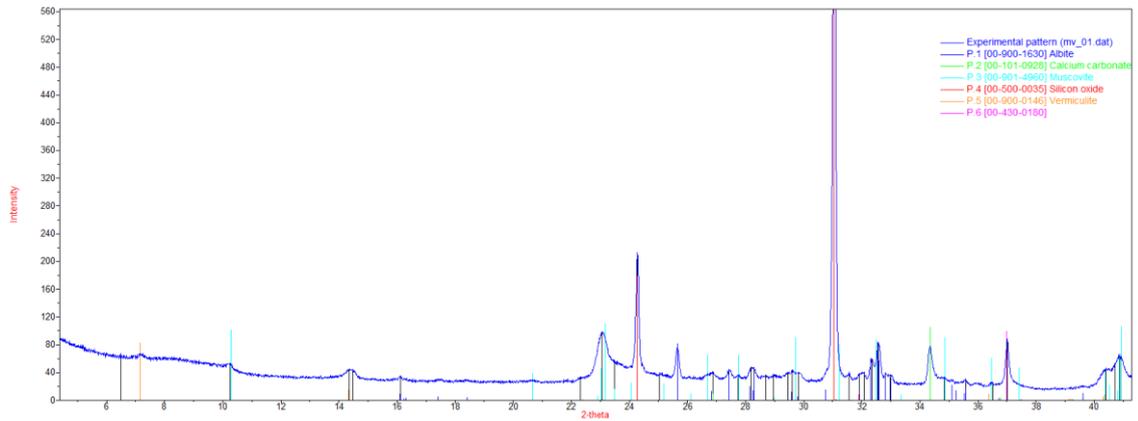
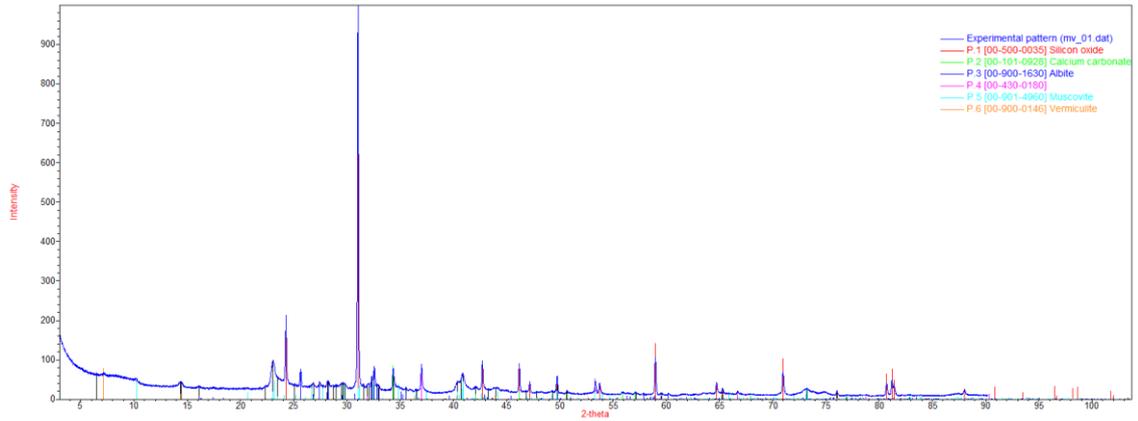


Рис. 33шл. Кайма миндалин карбоната сложена зеленым веществом, а ядро бесцветными минералами: А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Результаты рентгенодифракционного анализа сопочных брекчий Керченско-Таманской грязевулканической области.

Грязевой вулкан Гора Гнилая (вулкан Гефест)

Экспериментальные спектры



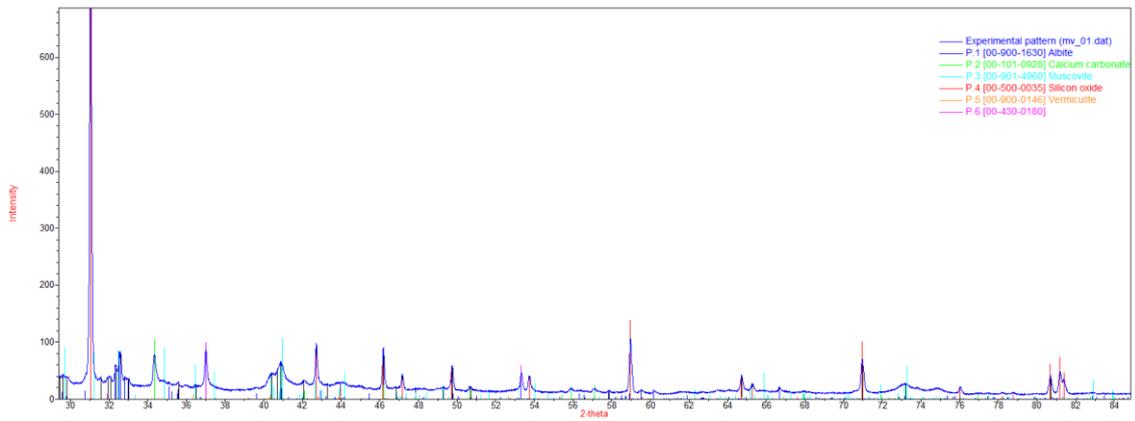
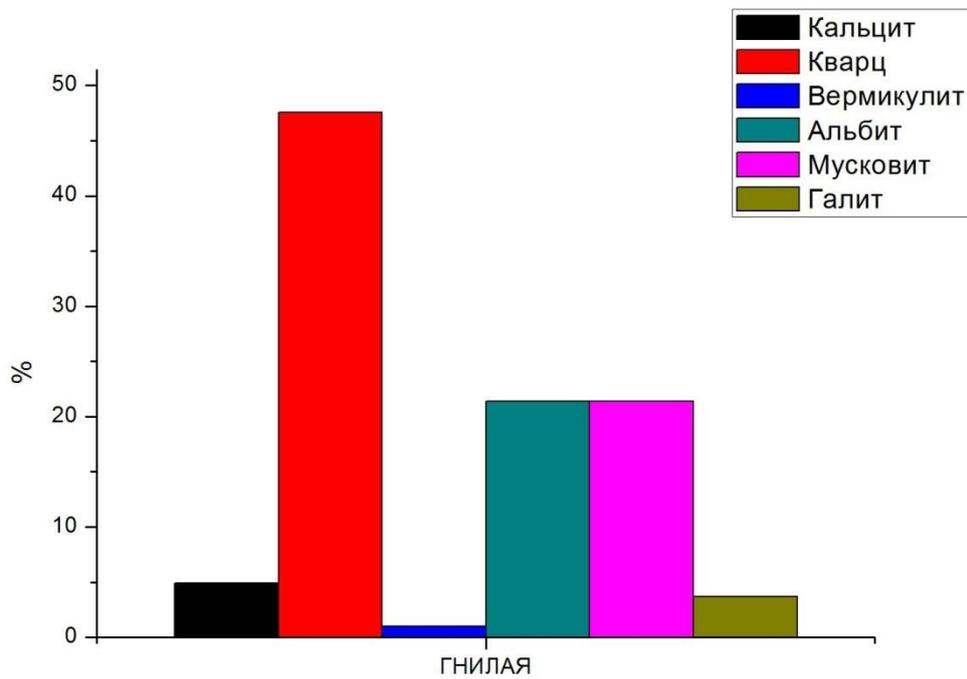
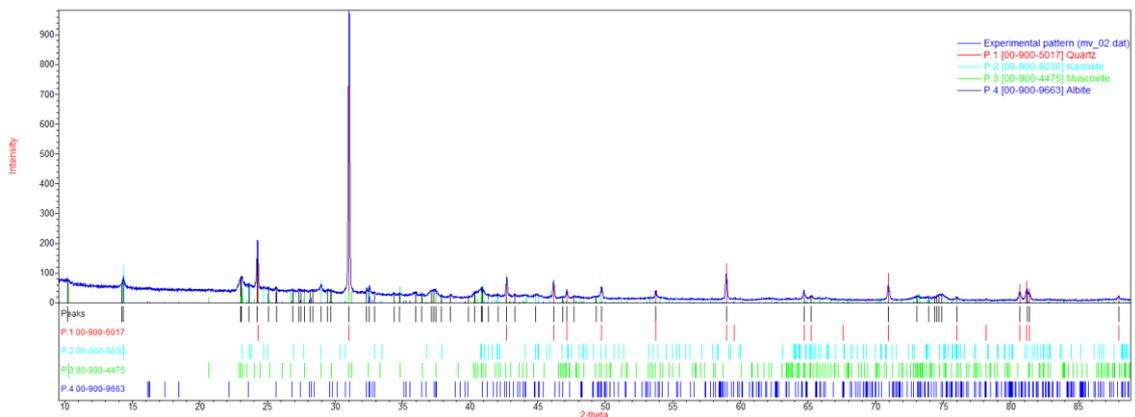


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Гора Карабетова (сопочное поле выброса 1982 года)

Экспериментальные спектры



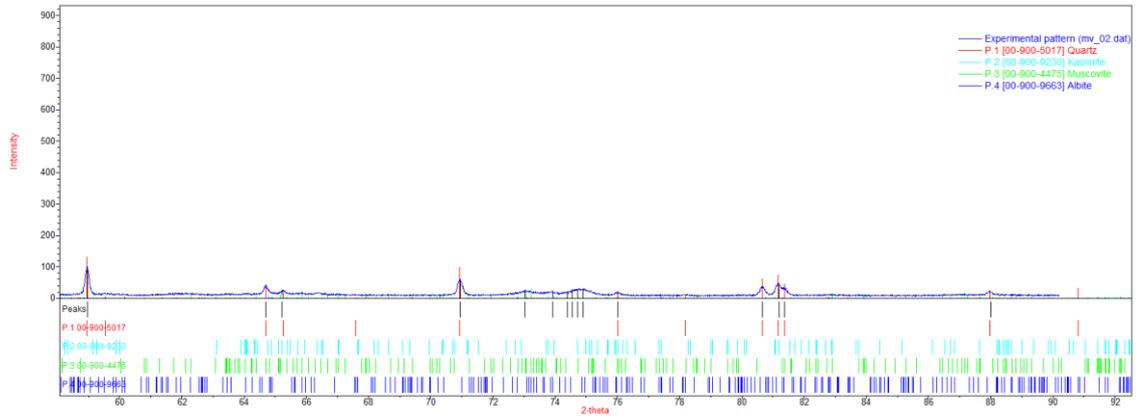
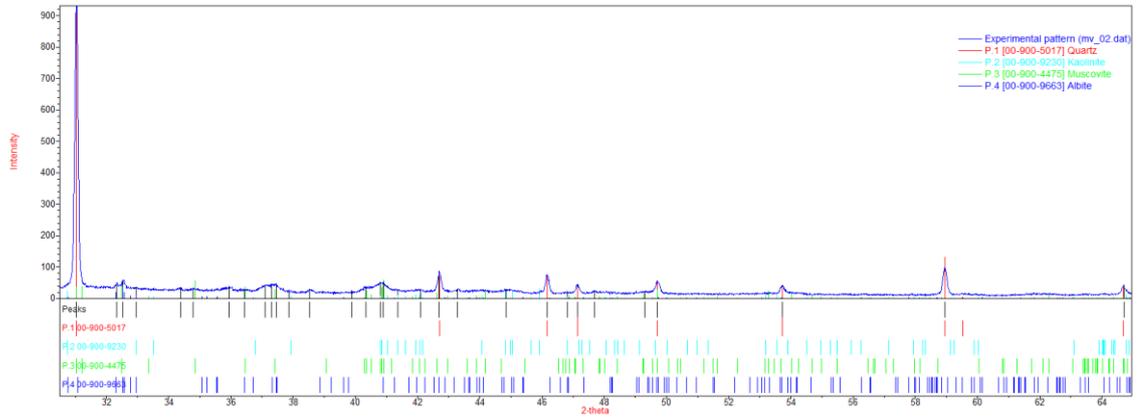
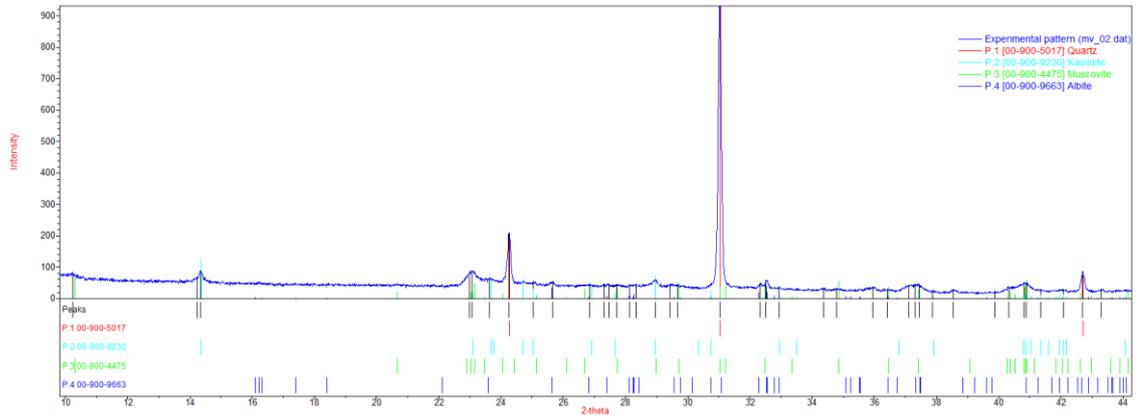
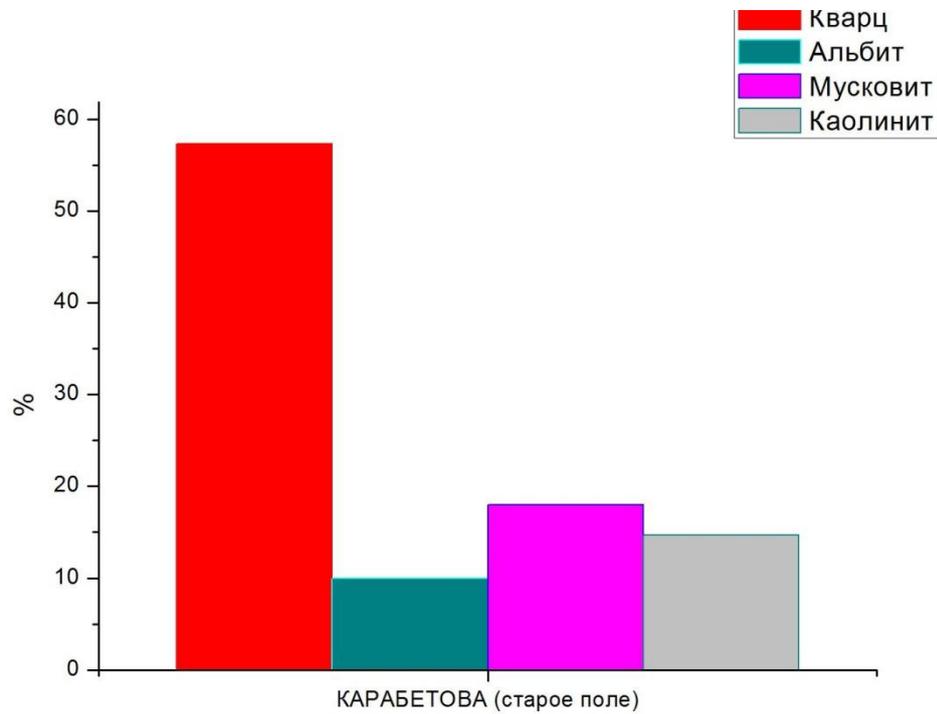
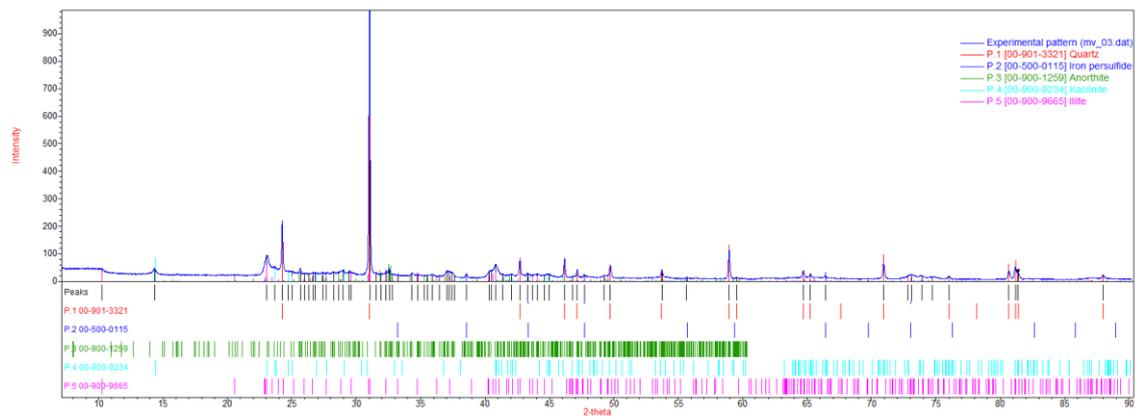


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Гора Карабетова (сопочное поле выброса 2005 года)

Экспериментальные спектры



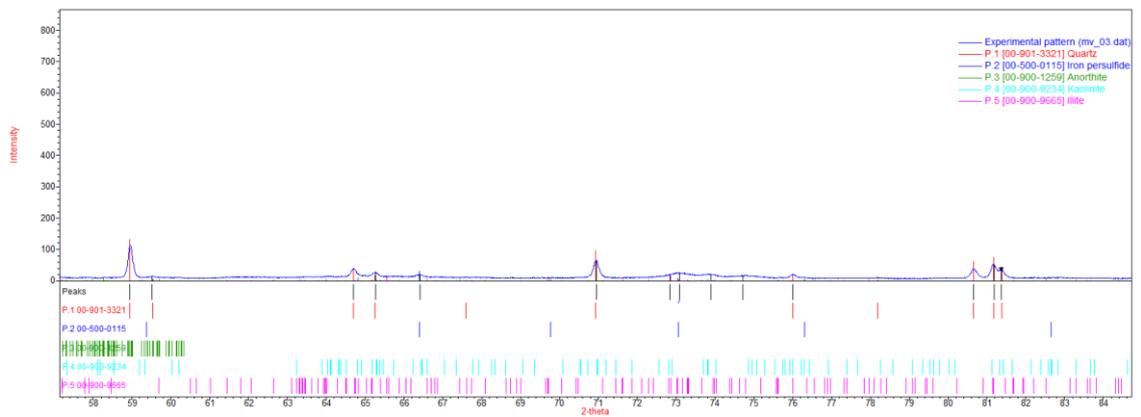
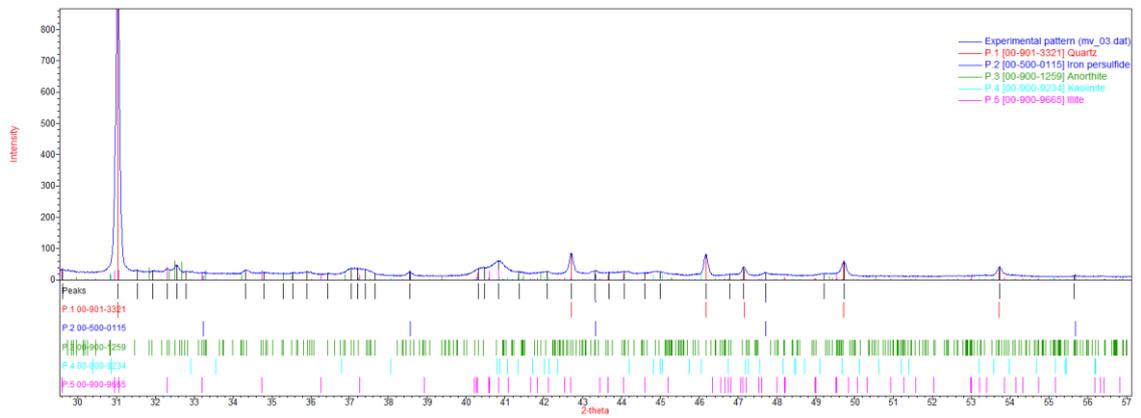
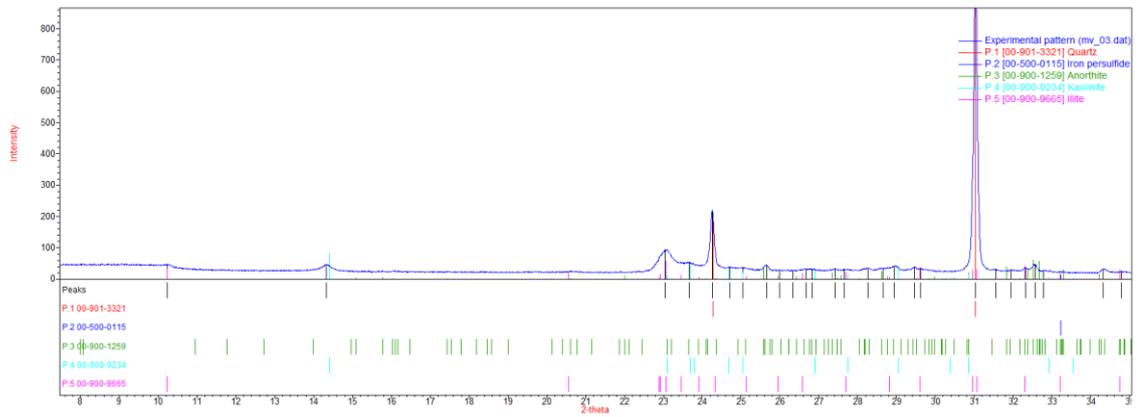
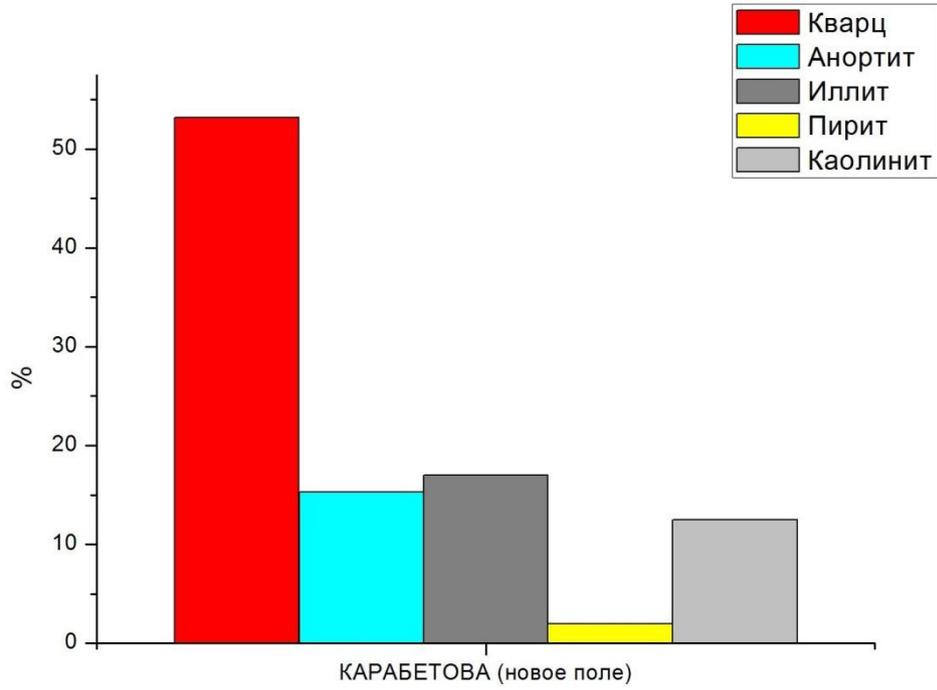
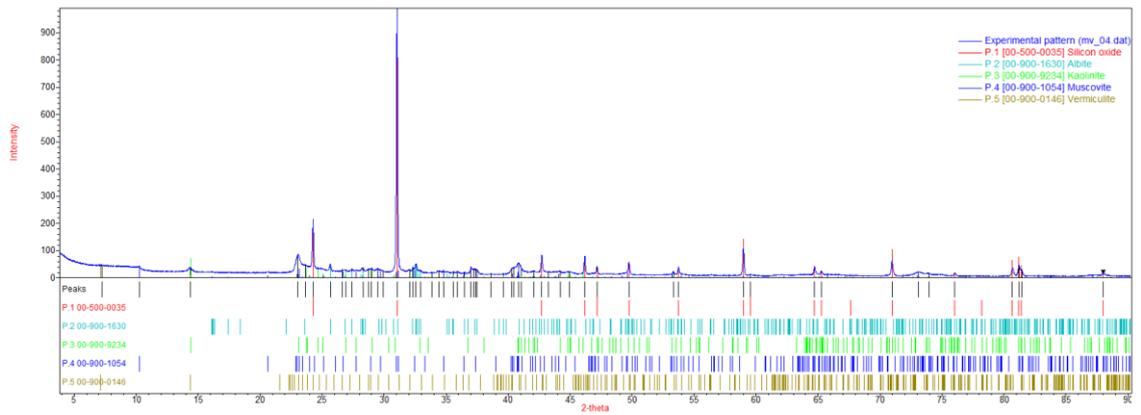


Диаграмма минералогического состава



Булганакское сопочное поле (сопка Андрусова)

Экспериментальные спектры



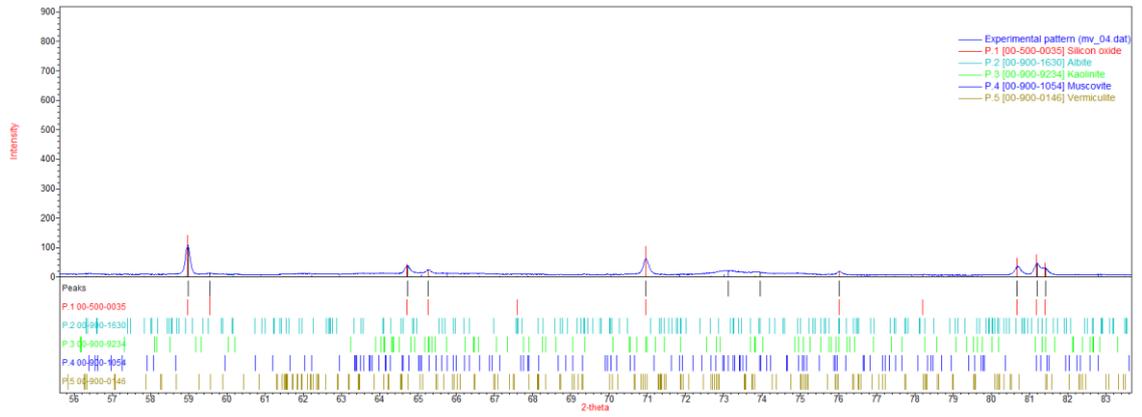
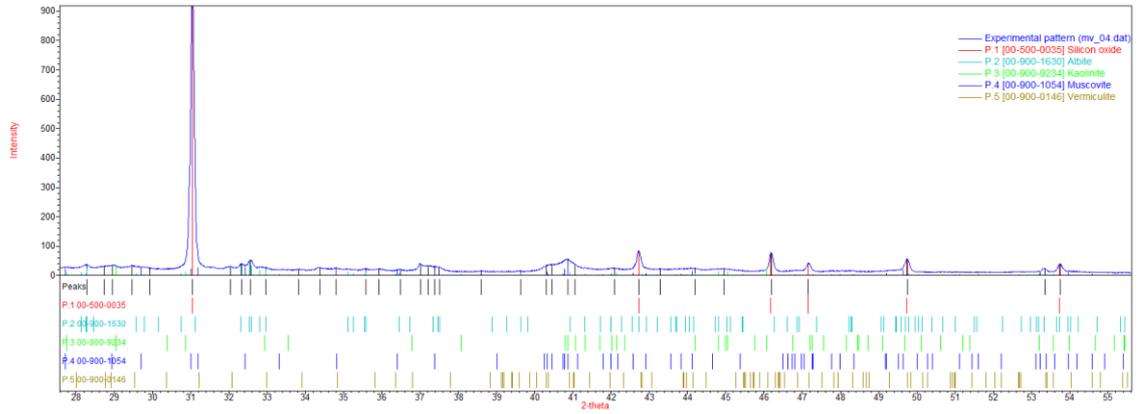
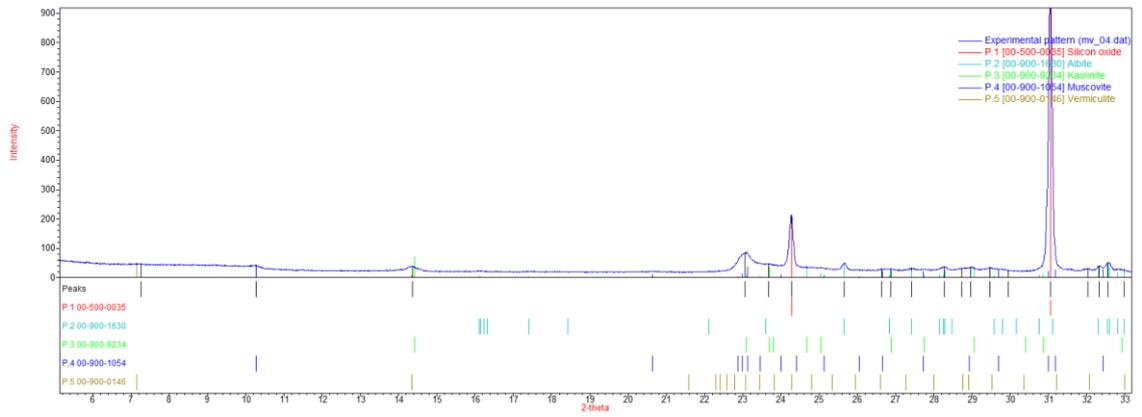
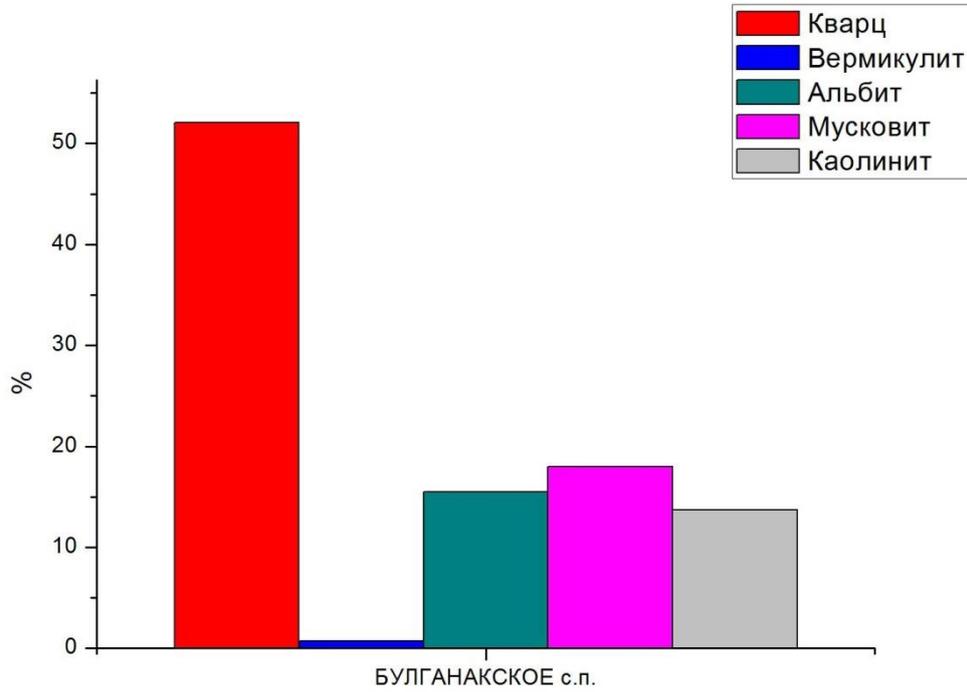
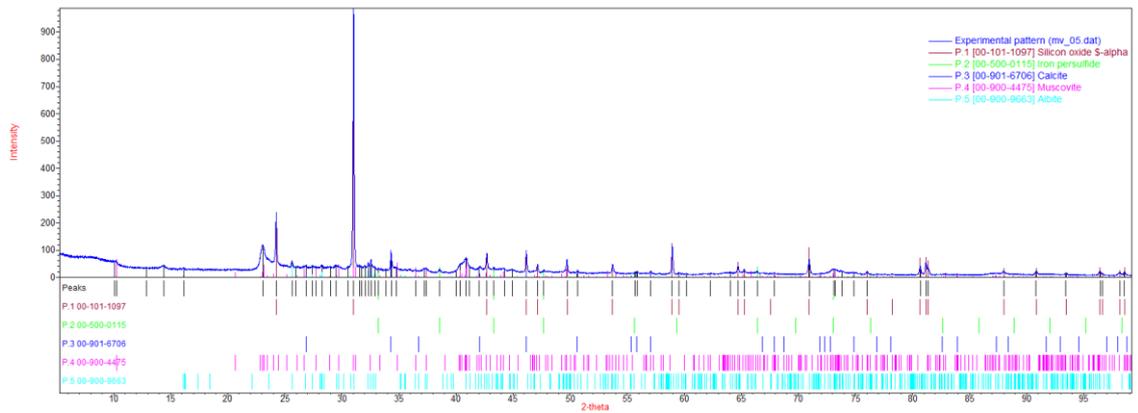


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Ахтанизовская Сопка

Экспериментальные спектры



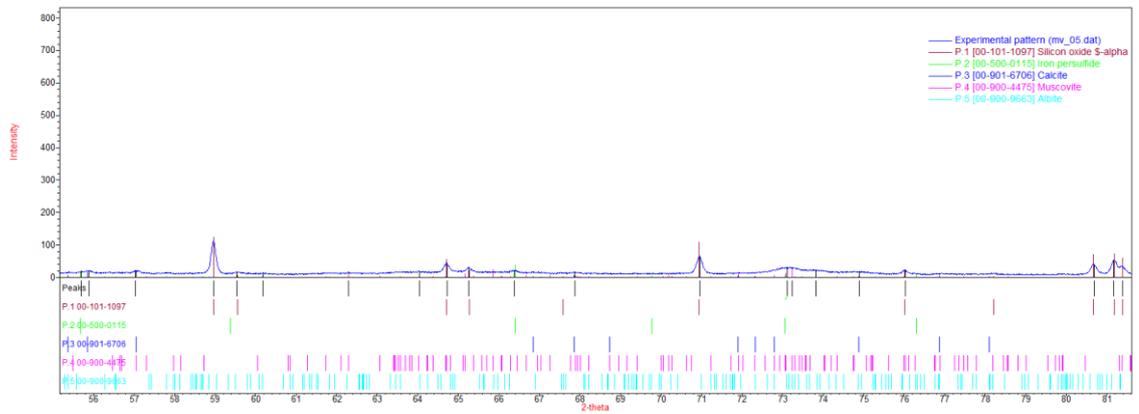
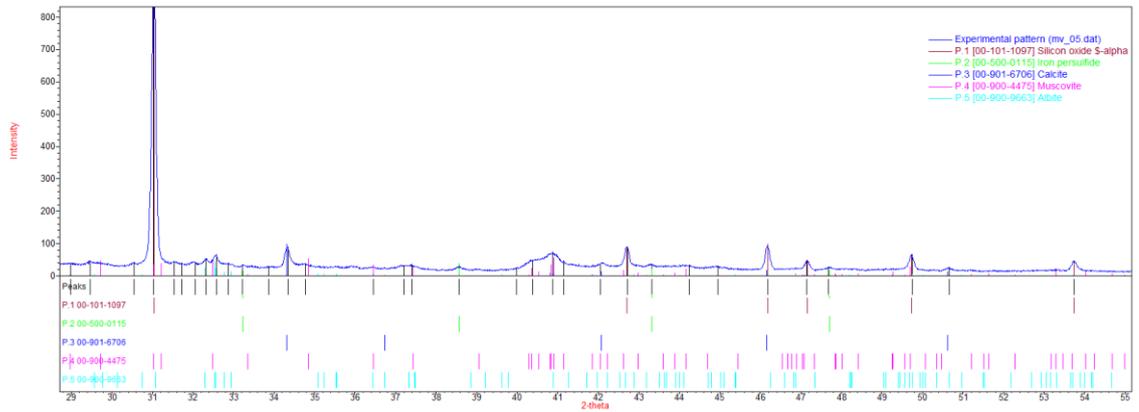
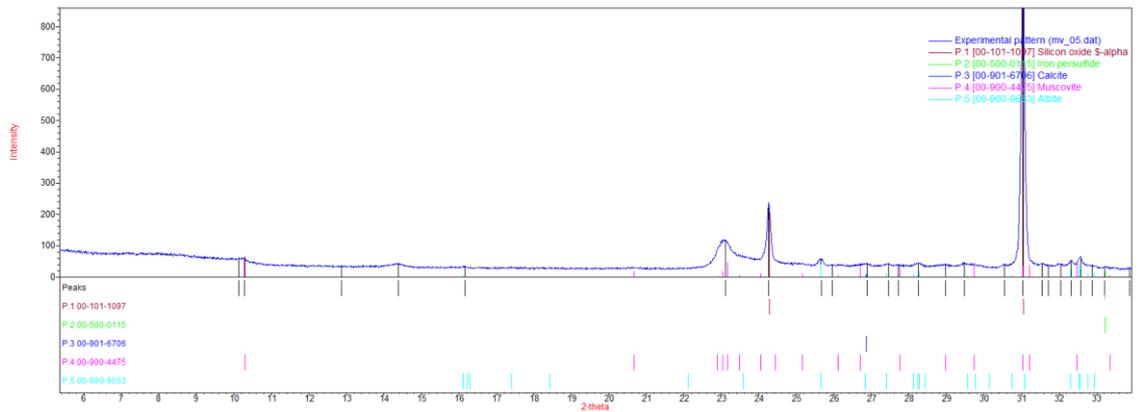
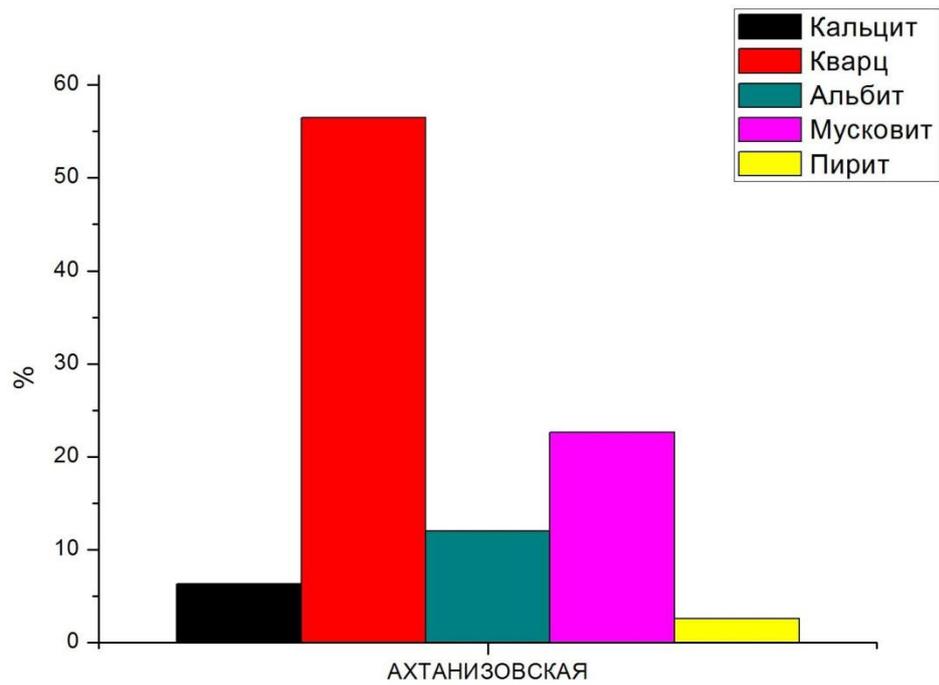
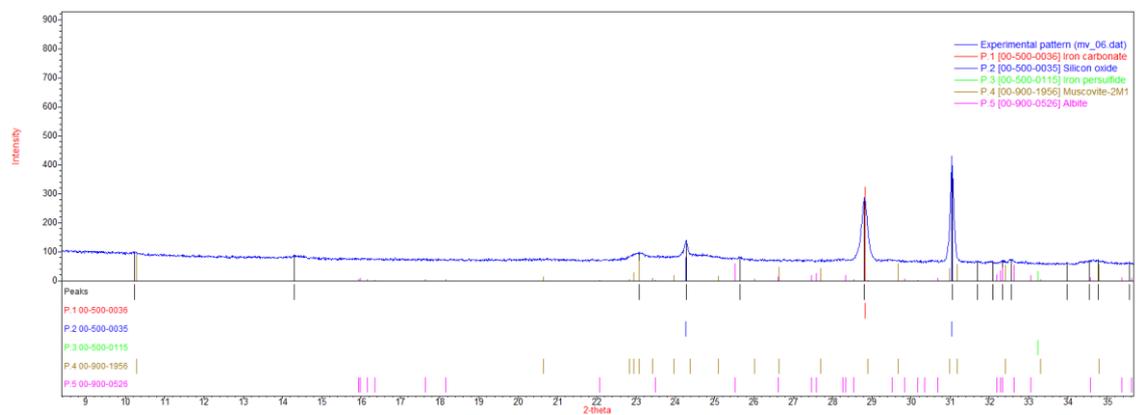
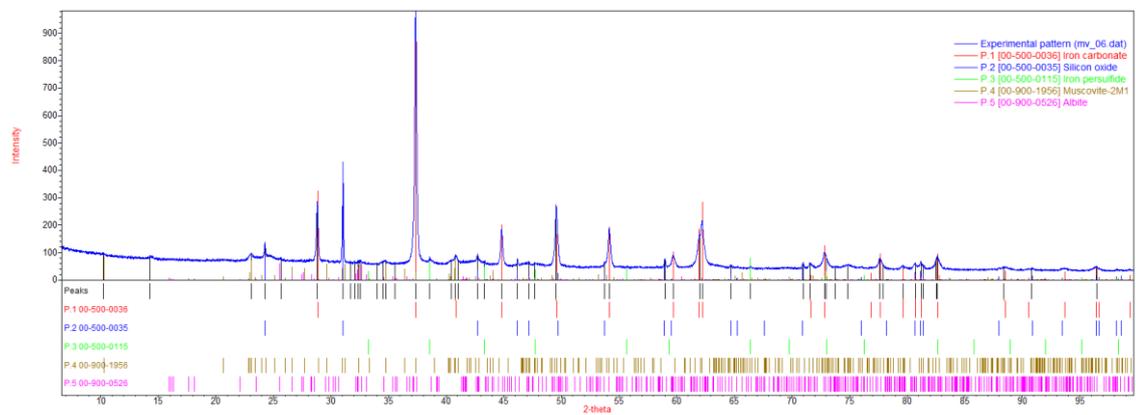


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Джау-Тепе (сидеритовая конкреция)

Экспериментальные спектры



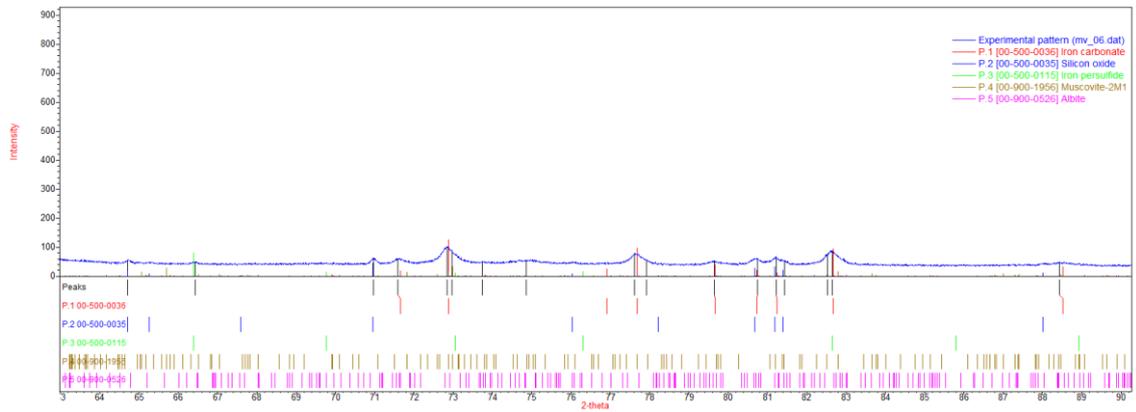
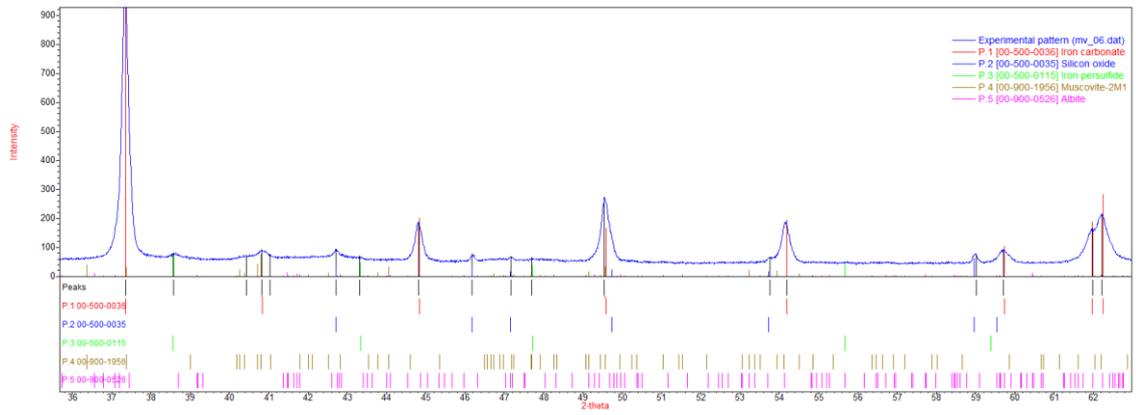
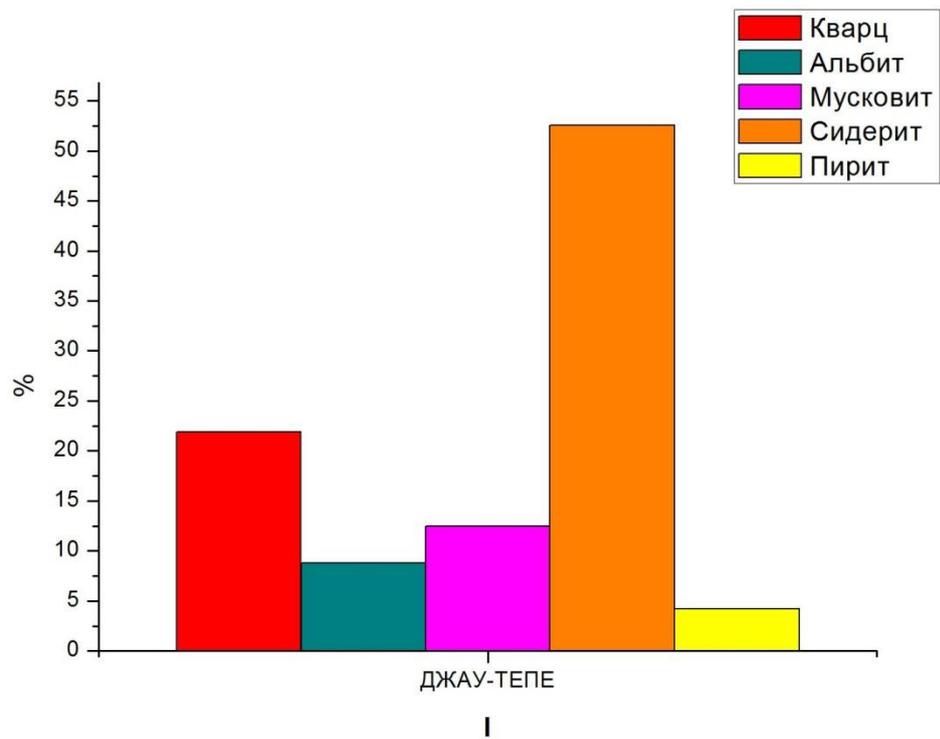


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Джау-Тепе (сопочная брекчия, главный конус, старое сопочное поле)
 Экспериментальные спектры

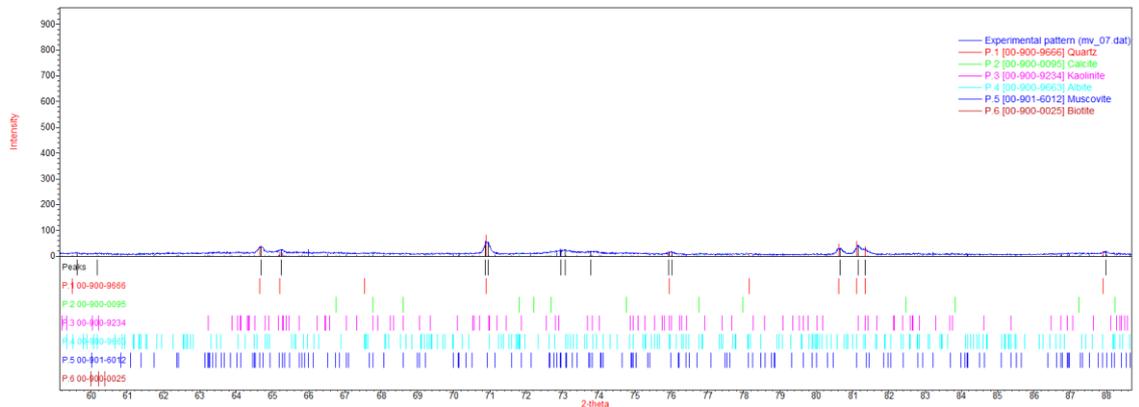
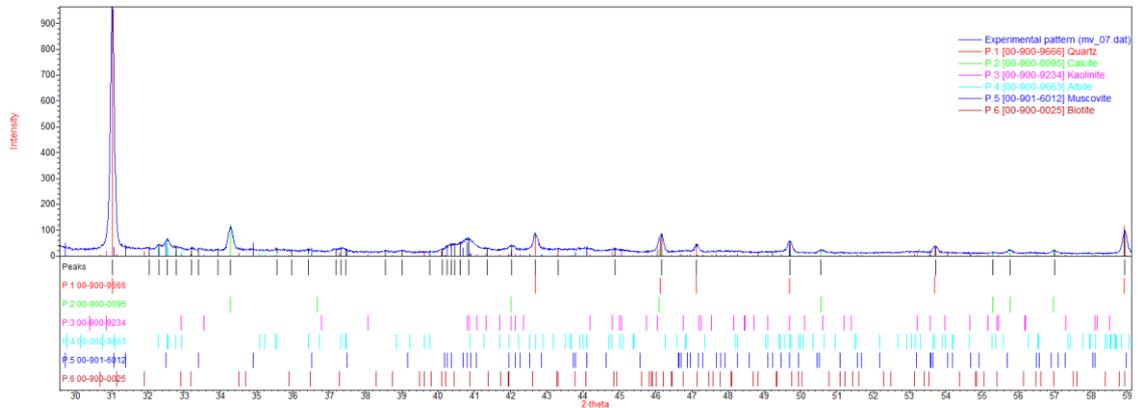
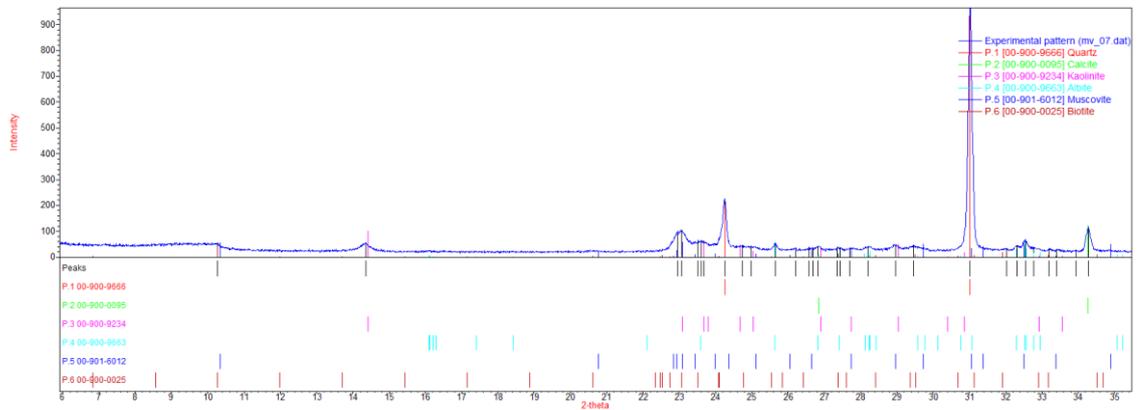
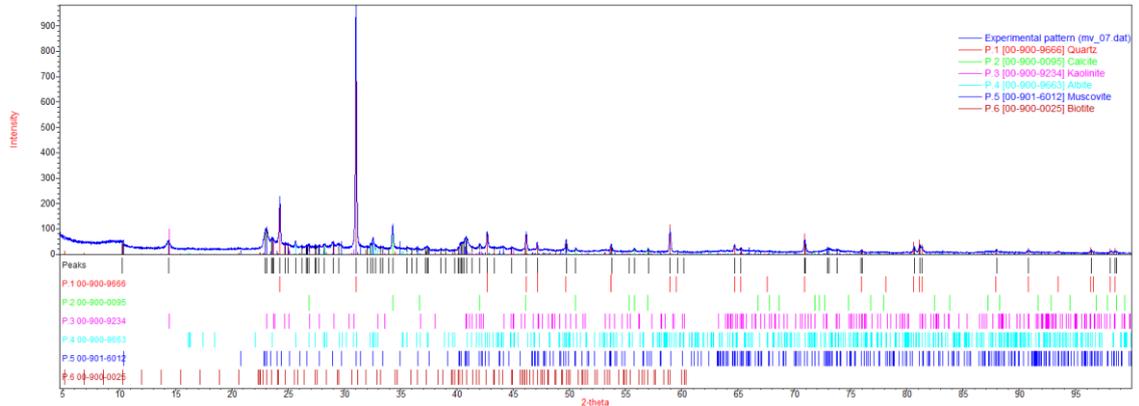
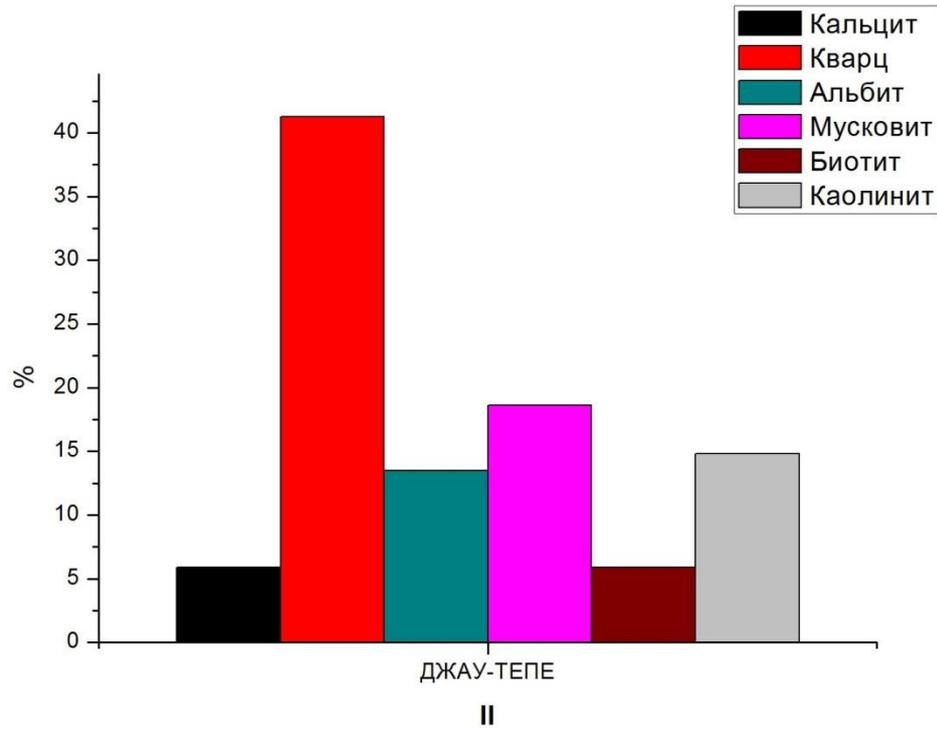
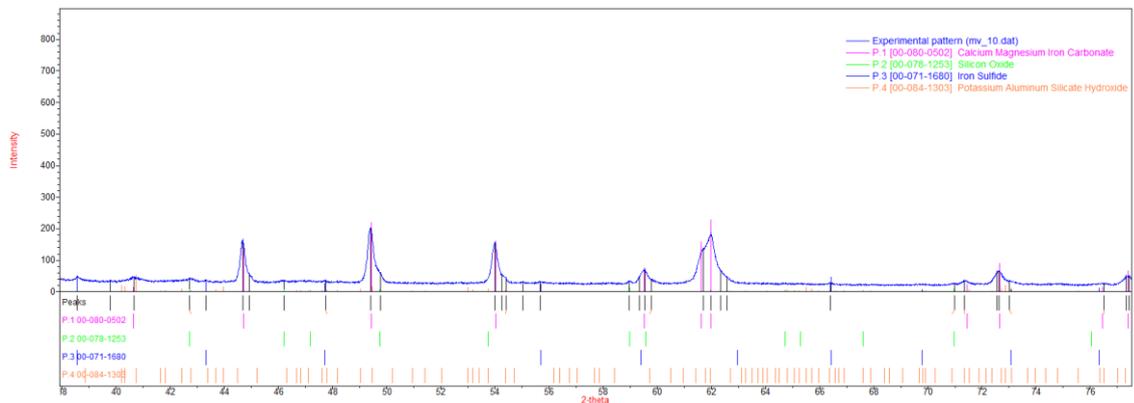
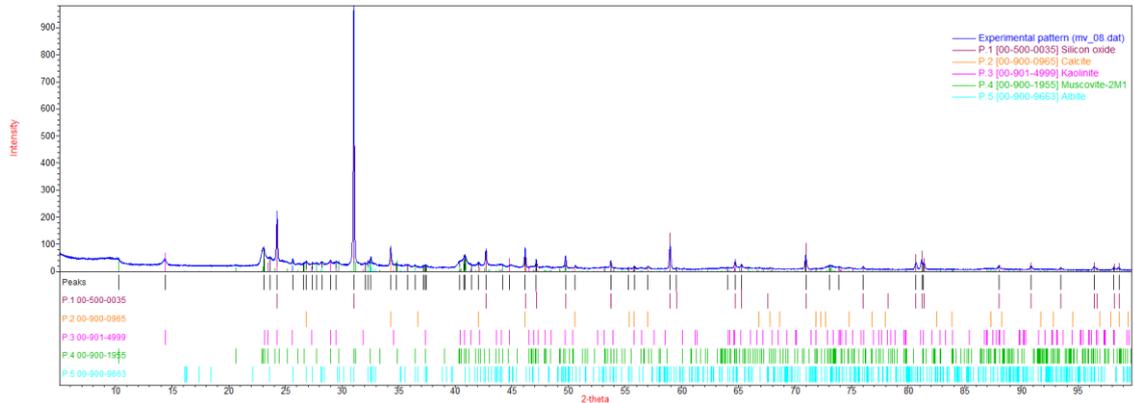


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Джау-Тепе (сопочная брекчия, паразитарный конус)

Экспериментальные спектры



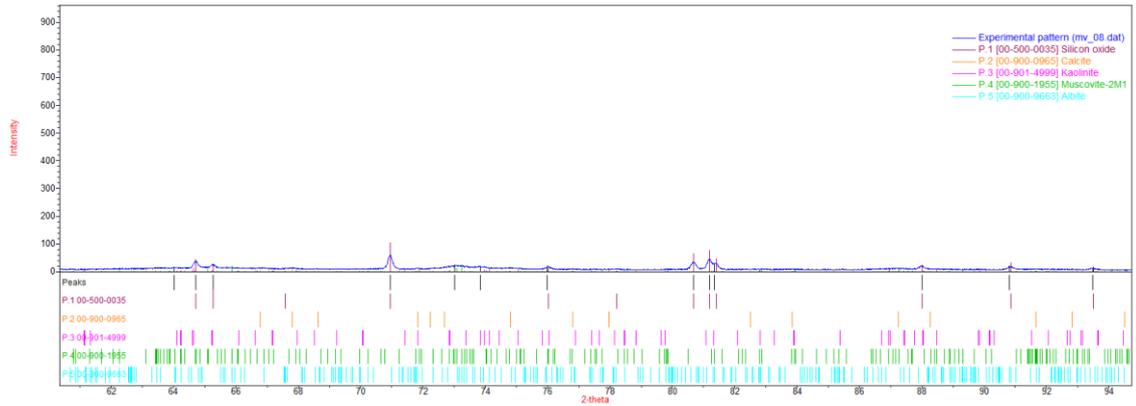
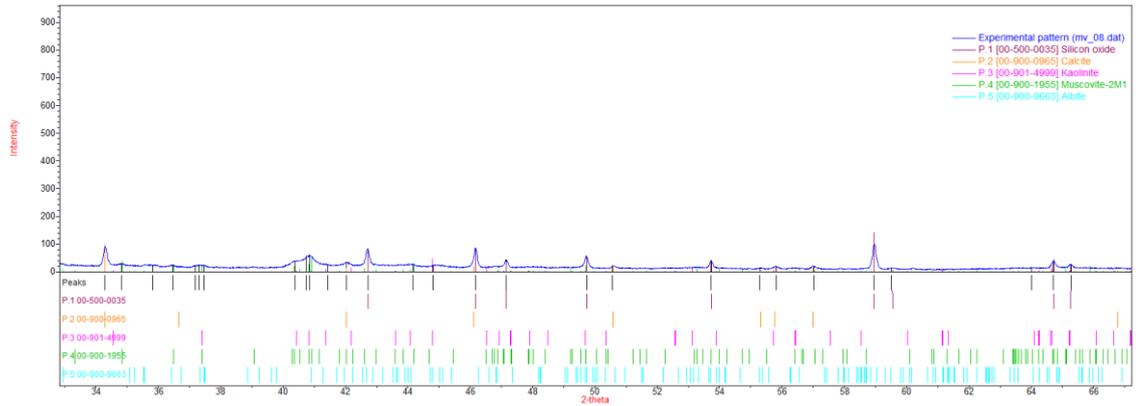
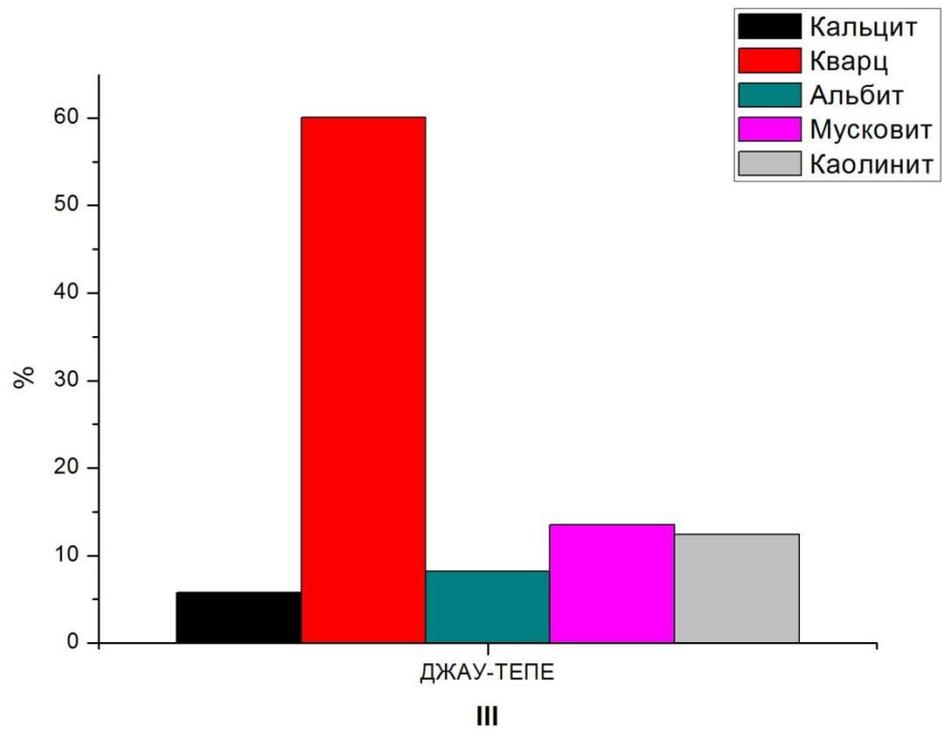


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Джау-Тепе (сопочная брекчия, главный конус, сопочное поле 1983г.)

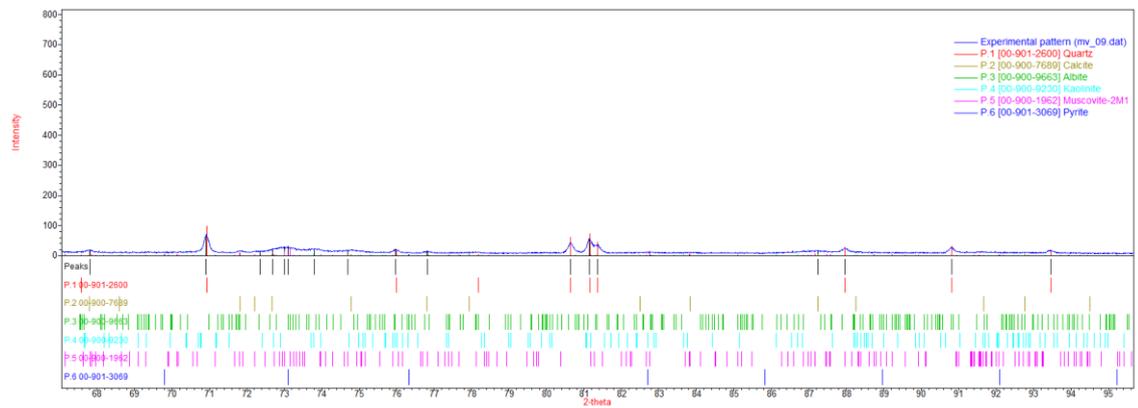
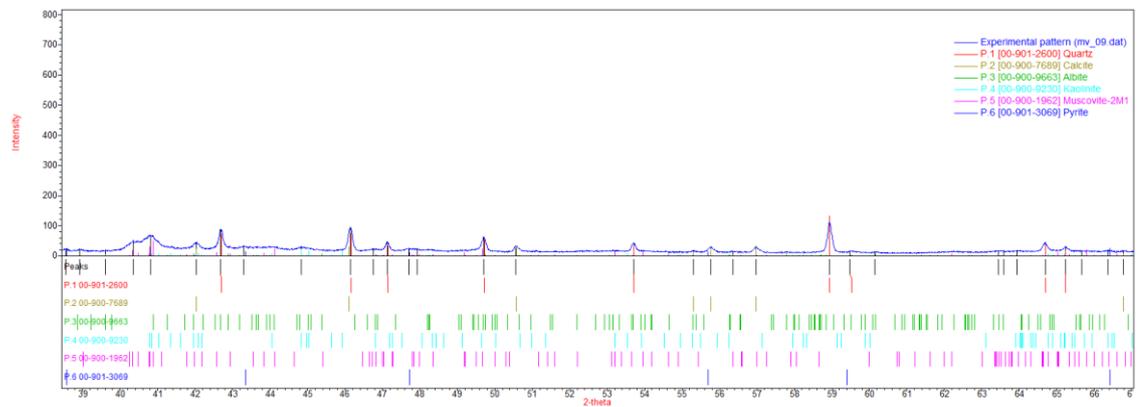
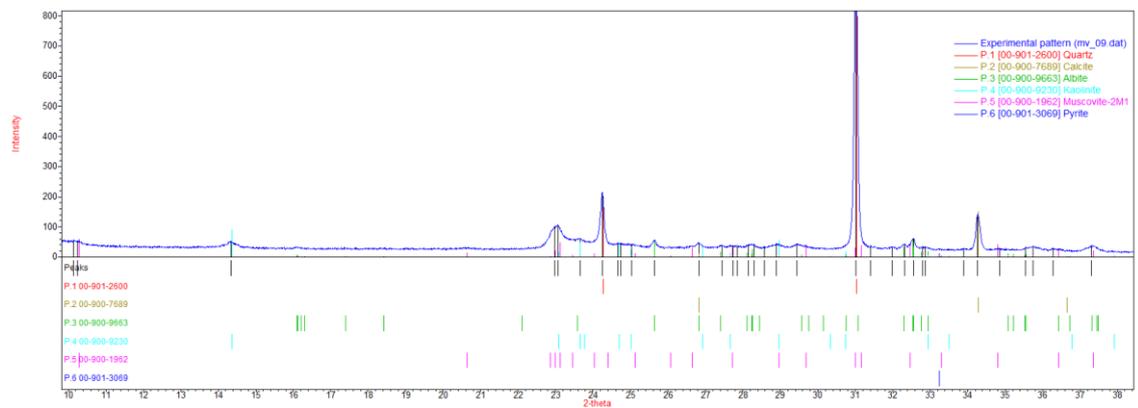
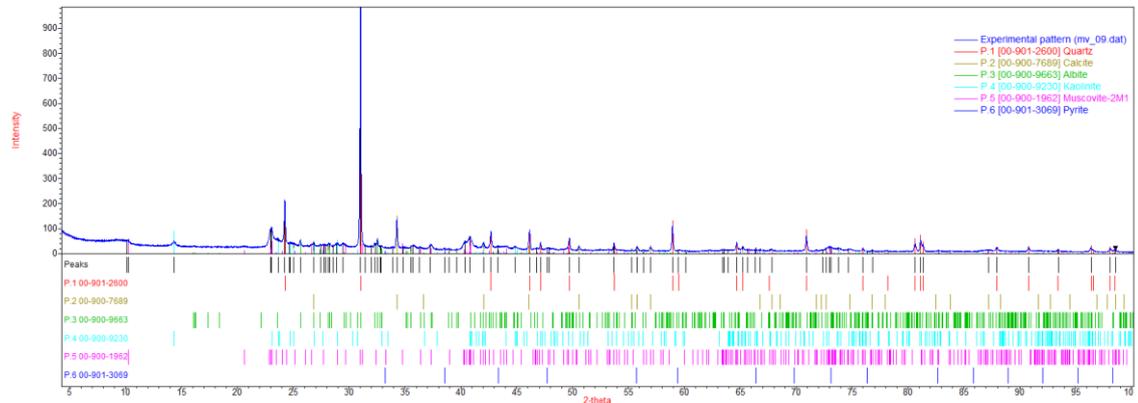
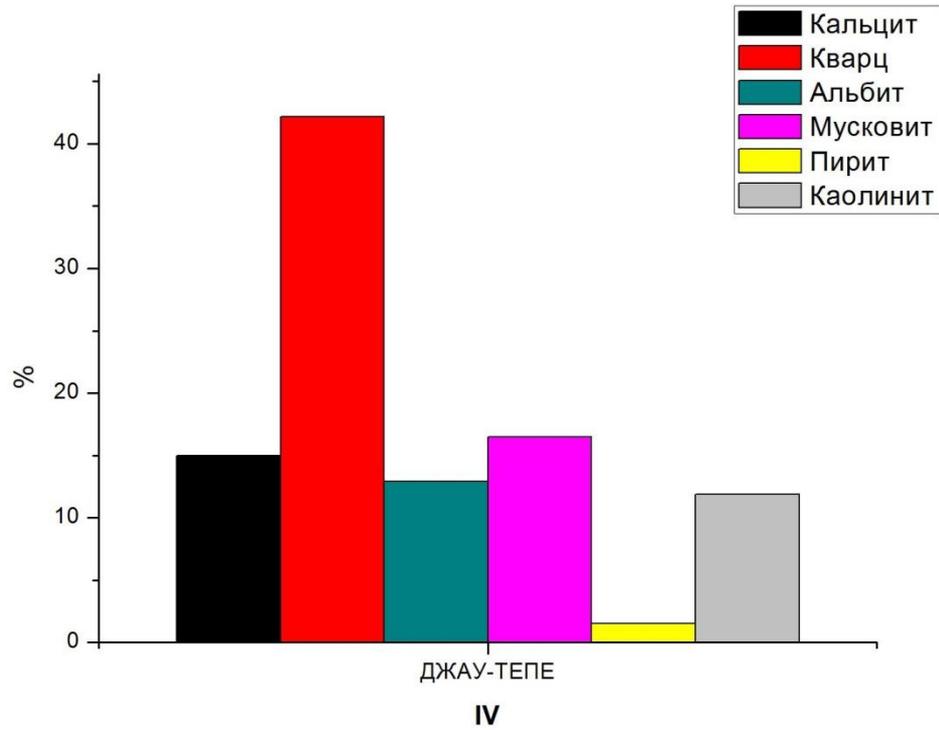
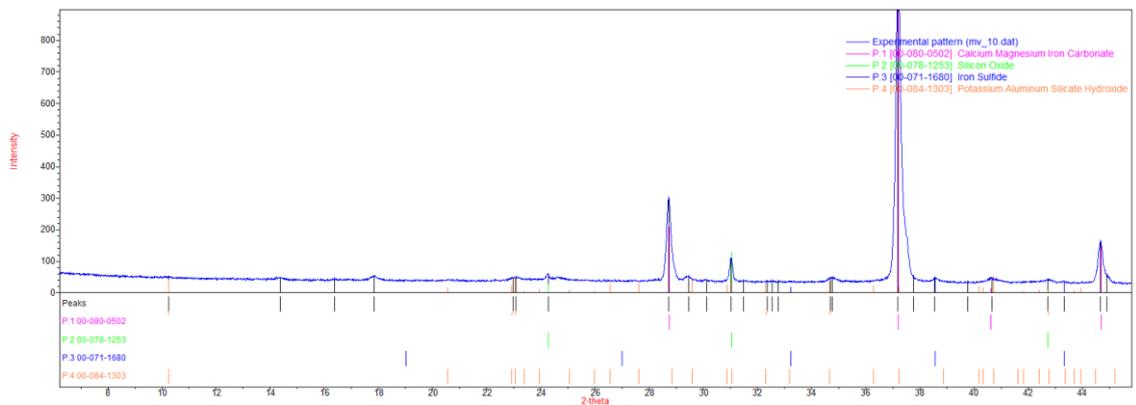
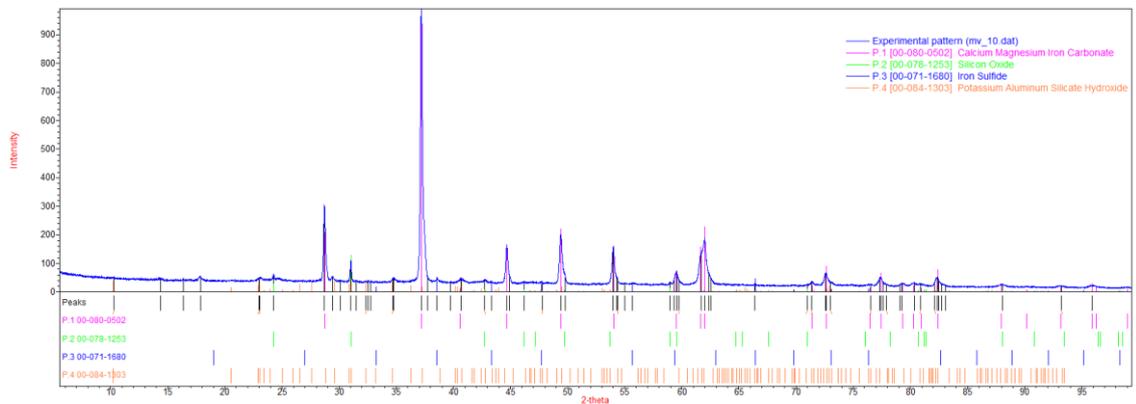


Диаграмма минералогического состава



Грязевой вулкан Миска (сидеритовая конкреция)

Экспериментальные спектры



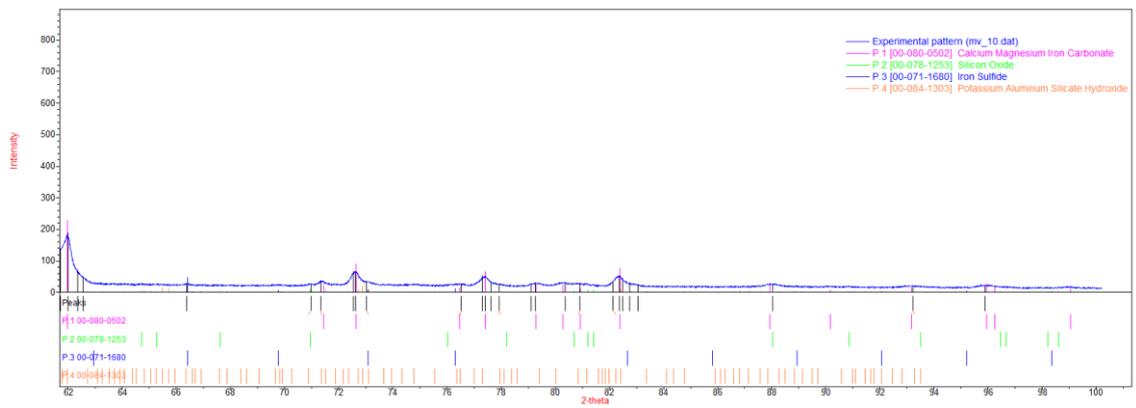
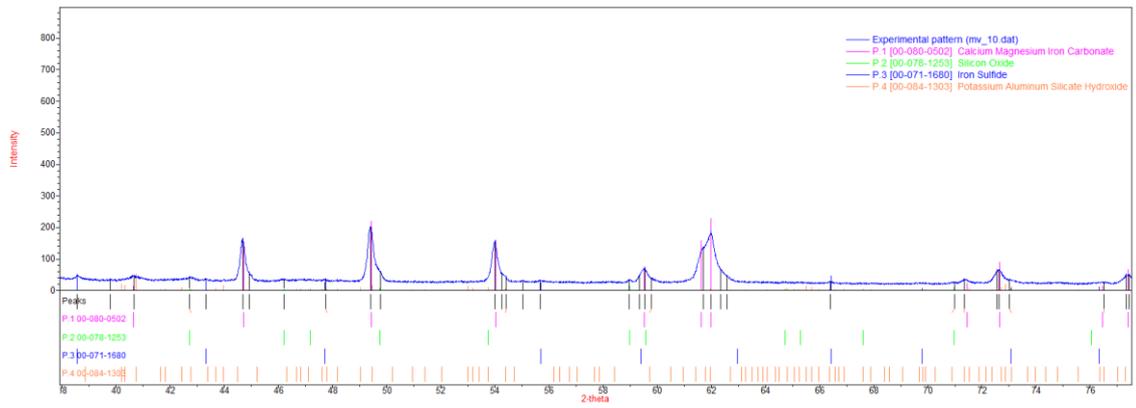
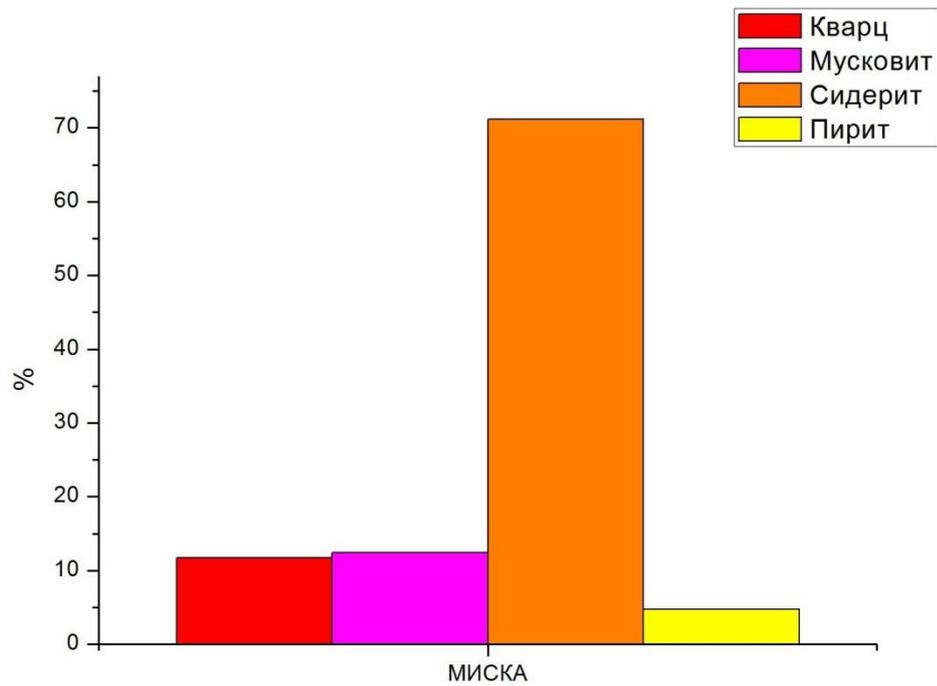


Диаграмма минералогического состава



Булганакское сопочное поле (сопка Тищенко)

Экспериментальные спектры

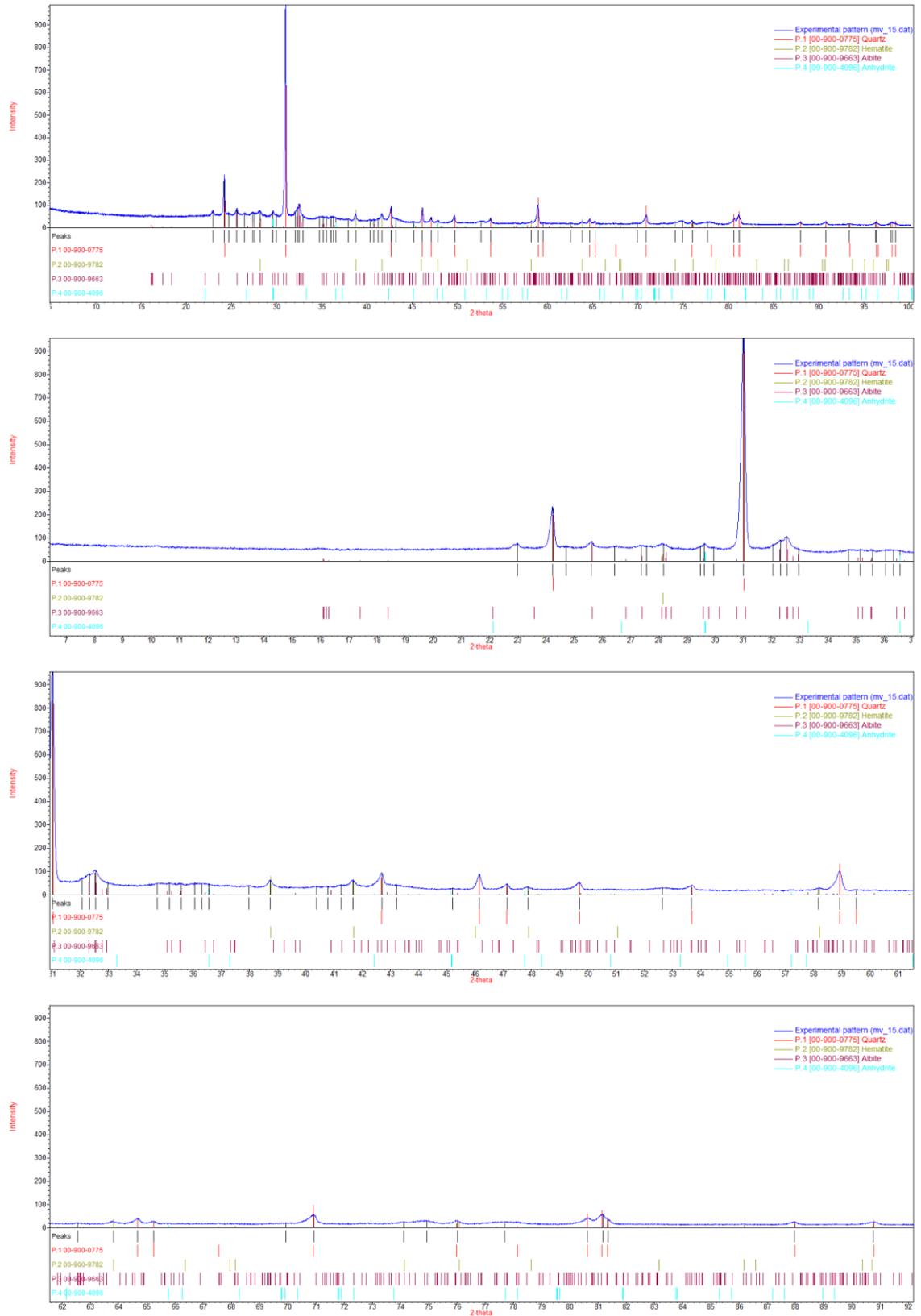
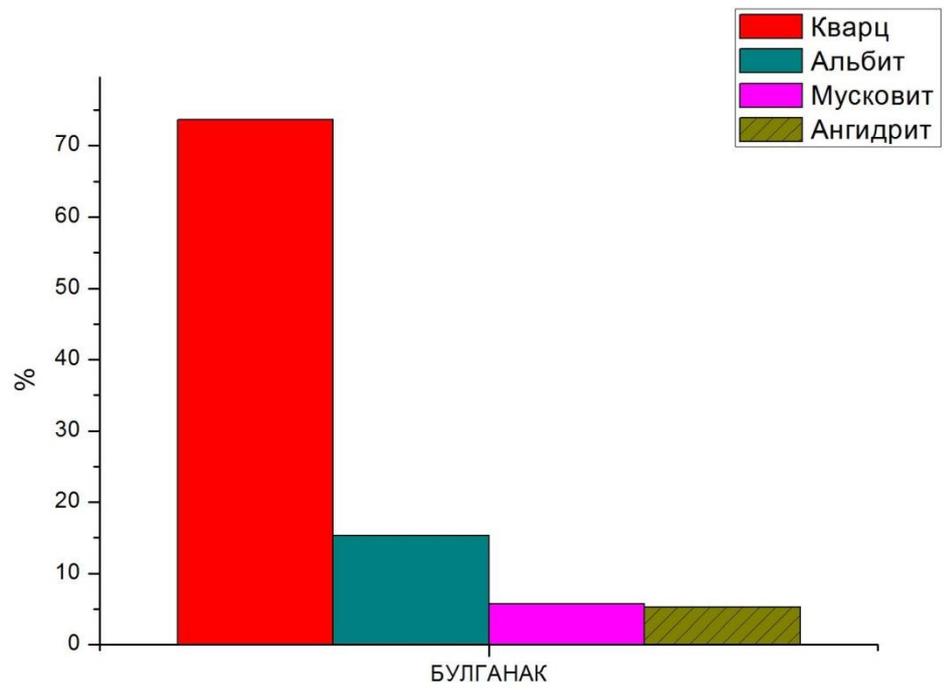


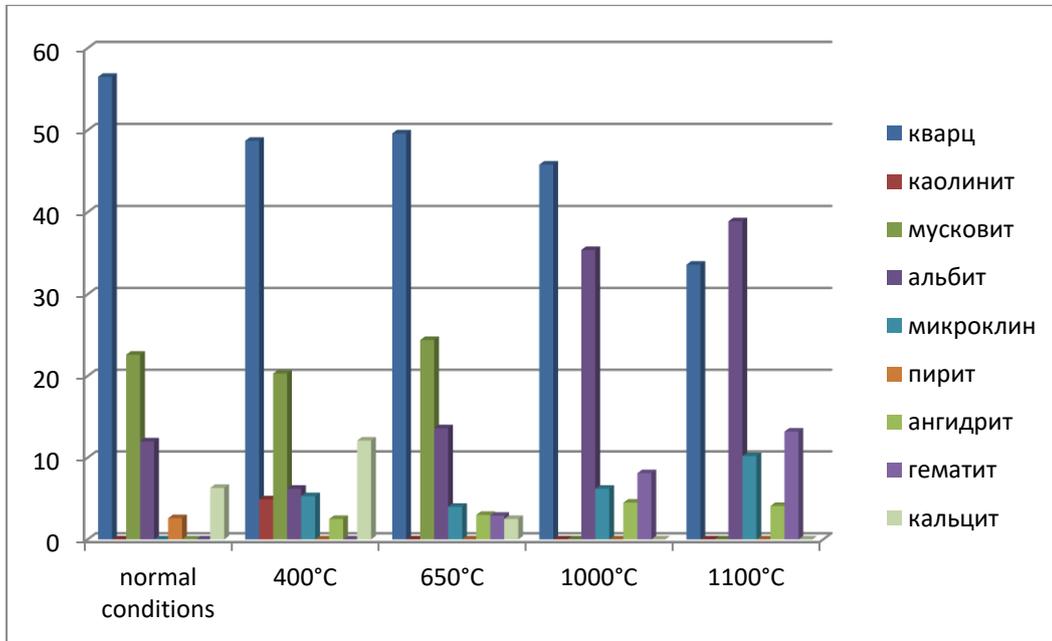
Диаграмма минералогического состава



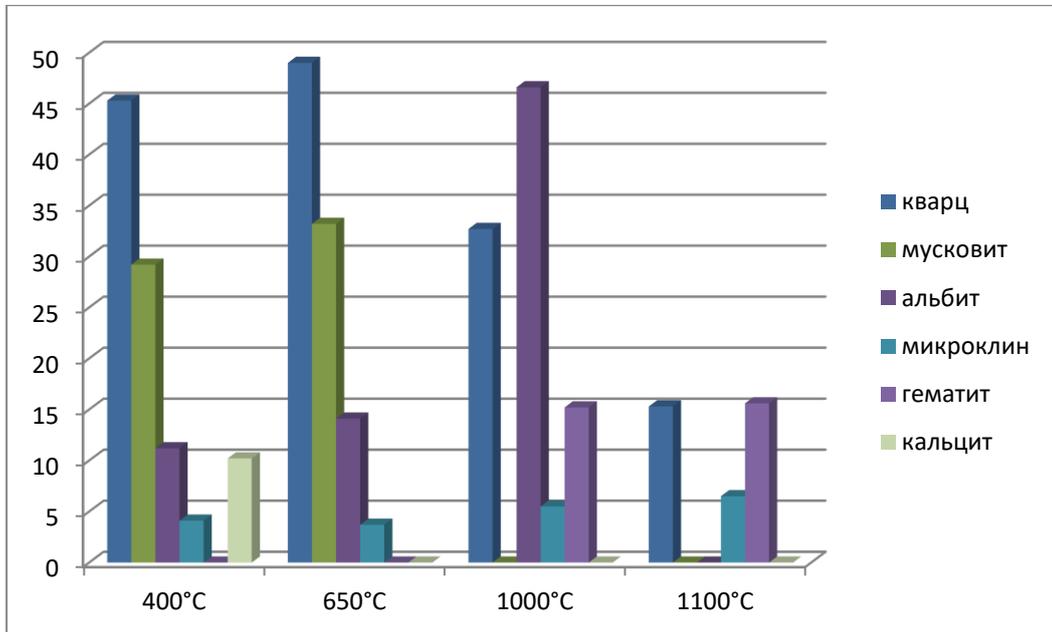
Приложение 4

**Результаты рентгенодифракционного анализа термически измененных сопочных
брекчий Керченско-Таманской грязевулканической области (в диаграммах).**

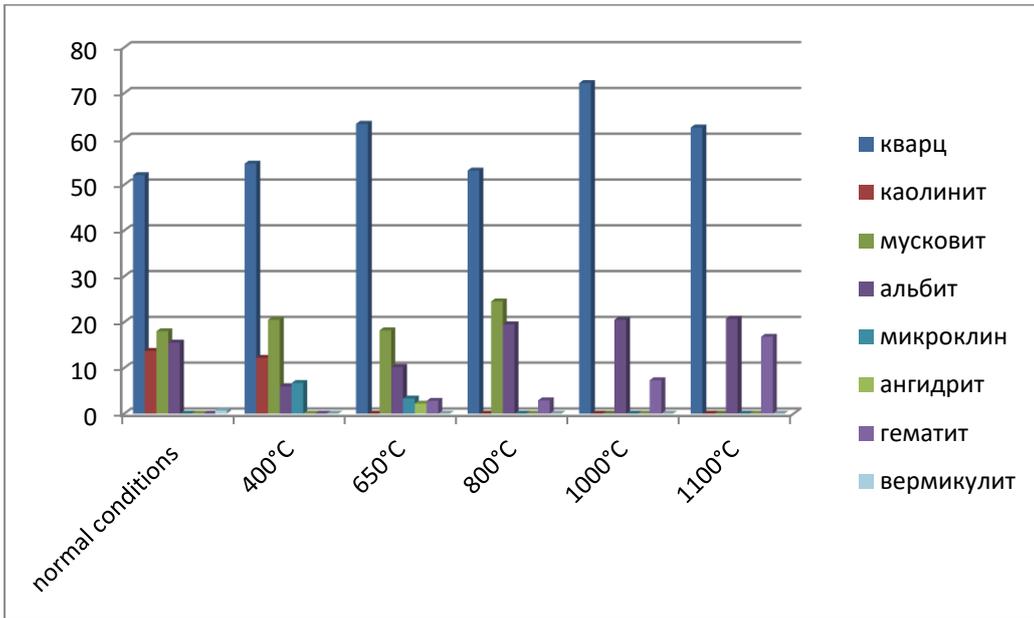
Грязевой вулкан Ахтанизовская Сопка



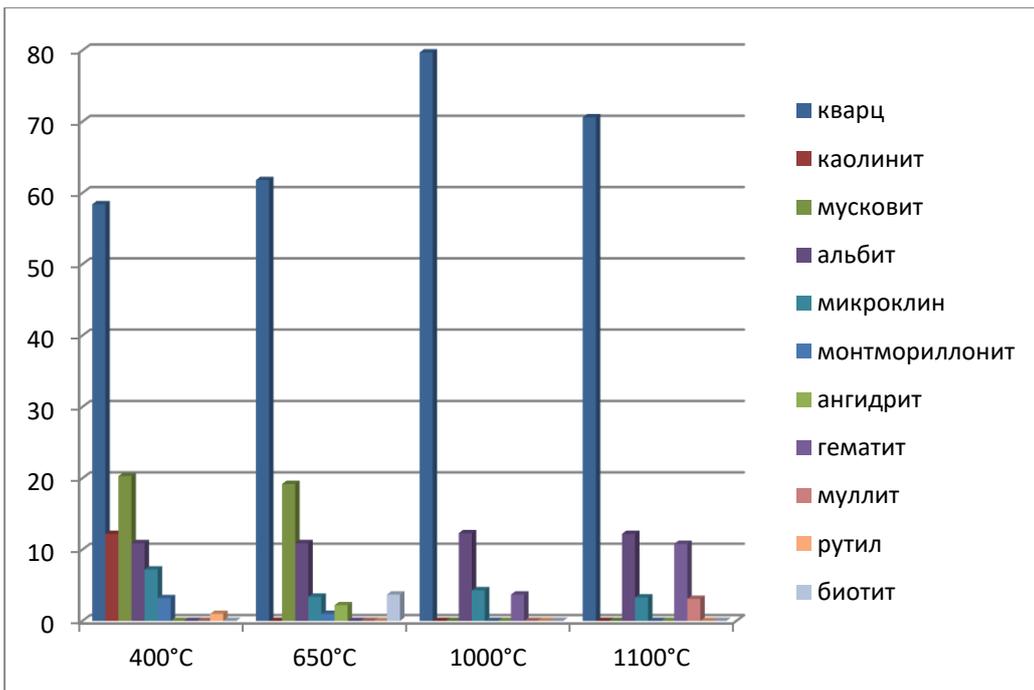
Грязевой вулкан Бугазский



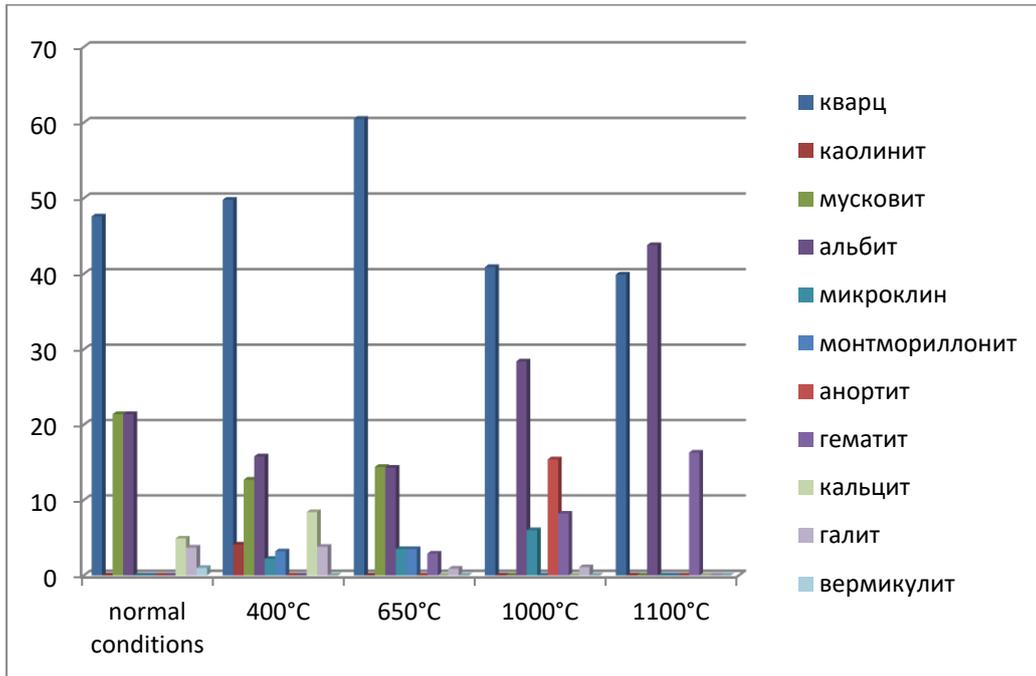
Булганакское сопочное поле (сопка Андрусова)



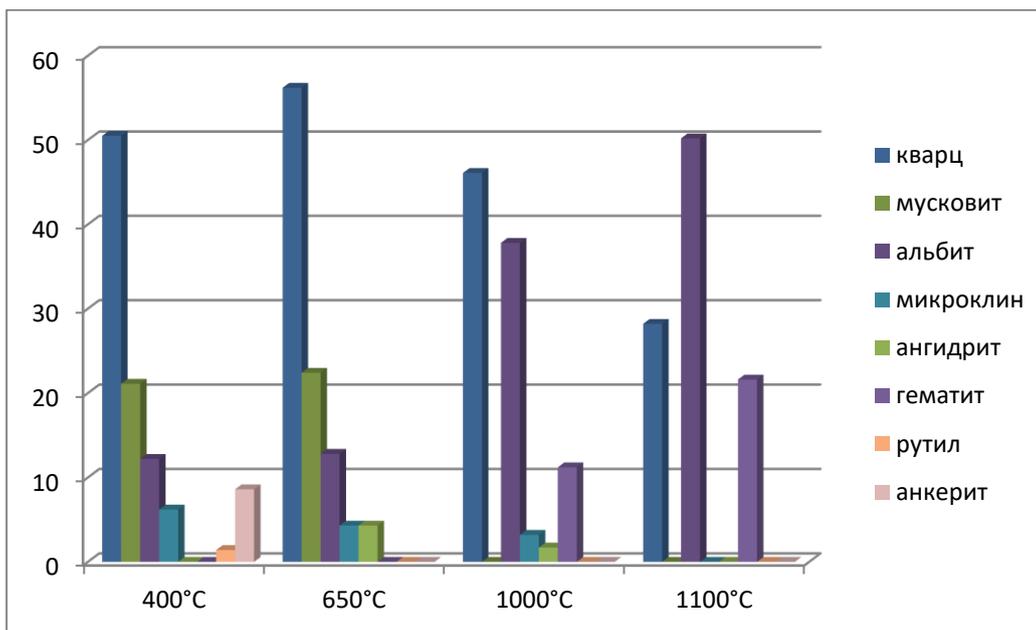
Грязевой вулкан Гладковский



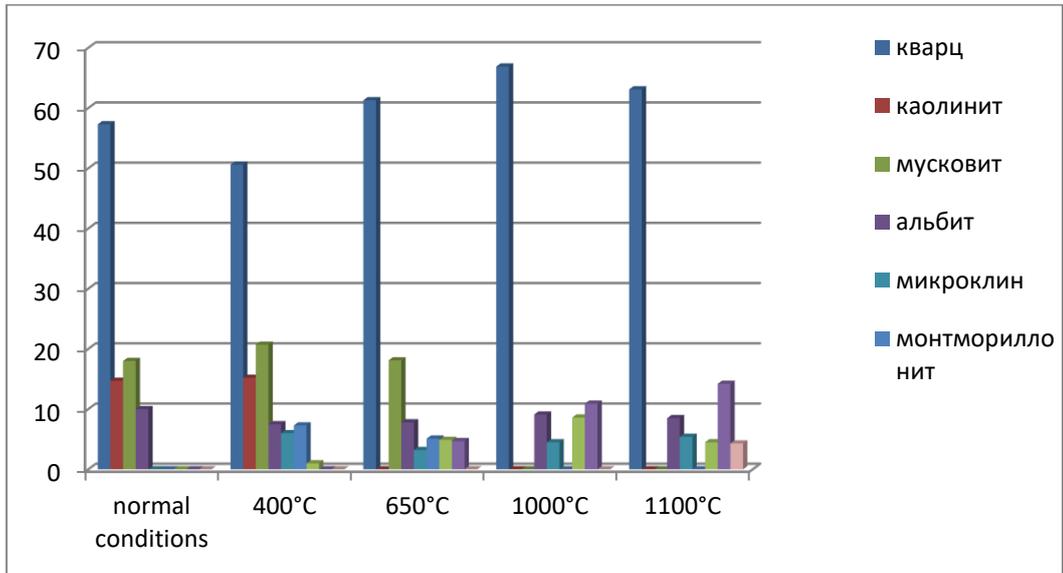
Грязевой вулкан Гора Гнилая (вулкан Гефест)



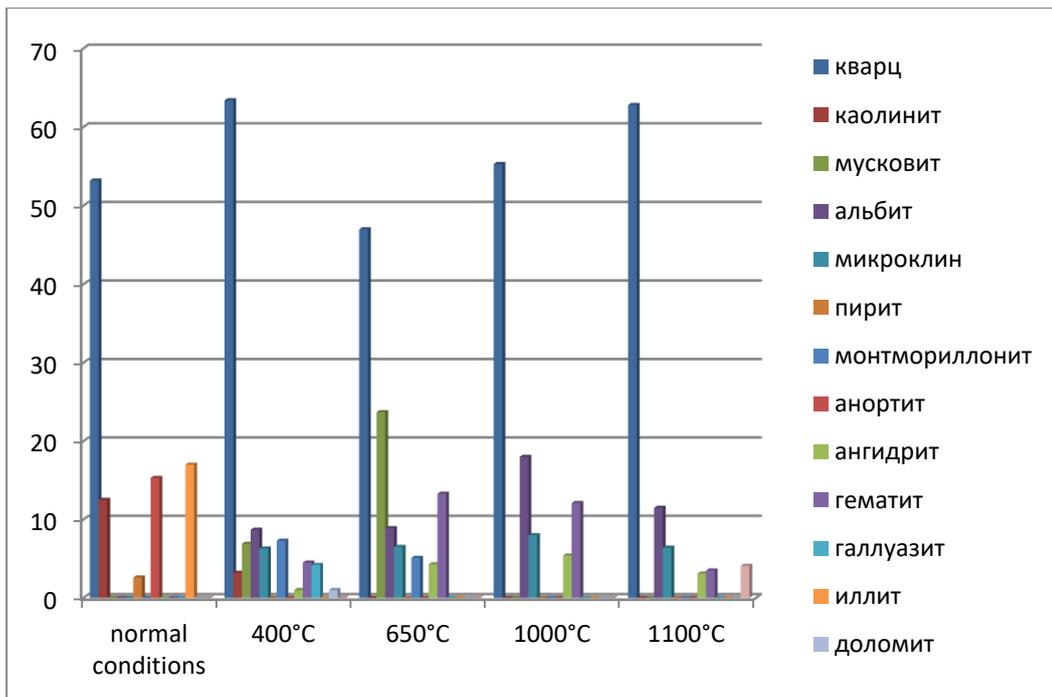
Грязевой вулкан Еникальский



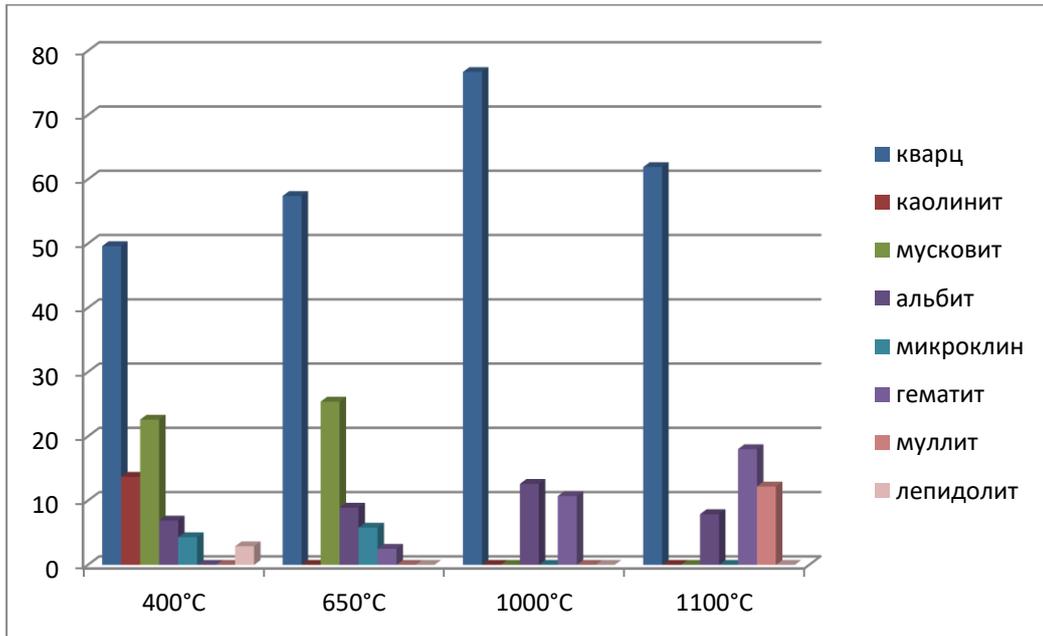
Грязевой вулкан Гора Карabetова (сопочное поле выброса 1982 года)



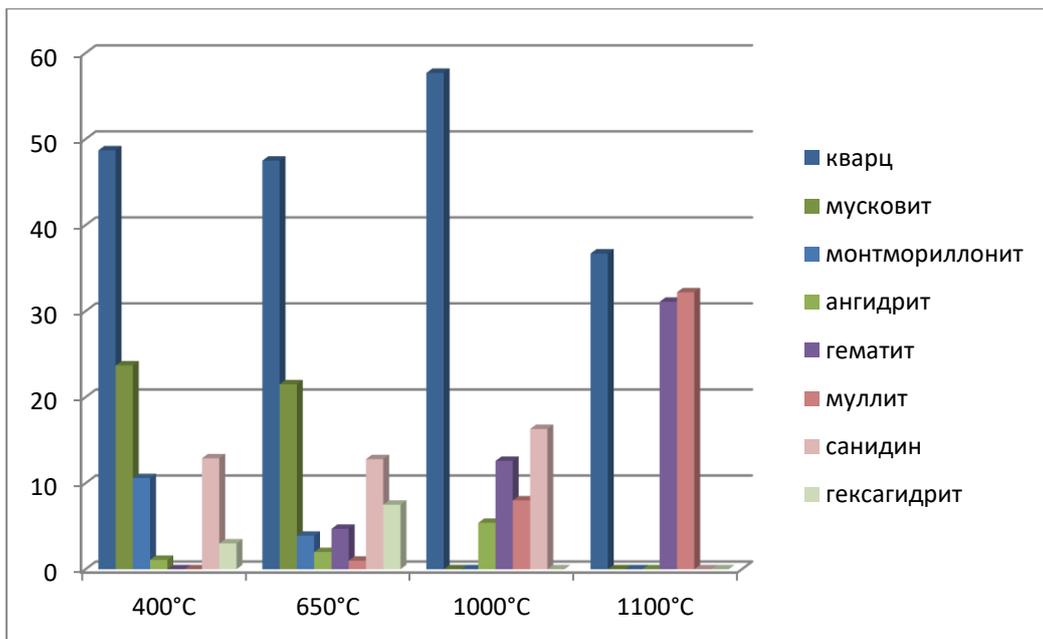
Грязевой вулкан Гора Карabetова (сопочное поле выброса 2005 года)



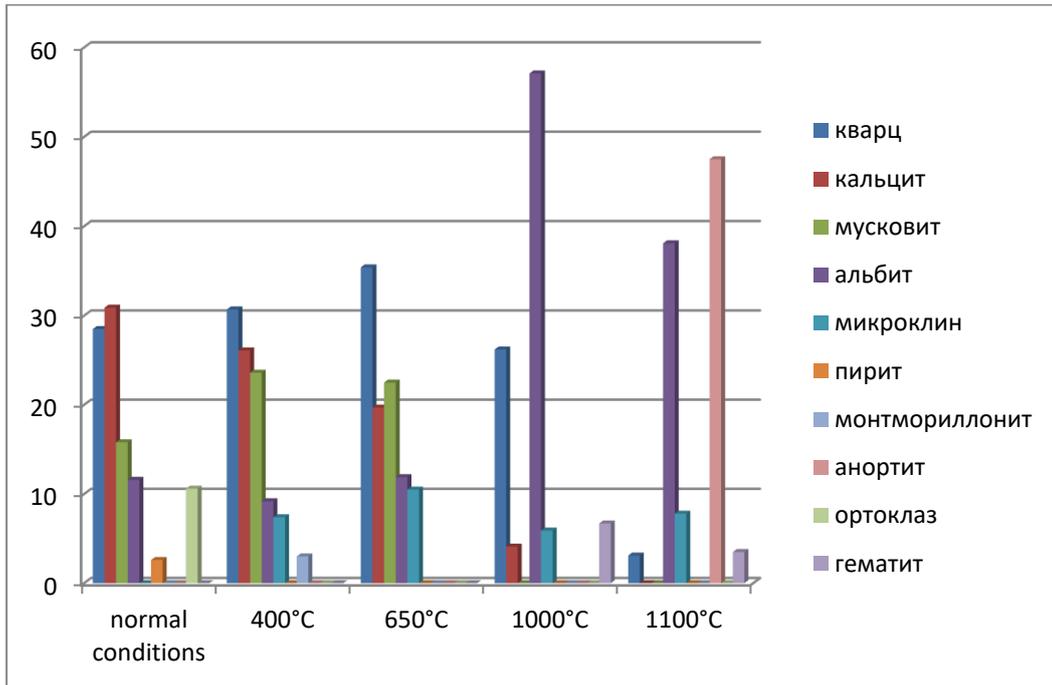
Грязевой вулкан Новоселовский



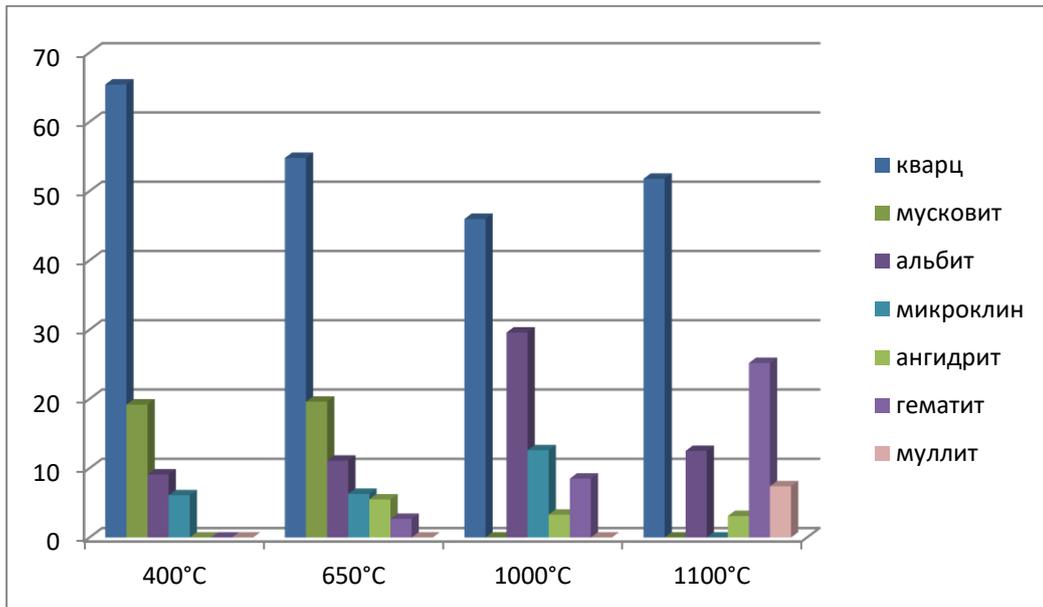
Грязевой вулкан Разнокольский



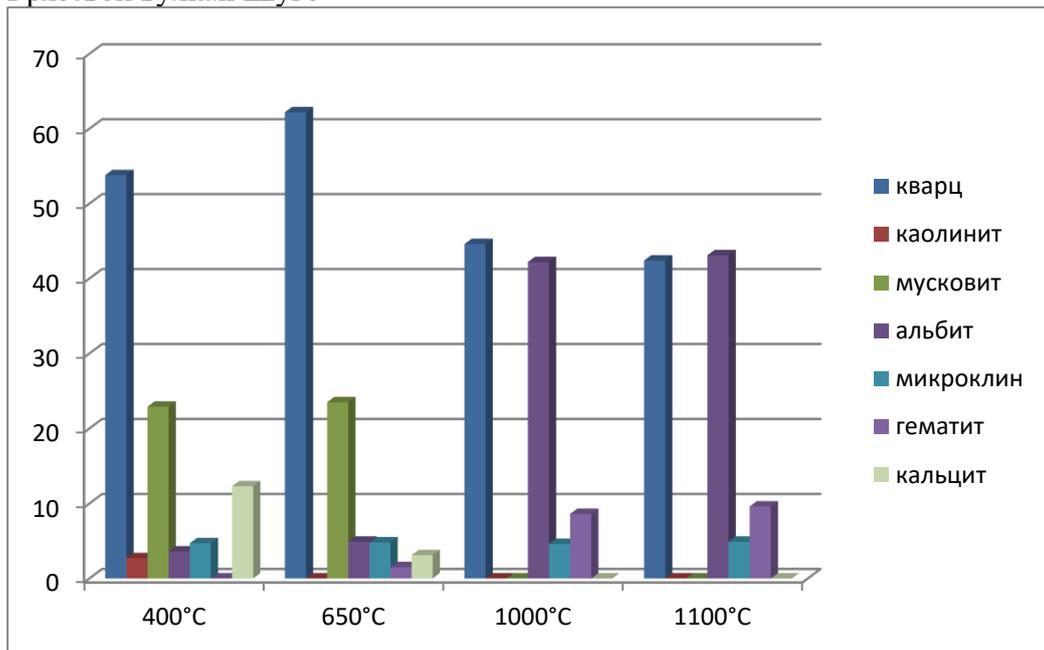
Семигорский грязевой вулкан



Грязевой вулкан Сьюрташский

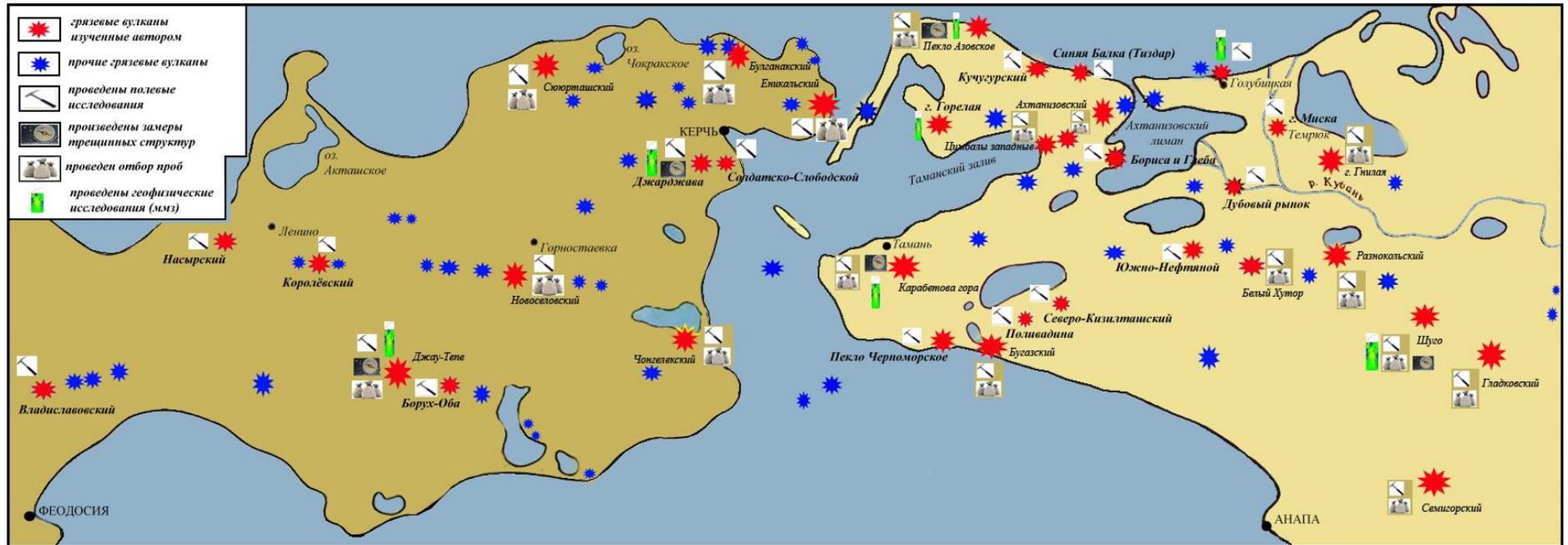


Грязевой вулкан Шуго



Приложение 5
Статистические данные исследований

5.1 Карта фактического материала



Приложение 5

Статистические данные исследований

5.2 Таблица

Скорость продольной волны в образцах сопочной брекчии при нагревании, исходный размер частиц.

Температура прогрева, °С	Скорость продольной волны, км/с										
	Керченская группа			Таманская группа		Предкавказская группа				Черноморская группа	
	Сюрташский	Булганакский	Новоселовский	Еникальский	Караетова Гора	Шуго	Гладковский	Ахтанзовский	Семигорский	Бугазский	Гнилая
100	1.8	1.82	1.66	1.88	1.57	1.26	1.31	1.77	1.91	1.74	1.76
400	1.92	2.06	2.08	2.23	2.12	1.89	1.65	2.18	2.14	2.2	2.09
450	1.99	2.15	2.15	2.36	2.17	2.01	1.59	2.22	2.12	2.3	2.26
500	2.06	2.13	2.1	2.28	2.05	1.94	1.57	2.28	2.37	2.41	2.26
550	2	2.05	2.02	2.27	1.98	1.96	1.57	2.26	2.37	2.44	2.31
600	2.06	2.13	2.03	2.26	1.96	2.01	1.54	2.29	2.59	2.47	2.23
650	2.11	2.09	2.06	2.27	1.99	2	1.55	2.32	2.45	2.53	2.25
700	2.17	2.19	2.07	2.21	1.97	2.06	1.61	2.4	2.58	2.68	2.28
750	2.25	2.3	2.12	2.38	2.05	2.23	1.59	2.58	2.94	3.11	2.44
800	2.49	2.85	2.43	2.9	2.39	2.87	1.78	3.28	4.05	3.77	2.81
850	2.93	3.29	3.1	3.5	3.05	3.39	2.43	3.9	4.25	3.86	3.03
900	3.18	3.75	3.49	3.44	3.47	3.44	3	4.05	4.24	3.83	2.92
950	3.59	3.74	4.01	3.56	3.99	3.46	3.66	4.02	4.23	3.92	2.84
1000	4.33	4.41	4.91	3.7	4.62	3.66	4.34	4.31	4.18	4.12	3.05
1050	5.09	4.92	5.07	4.62	4.36	4.06	5.04	4.9	4.44	4.76	3.75
1100	4.22	4.36	4.49	4.49	5.71	5.23	5.56	4.37	4.19	4.3	4.89

Скорость продольной волны в образцах сопочной брекчии при нагревании,
фракционирование истиранием (фракция ≤ 1 мм).

Температура прогрева, °С	Скорость продольной волны, км/с													
	Керченская группа			Таманская группа					Предкавказская группа				Черноморская группа	
	Джау-Теле	Сююргашский	Булканацкий	Еникальский	Пекло Азовское	Цыббалы Западные	Карабетова Гора	Белый Хутор	Шуго	Гладковский	Ахтангзовский	Семигорский	Бугазский	Чонгелецкий
100	2.09	2.14	2.17	2.19	2.17	2.25	1.85	2.01	1.67	1.58	2.25	1.5	2.07	2.17
150	2.31	2.24	2.36	2.43	2.49	2.52	1.96	2.49	1.88	1.7	2.51	1.59	2.44	2.4
200	2.31	2.16	2.36	2.43	2.41	2.52	2.06	2.44	1.89	1.79	2.5	1.66	2.43	2.42
250	2.47	2.24	2.31	2.48	2.55	2.59	2.12	2.44	1.87	1.82	2.6	1.72	2.4	2.46
300	2.06	1.68	2.22	2.17	2.19	2.3	1.87	2.24	1.76	1.59	2.27	1.54	2.19	2.31
350	2.13	1.59	2.15	2.21	2.18	2.44	1.9	2.33	1.74	1.56	2.32	1.55	2.23	2.25
400	1.9	1.54	2.06	2.11	2.09	2.32	1.88	2.43	1.76	1.59	2.23	1.61	2.31	2.17
450	2.03	1.62	2.07	2.22	2.1	2.39	1.78	2.32	1.66	1.5	2.31	1.53	2.27	2.25
500	1.98	1.57	2.04	2.36	2.17	2.45	1.86	2.47	1.71	1.41	2.33	1.66	2.4	2.32
550	1.87	1.51	2.01	2.24	2.15	2.41	1.83	2.51	1.77	1.42	2.33	1.61	2.53	2.35
600	1.89	1.54	2.14	2.26	2.27	2.43	1.81	2.44	1.77	1.44	2.42	1.68	2.63	2.45
650	1.88	1.47	2.06	2.28	2.27	2.56	1.86	2.53	1.79	1.4	2.45	1.63	2.71	2.42
700	1.89	1.47	2.05	2.33	2.26	2.48	1.88	2.53	1.8	1.38	2.44	1.48	2.88	2.69
750	1.97	1.5	2.21	2.43	2.34	2.76	1.87	2.65	1.93	1.44	2.67	1.72	3.29	2.56
800	2.13	1.87	2.76	2.94	2.7	3.48	2.2	2.8	2.41	1.67	3.35	2.03	3.82	3.23
850	2.98	2.28	3.35	3.57	3.33	4.17	2.98	3.54	3.02	2.26	4.01	2.48	3.98	3.85
900	3.78	2.38	3.7	4.21	3.86	4.85	3.5	4.12	3.26	2.78	4.2	2.47	3.85	3.88
950	4.22	2.39	3.87	4.72	4.15	5.36	3.77	4.81	3.45	3.45	4.41	2.39	3.95	4.16
1000	4.42	2.49	4.22	5.35	4.79	5.6	4.29	5.49	3.52	4.09	4.67	2.6	4.03	4.41
1050	4.67	2.97	4.83	5.31	5.34	4.78	4.6	5.73	4.02	4.92	5.23	2.85	4.74	4.64
1100	5.04	4.68	4.23	4.39	4.68	4.53	4.37	5.31	5.08	5.24	4.39	5.3	5.2	4.06

Приложение 5

Статистические данные исследований

5.4 Таблица

Петрофизические исследования

Этап\дата	п/п №	Лабораторный №	Грязевой вулкан	Тип образца	Min t, °C	Max t, °C
I\2017	1	Kar	Гора Карabetова	Глин-вод пульпа	24	400
I\2017	2	Pek	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	24	400
I\2017	3	Сim	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	24	400
I\2017	4	Gni	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	24	400
II\2018	5	I_1	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	24	900
II\2018	6	I_2	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	7	I_3	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	8	II_1	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	24	900
II\2018	9	II_2	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	10	II_3	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	11	III_1	Гора Карabetова	Глин-вод пульпа	24	900
II\2018	12	III_2	Гора Карabetова	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	13	III_3	Гора Карabetова	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	14	IV_1	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	24	900
II\2018	15	IV_2	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	16	IV_3	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	17	V_1	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	24	900
II\2018	18	V_2	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	24	800
II\2018	19	V_3	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	24	650
III\2019	20	A1	Гладковский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	21	A2	Гладковский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	22	A3	Гладковский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	23	A4	Гладковский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	400
III\2019	24	A5	Гладковский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	650
III\2019	25	A6	Гладковский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1000
III\2019	26	B1	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	27	B2	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	28	B3	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1000

III\2019	29	B4	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	400
III\2019	30	B5	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	31	B6	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	650
III\2019	32	B7	Бугазский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	33	C1	Семигорский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	34	C2	Семигорский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	35	C3	Семигорский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	36	C4	Семигорский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	37	C5	Семигорский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	38	C6	Семигорский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	39	D1	Гора Карабетова нов.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	40	D2	Гора Карабетова нов.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	41	D3	Гора Карабетова нов.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	42	D4	Гора Карабетова нов.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	43	D5	Гора Карабетова нов.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	44	D6	Гора Карабетова нов.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	45	E1	Гора Карабетова стар.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	46	E2	Гора Карабетова стар.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	47	E3	Гора Карабетова стар.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	48	E4	Гора Карабетова стар.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	49	E5	Гора Карабетова стар.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	50	E6	Гора Карабетова стар.с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	51	F1	Разнокольский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	52	F2	Разнокольский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	53	F3	Разнокольский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	54	F4	Разнокольский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	55	F5	Разнокольский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	56	F6	Разнокольский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	57	G1	Ахтанизовская сопка	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	58	G2	Ахтанизовская сопка	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	59	G3	Ахтанизовская сопка	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	60	G4	Ахтанизовская сопка	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	61	G5	Ахтанизовская сопка	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100

III\2019	62	G6	Ахтанизовская сопка	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	63	H1	Гора Гнилая	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	64	H2	Гора Гнилая	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	65	H3	Гора Гнилая	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	66	H4	Гора Гнилая	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	67	H5	Гора Гнилая	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	68	H6	Гора Гнилая	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	69	I1	Сююрташский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	70	I2	Сююрташский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	71	I3	Сююрташский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	72	I4	Сююрташский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	73	I5	Сююрташский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	74	I6	Сююрташский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	75	J1	Булганакское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	76	J2	Булганакское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	77	J3	Булганакское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	78	J4	Булганакское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	79	J5	Булганакское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	80	J6	Булганакское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	81	K1	Новосёловский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	82	K2	Новосёловский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	83	K3	Новосёловский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	84	K4	Новосёловский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	85	K5	Новосёловский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	86	K6	Новосёловский	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	87	L1	Еникальское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	88	L2	Еникальское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	89	L3	Еникальское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	90	L4	Еникальское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	91	L5	Еникальское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	92	L6	Еникальское с.п.	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	93	M1	Шуго	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	94	M2	Шуго	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100

III\2019	95	M3	Шуго	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	96	M4	Шуго	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	97	M5	Шуго	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
III\2019	98	M6	Шуго	Фракция ≤ 1мм + дист.	100	1100
IV\2019	99	06-1	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	100	06-2	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	101	06-3	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	102	06-4	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	103	06-5	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	104	06-6	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	105	06-7	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	106	06-8	Джау-Тепе	Фракция ≤ 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	107	32-1	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	108	32-2	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	109	32-3	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	110	32-4	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	111	32-5	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	112	32-6	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	113	32-7	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	114	32-8	Еникальское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	115	33-1	Сююрташский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	116	33-2	Сююрташский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	117	33-3	Сююрташский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	118	33-4	Сююрташский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	119	33-5	Сююрташский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	120	33-6	Сююрташский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	121	37-1	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	122	37-2	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	123	37-3	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	124	37-4	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	125	37-5	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	126	37-6	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	127	37-7	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100

IV\2019	128	37-8	Булганакское с.п.	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	129	42-1	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	130	42-2	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	131	42-3	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	132	42-4	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	133	42-5	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	134	42-6	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	135	42-7	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	136	42-8	Чонгелекский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	137	44-1	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	138	44-2	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	139	44-3	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	140	44-4	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	141	44-5	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	142	44-6	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	143	44-7	Пекло Азовское	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	144	50-1	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	145	50-2	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	146	50-3	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	147	50-4	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	148	50-5	Западные Цимбалы	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	149	52-1	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	150	52-2	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	151	52-3	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	152	52-4	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	153	52-5	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	154	52-6	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	155	52-7	Ахтанизовская сопка	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	156	58-1	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	157	58-2	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	158	58-3	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	159	58-4	Гора Гнилая	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	160	61-1	Гора Карабетова	Глин-вод пульпа	400	1100

IV\2019	161	61-2	Гора Карабетова	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	162	61-3	Гора Карабетова	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	163	61-4	Гора Карабетова	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	164	61-5	Гора Карабетова	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	165	68-1	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	166	68-2	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	167	68-3	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	168	68-4	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	169	68-5	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	170	68-6	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	171	68-7	Бугазский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	172	74-1	Белый Хутор	Фракция \leq 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	173	74-2	Белый Хутор	Фракция \leq 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	174	74-3	Белый Хутор	Фракция \leq 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	175	74-4	Белый Хутор	Фракция \leq 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	176	74-5	Белый Хутор	Фракция \leq 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	177	74-6	Белый Хутор	Фракция \leq 1мм + дист.	400	1100
IV\2019	178	80-1	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	179	80-2	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	180	80-3	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	181	80-4	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	182	80-5	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	183	80-6	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	184	80-7	Шуго	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	185	81-1	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	186	81-2	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	187	81-3	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	188	81-4	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	189	81-5	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	190	81-6	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	191	81-7	Гладковский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	192	83-1	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	193	83-2	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100

IV\2019	194	83-3	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	195	83-4	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	196	83-5	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	197	83-6	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100
IV\2019	198	83-7	Семигорский	Глин-вод пульпа	400	1100

Приложение 5
Статистические данные исследований

5.5 Таблица

Коллекции сопочной брекчии грязевых вулканов Керченско-Таманской области

№ п/п	№ в коллекции	Грязевой вулкан	Год отбора	проботборщик	примечания
1	06	Джау-Тепе	2016	Белобородов Д.Е.	
2	18	Новосёловский	2018	Белобородов Д.Е.	
3	32	Еникальское	2018	Белобородов Д.Е.	сопочное поле
4	33	Сююрташский	2018	Белобородов Д.Е.	
5	37	Булганакское	2017	Белобородов Д.Е.	сопочное поле
6	52	Ахтанизовский	2018	Белобородов Д.Е.	
7	58	г. Гнилая	2018	Белобородов Д.Е.	
8	61-1	г. Карabetова	2017	Белобородов Д.Е.	новое сопочное поле
9	61-2	г. Карabetова	2017	Белобородов Д.Е.	старое сопочное поле
10	68	Бугазский	2018	Белобородов Д.Е.	
11	74-I	Белый Хутор	2018	Белобородов Д.Е.	ископаемая сопочная брекчия, слой I
12	74-IV	Белый Хутор	2018	Белобородов Д.Е.	ископаемая сопочная брекчия, слой IV
13	75	Разнокольский	2018	Белобородов Д.Е.	
14	80	Шуго	2018	Белобородов Д.Е.	
15	81	Гладковский	2018	Белобородов Д.Е.	
16	83	Семигорский	2018	Белобородов Д.Е.	

Приложение 5
Статистические данные исследований

5.6 Таблица

Литологическая коллекция шлифов

№ п/п	№ в коллекции	Грязевой вулкан	Литологическое название	примечание
1	Aht_mb-1	Ахтанизовская	Полимиктовая брекчия на контакте с крупнообломочной брекчией	
2	Aht_mb-2	Ахтанизовская	Полимиктовая брекчия на контакте с крупнообломочной брекчией	
3	Von_mb	Булганакский	Полимиктовая брекчия	
4	H1_b	Булганакский	Полимиктовая брекчия	
5	H2_a	Булганакский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
6	Bag_mb	Бугазский	Полимиктовая брекчия	
7	Bh_mb_I	Белый Хутор	Полимиктовая брекчия	Глинистые слои из разреза
8	Bh_mb_IV	Белый Хутор	Мономиктовая брекчия	Глинистые слои из разреза
9	DT-0-1Г	Джау-Тепе	Карбонатная порода	Сидеритовая конкреция
10	DT-0-2Г	Джау-Тепе	Карбонатная порода (сильно ожелезненная)	Сидеритовая конкреция
11	En_br	Еникальский	Брекчия	
12	En_mb	Еникальский	Мономиктовая брекчия	
13	Gla_br	Гладковский	Мономиктовая брекчия	
14	Gla_mb	Гладковский	Полимиктовая брекчия	
15	Gn_mb	Гнилая	Полимиктовая брекчия	
16	JTP_br	Джау-Тепе	Мономиктовая брекчия	
17	JTP_old_mb	Джау-Тепе (главный конус)	Полимиктовая брекчия	
18	JTP_new_mb	Джау-Тепе (паразитарный конус)	Полимиктовая брекчия	
19	Kar_mb_old	Карabetова (старое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	
20	Kar_mb_new	Карabetова (новое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	
21	Nov_mb	Новосёловский	Полимиктовая брекчия	
22	Nov_oil	Новосёловский	Карбонатная порода	Известняк с нефтяными пленками по трещинам
23	Rz_mb	Разнокольский	Брекчеподобная порода	
24	Rz_lim	Разнокольский	Мономиктовая брекчия	
25	Sch_mb	Шуго	Полимиктовая брекчия	

26	Sch_mb_1	Шуго	Полимиктовая брекчия	
27	Sch_mb_2	Шуго	Мандельштайн в карбонатном цементе	
28	Sch_mb_3	Шуго	Карбонатная порода	
29	Sem_mb	Семигорский	Полимиктовая брекчия	
30	Sem_mv_1	Семигорский	Мономиктовая брекчия с карбонатным цементом	
31	Sem_mv_2	Семигорский		
32	Syu_br	Сююрташский	Карбонатно-глинистая порода	
33	Syu_mb	Сююрташский	Полимиктовая брекчия	
34	Миска-2017	Миска	Полимиктовая брекчия	Сидеритовая конкреция, (отбор 2018г)
35	mv-I-2	Гнилая	Полимиктовая брекчия	(отбор 2018г)
36	mv-II-3	Цимбалы Западные	Полимиктовая брекчия	(отбор 2018г)
37	mv-III-3a	Карabetова	Полимиктовая брекчия	(отбор 2018г)
38	mv-III-3b	Карabetова	Полимиктовая брекчия	(отбор 2018г)
39	mv-IV-3	Ахтанизовский	Полимиктовая брекчия	(отбор 2018г)
40	mv-V-3	Булганакское сопочное поле	Полимиктовая брекчия	(отбор 2018г)
41	A40	Гладковский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
42	A65	Гладковский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
43	A10	Гладковский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
44	A11	Гладковский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
45	B40	Бугазский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
46	B65	Бугазский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
47	B10	Бугазский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
48	B11	Бугазский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
49	C40	Семигорский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
50	C65	Семигорский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
51	C10	Семигорский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
52	C11	Семигорский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
53	D40	Карabetова (новое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
54	D10	Карabetова (новое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
55	D11	Карabetова (новое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
56	E40	Карabetова (старое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
57	E65	Карabetова (старое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
58	E10	Карabetова (старое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C

59	E11	Карабетова (старое сопочное поле)	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
60	F40	Разнокольский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
61	F65	Разнокольский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
62	F10	Разнокольский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
63	F11	Разнокольский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
64	G40	Ахтанизовский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
65	G65	Ахтанизовский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
66	G10	Ахтанизовский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
67	G11	Ахтанизовский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
68	H40	Гнилая	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
69	H65	Гнилая	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
70	H10	Гнилая	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
71	H11	Гнилая	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
72	I40	Сююрташский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
73	I65	Сююрташский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
74	I11	Сююрташский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
75	J40	Булганакский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
76	J65	Булганакский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
77	J10	Булганакский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
78	J11	Булганакский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
79	K40	Новосёловский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
80	K10	Новосёловский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
81	K11	Новосёловский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
82	L40	Еникальский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
83	L65	Еникальский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
84	L10	Еникальский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
85	L11	Еникальский	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C
86	M40	Шуго	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 400°C
87	M65	Шуго	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 650°C
88	M10	Шуго	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1000°C
89	M11	Шуго	Полимиктовая брекчия	После нагрева до 1100°C