А 87
8289

Р. Р. РАХМАНОВ

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ

и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр

MİLLİ RƏQƏMSAL
YADDAŞ

Р. Р. РАХМАНОВ

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ

и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр

МОСКВА "НЕДРА" 1987

Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası
MƏRKƏZİ ELMİ KİTABXANA

УДК 551.311.8:553.98

Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. – М.: Недра, 1987. – 174 с. ил.

Приведены обоснованные представления о локализации грязевых вулканов в погруженных зонах геосинклинальных, эпигеосинклинальных орогенных поясов и областей повторного орогенеза. Рассматриваются условия и механизм образования грязевых вулканов, их деятельность, продукты извержения, морфология. Закономерности размещения (структурной локализации) грязевых вулканов использованы в качестве критериев при прогнозировании газонефтеносности недр.

Для геологов, занимающихся поисками залежей нефти и газа, а также специалистов в области геотектоники.

Табл. 6, ил. 42, список лит. – 46 назв.

Рецензент: *И.В. Высоцкий,* д-р геол.-минер. наук (МГУ им. М.В. Ломоносова)

Р $\frac{1904050000 - 064}{043(01) - 87}$ 134–87

© Издательство "Недра", 1987

ВВЕДЕНИЕ

Для обеспечения народного хозяйства нашей страны топливно-энергетическим сырьем большое значение имеет открытие и ввод в разработку новых месторождений нефти и газа. В комплексе геолого-геофизических исследований, проводимых в этом направлении, изучение грязевого вулканизма приобретает большую актуальность. Грязевой вулканизм – совокупность процессов, обусловливающих подъем и выброс на поверхность по выводным каналам размягченных пластовыми водами глинистых масс, обломков твердых пород и преимущественно углеводородных газов и приводящих к образованию из продуктов извержений своеобразных геологических тел – грязевых вулканов. Анализ продуктов деятельности грязевых вулканов имеет важное значение при выяснении генезиса углеводородных скоплений в осадочной толще земной коры, оценке перспектив нефтегазоносности еще не вскрытых бурением отложений, определении состава флюидов и вмещающих пород, а также степени и характера насыщенности их различными полезными ископаемыми. Особенно существенна роль грязевых вулканов при расшифровке геологического строения, структурных соотношений разновозрастных комплексов отложений, тектонического положения и районирования складчатых структур второго и более низкого порядков.

Твердые продукты деятельности грязевых вулканов могут служить исходным материалом для извлечения из них редких и рассеянных элементов, производства керамзита и металлургических окатышей. Кроме того, сопочная грязь используется для бальнеологических целей. Следовательно, грязевой вулканизм – важный объект изучения, представляющий большой научный и практический интерес.

Первыми исследователями грязевых вулканов были П. Паллас, А. Гумбольдт, Г. Абих, Ф. Малле, К. Гюмбель. Дальнейшее развитие учение о грязевом вулканизме получило в трудах Д.В. Голубятникова, А.Д. Архангельского, И.М. Губкина, С.Ф. Федорова, С.А. Ковалевского, А.А. Якубова, П.П. Авдусина, А.Б. Ронова и др. Ведущая роль в изучении грязевого вулканизма принадлежит ученым и геологам Азербайджана, в пределах которого сосредоточено около трети грязевых вулканов земного шара. Немаловажную роль сыграли и исследования, проведенные на Керченском и Таманском полуостровах, в Восточной Грузии и Юго-Западной Туркмении, на о-ве Сахалин, а также в Румынии, Италии, Иране, Пакистане, Индии, Бирме, Малайзии, Индонезии, Новой Зеландии, Мексике, Колумбии и на о-ве Тринидад (Тринидад и Тобаго). В результате этих работ были сделаны важные выводы о геолого-геоморфологических особенностях, геохимии продуктов деятельности, структурных условиях проявлений грязевых вулканов и связи их с залежами полезных ископаемых.

Следует отметить, что грязевой вулканизм чаще всего изучался как геологическое явление, свидетельствующее о наличии в недрах залежей нефти и газа. Если грязевые вулканы рассматривать в качестве объектов,

тесно связанных с определенными тектоническими структурами земной коры и слагающими их структурно-формационными комплексами, то научно-практическое значение проблемы грязевого вулканизма существенно расширится. Определение геотектонической позиции грязевого вулканизма путем выяснения региональных и локальных геолого-структурных закономерностей размещения грязевых вулканов и грязевулканических проявлений позволит решать вопросы о тектоническом положении, районировании и строении соответствующих складчатых структур, о принципиальных особенностях их геологического развития и направлениях поисково-разведочных работ в областях грязевого вулканизма на различные виды полезных ископаемых и прежде всего на нефть и газ.

Основная цель наших исследований — выявление закономерностей пространственного размещения грязевых вулканов в планетарном масштабе и геотектонических условий их проявления — определяет последовательность работ: анализ и обобщение фактических данных о локализации, морфологии, деятельности, составе твердой, газовой и жидкой фаз извержений грязевых вулканов; типизация грязевых вулканов; сравнительный структурно-формационный анализ осадочной толщи зон погружений и на его основе разработка модели строения областей развития грязевого вулканизма; выяснение роли геотектонических факторов в образовании грязевых вулканов; обоснование направлений нефтегазопоисковых работ с учетом закономерностей размещения и структурной локализации грязевых вулканов.

Закономерности развития грязевого вулканизма могут быть использованы при тектоническом районировании, уточнении границ впадин (прогибов), определении мощности осадочной толщи в прогибах, установлении структурных этажей, оценке потенциальных ресурсов газа в недрах.

Установленные структурные соотношения разновозрастных комплексов отложений и связь корней грязевых вулканов со складчатой зоной развития палеоген-миоценовых и мезозойских образований депрессионных участков могут быть рекомендованы как критерии для выбора направления поисково-разведочных работ на нефть и газ. На основе данных о развитии различных морфогенетических типов грязевых вулканов в тех или иных нефтегазоносных областях можно прогнозировать наличие пологих и слабодислоцированных или, наоборот, крутых и интенсивно дислоцированных поднятий в нижнем структурном этаже до проведения разведочного бурения и геофизических исследований.

В основу работы положены результаты проведенных автором исследований грязевых вулканов Азербайджана и других регионов СССР, а также анализ опубликованных материалов по областям развития грязевого вулканизма Альпийской складчатой зоны Юга СССР, о-ва Сахалин и зарубежных стран.

I. ГЕОГРАФИЯ И МОРФОЛОГИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

На земном шаре существует много внешне сходных геологических образований, описанных под разными названиями: грязевой вулкан, осадочный вулкан, псевдовулкан, вулканоид, песчаный вулкан, глиняный бугор, газовый вулкан, газонефтяной вулкан и т. д. Учитывая внешний вид, характер извержения, конечные продукты выброса, следует, очевидно, отдать предпочтение названию "грязевой вулкан", которое укоренилось в литературе и чаще употребляется при описании геологических образований, внешне напоминающих вулканы, но в отличие от них извергающих не магму (лаву), а грязь.

Для областей развития грязевого вулканизма характерно сочетание обширных плоских и пологоволнистых равнин с холмисто-грядовыми возвышенностями. Последние представлены цепочками разобщенных увалообразных и реже гребневидных хребтов, а также обособленными выступами рельефа. Протяженные возвышенности и локальные куполовидные выступы в основном сложены грязевулканической брекчией. Поэтому их морфологические особенности неразрывно связаны с частотой и интенсивностью извержений, литологическим составом и консистенцией твердых выносов.

По внешней форме и строению эруптивного аппарата грязевые вулканы имеют много общих черт с лавовыми вулканами.

Грязевулканическая брекчия и газы в современную эпоху выносятся на поверхность по существующим выводным каналам, более или менее четко отображенным на поверхности в виде кратеров. В редких случаях на поверхности отсутствуют характерные признаки эруптивных центров. Очередное извержение, как это было, например, на Келанинском вулкане в Азербайджане (Шемахинский район) в 1962 г., приоткрывает "скрывавшийся" канал, по которому выносятся газы и массы пород.

Вследствие уменьшения объема массы, заполняющей жерловую часть, во время извержений кратер грязевых вулканов представляет собой участок оседания и имеет форму от плосковыпуклой — щитообразной до глубоко запавшей — кальдеровидной. Контуры кратерного плато в зависимости от характера и свойств извергаемого продукта весьма различны: большей частью округлые, реже овальные. Площадь кратерного плато в наиболее крупных вулканах достигает 10 км^2 и окаймляется одним или несколькими концентрическими валами. Местами последние возвышаются на 5—25 м над центральной частью кратера.

В большинстве случаев на относительно ровной поверхности кратерного плато расположены вторичные паразитические микроформы, представленные в основном небольшими конусами и лунками, действующими или потухшими. Такой морфологический парагенезис зависит от количества воды, изливающейся из их центров эрупции: при обильном ее выделении образуются лепешкообразные конусы и воронки-озерки, а при слабом — крупные конусы.

Потоки грязевулканической брекчии, как и кратерные плато, являются основным морфологическим элементом грязевулканического рельефа. Форма их зависит от характера ложа, уклона местности и состава брекчии. Длина грязевулканических потоков достигает 2—3 км, ширина 200 м, а толщина 8 м. Площадь грязевулканических покровов наиболее крупных вулканов изменяется в пределах 0,8—38 км^2.

После излияния брекчия подвергается быстрой эрозии, и на теле потоков вырабатывается сложная овражно-балочная система, веерообразно расходящаяся от края кратера. Наибольшее изменение вулканический рельеф испытывает под действием атмосферных осадков. В морских вулканах основным агентом денудации является абразия.

Наибольшее количество (свыше 700) грязевых вулканов, связанных с углеводородными скоплениями в глубокозалегающих слоях, зафиксировано в нефтегазоносных бассейнах подвижных поясов (рис. 1).

Грязевые вулканы в северной части **Италии**, описанные А. Мукки (A.M. Mucchi, 1968 г.), — боллитори, барбогли, барбои, спессо, бомби, сальзы — размещены вдоль отрогов Апеннин, в области Эмилия-Романья. Особенно широко они развиты на Моденских холмах. Всего установлено 17 грязевых вулканов. Высота вулканов, представленных в основном увалообразными возвышенностями, не превышает 8 м. Действующие эруптивные центры в виде конусов и озерков обычно выделяют грязь и газ. В двух вулканах (Пуианелло и Лама) на поверхности грязи отмечаются и пленки нефти. На о-ве Сицилия грязевые вулканы — макалубы сосредоточены около населенных пунктов Шиакка, Агридженто и Макалуби, расположенных в юго-западной прибрежной полосе острова и к северо-востоку от г. Кальтаниссетта. Наиболее выраженный и активный грязевой вулкан на острове — Джирджента представляет собой плоский холм высотой 50 м и в поперечнике 1 км. Вулкан включает 12 обособленных воронкообразных эруптивных центров (волканелли) высотой от 3 до 9 м, заполненных жидкой грязью, через которую выделяются пузыри газа.

В **НСРА**, к востоку от г. Селеница, на берегу р. Вьоса, линейно расположены небольшие грязевулканические проявления высотой до 1,5 м, выделяющие кроме газа и грязи большое количество нефти (A.H. Redfeld, 1920 г.).

В **СРР** общее число грязевых вулканов — глодуров, фиербов, фиербэторьев, болборосов, пыклев, сэретурьев, — встречающихся в виде отдельных обособленных конусов или групп, по данным М. Пьеха (M. Peahă, 1965 г.), доходит до 46. Из них около 15 известно в Трансильвании, 13 в Молдове, 7 в Олтении и 11 в Мунтении. Самые выразительные грязевые вулканы расположены на четырех участках в районе Берка-Арбанаш, к северо-востоку от г. Плоешти. В Трансильвании максимальная высота обособленных групп грязевулканических проявлений доходит до 6 м. На Молдовском плоскогорье и в Олтении грязевые сопки, сальзы и грифоны имеют высоту до 1 м и диаметр кратера 5—6 м. Все они выделяют грязь. Наиболее крупный вулкан Румынии Пыкле-Марь в районе Берка-Арбанаш занимает площадь 1000 × 600 м при высоте до 20 м. На его кратере образованы хорошо выраженные вторичные конусы высотой 2—5 м,

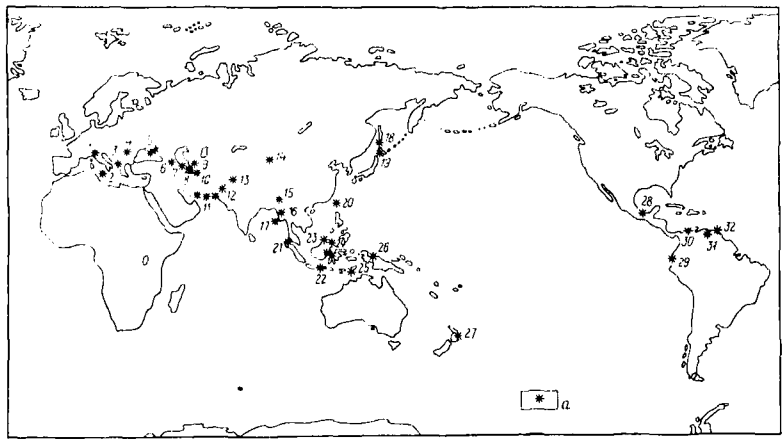


Рис. 1. Географическое положение грязевых вулканов на земном шаре:

а — районы развития грязевых вулканов, связанных с углеводородными скоплениями в глубокозалегающих слоях: *1* — Северная Италия, *2* — о-в Сицилия, *3* — Албания, *4* — Румыния, *5* — Керченский и Таманский п-ова, *6* — Восточная Грузия, *7* — юго-восточное погружение Большого Кавказа, *8* — Южный Каспий, *9* — Юго-Западная Туркмения, *10* — Горганская равнина (Иран), *11* — макранское побережье (Иран и Пакистан), *12* — Белуджистан, *13* — провинция Пенджаб, *14* — Джунгария (КНР), *15* — Ассамская область (Индия), *16* — Бирма, *17* — Андаманские и Никобарские о-ва, *18* — Южный Сахалин, *19* — о-в Хоккайдо, *20* — о-в Тайвань, *21* — о-в Суматра, *22* — о-в Ява, *23* — о-в Калимантан, *24* — о-в Сулавеси, *25* — о-в Тимор, *26* — о-в Новая Гвинея, *27* — Новая Зеландия, *28* — Мексика, *29* — Эквадор, *30* — Колумбия, *31* — Венесуэла, *32* — о-в Тринидад

выделяющие грязь, воду с пленками нефти и газ в виде больших пузырей диаметром до 1—2 м.

Самым западным районом распространения грязевого вулканизма на территории **Советского Союза** является *Керченский п-ов*, где известны 42 грязевых вулкана — пеклы, пучины, блеваки, причем больше половины из них относится к категории "ископаемых". Крупнейший грязевой вулкан Керченского п-ова Джау-Тепе возвышается над окружающей равниной на 80 м. Другой наиболее известный вулкан — Булганакский представляет собой просевшее в рельефе кратерное поле, окруженное валом высотой до 8 м. На кратерном поле действующие эруптивные центры образуют четыре обособленные группы, выделяющие жидкую грязь, воду и пузырьки газа. Следует отметить, что в отличие от многих других областей развития грязевых вулканов роль последних в формировании морфологии локальных структур Керченского п-ова существенна: с интенсивной деятельностью грязевых вулканов, сопровождающейся выносом через их жерла огромного количества пород, связано образование своеобразных компенсационных прогибов, названных "вдавленными синклиналями", осложняющих сводовые и присводовые участки поднятий [10].

На *Таманском п-ове* насчитывается 41 грязевой вулкан. На двух участках прибрежной полосы южной части Азовского моря, в Темрюкском заливе, установлены подводные грязевые вулканы. Наличие таких же вулканов предполагается Е.Ф. Шнюковым, В.Е. Захаровым, В.М. Аленкиным и др. и к югу от Таманского п-ова, в шельфовой зоне Черного моря. Крупные грязевые вулканы полуострова представлены усеченными конусами относительной высотой до 100 м. Действующие вулканы выделяют пузырьки газа, грязь и воду, местами с пленками нефти.

В пределах *Западной Кубани* известно 11 грязевых вулканов. Наиболее выраженный грязевой вулкан Шуго внешне имеет вид плоской круглой возвышенности с диаметром основания до 2 км. Кратерное поле его диаметром 300 м окаймлено валом высотой 15—20 м. Действующие эруптивные центры на кратерном поле сосредоточены на трех участках. Все они выделяют газ и грязь. Грязевой вулкан Горы Гнилой в рельефе образует возвышенность округлой формы с пологой вершиной, где расположены многочисленные вторичные паразитические центры, выделяющие густую грязь с пузырьками газа.

Грязевые вулканы *Восточной Грузии и Западного Азербайджана* (общее их число 15) — ахталы развиты в пределах северного и южного склонов и восточного погружения Кахетинского хребта и Южной (Степной) Кахетии. Высота наиболее крупных вулканов здесь доходит до 40 м, а диаметр их основания до 800 м. Все они выделяют газ и грязь разной консистенции и илистую воду, во многих случаях с пленками нефти.

Грязевые вулканы *Восточного Азербайджана* — боздаги, ахтармы, пильпиля, гайнарджи, мыльные родники — расположены в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа и его предгорий (Апшеронский п-ов, Шемахино-Гобустанская область, Прикаспийская низменность), в Прикуринской низменности и на примыкающей к ним акватории Каспийского моря (Апшеронский и Бакинский архипелаги). На знаменитом "абиховском треугольнике", занимающем площадь 16 тыс. км^2, сосредоточено максимальное число грязевых вулканов мира (до 220). Многие грязевые вулканы Восточного Азербайджана характеризуются крупными размерами (высотой до 400 м). Вулканы Южного Каспия образуют постоянно и временно существующие острова и многочисленные подводные выступы в виде банок. Действующие вулканы выделяют газ, грязь, мутную воду и частично нефть, большей частью в виде пленок.

Грязевые вулканы *Юго-Западной Туркмении* (всего 25) — гайнаки, порсы, патлауки — приурочены к Прибалханскому и Кеймир-Чикишлярскому районам и к туркменскому шельфу Южного Каспия (в виде банок). Наиболее крупные грязевые вулканы Прибалханского района в рельефе выделяются в виде крупных выступов с относительной высотой до 20 м (Алигул) и некков (Кара-Бурун и другие на Боядаге) высотой до 13 м, диаметрами у вершины 6—7 м и у основания 15—16 м, представляющих собой обнаженные в процессе выветривания жерла некогда действующих вулканов. Рельефно выраженные вулканы Кеймир-Чикишлярского района — Гограньдаг, Геоклатлаук, Аклатлаук — внешне представляют собой усеченные конусы с абсолютной высотой над уровнем

Каспия 62–80 м и с диаметром основания до 2,3 км. В Юго-Западной Туркмении встречаются и озеровидные вулканы типа "маар" размером 185×65 м (Западный Порсугель) и глубиной свыше 150 м (Розовый Порсугель), заполненные мутной водой, большей частью с пленками нефти, где наблюдается интенсивное выделение газа. Эти вулканы напоминают кипящие котлы.

Грязевые вулканы *о-ва Сахалин* расположены в его юго-восточной части — в зоне перехода восточного склона Западно-Сахалинских гор к низменной полосе. Здесь насчитывается пять обособленных групп вулканов. Наиболее крупные вулканы Южного Сахалина (Пугачевский, Южно-Сахалинский) характеризуются лепешкообразными сопочными полями диаметром до 2 км, возвышающимися над прилегающей территорией на 3–7 м. Действующие их эруптивные центры выделяют жидкую или густую грязь и газ.

Грязевые вулканы **Ирана** приурочены к Горганской равнине на восточном побережье Южного Каспия, а на юге — к побережью Оманского залива. На Горганской равнине достоверно установлено семь вулканов (A. Gansser, 1960 г.). Наиболее крупные вулканы (Нефтлидже и Гарныярыг-Тепе) представляют собой "кальдеры" с диаметром соответственно 150 и 600 м, возвышающиеся над окружающей местностью на 25 м. Вулканы характеризуются интенсивными газовыми выделениями, а из вулкана Нефтлидже вытекает темная нефтяная грязевая эмульсия. Грязевые вулканы макранского побережья Ирана, общее число которых доходит до 15, сгруппированы на шести участках [45]. Самый крупный грязевой вулкан макранского побережья Ирана — Напаг возвышается над окружающей равниной на 50 м при диаметре основания до 1 км. Его кратер диаметром около 5 м заполнен темно-серой грязью [45].

На макранском побережье **Пакистана**, по данным Р. Снида (R.E. Snead, 1964 г.), расположено девять грязевулканических конусов. Крупный грязевой вулкан на побережье — Чандрагуп имеет относительную высоту 94 м, диаметр основания 800 м при диаметре кратера 6 м. Через жидкую грязь, заполняющую его кратер, периодически выделяются небольшие пузырьки газа. Грязевые вулканы Восточного Белуджистана в Пакистане прослежены вдоль хребтов Хала и Харо. Р. Снид выделил их под названием "грязевые гряды". Всего зафиксировано 16 грязевых гряд: 14 вдоль хр. Хала и 2 вдоль хр. Харо. Ч. Скрин (C.P. Skrine, 1936 г.) описывал холм высотой 30,5 м около г. Калат, а В. Сондхи (V.P. Sondhi, 1947 г.) — четыре грязевулканических острова в Аравийском море размером около 180 × 150 м, образованные во время землетрясений 1935 и 1945 гг. с эпицентрами в районе г. Кветта и в Аравийском море. Вулканы в Восточном Белуджистане представляют собой высокие и широкие возвышенности, вытянутые параллельно горным цепям, с крутыми склонами (от 40° до 70°). Два самых крупных вулкана приурочены к северному окончанию хр. Хала и расположены на высоте 600 м над уровнем моря. Среди вулканов гребневидного типа встречаются более сложные — в виде слившихся конусов. Например, Кандавари на хр. Харо возвышается над примыкающей с востока равниной Лас-Бела более чем на 400 м. Вулкан

изливает огромное количество грязевулканической брекчии из близко расположенных эруптивных центров, образующей единый поток длиной свыше 3200 м. В Северном Белуджистане, в районе р. Зхоб, и в провинции Пенджаб Р. Снидом в 1964 г. зафиксированы грязевулканические проявления в виде небольших конусов и озер.

Грязевые вулканы **Индии** размещены в ее северо-восточной части (Ассамская область) и на Андаманских и Никобарских островах Бенгальского залива. В Верхнем Ассаме на вершине одного из холмов Ф. Малле (F.R. Mallet, 1878 г.) отметил обширное углубление, заполненное грязью с пленками нефти. В штате Пенджаб, так же как и в Верхнем Ассаме, грязевые вулканы внешне представлены в виде небольших конусов и озер. По имеющимся сведениям [33] на Андаманских о-вах насчитывается 11 вулканов, из них 6 расположены на о-ве Баратанг, 2 — на о-ве Средний Андаман и 3 — на о-ве Северный Андаман. Грязевые вулканы на Андаманских о-вах представлены небольшими возвышенностями, в пределах которых отдельные сопки высотой до 3,5 м выделяют газ, ил или воду с пленками нефти.

В **Бирме** грязевые вулканы известны к востоку и западу от хр. Ракхайн (T. Niiya, 1922 г.). Восточная группа грязевых вулканов размещена вдоль р. Иравади, недалеко от городов Пента, Шуэбо, Минбу, Пьи и Хензада, а западная — на островах Яньбе (Рамри), Манаун (Чедуба), Баруунга, Йе, Сагу и вокруг них в Бенгальском заливе, образуя временно существующие острова. Больше всего грязевых вулканов на островах Яньбе (12) и Манаун (7). Грязевые вулканы Ф.Малле наблюдал и в районе г. Читтагонг. Самые крупные вулканы района Минбу в Бирме имеют высоту 18 м при диаметре основания более 70 м. Кратеры их заполнены вязкой грязью с пленками нефти, через которую пробиваются пузыри газа. Высота вулканов о-ва Яньбе составляет 5—12 м при диаметре основания 50—90 м. Сопочный покров двух наиболее крупных вулканов о-ва Манаун имеет в поперечнике 180—230 м. Все они выделяют углеводородные газы, грязь и местами нефть.

В Джунгарской области **КНР** известны два грязевых вулкана — Тушандзы и Хоргос. Небольшие грязевые вулканы описаны М.К. Калинко и И.М. Сирыком в районах Алчингол, Майбулак и Модунсала. Относительно крупный грязевой вулкан Джунгарии — Тушандзы возвышается над окружающей местностью на 150 м при диаметре основания 250 м. В юго-западной прибрежной полосе о-ва Тайвань на двух участках зафиксированы грязевые вулканы, представляющие собой плоские возвышенности с многочисленными действующими эруптивными центрами [39, 43].

В **Японии** в южной части о-ва Хоккайдо, по данным Сасао (1955 г.), находятся восемь грязевых вулканов с максимальной высотой 39 м и диаметром основания свыше 200 м. Из их кратеров выделяется небольшое количество газа, а также мутная вода.

Грязевые вулканы на территории **Индонезии** известны на островах Суматра, Ява, Новая Гвинея, Тимор, Роти, Камбинг и Семау. На о-ве Суматра они приурочены к его северной части, а на о-ве Ява — к равнине Гробвган [39, 43]. Грязевой вулкан Пийя-Били в северной части о-ва

Суматра до XX в. характеризовался интенсивным излиянием грязи. В настоящее время его деятельность ослабла. На о-ве Ява грязевой вулкан внешне представлен в виде приподнятого округлого участка диаметром 3 км, выделяющего грязь. В прибрежных районах о-ва Тимор на пяти участках зафиксированы грязевые вулканы — поттосы (L.J. de Azeredo, 1963 г.). Наиболее крупный грязевой вулкан о-ва Тимор — Бибилуто образует плоский (высотой до 20 м) холм, простирающийся в длину на 1 км. На небольшом о-ве Семау находится шесть грязевых вулканов. Один из них высотой 20 м и диаметром кратера 2—3 м выделяет грязь и газ, другой высотой до 1 м вместе с грязью изливает и небольшое количество нефти. Остров Камбинг, по существу, образован грязевым вулканом почти круглой формы, размером в поперечнике до 2 км. На юго-запад от о-ва Тимор на о-ве Роти Г. Гёфер и Э. Блюмер описали три грязевых вулкана. На одном из них — Бату-Беркетак вслед за извержением образовалась возвышенность высотой 15 м и диаметром основания 1 км (H. Höfer, 1909 г.). На о-ве Новая Гвинея грязевые вулканы расположены в его северо-западной части, между заливом Геельвник и оз. Ромбебай.

Девять грязевых вулканов (из них пять наиболее крупные) в **Малайзии** — тагаи расположены на п-ове Дент, представляющем собой восточное окончание о-ва Калимантан (N.S. Haile, N.J. Wong, 1965 г.). Твердые выносы вулканов п-ова Дент образуют круглые щитообразные возвышенности, имеющие в поперечнике 1,6—3,2 км и максимальную высоту до 30 м. Все вулканы выделяют газ, грязь и воду без нефти. К югу от п-ова Дент, в северной части п-ова Семпорна расположены два грязевых вулкана, круглые плоские покровы которых размером в поперечнике 46 и 27 м окаймлены кратерным валом высотой до 6 м (H.J.C. Kirk, 1962 г.). На северо-западном побережье о-ва Калимантан, на п-ове Клиас, в долинах рек Барам и Жерудонг известны 13 грязевых вулканов, внешне представленных обширными плоскими сопочными покровами (R.A.M. Wilson, N.P.Y. Wong, 1964 г.; N. Komatsu, Y. Kikuchi [43]). В шельфовой зоне Южно-Китайского моря, к северо-востоку от п-ова Клиас наблюдались четыре временно существующих острова, образование которых А. Шенк (A. Schenk, 1901 г.) связывает с извержением морских грязевых вулканов.

Наземные грязевые вулканы **Новой Зеландии** на о-ве Северный (общее число их девять) размещены на п-ове Раукумара. Два из них относительно крупных — Мангаэху-Стрим и Хангароа-Риве — имеют лепешкообразное сопочное поле. Остальные представляют собой небольшие потухшие или действующие эруптивные центры, периодически выделяющие газ, воду и грязь. Описаны также два подводных извержения недалеко от восточного побережья о-ва Северный [44].

Единственный грязевой вулкан **Мексики** — Эль-Кокуйте расположен к югу от г. Веракрус. Вулкан представлен невысокой (до 6 м) возвышенностью с диаметром основания около 25 м. Кратер вулкана размером 1—1,5 м в поперечнике заполнен жидкой грязью, через которую периодически пробивается множество мелких пузырьков газа (W.E. Humphrey, 1963 г.).

Грязевые вулканы **Колумбии** — вулканитосы, общее число которых превышает 50, находятся в ее северо-западной прибрежной полосе (от залива Ураба до устья р. Магдалена) и на примыкающей к ней акватории Карибского моря. Кратеры действующих вулканов заполнены грязью местами с запахом нефти или водой, через которые с различной интенсивностью выделяются пузырьки газа. Наиболее резко выраженные вулканы имеют относительную высоту 10—15 м и диаметр основания от 200 до 1600 м [39, 43].

В **Тринидаде и Тобаго (о-в Тринидад)** грязевые вулканы — морны, буффы, ярды — развиты к югу от Центрального хребта в виде почти параллельных гряд субширотного простирания. Здесь прослеживаются четыре линии грязевых вулканов, число которых доходит до 44 [39]. На западном продолжении самой южной линии, но уже на территории **Венесуэлы** выделяются две линии грязевых вулканов — эрвидеросов (H.H. Suter, 1960 г.); их общее число здесь 13. Грязевые вулканы о-ва Тринидад и Восточной Венесуэлы представлены озеровидными кратерами, не возвышающимися над окружающей местностью, и конусами. Кратеры заполнены илистой массой, через которую непрерывно выделяются пузырьки газа. Обильно выделяющаяся грязь покрывает очень большую площадь. Из конусов изливается густая грязь. Наиболее крупные вулканы о-ва Тринидад имеют высоту 30—60 м, площадь основания 345 га и языки излияния длиной до 3,2 км. На вершине наиболее крупного грязевого вулкана Венесуэлы Педерналес наблюдаются обильные выходы газа, воды и нефти.

Два грязевых вулкана зафиксированы и на п-ове Санта-Элена в **Эквадоре**. Небольшие грязевулканические проявления представлены коническими формами высотой до 2 м и диаметром основания около 10 м, выделяющими газ, мутную воду и пленки нефти [36].

Анализ географического распространения грязевых вулканов нефтегазоносных провинций показывает, что они в основном связаны с Альпийско-Гималайским и Тихоокеанским подвижными поясами[1].

В других областях формирование небольших грязевых вулканов (псевдовулканов) разные исследователи объясняют специфическими геологическими и динамическими условиями (Н.О. Назаров, В.А. Фриш, Е.И. Паталаха, С.А. Каспаров, В.В. Грибков, И.С. Плещеев и др.):

наличие маломощных глинистых отложений, перекрывающих напорные водоносные горизонты (полуострова Бузачи и Тюб-Караган на северо-восточном побережье Каспийского моря);

напор трещинно-грунтовых вод и газов в песчано-глинистых образованиях (площади Миатлы, Истису и другие в Дагестане, около Эльтонского озера, Дагинский район Северного Сахалина, область Галф-Плейт в США, залив Уолфиш-Бей на западном берегу Африки и т.д.);

---

[1] В данной работе, согласно определению Б.М. Чикова [30], в ранге подвижных поясов описываются зоны земной коры, для которых в исторически наблюдаемый отрезок времени характерны интенсивные современные движения земной поверхности.

выдавливание снизу разжиженной смеси глины, алеврита и песка вследствие таяния льда через вышележащие отложения (приливно-отливные отмели на южном берегу залива Святого Лаврентия и восточном берегу залива Джеймс в Канаде);

вынос термальными и минеральными водами, а также углекислыми газами через трещины глинистых материалов (на глинистом дне котловин активно действующих магматических вулканов и в примыкающих к ним районах, Йеллоустонский национальный парк США, Калифорния, район Байбурт на северо-западе Турции, Иструп в Вестфалии, ФРГ и Ройков в Словакии, ЧССР);

распространение в основном аллювиальных и реже озерных отложений в сейсмоактивных районах, напряжение вдоль трещин, вызванное оползнями пород (графства Типперэри и Клер в Ирландии, Керкубри, Корнуэлл и Эссекс в Великобритании);

обвал высоких отвесных берегов шора (солончак Кум-Сепшен в северо-западной части Туркмении);

гидромерзлотные процессы в областях развития многолетнемерзлых пород, охватывающих не только заполярные и субполярные широты обоих полушарий, но и бореальные таежные зоны и участки степей (Забайкалье и Монголия) в районах спорадического распространения постоянно мерзлых грунтов.

Более крупные грязевые вулканы, по мнению зарубежных авторов (G. Hendersen, R.H. Reitsema и др.), образованы действием давления газов, выделяющихся из битуминозных сланцев (восточная и западная прибрежные полосы Гренландии), при разложении карбонатных пород термальными водами и при термическом разложении угля (к западу от горы Врангеля на Аляске).

В литературе описывались также своеобразные геологические тела, выступы морского дна и брекчии, связанные, по мнению исследователей, с грязевулканической деятельностью (М.К. Калинко, К.Х. Бакиров и др., С.М. Седых, А.А. Геодекян и др., Ж. Мерсье, Р.С. Фримен, Т.С. Раннефт, М.П. Сесил, Ф.Г. Кэмпбелл и др.).

Таким образом, из подвижных поясов наиболее крупными грязевыми вулканами, имеющими в основном конусовидные формы, выделяется Альпийско-Гималайский пояс. Начало деятельности вулканов приходится на раннемиоценовое время. Интенсивные извержения грязевых вулканов отмечаются в среднем миоцене (чокракское время), верхнем миоцене (сарматский век), плиоцене и плейстоцене. Активизация деятельности грязевых вулканов наблюдается и в современную эпоху.

Грязевые вулканы Западно-Тихоокеанского тектонического пояса, в том числе Индонезийской складчатой области, представлены в основном плоскими сопочными полями размеров в поперечнике до 250 м. Здесь пластовые грязевулканические брекчии, за исключением района Минбу в Бирме, где они установлены в верхнемиоценовых отложениях, отсутствуют, что свидетельствует о более молодом возрасте грязевулканических проявлений. Думается, что такое различие в морфологии и времени проявлений грязевого вулканизма должно рассматриваться в ка-

честве важного аргумента, подтверждающего справедливость отнесения Индонезийской складчатой зоны, ранее считавшейся восточным продолжением Средиземноморского пояса, к более молодой позднекайнозойской тектонической зоне.

Следует отметить, что в северной части Бирмано-Суматринской тектонической зоны, тяготеющей к Средиземноморскому поясу альпид, грязевулканические проявления на о-вах Янбье, Манаун и в Центральной Бирме схожи с аналогичными явлениями Альпийско-Гималайского подвижного пояса. К югу, на о-вах Суматра, Калимантан, Сулавеси, Тимор и др., они имеют уже много общих черт с грязевыми вулканами других областей Тихоокеанского кайнозойского кольца.

В Восточно-Тихоокеанском подвижном поясе, формирование которого связано в основном с альпийским циклом тектогенеза, снова встречаются грязевые вулканы, сходные с аналогичными образованиями Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Наиболее древние пластовые грязевулканические брекчии здесь установлены в среднемиоценовых отложениях [39].

Для Северной Италии, о-ва Сицилия, Трансильванского плато, Керченского и Таманского полуостровов, Западной Кубани, Восточной Грузии, Азербайджана, Юго-Западной Туркмении, макранского побережья Ирана и Пакистана, Джунгарии, Западной Бирмы, островов Калимантан, Тимор, Новая Зеландия, Тринидад, Венесуэлы и Колумбии характерны различия в морфологическом выражении грязевых вулканов, что объясняется локализацией последних в различных тектонических зонах. В остальных областях грязевой вулканизм либо приурочен к отдельным локальным участкам (Албания, Северный Пакистан, Верхний Ассам, Мексика, Эквадор, острова Суматра, Сулавеси, Тайвань, Новая Гвинея, Роти и Саву), либо локализуется вдоль крупных разрывных нарушений (Центральная Бирма, Южный Сахалин, о-в Хоккайдо, Андаманские и Никобарские острова). Поэтому, естественно, в этих регионах резкого различия в морфологии грязевых вулканов не наблюдается.

Нередко в пределах отдельных локальных поднятий и на стыке складок располагается несколько грязевулканических групп (Бабазананская, Агзыбирская, Карадагская, Кюровдагская, Каламадынская в Восточном Азербайджане; Челекенская, Адамкудукская в Юго-Западной Туркмении; Южная антиклиналь на о-ве Тринидад; район Берка-Арбанаш в Румынии и др.). В этих группах на общем фоне выделяется один сравнительно крупный грязевой вулкан, в составе твердых выбросов которого встречаются породы более древнего возраста. Этот факт указывает на то, что грязевые вулканы крупного размера прорывают осадочную толщу сравнительно большей мощности. Учитывая морфологическую выраженность вулканов, особенности грифонно-сальзовой стадии их деятельности, состав газов и общую минерализацию вод грязевых вулканов (см. раздел II), а также факт обнаружения газовых скоплений обычно в повышенных частях складок, можно сделать вывод, что корни крупных грязевых вулканов связываются с сводовыми частями глубокозалегающих мезозойских или палеоген-миоценовых поднятий (в зонах с оса-

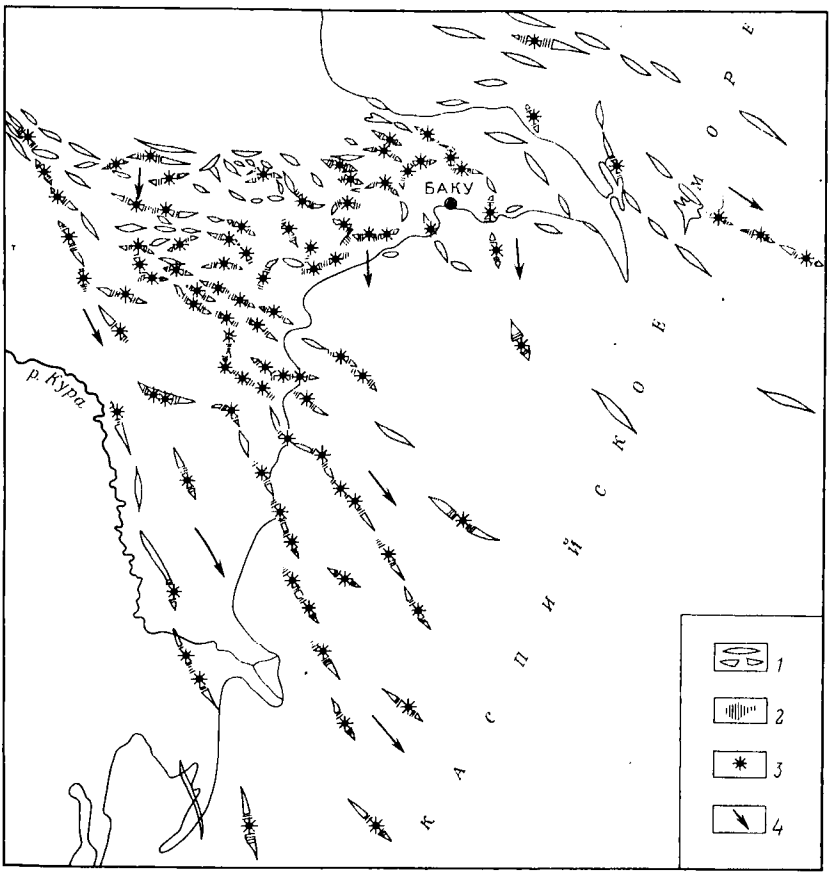


Рис. 2. Схема расположения грязевых вулканов плиоценовых и мезозойских складчатых структур Азербайджана:

1 — плиоценовые антиклинальные складки; *2* — предполагаемые приподнятые части мезозойских складок; *3* — крупные грязевые вулканы; *4* — направление смещения сводов складок

дочным комплексом отложений мощностью более 10 км) (рис. 2). Этот вывод подтверждается материалами сейсморазведки и частично гравиразведки по Апшеронской области, Бакинскому архипелагу и Керченско-Таманской области. Так, по данным сейсморазведки свод Сараинской складки с глубиной смещается к юго-востоку и по миоцен-палеогеновым и верхнемеловым отложениям наиболее приподнятая часть структуры приурочена к эруптивному центру Сангярского вулкана (рис. 3). По условному сейсмическому горизонту, отнесенному к мезозойским отложениям, наиболее повышенная часть Фатьмаинской складки располага-

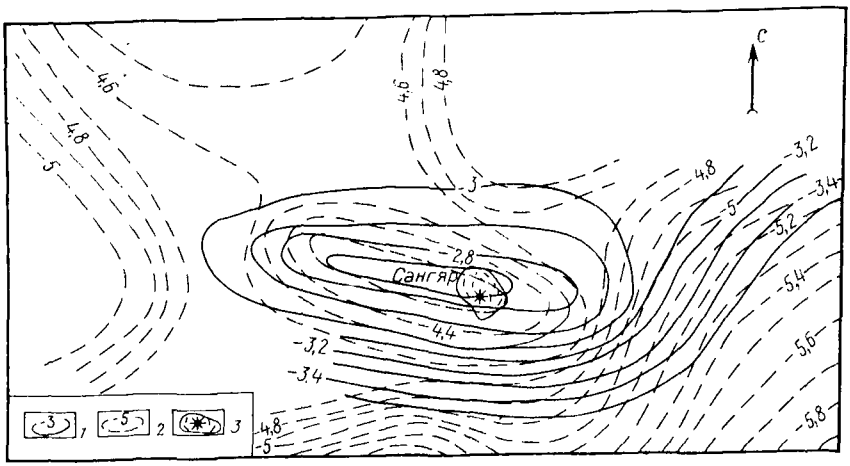


Рис. 3. Структурные схемы Сараинской складки по условным сейсмическим горизонтам (по данным треста "Каспнефтегазгеофизразведка").

Изогипсы условных сейсмических горизонтов, км: *1* — верхнемелового, 2 — нижнемелового; *3* — грязевой вулкан

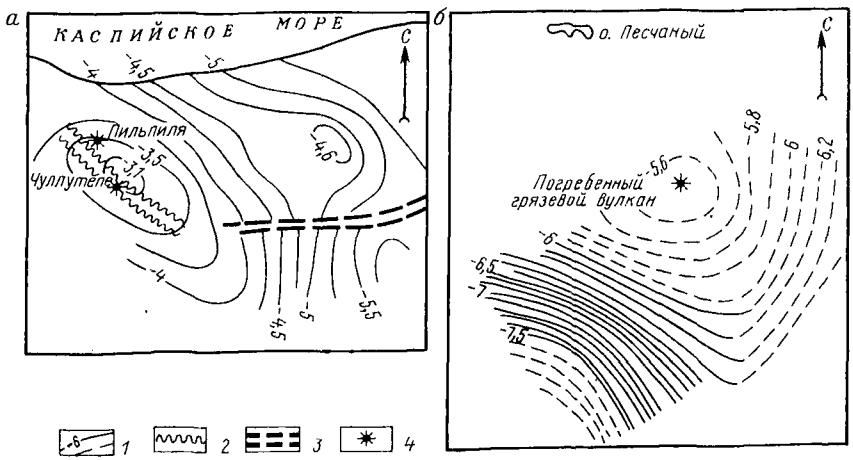


Рис. 4. Структурные схемы по условным сейсмическим горизонтам в мезозойских отложениях, площадь Фатьмаи (*а*), и в миоцен-палеогеновых образованиях, площадь Песчаный-море (*б*) (по данным треста "Каспнефтегазгеофизразведка").

1 — изогипсы условных сейсмических горизонтов, км; *2* — зона сложного геологического строения; *3* — предполагаемая зона нарушения; *4* — грязевой вулкан

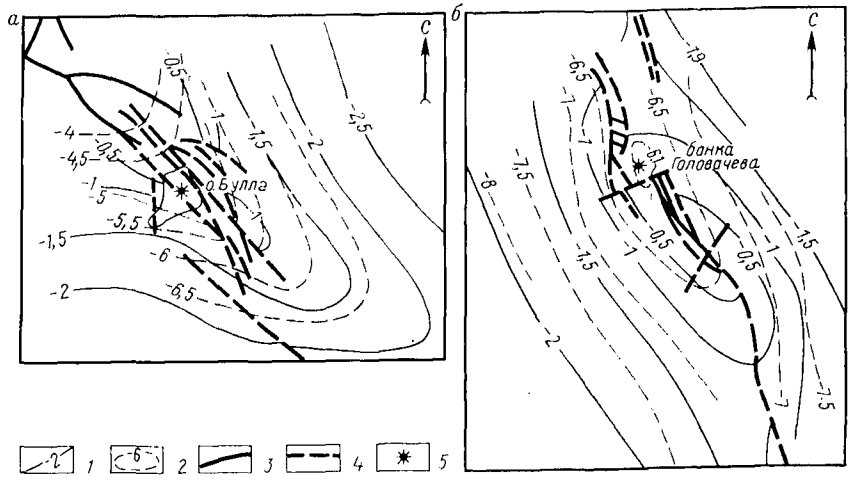


Рис. 5. Структурные схемы площадей о-в Булла (*а*) и банка Головачева (*б*) по условным сейсмическим горизонтам (*по данным треста "Каспнефтегазгеофизразведка"*).

Изогипсы условных сейсмических горизонтов, км: *1* — приуроченного к подошве акчагыла, *2* — в отложениях, подстилающих среднеплиоценовую толщу; нарушения по данным: *3* — бурения, *4* — сейсморазведки; *5* — грязевой вулкан

ется в районе грязевого вулкана Чуллутепе (рис. 4, *а*). В пределах антиклинальной зоны Сарыкаябаши — банка Макарова, к югу от о-ва Песчаный, где по данным бурения установлен погребенный грязевой вулкан, сейсморазведкой выявлено самостоятельное поднятие Песчаный-море (рис. 4, *б*).

Результаты сейсморазведки позволили в подстилающих среднеплиоценовую толщу отложениях установить погребенное поднятие в районе о-ва Лось и складку Хамамдаг-море, к наиболее приподнятым частям которых приурочены одноименные крупные грязевые вулканы.

По нашей интерпретации, о-ва Булла соответствует приподнятой части складки, сложенной породами, подстилающими среднеплиоценовую толщу (рис. 5, *а*). На площади банка Головачева — банка Куринская на глубинах 6–8 км, предположительно отвечающих уровню залегания палеогеновых отложений, выделено поднятие, к наиболее повышенной части которого приурочен вулкан банка Головачева (рис. 5, *б*).

Данные сейсморазведки свидетельствуют о том, что на Керченском п-ове, на Фантановской площади, где выявлены четыре ископаемых вулкана, условный сейсмический горизонт в майкопских образованиях образует синклиналь, а в эоцен-верхнемеловом комплексе — антиклиналь (рис. 6, *а*). На Восходовской площади, где расположен Джарджавский вулкан, характеризующийся эксплозивной деятельностью, под диапировой складкой в низах майкопа установлена антиклинальная складка (рис. 6, *б*), осложненная сбросом. На Горностаевской площади, осложнен-

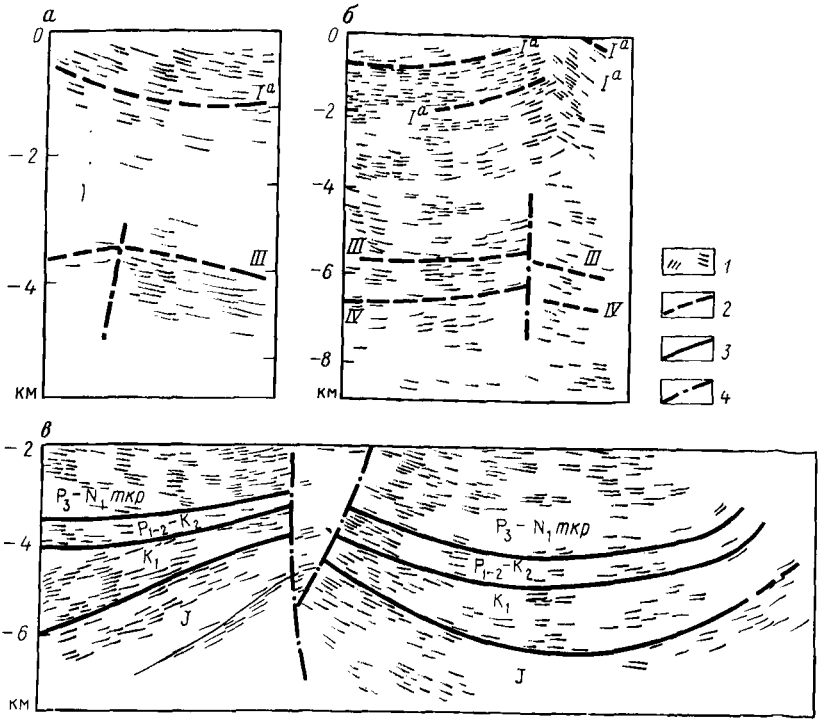


Рис. 6. Сейсмические профили (фрагменты):

а, б — соответственно площади Фантановская и Восходовская (В.И. Китык А.М. Плотников, 1977 г.); *в* — профиль Марьевка — Горностаевка [10].
1 — отражающие площадки; *2* — условные отражающие горизонты в отложениях майкопа (Ia), эоцена и верхнего мела (III), нижнего мела (IV); *3* — границы стратиграфических горизонтов; *4* — разрывные нарушения.
$P_3 - N_1$ *mkp* — майкопская свита

ной одноименным ископаемым грязевым вулканом, по эоцен-меловым и юрским отложениям установлена резко выраженная (с амплитудой свыше 3 км) складка (рис. 6, *в*).

Изучение тектонической приуроченности грязевых вулканов показывает, что они нередко связаны с периклинальными частями антиклиналей верхнего структурного этажа. Это объясняется тем, что в процессе интенсивного погружения депрессионных зон своды молодых складок смещаются относительно сводов древних поднятий. Поэтому выводные каналы крупных грязевых вулканов, приуроченные на глубине к наиболее приподнятым частям древних поднятий, по вышележащим отложениям местами располагаются на периклиналях и крыльях складок. Наметив приблизительные контуры сводовых частей поднятий по мезозойским и палеоген-миоценовым отложениям, можно изучить степень соответствия друг другу разновозрастных структур.

Как известно, складчатые структуры плиоценового комплекса Восточного Азербайджана в региональном плане ориентированы в близдолготном (Апшеронская область, Юго-Западный Гобустан, Нижнекуринская впадина), близширотном (Шемахино-Гобустанская область) и широтном (юго-западная часть Апшеронского п-ова) направлениях. Наиболее приподнятые части мезозойских и палеоген-миоценовых поднятий в плане соответствуют периклиналям плиоценовых складок юго-восточного или близдолготного простирания и присводовым или крыльевым частям широтно ориентированных поднятий. Отсюда следует, что своды складок по плиоценовым слоям, имеющих юго-восточную или близдолготную ориентацию, относительно сводов складок по подстилающим отложениям смещались в юго-восточном или юго-юго-восточном направлении, т. е. по простиранию антиклинальных зон, а в широтно ориентированных складках — в поперечном направлении (см. рис. 2). Миграция сводов складок, выраженных в молодых образованиях, в южном направлении констатировалась и М.Г. Агабековым. Связь корней крупных грязевых вулканов со сводовыми частями глубокозалегающих складок позже была подтверждена и другими исследователями (А.Г. Дурмишьян, В.А. Низьев, Т.П. Эбралидзе, К. Тегелеков и др.).

II. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

В деятельности многих современных грязевых вулканов выделяют две стадии: пассивную — грифонно-сальзовую и активную — пароксизмальную.

На первой стадии происходит спокойное и продолжительное выделение сравнительно небольшого объема газов, грязи и воды (в отдельных случаях с пленкой нефти) из вторичных эруптивных центров. Вторая стадия характеризуется мощным выбросом газов и излиянием на поверхность большого количества брекчии и протекает обычно кратковременно.

II.1. ГРИФОННО-САЛЬЗОВАЯ СТАДИЯ

На грифонно-сальзовой стадии деятельности грязевые вулканы в одних случаях выделяют газ, воду или грязь (ил), в других — еще и нефть (чаще в виде пленок). Причем интенсивность и объем флюидов, выделяющихся из вторичных эруптивных центров вулканов — сопок, сальз

и грифонов[1], обычно непостоянны. Они меняются даже в течение небольших отрезков времени.

В *Прикаспийско-Кубинской области* выделения нефти в виде пленок зафиксированы в сопках, сальзах и грифонах, расположенных в пределах Сиазанской моноклинали и на о-ве Яшма. В крупном вулкане Кайнарджа, приуроченном к сводовой части одноименной складки, а также в сопках, сальзах и грифонах, находящихся на северо-западной периклинали Советабадской антиклинали, выделений нефти не установлено.

В *Апшеронской области* грязевые вулканы, расположенные на периклинальных (банка Апшеронская, Гыралты, Пильпиля, Кечалдаг, Комюратан, Бозда г-Гюздекский, Атабатар и др.) и крыльевых (Кюллитепе, Абиха) частях складок или же на стыках шарниров антиклиналей (Отманбоздаг), в основном выделяют газ, грязь и воду. В грязевулканических проявлениях, приуроченных к сводовым или присводовым частям складок (Богбога, Ахтарма-Путинский, Западный Бозда г, Гюльбахт, Кызылтепе, острова Жилой, Артема и др.), кроме газа, грязи и воды выделяется и нефть. Эта закономерность более четко прослеживается на примере грязевых вулканов Западного Апшерона. Так, в пределах кратерной части вулкана Ахтарма, приуроченного к присводовой части Карадагской складки, расположены грязевулканические проявления, сгруппированные на двух участках: восточная группа представлена четырьмя относительно крупными конусами высотой до 3 м и мелкими грифонами, едва возвышающимися над поверхностью, выделяющими газ и грязь, западная объединяет 25 сопок высотой до 6 м, из которых 10 выделяют газ, грязь и воду с пленками нефти.

В 2 км к западу от вулкана Ахтарма расположен грязевой вулкан Торпаглыахтарма, приуроченный к западной периклинали Карадагской складки. В западной части его вершины локализуются 20 сопок и грифонов, слабо выделяющих газ, грязь и воду. У западного подножия вулкана Торпаглыахтарма особняком стоит грязевая сопка Пильпиля с кратером диаметром 50 м, окаймленным невысоким валом и заполненным грязью. Здесь же наблюдается бурное выделение пузырьков газа.

В 6,5 км к востоко-юго-востоку от вулкана Торпаглыахтарма на стыке погружения шарниров антиклиналей Карадаг, Миагчик и Анарт расположен крупный грязевой вулкан Отманбоздаг, имеющий форму усеченного конуса. Его кратер диаметром около 300 м окаймлен валом высотой до 6 м. В пределах кратера на площади размером 80 х 18 м до извержения в 1965 г. было размещено около 90 сопок, сальз и грифонов, выделяющих газ, густую грязь и воду. В настоящее время в 60 сопках, сальзах

---

[1] Сопки, сальзы, грифоны — разновидности грязевулканических проявлений. Сопки имеют конусовидную форму, высоту до 30 м, диаметры кратера до 10 м и основания до 50 м; сальзы — озеровидные и лужеобразные проявления с недоразвитым конусом высотой до 1 м (в большинстве случаев их кратеры диаметром до 30 м находятся ниже окружающей местности); грифоны — преимущественно конусовидные сопки с незначительной высотой (до 0,5 м) и диаметром кратера от нескольких сантиметров до 0,5 м.

и грифонах, сгруппированных в центральнсй части последнего грязевулканического покрова, наблюдается выделение газа с жидкой грязью.

В восточной части грязевого вулкана Шонгар, расположенного на далекой юго-восточной периклинали Сарынча-Гюльбахтской складки, имеется небольшой конус, периодически выделяющий газ. В 1 км к северо-западу от него на той же периклинали находятся более крупный грязевой вулкан — Сарынча с диаметром кратера 100—150 м. На вершине вулкана на площади размером 40 х 40 м до извержения 1977 г. имелось до 20 сопок и грифонов, в 7 из них незначительно выделялись газ и вода.

Далее к северо-западу расположен грязевой вулкан Гюльбахт, на вершине которого находится крупная сопка высотой 4 м, выделяющая газ и грязь. Вокруг нее расположены 25 небольших сопок, сальз и грифонов, кратеры которых заполнены грязью и мутной водой с пленкой нефти. В 1,5 км к северо-западу от грязевого вулкана Гюльбахт в присводовой части одноименной складки на невысоком холме размещено 30 сопок, сальз и грифонов, выделяющих газ, грязь и мутную воду с пленкой нефти.

Изучение особенностей нефтегазопроявлений на грязевых вулканах *Шемахино-Гобустанской области* в зависимости от их расположения на антиклинальных складках указывает на тесную связь между ними. Так, в пределах антиклинальной зоны Гиджакиахтарма — Чеилахтарма и Алятской гряды выделение нефти наблюдается в сопках, сальзах и грифонах, расположенных в присводовых частях складок. На вулканах Аязахтарма, Нардаранахтарма, Дурандаг, Ахтимер, Эмджек-Эмджек, Каракюре и Бахар, приуроченных к периклинальным частям складок, отмечается только выделение газа, грязи и мутной воды. Следует отметить, что крупные потухшие грязевые вулканы Южного Гобустана и Алятской гряды (Малый Кянизадаг, Потухший вулкан и др.) располагаются в периклинальных частях антиклиналей.

Тесная связь между характером грифонно-сальзовой стадии грязевых вулканов и их тектонической приуроченностью отмечается также для *Прикуринской области* (например, Агзыбирская и Бабазананская антиклинальные складки).

До извержения крупного вулкана Агзыбир (17 июня 1964 г.) его кратер представлял собой ровную поверхность, на которой располагались 23 сопки и грифона, выделяющих в малом количестве газ, грязь, воду и реже пленки нефти. Потухших сопок и грифонов насчитывалось 19. При нашем посещении вулкана через 2 дня после извержения приблизительно в центральной части кратера, сильно измененной вследствие подпирания грязевулканической брекчии, в нескольких местах наблюдалось сильное выделение газа с илистой водой, на поверхности которой имелись пленки нефти. Встречались также газовые выделения, сопровождавшиеся шипением. Вторая группа грязевулканических проявлений Агзыбирской возвышенности расположена в 1 км к юго-востоку от предыдущей. Здесь на площади размером около 100 х 70 м имеются 6 сопок высотой до 2 м и около 125 грифонов, выделяющих газ и воду с пленками нефти. Третья группа расположена к юго-востоку от предыдущей на расстоянии 700—800 м на юго-восточном окончании Агзыбирской

гряды. Она представлена двумя сопками (высотой 1,2–1,5 м и размером кратеров 7 × 6 м) и грифонами (около 20), разбросанными вокруг них. Все они выделяют газ, грязь и воду, а некоторые также пленки нефти.

Грязевой вулкан Промежуточный находится в 4 км к юго-востоку от вулкана Агзыбир и объединяет 5 сопок и 60 грифонов, из которых около 40 выделяют газ, воду и грязь, в некоторых из них отмечались пленки нефти. В 390 м к северо-северо-западу от вершины горы Промежуточная расположена обособленная грязевулканическая группа из 8 сопок и более 30 грифонов, выделяющих газ, воду и нефть.

Грязевой вулкан Заячья Гора, в кратере которого сосредоточены 3 сопки и более 70 грифонов, выделяющих газ, грязь и воду с пленками нефти, располагается на берегу Каспийского моря к юго-востоку от вулкана Промежуточный на расстоянии 2 км.

Таким образом, сопки и грифоны вулканов Заячья гора, Промежуточный и особенно обособленная грязевулканическая группа, приуроченные к присводовой части Агзыбирской складки, характеризуются обильными выделениями нефти. К северо-западу от вулкана Промежуточный выделение нефти ослабевает, и в ряде сопок и грифонов Агзыбирской возвышенности наблюдаются только пленки нефти.

В 150 м к северо-западу от северного окончания Бабазананского хребта на равнине находятся три грязевулканических конуса высотой 1,2–1,5 м, интенсивно выделяющих газ и мутную воду. У северного подножия Бабазананского хребта на площади размером 200 × 200 м расположено 30 сероводородных выходов, выраженных сопками, сальзами и грифонами, выделяющими в значительных количествах газ и воду. Аналогичные грязевулканические проявления отмечаются и в 30 м к востоку от магистральной дороги Баку – Сальяны, где они расположены на одной линии протяженностью 120–130 м. В 500 м к юго-востоку от сероводородных выходов находится грязевулканическое проявление, состоящее из 11 сопок и 3 сальз, выделяющих газ, воду и пленки нефти. Еще дальше на юго-восток (на 250–300 м) на склоне хребта расположена лужеобразная сальза размером 25 × 18 м с водой, газовыми выходами и пленками нефти. В 1,2–1,3 км к юго-востоку от нее в районе разведочных скв. 12,4 и 9 отмечается грязевая сопка небольшой величины, выделяющая воду, пузырьки газа и незначительно нефть. Вокруг кратера и на склонах сопки имеется до 30 грифонов, выделяющих газ и воду. Поверхность сопки покрыта кировым натеком.

Южнее дороги Бабазанан – Дуровдаг на расстоянии 80–90 м расположено кировое озеро Кыррых размером 60 × 50 м. В середине его в 6–7 точках выделяется газ и незначительное количество грязи и густой нефти. Вокруг озера образовался кировый натек толщиной 8–10 см. Выделяющаяся вода с нефтью стекает по наклонному оврагу в юго-восточном направлении, образуя полосу закированности длиной 300–350 м и шириной 40–50 м.

Грязевой вулкан Дуровдаг находится в 5–5,5 км юго-восточнее кирового озера Кыррых и представляет собой возвышенность с плоской поверхностью размером 700 × 400 м, где размещено свыше 1000

действующих сопок, сальз и грифонов. Все они выделяют с различной интенсивностью газ, жидкую грязь и воду. Действующие грязевулканические проявления в основном сгруппированы в северной и южной частях кратерного поля, а в центре расположено около 500 недействующих сопок и грифонов. В некоторых сальзах жидкость, заполняющая их кратерные части, пахнет нефтью.

Таким образом, в пределах Бабазананской складки интенсивное выделение нефти наблюдается в сопках, сальзах и грифонах, находящихся в ее присводовой части. В то же время в сопках, сальзах и грифонах в северо-западной периклинальной части и на крупном вулкане Дуровдаг, приуроченном к далекой юго-восточной периклинали названной складки, имеет место только выделение газа и воды.

На западном борту Южно-Каспийской впадины — *Бакинском архипелаге* — также устанавливается тесная связь между характером грифонно-сальзовой стадии деятельности грязевых вулканов и их тектоническим положением (табл. 1).

Из 42 выявленных грязевых вулканов *Керченского п-ва* 15 характеризуются грифонно-сальзовой деятельностью. Выделение нефти зафиксировано в четырех вулканах — Владиславовском, Хирсыз-Шибанском, Насырском и Джарджавском, приуроченных к присводовым частям складок.

На *Таманском п-ве* и в *Западной Кубани* выделения нефти в виде пленок характерны для вулканов, приуроченных к присводовым частям поднятий (вулканы Гладковский, Северо-Нефтяной, Южно-Нефтяной).

В грязевых вулканах *Восточной Грузии* и *Западного Азербайджана,* приуроченных к присводовым частям локальных поднятий (исключение составляют вулканы Восточный Кила-Купра, Полпойтепе и Северный Тюлькитепе, расположенные на периклиналях складок), наблюдаются пленки нефти.

В *Юго-Западной Туркмении* и в прилегающей к ней *шельфовой зоне Каспийского моря* выделение нефти в виде пленок наблюдалось в грязевых вулканах, приуроченных к присводовым (Западный Порсугель, Алигул, Небитдаг, Боядаг, банка Ливанова, банка Грязный вулкан) или крыльевым (Кеймир) частям складок. В остальных вулканах, расположенных на периклинальных и далеких крыльевых частях поднятий, отмечаются выделения газа, грязи и мутной воды.

В отношении характера грифонно-сальзовой стадии деятельности и структурной локализации грязевых вулканов, находящихся за пределами Советского Союза, мы располагаем фактическими данными по о-ву Тринидад (Тринидад и Тобаго) [39], Румынии (M. Peaha, 1965 г.) и частично Индонезии (N.S. Haile, N.P.J. Wong, 1965 г.).

К западной периклинали протяженной крупной Южной антиклинали **о-ва Тринидад** приурочено пять эруптивных центров Колумбийской группы, выделяющих газ и грязь. К востоку от них, в присводовой части названной антиклинали расположен активно действующий вулкан Ислот, выделяющий газ, жидкую грязь с небольшим количеством нефти. К восточной периклинали Южной антиклинали приурочены группа вулканов

Грязевые вулканы Бакинского архипелага Таблица 1

Грязевой вулкан	Тектоническое положение грязевого вулкана по плиоценовому структурному этажу	Выделения на грифонно-сальзовой стадии
О-в Дуванный	Присводовая часть юго-западного крыла одноименной складки	Интенсивно газ, грязь и местами вода с пленками нефти
Абиха (морской)	Свод складки о-в Дуванный	Газ, ил и обильные пленки нефти
О-в Булла	Северо-западная часть юго-западного крыла одноименной складки	Газ, грязь, ил и вода
О-в Глиняный	Северо-западная периклиналь одноименной складки	Газ и илистая вода
О-в Лось	Юго-восточная периклиналь складки Хамамдаг-море	Газ и грязь
О-в Свиной	Северо-западная часть одноименной складки	Газ, грязь и вода
Банка Безымянная	Северо-западная периклиналь складки Персиянина	Газ и ил
О-в Камень Игнатия	Северо-западная периклиналь одноименной складки	Газ и грязь
Банка Корнилова — Павлова	Юго-восточная периклиналь одноименной складки	Интенсивно газ
О-в Обливной	Юго-восточная периклиналь складки Бяндован-море	Газ, грязь и вода
Банка Кумани	Свод одноименной складки	Интенсивно газ и пленки нефти
Банка Карагедова	Северо-восточная часть одноименной складки	Газ и грязь
Банка Борисова	Юго-восточная часть одноименной складки	Газ и пленки нефти
О-в Куринский Камень	Юго-восточная часть одноименной складки	Газ и грязь

Эрин, обособленные эруптивные центры Эйнглаис, Пало-Секо, Коора, Морне-Диабло и др. Все они выделяют газ без признаков нефти. На вулканах, приуроченных к диапировой линии Южно-Тринидадского хребта, на поверхности сопочной грязи наблюдается пленка нефти (вулкан Ландорф) или обильное выделение самой нефти, пропитывающей паразитические конусы и образующей "нефтяные озера" (вулкан Марак). Остальные вулканы Южной части о-ва Тринидад, приуроченные к периклиналям (Лагон-Буффе, Диджити, Девилс-Вудярд и др.) и далеким крыльевым частям локальных складок (Моруга-Буффе), выделяют с различной интенсивностью газ и грязь. Такая же картина наблюдается и на вулканах складчатого пояса Напарима (Пипаро, Табаквит и др.).

Крупное поднятие Берка-Арбанаш в **Румынии** седловиной разделено на две брахиантиклинали, сложенные на сводах отложениями мэотического возраста: Берка на юге и Арбанаш на севере. Соответственно к южной и северной периклиналям складок Берка и Арбанаш приурочены *небольшие грязевулканические проявления, выделяющие газ* и жидкую грязь. Наиболее крупные вулканы Пыкле-Марь и Пыкле-Мик расположены в присводовой части поднятия и выделяют грязь, воду с пленками нефти и газ в виде больших пузырей.

Один из крупных грязевых вулканов **Индонезии** Табин приурочен к северо-восточной периклинали антиклинали Матамбабула п-ова Дент (о-в Калимантан). Во вторичных эруптивных центрах его выделяются газ, грязь и мутная вода.

Таким образом, изучение особенностей нефтегазопроявлений грязевых вулканов в зависимости от их местоположения на антиклиналях показало, что грязевые вулканы, расположенные на сводах и в присводовых частях поднятий верхнего структурного этажа, в грифонно-сальзовой стадии деятельности в основном выделяют флюиды из сформировавшихся в верхнем структурно-формационном комплексе залежей нефти и газа. А выделения газа из грязевых вулканов, находящихся на далеких периклиналях и крыльевых частях поднятий, а также на межантиклинальных по вышележащим отложениям участках, связаны с газонефтяными и газоконденсатными залежами нижнего структурно-формационного комплекса.

II. 2. СТАДИЯ ПАРОКСИЗМА

К числу интересных геологических явлений, доступных непосредственному наблюдению человека, безусловно относится извержение грязевых вулканов. Однако из-за его кратковременности этот процесс можно наблюдать очень редко, и геологу почти всегда приходится довольствоваться лишь изучением твердых продуктов извержения. Восстановить же процесс пароксизма по его результатам чрезвычайно трудно, так как конечные продукты извержения, как правило, не отражают истинные масштабы и специфику самого явления.

На Керченском п-ове из двух извергавшихся грязевых вулканов (Джау-Тепе и Цымбала) наиболее активен Джау-Тепе: он в наше столетие пробуждался пять раз. Зафиксировано двенадцать извержений вулкана Карабетовского на Таманском п-ове. В частности, при посещении его в 1974 г. было отмечено относительно недавнее излияние грязевулканической брекчии. В 1977 г. произошло извержение вулкана Цымбала. Наиболее известный грязевой вулкан Западной Кубани — Шуго извергался в последний раз в 1903 г.

В Восточном Азербайджане с 1810 г. по настоящее время свыше 50 вулканов извергались почти 200 раз.

В нашем столетии происходили извержения двух вулканов на о-ве Сахалин — Пугачевского и Южно-Сахалинского.

В пределах Северной Италии только в двух грязевых вулканах (Сассуоло и Реньяно) наблюдались извержения, причем последний пароксизм имел место в 1880 г. На о-ве Сицилия, по данным Ф.Ривза (F. Reeves, 1953 г.), зафиксировано несколько извержений грязевого вулкана Джирджента, сопровождавшихся горением газа, выбросами грязи и обломков пород на высоту до 50 м. В Аравийском море в четырех местах наблюдалось образование островов, сложенных грязевулканической брекчией (V.P. Sondhi, 1974 г.). По частоте и силе извержений грязевые вулканы островов Яньбе и Манаун (Бирма) заметно отличаются от вулканов других островов Бенгальского залива (E.H. Pascoe, 1927 г.). Интенсивное пробуждение грязевых вулканов зафиксировано на островах Тимор и Роти Малайского архипелага. На п-ове Клиас (о-в Калимантан) сильными извержениями характеризуется грязевой вулкан Танйонг-Носонг, а деятельность другого вулкана обусловила образование к северо-востоку от первого о-ва Пулау-Тига. В шельфовой зоне Южно-Китайского моря недалеко от юго-западного конца п-ова Клиас наблюдались четыре временно существующих острова, образовавшихся в результате извержения морских грязевых вулканов. Грязевые вулканы Новой Зеландии – Мангаэху-Стрим и Хангарра-Риве активно проявляли себя извержениями в XX в. Описаны два подводных извержения на восточном побережье о-ва Северный [44]. Во время пароксизма вулкана Галера-де-Замба в Колумбии горение газа продолжалось беспрерывно 11 дней (H. Karsten, 1852 г.). На о-ве Тринидад бурные извержения зафиксированы в шести вулканах (Девилс-Вудярд, Пипаро, Табаквид и др.) [39].

Названными областями ограничивается ареал извергавшихся грязевых вулканов мира.

Обычно извержение начинается внезапно. Ему предшествует подземный гул или громоподобный грохот. Через некоторое время после этого происходит выброс относительно небольшого объема грязевулканической брекчии. Затем следует прорыв газа (часто самовозгорающегося) с образованием столба пламени высотой в несколько сот метров и далее происходит излияние основной массы брекчии. В отдельных случаях пароксизм исчерпывается разрежением газового давления и раскаливанием поверхности вулкана.

Все исследователи, описывающие извержения различных грязевых вулканов, свидетельствуют, что воспламенение происходит не в первый момент выделения газов, а спустя некоторое время, причем не в жерле, а в атмосфере и почти всегда сверху вниз. В некоторых случаях над грязевыми вулканами наблюдаются пенообразные облака "дыма", образовавшегося при сгорании газа по реакции $2CH_4 + 3O_2 = 2CO + 4H_2O$ или же вследствие конденсации водяных паров. Иногда во время извержения вулканов выбрасываются на огромную высоту "лапилли" – оплавленные полые кусочки и шарики вулканической грязи размером 2–3 мм, выпадающие на расстоянии в несколько километров от центра извержения.

На глубине интрудированная масса по физико-химическим параметрам (плотность, вязкость, температура и т. д.) существенно не отличается от

вмещающих пород. Но по достижении ею земной поверхности на границе литосфера — атмосфера или литосфера — гидросфера давление, температура, плотность и вязкость среды скачкообразно падают, и это моментально сказывается на поведении массы пород и газов. В связи с увеличением их скорости резко активизируются механические процессы. Кроме того, тепловая, химическая и другие виды энергии этой массы в это время частично переходят в механическую. Особенно бурно процесс извержения протекает в наземных условиях, где давление, плотность, вязкость снижаются соответственно до $9{,}81 \cdot 10^4$ Па, $1{,}3 \cdot 10^{-6}$ кг/м^3 и $1{,}8 \cdot 10^{-5}$ Па·с и масса пород в виде грязевулканической брекчии вырывается с огромной силой наружу, образуя покровы разных мощности и размеров. При этом газы опережают в своем движении брекчию, и поэтому в процессе извержения, до излияния основного объема твердых материалов, наблюдается мощное выделение газов с комьями грязи и обломков пород, в большинстве случаев воспламеняющихся и образующих огненные столбы различной высоты.

Процесс извержения грязевых вулканов в подводных условиях по сравнению с наземными протекает в значительно более плотной (10^{-3} кг/м^3), вязкой (10^{-3} Па·с) среде и в интервале давления преимущественно от $5 \cdot 10^5$ до 10^7 Па, а в отдельных случаях и при более высоком. Поэтому в подводных условиях рост давления столба воды играет заметную роль в грязевулканическом процессе, действуя в первую очередь на газы — основную движущую силу рассматриваемого явления.

После бурного извержения давление флюидов в нефтегазоносных толщах, питающих вулкан, резко снижается, и движение газа, воды и брекчии в жерле вулкана замедляется, а затем совсем прекращается. Это вызывает оседание сопочной брекчии, происходит частичная или полная закупорка жерла. При слабой закупорке выделение газа и воды из эруптивных центров продолжается длительное время.

В большинстве случаев извержение происходит после полной закупорки жерл вулканов. На некоторых вулканах до извержения наблюдаются незначительные выделения флюидов. Видимо, они изолированы от основного газового очага вулкана. Грязевые вулканы, в которых после извержения выделения флюидов отсутствуют, характеризуются частыми извержениями. Количество извержений знаменитого вулкана Локбатан на Западном Апшероне за последние 100 лет дошло до 19 (с интервалом от 2 до 13 лет). Это объясняется, по-видимому, более интенсивным, чем в других вулканах, скоплением газов вдоль выводного канала.

Часть грязевых вулканов очень давно прекратила свою деятельность. Особенно широко распространены такие вулканы в Восточном Азербайджане. Кратерное поле крупного грязевого вулкана Большой Кянизадаг в Гобустанской области длительное время было сухим. Об этом вулкане в 1940 г. С.А. Ковалевский писал, что эруптивная деятельность его еще не закончилась, она переместилась с вершины вулкана к его подножию, где главной отдушиной явилась крупная сопка Готурлуг, характеризующаяся обильным выделением газа и воды. Тем не менее в 1950 г. произошло извержение вулкана Большой Кянизадаг. Видимо, основной газо-

вый очаг вулкана постепенно терял связь с жерлом сопки Готурлуг, в пределах которой выделение флюидов происходило из нефтегазосодержащих свит плиоценовых отложений. Дальнейшее накопление газа в основном очаге привело к его извержению.

То же самое можно сказать и о вулкане о-ва Дуванный. К северо-западу и юго-востоку от него расположены подводные грязевые вулканы, выделяющие газ. Долгое "молчание" островного вулкана можно объяснить наличием разгрузки накопившихся газов. Но в дальнейшем, видимо, связь основного жерла с вышеуказанными "апофизами" прекратилась, и накопление газа в основном очаге привело к извержению в августе 1961 г.

Грязевые вулканы Пиргарин и Кыздаг — наиболее древние по сравнению с другими вулканами, расположенными в пределах Кюровдагской и Мишовдагской складок Нижнекуринской впадины. Можно предполагать, что основные жерла раньше располагались в самих вулканах. Позже, переместившись, они образовали ныне действующие эруптивные центры — Яндере на Кюровдагской, Малый и Большой Мишовдаг — на Мишовдагской антиклиналях.

В пределах Бинагадинской складки Апшеронского п-ова расположены четыре грязевых вулкана: Кейреки, Абиха, Беюкдаг и Кичикдаг. На наш взгляд, основное жерло здесь связано с морфологически выраженным вулканом Кейреки, чем, видимо, объясняются также частые извержения этого вулкана. За последние 100 лет Кейреки извергался 8 раз, а на Беюкдаге наблюдалось только одно небольшое грязевулканическое проявление.

Интересно отметить, что перемещение кратерных частей происходит даже в пределах отдельных вулканов. Так, до 1926 г. извержения вулкана Локбатан происходили из восточного кратера (первоначального), а извержение 1926 г. и последующие (1933, 1935, 1938 гг.) — из крайнего западного кратера, находящегося на расстоянии 200 м от первоначального. В 1941 г. извержение вулкана Локбатан происходило из нового кратера, расположенного между двумя вышеуказанными. В 1954 г., в отличие от предыдущих, пароксизм произошел одновременно из двух кратеров: старого и бокового, действовавшего в марте 1941 г. В 1959, 1972, 1977 и 1980 гг. извержения произошли снова из первоначального эруптивного центра. Перемещение кратера вулкана, имевшее место в 1926 г., С.А. Ковалевский объясняет подземным горением, вызванным глубокопроникшим ошлакованием и спеканием масс сопочной брекчии в кратере и превращением их "по прекращении притока газовых струй и потухании вулкана в крепкую пробку". Поэтому грязевулканической брекчии последующих извержений легче было проложить себе новый путь, чем пробиться через брекчиевую массу, уплотнившуюся в старом кратере. Осложнение локальной складки несколькими грязевыми вулканами, по-видимому, произошло при участии описанного процесса. Определенную роль при этом играет также структурное положение вулкана, степень осложнения складки разрывными нарушениями и газонасыщенность разреза отложений, прорываемых выводными каналами вулканов.

Данные об извержениях грязевых вулканов за ничтожное (по срав-

нению с геологическим) время позволили ряду исследователей наметить закономерность в их периодичности. Обычно интервалы между извержениями варьируют в широких пределах — от нескольких месяцев до нескольких десятков лет и более. Учитывая это, многие исследователи отрицают правильную периодичность извержений грязевых вулканов.

Анализ распределения точно зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана показал, что, как правило, на каждый год приходится два-три извержения. Рекордными (по шесть извержений) оказались 1926 и 1970 гг. По пять извержений было в 1902, 1923, 1933, 1950, 1953, 1960, 1969 и 1977 гг., по четыре — в 1912, 1915, 1927, 1941, 1947, 1954, 1958 и 1980 гг. Максимальные перерывы между извержениями (5—12 лет) отмечаются в XIX в., что, очевидно, связано с неполнотой сведений, дошедших до нас. Поэтому выводы о периодичности извержений должны базироваться на фактических данных после 1900 г. Через каждые 2—5 лет в Азербайджане наблюдается усиление грязевулканической деятельности, которое поддерживается в течение 2—9 лет. Грязевые вулканы Апшеронского п-ова и прилегающей части морской акватории (банка Макарова, Бузовнинская сопка) активно проявляли себя в 1902—1906, 1912—1918, 1921—1926, 1933—1941, 1950—1954, 1957—1960, 1963—1968, 1972—1980 гг. В Шемахино-Гобустанской области активизация грязевых вулканов отмечена в 1901—1902, 1908—1912, 1924—1933, 1939—1941, 1944—1955, 1958—1967, 1969—1977 гг. Интервал активности грязевых вулканов на Бакинском архипелаге охватывает 1913—1915, 1920—1927, 1932—1940 и 1957—1963 гг., в Прикуринской области 1947—1948 гг. Наибольшим числом извержений характеризуются вулканы: на Апшеронском п-ове — Локбатан (19), в Центральном Гобустане — Шихзагирли (13), Южном Гобустане — Бахар (8), Бакинском архипелаге — о-в Булла (8). Активность грязевых вулканов совпадает местами с периодами интенсивного погружения дна южной ванны Каспийского моря и явно следует за оживлением сейсмической деятельности (рис. 7).

О происшедших за исторический период пароксизмах можно судить по разновременным покровам грязевулканической брекчии, отличающимися друг от друга по характеру эрозионного расчленения, окраске и растительности. Пластовые грязевулканические брекчии и погребенные жерла грязевых вулканов прямо указывают на происходившие в геологическом прошлом интенсивные извержения.

Для выяснения механизма образования грязевых вулканов неоспоримую ценность представляют фактические данные о деятельности рассматриваемого явления. Многолетние наблюдения за извержениями грязевых вулканов позволили выделить четыре типа их деятельности.

Грязевулканическая деятельность **первого типа** сопровождается фреатическими взрывами разной силы и выделением мощного потока газовой струи с воспламенением и выбросом большого объема глинистых масс с многочисленными включениями обломков пород. Данный тип деятельности характерен для грязевых вулканов Азербайджана, южной части о-ва Тринидад, Бирмы и отличается от других типов извержений прежде всего скоротечностью и мощностью. Примерами могут служить

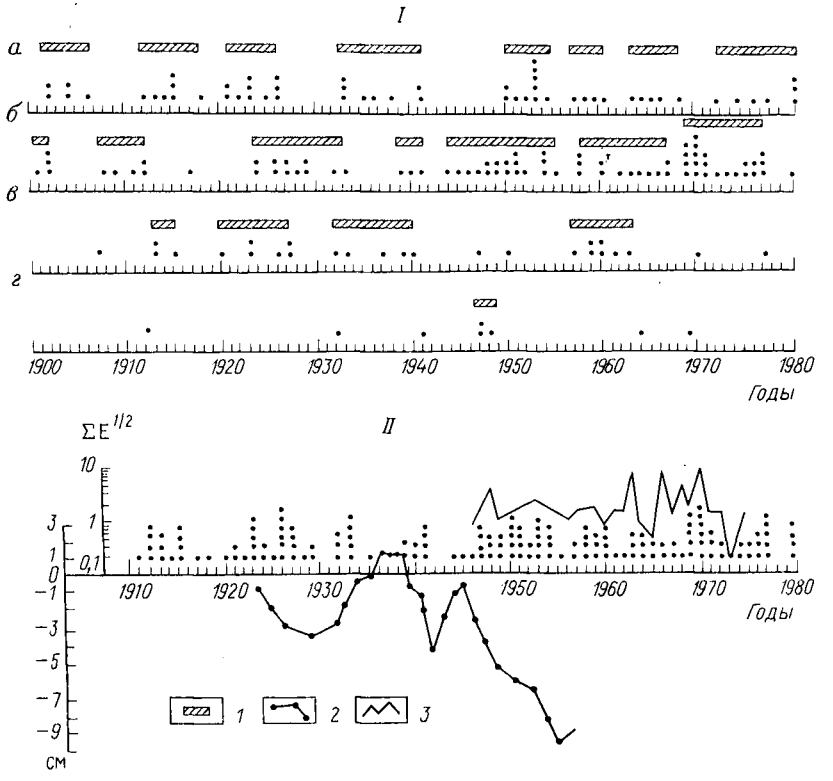


Рис. 7. Графики сопоставления активизации извержений грязевых вулканов Азербайджана во времени с тектоническими движениями на Южном Каспии (I) и с изменением сейсмической энергии (II) (составили Р.Р. Рахманов и Ю.Г. Мамедов):

1 — интервал активизации извержений; кривые: *2* — средних величин вертикальных тектонических движений в Южном Каспии (по В.Г. Рихтеру), *3* — изменения сейсмической энергии (ΣE_2^1) для Кавказской сейсмоактивной зоны, 10^{10} эрг$^{1/2}$ (по И.В. Горбуновой). Каждая точка соответствует одному извержению грязевого вулкана

последние извержения грязевых вулканов Азербайджана, исследованные нами совместно с сотрудниками лаборатории геологии грязевых вулканов Института геологии АН АзССР.

9 мая 1974 г. в 11 ч 10 мин[1] произошло очередное зафиксированное (шестое) извержение вулкана Бездаг, около поселка Коби на Западном Апшероне. Со слов очевидцев, извержению предшествовали слабое сотрясение земли, подземный гул, перешедший в сильный взрыв. Вслед за этим над кратером вулкана взметнулся столб газа и грязи на высоту 400—500 м,

[1] Здесь и далее указано местное время.

вследствие чего над поселком Коби потемнел небосклон. Затем внезапно появился яркий свет, напоминавший сильный разряд молнии, и сверху началось воспламенение газового столба, постепенно распространявшееся книзу. Волна раскаленного воздуха мгновенно охватила площадь диаметром примерно 1000 м. Граница действия огня прослеживалась четко, так как трава, покрывавшая склоны вулкана, была опалена, а за его пределами пожелтела. Через 25–30 мин высота пламени снизилась до 25–30 м. Несколько позже жители поселков Хырдалан и Баладжары, расположенных соответственно к востоку-северо-востоку и востоку от вулкана на расстоянии 5 и 9 км, наблюдали "дождь" из крошечных, не превышающих по размеру мелкие дробинки, оплавленных полых кусочков изверженной брекчии сферического вида. Излияние свежей грязевулканической брекчии образовало на вершине вулкана новый покров, по форме напоминавший круг неправильных очертаний с двумя резкими выступами на севере и востоке (рис. 8). Диаметр покрова в среднем составлял 300 м, а общая площадь его 6,3 га. В среднем мощность свежего грязевулканического покрова оценивалась в 5 м. Подсчитанный объем выброшенной грязевулканической брекчии составил 310 тыс. м^3.

Грязевулканическая брекчия представляла собой голубовато-серую глинистую массу с многочисленными обломками твердых пород разме-

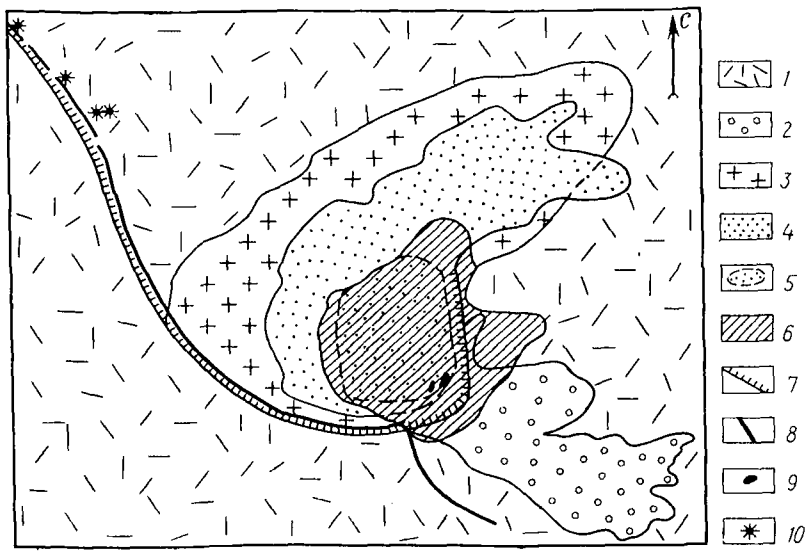


Рис. 8. Схема глазомерной съемки грязевого вулкана Бездаг (Кобийский) после извержения 9 мая 1974 г. (составили Я.А. Гаджиев и Р.Р. Рахманов) :

1 — древний грязевулканический покров; *2–5* — языки излияний предыдущих извержений; *6* — свежий грязевулканический покров; *7* — кратерный вал; *8* — основная трещина; *9* — обгоревший участок; *10* — группа сопок и грифонов

ром от 1–3 до 10–20 см в поперечнике. Встречались отдельные крупные глыбы размером до 1 х 0,6х 0,3 м. На поверхности покрова наблюдались лунки глубиной до 1 м, образовавшиеся при извержении от падения на сырую массу выброшенных вверх крупных обломков твердых пород. Грязевулканический покров оказался разбитым многочисленными трещинами, хорошо видимыми непосредственно на его поверхности. Особенно выделялись концентрические трещины шириной до 30 см и глубиной до 1 м. Вдоль северного крутого склона древнего кратерного вала, прослеживаемого к юго-западу от свежего грязевулканического покрова и вытянутого с юго-востока на северо-запад, образовалась крупная трещина шириной 10–20 см, местами расширяющаяся до 2 м и глубиной 3–4 м.

1 мая 1976 г. в 7 ч 40 мин после длительного перерыва началось извержение грязевого вулкана Агноур в Южном Гобустане. Ранее было зафиксировано всего два крупных извержения этого вулкана. Одно из них произошло между 1927 и 1931 г., а второе – в ночь с 21 на 22 сентября 1940 г. Во время извержения 1940 г. наблюдалось огромное пламя красного цвета высотой около 300 м. Вулкан выбросил большое количество грязевулканической брекчии, образовавшей язык излияния в северо-западном направлении. По свидетельству пастухов и жителей близлежащего поселка Кончи перед последним извержением был слышен глухой подземный гул, за которым последовал оглушительный грохот и мощный взрыв. Затем произошел выброс грязи на высоту 20–30 м, вслед за которым на высоту 200 м вверх взметнулся столб пламени. Горение газа продолжалось свыше 30 мин. На расстоянии 1 км ощущалась повышенная температура воздуха. Несколько успокоившись, вулкан начал изливать грязевулканическую брекчию. Сотрясения земной коры, вызванные извержением вулкана, были зарегистрированы сейсмическими станциями "Баку" им. Ш.С. Рагимова и "Шемаха", по данным которых интенсивный процесс пароксизма продолжался 15 мин.

Вулкан Агноур после извержения 1 мая 1976 г. представлял собой огромное поле свежей светло-серой грязевулканической брекчии на вершине холма с двумя крупными языками излияния, вытянутыми в северо-западном и северо-восточном направлениях (рис. 9). На продолжении северо-западного языка излияния образовался большой покров "сухой" грязевулканической брекчии, сползшей в самом начале извержения с вершины холма вниз по склону на расстояние свыше 500 м. В южной части покрова наблюдается старый кратерный вал дугообразной формы, восточная часть которого покрыта свежей грязевулканической брекчией. Судя по конфигурации кратерного вала и проседанию окаймленной им части грязевулканического поля, центр извержения находился в южной части покрова, примерно в 30 м от его южного края. Отсюда при извержении основные массы грязевулканической брекчии, сначала "сухой", а затем свежей, стекли по склону холма в северо-западном направлении. Значительное количество свежей брекчии, по-видимому, было переброшено через восточную часть старого кратерного вала в последний момент эрупции и стекло по склону в северо-восточном направлении. Общий объем выброшенной свежей грязевулканической брекчии составил около 150 тыс. $м^3$.

Вдоль северо-западного языка излияния и покрова "сухой" брекчии резко выделялись зоны трещиноватости и перемятости пород. Они представляли собой участки шириной от 15–20 до 40 м, разбитые густой сетью продольных и поперечных трещин, по которым отдельные сегменты переместились относительно друг друга по вертикали, а местами были сильно перемяты. Крупные трещины шириной до 0,5–1 м прослеживались вдоль внутренней стороны западной части кратерного вала. По этим трещинам произошло проседание сопочного поля с амплитудой от 3 до 10 м. Крупная трещина юго-западного простирания протянулась более чем на 200 м вдоль южного окончания нового покрова.

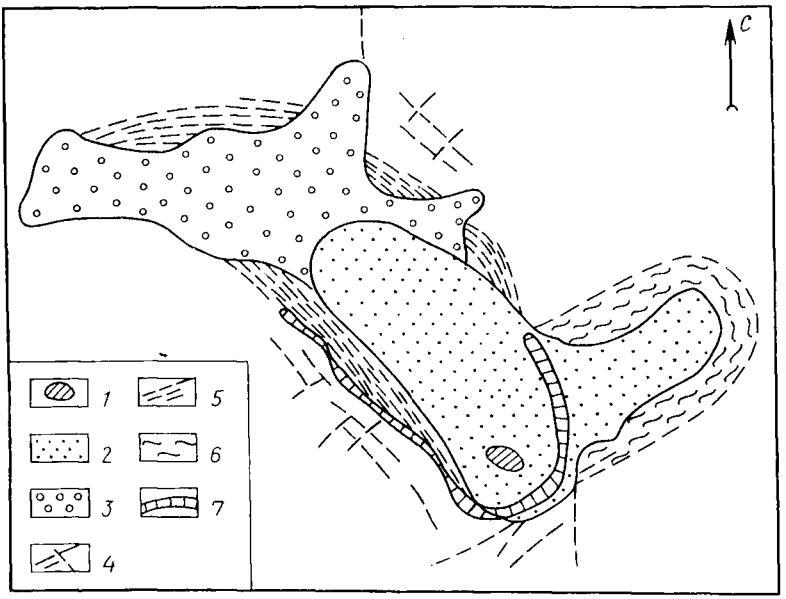


Рис. 9. Схема глазомерной съемки грязевого вулкана Агноур после извержения 1 мая 1976 г. (составили Н.С. Кастрюлин и Р.Р. Рахманов):

1 — центр извержения; *2* — грязевулканический покров жидкой фазы извержения; *3* — "сухая" грязевулканическая брекчия; *4* — отдельные трещины; *5* — зоны трещиноватости и перемятости; *6* — опаленные участки; *7* — кратерный вал

18 сентября 1977 г. в 13 ч 57 мин в районе грязевого вулкана Айрантекян был слышен сильный подземный гул, затем последовал мощный взрыв и мгновенно над вулканом взметнулся столб пламени высотой более 1 км. Серый дым в верхней части пламени приобрел форму гриба. Через 2—3 мин высота пламени стала снижаться. Но затем вулкан вновь активизировался, и над горой образовался огромный огненный столб. Через 30—40 мин над кратером наблюдалось пламя диаметром 40—50 м и высотой 200—300 м, из-за которого невозможно было приблизиться к вулкану на расстояние до 1,5 км. К 6 ч вечера отмечались только языки пламени высотой 5—10 м и светло-серый дым. Пламя периодически то усиливалось, то спадало. В результате извержения кратерная часть и южный склон вулкана покрылись свежими выбросами грязевулканической брекчии.

На следующий день на кратере вулкана все еще продолжалось горение газа вдоль трещин. Высота языков пламени достигала 2 м. Ощущался сильный запах нефти и горючего газа. Свежее поле грязевулканической брекчии представляло собой вытянутый с северо-запада на юго-восток "прямоугольник" с узким "аппендиксообразным" ответвлением в южной части (рис. 10). Площадь свежего грязевулканического покрова составляла 6,3 га. Общий объем выброшенной при извержении грязевулканической брекчии оценивался в 250 тыс. $м^3$.

Свежая грязевулканическая брекчия представляла собой голубовато-серую глинистую массу с многочисленными обломками твердых пород. Размеры обломков колебались от 1—3 до 10—30 см в поперечнике, а изредка встречались и более крупные глыбы. Вдоль восточного края свежего покрова и вокруг узкого языка, простирающегося на юго-запад, на старом грязевулканическом поле наблюдались

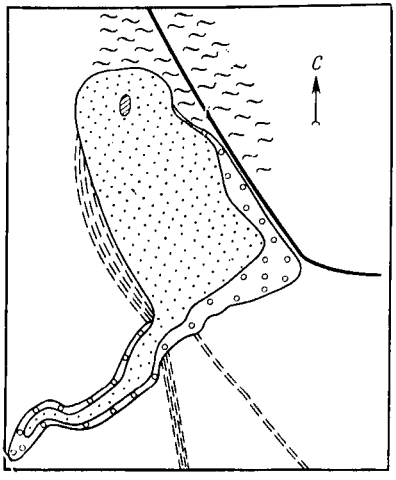


Рис. 10. Схема глазомерной съемки грязевого вулкана Айрантекян после извержения 18 сентября 1977 г. (составили Н.С. Кастрюлин и Р.Р. Рахманов).

Условные обозначения см. на рис. 8 и 9

нагромождения "сухой" брекчии, образованные в результате отжимания в стороны от свежего излияния брекчий предыдущих извержений. Обращала на себя внимание зона интенсивной трещиноватости, образовавшаяся на старом грязевулканическом поле вдоль западного края свежего покрова. Здесь грязевулканическая брекчия предыдущих извержений была интенсивно перебита трещинами, по которым отдельные сегменты старого покрова испытали вертикальные перемещения. В целом вся эта зона напоминала только что вспаханное поле, по которому прошелся гигантский плуг.

Две крупные значительно более узкие зоны трещиноватости шириной до 8 м, вытянутые также в юго-восточном направлении, прослеживались на расстояние более 1 км к юго-востоку от грязевулканического покрова. Отдельные трещины достигали 40 см, а зияющая глубина их доходила до 1,5 м. В обеих зонах северо-восточные блоки были несколько опущены относительно юго-западных. Крупная зона трещиноватости образовалась вдоль северо-восточного края грязевулканического покрова. По этой зоне юго-западная часть грязевулканического покрова относительно северо-восточной была резко опущена. Таким образом, свежее грязевулканическое поле оказалось как бы в гребне, заключенном между крупными зонами трещиноватости.

Следует отметить, что к северу от покрова новейших извержений расположен древний эруптивный центр, окаймленный с северо-востока хорошо сохранившимися останцами кратерного вала. В центре его в настоящее время действуют многочисленные небольшие вторичные центры эрупций, а также ряд относительно крупных (до 10 м) паразитических конусов, выделяющих газ, воду и ил. Учитывая это, можно считать, что в наши дни Айрантекян превратился уже в двухжерловый вулкан.

Извержение вулкана Локбатан в октябре 1977 г. оказалось более значительным, чем при предшествовавших и одно последующее извержения (в 1954, 1959, 1972 и 1980 гг.). Началось оно 6 октября в 14 ч 30 мин и закончилось 7 октября в 16 ч. За это время произошло шесть фаз извержений, одна из которых (первая) сопровождалась выбросом и излиянием основной массы грязевулканической брекчии, пять последующих — выбросами газа на высоту 200–300 м и выделением дополнительных масс брекчии. Надо отметить следующий весьма любопытный факт. Первая фаза извержения, которая дала значительный объем брекчии, не сопровождалась мощным выбросом, и поэтому ее не удалось зафиксировать сейсмической станцией Института геологии АН АзССР, расположенной у подножия вулкана. Пять последующих фаз четко отразились на сейсмограммах, благодаря чему уточнено время их начала.

По свидетельству очевидцев, примерно в 14 ч 30 мин на вершине вулкана были замечены выбросы грязевулканической брекчии на высоту 2–3 м, затем — сползание языка брекчии по западному склону. Никакого шума при этом слышно

не было. Это явление очевидцы наблюдали 15—20 мин. Других данных о поведении вулкана в дневное время 6 октября получено не было.

Вечером 6 октября, по наблюдению жителей поселка Локбатан, на вулкане дважды (в 19 ч и 20 ч 30 мин) произошли яркие вспышки и над его вершиной взметнулись высокие столбы пламени. Пламя все время пульсировало, то увеличиваясь, то уменьшаясь в размерах. Столб пламени заканчивался ярко-красной шапкой, от которой тянулся шлейф черного дыма. Высота пламени очевидцами оценивалась до 200 м. В обоих случаях через 20—25 мин высота столба пламени снижалась до 20—30 м и, вероятно, оставалась такой до утра, ибо на такую величину указывают очевидцы, наблюдавшие горение газа на вершине вулкана в 24 ч, в 3 ч ночи на рассвете 7 октября 1977 г. Яркое горение сопровождалось характерным шипением газа.

Очень сильной оказалась четвертая фаза извержения (утром 7 октября). По свидетельству жителей поселка Локбатан, в 5 ч 37 мин над вулканом взметнулся высокий столб пламени, сопровождавшийся сильным взрывом и шумом. Окрестности в радиусе до 30 км были ярко освещены. От вулкана к северу тянулись темные дымовые массы. Яркое горение продолжалось 20 мин, после чего столб пламени стал уменьшаться и затем уже не превышал 20—30 м. Максимальная высота пламени достигала 300 м.

Сотрудники лабораторий геологии и геохимии грязевых вулканов Института геологии АН АзССР прибыли на место утром 7 октября 1977 г. Было обнаружено, что произошло крупное излияние грязевулканической брекчии, перекрывшее слой старого сопочного покрова извержения 1972 г. На вершине вулкана наблюдалось горение газа в трех очагах: в основном кратере, расположенном на вершине между двумя буграми, в боковом (на западном склоне вулкана, примерно в 50 м от основного) и в полосе трещин, проходящих от вершины северного бугра вдоль северного края западного языка излияния. В основном кратере, обозначившемся ярко-красной обоженной поверхностью, наблюдались языки пламени высотой от 1 до 5 м, а в восточной части — до 10 м. Размеры кратера, вытянутого в широтном направлении, составляли 25 × 15 м. В боковом кратере, обозначившемся также красной обожженной поверхностью и имевшем диаметр около 15 м, высота языков пламени колебалась в пределах 0,5—2 м. Вдоль северного края западного языка излияния и частично на северном бугре горение газа наблюдалось в виде прерывистой полосы протяжением около 70 м. Ширина полосы с языками пламени составляла 2—4 м, а высота языков пламени от 0,5 до 1 м. До 13 ч горение газа на вулкане происходило почти равномерно. Лишь временами оно усиливалось и вновь ослабевало. С 13 ч 10 мин горение стало усиливаться. Языки пламени временами поднимались уже до 20 м, извержение сопровождалось сильным шумом вырывающегося из недр газа.

В 13 ч 29 мин началась пятая фаза извержения вулкана. Пламя сильно разрослось и охватило весь участок, занятый свежим покровом грязевулканической брекчии. Раздался мощный подземный гул, затем взрыв. Пламя, сопровождавшееся шумом горящего газа, достигло высоты 50 м, диаметр столба его в основном кратере расширился до 20 м. Сверху над пламенем образовался черный дым, сносимый ветром к северу, в сторону поселка Локбатан. Из основного кратера стали выбрасываться довольно большие куски породы, которые уже в воздухе на высоте 10 м рассыпались на обломки разной величины. Через 3 мин пламя резко взметнулось на высоту до 100 м, а диаметр его основания увеличился до 30 м. Над вершиной столба пламени образовалась грибообразная шапка диаметром 50—60 м, от которой к северу потянулся шлейф черного дыма. В это время грязевулканическая брекчия выбрасывалась из основного кратера на высоту до 40 м. Основная масса брекчии падала на вершину южного бугра. Через каждые 5 с наряду с сильным шумом горящего газа слышались взрывы, напоминавшие гул артиллерии. В 13 ч 37 мин произошел обильный выброс грязевулканической брекчии на высоту до 70 м. И если раньше наблюдалось непрерывное горение, то после этого оно стало пульсирующим. Пламя временами как бы отрывалось от кратера и поднималось вверх. Затем проис-

ходил новый выброс со взрывом, и пламя опять поднималось снизу вверх. В 13 ч 38 мин выбросы брекчии усилились, был слышен сильный гул. Высота пламени достигала 200 м, вверху образовалось огромное темное облако дыма. Пламя у основного столба было белого цвета, на вершине — красного. Вся масса выброшенной брекчии, покрывшей западный склон вулкана, пришла в движение и поползла вниз по склону. В 13 ч 42 мин взрывы стали реже, но сильнее. Временами брекчия выбрасывалась на высоту до 100 м. В 13 ч 47 мин взрывы заметно ослабли, а столб пламени снизился до 25—30 м. Брекчия выбрасывалась уже на высоту до 20 м. В 13 ч 50 мин высота пламени снизилась до 15—20 м, а выбросы брекчии прекратились.

В 15 ч 24 мин произошла последняя (шестая) фаза извержения, несколько уступающая по силе предыдущей. Извержение продолжалось около 20 мин. Затем столб пламени снизился с 75 до 20—30 м, а к 16 ч — до 15 м. После этого активизация деятельности вулкана не наблюдалась. На следующий день временами можно было видеть отдельные языки пламени высотой 1—2 м.

При извержении вулканом было выброшено около 200 тыс. $м^3$ грязевулканической брекчии, распространившейся двумя языками — к западу и востоку от кратера (рис. 11). Размеры языков составляли соответственно 350 × (90 — 210) и 125 × (50—100) м, а общая площадь грязевулканического покрова около 52 тыс. $м^2$. При извержении вокруг свежей брекчии на старом грязевулканическом покрове образовались многочисленные трещины.

Оглушительный подземный гул, колебание земли, клубы черного дыма, пламя высотой свыше 100 м, выброс и излияние грязи . . . С такой последовательностью протекал процесс извержения одного из активных грязевых вулканов в Центральном Гобустане Шихзагирли. Это было уже тринадцатое зарегистрированное извержение этого вулкана, последовавшее 2 ноября 1980 г. в 19 ч 15 мин. Интересно, что все его предыдущие извержения сопровождались горением газа. Наиболее сильные извержения в наше столетие, по описаниям очевидцев, здесь наблюдались в 1902, 1929, 1946 и 1955 гг. И при последнем извержении горение газа продолжалось почти два часа. В результате пробуждения вулкана к западу и востоку от кратера в северном направлении образовались две крупные трещины длиной 600—800 м. Участок земли, заключенный между ними, сильно осел и был сдвинут на 1—1,2 м. Выброшенная глинистая масса с включениями многочисленных мелких обломков твердых пород образовала покров почти овальной формы диаметром свыше 100 м и толщиной 1 — 2 м.

Сходная картина извержений наблюдалась и в других активно действующих грязевых вулканах Азербайджана (Отманбоздаг, Тоурагай, Бахар и др.) [1].

Из изложенного следует, что при описанном типе извержений в эруптивном процессе решающую роль играют газы, объем, скорость и давление которых существенно меняются по мере движения вдоль выводного канала, и тектонические подвижки, обусловливающие образование крупных трещин, подъем или опускание отдельных участков. Сотрясение участков земли, занятых грязевым вулканом, во время его извержения свидетельствует о том, что тектонические подвижки и движение грязевулканической брекчии к поверхности земли, а также прорыв газов в атмосферу по выводному каналу вызывают упругие напряжения в окружающих твердых породах. При достижении определенных величин этих напряжений твердые породы разрушаются и возникает локальное землетрясение. Газовые струи при движении вверх сталкиваются с обрушиваю-

---

[1] Каталог зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана (за период 1810—1974 гг.) /А.А. Якубов, А.А. Али-Заде, Р.Р. Рахманов, Ю.Г. Мамедов. Баку, 1974.

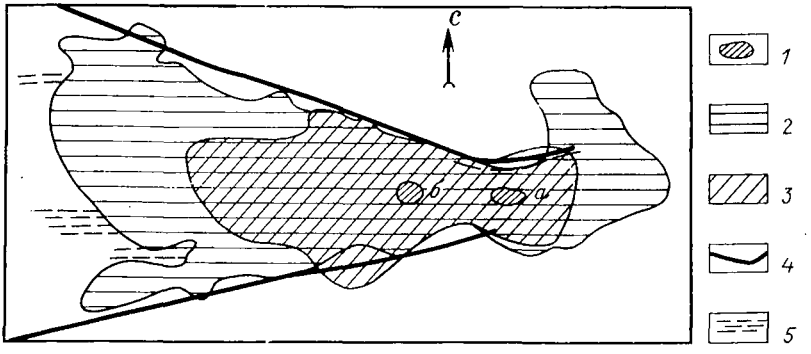


Рис. 11. Схема глазомерной съемки грязевого вулкана Локбатан после извержения 30–31 марта 1980 г. (составили Н.С. Кастрюлин и Р.Р. Рахманов) :

1 — основной (*а*) и боковой (*б*) центры извержения; *2* — грязевулканический покров извержения 6–7 октября 1977 г.; *3* — свежий грязевулканический покров; *4* — основные трещины; *5* — зоны трещиноватости

щимися вдоль разрывных нарушений массами пород, и поэтому все крупные извержения сопровождаются подземным гулом.

Деятельность **второго типа** проявляется выбросом грязевулканической брекчии без воспламенения газа. В качестве примера можно указать на извержение грязевого вулкана Давалидаг в Южном Гобустане, происходившее в апреле 1975 г. через его юго-восточный эруптивный центр. При извержении в течение 2 ч наблюдались выбросы грязи на высоту 20–30 м и излияние брекчии к югу от остатков старого кратерного вала. В результате извержения на вершине вулкана образовалось большое поле свежей грязевулканической брекчии, по форме напоминавшее круг неправильных очертаний, несколько вытянутый в южном направлении. Диаметр свежего грязевулканического покрова в среднем составлял около 200 м, общая площадь его равнялась 3,1 га. Поверхность свежего грязевулканического покрова была перебита многочисленными трещинами, особенно в центре извержения, находящегося в северной части поля на расстоянии 10 м от старого кратерного вала. Местами по трещинам отмечалось выжимание глинистой массы с образованием на стенках отшлифованных поверхностей с зеркалами скольжения.

По описанию И.М. Сирыка, выбросы грязи, обломков пород, излияние грязевулканической брекчии характерны для двух активно извергавшихся грязевых вулканов Южного Сахалина. Новый покров грязевулканической брекчии наблюдался нами при посещении Южно-Сахалинского вулкана 2 июля 1975 г. совместно с О.А. Мельниковым (СахКНИИ) и сотрудниками Института геологии АН АзССР.

Подобный тип извержения характеризует деятельность крупного вулкана Джау-Тепе на Керченском п-ове [10].

Выбросы грязи и пород на высоту более 100 м свидетельствуют о том, что во время извержений второго типа также происходит выброс газовой

струи. Но в отличие от первого типа извержения она не воспламеняется, и поэтому, как отмечалось выше, грязевулканическая деятельность не сопровождается столбом пламени.

Воспламенение газов при извержениях, являющееся одним из интересных, но далеко не решенных вопросов грязевого вулканизма, было объектом специальных исследований ученых. В качестве причин самовоспламенения назывались: повышение температуры от сильного трения в присутствии серы (К.В. Гилев, 1872 г.), наличие фосфористого водорода в составе газа (C.W. Gumbel, 1879 г.), наличие сернистых соединений железа, распыленных в большом количестве в битуминозных глинах и сланцах и легко окисляющихся при соприкосновении последних с воздухом во время извержения вулкана (А.Д. Архангельский, 1925 г.). Повышение температуры газа до температуры самовоспламенения углеводорода (300–400 °С) Я. Шёгрен (Hj · Sjögren, 1888 г.) связывал с трением и истечением глубинных газов, а А.М. Плотников — с тепловой цепной реакцией. Появление пламени Д.В. Голубятников (1904 г.) объяснял трением и ударами выброшенных в воздух пород друг о друга, а Э.А. Штебер (1941 г.) — возникновением разряда в результате столкновения положительных и отрицательных электрических зарядов газовых струй и верхних слоев атмосферы (на высоте не ниже 1500 м). Следует отметить, что более поздними детальными определениями в составе газов грязевых вулканов фосфористый водород не установлен. Если даже он присутствует, то в таком мизерном количестве, что его, как считает А.М. Плотников (1969 г.), недостаточно для возникновения горения. Самовоспламенение газового выброса на крупном грязевом вулкане о-в Свиной в Каспийском море и в небольшом вулкане Кюрдамич в Северном Гобустане с образованием пламени в обоих случаях высотой всего 5 м или отсутствие пламени несмотря на наличие сернистых соединений (при извержениях грязевых вулканов Джау-Тепе на Керченском п-ове, Южно-Сахалинский и Пугачевский на о-ве Сахалин) опровергают мнение большинства исследователей о причинах самовоспламенения газов грязевых вулканов.

На наш взгляд, самовоспламенение газов грязевых вулканов тесно связано с составом газов и наличием водоносных горизонтов в прижерловых участках вулканов. Как известно, в газах грязевых вулканов в основном присутствует такой взрывоспособный компонент, как метан, при участии которого возможно протекание цепных реакций. При подобных реакциях, теория которых разработана в нашей стране Н.Н. Семеновым, при определенном давлении и температуре скорость разветвления цепей становится больше скорости обрыва цепей. Вследствие этого реакция скачкообразно переходит в быстрый, самоускоряющийся процесс, завершающийся взрывом, а при благоприятных условиях и воспламенением газовой смеси. В качестве активного катализатора при этом выступает вода, которая резко (в 1000 раз и более) увеличивает скорость цепной реакции. Из-за наличия в газах грязевого вулкана большого количества диоксида углерода (свыше 50 %), являющегося "отрицательным" компонентом, или же отсутствия водоносных горизонтов в верхнем, прижер-

ловом участке вулкана скорость цепной реакции может достичь постоянного значения, при котором происходит взрыв без воспламенения реагирующей газовой смеси.

Деятельность грязевых вулканов **третьего типа** сопровождается только выделением маловязкой грязевулканической брекчии без интенсивных газовых проявлений, взрывов и пламени.

В качестве примера можно привести извержение Демирчинского вулкана Шемахинского района, наблюдавшееся нами 12 ноября 1971 г. Интенсивно выходящая из эруптивного центра сопочная грязь двумя языками сперва изливалась по западному склону вулкана, затем, изменив направление в соответствии с уклоном рельефа, стекла по восточному склону, образовав покров длиной 100—120 м.

В июле 1973 г. в юго-западной части плоской вершины вулканы Аязахтарма в Южном Гобустане было обнаружено поле диаметром около 300 м сравнительно свежего излияния грязевулканической брекчии, похожее на свежевспаханный участок. Центральная часть поля диаметром около 100 м оказалась сильно разбитой многочисленными, в основном дугообразными, концентрически расположенными трещинами. Ширина трещин местами доходила до 1,5 м. На глубину трещины просматривалась на 1,5—2 м. В ряде случаев в них находилась пузырившаяся от выходящего со свистом газа вода. По всему полю, особенно в центральной части, наблюдались вторичные центры эрупций (чаще расположенные линейно), из которых выделялись газ и густая глинистая масса. При повторном посещении вулкана, 29 ноября 1973 г., большинство ранее отмеченных трещин вторичных центров эрупций оказались погребенными под покровом нового излияния толщиной 30—50 см на площади диаметром около 200 м. Признаков горения газа на свежем грязевулканическом покрове не наблюдалось. И хотя опрос жителей ближайшего села Арабкадым, находящегося в 8 км от вулкана, не дал каких-либо сведений о характере и времени излияния, надо полагать, что извержение произошло осенью 1973 г. без горения, в связи с чем оно и не привлекло к себе внимания. Грязевулканическая брекчия на участке нового излияния достаточно затвердела, но при ходьбе по ней несколько проседала. По всему участку образовались мелкие трещины усыхания, разбившие сопочный покров на небольшие сегменты. Здесь же наблюдались наложенные друг на друга в виде концентрических кругов грязевые покровы различных фаз излияния.

Описанный тип извержения характерен и для грязевых вулканов Кеймир-Чикишлярского района Юго-Западной Туркмении (вулканы Кеймирской группы, Чикишляр, Геокпатлаук), макранского побережья Ирана и Пакистана (Напаг, Чандрагуп), Бирмы, о-ва Калимантан, Колумбии.

Следует отметить, что при таком типе извержения в глинистой массе обломки твердых пород встречаются реже, причем они гораздо меньше по размерам по сравнению с обломками в грязевулканической брекчии, выброшенной при первых двух типах извержений. Это позволяет говорить о существенной роли подземных взрывов и газовых струй в дроблении стенок выводного канала вулкана, сложенных более крепкими породами, и в их выносе.

Во время деятельности **четвертого типа** происходит выжимание (выпирание) через жерла грязевых вулканов брекчии и выделение незначительного количества газа. При этом выдавливается грязевулканическая брекчия, слагающая верхнюю часть выводного канала.

В качестве классического примера можно привести вулкан Котур-

даг Алятской гряды в Южном Гобустане. Из его кратера размером 50 × 15 м длительное время непрерывно выдавливалась масса грязевулканической брекчии, которая затем сползала вниз по склону вулкана. Скорость движения этого потока, по данным разных исследователей, составляла, м/год: в 1926–1927 гг. 42, в 1937 г. 9,6 (С.А. Ковалевский), в 1949 г. 10 (А.Б. Ронов), в 1955 г. 10 (Б.И. Кошечкин) и в 1959 г. 18 (М. Зейналов). В механизме этого процесса помимо тектонических сил и углеводородных газов важную роль играла вязкость брекчии. Под напором газов вверх по жерлу поднималась твердая грязевулканическая масса, а снизу ее подпирала масса пород более жидкой консистенции. И когда последняя достигла поверхности земли, как это произошло в 1966 г., началось извержение вулкана Котурдаг, после чего он перешел в разряд вулканов, характеризующихся вторым типом извержения. Излияние брекчии из эруптивного центра этого вулкана в северном направлении на расстояние 300–350 м при ширине 15–18 м в кратерной части и 35 м у основания наблюдалось весной 1970 г. и в конце 1977 г.

Во время извержения вулкана Чеилдаг в Южном Гобустане 4 июня 1970 г. отмечалось только выдавливание глинистой массы, в результате чего на вершине вулкана образовался купол высотой 4–5 м и диаметром основания 50–60 м. Купол был разбит радиальными трещинами, вдоль которых в день осмотра (через неделю после извержения) на высоту до 3 м и более с шумом вырывались горящие газы. Временами раздавались звуки, напоминающие выстрелы. На вершине вулкана ощущался запах сернистого газа. Следует подчеркнуть, что извержению вулкана предшествовали прерывистый гул, грохот и языки пламени.

Выпирание брекчии в том же году было отмечено и на вулкане Западный Чеилдаг. Скорость выпирания, по данным Ф.А. Матанова (1976 г.), в течение первых трех месяцев составляла здесь 1,3 м в месяц, в 1971–1974 гг. 2,15–2,37 м в год, а в 1975 г. 2,8 м в год.

При извержении вулкана Агзыбир в Прикуринской области в 1964 г. сначала слышался небольшой гул и ощущались слабые подземные точки, продолжавшиеся несколько минут. Затем вершина стала раскалываться на отдельные крупные глыбы, перемещавшиеся в течение непродолжительного времени вверх и вниз. Пламени не наблюдалось. Нетрудно было заметить, что здесь имело место только подпирание из глубины к поверхности вулканической брекчии, в результате чего старый сопочный покров растрескался и образовались кольцевые и радиальные трещины. Площадь, в пределах которой происходил описанный процесс, была очерчена дугообразной трещиной, прослеживаемой по восточному и южному склонам вулкана.

Исследование динамики роста, морфологии экструзивных куполов, значительных деформаций земной поверхности, предворяющих и сопровождающих их развитие, позволяет отводить главенствующую роль при деятельности вулканов четвертого типа тангенциальному сжатию на глубине.

Сравнительное изучение извержений выделенных типов свидетельствует о том, что разнообразие грязевулканической деятельности обусловлено в первую очередь силой накопившейся энергии и вязкостью брекчии, зависящей от количества твердых включений (чем больше в ней твердых включений, тем она менее подвижна) и объема растворенных в ней газов и вод. На вязкость существенное влияние оказывает также глубина проникновения корня грязевого вулкана. Из больших

глубин с повышенной температурой на поверхность выносится менее вязкая брекчия. Поэтому многие морфологические однотипные грязевые вулканы, несмотря на их приуроченность к одной и той же тектонической зоне или близкое расположение, характеризуются различными типами извержений. Нередко тип извержения одного и того же вулкана в разное время также оказывается различным.

III. ПРОДУКТЫ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В процессе грязевулканической деятельности на поверхность выносится огромное количество веществ в твердом, газообразном и жидком состоянии, что дает большую и разнообразную геолого-геохимическую информацию о составе отложений и насыщающих их флюидов. Грязевые вулканы, являясь, по словам Д.В. Голубятникова, "естественными глубокими скважинами", играют роль, по образному выражению К.П. Калицкого, "как бы исполинских разведочных скважин, вокруг устьев которых навалены в хаотическом беспорядке добытые образцы". Изучение грязевых вулканов позволяет выяснить многие вопросы геологического строения и нефтегазоносности недр. Так, на основании визуальных и лабораторных исследований твердых выбросов грязевых вулканов можно судить о геологическом разрезе, составе пород, литофациальных особенностях, а также об условиях осадконакопления и нефтенасыщенности отложений, залегающих на глубинах, в настоящее время недоступных для непосредственного их изучения при бурении скважин. Анализируя химический состав газов, поступающих из выводного канала грязевого вулкана на разных стадиях его деятельности, можно получить представление об их геохимических особенностях, условиях нахождения и миграции. Исследование вод грязевых вулканов позволяет изучить гидрохимические показатели, характер и условия формирования пластовых вод, а также их связь с нефтяными залежами.

Следует подчеркнуть, что выводные каналы грязевых вулканов пересекают многочисленные нефтегазоносные и водоносные горизонты, приуроченные к разным литолого-стратиграфическим комплексам. Выделяющиеся газы и воды представляют собой многокомпонентные смеси флюидов из толщи стратиграфически различных отложений, в связи с чем по составу газов и вод грязевых вулканов составить определенное заключение о возрасте вмещающих их пород практически не представляется возможным. Речь должна идти о широком стратиграфическом диапазоне отложений, питающих каналы грязевых вулканов флюидами.

III. 1. ТВЕРДЫЕ ПРОДУКТЫ

Объем твердой массы, выбрасываемой грязевым вулканом за одно извержение, огромен — до 5 млн. $м^3$ (вулкан Бездаг-Кобийский на Западном Апшероне). А общий объем излившегося при этом материала из

наиболее крупных наземных грязевых вулканов изменяется в пределах 0,1—11,4 км^3 (Инчабель в Прикуринской низменности). О рельефообразующей роли вулканов можно судить по обособленным возвышенностям, выступающим на 260—280 м над окружающей местностью, а также по многочисленным островам и подводным конусам, созданным ими. Твердые продукты извержения играют определенную роль и в процессе седиментации. С ними связана литофациальная изменчивость толщ различного литологического состава на участках, где локализуются грязевые вулканы, и формирование пластовых брекчий, нарушающих нормальную последовательность разреза отложений, нередко на значительных площадях.

Твердые выносы грязевых вулканов, описанные также под названием сопочной брекчии, состоят из различных беспорядочно накопленных обломков (преимущественно размером от 0,2 до 20 см) осадочных пород разного стратиграфического возраста и из грязи (шлама), цементирующей эти породы. Брекчия грязевых вулканов обладает большим водонасыщением и способна под влиянием воды разжижаться, расплываться и приобретать текучесть. Кроме того, она обладает способностью сопротивляться размыву, так как ее цементом служит водонепроницаемая глинистая масса. Обычно грязевулканическая брекчия характеризуется меньшей плотностью (от 1,47 до 1,88 г/см^3, по определению А.О. Мартиросовой) по сравнению со средней плотностью глинистых пород. В составе твердых выбросов преобладают глинистые породы. На долю же песчано-алевритовых разностей, известняков, доломитов и других пород приходится не более 8—30 % всей массы брекчии. На отдельных вулканах наблюдаются глыбы песчаников и известняков объемом 3—5 м^3 и более.

Глинистая масса представляет собой перемятые породы, различающиеся между собой по цвету, возрасту и структуре. Они преимущественно серые, буровато-серые, зеленовато-серые и имеют, по данным Г.И. Сафарова (1968 г.), полиминеральный состав — каолинито-монтмориллонито-гидрослюдистый и каолинито-гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Среди песчано-алевритовых пород преобладают мономиктовые и полимиктовые типы [11]. Они обычно серые, буровато-серые, темно-серые, зеленовато-серые, плитчатые и тонкослоистые, крепко- и слабосцементированные. Цементом их служат известковистые и глинистые разности пород. Песчаники во многих случаях пропитаны нефтью.

Карбонатные породы представлены известняками, мергелями, доломитами и сидеритами. Известняки плотные, трещиноватые, кавернозные с серой, светло-серой, буровато-серой окраской. По структурно-генетическим особенностям и по составу выделяются обломочные, органогенные, хемогенные и смешанные типы [11]. В ряде случаев встречаются карбонатные породы с включениями жидкой нефти.

Среди выбросов грязевых вулканов наблюдаются также грубообломочные (конгломераты и гравелиты) и очень редко вулканогенные (порфириты, андезитобазальты, кварцевые порфиры, туфы), вулканогенно-осадочные (туфопесчаники, туффиты) и метаморфические (кварциты, роговики) образования, входящие преимущественно в состав конгломератов.

В твердых выбросах грязевых вулканов установлено более 100 минералов и до 30 микроэлементов [10, 11]. Минералы по генетическим признакам П.П. Авдусин и В.И. Морозов разделили на две группы:

реликтовые, представляющие собой продукты механической дезинтеграции осадочных пород — оксиды (кварц, полевые шпаты), слюдистые минералы (мусковит, биотит), карбонаты (кальциты, доломиты, сидериты), сульфиды (пирит, халькопирит) и сульфаты (гипс, барит);

новообразованные, связанные с деятельностью грязевых вулканов, среди которых выделяются минералы, образовавшиеся при процессах, протекающих в твердых продуктах, — сульфаты (ярозит), бораты (улексит, тинкалконит, люнебургит) — и при термометаморфизме брекчии, подвергшейся воздействию высокой температуры горевших газов, — оксид железа (III), ангидрид, стекло и др.

Среди микроэлементов в основном выделяются элементы группы железа (никель, хром, ванадий, титан, марганец, кобальт), щелочноземельные (кальций, стронций, барий), редкие и рассеянные (бор, бериллий, литий, рубидий, цезий, церий) и халькофильные (медь, свинец, цинк, молибден, ртуть) [11]. Установлены повышенная бороносность (до 0,4 %) грязевулканической брекчии, высокая концентрация в ней марганца (до 1 %), а также в ряде областей — ртути [11]. Повышенное содержание бора, ртути, мышьяка, лития, рубидия и цезия в продуктах деятельности вулканов объясняется накоплением этих элементов в процессе грязевого вулканизма и привносом по разломам глубокого заложения [11].

Исследования А.А. Якубова, Ад.А. Алиева (1977 г.) показали, что в брекчиях грязевых вулканов по сравнению с коренными породами содержится больше битуминозных веществ. Количество рассеянных битумоидов в них колеблется от следов до 4,2 %. Они представлены маслянистым, смолистым, смолисто-асфальтеновым типами, а также битумоидами среднего состава. Среди них преобладают маслянистые разновидности нефтяного ряда. Отмечаются сингенетичные и эпигенетичные битумоиды. Сингенетичные битумоиды установлены в палеоген-миоценовых и верхнемеловых отложениях [11]. По данным Ад. А. Алиева, З.А. Буниат-Заде, М.М. Зейналова, содержание органического углерода в выбросах грязевых вулканов составляет в алеврито-песчано-глинистых породах 0,01—4,68 %, в карбонатных 0,07—2,86 %; гуминовые вещества почти во всех типах пород отсутствуют.

При изучении стратиграфического разреза отложений, не вскрытых бурением, а также при выяснении глубины проникновения грязевулканического процесса большое значение имеют исследования возраста твердых пород выбросов. Особенно оно важно для установления корня и очага грязевого вулкана. Следует сказать, что в данной книге корнем грязевого вулкана названа наиболее глубокая зона грязевулканической деятельности, откуда начинается выводной канал вулкана, а очагом — мощные глинистые толщи в разрезе отложений, прорываемые каналом вулкана и принимающие участие в строении локальной структуры.

Стратиграфическая привязка корней грязевых вулканов обычно

производится по микрофауне, содержащейся в твердых продуктах извержений; и при сопоставлении состава пород выбросов с литолого-петрографическими коррелятивами сводного разреза мезозойско-кайнозойского комплекса отложений. Правильность заключения о глубине заложения корней грязевых вулканов на основе микрофаунистических и петрографических исследований будет зависеть от полноты сбора образцов пород. Нередко корень одного и того же вулкана связывают с различными стратиграфическими уровнями. Микрофаунистическими и литологическими исследованиями не всегда может быть уверенно установлена действительная глубина проникновения канала вулкана, ибо самые древние и глубоко залегающие породы, пересекаемые выводным каналом, не обязательно захватываются грязевулканическим процессом и выносятся на поверхность. Для установления действительной глубины проникновения корня грязевого вулкана, по нашему мнению, всестороннему исследованию должны подвергаться не только твердые выбросы, но и флюиды, являющиеся движущими силами при пароксизмах. Вопрос о глубине корня необходимо рассматривать в тесной связи с геологическим строением областей расположения грязевых вулканов и историей их развития. При определении корня грязевого вулкана должны учитываться его морфологическая выраженность, а также характер разрывных нарушений в районе.

Основной очаг грязевого вулкана можно определить по доминирующему положению глинистых пород определенного стратиграфического комплекса среди твердых выбросов. Судя по микрофаунистическим определениям твердых выбросов, наиболее древние породы в составе грязевулканической брекчии имеют пермский (о-в Роти) или юрский (Восточный Азербайджан, Юго-Западная Туркмения) возраст. Древние породы могут быть или переотложенными, или входить в состав олистостромов [39]. Поэтому при определении истинного корня грязевого вулкана большое значение имеет наличие обломков коренных пород с микрофауной, характеризующей определенную стратиграфическую единицу. Следует учитывать сохранность микро- и макрофауны, внешний облик самой породы (обломки окатанные или остроугольные), наличие в сводном разрезе толщ с переотложенной микрофауной (например, для юго-восточного погружения Большого Кавказа такими комплексами являются породы низов олигоцена, верхнего миоцена, немая продуктивная толща среднего плиоцена).

Ниже приводится характеристика стратиграфических корней грязевых вулканов различных регионов.

Наиболее древние породы, выброшенные грязевыми вулканами Северной Италии, входят в состав аллохтонного комплекса, сложенного глинистыми сланцами с обломками пород мела — олигоцена, и относятся к эоцену. Извержение наиболее крупного грязевого вулкана о-ва Сицилия — Джирджента, выступающего среди антропогеновых отложений, сопровождалось выбросом грязи с обломками нижнетретичных пород (A.M. Mucchu, 1968 г.).

В составе твердых выбросов грязевых вулканов района Берка-Арба-

наш в Румынии, расположенных на понтических отложениях плиоцена, встречаются миоценовые известняки, а также глины и песчаники более древнего возраста (М. Реаһа, 1965 г.).

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные породы, выброшенные вулканами Керченского п-ова, относятся к низам кайнозоя. Вулканы лежат на отложениях майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен) и средне- и верхнемиоценового комплекса. В составе твердых выбросов грязевых вулканов Таманского п-ова, локализующихся на участках распространения среднемиоценовых, плиоценовых и четвертичных образований, установлены в основном нижнекайнозойские породы, а на Карабетовском вулкане, расположенном на среднемиоценовых отложениях, — верхнемеловые. Не исключено, что последние переотложены [11]. Среди твердых выносов вулканов Западной Кубани, расположенных на меловых, палеогеновых, неогеновых и антропогеновых отложениях, установлены меловые и миоценовые породы.

Грязевые вулканы Восточной Грузии и Западного Азербайджана приурочены к олигоцен-миоценовым и плиоценовым отложениям. Твердые выбросы вулканов Южной Кахетии в основном представлены миоценовыми породами. Среди них встречаются и породы более молодого, чем на поверхности, плиоценового возраста. Аналогичный возраст установлен и в выбросах Пховельского вулкана Кахетинской зоны, приуроченного к контакту майкопских отложений и верхнего мела [11].

Следует отметить, что на присутствие среди выбросов грязевых вулканов пород более молодого возраста, чем отложения, на которых "сидят" сами вулканы, впервые в 1925 г. обратил внимание А.Д. Архангельский. Этот факт он объяснил наличием надвигов, по которым древние комплексы отложений перекрывают молодые образования, вследствие чего во время извержений вулканов последние выносятся на поверхность.

Грязевые вулканы Восточного Азербайджана расположены в области развития осадочных образований различного стратиграфического возраста: в Северном Гобустане они приурочены к выходам меловых и отчасти палеогеновых отложений, в Центральном Гобустане — к палеогеновым отложениям, в Южном Гобустане, Прикуринской области, на Апшеронском п-ове, Апшеронском и Бакинском архипелагах — к отложениям от олигоцена до постплиоцена включительно. Единственный грязевой вулкан Прикаспийско-Кубинской области — Кайнарджа располагается на плиоценовых отложениях. В составе твердых выбросов большинства грязевых вулканов Южного Гобустана, Прикуринской области, Апшеронского п-ова и Бакинского архипелага широко участвуют мезозойские образования. Меловые породы были найдены нами в выбросах грязевых вулканов Кюрсангя, Хамамдаг, Бяндован, Кырлых, Ахтарма-Пашалы, Калмас, Дуровдаг, Малый и Большой Мишовдаг в Прикуринской области, а также В.Е. Хаиным, Д.А. Агаларовой и др. в выбросах вулканов Клыч, Котурдаг, о-в Лось, Локбатан, Календарахтарма, Шонгар, о-в Свиной, Гюльбахт, Бездаг-Кобийский, Шихзагирли, Келаны, Адживели, Айрантекян и др.

В грязевых вулканах Юго-Западной Туркмении, расположенных на средне- и верхнеплиоценовых (Прибалханский район) и четвертичных (Гограньдаг-Чикишлярский район) отложениях, наиболее древние меловые породы установлены в выбросах вулканов Барсагельмес и Гограньдаг.

Грязевые вулканы южных районов о-ва Сахалин находятся в зоне развития верхнемеловых отложений. Наиболее древние породы твердой фазы извержения относятся к нижнему мелу (апту и альбу) [11].

В составе твердых выбросов вулканов Горганской равнины в Иране, расположенных на антропогеновых отложениях, встречаются известняки и песчаники, содержащие меловую, миоценовую и плиоценовую фауну. Твердые выносы грязевых вулканов макранского побережья Ирана и Пакистана, приуроченные к четвертичному комплексу отложений, представлены породами палеогенового, миоценового и плиоценового возраста [45].

Среди выбросов грязевых вулканов Андаманских островов (Индия) встречаются сланцеватые глины и алевриты комплекса Баратанг (верхний мел — нижний эоцен), на которых расположены и сами вулканы, а также песчаники более древнего возраста [33].

В твердых выбросах вулканов Бирмы доминируют глинистые сланцы и песчаники третичного возраста.

При исследовании грязи вулкана Каншуипинг на о-ве Тайвань установлены фораминиферы верхнего олигоцена [39].

В грязи из вулкана в северной части о-ва Суматра установлена миоценовая микрофауна. В выделяющейся из вулкана на о-ве Новая Гвинея грязи найдены фораминиферы, характерные для миоценовых отложений [43]. В составе твердой фазы извержения грязевых вулканов в прибрежных районах о-ва Тимор, расположенных на антропогеновых отложениях, встречены известняки, песчаники, глинистые сланцы, кремнистые образования, метаморфические и изверженные породы, характеризующие комплекс отложений от пермских до миоценовых включительно [39]. Именно такой возрастной спектр пород присущ аллохтонному комплексу "чешуйчатые глины Боболото", установленному на о-ве Тимор [15].

Твердые выносы грязевых вулканов п-ова Дент (о-в Калимантан), располагающихся на верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях, представлены преимущественно глинами, глинистыми сланцами, мергелями и песчанистыми известняками кайнозойского возраста. Характерно наличие большого количества обломков вулканических и метаморфических пород, связанных с дотретичным комплексом формации Данау. В грязевых вулканах п-ова Клиас, расположенных на миоценовых отложениях, установлены породы нижнетретичного возраста.

В составе твердых выбросов грязевых вулканов п-ова Раукумара (Новая Зеландия), лежащих на средне- и верхнемиоценовых образованиях, установлены породы, относящиеся к мел-миоценовому интервалу разреза [44].

Микропалеонтологическими исследованиями сопочной грязи грязе-

вого вулкана Эль-Кокуйте в Мексике, расположенного на плейстоценовых образованиях, установлены формы, характерные для олигоцена и миоцена.

Наиболее древние выбросы грязевых вулканов Колумбии, лежащих на плиоценовых отложениях, относятся к эоцену.

В составе твердых выбросов грязевых вулканов о-ва Тринидад, приуроченных к олигоцен-миоценовому и плиоценовому комплексам отложений, встречены породы, относящиеся к олигоцену, эоцену и верхнему мелу. По мнению Г.Хиггинса и Дж. Сондерса [39], все они входят в состав олистостромов.

Таким образом, в составе твердых выбросов вулканов, развитых на участках распространения плиоцен-четвертичных отложений, наиболее древние породы (преимущественно верхнемеловые) установлены в грязевых вулканах Восточного Азербайджана, Юго-Западной Туркмении и Горганской равнины в Иране. В других регионах наиболее древние обломки пород имеют палеоген-миоценовый возраст. Причем для грязевых вулканов, приуроченных к Тихоокеанскому подвижному поясу, более характерно преобладание миоценовых пород.

III.2. ГАЗООБРАЗНЫЕ ПРОДУКТЫ

Выделение газа из грязевых вулканов происходит при их извержении и грифонно-сальзовой деятельности, а также в результате дегазации грязевулканической брекчии, нефти и воды.

Большинство извержений сопровождается выбросами большого количества газов, и оценить достоверными цифрами их объем не представляется возможным. С целью определения расхода газа при современных пароксизмах грязевых вулканов были предложены различные способы подсчета: по количеству сгоревшего газа (А.А. Геодекян, Ф.Г. Дадашев, М.К. Калинко, В.А. Горин, З.А. Буниат-Заде [9], П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев [13]), по объему газа, накапливающегося в недрах грязевого вулкана за промежуток времени между извержениями (С.А. Ковалевский), по аналогии с открытым газовым фонтаном на скважинах с учетом дебита свободно бьющего фонтана, соотношения диаметров, давлений и продолжительности действия (Н.А. Кудрявцев). Поэтому количество газа, выбрасываемого в атмосферу за одно извержение, исследователи оценивают по-разному, млн. т: от $(0{,}5–1)\,10^3$ до $(20–40)\,10^3$ (Н.А. Кудрявцев), 100–500 (А.А. Геодекян), 20–500 (Ф.Г. Дадашев), 400 (П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев [13]), 3–4 (М.К. Калинко).

Объем газов, выделившихся во время извержений в течение геологического времени, Ф.Г. Дадашев подсчитал двумя способами. При первом способе подсчета он принимал, что одно извержение происходит через каждые 2–3 года и из вулкана за одно извержение в атмосферу выбрасывается в среднем 250 млн. $м^3$ газа. Исходя из этого, потери

газа за четвертичный период принимались равными $125 \cdot 10^{12}$ м^3. При подсчетах вторым способом приблизительное число извержений отдельных вулканов Ф.Г. Дадашев определял по отношению объема их конуса к среднему объему брекчии, выбрасываемой за одно извержение. При этом допускалось, что при каждом извержении выбрасывается примерно одинаковый объем брекчии. Принимая во внимание средний расход газа за одно извержение (250 млн. м^3), число действующих вулканов (200) и длительность четвертичного времени, он сделал заключение, что общие потери газа через эруптивные центры грязевых вулканов Восточного Азербайджана за четвертичное время составили $35 \cdot 10^{13}$ м^3. П.Н. Кропоткиным и В.М. Валяевым [13] общее количество газов, выброшенных грязевыми вулканами этого региона за четвертичное время, оценено в $17{,}5 \cdot 10^{13}$ м^3.

Дебит газов, выделяющихся из грязевых вулканов в период их спокойной (грифонно-сальзовой) стадии деятельности, варьирует в широких пределах. Интенсивность газовыделения из отдельных выходов (до 40 тыс. м^3/сут) непостоянна, она меняется даже за сравнительно небольшой отрезок времени. Общее количество газа, выделяющегося в течение года при спокойной деятельности из всех грязевых вулканов Восточного Азербайджана, составляет 20 млн. м^3 (Ф.Г. Дадашев), Керченского п-ова – 70 тыс. м^3 (А.М. Плотников), а средний дебит газовых выделений грязевых вулканов Южно-Каспийской области прогибания ~ 20 тыс. т в год (около 20 тыс. м^3/год), или $2 \cdot 10^{10}$ т за 1 млн. лет (А.А. Геодекян). Отсюда можно заключить, что количество газа, выделившегося из грязевых вулканов Восточного Азербайджана при их пароксизмах и спокойной деятельности, т. е. общее количество потерь газа за четвертичный период, составляет от $52 \cdot 10^{12}$ до $37 \cdot 10^{13}$ м^3. Как отмечает Ф.Г. Дадашев, несмотря на то, что эти цифры несколько завышены, все же общий расход газа через жерла грязевых вулканов представляет огромную величину. По заключению А.А. Геодекяна, общие потери газа в Южно-Каспийской области прогибания за все время ее существования составляли $2{,}02 \cdot 10^{12}$ т и основные потери газа ($1{,}91 \cdot 10^{12}$ т) происходили за счет выделений из грязевых вулканов.

Исходя из общего объема отложений "вдавленных" синклиналей (15,1 млрд. м^3), средней глубины выноса сопочной брекчии, диаметра выводного канала и используя метод Б.С. Гриненко, предложенный для определения дебита фонтана из аварийной скважины, А.М. Плотников вычислил минимальную величину потерь углеводородов за все время деятельности грязевых вулканов Керченского п-ова, которая составила $25 \cdot 10^{12}$ м^3.

По заключению Ф.Г. Дадашева, количество выделяемого грязевыми вулканами газа вполне увязывается с объемом газа, генерированного в толще осадочных пород, содержащих в среднем 1 % органического углерода.

Другие исследователи (П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев, А.Г. Штернов) потери газа сопоставляли не только с его возможной генерацией в осадочной толще, но и с количеством аккумулированного в ней газа. Но

подсчитанное ими количество генерированного метана оказалось меньше потерь газа при извержениях за четвертичный период. Поэтому в качестве источника газов грязевых вулканов указываются очаги углеводородов, расположенные в основании осадочной толщи земной коры, или же угленосные породы.

Проведенный М.И. Субботой анализ газа, извлеченного на термическом дегазаторе из сухой глинистой брекчии грязевого вулкана Локбатан (взятой через восемь лет после извержения, происходившего в 1941 г.), показал, что в ней сохраняется значительное количество газа: до 1,5 $см^3$/кг тяжелых углеводородов (ТУ), до 0,4 $см^3$/кг метана. По данным Ф.Г. Дадашева, из каждого килограмма брекчии, выбрасываемой на поверхность, в результате дегазации выделяется 1—2 $см^3$ газа, и в зависимости от объема брекчии количество газа изменяется в пределах от 22 до 8000 $м^3$.

Исследования состава газов грязевых вулканов показали, что главная составная часть их — метан (до 99,8 %), его гомологи (этан, пропан и др.), углекислота и азот. Инертные газы (гелий и аргон), водород и сероводород имеют подчиненное значение.

Почти во всех областях развития грязевого вулканизма газы по составу углеводородные. Исключение составляют грязевые вулканы Керченско-Таманской области и Южного Сахалина, где повышено содержание углекислого газа, что, по-видимому, обусловлено, как считают В.И. Китык и А.М. Плотников, лучшей его растворимостью по сравнению с метаном в водах грязевых вулканов. В указанных районах встречаются не только углеводородные, но и углеводородно-углекислые, а также углекисло-углеводородные газы. Состав газов грязевых вулканов следующий, %: в Керченско-Таманской области CH_4 8,1—99, Ту 0—5, CO_2 0,2—91, N_2 0—7,8; на Южном Сахалине CH_4 21—84, ТУ 0—1,76, CO_2 2,7—74 и N_2 1,5—13,1 [11].

Наличие в составе газов грязевых вулканов элементов, характерных для глубинных недр земной коры, следует, очевидно, объяснить их локализацией в непосредственной близости от глубинных разломов. И.А. Логунова считает несомненным факт приуроченности двух районов развития грязевых вулканов с аномально высоким содержанием углекислого газа к зонам Ждановско-Керченского и Ахтырского глубинных разломов. А в районе расположения грязевых вулканов Пугачевского и Южно-Сахалинского наблюдаются рудопроявления телетермального типа (киноварь, кальцит, арагонит, пирит) и минеральные источники. Оба грязевых вулкана расположены в зоне прослеживания Центрально-Сахалинского разлома глубокого заложения.

Анализы газов грязевых вулканов показывают, что в газах, выделяющихся из крупных вулканов, концентрация метана достигает наибольшего значения при незначительном содержании азота и углекислого газа, которое, наоборот, повышено в газах небольших вулканов. Так, на Агзыбирской складке в Прикуринской области наибольшее содержание метана (до 99,8 %) отмечается в газах из одноименного грязевого вулкана. В газе из остальных относительно мелких вулканов (вторая

и третья группы грязевулканических проявлений Агзыбирской возвышенности, Промежуточный и Заячья гора) содержание метана составляет 43,34—99,2 %. По содержанию углекислого газа и азота наблюдается обратная картина: в составе газа вулкана Агзыбир количество их меньше, чем в других грязевулканических проявлениях, расположенных на рассматриваемой складке. Наименьшее количество метана при высоком содержании диоксида углерода и азота отмечается в Хыдырлинской группе небольших грязевулканических проявлений. Много метана (80,5—99,5 %) в газах, выделяющихся из крупного вулкана Бяндован, расположенного к юго-востоку от Агзыбирской группы. Аналогичное явление наблюдается на Бабазананской складке Прикуринской области, где в газе относительно крупного вулкана Дуровдаг содержание углекислого газа меньше, чем в газе Бабазананской группы сопок, сальз и грифонов (рис. 12).

Подобное сравнение газов [1] проведено между грязевулканическими группами Апшеронской и Гобустанской областей, а также Бакинского архипелага. При этом выяснилось, что в газах, выделяющихся из крупных вулканов, углеводороды составляют наибольшую часть при незначительном количестве тяжелых углеводородов, азота и диоксида углерода (рис. 13, табл. 2).

Для выяснения генезиса газов грязевых вулканов И.Л. Каменским использовалось соотношение изотопов гелия ($^3He/^4He$), С.Д. Гемпом — соотношение изотопов углерода ($^{13}C/^{12}C$) метана и углекислоты. Значения отношения $^3He/^4He$ в газах ряда вулканов Таманского п-ова (Карабетовский, Бугазский), Восточной Грузии (Байда, Полпойтепе, Северный и Южный Тюлькитепе, Восточная Кила-Купра, Ахтала), Азербайджана (Сарыбога, Айрантекян, Бяндован, Мишовдаг, Абиха, Локбатан), Юго-Западной Туркмении (Кеймир, Геокпатлаук, Небитдаг, Западный Порсугель) и Южного Сахалина (Южно-Сахалинский, Восточный) показывают на тесную связь газов грязевых вулканов с осадочным комплексом отложений.

Определение изотопного состава углерода метана ($\delta^{13}C$) также подтвердило седиментационное происхождение газов грязевых вулканов. Исключение составляют только данные изотопного анализа углерода углекислого газа: $\delta^{13}C$ меняется от — 0,99 до + 1,17 %. Повышенное содержание изотопа ^{13}C отмечено в вулканах Булганакской и Тарханской групп на Керченском п-ове. Но, как справедливо отмечается, на основе значений $\delta^{13}C$ углекислоты нельзя делать вывод о ювенильном происхождении газов грязевых вулканов [11]. Э.М. Галимов допускает, что высокое содержание ^{13}C связано с анаэробным разложением органи-

[1] Выводные каналы грязевых вулканов прорезают мощный комплекс отложений, поэтому поднимающиеся по ним с глубины воды и газы смешиваются с пластовыми водами и газами различных слоев. Учитывая это, мы сравнивали средние арифметические значения содержания отдельных компонентов газов, минерализации вод грязевых вулканов, нефтяных и газоконденсатных месторождений.

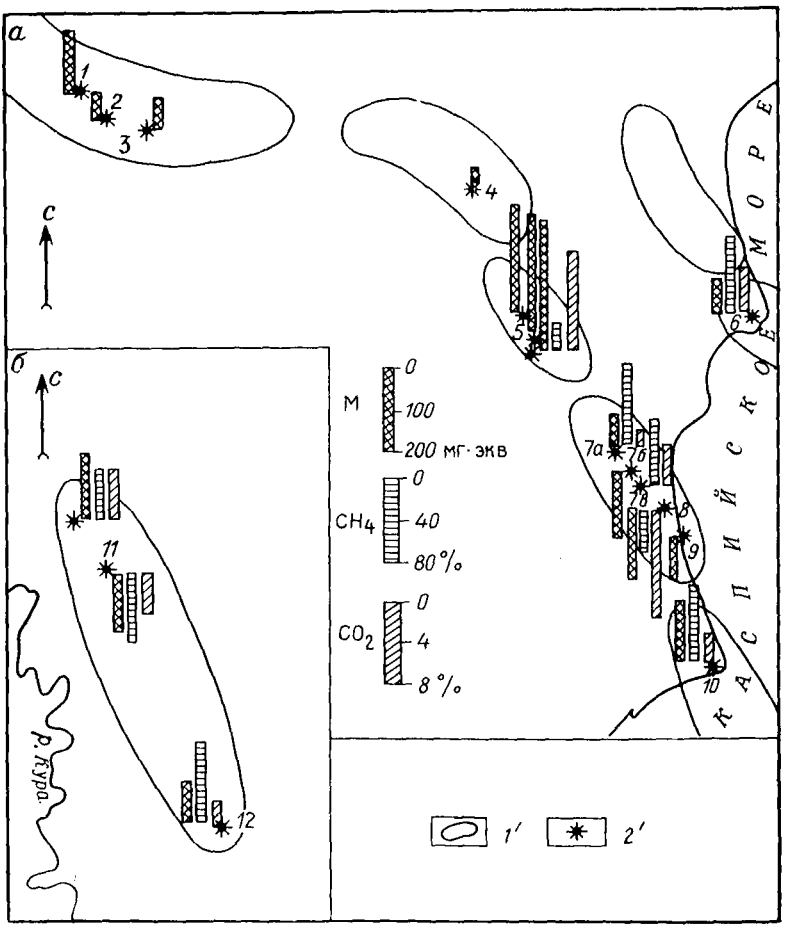


Рис. 12. Схема изменения минерализации вод (М, мг·экв на 100 г воды) и состава газов (содержание метана и углекислого газа, %) грязевых вулканов Мишовдаг-Бяндованской антиклинальной зоны (*а*) и Бабазананской структуры (*б*):

1' — локальные складки; *2'* — грязевые вулканы: *1* — Нефтяная Балка, *2* — Малый Мишовдаг, *3* — Большой Мишовдаг, *4* — Калмас, *5* — Хыдырлинская группа, *6* — Хамамдаг, *7а, б, в* — Агзыбир I, II, III, *8* — Промежуточный, *9* — Заячья гора, *10* — Бяндован, *11* — Бабазананская группа, *12* — Дуровдаг

ческих веществ, при котором выделяется деструктивный углекислый газ.

Изучение А.Р. Исметом, С.А. Джафаровым, Р.С. Джафаровым отношения гелия к радиогенному аргону также позволило сделать вывод о преимущественной генерации газов грязевых вулканов в осадочной толще.

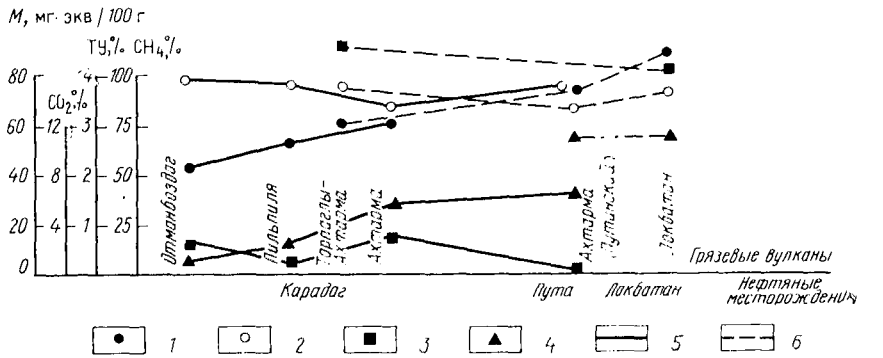


Рис. 13. График сопоставления минерализации вод (М) и состава газов грязевых вулканов и нефтяных месторождений юго-западной части Апшеронского п-ова:

1 — минерализация, мг·экв/100 г; содержание в газе, %; *2* — метана, *3* — тяжелых углеводородов, *4* — углекислого газа; *5, 6* — газы и воды соответственно грязевых вулканов и нефтяных месторождений

В результате обработки фактических данных о составе газов грязевых вулканов выявлен ряд закономерностей в изменении их химического состава, а также сделаны выводы об их сходстве с составом газов нефтегазовых месторождений. Эти заключения базировались в основном на величинах содержания тех или иных компонентов газов грязевых вулканов или же их средних значений. Учитывая, что в газах вулканов количество отдельных компонентов может варьировать в определенном интервале, их значения можно подвергнуть статистической обработке как непрерывные случайные величины. Такой подход позволяет выявить и изучить закономерности и характер изменения химического состава газов грязевых вулканов по площади и отдельным антиклинальным зонам.

На материале грязевых вулканов Восточного Азербайджана была произведена статистическая обработка значений содержания метана, составляющего основную часть газов грязевых вулканов. Были обработаны результаты анализов газов, отобранных нами в 1959, 1962 и 1971 гг. и исследованных в лаборатории АзНИПИнефти, а также приведенные в опубликованных работах и фондовых отчетах. Для проведения статистического анализа количество метана (%) группировалось по классам, т. е. составлялись вариационные ряды при интервале 5 % и затем определялись частости, накопленные частота и частость.

Статистическая обработка данных (291 определение) по содержанию метана в газах грязевых вулканов Азербайджана (табл. 3) показала, что 78,7 % общего числа проб характеризуется содержанием метана более 90 %, из которых 23,72 % попадает в интервал 90—95 %. Лишь незначительная часть вариационного ряда (приблизительно 1/7, или 14,4 %) характеризуется содержанием метана менее 85 %. Основные статистичес-

Таблица 2

Состав газов и общая минерализация вод грязевых вулканов

Грязевой вулкан	Число анализов газа	Содержание, %			Число анализов воды	Общая минерализация вод, мг·экв*
		CH_4	ТУ	CO_2		
		Апшеронский п-ов				
Отманбоздаг	5	80,1–98,8 / 93,8	0,0–1,0 / 0,31	1,0–1,5 / 1,3	5	37,4–50,3 / 45,2
Пильпиля-Карадаг	2	71,8–96,60 / 84,2	0,22–5,9 / 3,1	1,60–2,58 / 2,1	3	53,2–74,4 / 60,7
Торпаглы-ахтарма	1	<85	<1	–	–	Не опр.
Ахтарма-Карадагский	1	83,2	0,8	6,2	5	52,74–321,78 / 100,7
Гюльбахт	1	95,4	0,002	0,8	4	26,27–39,0 / 33,8
Сарынча	–		Не опр.		1	32,88
Ахтарма-Путинский	1	92,5	0,01	6,4	–	Не опр.
Боздаг-Гюздекский	1	91,8	0,003	4,3		36,86
Боздаг-Кобийский	1	91,0	0,004	5,2	5	29,2–40,0 / 32,3
Атбатан	1	77,17	Следы	3,05	2	28,14–34,16 / 31,2
Пильпиля (Бельпиля)	2	63,91–79,12 / 71,5	0,0–0,21 / 0,11	1,52–3,93 / 2,73	1	62,84
Кирмаку	3	92,11–98,87 / 98,0	0,33–2,49 / 0,42	0,80–2,45 / 1,58	5	46,4–178,0 / 101,7
Богбога	1	94,7	0,29	1,6	2	34,2–39,56 / 36,9
О-в Артема	–	Не опр.			2	45,06–59,6 / 52,3
		Южный Гобустан				
Нардаран-ахтарма	3	94,13–98,74 / 95,8	0,0–0,22 / 0,14	1,2–5,4 / 2,7	9	13,88–67,48 / 37,7

Продолжение табл. 2

Грязевой вулкан	Число анализов газа	Содержание, %			Число анализов воды	Общая минерализация вод, мг · экв *
		CH_4	ТУ	CO_2		
Чеилахтарма	2	94,17–99,8 97,0	0,0–0,2 0,1	0,2–1,91 1,1	12	33,3–91,2 51,5
Чеилдаг	4	83,95–95,23 91,7	0,0–0,3 0,19	2,26–4,49 3,4	7	30,06–48,9 38,1
Календар-ахтарма	3	91,74–93,55 92,7	0,0–0,21 0,14	1,74–4,72 3,4	5	21,44–92,9 58,7
Утальги-ахтарма	2	95,36–96,43 95,9	0,24–0,31 0,27	1,91–4,33 3,1	9	28,1–75,94 59,1
Айрантекян	6	92,9–99,4 96,9	0,0–0,2 0,03	0,2–3,92 1,4	9	49,5–111,76 66,9
Дашгиль	4	95,8–99,9 97,2	0,0–0,4 0,1	0,0–3,5 1,5	10	59,33–133,8 80,3
Бахар	2	92,2–97,4 94,8	0,07–0,2 0,14	1,4–7,8 4,6	9	58,8–189,2 102,4
		Бакинский архипелаг				
О-в Лось	6	89,6–96,9 94,2	0,0–0,9 0,3	2,3–3,4 2,8	11	53,96–167,66 90,2
О-в Булла	4	97,29–98,9 98,2	0,03–2,64 0,8	0,1–1,92 0,8	10	48,56–144,7 66,6
О-в Глиняный	3	97,4–99,4 98,4	0,22–0,6 0,5	0,0–1,3 0,4	6	36,52–59,4 51,4
О-в Свиной	6	90,86–96,36 93,8	0,0–0,04 0,02	1,6–5,5 2,9	9	78,34–243,66 114,7

* Здесь и далее число миллиграмм-эквивалентов дается на 100 г воды.

кие характеристики распределения содержания метана следующие[1]: среднее арифметическое $\bar{x}$ 93,33 %, среднее квадратичное отклонение σ 5,94,

[1] Проверка показала, что распределение не подчиняется нормальному или логнормальному законам, поэтому для оценки среднего арифметического и среднего квадратичного отклонений здесь и в дальнейшем был применен метод М.Г. Кенуя, не чувствительный к отклонениям от нормальности.

Таблица 3

Распределение частоты и частости содержания метана в газах грязевых вулканов Азербайджана

Интервал изменения содержания метана, %	Число анализов — частота z	Частость, % $\omega = \frac{z}{n}$	Накопленная частота $z_н$	Накопленная частость, % $\omega_н$
40–45	2	0,69	2	0,69
45–50	1	0,34	3	1,03
50–55	1	0,34	4	1,37
55–60	2	0,69	6	2,06
60–65	3	1,03	9	3,09
65–70	3	1,03	12	4,12
70–75	3	1,03	15	5,15
75–80	6	2,06	21	7,21
80–85	21	7,22	42	14,43
85–90	20	6,87	62	21,30
90–95	69	23,72	131	45,02
95–100	160	54,98	291	100,00

Примечание. n — число определений (291).

коэффициент вариации v 6,37 %.

Статистическая обработка данных о составе газов грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджана[1], характеризующихся различными геологическими условиями, показала, что наименьшее содержание метана отмечается в газах грязевых вулканов Центрального Гобустана, Юго-Западного Гобустана, Шемахинского района (88,3 %) и Апшеронского п-ова (90,1 %), а наибольшее — в газах грязевых вулканов Алятской гряды (95,8 %) и Бакинского архипелага (96,1 %). Низкие значения δ и v содержания метана характерны для грязевых вулканов Бакинского архипелага (соответственно 2,2 и 2,3 %) и Алятской гряды (2,4 и 2,5 %), что свидетельствует о выделении из этих грязевых вулканов газов относительно постоянного состава. Наоборот, сравнительно высокие значения δ и v, характерные для газов грязевых вулканов Центрального Гобустана (соответственно 10,6 и 12 %) и Апшеронской области (9,4 и 10,4 %), указывают на то, что грязевые вулканы этих областей питаются газами из различных стратиграфических комплексов.

Для выяснения закономерностей пространственного изменения состава газов грязевых вулканов в регионах их распространения обычно рассматривают раздельно распределение метана, суммы ТУ и углекислого газа, и результаты площадного изменения содержания каждого компонента изображают на отдельных картах соответствующими красками, штриховками или в изолиниях. Целесообразно также устанавливать за-

[1] Ввиду небольшого числа определений изменение содержания метана в газах грязевых вулканов Прикаспийско-Кубинской области не рассмотрено.

кономерности площадного изменения комплекса признаков, характеризующих состав газов грязевых вулканов, что достигается применением многомерного статистического анализа.

Оперируя тремя признаками — содержанием в газах грязевых вулканов метана, ТУ и диоксида углерода, мы провели картирование трехкомпонентной системы[1] с целью выявления общности и различий химического состава газов из отдельных грязевых вулканов Азербайджана, а также закономерностей изменения содержания указанных компонентов по площади. С этой целью для газов каждого вулкана были подсчитаны средние значения содержания CH_4, ТУ, CO_2, а затем по их числовым значениям, характеризующим газы грязевых вулканов, расположенных на линиях условных профилей (рис. 14), были организованы линейно упорядоченные множества.

Пользуясь статистическими методами разграничения объектов по комплексу признаков, мы осуществили проверку принадлежности газов каждого профиля к единой статистической совокупности с помощью критериев Д.А. Родионова — $\nu\,(r_0^2)$ и $\nu\,(T_s, T_k)$.

По вычисленным значениям $\nu\,(r_0^2)$ профили I—IV, VII, VIII и X по трем признакам (содержание CH_4, ТУ и CO_2) представляют собой статистически однородные участки, а профили V, VI и XI разграничиваются на два участка[2]. Таким образом, в области распространения грязевых вулканов Восточного Азербайджана выделяются 13 однородных участков. Попарное сравнение между собой всех 13 участков показало, что в результате последовательного объединения сравниваемых участков по минимальному значению χ^2 получаются три однородные зоны относительно рассматриваемого комплекса признаков:

первая зона — грязевые вулканы Прикаспийско-Кубинской области, центральной и крайней юго-западной частей Апшеронского п-ова, Центрального Гобустана, Шемахинского района, северо-западной части Прикуринской области (см. рис. 14);

вторая зона — грязевые вулканы Северного Гобустана, Западного Апшерона, северной части Южного Гобустана и частично Центрального Гобустана (Каладжаляр, Бояната и др.);

третья зона — грязевые вулканы Алятской гряды, антиклинальных линий Тоурагай — о-в Булла, Хамадаг-море — Камень Персиянина, Малый Харами — Бяндован-море и Кюровдаг — Нефтечала, территориально охватывающих Юго-Восточный Гобустан, Прикуринскую область и Бакинский архипелаг.

Проведя границы между этими зонами на карте расположения грязевых вулканов Восточного Азербайджана, можно получить истинную картину изменения состава газов грязевых вулканов в целом по площади, что выгодно отличает такие построения от традиционных геолого-гео-

---

[1] Ввиду отсутствия или незначительного количества азота в газах в систему не включены его числовые значения.

[2] Вычисления производились на ЭВМ "Наири" Отдела вычислительной техники АзНИПИнефти.

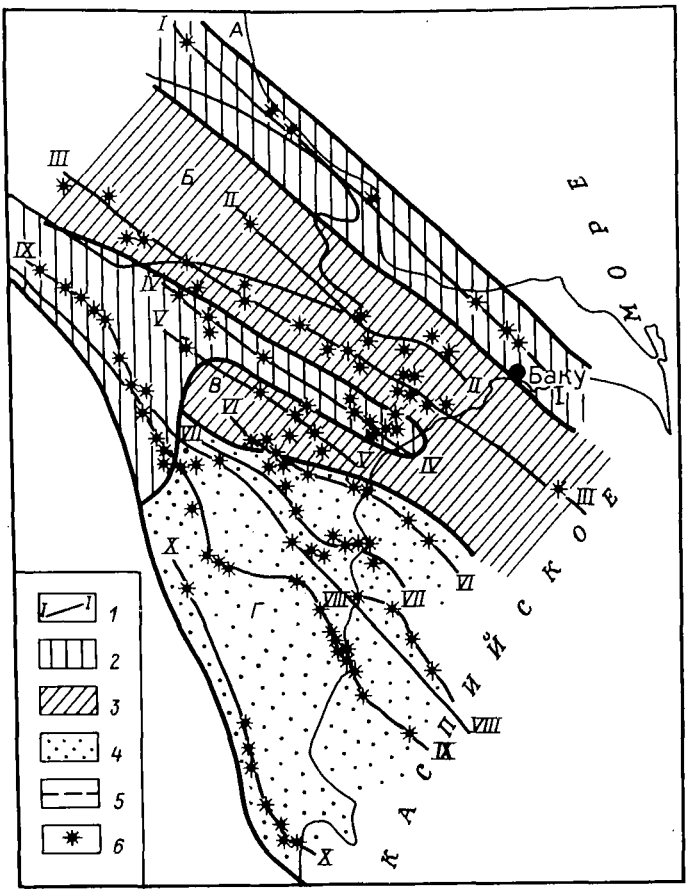


Рис. 14. Схема изменения состава газов грязевых вулканов Азербаиджана:

1 — линии условных профилей; зоны среднего содержания в газах, %: *2* — CH_4 87,51, ТУ 0,80 и CO_2 3,15; *3* — CH_4 92,27, ТУ 0,44 и CO_2 3,14; *4* — CH_4 95,35, ТУ 0,62 и CO_2 1,62; *5* — контуры тектонических элементов: *А* — Кусаро-Дивичинский прогиб, *Б, В* — осевая часть и юго-восточное погружение мегантиклинория Большого Кавказа, *Г* — Нижнекуринская впадина; *6* — грязевые вулканы

химических схем, в которых показываются изменения того или иного отдельно взятого компонента. На схеме (см. рис. 14) видно, что в грязевых вулканах наиболее погруженных зон (Прикуринская область, Южный Гобустан, Бакинский архипелаг) среднее содержание метана больше, а углекислого газа меньше (почти в 2 раза), чем в грязевых вулканах, расположенных в близосевых зонах мегантиклинория Большого Кавказа.

III. 3. ЖИДКИЕ ПРОДУКТЫ

По сравнению с твердыми выбросами и газами количество воды и нефти (особенно последней), выделяемых из грязевых вулканов, значительно меньше. Вулканы в гидрогеологическом отношении представляют собой каналы разгрузки подземных вод — своеобразные "окна" глубоких водоносных горизонтов, имеющих затрудненную разгрузку. Обычно на вулканах встречаются различные воды: чистые, с грязью (илом), пленками нефти и окислов железа, насыщенные растворами солей.

Дебиты вод, выделяющихся из них, колеблются от 0,01 до 12 $м^3$/сут. Количество вод зависит от степени осложненности грязевулканических структур разрывными нарушениями, напора вод и водообилия подземных горизонтов, интенсивности выделяющихся из выводного канала газов и расположения вулканов относительно водораздела горно-складчатой области (вулканы, находящиеся ближе к водоразделу, более богаты водой). По подсчетам Ф.А. Матанова, 53 водообильных вулкана Восточного Азербайджана во время грифонно-сальзовой стадии в течение одних суток выносят на поверхность около 73 $м^3$ воды. Если эту величину экстраполировать на все (до 172) действующие на суше вулканы (здесь не учитывается выделение воды из подводных вулканов, количество которой нельзя подсчитать), то общий суточный дебит воды приблизительно составит 230–240 $м^3$, а в год $86 \cdot 10^3$ $м^3$.

Значительное количество подземных вод выносится вулканами во время извержений в составе твердых выбросов. Исходя из примерного суммарного объема твердых выбросов грязевых вулканов Восточного Азербайджана за время их активной деятельности ($54{,}5 \cdot 10^9$ $м^3$, или $87{,}04 \cdot 10^9$ т) и содержания воды в сопочной массе (28 %, по определению Ф.А. Матанова) можно подсчитать общий объем воды, вынесенной вулканами этого региона в период пароксизмов, — $24 \cdot 10^9$ т, или 24 $км^3$.

В водах грязевых вулканов в количественном отношении преобладают ионы хлора и натрия, на долю которых приходится приблизительно 80–99 %-экв из общего количества солей. В меньшем количестве содержатся гидрокарбонаты щелочей и щелочно-земельных металлов. Воды грязевых вулканов преимущественно бессульфатные, слабоминерализованные, щелочные и относятся в основном к гидрокарбонатно-натриевому типу, хлоридной группе и натриевой подгруппе (по классификации В.А. Сулина). Подобные типы вод встречаются почти во всех областях развития грязевого вулканизма. На о-ве Сахалин в водах вулканов установлено преобладание гидрокарбонат-иона над хлором, поэтому воды относятся к гидрокарбонатной группе [11]. Относительно менее распространены более минерализованные жесткие воды хлоридно-кальциевого типа. Такие воды встречены в более погруженных зонах Восточного Азербайджана, Юго-Западной Туркмении и Восточной Грузии. Реже встречаются воды сульфатно-натриевого и хлоридно-магниевого типов.

Среди микрокомпонентов в водах грязевых вулканов установлены

бор (от 10 до 624 мг/л), бром (20–485 мг/л) и иод (2–114 мг/л) [11]. Отмечена тесная связь между их распределением и степенью минерализации вод. Наибольшее количество бора характерно для щелочных вод гидрокарбонатно-натриевого типа, а брома и иода — для жестких относительно высокоминерализованных вод хлоридно-кальциевого типа. Кроме того, отмечено возрастание концентрации бора (1000–1800 мг/л) во время активизации грязевулканической деятельности на Керченском п-ове [11].

Гидрохимические особенности вод грязевых вулканов свидетельствуют о единстве геогидрохимических условий формирования пластовых вод нефтегазовых месторождений и вод грязевых вулканов [11].

Сравнение минерализации вод грязевых вулканов, приуроченных к локальным складкам, показало, что в пределах последних небольшие грязевулканические проявления выделяют высокоминерализованные воды, а более крупные вулканы — слабоминерализованные воды (см. рис. 12, табл. 2). Так, на Агзыбирской складке Прикуринской области выявлено до десяти групп грязевулканических проявлений, приуроченных к различным частям складки. Наименьшую минерализацию (22,4–138 мг·экв) имеют воды гидрокарбонатно-натриевого типа (по классификации В.А. Сулина) морфологически наиболее резко выраженного вулкана Агзыбир. К северо-западу от названного вулкана расположена Хыдырлинская группа грязевых сальз и грифонов, воды которых имеют повышенную минерализацию (116–431,2 мг·экв) и относятся к хлоридно-кальциевому типу. К юго-востоку от Агзыбира расположены вторая и третья группы грязевулканических проявлений Агзыбирской возвышенности, небольшой грязевой вулкан Промежуточный, также выделяющие относительно высокоминерализованные воды (59,2–375,4 мг·экв) хлоридно-кальциевого типа. Наименее минерализованные воды выделяются и крупными вулканами Хамамдаг и Бяндован. В Бабазананской складке слабоминерализованные воды гидрокарбонатно-натриевого типа встречены на грязевом вулкане Дуровдаг, приуроченном к ее юго-восточной периклинальной части. К северо-западу от него расположены сопки, сальзы и грифоны, выделяющие воду с повышенной минерализацией (84,2–200,8 мг·экв). На Мишовдагской складке высокоминерализованная вода встречена в грязевулканических конусах Нефтяной балки, а относительно слабоминерализованная — в крупных вулканах Большой и Малый Мишовдаг.

Статистическое изучение изменения минерализации вод грязевых вулканов Азербайджана показало, что большинство из них выделяет воду с минерализацией менее 100 мг·экв (74,8 %). Из общего числа анализов (641) 39,1 % характеризуется минерализацией менее 50 мг·экв, 35,7 % — 50–100 мг·экв, 13,5 % — 100–150 мг·экв, т. е. в 480 исследованных пробах минерализация не превышает 100 мг·экв. Среднее арифметическое значение минерализации составляет 91,7 мг·экв (табл. 4).

Для определения характера изменения минерализации вод по площади в обработку включены числовые значения минерализации вод грязевых

Таблица 4

Распределение частоты и частости значений минерализации вод грязевых вулканов Азербайджана

Интервал изменения минерализации (классы), мг · экв/100 г	Число анализов — частота z	Частость, % $\omega = \frac{z}{n}$	Накопленная частота $z_н$	Накопленная частость, % $\omega_н$
0—50	251	39,1	251	39,1
50—100	229	35,7	480	74,8
100—150	87	13,5	567	88,3
150—200	28	4,3	595	92,6
200—250	17	2,6	612	95,2
250—300	9	1,4	621	96,6
300—350	7	1,1	628	97,7
350—400	5	0,8	633	98,5
400—450	2	0,3	635	98,8
450—500	—	—	635	98,8
500—550	—	—	635	98,8
550—600	1	0,2	636	99,0
600—650	—	—	636	99,0
650—700	1	0,2	637	99,2
700—750	—	—	637	99,2
750—800	—	—	637	99,2
800—850	1	0,2	638	99,4
850—900	1	0,2	639	99,6
900—950	—	—	639	99,6
950—1000	—	—	639	99,6
1000—1050	1	0,2	640	99,8
1050—1100	—	—	640	99,8
1100—1150	—	—	640	99,8
1150—1200	—	—	640	99,8
1200—1250	—	—	640	99,8
1250—1350	—	—	640	99,8
1350—1400	1	0,2	641	100,0

Примечания: 1) n — число определений (641); 2) распределение значений минерализации не подчиняется нормальному или логнормальному законам.

вулканов отдельных нефтегазоносных областей Азербайджана[1]. Обработка показала, что в водах грязевых вулканов Шемахино-Гобустанской (за исключением Алятской гряды) и Апшеронской областей доминирующее положение занимает минерализация, изменяющаяся в пределах 0—50 мг · экв, а тектонической зоны Алятской гряды, Бакинского архипелага и Прикуринской области — 50—100 мг · экв. Если для грязевых вулканов Северного Гобустана более 95 % общего числа анализов вод характеризуются минерализацией менее 50 мг · экв, то для вулканов Центрального Гобустана, Джейранкечмесской депрессии этому проценту соответствует минерализация 100 мг · экв, Юго-Западного Гобустана,

[1] По составу вод грязевых вулканов Прикаспийско-Кубинской области имеется мало определений, поэтому они не включены в статистическую обработку.

Шемахинского района и Алятской гряды менее 150 мг·экв, Апшеронской области и Бакинского архипелага менее 200 мг·экв и, наконец, Прикуринской области менее 400 мг·экв. Таким образом, к югу и юго-востоку от Северного Гобустана наблюдается увеличение минерализации вод грязевых вулканов, что подтверждает ранее сделанное заключение И.М. Губкина и С.Ф. Федорова.

Определение статистических характеристик рассеяния σ и v показало, что наиболее высокие их значения соответствуют водам грязевых вулканов Бакинского архипелага, Юго-Западного Гобустана и Шемахинского района, низкие — водам грязевых вулканов Северного Гобустана и Джейранкечмесской депрессии. Высокие значения σ и v, вероятно, свидетельствуют о том, что воды, выделяемые из грязевых вулканов, — это пластовые воды более широкого стратиграфического диапазона.

Анализ изменения минерализации вод грязевых вулканов отдельных антиклинальных зон Прикуринской области по статистическим характеристикам (табл. 5) позволил выделить по району исследования три обособленные зоны: Каламадын-Хараминскую, Мишовдаг-Бяндован-Хамамдагскую и Кюровдаг-Нефтечалинскую. Воды грязевых вулканов Каламадын-Хараминской зоны по сравнению с водами вулканов других зон менее минерализованы. Наибольшая частость минерализации (67,8 %) здесь соответствует интервалу от 50 до 100 мг·экв. В водах грязевых вулканов Мишовдаг-Бяндован-Хамамдагской зоны (непосредственного продолжения Каламадын-Хараминской зоны) частость указанного интервала уменьшается до 45,7 %, что обусловлено увеличением частости, соответствующей интервалу 100—150 мг·экв. В отличие от вод грязевых вулканов рассмотренных выше зон воды вулканов Кюровдаг-Нефтечалинской антиклинальной зоны более минерализованы, ибо здесь частость минерализации (41,8 %) совпадает с интервалом 100—150 мг·экв, т. е. грязевые вулканы выделяют более минерализованные воды. Величины $\bar{x}$, σ и v также показывают, что минерализация вод грязевых вулканов при переходе от Каламадын-Хараминской зоны к вышеназванным зонам закономерно увеличивается. В целом из выводных каналов вулканов Прикуринской области выделяются воды довольно однообразного состава.

Используя статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков — содержание ионов $Na^+ + K^+$, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, $HCO_3^- + CO_3^{2-}$, в водах грязевых вулканов Азербайджана также можно выделить однородные участки и тем самым выяснить особенности площадного изменения их состава. Для этой цели аналогично обработке данных по газам грязевых вулканов по каждому вулкану, условно привязанному к отдельным линиям (профилям), подсчитывали среднее содержание анионов и катионов. Затем по этим исходным данным проверяли статистическую гипотезу об однородности линейно упорядоченного множества. Результаты исследований показали, что профили II, III, VIII, IX и XI по шести признакам представляют собой статистически однородные участки, а профили I, VI, X и IV, V, VII разграничиваются соответственно на два и три однородных участка. Попарное срав-

Таблица 5

Частота, частости и основные статистические характеристики распределения значений минерализации вод грязевых вулканов Прикуринской области

Интервалы изменения минерализации (классы), мг·экв/100 г	Антиклинальные зоны					
	Каламадын-Харами нская		Мишовдаг-Бяндован-Хамамдагская		Кюровдаг-Нефтечалинская	
	z	ω, %	z	ω, %	z	ω, %
0–50	8	13,5	4	4,3	12	15,0
50–100	40	67,8	42	45,7	10	12,6
100–150	5	8,5	21	22,8	33	41,8
150–200	5	8,5	8	8,7	4	5,0
200–250	—	—	6	6,5	6	7,6
250–300	—	—	3	3,3	5	6,3
300–350	—	—	5	5,4	1	1,3
350–400	1	1,7	2	2,2	1	1,3
400–450			1	1,1	1	1,3
$\bar{x}$, мг·экв		74,5		110,7		105,4
σ		1,7		1,8		2,1
v, %		0,6		0,7		0,9

Примечание. Распределение значений минерализации подчиняется логнормальному закону.

нение выделенных однородных участков и последовательное объединение несущественно различающихся участков в одну группу позволило выделить семь статистически однородных зон относительно рассматриваемого комплекса признаков: первая зона — грязевые вулканы Прикаспийско-Кубинской области (Кегнягяды, Куркачидаг) и центральной части Апшеронского п-ова (Абиха Кечалдаг, Атабатар и др.), вторая — северо-западной части Северного Гобустана (Большие и Малые мыльные родники, Демирчи и др.), третья — в основном Центрального Гобустана (Джарлы, Набур, Шейтануд, Шихзагирли и др.), четвертая — Торпаглы-ахтарма Западного Апшерона, пятая — северо-восточной части Северного Гобустана, Западного Апшерона и Южного Гобустана, шестая — Прикаспийско-Кубинской области (Саадан, Хыдырзинды, Зорат, Советабад), Апшеронского архипелага (о-в Артема, о-в Жилой), Шемахинского района (Зейва, Сары-сура, Сагиян, Меликчобанлы, Дагколаны и др.), северо-западной части Прикуринской области (Инчабель, Каламадын, Ахтарма-Пашалы и др.), Алятской гряды и Бакинского архипелага, седьмая — Кайнарджа, Большой Кянизадаг, антиклинальных зон Малый Харами — Бяндован и Кюровдаг — Нефтечала Прикуринской области. Как видно из схемы (рис. 15), воды грязевых вулканов Восточного Азербайджана в сторону Южно-Каспийской впадины меняют состав, становясь более минерализованными. Каждая зона по мере погружения основных структурных элементов Юго-Восточного Кавказа замещается зоной, где гря-

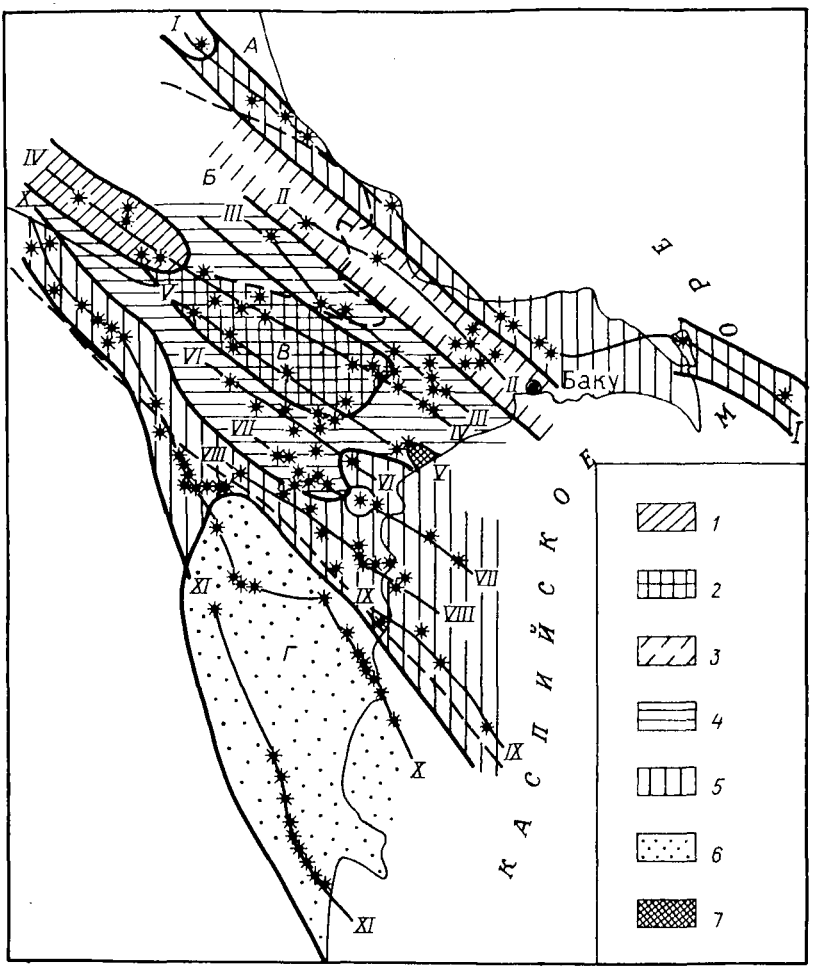


Рис. 15. Схема изменения состава вод грязевых вулканов Азербайджана.

Среднее содержание ионов в водах, мг · экв на 100 г

Зона	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$
1	9,67	0,16	0,19	4,98	0,10	4,49
2	17,45	0,20	0,36	8,42	0,35	8,23
3	15,58	0,21	0,24	11,61	0,56	3,79
4	23,00	0,38	0,49	15,21	0,33	8,05
5	30,31	0,75	1,14	27,47	0,54	3,83
6	56,56	6,00	4,08	88,40	0,28	1,46
7	143,07	33,38	24,38	196,77	3,95	0,1

Остальные условные обозначения см. на рис. 14

зевые вулканы по сравнению с вулканами соседних зон выделяют более минерализованные воды. В соответствии с этим содержание в них отдельных катионов и анионов увеличивается.

Таким образом, рассмотрение пространственного распределения содержания анионов и катионов, а также метана, ТУ и углекислого газа показывает, что оно теснейшим образом связано с осадочной толщей земной коры; в зонах наибольшего погружения происходит увеличение содержания метана и уменьшение количества ТУ, а воды становятся наиболее минерализованными, что подтверждает сделанные ранее Ф.Г. Дадашевым, А.Б. Роновым, Г.П. Тамразяном выводы.

IV. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

IV. 1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

Современные и погребенные грязевые вулканы размещены в геосинклинальных, эпигеосинклинальных орогенных поясах, а также областях повторного орогенеза (рис. 16). Это не случайно. В подвижных поясах в эпоху заложения, замыкания геосинклиналей и воздымания пенепленизированных горных сооружений ранее существовавших эпигеосинклинальных складчатых областей формируются впадины (прогибы) с мощным осадочным выполнением, в которых накапливается исходный материал (глинисто-песчаные толщи и газы), создаются соответствующие геолого-тектонические условия и возникают газогидродинамические факторы, обусловливающие проявления грязевого вулканизма.

В восточном полушарии, в границах Средиземноморского (Срединно-Евразийского) орогенеза, грязевые вулканы Италии приурочены к Сицилийскому передовому прогибу и северо-западной центриклинали Адриатической межгорной впадины (Паданский прогиб), а грязевулканические проявления Албании — к его юго-восточной центриклинали (Южно-Адриатический прогиб).

Грязевые вулканы Румынии расположены в Предкарпатско-Балканском прогибе и Трансильванской межгорной впадине.

К Индоло-Кубанскому передовому, Керченско-Таманскому межпериклинальному, Собербашско-Гунайскому и Новороссийско-Лазаревскому тыловым прогибам приурочены грязевые вулканы Западной Кубани, Керченского и Таманского полуостровов, а также Азовского моря.

Грязевые вулканы Восточной Грузии и Западного Азербайджана, Восточного Азербайджана[1], южной ванны Каспийского моря, Юго-Запад-

[1] Исключая Прикаспийско-Кубинскую область, где небольшое количество грязевых вулканов расположено в пределах Терско-Каспийского передового прогиба.

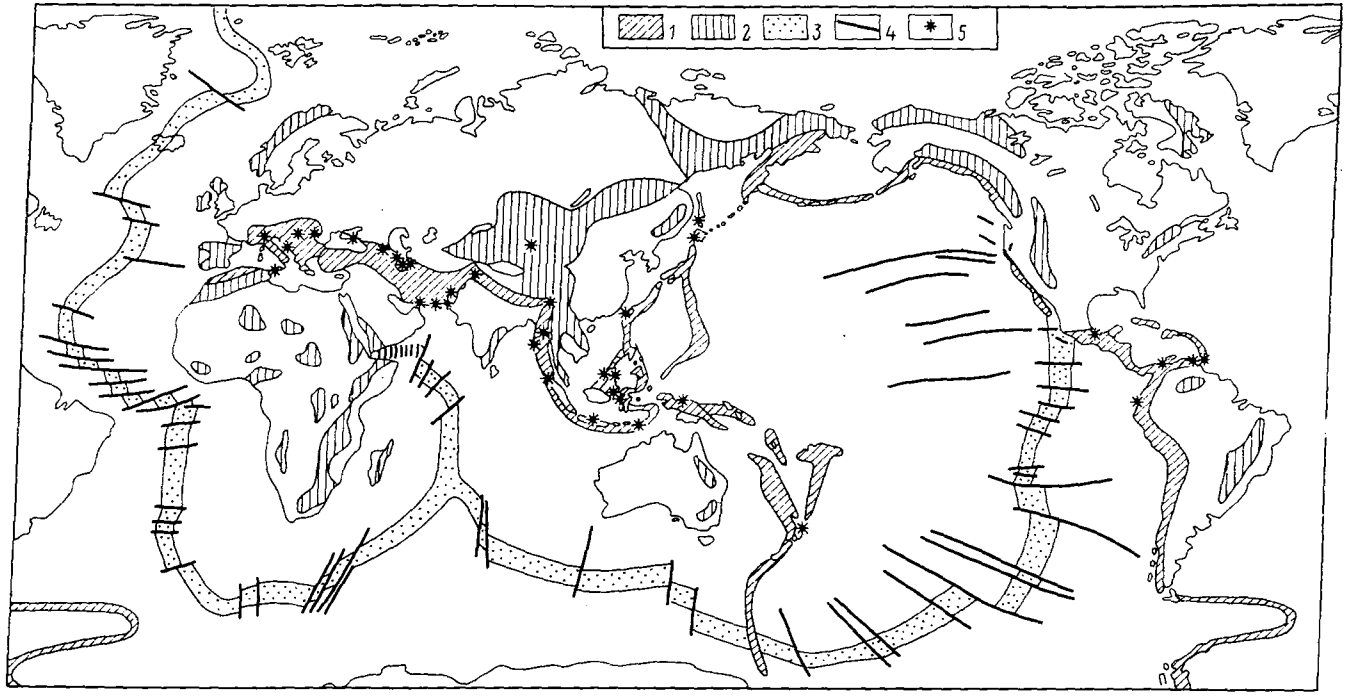


Рис. 16. Карта размещения грязевых вулканов подвижных поясов (тектоническая основа по В.Е. Хаину [28]).

Подвижные пояса: *1* — геосинклинальные и *эпигеосинклинальные*, *2* — повторного орогенеза, *3* — срединно-океанические; *4* — трансформные разломы; *5* — области развития грязевых вулканов

ной Туркмении и Горганской равнины Ирана расположены в пределах крупной Южно-Каспийской области прогибания земной коры, включающей Апшероно-Прибалханский межпериклинальный и Шемахино-Гобустанский тыловой прогибы, Куринскую, Южно-Каспийскую и Западно-Туркменскую межгорные впадины.

Грязевые вулканы макранского побережья Ирана и Пакистана, Аравийского моря, а также провинции Белуджистан в Пакистане приурочены к северному борту Омано-Макранской межгорной впадины, а провинции Пенджаб — к Кохат-Потварскому передовому прогибу.

В Тихоокеанском тектоническом поясе, в пределах современных геосинклинальных и эпигеосинклинальных орогенных областей, грязевые вулканы о-ва Сахалин и о-ва Хоккайдо размещены в Исикари-Сахалинском, а о-ва Тайвань — в Западно-Тайваньском (Алишаньском) прогибах.

Грязевые вулканы Индии приурочены к Никобарскому прогибу и Ассамской впадине, а Бирмы — к Предараканскому передовому прогибу и северной центриклинали Иравадийско-Андаманской межгорной впадины.

В Индонезии грязевые вулканы отмечены в прогибах Аче (южная центриклиналь Иравадийско-Андаманской впадины), Северо-Яванском, Тараканском, Кутейском, Лариангском, Притиморском, впадинах Саву и Ирианской.

В Малайзии грязевые вулканы связаны с Саравакским и Сандаканским, а в Новой Зеландии — Восточно-Прибрежным (Полисер-Хокс) прогибами.

Грязевые вулканы западных районов КНР приурочены к Джунгарской впадине Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформированного в результате повторного орогенеза.

В Западном полушарии, в эпигеосинклинальных орогенных областях, в границах Тихоокеанского пояса грязевые вулканы расположены в пределах Оринокского (о-в Тринидад и Венесуэла) прогиба, Нижнемагдаленской (Колумбия) и Гуаякильской (Эквадор) впадин, а также впадины Веракрус (Мексика) Примексиканского прогиба. Последняя почти во всех тектонических построениях причисляется к Северо-Американской эпипалеозойской платформе. Только на тектонической схеме В.Е. Хаина [28] юго-западный борт названной платформы, где расположена впадина Веракрус, возведен в ранг передового прогиба, заключенного между Примексиканским прогибом и альпийской складчатой зоной Восточная Сьерра-Мадре. Л.И. Красный также предлагает к востоку от Мексиканской геосинклинально-складчатой системы выделить Восточно-Мексиканский передовой прогиб. Учитывая, что грязевые вулканы размещены в пределах впадин (прогибов) подвижных складчатых областей, единственный грязевой вулкан Мексики территориально следует отнести к области развития передового прогиба.

Среди областей повторного орогенеза — дейтероорогенеза, по К.В. Боголепову, по тектоническому положению В.Е. Хаин выделяет перигеосинклинальные, периокеанические и интракратонные (внутриконтинен-

тальные) типы. Перигеосинклинальные области повторного орогенеза, формирование которых протекало параллельно с орогенным этапом развития эпигеосинклинальных складчатых поясов, в отличие от других типов областей повторного орогенеза характеризуются наличием предгорных и межгорных впадин. Последние сопрягаются с возрожденными горами, образованными в результате поднятия прилегающих к геосинклиналям участков более древней складчатости и консолидации. К одной из таких впадин Центрально-Азиатского подвижного пояса — Джунгарской приурочены грязевые вулканы.

Таким образом, можно с геотектонических позиций объяснить приуроченность грязевых вулканов к геосинклинальным, эпигеосинклинальным орогенным областям, а также к перигеосинклинальным областям повторного орогенеза подвижных поясов земной коры. Грязевые вулканы связаны с их прогнутыми или опущенными участками — внешними (передовыми) и внутренними (тыловыми, межгорными и периклинальными) прогибами (впадинами). Из известных типов внутренних впадин складчатых областей вулканы отсутствуют только во внутригорных впадинах.

Если не учитывать закономерности тектонической локализации грязевых вулканов, то это, по нашему мнению, может привести к искажению структурных построений, а также к ошибочной трактовке строения отдельных зон и их положения в системе крупных тектонических элементов земной коры. Так, в современном структурном плане грязевые вулканы Северной Италии расположены в пределах складчатой зоны Лигурийско-Эмилянских Апеннин. Эта зона отнесена к нижнему подэтажу среднего структурного этажа эвгеосинклинальной зоны [25] или же к нижнему подъярусу верхнего структурного яруса области Альпийской (Средиземноморской) складчатости[1], в основу строения которых положена автохтонная модель тектоники Апеннинского полуострова, предложенная М.Манфредини. Но, принимая во внимание наличие грязевого вулканизма, для образования которого необходимо существование области опускания, отложения, слагающие зону Лигурийско-Эмилянских Апеннин, следует считать аллохтонным комплексом; последний перекрывает южный борт Паданского прогиба. Поэтому фактически южную границу этого прогиба следует провести южнее области развития грязевого вулканизма (рис. 17).

Область Африкано-Сицилийского порога (Африкано-Тунисская плита), где сочленяются альпийские складчатые сооружения и платформенные участки Европы и Северной Африки, характеризуется континентальным типом земной коры, сложным строением и сильной расчлененностью морского дна. Поэтому не случаен большой интерес геологов, геофизиков и геоморфологов к этому району Средиземноморья.

Африкано-Сицилийский порог и примыкающие к нему с северо-востока и юго-запада соответственно южная часть о-ва Сицилия и Восточный

---

[1] Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Гл. ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1966.

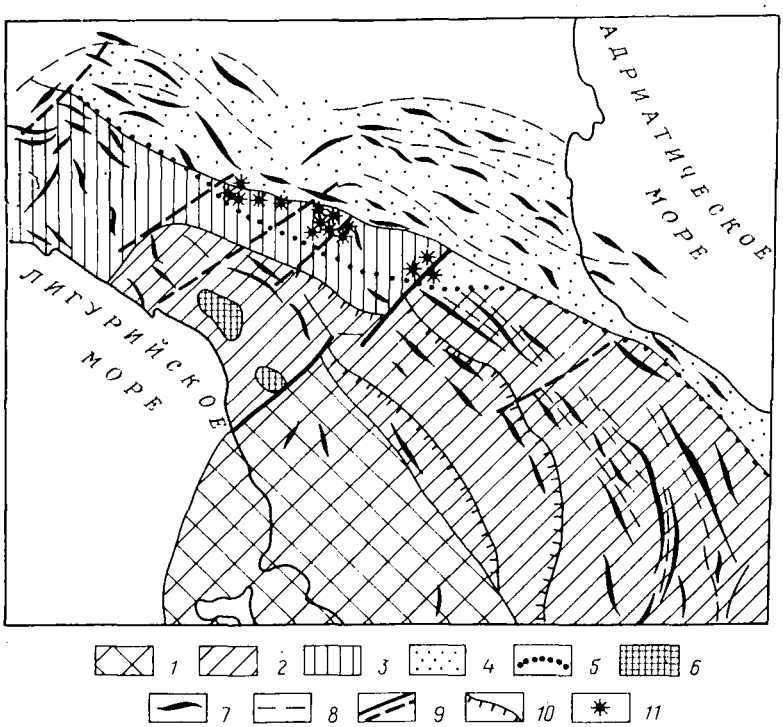


Рис. 17. Тектоническое положение области размещения грязевых вулканов в Северной Италии (построено на основе материалов Дж. Сестини и Р. Гелародони).

Тектонические зоны: *1* — Юго-Западная Тоскана, *2* — Главный складчатый хребет, *3* — Лигурийско-Эмилианские Апеннины; *4, 5* — южные соответственно борт и граница Паданского прогиба; *6* — эрозионный выход пород основания (автохтона); *7* — антиклинали; *8* — оси синклиналей; *9* — сдвиги; *10* — надвиги; *11* — грязевые вулканы

Тунис выделены в качестве эпипалеозойской платформы[1] или же табулярного мегаблока, представляющего собой участок относительных поднятий и характеризующегося, по данным Ю.А. Кузнецова, Е.Д. Сулиди-Кондратьева, В.В. Козлова, сокращенной мощностью (до 4 км) платформенного чехла. Учитывая наличие грязевого вулканизма в пределах о-ва Сицилия и приуроченность его к складчатым областям, испытавшим интенсивное прогибание, следует подойти к вопросу тектонического рай-

[1] Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Гл. ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1966.

онирования о-ва Сицилия и связи структурных элементов Северной Африки и Европы на участке Африкано-Сицилийского порога с иных позиций. Это диктуется также и результатами, полученными в последние годы исследованиями, проведенными в Тунисско-Сицилийском проливе В.Н. Москаленко, Ю.Д. Евсюковым, В.В. Юцисом.

Макалубы о-ва Сицилия приурочены к прогибу, хорошо очерченному в плане линией опорного горизонта, характеризующего кровлю карбонатных отложений, залегающих в наиболее прогнутой части прогиба на глубине 7,5 км. Прогиб центральной части Сицилии соответствует области гравитационного минимума, которая со всех сторон окаймлена участками с положительными аномалиями силы тяжести. С севера и северо-запада прогиб ограничен складчатыми сооружениями Сицилийских Апеннин, а с северо-востока — областью Калабро-Пелоританских гор, сложенной древними кристаллическими и метаморфическими породами. С юго-востока к прогибу примыкает известняковое (преимущественно мезозойского возраста) Иблейское плато (платформа Рагуза). Таким образом, можно считать, что по тектоническому положению Сицилийский прогиб соответствует передовому прогибу, расположенному на стыке складчатых и платформенных областей. На о-ве Сицилия выделяют три тектонических элемента первого порядка: на севере — альпийская складчатая зона — Сицилийские Апеннины, на юго-востоке — платформа Рагуза и между ними Сицилийский передовой прогиб, осложненный грязевым вулканизмом (рис. 18) [25].

Характер сочленения выделенных тектонических элементов о-ва Сицилия со складчатыми зонами Северо-Западной Африки показывает, что по литофациальным особенностям и строению слагающих отложений логично связать Сицилийские Апеннины с Телль-Атласской альпийской системой. Наибольший интерес представляет вопрос выделения аналога Сицилийского прогиба в пределах Тунисско-Сицилийского пролива и Северо-Западной Африки.

Проведенные в Средиземном море исследования показали, что к югу от острова располагается зона сочленения эпипалеозойской и докембрийской платформ — Африкано-Сицилийский порог (Африкано-Тунисская плита). Эта зона характеризуется положительными значениями аномалий силы тяжести и малой мощностью осадочной толщи, что свидетельствует о неглубоком залегании кристаллического фундамента. К западу от порога, в восточной части Туниса, выделяется резко опущенный относительно складчатой зоны Тунисского Атласа по крупному Загуанскому разлому тектонический блок, характеризующийся наличием антиклинальных и синклинальных зон северо-восточного простирания. К нему с юго-востока примыкает стабильный и жесткий участок — поднятие Керкенна.

Зона, соответствующая Тунисско-Сицилийскому проливу, в отличие от о-ва Сицилия и Восточного Туниса характеризуется деформациями северо-западного простирания. Благодаря наличию систем тектонических разрывов в осевой части пролива В.Н. Москаленко, Ю.Д. Евсюков, В.В. Юцис выделяют несколько горстов и грабенов. На бортах грабенов

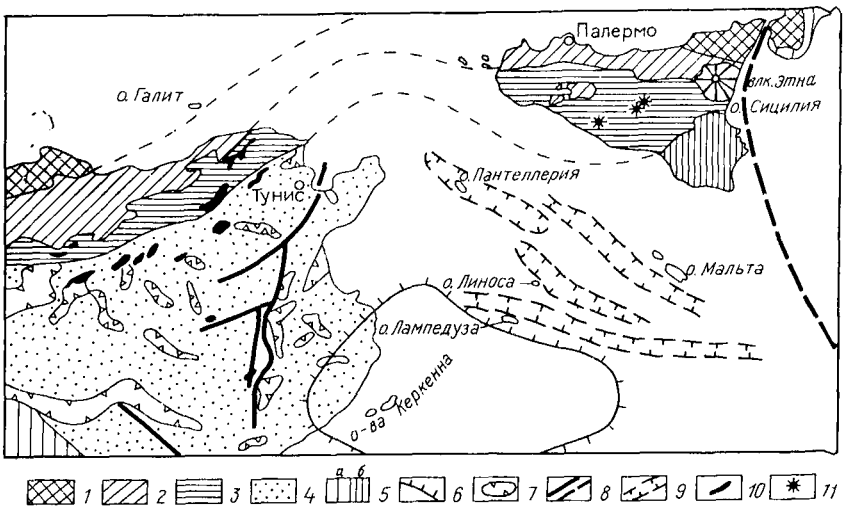


Рис. 18. Схема тектонического районирования Тунисско-Сицилийского региона (составлена на основе Международной тектонической карты Европы и смежных областей [25] с использованием материалов В.В. Юциса, 1977 г.).

Области альпийской складчатости: *1* — выступы основания (зона Кабил — Калабро — Пелоритана), *2* — аллохтонная флишевая зона (зона Крумири — Нефза и Сицилийская гряда), *3* — краевые прогибы; *4* — эпипалеозойская платформа (Тунисский Атлас и Восточный Тунис); *5* — докембрийские платформы: *а* — Африканская, *б* — Рагуза; контуры: *6* — поднятия Керкенна, *7* — наложенных миоцен-антропогеновых впадин; *8* — тектонические нарушения; *9* — грабены; *10* — соляные купола; *11* — грязевые вулканы

установлено свыше 30 вулканов четвертичного возраста. Некоторые из них извергались также в прошлом столетии. Отсюда следует, что в пределах центральной части Африкано-Сицилийского порога не прослеживается продолжение структурных элементов юго-юго-западной части о-ва Сицилия. Поэтому, естественно, приходится считать тектоническим эквивалентом Силицийского передового прогиба в пределах Северо-Западной Африки зону опускания, расположенную между Телль-Атласом и Тунисским Атласом. Интересно отметить, что если Силицийский прогиб осложнен грязевым вулканизмом, то Предатласский прогиб характеризуется наличием соляного диапиризма.

Как известно, в настоящее время предложено свыше 30 карт и схем тектонического районирования о-ва Сахалин. Но, учитывая наличие грязевого вулканизма, следовало бы за основу брать те построения, согласно которым западная часть острова (к западу от Центрально-Сахалинского разлома, к которому приурочены грязевые вулканы) соответствует участку прогибания. Именно такая схема строения для Сахалина впервые была предложена Ю.М. Пущаровским в 1964 г.

В подавляющем большинстве опубликованных работ, посвященных тектонике Юго-Восточной Азии — связующему звену между Средиземно-

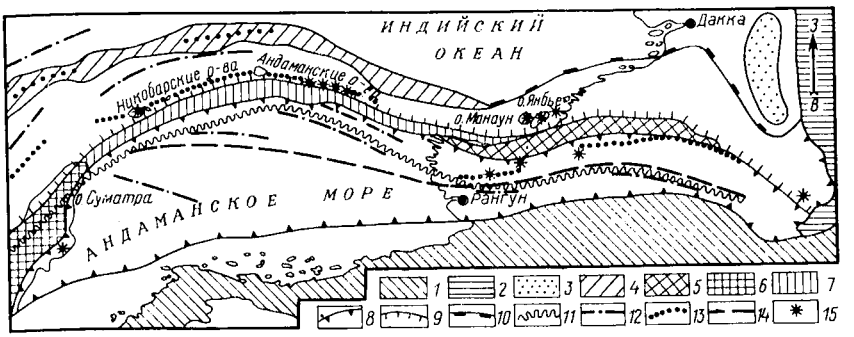


Рис. 19. Схема тектонического районирования западной части Бирмы и северо-западной части Индонезии (составлено на основе Тектонической карты Евразии, 1966 г.):

1 — Бирмано-Малайская складчатая зона мезозоид; *2* — Гималайский мегантиклинорий; *3* — Шиллонгский массив; *4* — Зондский глубоководный желоб; антиклинорий: *5* — Аракан-Йома, *6* — Северной Суматры; *7* — подводное продолжение антиклинория Аракан-Йома; границы: *8* — Иравадийско-Андаманского прогиба, *9* — Предараканско-Никобарского прогиба, *10* — складчатого борта последнего; оси: *11* — вулканической дуги, *12* — гравитационных максимумов, *13* — гравитационных минимумов; *14* — глубинные разломы; *15* — грязевые вулканы

морским поясом альпид и Индонезийской складчатой областью Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, Андаманские и Никобарские острова считаются морским продолжением антиклинория Аракан-Йома в Западной Бирме. Это, естественно, означает, что в качестве северного продолжения Зондского (Яванского) глубоководного желоба, расположенного к западу от Андаманских и Никобарских островов, следует рассматривать Предараканский передовой прогиб, а в качестве южного продолжения Иравадийской межгорной впадины — межостровной прогиб, лежащий между вышеназванными островами и подводной вулканической дугой с островами Баррен и Наркондам. Если отождествлять Араканскую горную цепь с Андаманскими и Никобарскими островами, то наличие грязевых вулканов на этих островах с геолого-структурных позиций объяснить нельзя. Поэтому район расположения островов следует рассматривать как зону прогибания [24]. К востоку от зоны развития грязевого вулканизма на Андаманских о-вах обнажаются верхнемеловые метаморфизованные флишоидные породы [33], по составу близкие к одновозрастным породам Араканского хребта. Учитывая это, полосу выхода верхнемеловых образований Андаманских о-вов можно считать более приподнятой частью единой складчатой системы, протягивающейся через восточные береговые зоны Андаманских и Никобарских островов и соединяющейся на севере и юге соответственно с поднятием Аракан-Йома и Северным антиклинорием о-ва Суматра. Отсюда следует, что непосредственным продолжением Предараканского прогиба служит область погружения, охватывающая центральные и западные части Средних и Южных Андаманских островов и всю территорию Малого Андамана, Малого и Большого Никобарских островов. Выделенные зоны поднятий

и опусканий находят свое выражение и в аномалиях гравитационного поля. Району расположения Андаманских островов соответствует гравитационный минимум — $(-5 \div -15)\ 10^{-4}$ м/с^2, а находящейся к востоку от Андаманских и Никобарских островов вулканической зоне — гравитационный максимум — до $+ 1{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/с^2.

Таким образом, в области складчатости Западной Бирмы, Андаманского моря и Северной Суматры выделяются следующие тектонические зоны: Предараканско-Никобарский прогиб, Аракан-Андаман-Барисанское поднятие и Иравадийско-Андаманская впадина с внутренней вулканической дугой, соединяющей Иравадийский вулканический пояс Западной Бирмы и подводную вулканическую дугу с островами Баррен и Наркондам в Андаманском море и вулканическим поясом о-ва Суматра (рис. 19).

В отношении Керченско-Таманской области — тектонического узла, сопрягающего складчатые сооружения Горного Крыма и Западного Кавказа, а также эпигерцинскую Скифскую плиту и субокеаническую Черноморскую впадину, в последние годы высказывается суждение о соответствии ее выступу неравномерно погруженной эпипалеозойской плиты. В обособленной тектонической зоне Керченского п-ова — Юго-Западной равнине — выделяется приподнятый блок с глубиной погружения фундамента до 4—5 км [4]. Учитывая наличие грязевых вулканов в пределах Юго-Западной равнины, следует ее считать опущенным блоком по поверхности домелового комплекса отложений.

IV. 2. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

Геотектоническое положение грязевых вулканов нельзя выяснить, ограничившись лишь рамками изучения территорий их распространения в тех или иных областях. Этот вопрос следует рассматривать в региональном плане с анализом особенностей изменения мощностей, литофаций, строения осадочной толщи, ее газонасыщенности, а также глубин залегания основных разделов консолидированной части коры внешних и внутренних прогибов (впадин) складчатых областей, осложненных грязевым вулканизмом.

В настоящее время в регионах, где развит грязевой вулканизм, в различном объеме проведены поисково-разведочное бурение и геофизические исследования. В результате получены фактические данные о мощности, структуре и литофациях формационных комплексов осадочной толщи, соответствующих различным этапам развития складчатых областей, а также о рельефе поверхности основных разделов земной коры — фундамента, "гранитного" и "базальтового" слоев, поверхности Мохоровичича.

Согласно геофизическим исследованиям в большинстве случаев в областях развития грязевого вулканизма земная кора относится к континентальному типу. В ней довольно четко выделяются осадочная толща, "гранитный" и "базальтовый" слои.

Анализ особенностей изменения гипсометрического положения поверхностей Мохоровичича и "базальтового" слоя, а также мощности "базальтового" и "гранитного" слоев свидетельствует о том, что прямая связь между ними и распределением грязевых вулканов в пространстве не намечается. Поэтому, естественно, для выяснения геологических условий размещения различных морфогенетических типов грязевых вулканов потребовалось изучить особенности изменения мощности и состава осадочной толщи в областях погружений подвижных поясов.

Альпийско-гималайский подвижный пояс

Альпийско-Гималайский подвижный пояс, протягивающийся от западной части Северной Африки через южные районы Европы и Азию, ограничен на севере Западно-Европейской эпипалеозойской плитой, Восточно-Европейской древней платформой, Мизийской, Скифской и Туранской эпипалеозойскими плитами, герцинидами Южного Тянь-Шаня и Куньлуня, мезозоидами Центральной и Юго-Восточной Азии, а на юге — древними Африкано-Аравийской и Индостанской платформами. На западе он замыкается в районе Гибралтара и Западных Пиренеев. Его восточным окончанием считаются Восточные Гималаи. Северные и южные миогеосинклинальные зоны Альпийско-Гималайского пояса обрамляются внешними — передовыми прогибами, а между его складчато-горными сооружениями, на их крыльевых и периклинальных погружениях располагаются внутренние — тыловые, межгорные и периклинальные впадины (прогибы). В пределах рассматриваемой области грязевые вулканы развиты как во внешних, так и во внутренних прогибах (впадинах).

Наиболее опущенная часть **Сицилийского прогиба**, где зафиксированы грязевые вулканы, соответствует центральной и южной частям одноименного острова. Здесь мощность третичного комплекса отложений, лежащего над мезозойской карбонатной толщей, свыше 7 км. В зоне развития грязевых вулканов олигоценовые и нижнемиоценовые отложения мощностью до 3 км сложены сланцевыми глинами с прослоями песчаников и включают олистостромовую толщу. В южных и юго-восточных частях прогиба мощность глин уменьшается, и они постепенно переходят в известняковую фацию Иблейского плато. Среднемиоценовые отложения в северной части прогиба представлены мощными песчаниками и сланцевыми глинами с линзообразными включениями грубозернистых терригенных пород и конгломератов. К югу они замещаются мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Эвапоритовая толща верхнего миоцена локализована в пределах отдельных депрессий, вне участков развития грязевых вулканов. Миоцен перекрывается плиоценовыми мергелистыми пластичными глинами и ракушняковыми известняками. Четвертичные образования мощностью до 1 км сложены глинами, известняками и аллювием. Мощные олистостромы прослеживаются также в средне- и верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях. Маломощные олистостромовые линзы наблюдаются и в четвертичном комплексе [46].

В современном структурном плане грязевые вулканы Северной Италии, как отмечалось выше, расположены в пределах складчатой зоны Лигурийско-Эмилянских Апеннин, аллохтонные комплексы которой перекрывают южный борт **Паданского прогиба,** входящего в состав Адриатической внутрискладчатой (межгорной) впадины. В центральной части ее прослеживается приподнятый блок ("Адриатическая платформа") [1], в пределах которого преимущественно карбонатные мезозойские породы мощностью 4—5 км перекрыты рыхлыми терригенными неоген-антропогеновыми осадками небольшой мощности. На периферийных частях блока расположены прогибы, примыкающие к складчатым сооружениям Апеннин и Динарид. Среди них наиболее погружен Паданский прогиб, выполненный мощной (до 15 км) толщей мезозойско-кайнозойских отложений. Мезозой представлен в основном карбонатными, а кайнозой терригенными образованиями.

В связи с неравномерным проявлением тектонических движений отдельные части Паданского прогиба получили различное структурное развитие. Южные его окраины, примыкающие к Апеннинам (Предапеннинский прогиб), были вовлечены в более интенсивные нисходящие движения. В этой части прогиба подошва плиоцена залегает на глубинах 4—6 км, а подошва антропогена — 2—2,4 км. Суммарная мощность неогеновых и четвертичных отложений в межсводовых участках складок местами достигает 10 км. Между Предапеннинским прогибом и областью Альпийской складчатости протягивается широкая предальпийская зона (Приальпийский прогиб), где вследствие полного или частичного отсутствия миоценовых слоев плиоценовые образования трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях (от верхнего мела до нижнего миоцена). В целом эта зона характеризуется относительно неглубоким залеганием фундамента. Между Предапеннинским и тыловым Приальпийским прогибами, по обе стороны р. По, располагается зона Феррары (Феррарский горст) — довольно высоко поднятая жесткая глыба, в пределах которой на глубине 1580 м бурением вскрыты известняки верхнего мела. На западном продолжении этой зоны располагается приподнятый блок Крема.

Юго-восточная центриклиналь Адриатической впадины — **Южно-Адриатический прогиб,** осложненный грязевулканическими проявлениями, сложен карбонатными породами мезозоя и палеогена, трансгрессивно перекрытыми толщей неогеновых образований (мощность до 6 км) преимущественно терригенного состава (глины, пески и песчаники с прослоями мергелей и известняков).

Трансильванская впадина выполнена пермскими конгломератами, преимущественно карбонатными породами мезозоя и кайнозойскими отложениями. Последние в большей части впадины благодаря наличию мощной толщи каменной соли тортонского возраста образуют два комплекса: нижний — подсолевой, представленный палеогеновыми и нижнемиоценовыми терригенными и в меньшей степени карбонатными поро-

[1] На Апеннинском полуострове выделяется под названием Апулийская плита.

дами, и верхний — надсолевой, сложенный песчано-глинистыми и туфогенными образованиями верхнего миоцена и плиоцена [3]. Максимальная мощность осадочной толщи в центральной части впадины составляет 8 км, из них на долю неогеновых образований, залегающих на размытой поверхности палеогена, приходится свыше 3,5 км. Грязевулканические проявления в основном развиты на южном и западном бортах впадины.

Наиболее прогнутая часть **Плоештинско-Фокшанской** впадины, входящей в состав краевого прогиба румынских Восточных и Южных Карпат, отмечается по линии Фокшаны — Бузэу, где мощность неогеновых образований превышает 10 км. Подошва мэотических отложений здесь находится на глубине свыше 5 км. Грязевые вулканы размещены на северо-западном складчатом борту впадины. Здесь палеоген представлен толщей аргиллитов с прослоями песчаников и известняков (мощность более 2 км). Разрез миоцена начинается соленосной и гипсоносной толщами (до 1 км) аквитанского яруса, перекрытыми бурдигальскими конгломератами и песчаниками (200—800 м). Выше следует мощный миоцен-плиоценовый молассовый комплекс, сложенный глинами, мергелями и песчаниками с прослоями туфов и соленосной брекчией. Глины преобладают в разрезе сарматского яруса верхнего миоцена, понтийского и дакийского ярусов плиоцена.

Небольшие грязевулканические проявления приурочены к тектоническим зонам, обособленным к западу и северу от Плоештинско-Фокшанской впадины. Это Предъюжнокарпатский наложенный прогиб, располагающийся в северной части Карпатско-Балканской впадины, и Прутo-Серетский платформенный склон Предкарпатско-Балканского передового прогиба.

Предъюжнокарпатский прогиб сложен неогеновыми, палеогеновыми, меловыми и, возможно, юрскими отложениями [3]. Донеогеновые образования участвуют в строении структур западного периклинального замыкания Восточных Карпат (Жиу-Олтинские дислокации). Разрез неогена начинается с маломощной толщи бурдигальских конгломератов. Гельветские, тортонские и плиоценовые отложения сложены преимущественно песчано-глинистыми породами мощностью до 4 км.

Прутo-Серетский склон, представляющий собой моноклиналь, на севере, где зафиксировано грязевулканическое проявление, сложен на поверхности сарматскими кластическими породами с редкими прослоями известняков и глин общей мощностью до 1 км. Они подстилаются маломощной (несколько десятков метров) толщей тортона, которая с размывом и угловым несогласием залегает над верхнемеловыми терригенно-карбонатными образованиями мощностью около 150 м или юрскими песчано-глинистыми и карбонатными породами с максимальной мощностью до 1,5 км на юге [3].

В строении **Индоло-Кубанского** и тесно связанного с ним **Керченско-Таманского прогибов** участвуют отложения от триасовых до четвертичных включительно [4]. Мезозойские и палеоцен-эоценовые образования представлены аспидными, флишевыми, карбонатными и терригенными формациями геосинклинального комплекса. Над эоценом залегает молас-

совая) терригенная толща, в нижней части сложенная преимущественно глинами майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен) мощностью до 3 км. Общая мощность молассовой толщи в наиболее погруженных частях прогибов доходит до 5,5 км. К северу и востоку в связи с сокращением нижней части разреза мощность ее уменьшается до 2,3 км. Прогибы представляют собой глубоко погруженные структуры, фундамент которых, по данным геофизики, опущен на 12—14 км. Осевая линия Индоло-Кубанского прогиба проходит параллельно северным берегам Таманского и Керченского полуостровов на расстоянии 12—13 км от берега. К северу, в сторону платформенного борта, мощность осадочной толщи резко уменьшается и в наиболее приподнятых частях она доходит до 1,2 км. В юго-восточной части Индоло-Кубанского прогиба (Западно-Кубанская впадина) грязевые вулканы приурочиваются к его крутому южному борту. К западу, на Керченском и Таманском полуостровах, где располагаются тектонические элементы Индоло-Кубанского передового и Керченско-Таманского межпериклинального прогибов, ареал распространения грязевого вулканизма занимает всю территорию полуостровов, испытавшую интенсивное погружение в мезозойско-кайнозойское время.

По данным сейсмических исследований на северном борту **Среднекуринской** впадины поверхность мезозоя прослеживается на глубине не более 2 км, а поверхность кристаллического фундамента — на глубине до 5 км. В восточной части северного борта плиоцен-четвертичные континентальные отложения трансгрессивно залегают на палеогеновых терригенных и мезозойских флишевых образованиях. К югу от Цители-Сабатло-Гомборского (Северо-Куринского) разлома поверхности мезозоя и кристаллического фундамента резко опускаются и в районе расположения наиболее погруженной части впадины — Мирзаано-Арешского синклинория — залегают соответственно на глубинах 8 и 13 км, где наблюдается наибольшая концентрация грязевого вулканизма. В предгорьях Малого Кавказа обе названные поверхности снова воздымаются до глубин соответственно 1,5—3 и 2,5—5 км. Здесь осадочный комплекс, по данным А.В. Мамедова, характеризуется редуцированным разрезом: отсутствуют отложения от мэотиса до среднего плиоцена, непосредственно в Предмалокавказской зоне — от миоцена до среднего плиоцена, в результате чего акчагыльские слои с резким угловым несогласием залегают на майкопских и более древних отложениях.

В зоне развития грязевого вулканизма мезозойский и палеоцен-эоценовый геосинклинальные комплексы мощностью свыше 3,5 км сложены карбонатными и терригенными породами. Начиная с олигоцена и выше разрез представлен молассой. Олигоцен и нижний миоцен представлены песчано-глинистыми разностями пород максимальной мощностью 2—3 км, средний и верхний миоцен — терригенной толщей мощностью 3—4 км. Вышележащие плиоценовые и антропогеновые образования имеют преимущественно континентальный характер.

Основные зоны развития грязевого вулканизма на территории Азербайджана приурочены к областям интенсивного осадконакопления — Ку-

саро-Дивичинскому, Шемахино-Гобустанскому и Апшеронскому прогибам, примыкающими к крыльям и периклинальному окончанию осевой зоны юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа, Нижнекуринской впадины и западному борту Южно-Каспийской впадины.

Как свидетельствуют данные бурения и разведочной геофизики, **Кусаро-Дивичинский** прогиб в северо-восточной и юго-западной зонах построен существенно различно. Это выражается в первую очередь в более низком гипсометрическом положении мезозойских отложений в юго-западной зоне, где развит грязевой вулканизм. Здесь строение фундамента отображено заливообразным ходом изопахит на глубине 10 км.

В строении **Шемахино-Гобустанского прогиба,** в отличие от северных структурных элементов осевой зоны юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа, принимают участие кайнозойские образования, за исключением восточного окончания Ниалдагского поднятия и ядра Тувинской складки, где отмечаются выходы верхнего мела. Северный борт прогиба занят меловыми покровами, перекрывающими палеогеновые и миоценовые отложения. Здесь же зафиксированы грязевулканические проявления. В юго-восточной, наиболее погруженной части прогиба интенсивно развит грязевой вулканизм. В отличие от других зон прогиба вулканы здесь имеют внушительные размеры (Тоурагай, Большой Кянизадаг, Чеилдаг, Давалидаг, Чеилахтарма и др.).

В строении западной, центральной и восточной (морской) частей **Апшеронского прогиба** существенную роль играют палеоген-миоценовые отложения. Акватория Каспийского моря севернее Апшеронского п-ова в плане соответствует морскому продолжению мезозойской складчатости юго-восточного погружения Большого Кавказа. В пределах Апшеронского п-ова, особенно в его южной половине, мезозойское ложе резко погружается, и в строении поднятий существенную роль играют уже палеоген-миоценовые и плиоценовые отложения. В этой части прогиба сосредоточены и крупные грязевые вулканы.

Нижнекуринская впадина — это типичный синклинорий, в строении которого принимает участие мощная толща (свыше 8 км) морских плиоценовых и антропогеновых отложений. Здесь наиболее крупные грязевые вулканы располагаются в ее северо-восточном крутом борту. Нижнекуринско-Гобустанско-Апшеронская область прогибания характеризуется резким погружением поверхности консолидированной коры — от 12 км на западе до 20 км на востоке. Здесь же отмечается максимальная концентрация грязевого вулканизма земного шара.

Западный борт **Южно-Каспийской впадины** включает зону складчатости Бакинского архипелага, где интенсивно развит грязевой вулканизм, и западную центриклиналь Предэльбурского прогиба. Наибольшие мощности осадочной толщи (20—22 км), по данным геофизики, зафиксированы к юго-востоку от Апшеронского п-ова и в Предэльбурском прогибе.

Таким образом, в Восточном Азербайджане наиболее крупные и интенсивно извергающиеся грязевые вулканы приурочены к областям развития молассовых комплексов отложений, особенно к участкам, испытавшим интенсивное опускание, какими являются области совре-

менных депрессий. Относительно небольшие грязевулканические проявления известны и в меловых отложениях позднегеосинклинального комплекса, распространенных непосредственно в областях, граничащих с молассовым комплексом. Здесь раннегеосинклинальный комплекс (нижняя и средняя юра) представлен преимущественно песчано-сланцевой толщей, а позднегеосинклинальный комплекс (верхняя юра и мел) — типичным терригенно-карбонатным флишем. В связи с расчленением единого крупного геосинклинального прогиба юго-восточного погружения Большого Кавказа Центральным поднятием, образованным в его осевой полосе в позднегеосинклинальной стадии развития [7], в южной, более погруженной части прогиба — Дибрарской зоне, осложненной грязевым вулканизмом, формируется более полный разрез верхней юры и мела, характеризующийся флишевым чередованием глин, мергелей, известняков и песчаников с преобладанием глин в верхней части нижнего мела и верхнем мелу. Уместно отметить, что в отличие от Дибрарской в Вандамской зоне, занимающей южное подножие Большого Кавказа, раннегеосинклинальный комплекс сложен вулканогенно-осадочными породами с широким развитием туфогенных пород. А позднегеосинклинальный комплекс здесь характеризуется терригенно-карбонатным флишем верхней юры — апта, вулканогенно-осадочной толщей альба — сеномана и флишем верхнего мела с явным преобладанием известняков мела [5]. В Вандамской зоне грязевой вулканизм не развит.

Переходный (от геосинклинального к орогенному) комплекс палеоцена — эоцена[1], накопленный по периферии инверсионных поднятий, образованных на месте геосинклинальных прогибов, а также в предгорных, межгорных и периклинальных прогибах и впадинах, слагается толщей, существенно различающейся по формационному составу в тех или иных тектонических участках. В Араксинской зоне, Талыше и южной половине Куринской впадины в разрезе палеоцена и эоцена основная роль принадлежит вулканогенным образованиям. В Кусаро-Дивичинском, Шемахино-Гобустанском, Апшеронском прогибах и прилегающей к Большому Кавказу части Куринской впадины, т. е. в областях развития грязевого вулканизма, переходный комплекс характеризуется терригенной толщей с преобладанием в ней глинистых пород.

Орогенный комплекс олигоцена, неогена и антропогена, накопленный в окончательно сформированных прогибах и впадинах, в зонах развития грязевого вулканизма, в нижней части (олигоцен — нижний миоцен), образует тонкую молассу, в основном представленную глинистой фацией. Смешанная моласса среднего и верхнего миоцена, нижнего и среднего плиоцена характеризуется терригенно-карбонатной толщей (глины, сланцы, песчаники, конгломераты, известняки, доломиты). В верхней части орогенного комплекса (грубая моласса верхнего плиоцена — антропогена, образованная в прибрежно-морских условиях) преобладают конгломераты и галечники с подчиненными прослоями глин и известняков.

---

[1] Впервые выделен на "Карте грязевых вулканов . . ." [12].

Максимальная мощность осадочного комплекса **Западно-Туркменской впадины** (20—21 км) отмечается в Прибалханской зоне поднятий. К югу, в сторону Гограньдаг-Окаремской зоны поднятий, фундамент испытывает подъем до отметки 14 км [17]. С указанными зонами поднятий связан грязевой вулканизм впадины.

Геосинклинальный комплекс впадины сложен преимущественно глинистыми (нижняя юра, нижняя часть средней юры, верхний мел, палеоцен, эоцен), песчано-алевритовыми и известняковыми породами (верхняя часть средней юры, нижний мел, частично низы верхнего мела). Орогенный комплекс в нижней части (олигоцен, миоцен, понт, частично низы среднего плиоцена) представлен преимущественно глинистыми осадками, в средней части (верхняя часть нижнего красноцвета среднего плиоцена, верхний красноцвет, частично верхний плиоцен) песчано-алевритовыми, а в верхней части в основном глинистыми породами [7].

Южным замыканием Западно-Туркменской впадины служит Горганский прогиб. Смыкаясь с Мазандаранским прогибом в Каспийском море, он образует обширный Предэльбурский прогиб, где поверхность кристаллического фундамента максимально (до 20 км) прогнута. В его восточной бортовой части на размытой поверхности верхнемеловых отложений, представленных терригенными и карбонатными породами, залегают отложения плиоцена [41]. К западу мощность кайнозойских образований резко увеличивается, и в районе развития грязевого вулканизма они образуют литолого-формационные комплексы — аналоги одновозрастных отложений Западно-Туркменской впадины.

Грязевые вулканы **Омано-Макранской впадины** расположены в ее северной, наиболее прогнутой части. Здесь впадина выполнена мощной толщей морской молассы олигоцен-плейстоценового возраста [20]. Олигоцен-нижнемиоценовые отложения, перекрывающие верхнемеловую — эоценовую известняковую толщу, сложены сланцеватыми глинами и песчаниками мощностью более 3 км. Среднемиоцен-нижнеплиоценовые отложения мощностью около 8 км представлены в основном чередованием глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников. В верхней части разреза появляются отдельные прослои плотных известняков. Над нижнеплиоценовыми отложениями с угловым несогласием залегает толща отложений верхнего плиоцена и низов плейстоцена, представленная конгломератами и песчаниками с прослоями песчанистых глин. Мощность толщи варьирует в широких пределах — от 70 до 1000 м. Отложения плейстоцена участвуют в строении только прибрежной полосы и состоят из известняков, конгломератов и глин, залегающих на нижнем комплексе несогласно. Мощность их 30 м.

Складчатый борт **Кохат-Потварского прогиба,** где отмечены небольшие грязевулканические проявления, сложен морскими карбонатно-терригенными отложениями палеозоя, мезозоя и палеогена суммарной мощностью до 1,2 км. Они несогласно перекрыты красноцветной неоген-плейстоценовой грубообломочной молассой мощностью до 8 км. В основании осадочной толщи выделяется мощная (до 2 км) камбрийская терригенная соленосная серия [3].

Тихоокеанский подвижный пояс

Наиболее крупный тектонический элемент земной коры — Тихоокеанский подвижный пояс — включает кайнозойские складчатые области и современные геосинклинальные зоны, окаймляющие ложе Тихого океана. Тектонические зоны, простирающиеся по периферии Азии и Австралии, западных окраин Северной и Южной Америки и Антарктиды, составляют соответственно его западную и восточную половины [22].

В областях кайнозойского тектогенеза на востоке Азии выделено десять тектонических районов (в зависимости от линейности слагающих их структур они названы тектоническими системами или областями), тесно связанных в пространстве и развитии[1]. Если в состав основных тектонических районов Восточной Азии включить и Новую Зеландию, то районы развития грязевых вулканов складчатых областей Западно-Тихоокеанского подвижного пояса можно сгруппировать в следующие тектонические зоны (с запада на восток и с севера на юг): Бирманско-Суматринская, Индонезийская, Новогвинейско-Новозеландская, Хоккайдо-Сахалинская и Тайваньская.

В *Бирманско-Суматринской тектонической зоне* грязевые вулканы установлены в Ассамской и Иравадийско-Андаманской межгорных впадинах и Предараканско-Никобарском передовом прогибе.

В **Ассамской впадине** по линии надвига Нага выделяются две зоны, резко различающиеся по литофациальным особенностям и мощности осадочного выполнения. Восточная узкая зона, где зафиксировано грязевулканическое проявление, характеризуется сильно опущенным фундаментом (на глубину до 11 км). Кайнозойский комплекс здесь представлен грубообломочными молассовыми образованиями, переслаивающимися с песчано-глинистыми породами.

В осадочном выполнении **Предараканско-Никобарского прогиба**[2] участвуют два разнохарактерных комплекса отложений, разделенных крупным несогласием. Нижний комплекс, обнажающийся на хр. Аракан, образован сильно дислоцированными, частично метаморфизованными песчано-сланцеватыми и карбонатными отложениями мезозоя, а верхний комплекс — неметаморфизованными песчано-глинистыми отложениями верхнего мела и кайнозоя. По Г.А. Кудрявцеву, верхнемеловые (верхи маастрихта и датский ярус) — эоценовые и олигоцен-миоценовые отложения образуют геосинклинальный, а среднемиоцен-плейстоценовые — орогенный комплексы. В северной части прогиба наибольшая полнота разреза палеоген-неогеновых отложений отмечается на складчатом борту, где развиты грязевые вулканы. Отложения верхнего мела — эоцена мощ-

---

[1] Тектоника Евразии: Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Гл. ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1966.

[2] Ряд исследователей [24] выделяет обособленные Предараканский (Бенгальский) и Никобарский прогибы, граница между которыми проводится по глубинному разлому.

ностью предположительно 3 км сложены глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников и известняков. Отложения плиоцена мощностью 4—6 км представлены известняками, глинистыми сланцами и песчаниками. Они с размывом и небольшим угловым несогласием перекрыты преимущественно песчано-глинистыми породами миоцена мощностью свыше 10 км. Плиоцен-плейстоценовые отложения мощностью до 3,3 км, с размывом и значительным угловым несогласием залегающие на миоценовых породах, сложены песчаниками и глинами, перекрытыми толщей галечников и конгломератов.

Северная центриклиналь крупной **Иравадийско-Андаманской впадины** образует межгорную впадину, известную под названием Иравадийской, или Бирманской. Во внутренней части центриклинали обособляется ряд прогибов второго порядка: Северный, Чиндвинский, Минбу, Дельтовый и Ситтангский. Между западной и восточной половинами впадины, резко различающимися по строению и литофациальному облику выполняющих отложений, протягивается антиклинорий Пегу-Йома. Западная половина впадины характеризуется наиболее полным разрезом палеоген-неогеновых отложений, а восточная половина имеет редуцированный разрез: в ее центральной и южной частях породы верхнего мела — эоцена отсутствуют, а олигоцен-миоценовые отложения по сравнению с западной половиной имеют значительно меньшую мощность. Здесь кайнозойские отложения представлены в основном грубообломочными континентальными образованиями. В южной и центральной частях западной половины впадины, где развиты грязевые вулканы, верхнемеловые — эоценовые отложения мощностью 6—10 км образуют нижний структурный ярус геосинклинального комплекса и представлены в основном сланцевыми глинами, песчаниками и известняками. Олигоцен-среднемиоценовые отложения мощностью до 5,5 км образуют верхний структурный ярус геосинклинального комплекса и сложены преимущественно песчаниками и сланцевыми глинами. Верхнемиоценовые — плиоценовые отложения мощностью до 3 км соответствуют нижнему ярусу орогенного комплекса и залегают с размывом и угловым несогласием на подстилающих породах. Они сложены в основном континентальными грубообломочными образованиями. Верхний ярус орогенного комплекса представлен маломощными средне- и верхнеплейстоценовыми и современными отложениями.

Примыкающий с северо-востока к Суматринскому мегантиклинорию прогиб Аче, образующий южную центриклиналь Иравадийско-Андаманской впадины, отделяет кайнозойские складчатые структуры горной части о-ва Суматра от мезозоид Юго-Восточной Азии, где под незначительным по мощности чехлом кайнозоя непосредственно залегают сильно дислоцированные и прорванные гранитами породы пермотриаса. В пределах прогиба палеоген, залегающий несогласно на подстилающих породах мезозоя, представлен преимущественно морскими осадками (в основном песчаниками, сланцевыми глинами), а неоген — континентально-морскими осадками с преобладанием глинистых пород. Общая мощность кайнозойских (в основном неогеновых) отложений в зоне локализации грязевого вулканизма достигает 8 км.

Индонезийская тектоническая зона простирается от Южно-Китайской геосинклинальной котловины до Малых Зондских о-вов, а на востоке — до глубинных разломов, разделяющих Восточно-Филиппинскую и Новогвинейскую тектонические системы, и включает зоны кайнозойской складчатости островов Калимантан, Сулавеси и Ява, Западных Филиппин и дуги Банда. Последние связывают структуры Больших и Малых Зондских островов на западе и архипелагов моря Банда на северо-востоке [37].

Западная и юго-западная части о-ва Калимантан относятся к мезозоидам Юго-Восточной Азии и сложены сильно дислоцированными верхнепалеозойскими и верхнетриасовыми породами, прорванными юрскими гранитоидами. В течение мезозоя и кайнозоя эта область в целом не испытала значительных опусканий, и на ее большей части сохранились континентальные условия.

С северо-востока к жестким мезозойским массивам Западного и Юго-Западного Калимантана примыкает область кайнозойского тектогенеза, основными структурными элементами которого являются антиклинорий Центрального Калимантана, поперечное Северо-Калимантанское поднятие, антиклинорий Юго-Восточного Калимантана (антиклинорий хр. Мератус) и прогибы Саравакский, Сандаканский, Таракан, Кутей и Барито, занимающие прибрежные участки острова. За исключением последнего, все названные прогибы осложнены грязевым вулканизмом. Саравакский прогиб на участках расположения грязевых вулканов характеризуется мощной толщей (свыше 15 км) морских и континентально-морских, преимущественно песчано-глинистых осадков олигоцена и неогена. Сандаканский прогиб сложен неоген-постплиоценовыми образованиями мощностью 5 км. Прогибы Таракан и Кутей выполнены палеоген-неогеновыми, преимущественно песчано-глинистыми отложениями, максимальная мощность которых (свыше 10 км) установлена в бассейне р. Махакам.

На западной прибрежной полосе о-ва Сулавеси грязевой вулканизм зафиксирован в малоизученном Лариангском прогибе, сложенном неоген-четвертичными отложениями.

Северо-Яванский прогиб на долготе городов Черибон и Семаранг, суживаясь, делится на две части — западную и восточную. Общая мощность осадочной толщи в восточной части прогиба (зона Кендинг), где отмечены грязевые вулканы, примерно 10 км. Большая часть поверхности восточной части о-ва Ява сложена неогеновыми и четвертичными отложениями. Разрез миоцена характеризуется в основном морскими осадками преимущественно глинистого и карбонатно-глинистого состава мощностью до 4 км. Континентально-морские образования плиоцена мощностью около 2 км представлены мергелями, глинами и песчаниками.

К востоку от о-ва Ява расположены острова Бали, Ломбок, Сумбава, Флоренс, Алор, вытянутые в широтном направлении и образующие антиклинальную зону, сопрягающуюся с севера и юга с узкими синклиналями. Все они сложены неоген-четвертичными карбонатными и аллювиальными галечниками, среди которых широкое развитие получили продукты

подводного и наземного вулканизма. На всех названных островах располагается цепочка действующих вулканов.

На островах, расположенных к югу от антиклинальной зоны Ява — Бали — Алор (Сумба, Саву, Роти, Тимор, Ветар и др.) и окружающих с севера море Банда (Буру, Серам), незначительно развит неогеновый вулканизм и полностью отсутствует современная вулканическая деятельность. Острова Тимор, Роти, Семау и Камбинг, осложненные грязевым вулканизмом, относятся к внешней дуге Банда (или "геосинклинали Банда"), связывающей складчатые пояса: внешнюю Зондскую дугу на западе и Восточно-Целебесскую дугу на севере. Характерной чертой строения о-ва Тимор является широкое развитие кристаллических метаморфических аллохтонных комплексов. На острове известны отложения верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Нижнемиоценовые рифовые известняки перекрыты пластинами пермских и мезозойских пород, над которыми залегает аллохтонная толща средне- и верхнемиоценовых чешуйчатых глин (комплекс Бобонаро) мощностью 2—3 км. Выше этой толщи следует автохтонный комплекс, сложенный верхнемиоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми морскими молассовыми отложениями [15]. На о-ве Тимор прослеживаются два антиклинория, простирающиеся почти в широтном направлении. К северному крылу северного антиклинория примыкает южный борт **межгорной впадины Саву**, а к южному крылу южного антиклинория — северный борт **Притиморского передового прогиба**, к которым приурочены грязевые вулканы островов Тимор, Семау, Роти и Камбинг.

Новогвинейско-Новозеландская тектоническая зона, окаймленная с северо-востока островными дугами современных геосинклиналей (Новобританская, Новогибридская, Соломоновы о-ва, Фиджи и др.), включает Новогвинейскую, Новокаледонскую и Новозеландскую складчатые зоны. Грязевые вулканы развиты в ее северо-западной и юго-восточной окончаниях.

Через центральную часть о-ва Новая Гвинея от его западной до восточной оконечности протягивается крупная положительная структура, соответствующая наиболее возвышенной части острова и представляющая собой сложно построенное складчато-блоковое сооружение, состоящее из отдельных крупных антиклинориев. К северу от Центрального приподнятого блока острова располагается крупный прогиб, осложненный Северной антиклинальной зоной. Последняя вытянута вдоль северной части острова в направлении с запада-северо-запада на восток-юго-восток и объединяет несколько разобщенных антиклинальных структур, в наиболее приподнятых частях которых обнажаются метаморфические и интрузивные породы. Местами здесь в виде останцев на дневную поверхность выходят эоценовые известняки. Крылья антиклинальных структур сложены неогеновыми отложениями. Часть прогиба, лежащая между Центральной и Северной антиклинальными зонами, образована системой самостоятельных неогеновых впадин (на западе впадина бассейна рек Тарику и Татитату, на востоке впадина р. Сепик и узкий прогиб Раму-Маркем), изолированных друг от друга поперечными и продольными

поднятиями. Общая мощность осадочного выполнения в них не превышает 1,5 км [15].

К северу от Северной антиклинальной зоны, где развит грязевой вулканизм, располагается наиболее прогнутая часть прогиба — **впадина Ирианская или Мамберамо-Бевани.** Она вытянута вдоль северного прибрежья острова, бо́льшая ее часть занята морем. Мощность неогеновых образований здесь доходит до 10 км. Палеоген (эоцен и олигоцен) и низы миоцена представлены известняками. Средне- и верхнемиоценовые отложения в большей части острова трансгрессивно залегают на эоценовых и более древних породах. Они сложены глинистыми сланцами, мергелями и известняками. В составе плиоцена отмечаются мергелистые и карбонатно-песчаные породы.

Участки развития грязевого вулканизма потенциально нефтегазоносного **Восточно-Прибрежного бассейна (прогиб Полисер-Хокс)** сложены преимущественно глинистыми породами палеоцена и эоцена, перекрытыми толщей (мощностью свыше 6 км) морских терригенных миоцен-плиоценовых отложений [44].

В пределах *Хоккайдо-Сахалинской тектонической зоны* грязевые вулканы приурочены к Исикари-Сахалинскому прогибу, охватывающему западные части островов Хоккайдо и Сахалин.

Остров Сахалин является тектонической ветвью, отходящей от складчатой зоны Хидака о-ва Хоккайдо Японии [6]. Основу современной структуры осадочного чехла названных островов составляют Хоккайдо-Сахалинский мегантиклинорий, Исикари-Сахалинский и Дерюгинский прогибы, примыкающие к нему с запада и востока. Хоккайдо-Сахалинский мегантиклинорий образован на месте крупных выступов фундамента — Центрально-Хоккайдинского, Сусунайского, Восточно-Сахалинского и Шмидтовского [6]. В ядре наиболее приподнятого Восточно-Сахалинского антиклинория, расчлененного нарушениями на отдельные горстовые поднятия, обнажаются палеозойские и юрско-нижнемеловые отложения. С запада к Хоккайдо-Сахалинскому мегантиклинорию примыкают сравнительно небольшие Тымь-Поранайский, Макаровский, Владимировский, Сусунайский и Анивский наложенные прогибы, заполненные кайнозойскими породами мощностью 2—6 км.

Вдоль западного побережья о-ва Сахалин прослеживаются прогибы второго порядка — Приамурский, Западно-Сахалинский и Исикари-Румои, составляющие **Исикари-Сахалинский прогиб,** в которых глубины залегания консолидированных пород достигают 10—12 км. Указанные прогибы на западе узким линейным поднятием отделяются от Татарского прогиба, где мощность осадочного выполнения сокращается примерно вдвое. Восточное крыло мегантиклинория осложнено новообразованными Западно-Сахалинским и Камуикотанским поднятиями.

Исикари-Сахалинский прогиб сложен мезозойско-кайнозойскими породами. Апт-альбский и верхнемеловой комплекс отложений представлен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями туфов и туфогенных пород мощностью 5—6 км. Палеогеновые отложения залегают с размывом на меловых породах и сложены песчано-глинистыми образованиями мощностью до 3 км. Общая мощность неогеновых отло-

жений, характеризующихся преимущественно терригенным составом пород, составляет 6 км [16].

Грязевые вулканы Южного Сахалина непосредственно приурочены к Центрально-Сахалинскому разлому, вдоль которого соприкасаются бортовые участки наиболее погруженного Западно-Сахалинского прогиба и наложенных прогибов, и расположены на верхнемеловых отложениях, слагающих геосинклинальный комплекс осадочного выполнения прогиба. Максимальная их мощность, по О.А. Мельникову, смещена относительно оси прогиба к востоку.

Складчатый борт передового **Западно-Тайваньского (Алишаньского) прогиба**, осложненный грязевым вулканизмом, занимает всю западную половину о-ва Тайвань (КНР). К нему с востока примыкает горстовое поднятие (антиклинорий) Центрального хребта, сложенное обломочными породами от мелового до миоценового возраста, залегающими на верхнепалеозойском метаморфизованном фундаменте [15]. К западу от намеченного поднятия в районе Мясли по данным бурения и геофизики выделяется поперечное поднятие ("массив Бейцзян").

Западно-Тайваньский прогиб выполнен морскими, преимущественно терригенными мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью свыше 13 км. В западном направлении мощность неогена резко уменьшается до 1,5–2 км. На платформенном борту прогиба палеогеновые слои отсутствуют. Здесь мезозойские отложения вскрыты на глубинах 1463 и 1962 м. Отложения геосинклинального комплекса представлены в основном аспидными сланцами и филлитами и частично кварцитами (мел, эоцен, олигоцен), а также песчаниками и глинистыми сланцами (нижний миоцен). Толща среднемиоцен-плиоценовых глинистых сланцев и песчаников образует орогенный комплекс мощностью свыше 8 км [34].

В Восточно-Тихоокеанском подвижном поясе грязевой вулканизм развит во впадинах Веракрус, Нижнемагдаленской и Гуаякильской и Оринокском прогибе.

В пределах **впадины Веракрус** выделяются две зоны: северная — Тезиутлан (вулканическая), южная — Папалоанан. В зоне Папалоанан, где расположен грязевой вулкан Эль-Кокуйте, юрские отложения мощностью 500 м представлены в основном красноцветными песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов, а меловые отложения — известняками, мергелями и известняковыми брекчиями мощностью до 1,5 км. Кайнозойские отложения имеют мощность до 6 км и несогласно залегают на мезозойском ложе. Они сложены известняками, песчаниками и сланцевыми глинами (палеоцен и эоцен), глинистыми сланцами и песчаниками (олигоцен и миоцен).

Нижнемагдаленская (Прибрежно-Карибская, Картахенская) впадина выполнена морскими отложениями мела и кайнозоя. Меловые отложения развиты только в западной и юго-западной частях и выражены известняками мощностью до 1,5 км. Палеоцен в большей части впадины непосредственно залегает на фундаменте и сложен глинами (50 м). Эоцен-олигоцен представлен песчаниками и глинами, содержащими горизонты рифовых известняков и включения углей (2,5 км), а миоцен — глинами, в средней части включающими песчаные разности (2,4 км). Плиоцен сложен

песчаниками, глинами и конгломератами общей мощностью до 700 м. Глинисто-песчано-аллювиальная толща антропогена имеет мощность до 50 м. Максимальная мощность осадочного чехла (свыше 8 км) отмечается в прибрежной полосе, где развит грязевой вулканизм.

Оринокский прогиб имеет резко асимметричное строение: северный складчатый борт его крутой, а южный платформенный — пологий и широкий. Осевая часть прогиба смещена к складчатому борту, где развит грязевой вулканизм. Здесь общая мощность осадочной толщи превышает 15 км. К югу, в сторону платформенного борта, мощность осадочного выполнения сокращается до 1—2 км [15].

Изверженные и метаморфические породы докембрийского фундамента Оринокского прогиба выходят на поверхность в виде Гвианского щита и предположительно в районе поднятия Эль-Бауль. На породах основания лежат кварцевые и аркозовые песчаники с линзами конгломератов мощностью от 10 до 90 м, выше которых следуют аргиллиты с прослоями песчаников мощностью 600 м. Описанные толщи являются эквивалентом серии Ла-Кинта Западной Венесуэлы, имеющей предположительно триас-юрский возраст. Меловые слои мощностью свыше 8 км несогласно перекрывают подстилающие отложения. Они соответствуют доорогенному структурному этажу и сложены терригенно-карбонатными породами. На верхнемеловые отложения в восточной части Венесуэлы несогласно налегает серия Мерекуре (верхний эоцен — средний олигоцен) мощностью до 2 км, состоящая из известняков, песчаников и глин с прослоями лигнитов. На юге о-ва Тринидад верхнемеловые образования несогласно перекрываются глинистыми сланцами палеоцена мощностью до 500 м. Здесь нижний эоцен представлен мергелями, а несогласно перекрывающие его отложения верхнего эоцена мощностью 1 км — базальными конгломератами (в основании) и алевритами. Отложения олигоцена — миоцена мощностью свыше 7 км в восточной части Венесуэлы представлены глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, лигнитами, песчаниками, конгломератами с прослоями известняков. Олигоценовые отложения в южной части о-ва Тринидад сложены мергелями и глинами мощностью 1 км, а вдоль южного подножия Центрального хребта — "диким флишем", в котором гравитационно-оползневые массы пород мела и палеоцена разбросаны среди галечников и глин [15]. В южной части острова миоценовые отложения максимальной мощностью до 5 км представлены песками, алевритами, лигнитами и дельтовыми образованиями. Мощность толщи песчаников, лигнитов и конгломератов верхнемиоцен-плиоценового возраста, развитых в восточной части Венесуэлы, составляет 1800 м. Плейстоценовые отложения мощностью от 15 до 152 м сложены алевролитами, песчаниками и конгломератами.

На метаморфизованном юрском (в эквадорской части) и палеозойско-каменноугольном (в перуанской части) фундаменте **Гуаякильской впадины**, осложненной грязевулканическими проявлениями, залегают меловые и кайнозойские отложения мощностью до 9 км (в опущенных блоках). Они сложены преимущественно терригенными породами с прослоями грубообломочных разностей.

Центрально-Азиатский подвижный пояс

Центрально-Азиатский подвижный пояс представляет собой восточный отрезок крупного Урало-Монгольского тектонического пояса и состоит из складчатых сооружений байкальского, каледонского и герцинского возраста. Выступы складчатого комплекса на поверхности обрамляются на севере древней Сибирской платформой и Западно-Сибирской эпипалеозойской плитой, на юге Тамирской и Северо-Китайской платформами. На юго-западе пояс срезается структурами альпид, а на востоке — мезозоидами Сихотэ-Алиня. После времени относительного тектонического покоя (мел — палеоген) в результате позднекайнозойских орогенных движений (преимущественно сводово-глыбовых) на месте названных складчатых областей разного возраста были сформированы современные горные сооружения на юге Сибири, Тянь-Шаня, Алтая, Монголии, а также многочисленные наложенные впадины — Ферганская, Джунгурская, Цайдамская, Афгано-Таджикская, Турфанская и др. По мнению М.И. Варенцова, Г.Е. Рябухина, Ван Де Куня, время, предшествующее повторному орогенезу, соответствовало платформенному режиму на этой обширной территории. Поэтому, естественно, складчатые зоны Центрально-Азиатского подвижного пояса рассматриваются в качестве зон эпиплатформенного орогенеза. К.В. Боголепов отмечает, что, несмотря на существование эпохи относительной тектонической стабилизации, горные системы Центральной Азии повсеместно не покрывались морем и служили областями сноса, а в течение мезозоя и палеогена в ряде районов (Джунгарский Алатау, хребты Куньлунь, Алтынтаг и др.) происходили многократные поднятия. Принимая это во внимание, К.В. Боголепов относит складчатые области Центральной Азии к областям повторного орогенеза — дейтероорогенеза, образованным на месте более древних пенепленизированных горных сооружений. При этом эпиплатформенные орогены выделены в качестве частной формы *дейтероорогенеза на платформах* [30].

В пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса грязевой вулканизм развит только в Джунгарской впадине.

Джунгарская впадина характеризуется резко выраженным асимметричным строением и включает три неоднородные зоны: северный борт, центральную (внутреннюю) часть и южный борт. Обширный северный борт впадины, сложенный мезозойско-кайнозойскими отложениями небольшой мощности (800—1000 м), представляет собой гомоклиналь. В центральной части впадины предполагается существование срединного массива, образованного предположительно палеозойскими метаморфическими сланцами и кварцитами, а также известняками, имеющими подчиненное значение. Южный складчатый борт — Урумчинский предгорный прогиб, осложненный грязевым вулканизмом, в отличие от северного интенсивно прогнут и выполнен мезозойско-кайнозойскими континентальными образованиями мощностью 10—12 км. Фундамент складчатого борта образован предположительно карбонатно-терригенными породами каменноугольного возраста [3]. Отложения перми, триаса и юры суммарной мощностью более 8 км сложены песчаниками, глинами

и конгломератами с пачкой горючих листоватых и углистых сланцев. Меловые образования несогласно залегают на юрских породах и состоят из чередования песчаников, конгломератов и глин мощностью более 2 км. Палеоген и неоген суммарной мощностью более 5 км представлены преимущественно глинами, аргиллитами, конгломератами с прослоями песчаников и известняков-ракушников. Четвертичные отложения мощностью до 500 м сложены аллювиальными, пролювиальными, местами ледниковыми и эоловыми образованиями.

* * *

Таким образом, рассмотрение структурно-формационных комплексов прогибов (впадин) Альпийско-Гималайского, Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов, осложненных грязевым вулканизмом, позволило выявить следующие особенности их осадочного выполнения:

наличие мощной осадочной толщи (8—22 км), что находит свое отражение и в гравитационном поле (все области размещения грязевых вулканов приурочены к зонам интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести);

наличие в осадочной толще комплексов отложений, сложенных в нижней части преимущественно терригенно-карбонатными породами, а в верхней — терригенными с преобладанием глинистых образований;

ведущее положение в осадочном выполнении большинства прогибов (впадин) орогенного (молассового) комплекса в полном стратиграфическом объеме.

IV. 3. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для установления зависимости между особенностями складчатой структуры осадочной толщи и размещением грязевых вулканов наиболее ярким тектонотипом может служить складчатая область Кавказа (*отрезок Альпийско-Гималайского подвижного пояса*). Это объясняется тем, что здесь известно большое число грязевых вулканов, образующих по морфологии и характеру деятельности резко отличающиеся друг от друга обособленные области. Кроме того, в указанном регионе располагаются крупные и глубоко погруженные структурные элементы, расчленяющиеся на отдельные зоны поднятий и опусканий, причем в пределах последних не во всех случаях установлены грязевые вулканы.

В пределах мегантиклинория Большого Кавказа располагаются прогибы (впадины), входящие в состав систем передовых, тыловых, периклинальных, межпериклинальных[1] и межгорных опусканий.

Система *Предкавказских передовых опусканий* включает Западно-Кубанский, Восточно-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы. Грязе-

[1] В зависимости от их расположения мы выделяем два типа межпериклинальных прогибов, разделяющих периклинальные окончания линейно расположенных и кулисообразно сочленяющихся складчатых систем.

вые вулканы отмечены в Западно-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах.

Вдоль южного борта **Западно-Кубанского прогиба**, составляющего восточную половину Индоло-Кубанского передового прогиба, прослеживается ряд антиклинальных зон, существенно различающихся по степени и характеру дислоцированности пород. В пределах наиболее южной Азовской антиклинальной зоны нижний структурный этаж сложен меловыми и палеогеновыми отложениями и представляет собой опрокинутые к северу складки (вплоть до лежачих), рассеченные сбросами и крупными надвигами. Нижний структурный этаж трансгрессивно перекрывается моноклинально залегающими среднемайкопскими и вышележащими слоями верхнего структурного этажа. Калужская антиклинальная зона расположена к северу от Азовской и образована сравнительно пологими, почти симметричными складками, прослеживающимися в комплексе отложений от мезозоя до миоцена включительно. В обеих антиклинальных зонах строение складок упрощается с запада на восток и с юга на север. К востоку от описанных зон, на юго-восточном окончании южного борта прогиба (Шапсуго-Апшеронский вал), по меловым отложениям сейсморазведкой установлены локальные поднятия, не отраженные в кайнозойском комплексе.

На западном участке южного борта Западно-Кубанского прогиба, к северу от Азовской антиклинальной зоны, располагается Крымско-Варениковская зона, узкие складки которой осложнены глиняным диапиризмом и грязевым вулканизмом. Здесь наблюдается резкое увеличение мощности пластичной майкопской толщи (3 км). Общая мощность молассового комплекса в наиболее погруженной западной части внутреннего борта прогиба доходит до 5,5 км. В отличие от других антиклинальных зон Западно-Кубанского прогиба в Крымско-Варениковской зоне весь мезозойско-кайнозойский комплекс смят в складки. В восточной части южного борта прогиба в палеогеновых и мезозойских отложениях выявлены погребенные Левкинская и Северская антиклинальные зоны [21].

В западной части южного борта прогиба, ближе к осевой линии, выделяется Темрюкский выступ, включающий крупные Курчанскую и Анастасиевско-Троицкую антиклинали и относительно мелкие складки — Миска и Западно-Анастасиевскую, имеющие диапировое и криптодиапировое строение. К складкам Миска и Курчанской соответственно приурочены грязевые вулканы гор Миска и Горелой. На северо-западной периклинали Анастасиевско-Троицкой складки на глубине 1630 м вскрыта 300-метровая толща брекчии, генетически связанной с грязевулканической деятельностью на рубеже мэотиса и понта. По данным сейсморазведки в пределах сводовой части Анастасиевско-Троицкой складки эоцен-палеоценовые отложения образуют пологую антиклиналь, а мезозойские — синклиналь.

Широкий северный борт прогиба, где выклиниваются нижнемайкопские отложения, осложнен мелкими и редкими локальными поднятиями в верхнем молассовом комплексе.

Складчатый борт **Терско-Каспийского прогиба,** ограниченный с севера и юга глубинными разломами, четко расчленяется на три сегмента: Терский (Терско-Сунженский), Дагестанский и Кусаро-Дивичинский (Прикаспийско-Кубинский), выполненные мощной толщей (10—12 км) терригенных и карбонатных пород мезозойско-кайнозойского возраста.

В Терском сегменте олигоцен-неогеновые (преимущественно глинистые с прослоями песчаников и известняков в верхней части разреза) отложения мощностью 2,6—5 км перекрывают палеоген-эоценовую мергельно-известковую толщу (мощность 150—250 м). Ниже залегают карбонатные (верхний мел, валанжинский ярус нижнего мела, верхняя юра) и терригенные (готерив — апт, средняя и нижняя юра) породы мезозоя суммарной мощностью свыше 5 км. В разрезе титонского яруса верхней юры установлена и эвапоритовая толща. В рассматриваемом сегменте вдоль региональных глубинных разломов выделяются два антиклинория — на севере Терский и на юге Сунженский, разобщенные Алханчуртским синклинорием и Петропавловской впадиной. Антиклинории сложены сильно сжатыми, асимметричными, гребневидными или коробчатыми брахиантиклиналями, в ядрах которых обнажаются породы чокрака и карагана и местами выжатые глинистые породы майкопской серии. Локальные структуры осложнены продольными взбросами или надвигами с амплитудой до 2,5 км. Прослеживаются также поперечные и диагональные разрывы. С глубиной разрывы затухают, и в отличие от резко дислоцированных складок неогенового комплекса в эоцен-мезозойских отложениях (на уровнях от — 1,1 км на западе до — 3,7 км на востоке по кровле верхнего мела) устанавливаются почти симметричные с крутыми крыльями относительно простые поднятия. Крылья структур по мезозойским отложениям осложнены крупными разрывами надвигового характера, не связанными с нарушениями кайнозойского комплекса. Кроме того, многие антиклинали, фиксируемые в отложениях кайнозойского комплекса, сливаясь на глубине в меловых отложениях, образуют единые протяженные складки. Таким образом, миоцен-плиоценовые и мезозойско-эоценовые комплексы образуют самостоятельные структурные этажи, характеризующиеся резкими различиями в строении антиклинальных складок. Смещение сводов в отложениях кайнозоя и мезозоя доходит до 2 км. В Алханчуртском синклинории в мезозойских отложениях выявлена погребенная антиклинальная зона.

Между Сунженской зоной поднятий и передовой складчатостью Северо-Восточного Кавказа (Моноклиналь Черных Гор) располагаются Беслановская и Сунженская впадины, выполненные мощными толщами молассовых плиоцен-четвертичных образований. В их пределах по данным сейсмических исследований допускается наличие погребенных мезозойских структур. К востоку от Терской зоны поднятий обособляется погребенный Притеречный антиклинорий. К северу от Терского антиклинория на платформенном склоне располагается крупный Терско-Сулакский прогиб.

В южной части Дагестанского сегмента четко выделяются Западная и Восточная антиклинальные зоны, разобщенные широкой синклиналью.

По сравнению с Терским сегментом в предгорьях Южного Дагестана юрские и меловые отложения залегают сравнительно неглубоко и имеют сокращенную мощность (2–3 км). Кайнозойские отложения общей мощностью до 5 км вдоль отмеченных антиклинальных зон образуют сложно построенные локальные складки, осложненные надвигами (амплитудой до 1 км), взбросами, затухающими в низах майкопа, и диапиризмом (не столь явно выраженным, как в Терском сегменте). Под кайнозойскими складками в мезозойском комплексе выделяются антиклинальные структуры с широкими сводами и пологими юго-западными и крутыми северо-восточными крыльями. Наблюдается смещение сводов на разных стратиграфических уровнях. К востоку от Восточной антиклинальной зоны на акватории Каспийского моря располагается слабо дислоцированный Дербентский прогиб.

Кусаро-Дивичинский сегмент представлен одноименным наложенным прогибом. В его пределах с северо-востока на юго-восток выделяются Ялама-Худатская зона поднятий, Зейхурский прогиб, Кусарская зона поднятий и Кайнарджинский прогиб. Обособление Кусаро-Дивичинского прогиба и гипсометрическое положение поверхности мезозойских отложений в его пределах связаны с подвижками по Самурскому и Западно-Каспийскому разломам, прослеживаемым в близдолготном направлении соответственно по долинам рек Самур и Вельвелячай. По Западно-Каспийскому разлому, судя по данным бурения, юго-восточная часть прогиба, где развит грязевой вулканизм, резко опущена относительно Присамурской части.

В Ялама-Худатской зоне поднятий по среднеюрско-меловым отложениям выявлен ряд погребенных поднятий (Яламинское, Худатское, Ширванское и др.). Это пологие брахиантиклинали с углами падения крыльев не более 12° и, за исключением Худатского поднятия, не осложнены разрывными нарушениями. На участках расположения локальных поднятий по олигоцен-миоценовым отложениям выделяются только гемиантиклинали. В Зейхурском прогибе по данным геофизики установлено несколько поднятий в мезозойских отложениях. Кусарская зона поднятия по мезозойскому комплексу отложений представляет продолжение северной ветви антиклинория Бокового хребта Южного Дагестана, опущенного по Самурскому разлому. В его осевой полосе на дневную поверхность выходят отложения аалена и байоса, которые в правобережье р. Самур несогласно перекрываются кайнозойским комплексом. В Кусарской зоне поднятий, по данным скважин, отложения сарматского яруса (площадь Кусары, глубина 2432 м) несогласно залегают на среднеюрских породах. Локальные поднятия имеют углы падения крыльев 7–10°, а вышележащий комплекс отложений образует моноклиналь.

Основным структурным элементом Кайнарджинского прогиба является Талаби-Кызылбурунская зона поднятий, где развиты узкие, резко выраженные асимметричные складки, осложненные разрывами. На складке Талаби на глубине 4664 м установлено наличие древнего юрского поднятия, перекрытого отложениями сарматского яруса. Единственный от-

носительно крупный грязевой вулкан Кусаро-Дивичинского прогиба — Кайнарджа приурочен к одноименной структуре с крупным разрывным нарушением с амплитудой более 1 км. Здесь на глубине около 5 км вскрыт миоцен. Кайнарджинская складка четко прослеживается непосредственно на дневной поверхности в отложениях плиоцена, которые на всей остальной территории прогиба характеризуются субгоризонтальным залеганием. Поднятия Кызылбурун-море и Зорат-море, входящие в опи-

Поднятия Кызылбурун-море и Зорат-море, входящие в описанную антиклинальную зону, выявлены сейсморазведкой и предположительно отражают строение нижней части палеогеновых и верхов мезозойских отложений.

К югу от Талаби-Кызылбурунской зоны поднятий и к северу от Тенгинско-Бешбармакского антиклинория прослеживается узкая, линейно вытянутая глубокая синклиналь. Ее южный борт известен под названием Сиазанской (Третичной) моноклинали и сложен комплексом пород от верхнемеловых до палеоген-миоценовых включительно. Моноклиналь осложнена крупным продольным нарушением и характеризуется крутым падением пластов (70–85°) на северо-восток, местами резким опрокидыванием их головных участков. Небольшие грязевулканические проявления (Саадан, Хыдырзинды, Зорат) отмечаются в зоне тектонического контакта между меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями Сиазанской моноклинали.

В системе *тыловых опусканий на северо-западном погружении мегантиклинория Большого Кавказа* выделяются Собербашско-Гунайский и Новороссийско-Лазаревский синклинории. Первый сложен верхнеюрскими карбонатно-терригенными отложениями и меловыми осадками флишоидного типа, а второй — в основном карбонатным флишем нижне- и верхнемелового возраста.

В пределах **Собербашско-Гунайского синклинория** расположены 8 (из 11) грязевых вулканов Западной Кубани. Из них самый крупный — вулкан Шуго, приуроченный к далекому южному крылу Верхнечекупской антиклинали. Выявленные узкие локальные складки синклинория осложнены разрывами, с которыми связаны грязевые вулканы и грязевулканические проявления.

В осевой части **Новороссийско-Лазаревского синклинория** располагается узкий, сложно построенный Семигорский антиклинорий, в ядре которого обнажаются породы нижнего мела. На западном погружении его отмечается одноименное грязевулканическое проявление.

На юго-восточном погружении Большого Кавказа располагается Шемахино-Гобустанский тыловой прогиб — синклинорий (рис. 20, *а*). В крайней западно-северо-западной части его (Шемахинский район) палеогеновое выполнение, осложненное мелкой, опрокинутой на юг складчатостью, частично перекрыто пластиной верхнемеловых пород Бакальского покрова. Здесь Пиркарачухинская и Бизланская складки осложнены грязевулканическими проявлениями (Зейва, Бизлан, Сарысура). К востоку от названного покрова до Маразинской мульды выделяются тектонические участки, разобщенные Зогалавачайской наложенной синклиналью, выполненной отложениями акчагыла, несогласно залегающими

на понтических слоях. Северный участок представляет собой юго-восточное продолжение Ниалдагского поднятия, сложенного верхнемеловыми и палеогеновыми породами. На южном участке развиты палеогеновые и миоценовые отложения, надвинутые по Аджичайскому разлому на плиоценовые породы Нижнекуринской впадины. Здесь палеоген-миоценовые образования смяты в складки (Сагиянская, Каравеллинская, Матрасинская, Чараган-Меликчобанлинская и др.), присводовые части которых осложнены нарушениями взбросо-надвигового типа и грязевыми вулканами или грязевулканическими проявлениями. Складки этого участка к юго-востоку резко погружаются: эоценовые слои, обнажающиеся в ядре Сагиянской антиклинали, на участке Чараган-Меликчобанлинской складки погружаются на глубину 600—900 м. Следует отметить, что в этом же направлении грязевые вулканы морфологически характеризуются наибольшей выраженностью.

В восточной, Гобустанской, части синклинория возраст отложений и характер складчатой структуры претерпевают изменение по простиранию, особенно в его восточной части. Это послужило основанием для выделения здесь Б.В. Григорьянцем трех зон — западной, центральной и восточной. В разрезе западной, Маразинской, зоны участвуют в основном глинистые и отчасти песчано-глинистые осадки палеогена и миоцена. На них несогласно залегает толща понтических и акчагыльских отложений, разделенных также несогласием. В указанной зоне понт-акчагыльский комплекс слабо дислоцирован, а миоцен-палеогеновые отложения характеризуются интенсивной складчатостью. Антиклинали сильно сжаты, опрокинуты или скошены к югу и осложнены надвигами и местами грязевулканическими проявлениями (Джагирли, Хыдырлы, Даракенд, Арабкадым и др.).

Центрально-Гобустанская зона сложена преимущественно палеоген-миоценовыми осадками. На западе и востоке они сменяются плиоценовыми образованиями, выполняющими соответственно Маразинскую мульду и Джейранкечмесскую депрессию. Центрально-Гобустанская зона в общей структуре южного склона мегантиклинория Большого Кавказа относительно смежных зон — наиболее приподнятый тектонический блок. Здесь палеогеновые и миоценовые отложения достигают мощности 4—4,5 км и в основном сложены глинистыми образованиями. Локальные структуры зоны резко выделяются линейным типом складчатости, преимущественно широтным простиранием, за исключением северо-восточной части, где преобладает кавказская ориентировка. Складки сильно сжаты, местами скошены и даже опрокинуты к югу, в сторону глубоких синклиналей. В южной части зоны антиклинальные структуры разделяются довольно широкими синклиналями. Вдоль антиклиналей проходят крупные региональные продольные тектонические разрывы, падающие на север под углом 35—40°. По ним северные относительно пологие крылья (20—25°) надвинуты на крутые южные крылья (60—65°) с вертикальной амплитудой смещения от 400—600 до 2000 м и горизонтальной до 1200 м. В Центрально-Гобустанской зоне, особенно в ее южной части, широко развит грязевой вулканизм, приуроченный непосредственно к продольным разрывным нарушениям.

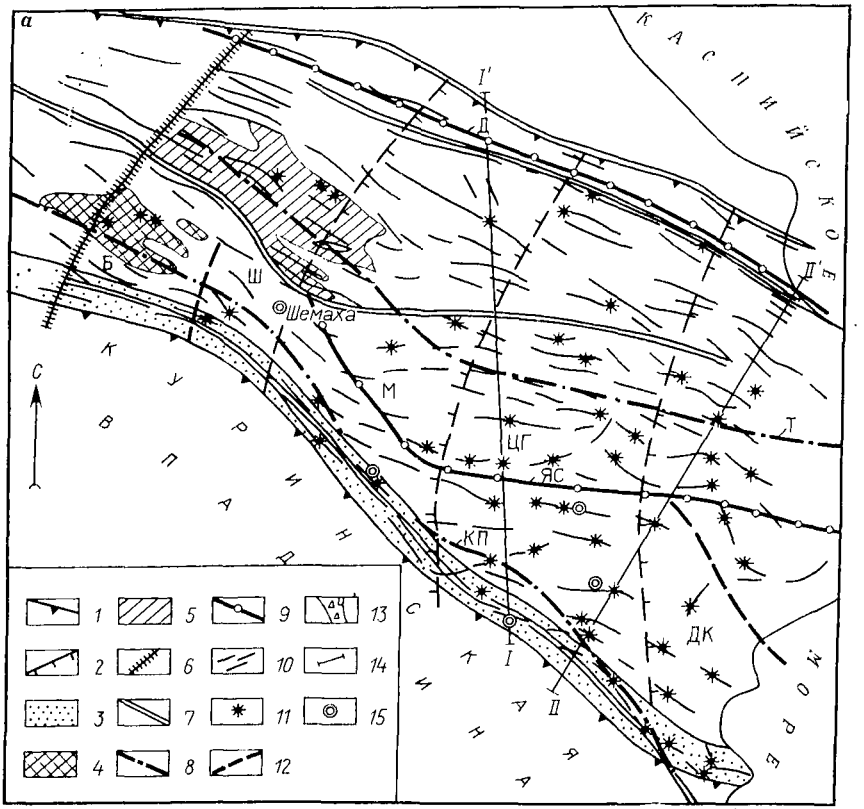
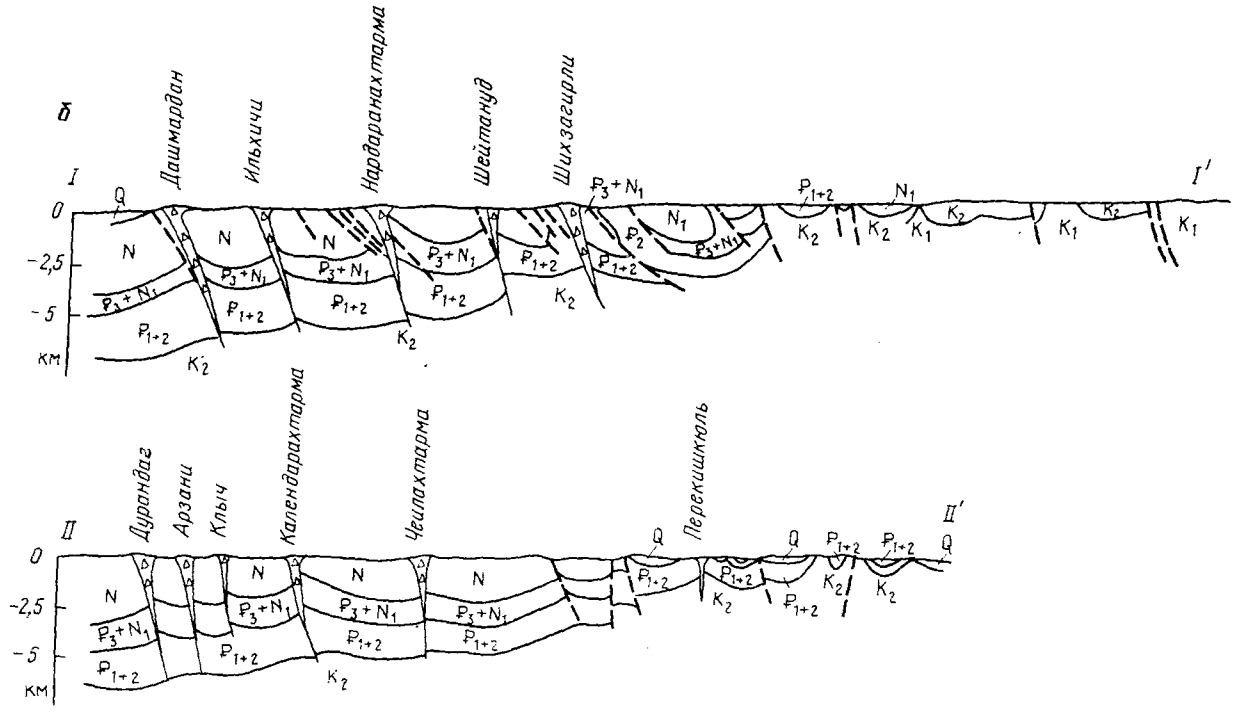


Рис. 20. Тектоническая схема (а) и поперечные геологические разрезы (б) Шемахино-Гобустанского прогиба (схема составлена на основе Тектонической карты Азербайджана, 1981 г.).

Тектонические зоны: Ш — Шемахинская, Б — Баскальская, М — Маразинская, ЦГ — Центрально-Гобустанская, ДК — Джейранкечмесская.

Границы: *1* — прогиба, *2* — поперечных поднятий и прогибов (по Б.В. Григорьянцу); *3* — Ленгебиз-Алятская зона складчатости; *4* — бескорневой тектонический покров; *5* — зона тектонических перекрытий; *6* — Западно-Каспийский разлом глубокого заложения; *7* — тектонические нарушения, разграничивающие крупные структурные элементы; *8* — оси минимумов силы тяжести: Т — Таштинский, КП — Кушчи-Пирсагатский; *9* — оси максимумов силы тяжести: Д — Дибрарский, ЯС — Яваныдаг-Сангачальский; *10* — локальные складки; *11* — грязевые вулканы; *12* — разрывные нарушения; *13* — грязевулканическая брекчия; *14* — линии профилей; *15* — скважины глубокого бурения

Отложения мела и палеогена, принимающие участие в строении структур, расположенных в северной части Восточно-Гобустанской зоны, к югу сменяются плиоценовыми образованиями Джейранкечмесской депрессии. Здесь мощность средневерхнеплиоценовых отложений составляет 3—4 км.


б
I
I'
Дашмардван
Ильхичи
Нарбаранахтарма
Швйтанкуд
Шихзагирли
Q
N
P_3+N_1
P_{1+2}
K_2
K_1
0
-2,5
-5
км
II
II'
Дуронбаг
Арзани
Клыч
Каленбарахтарма
Чеилахтарма
Первкишкюль

Локальные складки наиболее погруженной Восточно-Гобустанско-Джейранкечмесской зоны более крупные и редко расставленные. Если в северной части зоны господствует близширотная ориентировка складок, то в пределах собственно Джейранкечмесской депрессии, в связи с ее интенсивным прогибанием в течение кайнозоя, складки приобретают преимущественно близдолготную ориентировку. Грязевые вулканы здесь имеют внушительные размеры (Тоурагай, Большой Кянизадаг, Чеилдаг, Давалидаг и др.).

Шемахино-Гобустанский прогиб на юго-западе примыкает к Ленгебизско-Алятской зоне складчатости, которая на северо-западе последовательно меняет простирание с широтного на близдолготное и снова на широтное. Такие изменения в структурном плане тесно, по мнению Б.В. Григорьянца, связаны с проявлением, с одной стороны, унаследованного развития, с другой — перестройки структурного плана, обусловленных наиболее интенсивным прогибанием Южно-Каспийской впадины в плиоцен-четвертичное время. Влияние последнего фактора наиболее ярко отразилось в строении территории, расположенной к югу от Яваныдагского максимума силы тяжести. К югу от этого максимума тектонические линии Алятской гряды, Нижнекуринской впадины и Бакинского архипелага принимают близдолготное направление. Западная, Ленгебизская, часть зоны в современной структуре представляет собой крупную моноклиналь, а восточная, Алятская — состоит из ряда антиклиналей (Дашмарданская, Шокиханская, Дурандаг-Баридашская и др.), сильно разбитых продольными и поперечными нарушениями. Большое развитие в Алятской гряде получают и грязевые вулканы.

Для изучения тектоники и нефтегазоносности мезозойских отложений в Шемахино-Гобустанском тыловом прогибе были проведены региональные, поисковые и детальные геолого-геофизические исследования, а также глубокое разведочное бурение. Но в связи со сложным строением прогиба геологический эффект произведенных работ оказался очень низким. Ни одна из скважин, пробуренных в Южном Гобустане с максимальными глубинами на площадях Дашмардан 4508 м, Умбаки 5005 м, Келаны 5270 м, Нардаран-Сулейман 5520 м, не вышла из эоценовых отложений. Более ценными оказались данные скв. 52 и 53, пробуренных в районе пос. Астраханка (Северный Гобустан) и вскрывших майкопские отложения на глубине 1,5 км под верхнемеловым аллохтоном.

На карте аномалий силы тяжести в пределах Шемахино-Гобустанского прогиба выделяют по два региональных максимума и минимума, в плане соответствующих Северному (Дибрарский максимум и Таштинский минимум), Центральному (Яваныдаг-Сангачальский максимум) и Южному (Кушчи-Пирсагатский минимум) Гобустану. По данным профилей КМПВ поверхность консолидированной коры в наиболее глубоких частях прогиба опускается ниже 15 км. Наличие указанных максимумов, по мнению И.О. Цимельзона, обусловлено гипсометрически повышенным положением поверхности мезозоя относительно прилегающих участков. Следует отметить, что зоны развития крупных и активно действующих грязевых вулканов в плане совпадают с Кушчи-Пирсагатским и Таш-

тинским минимумами, где поднятия, как правило, характеризуются локальными минумумами силы тяжести. Такую картину И.О. Цимельзон объясняет развитием складок диапирового типа и сильной раздробленностью их сводовых частей.

Изучение глубины залегания и структурно-морфологической характеристики поверхности мезозойских отложений Гобустана проводилось по данным электроразведки МТЗ, возможности которой высоко оцениваются Х.Д. Джафаровым и В.В. Лиадзе. Эти работы выполнялись на основе результатов обработки фактического геолого-геофизического материала по подавляющему большинству глубоких скважин, пробуренных на территории Восточного Азербайджана, в том числе и в Гобустане. М.Н. Бердичевский предложил в качестве опорного горизонта слой мощностью более 500 м уплотненных пород с высоким электрическим сопротивлением. В рассматриваемом регионе, судя по обнаженной и вскрытой части мезозойско-кайнозойского разреза, таким комплексом пород могла служить только карбонатная терригенно-вулканогенная толща мезозоя, так как палеоген-неогеновый интервал разреза, сложенный песчано-глинистыми отложениями, образует "проводящую" среду (максимальное продольное сопротивление этих отложений в основном варьирует в пределах 1,3–3,5 Ом·м). Опорный электрический горизонт в условиях Гобустана стратиграфически приурочивается к нижнему мелу (неокому). Построенные Х.Д. Джафаровым и В.В. Лиадзе геолого-геофизические профили свидетельствуют о смятии в складки докайнозойского комплекса отложений.

Фактические данные глубоких скважин, пробуренных в Южном Гобустане, позволили выяснить характер крупных продольных разрывных нарушений, изменение углов падения разновозрастных пластов вдоль стволов скважин. Все установленные разрывные нарушения, осложняющие локальные складки, оказались взбросо-надвигами. По этим разрывам относительно пологие северные крылья структур надвинуты на более крутые южные крылья. На площади Умбаки из трех скважин, заложенных на северном крыле одноименной складки, только скв. 2, расположенная ближе к ее сводовой части, была доведена до проектной глубины и, пройдя по отложениям эоцена 2600 м, так и не вышла из его разреза. При этом по стволу скважины в интервале 2810–3927 м углы падения пластов эоцена составляли 40–75°. На глубине 3375–3378 м скважина прошла зону нарушения, о чем, в частности, свидетельствует уменьшение углов падения пластов до 20–25°. В низах эоцена (интервал 4350–4505 м) отмечалось выполаживание слоев (25–30°).

В скв. 1 на площади Келаны измерение углов падения пластов производилось (с пропусками) с глубины 2407 м до забоя (5270 м). Вдоль ствола скважины можно выделить три интервала, различающихся между собой по углам падения пластов: 2407–2947 м (углы падения 18–31°), 3515–4880 м (48–90°), 5000–5270 м (26–46°). Скв. 1 (Нардаран-Сулейман) в интервале 1380–3548 м вскрыла майкопские отложения с углами падения пластов 40–74°, а ниже 3548–5520 м (до забоя) – отложения коуна с углами падения 28–36°. В скв. 2 (эта же площадь) пласты эоцена

залегают очень круто (60–90°). В интервале 2247–2251 м отмечается резкое выполаживание пластов до 24°. В скв. 1 (Дашмардан), вскрывшей на небольшую мощность коунскую свиту эоцена, в низах разреза углы падения пластов составляют 28–36°, выше по разрезу в отложениях олигоцена, миоцена и плиоцена – 40–69°. В интервале 2905–3117 м углы падения пластов изменяются в пределах 2–20°. Таким образом, во всех пробуренных глубоких скважинах Южного Гобустана майкопские отложения залегают под крутыми углами. При относительно небольшой глубине залегания майкопских отложений (площадь Умбаки) крутые углы пластов зафиксированы уже в коунских образованиях. Во всех случаях в низах кайнозоя наблюдается выполаживание слоев, что свидетельствует о наличии более пологих жестких мезозойских структур, которые облекает преимущественно глинистая толща низов кайнозоя (рис. 20, *б*).

К системе *межпериклинальных и периклинальных опусканий мегантиклинория Большого Кавказа* соответственно относятся Керченско-Таманский и Апшеронский прогибы.

Северо-восточная центриклиналь *Керченско-Таманского межпериклинального прогиба* охватывает почти всю территорию Таманского п-ова. Локальные поднятия прогиба группируются в узкие (от 1 до 2 км) и протяженные (15–25 км) антиклинальные зоны (Таманская, Карабетовская, Кизилташская, Ереминская и Благовещенская), разобщенные относительно широкими (2–3 км) синклиналями, выполненными плиоценовыми и четвертичными образованиями. Большинство кулисообразно расположенных складок осложнено грязевым вулканизмом и имеет диапировое или криптодиапировое строение. Диапировые ядра складок сложены перемятыми глинами майкопской серии, образующими крутые крылья (60–70°). Данные сейсморазведки показывают, что на глубине приблизительно 4 км породы низов олигоцена и палеоцен-эоцена не принимают участия в диапиризме, они смяты в простые антиклинальные складки.

При бурении параметрической скв. 5 и сейсморазведкой МОГТ в северной части Таманского п-ва на Фонталовской площади установлено наличие высоко поднятой (на 3–3,5 км) погребенной мезозойской складки. К югу от нее, как свидетельствуют данные скв. Тамань-2, поверхность палеоген-мелового комплекса отложений испытывает резкое опускание (более чем на 6 км). Это дало возможность предполагать существование на северном борту Керченско-Таманского прогиба Северо-Таманской зоны мезозойских (домайкопских) поднятий [4]. Как свидетельствуют данные гравиметрии, сейсморазведки и скв. 1 на Булганакской площади, эта зона поднятий, осложненная рельефно выраженными грязевыми вулканами, прослеживается также и в северной части Керченского п-ова.

В прибрежной полосе Таманского п-ова и прилегающей шельфовой зоне Черного моря, территориально соответствующих юго-западной центриклинали Керченско-Таманского межпериклинального прогиба, сейсморазведкой МОГТ выявлено более 30 локальных поднятий диапирового строения, частично осложненных грязевым вулканизмом. В севе-

ро-западной и юго-восточной частях, где отсутствует грязевой вулканизм, в ряде диапировых и криптодиапировых структур по подошве майкопской серии по данным геофизики установлены глубокие синклинали.

На Апшеронском п-ове и на прилегающей акватории Каспийского моря локальные складки **Апшеронского периклинального прогиба** образуют Западно-Апшеронский антиклинорий, Центрально-Апшеронскую антиклинальную зону и антиклинорий Апшеронского архипелага, разобщенные синклиналями. В более широком и глубоком локальном прогибе, расположенном в восточной части Апшеронского п-ова, выявлены Калинское и погребенное Зыринское поднятия, в пределах которых грязевой вулканизм отсутствует.

В северо-западной и северной частях Апшеронского п-ова складки имеют общекавказское простирание. К юго-востоку наблюдается тенденция поворота складок на юг, и в южной и юго-западной частях полуострова уже преобладает долготное направление складчатости. В западной части встречаются антиклинальные зоны с кольцеобразным расположением складок, окаймляющих чашеобразные мульды. Складки Апшеронской области прерывистые, осложненные многочисленными сбросами, надвигами и грязевыми вулканами. В ряде случаев они имеют диапировое строение.

Антиклинорий Апшеронского архипелага, как и Апшеронская зона, входит в состав Апшеронско-Прибалханского межпериклинального прогиба, разделяющего соответственно восточные и западные окончания мегантиклинориев Большого Кавказа и Большого Балхана. Он состоит из Апшероно-Прибалханской и Северо-Апшеронской зон поднятий и разобщающей их Артемо-Келькорской синклинали.

В западной части Апшероно-Прибалханская зона поднятий образована кулисообразно расположенными брахиантиклиналями с пологими юго-западными и крутыми северо-восточными крыльями. Сводовые части их разбиты многочисленными разрывами, и к наиболее крутым из них приурочены грязевые вулканы.

Северо-Апшеронская зона поднятий (включающая пологие складки) расположена на продолжении складчатой линии Камни Два брата — банка Апшеронская и протягивается почти параллельно Апшероно-Прибалханской зоне поднятий.

В Апшеронской области с целью вскрытия мезозойских отложений на суше были пробурены скважины на площадях Фатьмаи, Кирмаку, Бузовны, Бинагады, Гейтапа, Загильпири, Аташкя, Шорбулак, Кюрдаханы, а в морской части — на площадях банка Апшеронская, банка Цюрупы, о-в Артема и Нефтяные Камни. Меловые отложения вскрыты лишь на площадях банка Апшеронская, банка Цюрупы, Гейтепе и Кюрдаханы, расположенных в северной части области, где поверхность мезозоя относительно ее южной половины залегает на сравнительно небольших глубинах. На площадях банка Апшеронская и банка Цюрупы под отложениями среднего плиоцена и миоцена (сокращенной мощности) соответственно на глубинах 1034 и 1230 м вскрыты породы апт-барремского и датского возраста. На площади Кюрдаханы параметрическая скважина после май-

копских отложений с сокращенной мощностью вошла в эоценовые слои на глубине 2224 м и затем на глубине 2405 м вскрыла верхнемеловые образования в флишевой фации (глины и мергели), содержащие в верхней части разреза пачку известняков, залегающих под очень крутыми углами (до 85°). Такое своеобразное строение находит четкое отражение и в изменении значений силы тяжести: северная прибрежная полоса Апшеронского п-ова соответствует морскому продолжению интенсивного Дибрарского максимума, приуроченного к осевой полосе юго-восточного окончания мегантиклинория Большого Кавказа. В описанной полосе отмечается только одно грязевулканическое проявление (банка Апшеронская).

В южной половине Апшеронской области, соответствующей крупному Апшеронскому (Калинскому) минимуму силы тяжести, установлена максимальная мощность палеоген-миоценовых отложений при относительно небольшой мощности плиоцен-четвертичных образований. Здесь все поднятия, осложненные вулканизмом, по данным И.О. Цимельзона, характеризуются локальными минимумами силы тяжести.

В пределах *Закавказской системы межгорных опусканий* выделяются Рионская и Куринская впадины, где грязевые вулканы встречаются в пределах последней.

Куринская межгорная впадина расположена между складчатыми областями Большого и Малого Кавказа и замыкается на западе Дзирульским массивом — выходом на поверхность допалеозойского основания, а на востоке сливается с Южно-Каспийской впадиной. В продольном направлении она распадается на три впадины второго порядка. Крайняя западная — небольшая и узкая — Верхнекуринская (Картлийская) заключена между цепью переходных поднятий южного склона Большого Кавказа (Кахетинского хребта) на севере и Аджаро-Триалетской складчатой зоной на юге. Следующая к востоку — Среднекуринская впадина ограничена с севера и юго-запада соответственно южным и северным склонами Большого и Малого Кавказа. Она испытывает подъем на западе, в районе Марткобского поднятия (поперечная структурная перемычка на меридиане г. Тбилиси), и на востоке, в районе Саатлы-Кюрдамирского гравитационного максимума. Третья впадина — Нижнекуринская протягивается от восточного края максимума в сторону Каспийского моря и располагается между поднятиями Ленгебизско-Алятской тектонической зоны на севере и Талышского хребта на юге.

В центральной полосе Верхнекуринской впадины орогенный комплекс имеет сокращенную мощность и осадочный чехол общей мощностью около 4 км почти не деформирован. На севере (Живали-Гомборская шовная зона поднятий) мощность миоцена и палеогена увеличивается, они смяты в узкие осложненные надвигами складки. П.Л. Гамкрелидзе и И.П. Гамкрелидзе не исключают, что северный борт впадины соответствует крупной аллохтонной зоне. В пределах Верхнекуринской впадины грязевые вулканы не отмечены.

В Среднекуринской впадине с севера на юг выделяют следующие крупные структурные элементы: Алазано-Агричайский синклинорий, Кахетино-Дашюзский антиклинорий, Мирзаано-Арешский синклинорий, Чатминско-Геокчайский антиклинорий и Предмалокавказский прогиб.

Северный борт Среднекуринской впадины — Алазано-Агричайский синклинорий — выполнен горизонтально залегающей толщей мощностью до 2 км неоген-четвертичного возраста (отложения среднего миоцена и мэотиса отсутствуют), представленной в основном континентальными образованиями грубообломочного типа. Эта толща с резким несогласием перекрывает размытую поверхность палеогенмезозойских пород мощностью 4—5 км, образующих узкие линейные, осложненные надвигами и опрокинутые на юг изоклинально-чешуйчатые складки. По поверхности кристаллического (доальпийского) фундамента в пределах синклинория выделяется погребенное поднятие (по М.С. Иоселиани, Алазанское), прослеживающееся на глубинах 2—5 км.

Кахетинско-Дашюзский антиклинорий в западной части имеет изоклинально-чешуйчатое строение, составляющие его складки в основном осложнены надвигами и опрокинуты на юго-запад. Здесь же широко развиты тектонические покровы. В наиболее погруженной восточной части Кахетинского антиклинория выделяют Ахтальскую и Пховельскую складки, осложненные грязевулканическими проявлениями. В пределах Ахтальской складки меловые и, возможно, палеоген-миоценовые отложения перекрыты моноклинально залегающими континентальными образованиями алазанской серии мощностью 1,2—1,4 км. Через свод складки проходит крупное нарушение. Пховельская антиклиналь сложена отложениями верхнего мела, майкопской свиты и верхнего плиоцена и осложнена продольным нарушением, по которому северо-восточное крыло надвинуто на юго-западное.

Миоцен-плиоценовые и четвертичные отложения Мирзаано-Арешского синклинория смяты в сильно сжатые и осложненные надвигами (с амплитудой до 2 км) и взбросами опрокинутые на юг складки. В западной, Мирзаанской, части синклинория они образуют четыре антиклинальные зоны — Манави-Какабетскую, Млашисхеви-Мирзаанскую, Кила-Купра- Каладарасинскую и Иори-Тарибанскую, которые отделяются друг от друга относительно широкими синклиналями, выполненными верхнеплиоцен-четвертичными континентальными образованиями. На сводах первых двух антиклинальных зон выступают в основном отложения сарматского яруса, а в пределах двух последних — ширакской толщи (мэотис — средний плиоцен). В отличие от восточной, узкой, более погруженной Арешской части синклинория развитые здесь складки крутые, сильно разбиты разрывными нарушениями. Их своды интенсивно размыты. К Кила-Купринской антиклинали приурочены три группы грязевых вулканов, расположенных вдоль надвига.

Локальные складки западной части Чатминско-Геокчайского антиклинория (Чатминская зона) образуют две протяженные (Алачыг-Эльдароюгинская и Удабно-Молладагская) и одну короткую промежуточную (Яйлачыг-Армудлинская) антиклинальные зоны. Грязевые вулканы развиты в Алачыг-Эльдароюгинской зоне поднятий, структурам которой, как считают И.О. Цимельзон и Т.С. Амирасланов, соответствуют локальные минимумы силы тяжести, обусловленные развитием диапировой складчатости.

Следует подчеркнуть, что грязевые вулканы в пределах Мирзаано-

Арешского синклинория и Чатминско-Геокчайского антиклинория развиты в их приподнятых западных частях, что хорошо увязывается с тектоническим строением рассматриваемого участка. В этой части Среднекуринской впадины наряду с продольными разломами (Напареули-Кахский, Северо-Куринский и Южно-Куринский) и зонами надвигов (Ильдокайско-Хевкрильская, Орхевско-Дашюзская) выделяется ряд поперечных разломов — флексур. По ним Шамхор-Ширакский поперечный тектонический блок, где развиты грязевые вулканы, приподнят относительно смежных блоков.

Восточные опущенные участки Кахетинско-Дашюзского и Чатминско-Геокчайского антиклинориев и Мирзаано-Арешского синклинория соответствуют Аджиноурской нефтегазоносной области Азербайджана, в пределах которой выделяют шесть антиклинальных зон — Дашюз-Тазакендская, Кудбарекдаг-Гензинская, Аджиноур-Савалан-Кюрдмашинская, Коджашен-Геокчайская, Дагирмандаг-Караджа-Карамарьямская и Бозdагская [5]. Первые две зоны образуют северную, а четыре последующие южную складчатые зоны Аджиноура, отделяющиеся Арешской наложенной мульдой, выполненной четвертичными континентальными отложениями. Все локальные складки названных зон в основном асимметричные, линейные, гребневидные, имеют большую длину (40—50 км) при небольшой ширине (3—5 км) и расположены кулисообразно. Своды структур осложнены продольными разрывами надвигового типа, плоскости которых падают в северном направлении. Северные крылья антиклиналей надвинуты на южные. Всего в рассматриваемой области установлено 39 локальных поднятий. В ее юго-восточной части сейсморазведкой в комплексе антропоген-плиоценовых пород выявлены складки Халили, Инча и Карагуш.

В последнее время в Аджиноурской нефтегазоносной области сейсморазведочными работами МОВ и МОГТ удалось осветить строение палеоцен-миоценового и частично мезозойского комплексов. Так, на северо-западной периклинали Камыкая-Аджиноурского и юго-восточной периклинали Кудбарекдагского поднятий (приуроченных к Арешскому синклинорию) по миоцену выделены слабо выраженные выступы.

Около села Джафарабад на глубинах 5,4—5,7 км по мезозою установлено наличие двух поднятий общекавказского направления. На площади Карамарьям-Мюсюсли-Караджалы, расположенной в юго-восточной части области, по мезозойскому комплексу выявлены три крупных поднятия: Мюсислинское, Караджалинское и Карабуджагское. В результате работ, проведенных на указанной площади, установлены три структурных этажа: нижний — мезозойский, характеризуется значительной дислоцированностью, наличием угловых несогласий внутри комплекса; средний — миоцен-палеогеновый, несмотря на частично унаследованный характер складчатости, по сравнению с нижним структурным этажом менее дислоцирован; верхний — плиоцен-антропогеновый, характеризуется общим моноклинальным погружением слоев в северном направлении.

Региональный сейсмический профиль МОВ № 1 (Агдам-Куткашен) указывает на залегание кровли мезозоя в Аджиноурской области в пре-

делах глубин 4,2—5,5 км, региональный подъем ее происходит от центральной части Куринской впадины в сторону мегантиклинория Большого Кавказа. Условный сейсмический горизонт, предположительно приуроченный к верхам мезозоя, и площадки ниже горизонта УСГ-III (предположительно миоцен — палеоген) свидетельствуют о том, что мезозойские слои характеризуются меньшей дислоцированностью и несогласно перекрываются вышележащим комплексом отложений.

В северо-западной менее опущенной части Предмалокавказского прогиба миоцен-плиоценовые отложения смяты в резко асимметричные и опрокинутые к югу складки, сгруппированные в основном в три антиклинальные зоны — Мамедтепе-Кейрюккейланскую, Ортагаш-Гуйрухэнчинскую и Куринскую. Результаты сейсморазведочных работ МОГТ, проведенных на участке Молладаг — Гюрзундаг — Кейрюккейлан, показали слабую дислоцированность эоцен-мелового комплекса отложений, который, резко погружаясь в северо-восточном направлении, образует моноклиналь. Локальные структуры крайней южной антиклинальной зоны четко выделяются только в верхнемиоценовых отложениях. С глубиной они постепенно затухают и в палеогене уже не проявляются.

В наиболее погруженной юго-восточной части Предмалокавказского прогиба (Елах-Агджабединский синклинальный прогиб), где поверхность фундамента имеет глубины 13—14 км, палеоген-мезозойские отложения образуют пологие поднятия (Ширинкум, Барда и др.), погребенные под горизонтально залегающими неоген-антропогеновыми образованиями. В юго-восточной бортовой полосе прогиба моноклинально залегающий неоген-четвертичный комплекс отложений перекрывает дислоцированные палеоген-мезозойские породы.

Наиболее крупный структурный элемент Нижнекуринской впадины — Харамино-Сальянский антиклинорий, к окраинам которого на северо-востоке примыкает наложенная Навагинская гемисинклиналь (на глубине соответствует одноименному максимуму силы тяжести), а на юго-западе — Нижнекуринский (Мугано-Сальянский) синклинорий.

Харамино-Сальянский антиклинорий состоит из двух расходящихся к юго-востоку антиклинальных зон (Кюровдаг-Нефтечалинской и Каламадын-Бяндованской), разобщенных Южно-Ширванской (Каргалинской) синклиналью, в северо-западной части которой расположена Кюрсангинская складка. Названные антиклинальные зоны образованы кулисообразно расположенными крупными куполовидными или удлиненными брахиантиклиналями, вытянутыми в северо-западном направлении и сложенными средне- и верхнеплиоценовыми и антропогеновыми отложениями. Все складки осложнены крупными продольными разрывами сбросового типа с амплитудой 300—500 м, редко 1000—1900 м (в структурах Калмас и Бабазанан), протягивающимися в осевых частях антиклинальных зон. С этими разрывами, по которым в большинстве случаев приподняты (местами опрокинуты) более пологие северо-восточные крылья складок (угол падения 15—25°), связаны грязевые вулканы, нередко достигающие крупных размеров (Калмас, Кюрсангя, Пиргарин, Большой Мишовдаг, Агзыбир и др.). В пределах впадины мезозойские отложения

на глубине 8—8,5 км образуют пологие крупные поднятия платформенного типа.

Анализ морфологических особенностей поднятий и соотношения разновозрастных структурно-формационных комплексов в зонах погружения Кавказской складчатой области показывает, что развитие или отсутствие морфогенетических типов грязевых вулканов в тех или иных впадинах (прогибах) контролируется степенью смятия в складки мезозойско-кайнозойского комплекса отложений и их осложнения разрывными дислокациями. Наиболее крупные грязевые вулканы приурочены к тектоническим зонам, характеризующимся наличием мощного молассового комплекса и объединяющим резко выраженные складчатые структуры, осложненные, в свою очередь, крупными разрывными нарушениями. Наибольшее количество грязевых вулканов концентрируется в зонах, расположенных между широкими и глубоко погруженными синклинальными участками (Алятская зона, антиклинальные зоны Джейранкечмесской депрессии и Нижнекуринской впадины). При отсутствии резко выраженных поднятий в верхнем структурном этаже (Алханчуртский синклинорий, Дербентский прогиб Терско-Каспийского передового прогиба, Евлах-Агджабединский прогиб Среднекуринской впадины) и сплошных разрывных нарушений, секущих весь мезозойско-кайнозойский комплекс отложений (Терско-Сунженский прогиб), грязевые вулканы не формируются, несмотря на наличие мощной осадочной толщи с большой долей пластичных глинистых пород в ее разрезе.

На наш взгляд, осложнение грязевым вулканизмом резко выраженных складок верхнего структурного этажа в зонах интенсивных минимумов силы тяжести (примером может служить Кушчи-Пирсагатский минимум в Гобустане) и отсутствие вулканов на локальных складках других аналогичных зон минимумов (Аджиноурская область, район расположения Калинского поднятия на Апшеронском п-ове) находятся в тесной связи с наличием поднятий в нижнем структурном этаже. В частности, данные разведочной геофизики свидетельствуют о выполаживании с глубиной отражающих площадок в пределах Калинской складки.

Развитие грязевых вулканов на участках, характеризующихся покровным строением, указывает на существование зон погружений под аллохтонным комплексом (северный борт Шемахино-Гобустанского прогиба).

Факт наличия в Азербайджане крупных грязевых вулканов, интенсивно извергавшихся в четвертичное время (Кюрсанга) или же активно проявлявшихся в наше столетие (о-в Глиняный) и приуроченных к погребенным плиоценовым антиклинальным структурам, нами объясняется развитием крупных интенсивно дислоцированных и крутых древних поднятий в комплексе отложений, подстилающих плиоценовую толщу.

Вышеизложенное показывает, что грязевой вулканизм по своей природе тектоническое явление, обусловленное складко- и разрывообразовательными фазами альпийского тектогенеза.

Установленная закономерность структурной локализации грязевых вулканов ниже рассматривается на примере других прогибов (впадин) подвижных поясов.

В северной бортовой части **Сицилийского прогиба** мезозойско-кайнозойские отложения дислоцированы в сложно построенные складки, разбитые дизъюнктивными нарушениями, к которым приурочены грязевые вулканы. В юго-восточной части прогиба, в переходной зоне к Иблейскому плато, в комплексе отложений, залегающих ниже среднего миоцена, установлена пологая симметричная антиклинальная структура.

На *южном борту* **Паданского прогиба** у подножия Апеннин в полосе шириной 40—50 км, непосредственно примыкающей к складчатой зоне, где расположены грязевые вулканы, простираются четыре антиклинальные линии. Локальные складки, слагающие их, сильно дислоцированы. Антиклинали, хорошо выраженные по миоценовым отложениям, как правило, асимметричны с опрокидыванием на север.

В восточной части **Южно-Адриатического прогиба** неогеновые отложения залегают моноклинально. В его западной части, где отмечается небольшое грязевулканическое проявление, неогеновый комплекс умеренно дислоцирован и смят в линейно вытянутые антиклинальные складки. В крайней прибрежной полосе выявленные складки погребены под четвертичными отложениями.

Южный и западный борта **Трансильванской впадины** вне участков расположения диапировых антиклиналей с соляными массивами в зонах размещения грязевулканических проявлений слабо дислоцированы.

На складчатом борту **Предкарпатско-Балканского прогиба** грязевой вулканизм развит только на Плоештинской центриклинали Плоештинско-Фокшанской впадины, где выделяют Северо-Плоештинский (на западе) и Бузэуский (на северо-западе) склоны. На Северо-Плоештинском склоне прослеживаются пять антиклинальных линий сложного строения с интенсивным развитием разрывных дислокаций. Характерно резкое уменьшение дислоцированности пород вверх по разрезу. Так, если пласты палеогеновых отложений, образующих нижний структурный ярус, характеризуются углами падения 50—70°, то в верхнем структурном этаже, сложенном верхнеплиоценовыми и четвертичными образованиями, они измеряются единицами градусов [3].

На Бузэуском склоне, наиболее приподнятой зоне Плоештинской центриклинали, локальные складки группируются в четыре ряда. Для северной линии (Буштенарская) характерно неглубокое залегание (1,5 км) палеогеновых отложений, осложненных надвигом значительной амплитуды со слабым проявлением диапиризма. В южном направлении палеогеновые отложения резко погружаются, и в Моренской складчатой линии интенсивно развивается диапиризм с обнаружением соляных штоков на поверхности. На внешней Арбанаш-Урлацкой линии складок развиты крупные, осложненные многочисленными нарушениями поднятия. В структуре Берка-Арбанаш длиною 20 км, состоящей из двух брахиантиклиналей, отсутствует соляной диапиризм. К смежным периклиналям брахиантиклиналей приурочены грязевые вулканы.

В восточной части **Предъюжнокарпатского прогиба** (Северо-Питештинская впадина) установлено пять антиклинальных линий, для которых характерно увеличение степени дислоцированности пород с юга на север

и с глубиной. Аналогичная картина наблюдается и в западной части прогиба — в Гетской впадине, осложненной грязевулканическим проявлением.

В западной части **Индоло-Кубанского прогиба** (северные районы Керченского п-ова) выделяют шесть антиклинальных зон (Каменская, Королевская, Слюсаревская, Новониколаевская, Караминско-Маякская, Караларско-Борзовская), в строении которых принимают участие породы майкопской серии (в ядрах крупных антиклиналей), среднего и верхнего миоцена. В большинстве из них отмечаются проявления диапиризма и грязевого вулканизма. К северу, на акватории Азовского моря, в наиболее опущенной части Индоло-Кубанского прогиба сейсморазведкой по условному сейсмическому горизонту, относящемуся к мэотису, выявлены субширотные поднятия, осложненные диапиризмом. Меловые отложения вскрыты параметрическими скважинами в северной части Керченского п-ова и на участках, примыкающих с севера и северо-востока к Парпачскому гребню. Причем на Горностаевской площади под нижнемеловыми отложениями вскрыты верхнемеловые-палеоценовые породы, что свидетельствует о взбросовом смещении южного крыла относительно северного [4]. Отмечается увеличение углов падения пластов с глубиной — от 20° в отложениях майкопа до 60—75° в меловом интервале разреза.

Результаты бурения и сейсморазведки подтвердили существование в Индоло-Кубанском прогибе сложных структурных соотношений между разновозрастными комплексами отложений. Так, на площадях, где отсутствует грязевой вулканизм, установлено моноклинальное залегание условного сейсмического горизонта (площадь Новониколаевская) в верхнемеловых отложениях или же соответствие крупной синклинали по меловым образованиям Каменской и Насырской антиклиналям. На Королевской и Фантановской площадях, осложненных ископаемыми грязевыми вулканами, ниже верхнемайкопских отложений, образующих весьма пологий антиклинальный изгиб (площадь Королевская) или синклинальную структуру (площадь Фантановская), в палеоцен-верхнемеловом интервале разреза, как показали В.И. Китык и А.М. Плотников, вырисовываются антиклинальные складки.

Юго-Западная равнина Керченского п-ова, оконтуренная в рельефе на севере Парпачским, а на востоке Параболическим гребнями (продолжениями внешней гряды Крымских гор), соответствует погребенному восточному периклинальному окончанию структурных элементов мегантиклинория Горного Крыма: Судакского и Восточно-Крымского синклинориев и разделяющего их Туакского антиклинория. Наиболее приподнятая часть последнего прослеживается к югу от мыса Карангат и включает Краснопольскую, Марьевскую, Карангатскую и другие складки прибрежной полосы Керченского п-ова. Большая часть Юго-Западной равнины соответствует Восточно-Крымскому синклинорию, где локальные складки диапирового типа объединены в пять антиклинальных зон — Мошкаревскую, Владиславовскую, Ульяновскую, Карангатскую и Белобродскую. Между последними выделяется обособленная Дюрменская антиклиналь.

На основе количественной интерпретации гравитационного поля на Юго-Западной равнине В.С. Попович выделил две зоны мезозойских поднятий. Слагающие северную зону западные поднятия вне поля развития грязевого вулканизма в меловых отложениях сейсморазведкой не зафиксированы. На равнине бурением вскрыт комплекс отложений от майкопа до верхней юры включительно. В Мошкаревской параметрической скважине установлены на глубинах 1400 м нижнемеловые, 3665 м до забоя (4953 м) верхнеюрско-берриасские отложения. Толща аптальбских алевролито-глинистых отложений залегает под углом 10–35° и трансгрессивно с угловым несогласием перекрывает неокомские породы. Последние вместе с верхней юрой представлены преимущественно карбонатной и карбонатно-терригенной толщей, пласты которой имеют углы падения 40–60° (Б.М. Полухтович, А.Д. Самарский, И.В. Попадюк и др.).

К востоку от Мошкаревской площади верхне- и нижнемеловые, а также юрские отложения вскрыты на Вулканической площади на глубинах соответственно немногим более 2100, 2500 и 4000 м, где расположен наиболее крупный грязевой вулкан Керченского п-ова Джау-Тепе. Данные скважин свидетельствуют о том, что здесь мезозойский комплекс, так же как и вышележащий, смят в резко выраженную складку. Результаты бурения и сейсморазведки указывают на отсутствие существенных несоответствий в структурных планах, отмечающихся по отложениям майкопа и мела. Верхнемеловые отложения, смятые в складку, установлены на глубине более 3200 м и на Селезневской площади, расположенной к северу от площади Вулкановской. На Владиславовской площади, осложненной небольшим грязевым вулканом, под моноклиналью залегающими майкопскими и эоценовыми породами отложения низа палеогена и верхнего мела на глубине ниже 3200 м образуют антиклинальную складку. На Фантановской и Харченковской площадях, осложненных относительно небольшими грязевыми вулканами, а также на Андреевской площади меловой комплекс залегает моноклинально.

Парпачский гребень на востоке круто сворачивает к югу, отделяя более погруженную юго-восточную части Керченского п-ова, относящуюся к Керченско-Таманскому межпериклинальному прогибу. Здесь прослеживаются две резко выраженные антиклинальные зоны (Опукская и Яковенковская) северо-северо-восточного простирания. Данные Кореньковской параметрической скважины, пробуренной в юго-восточной части Керченского п-ова, которая при забое 4943 м не вышла из майкопских отложений, подтвердили соответствие этой части полуострова западному борту крупного наложенного прогиба, сформированного в олигоцен-плиоценовое время. Последний, проходя через центральную часть Таманского п-ова и небольшую перемычку, отмеченную к югу от Карангатского мыса, соединяется с прогибом Сорокина, выделенным в Черноморской впадине А.Л. Яншиным, Я.П. Маловицким, В.Н. Москаленко и др.

К настоящему времени общее число существующих грязевых вулканов **в Южно-Каспийской впадине** достоверно не известно. Это связано

с тем, что вследствие специфики морских условий нельзя выявить истинные размеры и число вулканов, особенно в глубоководных частях Каспийского моря. Из установленных грязевых вулканов восемь приурочены к островам, а остальные располагаются под водой, образуя подводные выступы в виде банок. В 1958 г. А.Л. Путкарадзе на западном борту Южно-Каспийской впадины описал 21 грязевой вулкан. В дальнейшем после проведения аэрофотосъемки, эхолотных промеров, аэромагнитных, акустических, сейсморазведочных и морфометрических исследований стало очевидным, что грязевых вулканов здесь больше, чем предполагалось раньше. Очень важными в этом отношении оказались аэромагнитные исследования, проведенные А.А. Дзабаевым в 1969 г., с помощью которых было установлено 24 ранее неизвестных грязевулканических очага. Новые грязевые вулканы были обнаружены в глубоководной части Южного Каспия по данным геоакустического профилирования [14].

Применение морфологического метода, основанного на анализе навигационных карт, позволило Ф.Г. Дадашеву и А.К. Мехтиеву предположительно выявить 62 новых грязевых вулкана, сконцентрированных в основном в глубоководных зонах Каспийского моря. Морская среда, естественно, усложняет возможности подтверждения наличия вулканов прямыми методами. Из геофизических и морфологических методов выявления подводных грязевых вулканов наиболее достоверные результаты дает аэромагнитная съемка, фиксирующая на участках расположения грязевых вулканов локальные минимумы изометрической формы. Однако ни один из названных методов не показывает особенности структурной локализации грязевых вулканов, без чего, на наш взгляд, их наличие не может быть достоверно установлено.

В современном структурном плане Южно-Каспийской впадины К.А. Исмайлов и И.С. Гасанов выделяют: зоны близдолготной (район Бакинского архипелага и прилегающая глубоководная часть Южного Каспия), поперечной (район пересечения Бакинского архипелага и Апшеронско-Прибалханской зоны поднятий) и широтной (северная бортовая полоса Предэльбурского прогиба) складчатости, выступа основания (Южно-Каспийский срединный массив, выступ Година, Южно-Каспийское поднятие) и Предэльбурский прогиб. Данные геофизики показывают, что сопряжение выделенных структурных элементов друг с другом происходит по крупным региональным разломам, секущим всю осадочную толщу. Эти разноамплитудные разломы придают структуре Южно-Каспийской впадины блоковый характер. Материалы сейсморазведки и гравиразведки свидетельствуют о том, что наиболее опущенные блоки — это Южно-Апшеронский и Предэльбурский прогибы.

Линейно вытянутые антиклинальные зоны Бакинского архипелага, имеющие преимущественно северо-западно — юго-восточное простирание, осложнены крупными продольными разрывами, амплитуда которых местами доходит до 1,2 км, и серией поперечных нарушений. С этими разрывами связаны острова и банки архипелага, большинство из которых имеют грязевулканическое происхождение. Кулисообразно расположен-

ные складки Бакинского архипелага (их общее число доходит до 37) в шельфовой зоне занимают более высокое гипсометрическое положение по сравнению со складками Нижнекуринской впадины. Они резко дислоцированы, углы падения пластов на крыльях меняются от 10–15° до 40–50°.

В зоне поперечной складчатости структуры характеризуются значительной протяженностью (25–50 км). Складки этой зоны по сравнению со структурами Бакинского архипелага менее дислоцированы (за исключением поднятий в зоне подводного хр. Абиха), углы падения на их крыльях меняются от 6–7° до 22–28°. Как правило, с глубиной складки становятся более рельефными. По степени дислоцированности антиклинальная зона хр. Абиха, пожалуй, не уступает складчатым структурам Бакинского архипелага. Шарниры слагающих ее складок возвышаются над прилегающими синклиналями на 3–4 км. Приосевая часть антиклинальной зоны осложнена крупным разрывом с амплитудой до 1 км, к которому приурочены грязевые вулканы. Углы падения на крутых юго-восточных крыльях 20–26°, а на пологих северо-западных 11–14°.

В зоне широтной складчатости развиты брахиморфные и куполовидные складки, вырисовывающиеся только на глубине более 2 км. Погребенные складки, расположенные ближе к осевой части Предэльбурского прогиба (им. Калицкого, им. Архангельского и др.), слабо дислоцированы; углы падения слоев на их крыльях колеблются в пределах 5–11°, а амплитуда между шарнирами складок и прилегающими синклинальными участками заметно уступает амплитуде складок зоны поперечной складчатости. Складки, расположенные к северу от указанных поднятий (им. Мишне, им. Корнева, им. Шатского и др.), более резко выражены, их амплитуда доходит до 2 км, углы падения слоев на крыльях 12–22°. Здесь же развит грязевой вулканизм.

Зоны поперечной и широтной складчатости на востоке примыкают к области выступа основания, характеризующегося наименьшей плотностью складок. Последние по морфологии напоминают платформенные структуры. Амплитуды складок не превышают 200 м, складки вырисовываются только начиная с глубины 4 км. Но к югу, в полосе перехода к Предэльбурскому прогибу, локальные складки становятся более выраженными и осложняются грязевым вулканизмом.

Непосредственно к северу от складчатой зоны Бакинского архипелага верхнеплиоценовые и частично среднеплиоценовые отложения образуют обширную моноклиналь, погружающуюся в восточном направлении. Здесь только отложения низов среднего плиоцена смяты в складки.

Судя по результатам сейсмических исследований на региональных профилях, проведенных Ю.Г. Ганбаровым, З.Ф. Джафаровым и Р.И. Исмайловым, в глубоководной части Южного Каспия плиоценовый комплекс на отдельных участках образует резко выраженные складки диапирового типа. Не исключено, что они осложнены грязевым вулканизмом.

Гравиметрическими исследованиями установлено, что на фоне крупного минимума первого порядка северная половина Южно-Каспийской впадины в целом характеризуется широтной полосой повышенных зна-

чений силы тяжести, в пределах которой более или менее четко обособляются два крупных локальных максимума. Один из максимумов, выделяющийся в восточной части Южного Каспия, приурочен к району расположения банки Грязный вулкан. К западу от него, в полосе расположения локальных структур антиклинальных зон Пирсагат — банка Корнилова-Павлова и Бяндован — банка Карагедова, фиксируется возрастание абсолютных значений силы тяжести. Эта обширная полоса относительно повышенных значений силы тяжести, ограниченная с северо-запада и юго-запада соответственно Джейранкечмесским и Нижнекуринским минимумами, Р.М. Гаджиевым выделяется под названием максимума Бакинского архипелага. Широтная полоса повышенных значений силы тяжести с юга и севера сочленяется с зонами интенсивных минимумов. Южный, или Предэльбурский, минимум, расположенный в пределах южного борта Южно-Каспийской впадины, расчленен перемычкой, протягивающейся от Сефидрудского выступа в направлении банки Грязный вулкан, на два частных минимума: Пехлевийский на западе и Горганский на востоке. Северный, или Апшероно-Прибалханский, минимум в плане соответствует одноименному межпериклинальному прогибу.

На фоне крупных элементов поля силы тяжести на карте аномалий Буге выделяются отдельные локальные аномалии в виде замкнутых максимумов и минимумов, большинство из которых на западном борту Южно-Каспийской впадины сгруппировано в линейно вытянутые зоны. Антиклинальным складкам, осложненным грязевым вулканизмом, соответствуют либо локальные максимумы (Сангачалы-море, о-в Булла, Хамамдаг, Санги-Мугань и др.) или минимумы (о-в Гарасу, Булла-море, Камень Игнатия и др.), либо на карте аномалий Буге они никак не выделяются (Дуванный-море и банка Карнилова-Павлова). Таким образом, по характеру локального поля силы тяжести западный борт Южно-Каспийской впадины резко отличается от Апшеронской области. Здесь вследствие значительного увеличения мощности плиоцен-четвертичного комплекса (более чем до 10 км) и его резкой фациальной изменчивости существенно усложняется решение вопроса о связи между геологическим строением и локальными гравитационными аномалиями. В то же время, несмотря на резкое увеличение мощности верхнего структурно-формационного комплекса, на карте аномалий силы тяжести на юг от Апшеронского п-ова не наблюдается уменьшение значений силы тяжести, а, наоборот, южнее широты о-ва Песчаный фиксируется их увеличение. Принимая во внимание несоответствие между установленными мощностями среднеплиоцен-антропогенового комплекса отложений и гравитационным полем, П.Д. Багдаташвили и С.П. Сапрыкин сделали вывод о резком уменьшении мощности миоцен-палеогеновых пород и воздымании поверхности складчатого основания по направлению к акватории Бакинского архипелага.

По последним геолого-геофизическим данным **в Западно-Туркменской впадине** выделяют Келькорский и Кызылкумский прогибы, Прибалханскую и Гограньдаг-Чикишлярскую зоны поднятий, Камышлджа-Бугдайлинскую и Шахманскую переходные зоны и зону погружения

Западного Копетдага (Аладаг-Мессерианскую тектоническую зону). Следует отметить, что для Камышлджа-Бугдайлинской переходной зоны, как и для Гограньдаг-Чикишлярской зоны поднятий, характерно осложнение грязевыми вулканами локальных складок. Этот факт, очевидно, следует рассматривать как определенное свидетельство сходства условий формирования и развития складок в пределах этих зон. Поэтому такое разобщение названных зон нам представляется искусственным.

Западно-Туркменская впадина осложнена региональными разломами (Копетдаг-Дарджинским, Шорджа-Гекчинским, Прибалхано-Апшеронским и др.), расчленяющими впадину на систему блоков, ступенчато опускающихся от горного обрамления к Каспийскому морю.

На северном борту Келькорского прогиба плиоценовые отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на размытой поверхности среднеюрских и неокомских пород, а на наиболее погруженном южном борту подошва красноцветной толщи опускается на глубину свыше 5 км. Неоген-четвертичные отложения прогиба не дислоцированы, а в мезозойско-палеогеновом комплексе предполагается наличие Северо- и Южно-Келькорского поднятий [7].

В пределах Прибалханской зоны поднятий, составляющей восточную половину Апшероно-Прибалханского межпериклинального прогиба, антиклинальные структуры, общее количество которых доходит до 15, группируются в три складчатые линии: Челекенскую, Кумдагскую и Боядагскую. К западу от Челекена в Каспийском море расположен ряд структур (банки Жданова, ЛАМ, Губкина, Ливанова и др.), образующих единую с Челекенской тектоническую линию. Высокоамплитудные поднятия Челекенской складчатой линии с тремя крупными вулканами (Алигул, Барсагельмес и Котуртепе) имеют сложное строение и наибольшие размеры. Они осложнены, кроме регионального сброса с амплитудой до 1 км, многочисленными нарушениями локального характера, затухающими в низах красноцветной толщи. Углы падения слоев на крыльях поднятий возрастают с глубиной и в отложениях нижнего красноцвета достигают 25–30°, а местами 45° [7]. Большинство складок Кумдагской и Боядагской линий погребено под мощной постплиоценовой толщей и имеет углы падения на крыльях 10–15°.

В Кызылкумском прогибе (наиболее погруженном тектоническом элементе Западно-Туркменской впадины) пологие складки Узунда и Эрдекли образуют единые структурные линии с морскими поднятиями восточной шельфовой зоны Южного Каспия, где наблюдается подъем одновозрастных отложений.

Складки Гограньдаг-Чикишлярской зоны (общее число их 25), вытянутые в субмеридиональном направлении и образующие отдельные антиклинальные линии (Гограньдагскую, Окаремскую, Миассерскую и Порсинскую), за исключением Гограньдагской, в отличие от Прибалханской зоны менее дислоцированы.

Наиболее крупный грязевой вулкан зоны — Гограньдаг связан с более рельефным одноименным поднятием. В выделенных антиклинальных линиях прослеживается региональный сброс, падающий в сторону крутых

западных крыльев складок и секущий всю мезозойско-кайнозойскую толщу.

По сейсмическим и гравиметрическим исследованиям в пределах южной части Гограньдаг-Чикишлярской зоны поверхность мезозойских отложений занимает более высокое положение. Характер залегания доминирующего горизонта, который Б.И. Киреев, М. Кочарян, Н.М. Мельник относят к поверхности домиоценового размыва, свидетельствует об общем подъеме мезозойского ложа к западу. Следует отметить, что выше этого горизонта слои образуют более спокойные структуры, а ниже — отмечаются крупные, более рельефные поднятия, осложненные разломами глубокого заложения. В Гограньдаг-Чикишлярской зоне поднятий установлен ряд погребенных грязевых вулканов; наличие их предполагается и в других локальных структурах.

В Шахманском наложенном прогибе развиты приразломные складки.

Локальные складки Аладаг-Мессерианской зоны (Рустам-Кала, Изат-Кули и др.) по нижнему сильно дислоцированному структурному этажу (мел, палеоген, миоцен) крутые (угол падения пород до 45°), глубоко эродированные и высокоамплитудные (1,5—2 км), а по верхнему (плиоцен и четвертичные отложения) слабо дислоцированному этажу пологие.

В **Омано-Макранской впадине** миоцен-плиоценовые отложения смяты в сложные дисгармоничные складки, а плотные известняки верхнего мела — палеогена образуют относительно пологие поднятия [15]. Восточная часть названной впадины, где сосредоточено больше половины грязевых вулканов этого региона, характеризуется интенсивной дислоцированностью. Грязевые вулканы приурочены к системе разрывов Орнач — Нал, кулисообразно расположенных на южном продолжении крупного Чаманского разлома, вдоль которого установлена полоса интенсивного кливажа длиной 600 км и шириной около 30 км. Оба разлома были активными на протяжении всего кайнозоя. Вдоль них слои претерпевали как вертикальные, так и сдвиговые смещения [35].

Зона Мейал — Хаур складчатого борта **Кохат-Потварского прогиба** представлена преимущественно системой крупных гребневидных складок и крутых моноклиналей. Грязевулканические проявления приурочены к пологому (угол падения пород до 6°) Дулианскому куполу.

Большей части **Ассамской впадины**, охватывающей территорию между Гималаями и надвигом Нага, присущи черты, характерные для платформенных областей. Здесь в неогеновой толще выявлены погребенные валообразные зоны. Узкая складчатая зона во впадине, где зафиксировано небольшое грязевулканическое проявление на Дигбойской складке, расположена между горами Нага-Лушаи и надвигом Нага и характеризуется широким развитием надвигов с амплитудой до 9 км (общее горизонтальное перемещение по установленным шести надвигам превышает 200 км) и резко асимметричных приразломных складок (рис. 21).

Для складчатого борта **Предараканско-Никобарского прогиба** характерны многочисленные узкие, резко выраженные складки меридионального простирания, осложненные разрывными дислокациями. В строении

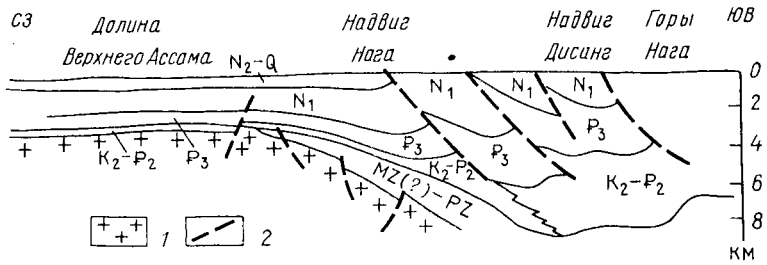


Рис. 21. Поперечный геологический разрез через Ассамскую впадину:

1 — породы фундамента; *2* — разрывные нарушения

локальных структур важное место занимает внедрение пластичных пород в их сводовые части.

В южном борту **Джунгарской впадины** выделяют три линии кулисообразно заходящих друг за друга складок. Первая линия, включающая Южно-Янцзыхайскую, Чендыхванскую и другие антиклинали, расположена в контактной зоне пермских и мезозойских отложений. Сводовая часть локальных складок второй линии (Хоргосская, Манасская, Северо-Манасская) сложена породами мела и олигоцена. Здесь зафиксированы небольшие грязевулканические проявления. В сводовых частях складок третьей наиболее погруженной северной линии, объединяющей Тушандзинскую, Янцзыхайскую, Хутубинскую и другие антиклинали, обнажаются неогеновые породы. Все выявленные складки осложнены продольными разрывами и резкой асимметричностью. Характерным примером складок южного борта впадины служит антиклиналь Тушандзы, сводовая часть которой длиной 25 км и шириной 8 км осложнена двумя куполовидными поднятиями. Между ними расположен одноименный относительно крупный грязевой вулкан.

Грязевые вулканы северной группы Южного Сахалина и Исикари-Сахалинском прогибе связаны с крыльевой (Пугачевский) и сводовой (Восточный) частями Южно-Пугачевской антиклинали, резко выраженной по более глубоким горизонтам мезозоя. Южно-Сахалинский вулкан расположен в зоне сочленения Тепловодского взброса с Ожидаевским сбросом, где приподнятое крыло сложено отложениями верхнего мела, падающими на запад под углом 40–85°, а опущенное — породами миоценового возраста, падающими на восток под углом 50–60°.

На восточном борту **Западно-Тайваньского прогиба,** где отмечены грязевулканические проявления, отложения миоцен-плейстоцены смяты в узкие и крутые (угол падения пород до 60°) линейно вытянутые складки, наклоненные на запад и подсеченные взбросами [15].

Кайнозойские отложения Иравадийско-Андаманской впадины интенсивно дислоцированы и смяты в линейно вытянутые складки, параллельные общему простиранию складчатых сооружений, окаймляющих впадину.

В Индонезии в прогибах Аче, Северо-Яванском (зона Кендинг), Таракан, Кутей, в Иранской впадине грязевулканические проявления связаны

с интенсивно дислоцированными и разбитыми сбросами поднятиями. Антиклинали в Сараваксском прогибе характеризуются наибольшей дислоцированностью на его юго-восточном борту, где развиты грязевые вулканы. Местами складки имеют диапировое строение.

На о-ве Новая Зеландия установлено восемь прогибов, из которых только в Восточно-Прибрежном прогибе есть грязевые вулканы, связанные с резко выраженными складками, сложенными в наиболее приподнятых частях нижне- и среднемиоценовыми породами [44].

На складчатом борту **Оринокского прогиба** с севера на юг выделяют надвиговую зону Центрального хребта (Напарима), синклиналь Сипария-Эрин, антиклиналь Южного хребта и синклиналь пролива Колумбэ [15]. Все они осложнены грязевым вулканизмом. В их пределах мезозойско-кайнозойские отложения образуют многочисленные брахиантиклинальные и куполовидные (в большинстве случаев диапировые) складки, группирующиеся в крупные зоны поднятий. Локальные складки асимметричны, их крутые крылья обращены в сторону центральной части прогиба. Юго-восточные крылья их обычно осложнены нарушениями.

В **Нижнемагдаленской впадине** грязевые вулканы связаны с антиклиналями, сложенными интенсивно дислоцированными мезозойско-кайнозойскими отложениями [40].

Вследствие расчленения **Гаякильской впадины** многочисленными протяженными разрывами глубокого заложения положительные структуры представлены в виде горстовых поднятий [3]. Установлены также небольшие пологие антиклинали, с которыми связаны грязевулканические проявления п-ова Санта-Элена.

Выявленная сейсморазведкой во **впадине Веракрус** структура в миоценовых отложениях, к которой приурочен грязевой вулкан Эль-Кокуйте, представляет собой удлиненную относительно пологую антиклиналь, осложненную разрывными нарушениями [38]. Здесь олигоцен-меловой комплекс смят в более резко выраженную складчатую структуру.

Таким образом, и на примере других прогибов (впадин) видно, что наиболее крупные грязевые вулканы связаны с интенсивно смятыми и дислоцированными складчатыми структурами орогенного и геосинклинального комплексов отложений (Сицилийский, Керченско-Таманский, Оринокский прогибы, Нижнемагдаленская впадина). Грязевые вулканы, в которых отсутствуют пароксизмы и наблюдается только активизация грифонно-сальзовой стадии деятельности, связаны с областями погружений, в пределах которых отложения верхнего (впадина Веракрус, Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий Западно-Туркменской впадины) или нижнего (западная часть Омано-Макранской впадины) структурных этажей смяты в пологие складки. Зоны развития погребенных грязевых вулканов приурочены к тектоническим областям, характеризующимся наличием в нижнем структурном этаже крутых и интенсивно дислоцированных складок (Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий). Самостоятельные грязевулканические проявления (сопки, сальзы и грифоны) связаны с прогибами (впадинами), в которых развиты слабо дислоцированные и рельефно не выраженные складки (Южно-Адриати-

ческий, Кохат-Потварский прогибы, Трансильванская, Гуаякильская впадины).

Анализ зависимости размещения грязевых вулканов от структурных особенностей осадочной толщи позволил выявить еще одну закономерность в их локализации: отсутствие крупных грязевых вулканов в складчатых областях, характеризующихся наличием пологих надвигов, т. е. в зонах интенсивных сжатий (Ассамская впадина, прогибы Кутей, Таракан, Западно-Тайваньский), где наблюдаются только обособленные грязевые сопки, сальзы и грифоны.

Таким образом, по морфогенетическим типам грязевых вулканов можно судить о характере строения разновозрастных комплексов отложений или, наоборот, степень дислоцированности и рельефная выраженность локальных поднятий вполне могут служить одним из критериев для выявления погребенных и подводных грязевых вулканов в различных геоструктурных зонах.

Сопоставление тектонических особенностей прогибов (впадин) подвижных поясов показывает, что в связи с наличием обособленных областей погружений, мощное осадочное выполнение которых смято в резко выраженные локальные складки (слагающие многочисленные антиклинальные зоны, осложненные крупными разрывными нарушениями), можно объяснить сосредоточенность наибольшего количества грязевых вулканов земного шара в Восточном Азербайджане.

* * *

В системе Альпийско-Гималайской складчатой области расположено 23 передовых прогиба, складчатые борта которых прилегают к горным сооружениям Пиринеев, Атласа, Альп, Карпат, Балкан, Кавказа, Загроса, Копетдага, Гиндукуша и Гималаев. Из них, как указывалось выше, только в Сицилийском, Предкарпатско-Балканском, Индоло-Кубанском, Терско-Каспийском и Кохат-Потварском прогибах зафиксированы грязевые вулканы. В пределах указанной складчатой области установлено 43 внутренних тыловых, межгорных, периклинальных и межпериклинальных впадины (прогиба), расположенных в основном в Восточных Альпах, Западных и Восточных Карпатах, Динарских, Понтийских и Таврских горах. Грязевые вулканы сосредоточены только в восьми из них.

В Западно-Тихоокеанском тектоническом поясе к позднекайнозойским складчатым областям приурочены впадины (прогибы) Бирмы, островов Суматра, Калимантан, Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия, Корякского нагорья, п-ова Камчатка и о-ва Сахалин. Здесь грязевыми вулканами осложнены 15 (из 38) впадин (прогибов).

В Восточно-Тихоокеанском поясе, на стыке складчатых сооружений Антил и Анд, Гвианского и Бразильского щитов, Патагонской эпипалеозойской плиты и сводового поднятия Иквитос в Амазонской синеклизе, выделяются семь передовых прогибов, отделенных друг от друга поперечными поднятиями — выступами докембрийской платформы (Эль-Бауль, Сьерра-де-Макарена, Иквитос и др.). Из них только северо-восточный, Оринокский, прогиб осложнен грязевым вулканизмом.

В системе альпийской складчатости Антил и Андийских Кордильер, протягивающихся по северной и западной окраинам Южной Америки, выделяют 14 межгорных впадин. Из них только в Нижнемагдаленской впадине отмечены грязевые вулканы.

В области сочленения складчатых сооружений Анд с современными геосинклиналями Тихого океана, кроме впадины Гуаякиль, осложненной грязевулканическими проявлениями, выделяют также прогибы Атрато, Притихоокеанский, Макаэгуа и Лебу-Арауко.

К западу от складчатой системы Северо-Американских Кордильер вдоль побережья Тихого океана расположены 27 прогибов, приуроченных к Алеутско-Аляскинской, Орегонско-Вашингтонской и Калифорнийской складчатым зонам, в пределах которых грязевые вулканы, связанные с нефтегазоносностью недр, отсутствуют.

Между складчатой областью Восточная Сьерра-Мадре и Мексиканским заливом располагаются впадины Бугрос, Тампико-Мисантла, Веракрус, Салина-дель-Истмо и Табаско-Кампече, разобщенные погребенными поперечными поднятиями. Среди них грязевой вулканизм установлен только во впадине Веракрус.

В Центрально-Азиатской подвижной области, переработанной альпийской складчатостью, размещено свыше 20 неотектонических впадин. Грязевой вулканизм зафиксирован только в Джунгарской впадине.

Итак, перед исследователями стоит задача: выбрать такую обобщенную схему строения — модель областей развития грязевого вулканизма, которая была бы приемлема для всех зон его распространения и в то же время отличалась бы от схемы строения тех областей, в пределах которых грязевой вулканизм не зафиксирован. С этой целью нами были проанализированы фактические данные о составе и структуре осадочного выполнения прогибов (впадин) подвижных складчатых областей, в пределах которых грязевой вулканизм не установлен.

Анализ показал, что по составу осадочного выполнения они очень близки друг к другу. Прогибы (впадины), не осложненные грязевым вулканизмом, в подавляющем большинстве случаев характеризуются относительно небольшой мощностью осадочной толщи (6—7 км) и редуцированным разрезом (прогибы Гвадалквивирский, Эброский, впадины Палембангская, Индерагири-Роканская, Илийская и др.). В областях погружения, характеризующихся, как и в зонах развития грязевого вулканизма, большой мощностью осадочного выполнения (8—15 км, а иногда и более), кайнозойский структурно-формационный комплекс слабо дислоцирован и смят в пологие складки (прогибы Восточно-Кубанский, Предгималайский, Верхнеамазонский, впадины Паннонская, Рионская, Маракайбская, Афгано-Таджикская и др.). В ряде случаев в их внутренних зонах развиты региональные дислокации надвигового характера с большой горизонтальной амплитудой — более 10 км (Северо-Предкарпатский и Предкопетдагский прогибы, Бухушская впадина и др.) (рис. 22) или же с глубиной наблюдается затухание разрывных нарушений (Месопотамский прогиб, впадины Иранского нагорья и др.). Кроме того, отдельные прогибы (впадины) с большой амплитудой погружения харак-

Рис. 22. Поперечный геологический профиль через Северо-Предкарпатский прогиб (по В.Н. Утробину и Д.И. Кульчицкому):

1 — фундамент; 2 — эвапоритовый комплекс; 3 — региональные несогласия; 4 — разрывные дислокации; 5 — нефть; 6 — газ

теризуются наличием в разрезе соленосных толщ, образующих во многих случаях диапировые структуры (Месопотамский прогиб, впадины Салина-дель-Истмо, Афгано-Таджикская и др.). При наличии в разрезе осадочного выполнения прогибов (впадин) галогенных и глинистых отложений динамическое давление в первую очередь создают соляные структуры, поскольку галогенные отложения по сравнению с глинистыми образованиями характеризуются большой пластичностью, низкой плотностью, высокой растворимостью и для их выжимания требуется не столь высокое пластовое давление. Этим можно объяснить следующее явление: в прогибах, где известны и соляной тектогенез, и грязевой вулканизм (Предкарпатско-Балканский и Примексиканский прогибы), при наличии галогенных толщ в верхнем структурном этаже образуются соляные структуры, а там, где они замещены глинистой толщей, проявляется грязевой вулканизм.

Анализ геологического строения прогибов (впадин) Альпийской, Тихоокеанской и Центрально-Азиатской складчатых областей по условиям существования в них благоприятной геотектонической обстановки для формирования грязевых вулканов позволил выделить следующие типы прогибов (впадин) (рис. 23):

1) с интенсивно дислоцированными геосинклинальным и орогенным комплексами отложений, осложненными крупными грязевыми вулканами, а также разрывными нарушениями, секущими всю мезозойско-кайнозойскую толщу (Оринокский, Индо-ло-Кубанский, Керченско-Таманский, Шемахино-Гобустанский прогибы и др.);

2) с интенсивно дислоцированным орогенным и относительно слабо деформи-

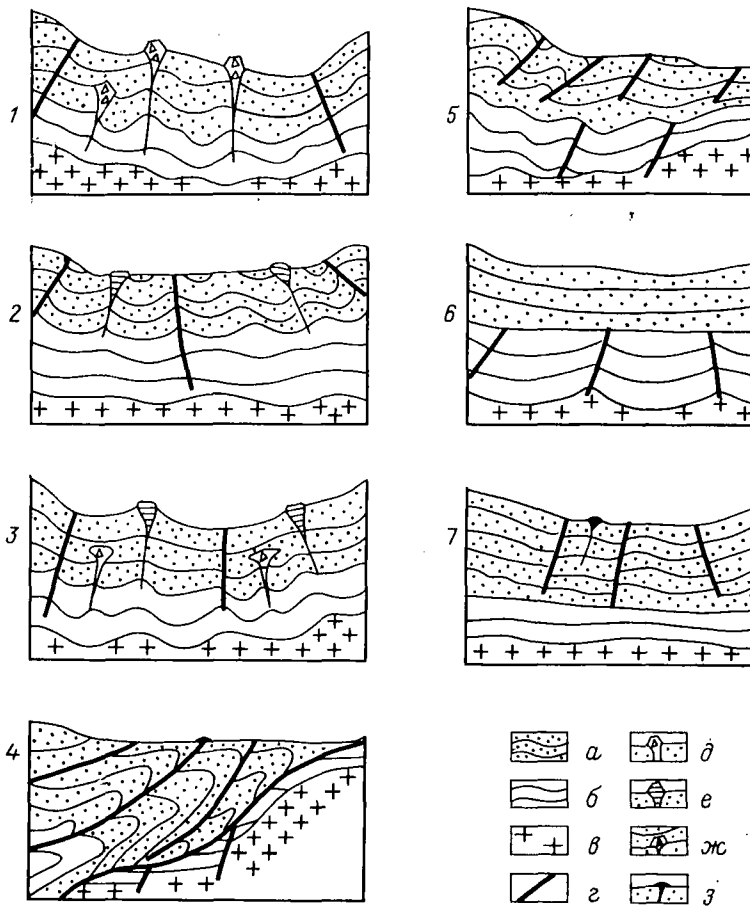


Рис. 23. Принципиальные схемы (1—7) строения прогибов (впадин) подвижных складчатых областей с мощным осадочным выполнением (8—22 км).

Комплексы отложений: *а* — орогенный, *б* — геосинклинальный, *в* — кристаллического фундамента, *г* — разрывные нарушения; грязевые вулканы: *д* — крупные, рельефно выступающие на поверхности, *е* — относительно небольшие, характеризующиеся только активизацией грифонной стадии деятельности, *ж* — погребенные; *з* — грязевые сопки, сальзы и грифоны

рованным геосинклинальным комплексами отложений, осложненными крупными разрывными нарушениями и грязевыми вулканами, характеризующимися только активизацией грифонно-сальзовой стадии деятельности (Плоештинско-Фокшанская, Среднекуринская впадины, Северо-Яванский прогиб и др.);

3) с относительно слабо дислоцированным орогенным и интенсивно дислоцированным геосинклинальным комплексами отложений, ослож-

ненными разрывами глубокого заложения, небольшими действующими (без пароксизма) и погребенными грязевыми вулканами (Кеймир-Чикишлярская зона поднятий в Западно-Туркменской впадине);

4) осложненные региональным надвигом большой амплитуды (свыше 10 км) и в ряде случаев грязевулканическими проявлениями (Северо-Предкарпатский прогиб, Ассамская впадина и др.);

5) с дислоцированными орогенными и геосинклинальным комплексами отложений, образующими самостоятельные структурные этажи, не осложненные единым сплошным разрывом, грязевой вулканизм отсутствует (Терско-Сунженский, Месопотамский прогибы и др.);

6) со слабо дислоцированным мощным орогенным структурным комплексом отложений без грязевого вулканизма (Среднемагдаленская, Предгималайская, Рионская, Черноморская впадины и др.);

7) со слабо дислоцированной осадочной толщей в ряде областей отмечены небольшие грязевулканические проявления (впадины Гуякильская, Трансильванская, Апуре-Баринас и др.).

Таким образом, одним из важнейших геотектонических условий возникновения и развития грязевого вулканизма в подвижных поясах являются дислоцированность и смятие в складки осадочного комплекса отложений.

IV. 4. МЕСТО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Развитие тектонических зон и формирование локальных складок в областях распространения грязевых вулканов протекает во взаимосвязи не только с осадконакоплением и дизъюнктивными дислокациями, но и с проявлениями грязевого вулканизма. Так, мощные прослои грязевулканической брекчии среди нормальных морских отложений установлены во многих структурах Керченского и Таманского полуостровов, Восточного Азербайджана (рис. 24), Юго-Западной Туркмении и южной части о-ва Тринидад. Факт обнаружения мощных пластовых брекчий и погребенных грязевых вулканов, прекративших свою деятельность в геологическом прошлом, подтверждает, что эволюционный ряд грязевого вулканизма включает также стадию затухания.

Фактические данные показывают, что в пределах подвижных складчатых областей наиболее древние отложения, включающие грязевулканические брекчии, по возрасту относятся к верхнему отделу майкопской свиты — нижнему миоцену. Это дает нам основание считать, что заложение грязевого вулканизма произошло на более раннем этапе развития. Поскольку начало орогенной стадии альпийского этапа развития соответствует олигоцен-миоценовому времени, то, естественно, процессу формирования грязевого вулканизма предшествовало накопление отложений геосинклинальной стадии альпийского этапа развития.

Геолого-геофизические данные разных исследователей (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин, И.А. Резанов, В.И. Шевченко, Э.Ш. Шихалибейли)

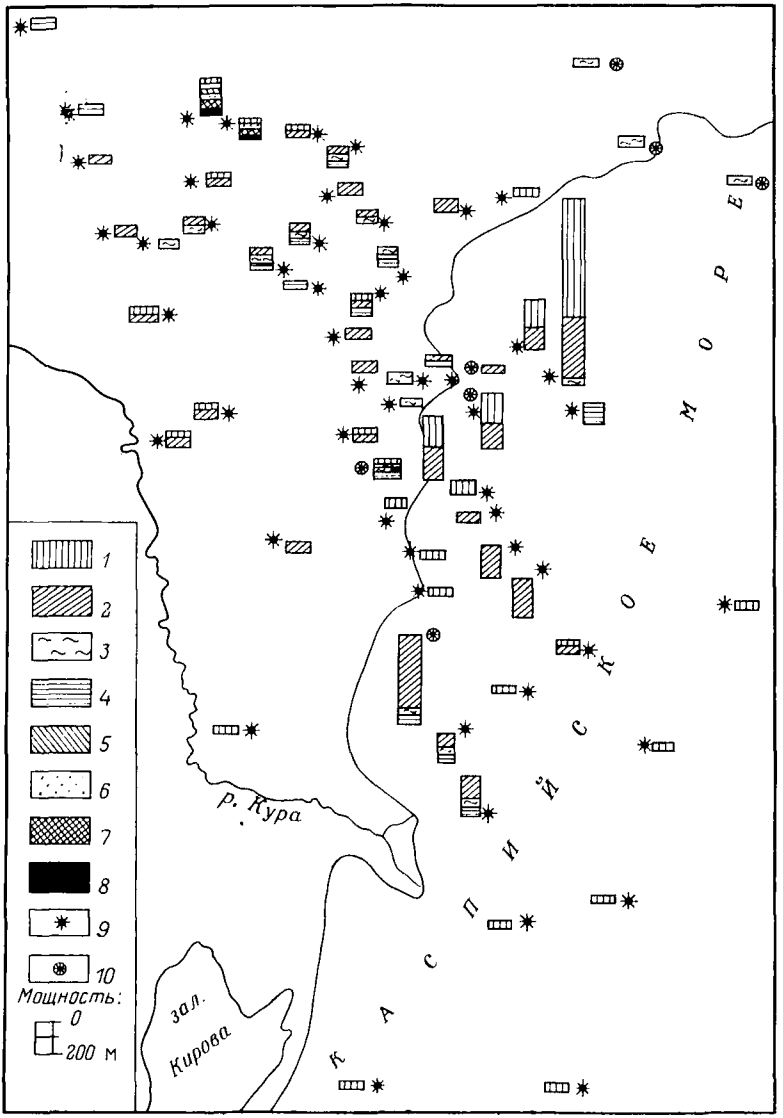


Рис. 24. Схема стратиграфической приуроченности и распределения суммарной мощности пластовых грязевулканических брекчий. Пластовые грязевулканические брекчии в отложениях:

1 — антропогена, *2* — апшерона, *3* — акчагыла, *4* — продуктивной толщи, *5* — понта, *6, 7, 8* — соответственно верхнего, среднего и нижнего миоцена; грязевые вулканы: *9* — современные, 10 — погребенные

по складчатым сооружениям юга СССР (от Крыма на западе до Копетдага на востоке) свидетельствуют о том, что здесь и в доальпийский — байкальский (поздний протерозой — ранний палеозой), и в герцинский (средний и поздний палеозой) этапы развития[1] существовали геосинклинальные условия. Однако недостаточность материалов не позволяет судить о фациальном составе отложений прогибов, заложенных на указанных этапах тектонического развития, и происходящих при этом складчатых движениях.

В геосинклинальную стадию альпийского этапа развития **юго-восточного погружения Большого Кавказа**, начало которой соответствует концу триаса, в результате раздробления и вовлечения в опускание периферийных участков прогиб южного склона Большого Кавказа, частично унаследованный от герцинского, расширился (рис. 25) [23, 31]. В раннее- и среднеюрское время, соответствующее раннегеосинклинальной стадии развития, здесь накапливались терригенные отложения (преимущественно глины и песчаники) мощностью 6—8 км, которые раннекиммерийскими движениями были смяты в складки. Таким образом, уже в раннегеосинклинальную стадию альпийского этапа развития на юго-восточном погружении Большого Кавказа существовали благоприятные тектонические и литофациальные условия для формирования грязевых вулканов. Однако ввиду того, что грязевые вулканы поражали локальные участки, а продукты их деятельности при динамометаморфизме претерпевали резкие изменения, выявить свидетельства их проявления на указанном этапе развития затруднительно.

В поздней юре геосинклиналь Большого Кавказа внутренними поднятиями была расчленена на систему частных геосинклинальных прогибов.

В течение мелового периода к северо-востоку и востоку от осевой зоны Большого Кавказа, представляющей собой в этот период сушу, располагалась зона погружения, соответствующая южной полосе современного Кусаро-Дивичинского прогиба. К югу и юго-востоку от осевой зоны протягивалась обширная Шемахино-Гобустанская зона погружения. Судя по палеоструктурным схемам[2] (рис. 26), обе зоны прогибания в течение указанного времени испытывали устойчивое погружение, интенсивность которого в Шемахино-Гобустанской зоне была более высокая. Предполагаемая мощность осадков мела превышала здесь 5,5 км. Подобная палеотектоническая обстановка установилась в связи с интенсивным прогибанием южной зоны в раннем мелу и сеномане.

---

[1] В каледонский этап (конец раннего палеозоя — начало среднего палеозоя) указанному региону соответствовала обширная геоантиклиналь (5).

[2] Построены по методу составления карт изопахит путем последовательного выравнивания суммированных мощностей, в которых отражено последовательное изменение рельефа выделенных поверхностей к началу соответствующего времени. При построениях использованы карты изопахит А.А. Али-Заде, Г.А. Ахмедова, М.М. Зейналова, И.И. Потапова, С.Г. Салаева и др. для отдельных ярусов мелового и кайнозойского комплексов отложений.

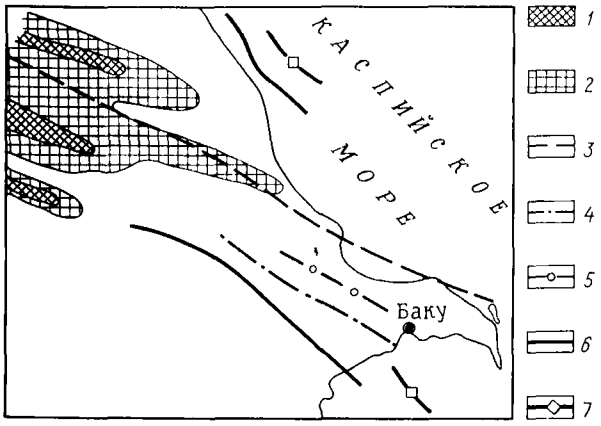


Рис. 25. Палеотектоническая схема альпийского геосинклинального этапа развития юго-восточного погружения Большого Кавказа (составлена с использованием данных из книги "Геология СССР" [5]).

Геоантиклинальные поднятия (юра — эоцен): *1* — абсолютные, *2* — относительные с маломощным осадочным выполнением; оси максимального погружения в разное время; *3* — ранне- и среднеюрское, *4* — позднеюрское, *5* — раннемеловое, *6* — позднемеловое, *7* — палеоцен-эоценовое

К началу сантонского времени амплитуда погружения дотуронской поверхности к северо-востоку от Тенгинско-Бешбармакского поднятия была уже одинакова с амплитудой погружения в южной зоне. Этот геотектонический план сохранился до конца меловой эпохи.

Результаты бурения до глубин свыше 6 км в пределах Талыш-Вандамского максимума силы тяжести показали, что мощность и состав мезозойско-кайнозойских (главным образом меловых) отложений явно свидетельствуют об их накоплении в условиях интенсивного прогибания и активного проявления магматизма. Достаточно сказать, что неполная мощность меловых отложений с большой долей участия в их разрезе вулканогенных и интрузивных образований превышает 3 км. Следовательно, мнение о существовании, по крайней мере, в юре и мелу в пределах Куринской впадины жесткого тектонически пассивного массива должно быть отвергнуто.

В палеоцен-эоценовое время происходит поднятие Большого Кавказа (рис. 27), и по северной и северо-восточной периферии его отлагаются терригенно-карбонатная, а по южной периферии флишевая преимущественно терригенного состава толщи мощностью свыше 1 км.

Олигоцен-раннемиоценовое (майкопское) время знаменуется полным осушением центральной части Большого Кавказа (рис. 28, 29, *I*) и превращением его в складчатое горное сооружение; геосинклинальный этап развития сменяется орогенным. В это время в Шемахино-Гобустанском прогибе накапливаются молассовые отложения мощностью 1—2 км, состоящие в основном из глин с прослоями песчаников.

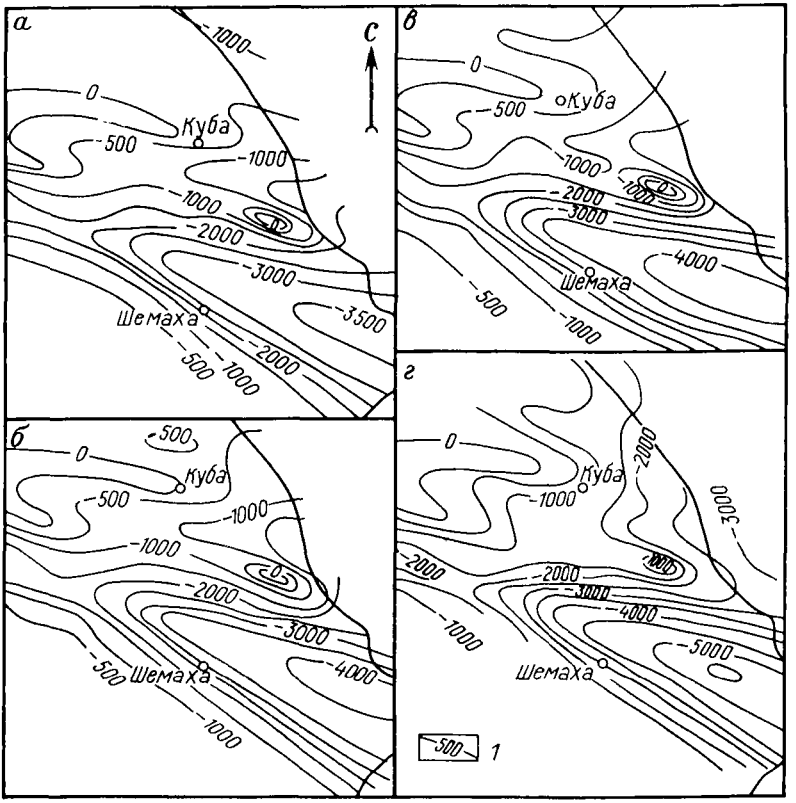


Рис. 26. Палеоструктурные схемы доваланжинской поверхности на территории юго-восточного погружения Большого Кавказа к началу сеномана (*а*), коньяка (*б*), сантона (*в*) и палеоцена (*г*):

1 — изогипсы, м

В раннемиоценовое время, когда начали действовать грязевые вулканы, глубина залегания доваланжинской поверхности превышала здесь 6 км, досеноманской 3,5 км, допалеоценовой 2 км, доолигоценовой 1 км (рис. 29, *I*). Общая мощность мезозойского, палеогенового и нижнемиоценового комплексов составляла более 8 км. Учитывая приуроченность всех современных грязевых вулканов к локальным складкам и узлам продольных и поперечных тектонических нарушений, можно заключить, что в это время существовали уже вполне сформированные поднятия, осложненные разрывами. Благоприятное сочетание геолого-геохимических условий обусловило аккумуляцию в них углеводородов.

В средне- и позднемиоценовое время при дальнейшем воздымании осевой зоны Большого Кавказа на его юго-восточном погружении оро-

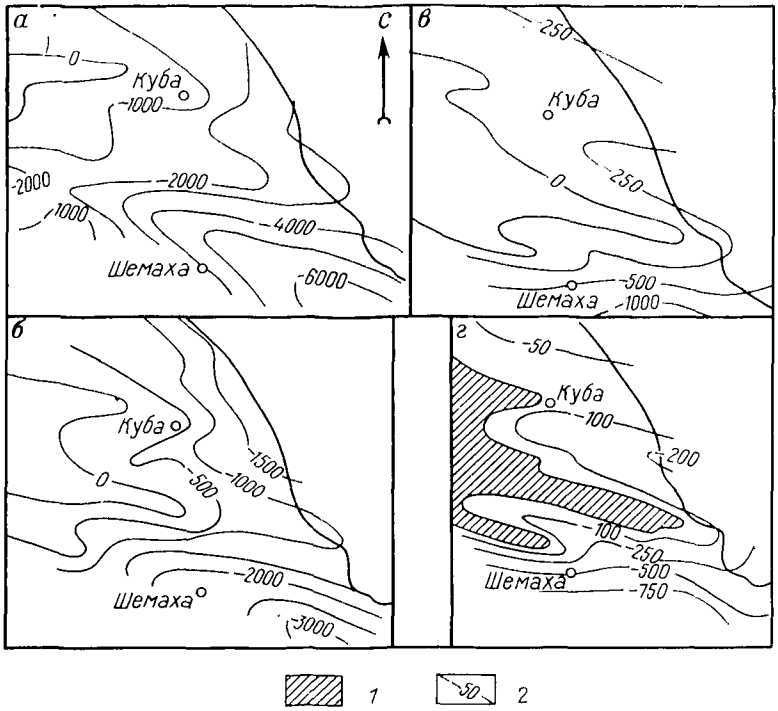


Рис. 27. Палеоструктурные схемы юго-восточного погружения Большого Кавказа к началу олигоцена.

Поверхности: *а* — доваланжинская, *б* — досеноманская, *в* — допалеоценовая, *г* — доэоценовая; *1* — суша; *2* — изогипсы, м

генные процессы занимают доминирующее положение (рис. 29, *II*). С усилением контрастных тектонических движений и интенсивным прогибанием зон развития грязевого вулканизма (до 1 км) в чокракском и сарматском веках в Южном Гобустане активизируется грязевулканическая деятельность.

После мэотического века в позднеорогенную стадию развития на Юго-Восточном Кавказе проявляется кавказская тектоническая фаза (рис. 30), благодаря которой складкообразовательные движения охватывают значительные участки названной области. Олигоцен-миоценовые отложения подвергаются смятию и размыву.

В среднеплиоценовое время происходили накопление мощных толщ (3—4 км) песчано-глинистых отложений и интенсивный рост отдельных антиклинальных структур (особенно в поздний период среднего плиоцена), и на фоне усилившихся неотектонических движений продолжали действовать грязевые вулканы Северо-Западного и Южного Гобустана,

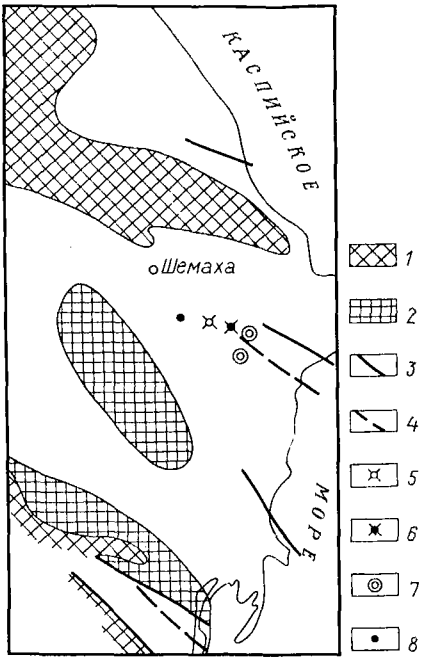


Рис. 28. Палеотектоническая схема раннеорогенной стадии развития юго-восточного погружения Большого Кавказа.

Геоантиклинальные поднятия: *1* — абсолютные, *2* — относительные с маломощным осадочным выполнением; оси максимального погружения в разное время: *3* — олигоцен-раннемиоценовое, *4* — средне- и позднемиоценовое; грязевые вулканы, извергавшиеся в разное время: *5* — майкопско-понтическое, *6* — майкопско-сарматское, *7* —сарматское, *8* — мэотическое

Апшеронской и Прикуринской областей и Бакинского архипелага. В тех районах, где в это время восходящие тектонические движения резко ослабевали (Була-море, о-в Песчаный и др.), деятельность грязевых вулканов прекратилась.

В течение плиоцена (рис. 31) зона максимального погружения в Шемахино-Гобустанском прогибе постепенно мигрировала в юго-восточном направлении в сторону Южно-Каспийской впадины. В течение акчагыльского и апшеронского времени продолжались рост антиклинальных складок с накоплением в основном песчано-глинистых отложений мощностью 1,8—2 км и бурные извержения грязевых вулканов на юго-восточном погружении Большого Кавказа, в Нижнекуринской впадине и на Бакинском архипелаге (рис. 32).

В четвертичное время во впадине Южного Каспия накопились глинисто-песчаные отложения мощностью в прибортовых частях 1—1,3 км, а в погруженных участках больше 1,3 км (рис. 33). На этом этапе отмечается интенсивный рост антиклинальных структур депрессионных зон Восточного Азербайджана, активизация новейших тектонических движений с почти повсеместными грязевулканическими извержениями, продолжающимися до настоящего времени.

Таким образом, на территории Восточного Азербайджана интенсивные проявления грязевулканической деятельности происходили в среднемиоценовое, средне- и позднеплиоценовое время и в антропогене. Активизация деятельности грязевых вулканов отмечается и в современную эпоху.

Формирование геосинклинального прогиба на территории **Туркменского сегмента Альпийской складчатой области,** судя по данным *С.П. Вальбе, Л.Н. Смирнова, Э.И. Птушкина, А.Алланова,* началось в конце триаса. В юре зона геосинклинального прогиба располагалась в области

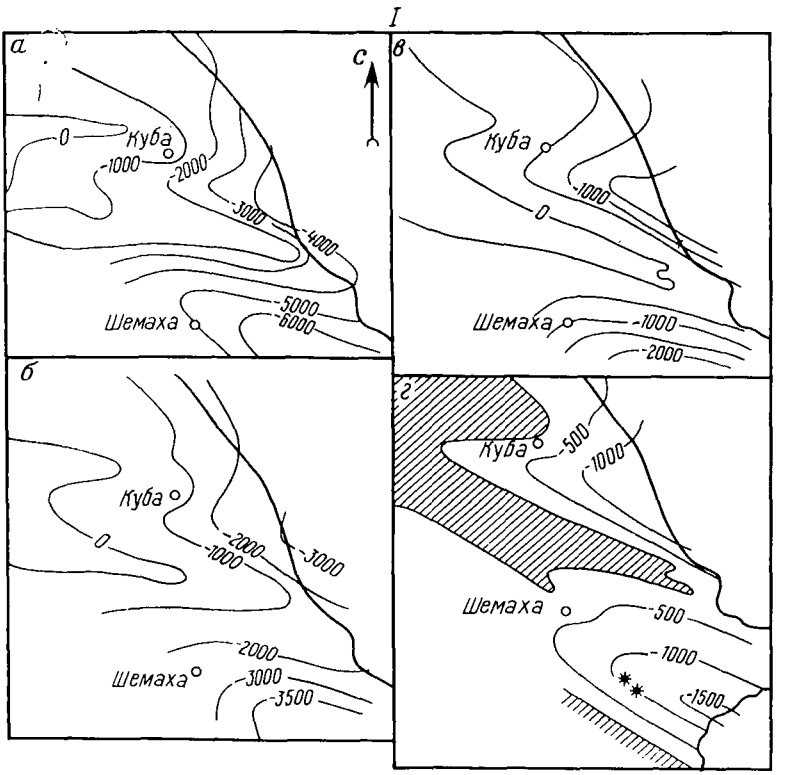
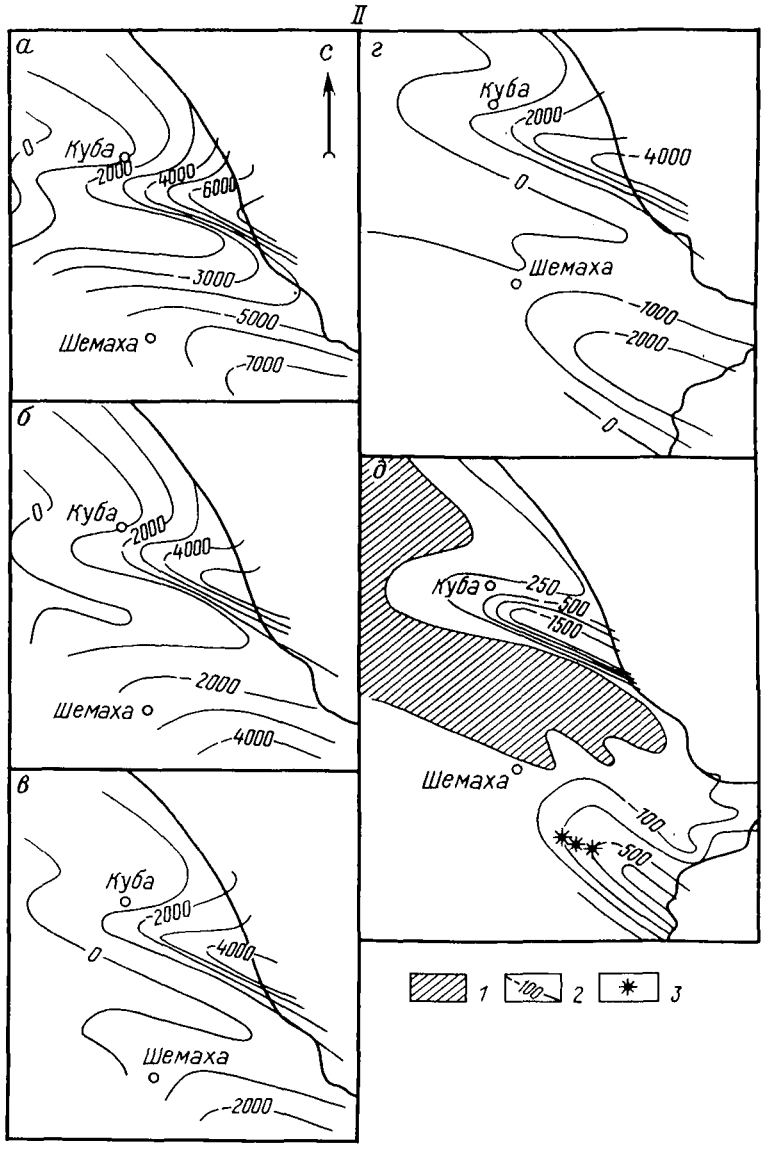


Рис. 29. Палеоструктурные схемы юго-восточного погружения Большого Кавказа к началу среднего миоцена (I) и мэотиса (II).

Поверхности: *а* — доваланжинская, *б* — досеноманская, *в* — допалеоценовая, *г* — доолигоценовая, *д* — досарматская; *1* — суша; *2* — изогипсы, м; *3* — извергавшиеся грязевые вулканы

Туркмено-Хорасанского мегасинклинория (рис. 34); амплитуда прогибания в южных районах Копетдага, в Аладаге и Биналуде — 6 км. По данным Я.П. Маловицкого, к западу прогиб оказался расчлененным на две ветви, с юга и севера огибающие крупный выступ основания, который в настоящее время представляет собой погребенное поднятие в центральной части Южно-Каспийской впадины. Здесь мощность юры была менее 1 км.

В конце юры и начале мела произошла частная (местная) инверсия, и площадь геосинклинального прогиба сильно сократилась; на территории Аладага и Биналуда образовалась внутренняя, а на севере в районе Большого Балхана передовая геоантиклинали.



В меловое время зона наиболее интенсивного прогибания (с амплитудой более 5 км) располагалась во внутренних районах Копетдага (см. рис. 34). По-прежнему в Южном Каспии существовал выступ основания

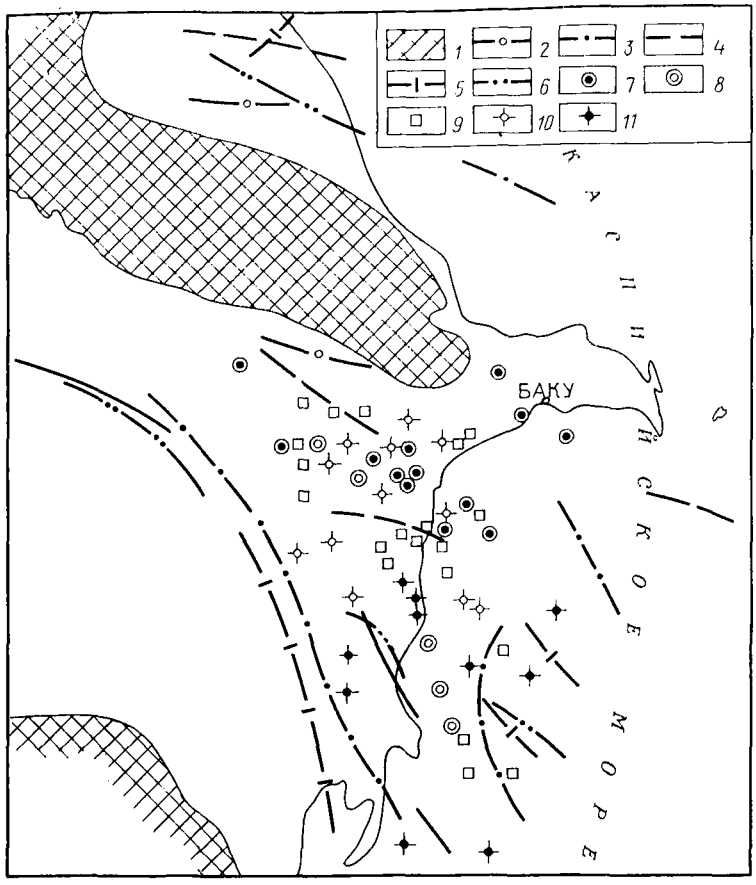


Рис. 30. Палеотектоническая схема позднеорогенной стадии развития юго-восточного погружения Большого Кавказа:

1 — геоантиклинальные поднятия; оси максимального погружения в разное время: *2* — раннеплиоценовое, *3* — среднеплиоценовое, *4* — акчагыльское, *5* — апшеронское, *6* — четвертичное; грязевые вулканы, извергавшиеся в разное время: *7* — среднеплиоценовое, *8* — среднеплиоценово-апшерон-четвертичное, *9* — акчагыл-апшеронское, *10* — апшеронское, *11* — четвертичное

(где мощность меловых пород не превышала 2 км), обрамленный с севера и юга зонами прогибания. На фоне общего прогибания происходило разрастание геоантиклиналей, и к концу мела изолированный остаточный прогиб сохранился только в Куйлярской зоне Западного Копетдага. В палеогене амплитуда погружения достигала здесь 2,5 км.

В конце олигоцена альпийская область Туркмении вступила в ороген-

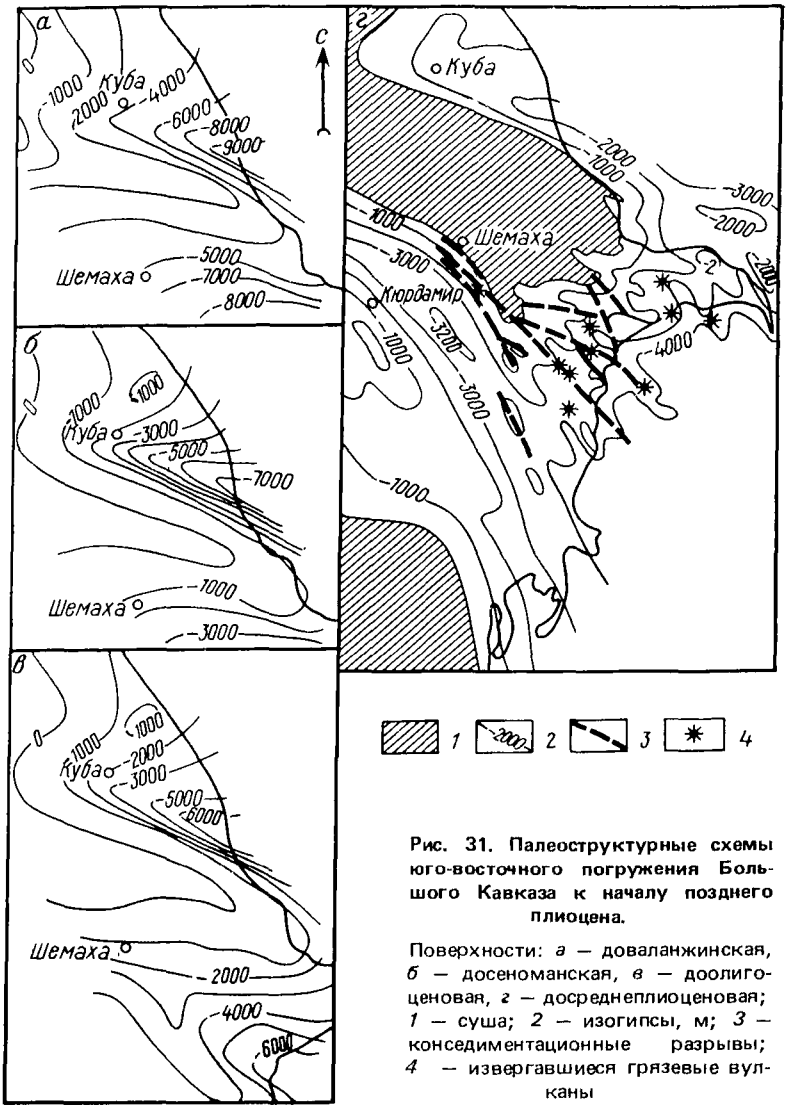


Рис. 31. Палеоструктурные схемы юго-восточного погружения Большого Кавказа к началу позднего плиоцена.

Поверхности: *а* — доваланжинская, *б* — досеноманская, *в* — доолигоценовая, *г* — досреднеплиоценовая; *1* — суша; *2* — изогипсы, м; *3* — конседиментационные разрывы; *4* — извергавшиеся грязевые вулканы

ную стадию развития и бóльшая часть территории Туркмено-Хорасанского мегантиклинория, Большебалханская мегантиклиналь и Мессерианская ступень были приподняты и вовлечены в складчатость; в результате предмиоценовых движений произошел интенсивный размыв ранее накопившихся отложений. В частности, на Мессерианской ступени размыву под-

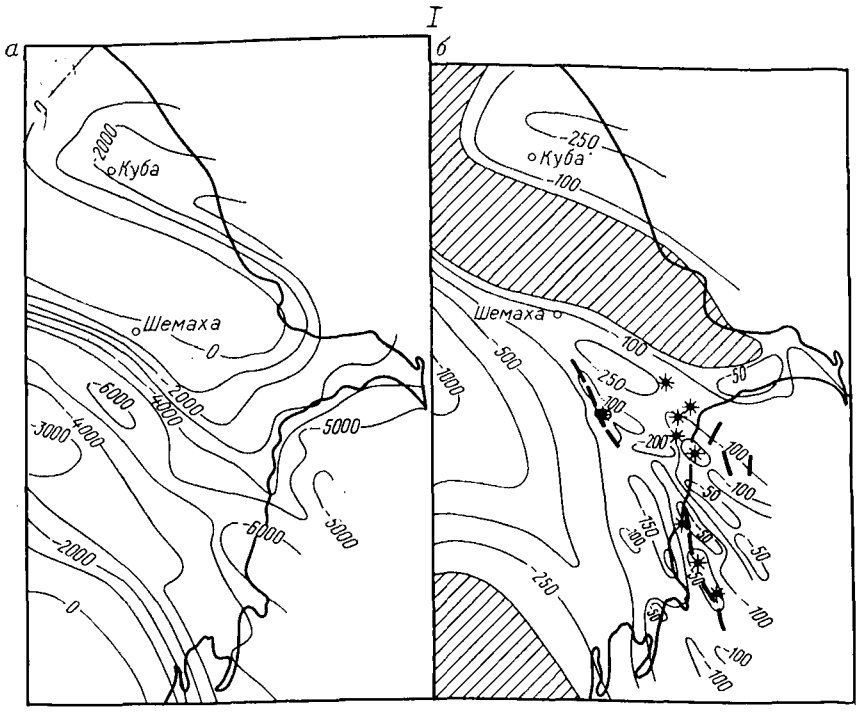


Рис. 32. Палеоструктурные схемы юго-восточного погружения Большого Кавказа к началу аптерона (I) и антропогена (II).

Поверхности: *а* — досреднеплиоценовая, *б* — доакчагыльская, *в* — доапшеронская. Остальные условные обозначения см. на рис. 31.

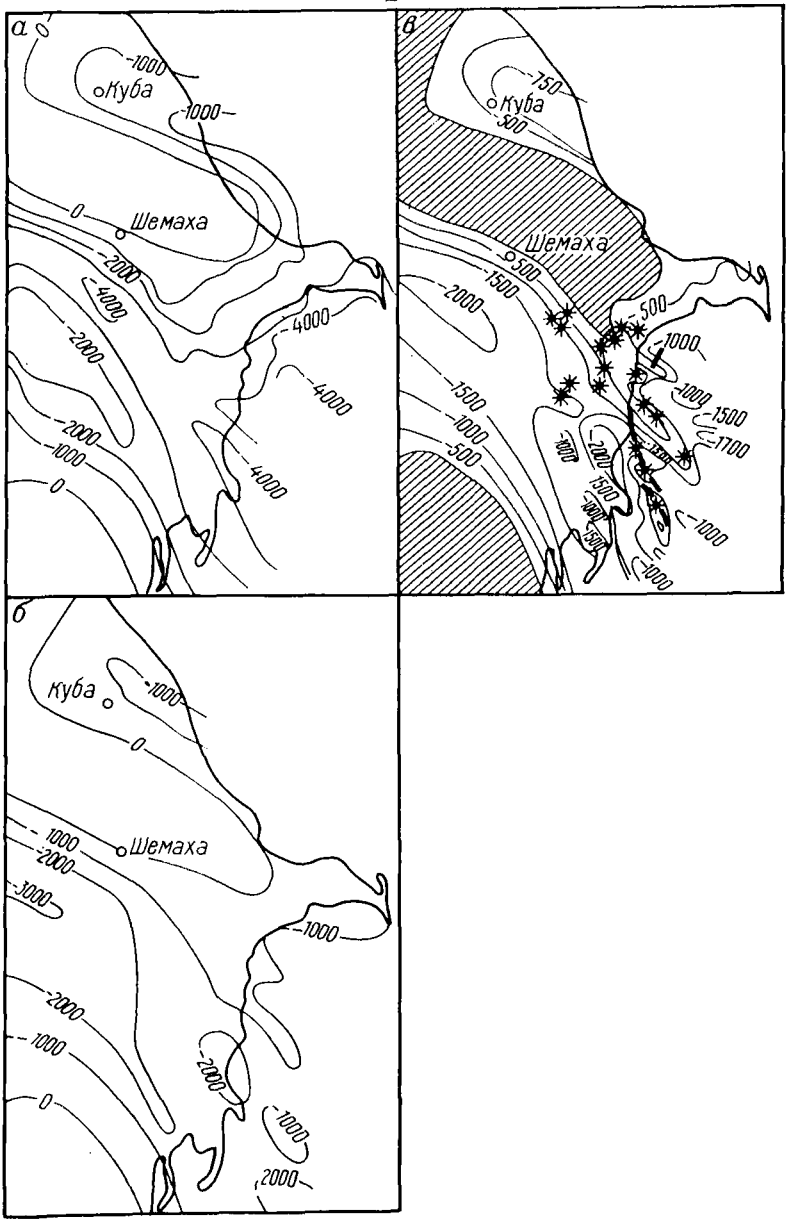
верглись отложения палеогена и частично мела. В конце олигоцена — начале миоцена область устойчивого прогибания располагалась в центральной части Южного Каспия и западной части современной Западно-Туркменской впадины.

К среднему миоцену область осадконакопления расширилась и захватила территорию Мессерианской ступени, северных склонов Копетдага и крылья Большого Балхана и Куба-Дага. В сармате область осадконакопления достигала наибольших размеров. В конце сармата — начале плиоцена почти вся территория Альпийской складчатой области Туркмении была охвачена горообразованием и складчатостью.

В конце миоценового и в первой половине плиоценового времени Мессерианский район испытывал воздымание, что подтверждается сохранением миоцен-плиоценовых отложений только на отдельных участках и глубокой размытостью сводовых частей сформировавшихся складок.

Понтическое море покрыло незначительную часть Западно-Туркменской впадины [7]. О величине прогибания впадины в понтический век

II


а
Куба
Шемаха
-1000
-1000
0
-2000
-4000
-2000
-4000
-2000
-1000
0
-4000
-4000
в
Куба
Шемаха
-750
-500
-500
-1500
-2000
-1500
-1000
-500
-500
-1000
-1000
-1500
-1700
-2000
-1500
-1000
-1000
-1000
б
Куба
Шемаха
-1000
0
-1000
-2000
-1000
-1000
-2000
-1000
0
-2000
-1000
-2000

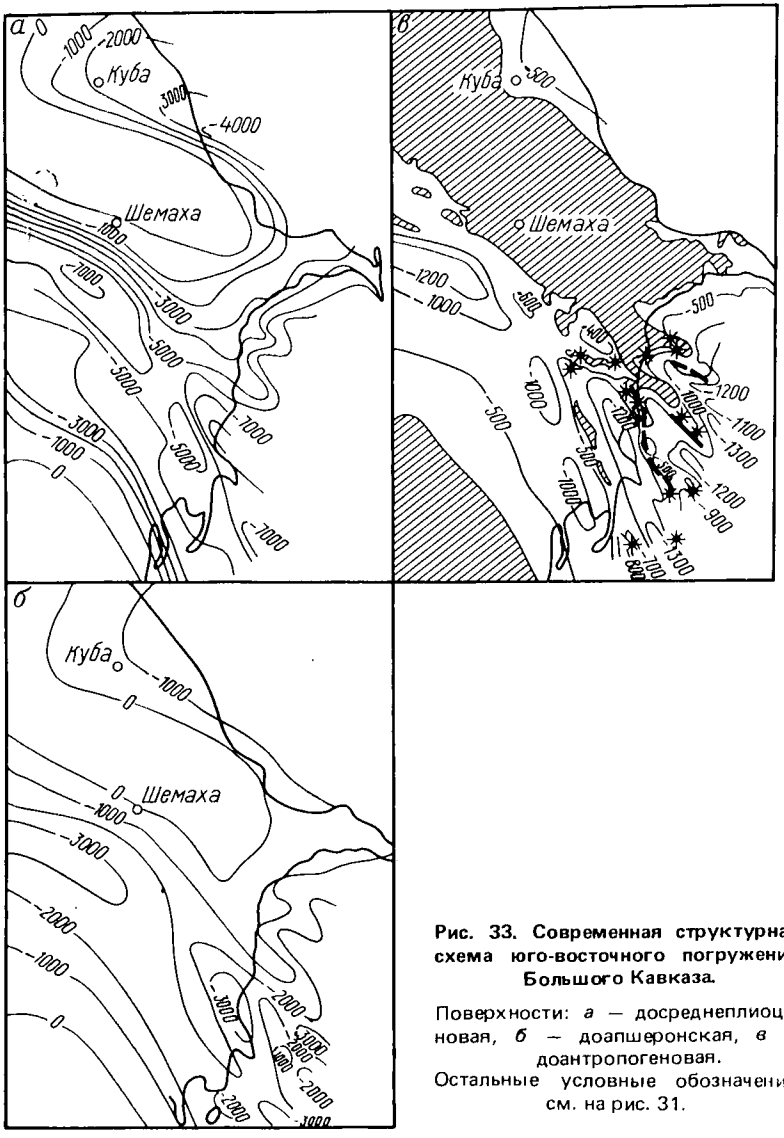


Рис. 33. Современная структурная схема юго-восточного погружения Большого Кавказа.

Поверхности: *а* — досреднеплиоценовая, *б* — доапшеронская, *в* — доантропогеновая.
Остальные условные обозначения см. на рис. 31.

можно судить по неполной мощности одновозрастных отложений, вскрытых скважинами на площадях Кум-Даг (201 м) и Боя-Даг (383 м).

На среднеплиоценовое время приходится наиболее значительное прогибание Западно-Туркменской впадины, о чем свидетельствует мощная толща (до 3,5 км) песчано-глинистых образований. Со среднеплио-

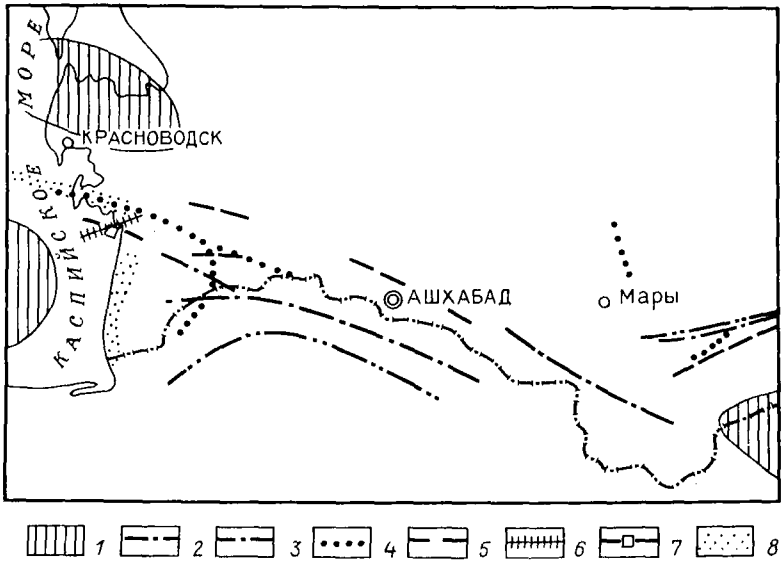


Рис. 34. Палеотектоническая схема геосинклинальной и орогенной стадий развития территории Туркмении и прилегающих областей (составлена по данным Я.П. Маловицкого, 1968 г.; С.П. Вальбе, Л.Н. Смирнова, Э.И. Птушкина, А. Алланова, 1970 г.) :

1 — области относительных поднятий; оси максимального погружения в разное время: *2* — ранне- и среднеюрское, *3* — позднеюрское, *4* — меловое, *5* — палеогеновое, *6* — среднемиоцен-среднеплиоценовое, *7* — позднеплиоцен-четвертичное; *8* — ареал современного грязевого вулканизма

ценовым временем связаны и извержения грязевых вулканов Юго-Западной Туркмении — Алигул, Котуртепе, Барсагельмес, Окарем и Кеймир. Погружение впадины в это время было наравномерным. Судя по мощности отложений, наибольшее погружение во время накопления красноцветной толщи испытывала центральная часть Прибалханской зоны поднятий. В Гогранъдаг-Чикишлярской зоне амплитуда погружений оказалась несколько меньшей (2—2,4 км). Еще меньшее погружение происходило в восточной прибортовой части впадины, где отлагались пески и песчаники с включениями гальки и гравия.

Одновременно с осадконакоплением в среднеплиоценовое время протекали процессы складкообразования и конседиментационный рост антиклинальных складок, что подтверждается увеличением мощности красноцветной толщи на крыльевых частях всех поднятий. Наиболее интенсивные движения происходили в конце среднеплиоценового времени, с которыми связано значительное число разрывных нарушений.

В позднеплиоценовое время в пределах впадины повсеместно отмечается опускание, и акчагыльская трансгрессия покрыла значительную территорию Туркмении [7]. Центр прогибания смещается в северо-вос-

точную часть впадины, где мощность акчагыла составляет 300—400 м. В центральной части Прибалханской зоны в это время происходят извержения грязевых вулканов. Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий по сравнению с северной частью впадины погружалась значительно меньше. Мессерианская ступень испытывала сравнительно небольшое опускание.

Апшеронская трансгрессия по размерам уступала акчагыльской, но прогибание впадины в это время было более интенсивным, чем а акчагыльское время, и почти полностью компенсировалось накоплением толщи песчано-глинистых отложений мощностью 1,5—1,8 км. Ось максимального прогибания находилась в центральной части Прибалханской зоны поднятий и в примыкающих к ней Кызылкумском и Келькорском прогибах [7]. Усиление тектонических подвижек на складках Прибалханской зоны проявляется прежде всего в перемещениях по нарушениям и в резкой активизации грязевулканической деятельности.

К концу позднего плиоцена уже четко обозначились современные структуры Западно-Туркменской впадины. В антропогеновый период территория впадины претерпевает дальнейшее опускание и происходит окончательное формирование локальных поднятий. Это время большого размаха тектонических движений, обеспечивающих рост складок и мощное осадконакопление (800—1300 м) [7]. В четвертичное время интенсивность проявления грязевого вулканизма четко выражена в переслаивании морских и континентальных осадков с толщами грязевулканической брекчии. Активизация деятельности грязевых вулканов продолжается и в наши дни.

На **Крымском п-ове** интенсивное геосинклинальное прогибание, начавшееся в перми, продолжалось в течение триаса, в раннем и среднем лейасе. В тоарe и аалене оно прерывается, и значительная часть полуострова становится сушей.

На **Таманском п-ове** и **Северо-Западном Кавказе** прогибание продолжалось в течение всего триаса и ранней юры. В байосе рассматриваемая территория вновь вовлекается в прогибание, но в бате интенсивность прогибания замедляется. В келловее оно сменяется поднятием, которое в оксфордское время резко усиливается и сопровождается интенсивной складчатостью. В кимеридже обстановка в общем сохраняется, а в титоне происходит некоторая перестройка. С валанжина южная часть Горного Крыма окончательно выступает из-под уровня моря.

В области Северо-Западного Кавказа (Новороссийско-Лазаревская синклиналь) в раннем мелу происходило активное погружение. В апте и альбе трансгрессия расширяется. После локальных предсенонских движений развивается дальнейшая трансгрессия. В начале кампана резко усиливаются тектонические движения. Во второй половине кампана начинается мощная верхнесенонская трансгрессия, достигающая своего максимума в маастрихте. Суша сохраняется только в южной части Горного Крыма, в области Черного моря и на Гойтхской геоантиклинали Северо-Западного Кавказа. В такое время начинается активизация тектонических движений, усиливается воздымание Северо-Западного Кавказа.

На рубеже эоцена и олигоцена в активное воздымание вовлекаются складчатые сооружения Крыма и Северо-Западного Кавказа [29].

Обособление Керченско-Таманской области в виде глубокого прогиба, по Я.П. Маловицкому и А.В. Чекунову, начинается в палеогене. В этот период вся территория области представляла собой обширный глубоководный морской бассейн (рис. 35). В майкопское время прогиб испытывает значительное погружение, и область максимального прогибания перемещается в северную часть Керченского п-ова, где мощность майкопа доходит до 3,5 км. В это время накапливаются глины с редкими прослоями песчаников и песчанистых глин и многочисленными сидеритовыми конкрециями (особенно в верхней части разреза) и на южном борту прогиба происходят первые извержения грязевых вулканов.

Со среднего миоцена область интенсивного опускания постепенно перемещается на восток. В тортонское время максимальное прогибание (около 500 м) отмечается в восточной части Керченского п-ова, где начали действовать грязевые вулканы. В верхнемиоценовое время область максимального прогибания (более 600 м), как и в тортоне, располагалась в восточной части Керченского п-ова. В сармате уже были сформированы основные антиклинальные зоны области.

Начиная с позднего сармата юго-западная часть Керченского п-ова испытывает подъем и зона максимального прогибания перемещается на Таманский п-ов, где проходят извержения грязевых вулканов. Тамань становится ареной активной деятельности грязевых вулканов и в последующие века.

В понте весь Керченский п-ов, за исключением узкой полосы в северо-западной части, превращается в сушу. На Таманском п-ове и в Западной Кубани в это время отлагались детритовые известняки и мергелистые глины общей мощностью 100–120 м.

В киммерии и куяльнике на Керченском п-ове существовал континентальный режим, и лишь на самом востоке и вдоль северного побережья в условиях мелководья отлагались маломощные песчаники, глинистые осадки. На Тамани в киммерии образовались песчано-глинистые и железистые осадки мощностью 200 м, а в куяльнике — пески и глины мощностью до 100 м. В антропогене и в современную эпоху происходит общее медленное поднятие территории прогиба и грязевулканическая деятельность ослабевает.

Заложение **Паданского прогиба** началось в эоценовое время. Интенсивное его прогибание происходило в олигоцен-нижнемиоценовое время, в течение которого накопилась мощная толща (более 3 км) мергелисто-глинистых пород. В среднемиоценовое время образуется толща мощностью 1,7–1,8 км, сложенная мергелями, песчаниками и "чешуйчатыми глинами", а в верхнем миоцене в центральной части прогиба — мощный молассовый комплекс [15]. На границе миоцена и плиоцена последовала главная фаза тектонической активности (аттическая), сопровождающаяся складкообразованием и перемещением аллохтонного комплекса, перекрывшего территорию активного проявления грязевого вулканизма.

В раннем плиоцене в полосе, граничащей с областью развития грязевых

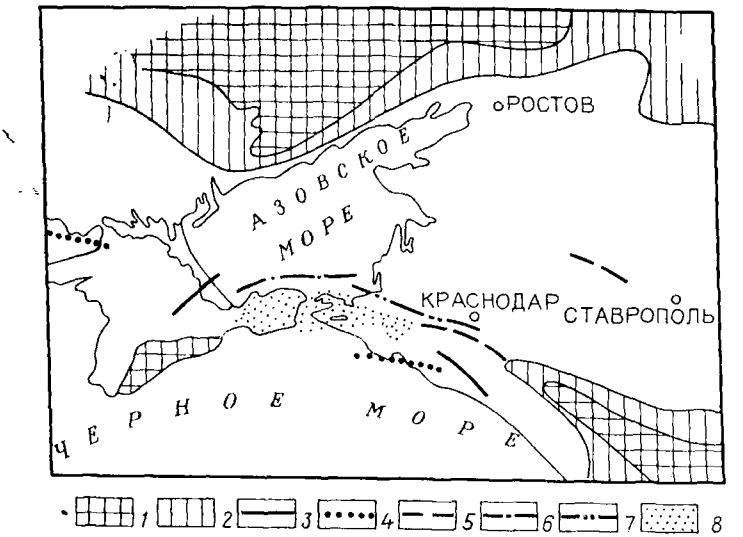


Рис. 35. Палеотектоническая схема геосинклинальной и орогенной стадий развития территории Керченско-Таманской области (составлена по данным Я.П. Маловицкого, 1965 г., и А.В. Чекунова, 1972 г.).

Области поднятий: *1* — абсолютных, *2* — относительных; оси максимального погружения в разное время: *3* — раннемеловое, *4* — позднемеловое, *5* — палеоген-эоценовое, *6* — олигоцен-раннемиоценовое, *7* — среднемиоцен-плиоценовое; *8* — ареал современного грязевого вулканизма

вулканов, накапливается толща мощностью до 1150 м грубозернистых терригенных и глинисто-песчаных пород, а в средне- и позднеплиоценовое время — однородная толща глинисто-песчаных отложений мощностью свыше 1 км. В четвертичном периоде там же формируется мощная (более 2 км) плейстоценовая песчано-глинистая толща морского происхождения, после чего возобновляется деятельность грязевых вулканов, которая существенно ослабела в наше время.

Начало формирования **Иравадийско-Андаманской впадины** относят к позднемеловому времени. Территория впадины весьма интенсивно погружалась в течение кайнозойской эры. В верхнемеловое — олигоценовое время в ее южной и центральной частях образовалась мощная толща (свыше 10 км), с разрывом и значительным угловым несогласием перекрывающая более древние отложения. Конец олигоценового времени знаменуется усилением складкообразовательных движений. В миоцене происходит интенсивное прогибание с амплитудой до 4 км, сопровождающееся грязевулканической деятельностью. В плиоцен-раннеплейстоценовое время формируется мощная толща (свыше 3 км) орогенных терригенных образований, залегающих, кроме северной части прогиба, с размывом и угловым несогласием на подстилающих породах. Затем

следует усиление восходящих движений, и широкое развитие получают грубообломочные образования.

Большое влияние на осадконакопление и развитие прогиба в течение орогенного этапа развития оказали субмеридиональные региональные глубинные разломы, прослеживающиеся на границе смежных горных складчатых сооружений, а также в центральной части прогиба. В связи с резкой активизацией складкообразовательных движений в наиболее погруженных частях прогиба в современную эпоху возобновляется деятельность грязевых вулканов.

Заложение и интенсивное прогибание **Оринокского прогиба** связано с кайнозойским периодом. Этот период ознаменовался также интенсивным проявлением складкообразовательных движений, особенно в миоцен-плиоцене, сопровождающихся горизонтальными перемещениями, разрывообразованием и грязевулканической деятельностью в южной части о-ва Тринидад, в зоне максимального погружения. Активизация деятельности грязевых вулканов продолжается и в наши дни.

В других областях процесс грязевого вулканизма протекал на современном этапе развития прогибов (впадин).

Прогиб, заложившийся в центральной части о-ва Сицилия, интенсивно погружался в олигоцен-раннемиоценовое время, что сопровождалось образованием мощных песчано-глинистых отложений (до 3,5 км). Складчатые процессы в раннем миоцене в северо-восточной части острова, по данным Е.Бенео, вызвали тангенциальные движения, следствием чего явилось сползание наиболее текучих отложений в южном направлении, где они перемещались с другими осадками, тогда как менее податливые отложения приобрели чешуйчатую структуру.

Начиная со среднемиоценового времени северная часть о-ва Сицилия в результате восходящих тектонических движений подвергается интенсивному размыву. Северный складчатый борт прогиба в миоценовое и плиоценовое время был вовлечен в интенсивное прогибание с накоплением мощной толщи пластичных пород, чередующихся с песчаниками и осадочными брекчиями — олистостромами. Усиление складкообразовательных движений в позднечетвертичное время привело к образованию грязевых вулканов на острове.

До неогенового периода внутренняя зона предгорного прогиба **Румынских Восточных и Южных Карпат** представляла собой краевой склон Карпатской геосинклинали, где накапливались флишевые образования палеогена. Перед неогеном происходит интенсивная складчатость и общее воздымание Карпат с образованием предгорных прогибов, в пределах которых накапливаются осадки молассовой формации неогена. В гельветское время обособляется Плоештинско-Фокшанская впадина, углубление которой происходит в тортонское время и более интенсивно в сарматском веке. В позднем сармате проявились тектонические движения аттической фазы складчатости. Плиоценовый цикл развития характеризуется новым, более интенсивным прогибанием Плоештинско-Фокшанской впадины. В результате тектонических движений роданской фазы позднего плиоцена в складкообразование был вовлечен весь ком-

плекс отложений впадины. С этим временем связано формирование современного структурного плана и возникновение грязевых вулканов.

В геологическом развитии **Среднекуринской впадины** большую роль сыграл глубинный разлом, установленный в полосе Сигнахи — Цители — Цкаро — Сабатло, с амплитудой вертикального перемещения, по А.В. Мамедову, 7—8 км. В результате этого область, соответствующая Алазанской долине, испытывала восходящие движения до позднего плиоцена, тогда как бóльшая часть впадины, располагающаяся к югу от разлома, интенсивно погружалась с образованием мощной толщи (до 9 км) кайнозойских отложений [8].

В течение ранней и средней юры на опущенном блоке, расположенном на месте Алазано-Агричайской депрессии, Кахетинского антиклинория и Мирзаано-Арешского синклинория, накапливались карбонатные и терригенные отложения мощностью свыше 3,5 км. С конца средней юры до кимериджского времени включительно здесь отмечается длительный перерыв в осадконакоплении. В титонское, ранне- и позднемеловое время в северной бортовой зоне Среднекуринской впадины располагался рогообразный прогиб. Аналогичная обстановка сложилась и в палеоцен-эоценовое время.

С олигоцен-раннемиоценового времени территория, соответствующая современной Среднекуринской впадине, интенсивно погружается, там накапливаются песчано-глинистые отложения. В это время, как указал А.В. Мамедов, в Южной Кахетии и Аджиноуре располагалась область прогибания с амплитудой до 1,5 км, отделяющаяся от менее глубокого (100—200 м) северного Алазано-Агричайского прогиба зоной Кахетино-Дашюзского антиклинория и от южного Предмалокавказского прогиба структурным порогом, соответствующим полосе размещения Сагареджженского, Эльдарского, Мингечаур-Геокчайского и Кюрдамирского гравитационных максимумов.

Начиная со среднего миоцена этот структурный порог испытывает погружение, Мирзаано-Арешский и Предмалокавказский краевые прогибы, соединяясь, образуют обширный прогиб, где в среднепозднемиоценовое время накапливается терригенная толща мощностью 3—4 км, представленная в основном глинисто-песчаными образованиями. Область, соответствующая Алазано-Агричайской долине и Кахетинскому хребту, превращается в сушу.

С мэотического времени на большей части Среднекуринской впадины устанавливается континентальный режим. В раннесреднеплиоценовое время осадконакопление происходит в Южно-Кахетино-Аджиноурской области и восточной части впадины с образованием континентальной толщи мощностью до 2 км. Вся область в конце среднего плиоцена вовлекается в складкообразование. В результате позднеплиоценовой — акчагыльской трансгрессии бассейн осадконакопления значительно расширяется и в областях наибольшего прогибания (Южная Кахетия, Аджиноурская и Предмалокавказская зоны) отлагаются преимущественно глины, пески и песчаники мощностью до 1 км.

После кратковременной предапшеронской регрессии наступает апше-

ронская трансгрессия с накоплением песчано-глинистых отложений мощностью 600 м. В верхнеплиоценовое время в современной Алазанской долине образуются мощные континентальные отложения (1,5—1,6 км) алазанской серии. В конце апшеронского века и в начале четвертичного периода усиливаются восходящие движения; морские условия сохраняются до новокаспийского века только в восточной низменной части впадины, после чего во всей области устанавливается континентальный режим и на современном этапе формируется грязевой вулканизм.

Фактические данные свидетельствуют о том, что на протяжении мезозойского периода, палеоценового и эоценового времени на месте расположения **Загросского и Киртарского мегантиклинориев** существовали геосинклинали, отдельные участки которых испытали воздымание [15]. Начиная с олигоценовой эпохи эти геосинклинали, а также смежный с ним Гильмендско-Белуджистанский раздробленный срединный массив были вовлечены в интенсивное поднятие. Тыловые прогибы, расположенные к западу от Загросского и Киртарского мегантиклинориев на месте современных складчатых зон Северного и Южного Макрана, испытали нисходящие движения (более интенсивные в последней) с накоплением песчано-глинистых образований с прослоями карбонатных разностей. В плиоценовое время в орогенические движения были вовлечены также и вышеуказанные тыловые прогибы. Последние отделялись от Загросского и Киртарского мегантиклинориев системой крупных разломов протяженностью 300 км и амплитудой вертикального смещения до 1 км. В это время интенсивное прогибание испытала только Южно-Макранская зона, где отлагались морские песчано-глинистые отложения [15]. В постплиоценовое время значительная территория северной части названной зоны превратилась в область денудации и восходящие движения достигли своего апогея (3—3,5 км). Таким образом, в течение орогенного этапа в пределах рассматриваемого региона интенсивное прогибание происходило только в узкой полосе современного Макранского побережья, где в настоящее время широко развит грязевой вулканизм.

В раннем мелу на значительной части территории Бирмы, Восточного Ассама и Бенгальского залива располагается крупный **Аракан-Йомский геосинклинальный прогиб,** где шло накопление глинистых сланцев с прослоями песчаников мощностью до 3 км. В позднем палеогене в результате инверсии тектонического режима на месте указанной геосинклинали формируется Аракан-Йомская складчатая область. К западу от нее в олигоценовое время накапливаются довольно мощные песчано-сланцевые и известняковые толщи (до 6 км). Начало миоцена сопровождалось трансгрессией и интенсивным погружением фундамента Предараканского прогиба. В это время образуются молассовые отложения песчано-глинистого состава, мощность которых достигает наибольшей величины на восточном борту прогиба (до 8 км). Конец миоценовой и начало плиоценовой эпох ознаменовались поднятием восточной части Предараканского прогиба. В конце плиоцена усиливаются восходящие движения, сопровождающиеся складкообразованием, распространяющимся от центра

Аракан-Йомского мегантиклинория к восточному борту Предараканского прогиба, где в настоящее время действуют грязевые вулканы.

В конце раннего мела в результате поднятия на территории **островов Сахалин и Хоккайдо** на месте мезозойского геосинклинального бассейна обособляются два прогиба, разделенных областью устойчивого поднятия, располагающейся на месте современных хребтов — Восточно-Сахалинского, Сусунайского, Тонито-Анивского и Хидака. В позднемеловое время в западном прогибе накапливается песчано-глинистая толща мощностью до 8 км. В конце позднего мела вся территория островов Сахалин и Хоккайдо испытывает воздымание. В палеоцене началось медленное прогибание, и в пределах западных побережий островов образовались связанные друг с другом области погружения. Суммарная амплитуда прогибания в палеогеновый период составляла не менее 3,5 км. Конец палеогена — начало неогена ознаменовались общим подъемом территории островов. Однако вскоре вновь начинается прогибание, и морские воды затапливают западные половины островов Сахалин и Хоккайдо. Такой режим сохраняется на протяжении всего миоцена. Перестройка структурного плана в южной части Сахалина произошла лишь в начале плиоцена; в результате сахалинской фазы складчатости западная часть острова по Центрально-Сахалинскому разлому испытывает восходящие тектонические движения, где формируется Западно-Сахалинский хребет. Между унаследованными поднятиями Восточно-Сахалинского и Сусунайского хребтов и новым поднятием Западно-Сахалинского хребта на месте современных Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий образуется наложенный прогиб с амплитудой прогибания свыше 1 км, погружение которого продолжается и в четвертичный период [6]. В результате сахалинской фазы складчатости постепенно формируется современный структурный план Южного Сахалина и о-ва Хоккайдо, где создаются условия, благоприятные для формирования грязевого вулканизма.

Территория современной **Джунгарской впадины** в мезозойско-кайнозойское время испытывала дифференцированные разнонаправленные движения. В южной части впадины они длительно сохраняли свой знак, а в других — ослабевали или усиливались в разные периоды. В мезозойскую эру южная часть Джунгарской впадины значительно опустилась, о чем свидетельствует образование толщи мощностью 6 км. Углубление этой части впадины продолжалось и в палеогене. В мезозойское и палеогеновое время к северу от погруженного участка Джунгарской впадины располагался обширный слабо приподнятый район, в котором осадки накапливались лишь в отдельных депрессиях. В неогеновый период южная часть впадины также испытывала погружение, но амплитуда его была меньше, чем в мезозойское и палеогеновое время. В конце плиоцена и начале четвертичного периода происходит надвигание палеозойских и мезозойских отложений Восточного Тянь-Шаня на погружающийся южный борт впадины. Образуются современные складчатые структуры. Такая направленность тектонических движений наблюдается и в настоящее время. Образование грязевых вулканов в современную эпоху было связано с тектоническим напряжением южного борта Джунгарской впадины.

Таким образом, рассмотрение особенностей развития почти всех областей, где установлены наиболее крупные и активно извергающиеся грязевые вулканы, показывает, что последние локализовались на участках перехода от зон максимального погружения к областям поднятия. Деятельность грязевых вулканов неразрывно была связана с формированием мощных геосинклинальных и молассовых отложений, представленных преимущественно песчано-глинистыми образованиями, аккумуляцией углеводородных газов, а также со складко- и разрывообразовательными движениями и усилением тектонических подвижек вдоль продольных и поперечных разломов, расположенных в пределах отдельных антиклинальных зон или на стыке крупных морфоструктур.

Во время первых проявлений грязевулканической деятельности, относящихся к раннемиоценовому времени, в складки были смяты не только нижнемолассовая толща орогенного комплекса, но и геосинклинальный комплекс. В дальнейшем своем развитии весь альпийский структурный комплекс подвергался непрерывно-прерывистым тектоническим движениям.

В областях, где наблюдаются грязевулканические проявления только в современную эпоху (о-в Сицилия, Индия, Пакистан, Индонезия и др.), их формированию предшествовали накопление мощных молассовых песчано-глинистых образований неогена, аккумуляция в них углеводородных газов и систематические усиления тектонических движений, начавшихся еще в конце плиоцена.

V. УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Первыми исследователями грязевых вулканов, описавшими их извержения, газообразные, жидкие и твердые продукты их деятельности, закономерности размещения эруптивных центров, были высказаны и определенные суждения о генезисе этого интересного феномена природы. Грязевой вулканизм генетически связывался с подземным горением каменного угля, магматическими процессами, углеводородными газами нефтяных месторождений.

В известном труде Г.В. Абиха[1] приводятся доводы в пользу связи грязевых вулканов с магматическими очагами. После Г.В. Абиха к аналогичному выводу пришли и другие исследователи (А.П. Герасимов, С.А. Ковалевский, Н.А. Кудрявцев, С.В. Альбов и др.).

В геологической литературе высказывалось также мнение об отсутствии генетической связи между грязевыми и магматическими вулканами (К.В. Гюмбель, Д.И. Мушкетов).

---

[1] Абих Г.В. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области. — Труды Геологического института АзФАН СССР, т. 12/39, 1939, с. 21—118.

Н.И. Воскобойников и А.В. Гурьев и вслед за ними многие исследователи (Д.В. Голубятников, А.Н. Краснов и др.) причину образования грязевых вулканов видели в повышении пластового давления вследствие вертикального подтока углеводородных газов. Грязевой вулканизм связывали с механизмом формирования диапировых складок (А.Д. Архангельский, С.Р. Зубер, М.Ф. Мирчинк, В.В. Белоусов, Л.А. Яроцкий и др.), с современной генерацией газов в пластичной толще (М.А. Шаулов, Н.С. Кастрюлин), с процессами субдукции (Э.Н. Халилов, Н.С. Шатский, М.М. Жуков, Е.В. Милановский и В.Е. Руженцев), допускали возможность образования в результате бокового давления массивов дислокационных брекчий, которые разрыхляются водой и при наличии газового или тектонического давления выталкиваются на поверхность земли.

И.М. Губкин связывал образование грязевых вулканов с условиями осадконакопления, тектоническими процессами и формированием газонефтяных залежей, подчеркивая, что "диапировая структура, нефтяное месторождение и грязевой вулкан — это триединая сущность единого целостного процесса геологического развития области . . ."[1].

Исследователи всегда пытались установить необходимый комплекс факторов — условий, при отсутствии которых (или одного из них) образование грязевых вулканов считалось невозможным. И.М. Губкин и С.Ф. Федоров к таким непременным факторам относили газ, воду, пластичные глинистые породы и наличие диапировой структуры. Их мнение разделял А.А. Якубов с оговоркой, что не все грязевые вулканы связаны с явлением диапиризма. М.К. Калинко в качестве необходимого фактора рассматривал превышение пластовым давлением гидростатического более чем в 2 раза. А.Г. Дурмишьян, А.А. Якубов, М.М. Зейналов, А.В. Зайцев, Е.Ф. Шнюков, Н.Ф. Глазовский и др. аномально высокое пластовое давление наряду с четырьмя вышеуказанными факторами считали одним из необходимых условий для возникновения грязевых вулканов.

Называя четыре основных фактора (присутствие газонефтеносных и водоносных пластов, глинистых отложений и разрывных нарушений), обязательных для проявления грязевого вулканизма, исследователи большую роль отводили также диапиризму (А.Д. Архангельский, В.В. Белоусов, Л.А. Яроцкий, И.М. Губкин, С.Ф. Федоров, Н.Ю. Халилов, А.А. Керимов), боковому тектоническому давлению (Н.С. Шатский, М.М. Жуков, Е.В. Милановский, В.Е. Руженцев), воздействию подземных газов (Г.Г. Куглер), пластичным глинистым массам (Н.О. Назаров), дизъюнктивным дислокациям (В.П. Куцев, Т.Х. Бауэр), изостатическим процессам (Я.В. Гаврилов), взрывным (экзотермическим) реакциям (В.Г. Васильев), гравитационному оползанию, тесно связанному с аномально высоким порово-жидкостным давлением (М. Ридд) [44], восходящим по разломам потокам перегретых вод (А.Н. Пильчин), высокой сейсмичности (Н.Э. Халилов). В качестве дополнительного фактора А.М. Мамедов

---

[1] Губкин И.М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Л.—М., Грозный, Новосибирск, ОНТИ, 1934, с. 44.

указывал на обязательное наличие складок с углами падения слоев на крыльях от 15° до 50°, при которых создаются условия для движения пластичных глин вдоль разрывов. Разные исследователи подчеркивали ведущую роль в этом процессе предельной концентрации складкообразующих тектонических сил (Б.А. Тхостов), специфических колебательных и складкообразовательных тектонических движений, формирующих прерывистые, диапировые и криптодиапировые складки (А.А. Якубов и др. [32]), горизонтальных перемещений пластичных глинистых толщ внутри наложенных молассовых прогибов, формирующих дисгармоническую складчатость, сопровождающуюся перераспределением флюидов — выравниванием пластового давления (Б.В. Григорьянц), замедленно-непрерывной внутриформационной миграции локальных газовых скоплений в толще пластичных пород (Н.С. Кастрюлин) или же условий горизонтального сжатия (М.Л. Копп).

Явление грязевого вулканизма уже несколько десятилетий используется исследователями в равной степени для обоснования как теории биогенного (органического), так и гипотезы абиогенного (неорганического) происхождения нефти и газа.

При изложении взглядов на генезис нефти и газов (в том числе газов грязевых вулканов) наряду с другими геолого-геохимическими материалами широко используют данные о составе продуктов выбросов грязевых вулканов и их локализации в пространстве. Так, для доказательства глубинного происхождения нефти и газа Н.А. Кудрявцев приводит следующие аргументы: расположение грязевых вулканов вдоль разломов, нахождение крупных вулканов на небольшом расстоянии друг от друга, наличие в твердых продуктах выбросов юрских известняков ртути, а в составе газов — водорода и окиси углерода, выделение огромного количества газа при извержениях, а в отдельных случаях с примесью сероводорода.

Результаты исследований грязевых вулканов Крымско-Кавказской нефтегазоносной провинции, проведенных в 1935 г. под руководством И.М. Губкина и продолженных многими учеными в различных газоносных областях (А.А. Якубов, А.А. Али-Заде, М.М. Зейналов, М.Г. Агабеков, Ф.Г. Дадашев, А.В. Зайцев, М.К. Калинко, Н.О. Назаров, И.М. Сирык, Е. Ф. Шнюков, Т.П. Эбралидзе и др.), полностью опровергли мнение об их связи с магматическими очагами и указали на генетическую связь грязевых вулканов с осадочной толщей, с которой, в свою очередь, тесно связаны залежи нефти и газа.

Приведенные в работах Ф.Г. Дадашева, М.К. Калинко, И.М. Сирыка сравнительные таблицы состава газов грязевых и магматических вулканов свидетельствуют о значительных различиях между ними и вместе с тем об отсутствии связи грязевых вулканов с глубинными разломами.

Следует подчеркнуть, что связь грязевого вулканизма с осадочной толщей подтверждается сущностью самого процесса, начало которого соответствует времени выноса (выпирания) глинистых масс осадочных отложений, преимущественно кайнозойского возраста. Поэтому грязевой вулканизм вне зависимости от наличия в продуктах твердой, газо-

вой и жидкой фаз ряда компонентов глубинного происхождения (ртути, фтора, мышьяка, свинца) следует считать процессом, непосредственно связанным с осадочной толщей.

Наличие грязевых вулканов только в 25 и отсутствие признаков их деятельности в более чем 170 нефтегазоносных и перспективных бассейнах (провинциях) подвижных поясов, несмотря на наличие антиклинальных структур, разрывных нарушений, пластичных глинистых толщ, газовых скоплений, пластовых вод, аномально высоких пластовых давлений, способствующих, по мнению исследователей, развитию грязевых вулканов, показывает, что для их образования перечисленных факторов недостаточно.

Как отмечалось, грязевые вулканы, расположенные не только в разных областях, но и на соседних участках одних и тех же тектонических зон, отличаются друг от друга по морфологии, составу твердых выбросов и характеру эруптивной деятельности. В составе твердых выносов одних вулканов встречаются крупные обломки пород (объемом 3–5 $м^3$ и более), других – глинистая масса с незначительным количеством мелких обломков пород, третьих – только пелитовые образования. Морфологические особенности, состав, объем, возраст продуктов выбросов и характер деятельности грязевых вулканов дают основание разделить их на два морфогенетических типа: а) грязевые вулканы и б) грязевые сопки, сальзы и грифоны.

Грязевые вулканы представляют собой крупные (преимущественно высотой 100–200 м с диаметрами кратера 50–300 м и основания 500–2000 м) обычно конусовидные возвышенности, сложенные глинистой массой с многочисленными обломками пород различного размера и возраста. В них наблюдаются периодические извержения или выпирание брекчии. Максимальное число их известно в Восточном Азербайджане. Среди грязевых вулканов выделяются также преимущественно платовидные разновидности (высотой до 50 м с диаметрами кратера до 20 м, основания до 2500 м), сложенные глинистой массой с мелкими обломками пород. В них только временами происходит активизация деятельности. При этом увеличивается интенсивность выделения газа и грязевого шлама, заполнившего кратерную часть и переливающегося через ее края с образованием языков излияний. Все это приводит к постепенному увеличению высоты и размеров вулканов. К такому типу относятся грязевые вулканы Восточной Грузии и Западного Азербайджана, Кеймир-Чикишлярского района Юго-Западной Туркмении, макранского побережья Ирана и Пакистана, Центральной Бирмы, большинство вулканов Северной Италии и Андаманских отстровов. В Азербайджане, Туркмении, на Керченском п-ове и на о-ве Тринидад выявлены также погребенные грязевые вулканы, периодически извергавшиеся в геологическом прошлом. Особенности извержений, закономерности структурной локализации грязевых вулканов свидетельствуют о том, что они формируются при сочетании соответствующих геолого-геохимических и геодинамических условий.

Грязевые сопки, сальзы и грифоны развиваются либо самостоятельно,

либо образуются на теле грязевых вулканов. Они сложены пелитовыми образованиями и выделяют флюиды и грязь разной консистенции. Характер деятельности грязевых сопок, сальз и грифонов свидетельствует о том, что они образуются при разрыхлении водой глинистых пород и их постепенном выносе на поверхность земли восходящим потоком воды и газа по разрывным нарушениям. К этому типу относятся грязевулканические проявления в Албании, Румынии (в Трансильвании, Олтении и Молдове), Пенджабской области Пакистана, Северо-Восточной Индии и Эквадоре.

V. 1. ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Процесс извержения и продукты деятельности грязевых вулканов свидетельствуют о том, что "видимыми" факторами, обусловливающими их существование, являются присутствующие в осадочной толще соответствующих нефтегазоносных областей газовые скопления, глинистые породы и пластовые воды.

Как отмечалось выше, грязевые вулканы развиваются в прогибах (впадинах), характеризующихся большой мощностью осадочной толщи (8—22 км). Фактические данные по газонасыщенности осадочного выполнения прогибов (впадин), осложненных грязевым вулканизмом, показывают, что существующие в них геохимические и термодинамические условия благоприятствовали формированию нефтегазоносных свит в мезозойско-кайнозойских отложениях. Области развития грязевого вулканизма территориально соответствуют тем или иным зонам нефтегазонакопления, где выявленные месторождения нефти и газа на современном этапе разведанности недр приурочены в основном к среднемиоцен-плиоценовому интервалу разреза отложений. Распространение грязевых вулканов в глубоко погруженных прогибах (впадинах) не случайно. Наиболее глубоко погруженные слои осадочной толщи, как считают И.В. Высоцкий, А.А. Геодекян, С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, В.А. Соколов, генерируют в основном углеводородные газы, являющиеся в грязевулканическом процессе движущей силой. В связи с тем, что грязевые вулканы за пределами областей глубокого прогибания не встречаются, логично рассматривать в качестве источника необходимых объемов газа глубоко погруженные толщи отложений. На глубинах более 5—6 км с жесткими термобарическими условиями генерация газа протекает в масштабах, необходимых для выноса пород на поверхность. В неглубокозалегающих толщах процессы генерации газа протекают очень медленно и газогенерирующая способность пород не столько высока. Поэтому относительно неглубоко залегающие отложения, как правило, не в состоянии обеспечить аккумуляцию необходимого объема газа, способного сформировать энергетические ресурсы для образования грязевых вулканов. Кроме того, на таких глубинах вообще существует состояние общего газового дефицита.

Пластичные глинистые породы составляют основную массу твердых выносов. Они имеют более широкое распространение в областях погружений подвижных поясов.

Роль воды в деятельности грязевых вулканов двоякая: вода, во-первых, проникая в пустоты и поры, приводит к разбуханию пород, превращая их в вязкую массу, а, во-вторых, совместно с газовой струей способствует выдавливанию глинистой массы с обломками пород на поверхность.

К факторам, обусловливающим образование грязевых вулканов, относится также наличие разрывных нарушений второго порядка, осложняющих антиклинальные зоны нефтегазоносных провинций и в отличие от глубинных разломов секущих только осадочную толщу. Повсеместно установлена приуроченность грязевых вулканов к продольным нарушениям или к узлам пересечения продольных и поперечных разрывов. Даже в пределах отдельных вулканов на их кратерном поле наблюдается линейное расположение сопок, сальз и грифонов. Ярким примером может служить самая юго-западная группа грязевулканических проявлений, расположенная между вулканами Калмас и Агзыбир (Бездаг) в Прикуринской низменности. На участке размером около 2000 × 800 м имеется свыше 1000 грифонов, размещенных рядами по простиранию антиклинальных линий. Такие примеры можно привести и по другим вулканам Восточного Азербайджана (Клыч, Агдам, Эмджек-Эмджек, Солахай, Агзы-Хазры, Дагколаны, о-в Бӯлла, о-в Свиной и др.), Юго-Западной Туркмении (Небитдаг, Боядаг, Кипящий Бугор и др.), Западной Кубани (Шуго, Гнилая гора и др.), Керченского и Таманского полуостровов (Булганакский, Еникальский, Карабетовский и др.), южной части о-ва Тринидад (Колумбийская группа, группа Эрин и др.).

Выводные каналы грязевых вулканов приурочены к наиболее крупным разрывным нарушениям, секущим локальные складки. В антиклинальных зонах, разбитых единым региональным нарушением, наряду со складками, осложненными грязевыми вулканами, встречаются поднятия, не имеющие вулканов. Это означает, как считают А.А. Якубов и М.М. Зейналов, что образование разрывных нарушений не является следствием грязевулканической деятельности. В результате перемещения слоев по разрывам происходит раздробление и перетирание пород, которые в дальнейшем участвуют в образовании грязевулканической брекчии. В качестве примера можно привести полосу сопряжения Шемахино-Гобустанского синклинория с Куринской впадиной (Ленгебизско-Алятская зона складчатости), вдоль которой на северо-западе прослеживается крупный Аджичайский надвиг, к юго-востоку переходящий в Алятский разрыв (взброс). По Аджичайскому надвигу слои майкопской свиты (олигоцен — нижний миоцен) контактируют с отложениями продуктивной толщи и акчагыльского яруса плиоцена. А вдоль Алятского разрыва выделяется зона перемятых пород длиной 30—35 км и шириной 0,5—1 км. Максимальная амплитуда вертикального смещения разрыва доходит до 1750 м. По этому разрыву отложения нижнего отдела продуктивной толщи (средний плиоцен) относительно пологого северо-восточного

крыла (25–30°) контактируют с апшеронскими слоями верхнего плиоцена крутого юго-западного крыла (65–70°). Следует отметить, что в других тектонических зонах юго-восточного погружения Большого Кавказа такая интенсивная раздробленность и перебитость, как это имеет место в Алятской гряде, нигде не наблюдается. Сопочные поля крупных грязевых вулканов данной зоны (Котурдаг, Каракюре, Айрантекян, Ахтимер, Дурандаг, Дашмардан и др.) занимают обширные площади. Это объясняется тем, что здесь вследствие сильной раздробленности и перемещения по Аджичайско-Алятскому разрыву северо-восточных крыльев складчатых структур образовавшаяся в большом количестве тектоническая брекчия под воздействием воды и газа превращается в грязевулканическую и при пароксизмах вулканов выбрасывается на поверхность.

Сходные условия наблюдаются и в Восточном Белуджистане, в зонах развития грязевых вулканов вдоль хребтов Хала и Харо.

В ряде прогибов (Сицилийский, Паданский, Оринокский и др.) в образовании исходного материала для грязевулканической брекчии существенную роль сыграли горизонтальные перемещения тектонических блоков. В результате подводно-оползневых явлений образуются осадочные брекчии — олистостромы, характеризующиеся большими массами смятых брекчиевидных глин, включающих отдельные фрагменты более древних пород (клиппены или олистолиты).

К факторам, обусловливающим образование грязевых вулканов, относится также смятие осадочного комплекса отложений в антиклинальные структуры. Поэтому все грязевые вулканы, как правило, приурочены к локальным складкам. Следует отметить, что первые исследователи геологического строения тех или иных площадей по наличию грязевых вулканов предполагали существование поднятий в районах их распространения. В дальнейшем поисково-разведочное бурение и геофизические исследования подтвердили в основном это предположение. Исключением является район расположения грязевулканического о-ва Глиняный, где структурно-картировочным бурением и разведочной геофизикой самостоятельное поднятие не выявлено; к юго-востоку от острова на сейсмическом профиле отмечен только антиклинальный перегиб, который, по мнению исследователей, обусловлен нарушением.

О-в Глиняный — один из активно действующих грязевых вулканов Каспийского моря. Его бурные извержения зафиксированы в 1810, 1860, 1913, 1926 и 1937 гг. Среди твердых выбросов вулкана найдены породы эоцен-олигоцен-миоценового, а также плиоценового комплексов. Встречены и обломки более глубокозалегающих слоев, которые предположительно относят к верхнему мелу. По геолого-геофизическим построениям этот остров расположен в центральной части Кичикдаг-Андреевской синклинали. Структурно-поисковое бурение, проведенное на о-ве Глиняный в разные годы, не могло окончательно выяснить тектоническое строение этого района, так как скважины вскрыли только низы апшеронского яруса и кровлю продуктивной толщи на глубине 1961 м. Но на профиле расположения скв. 15, 16, 17, 19 и 20 в отложениях апшеронского яруса и антропогена было отмечено плавное воздымание слоев от поднятия Аляты-море в южном направлении — в сторону о-ва Глиняный, а также уменьшение мощности отдельных подъярусов апшеронского яруса от острова к юго-востоку. Такое же плавное воздымание от поднятий Хамамдаг-море и Аляты-море в сторону рассматриваемого участка наблюдается и на сейсмических профилях (рис. 36).

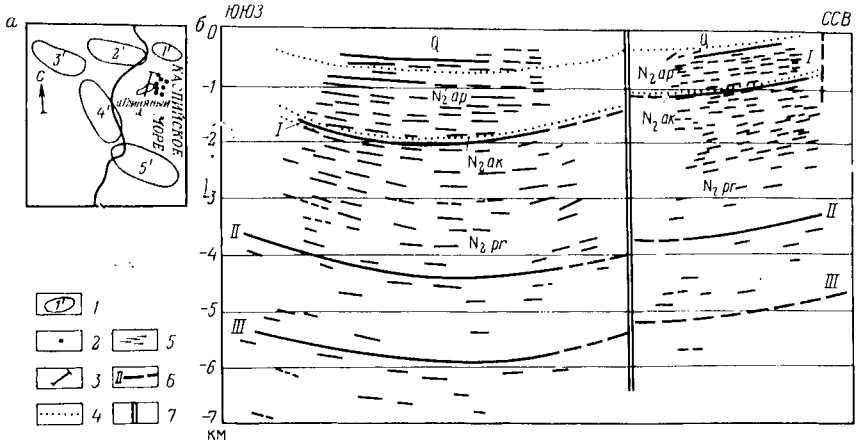


Рис. 36. Схема расположения локальных поднятий (*а*) и сейсмогеологический профиль через о-в Глиняный (*б*) (составлено по данным треста "Каспнефтегеофизразведка"):

1 — поднятия: *1'* — Аляты-море, *2'* — Дашгиль, *3'* — Котурдаг, *4'* — Пирсагат, *5'* — Хамамдаг-море; *2* — структурно-поисковые скважины; *3* — линия профиля; *4* — стратиграфические границы; *5* — отражающие площадки; *6* — условные сейсмические горизонты в подошве акчагыльского яруса (I), в среднем плиоцене (II) и в отложениях, подстилающих среднеплиоценовую толщу (III); *7* — предполагаемое нарушение.

N_2ap — апшеронский ярус, N_2ak — акчагыльский ярус, N_2pr — продуктивная толща

К участку о-ва Глиняный с севера и северо-запада примыкают поднятия Аляты-море, Дашгиль и Котурдаг, являющиеся юго-восточным окончанием сложно построенной Алятской гряды, а с юго-запада — поднятия Пирсагат и Хамамдаг-море, относящиеся к антиклинальной зоне Пирсагат — банка Корнилова-Павлова. Особенности этих поднятий — размыв продуктивной толщи (за исключением Пирсагатской складки) в их сводовых частях (амплитуда размыва на поднятии Аляты-море доходит до 300 м, Дашгиль 700—800 м, Хамадаг-море до 900 м, Котурдаг 1400—1500 м), асимметрия, осложненность в основном продольными нарушениями и грязевым вулканизмом — безусловно связаны с их тектоническим развитием.

Тектоническое развитие района о-ва Глиняный и окружающих его участков можно проследить по профилям формирования тектонических структур, методика построения которых разработана В.Б. Нейманом, где графически изображается развитие той или иной поверхности. Нами выбрана поверхность (кровля) продуктивной толщи и рассмотрено ее дальнейшее развитие по профилю Аляты-море — о-в Глиняный — Хамамдаг-море (табл. 6).

Как видно из палеотектонических профилей (рис. 37), район поднятия Хамамдаг-море с акчагыльского времени к современному моменту относительно районов о-ва Глиняный и поднятия Аляты-море все время занимал высокое положение. Если к началу апшеронского времени наиболее погруженная часть бассейна седиментации приурочивалась к району Аляты-море, то, постепенно перемещаясь к югу, к началу антропогенового времени она уже располагалась в районе о-ва Глиняный. В антропогеновое время этот район снова испытывает опускание относительно соседних участков. Отсюда следует, что рано начавшийся процесс складкообразования в районе о-ва Глиняный по сравнению с участком Аляты-море начиная с апшеронского времени резко замедляется. В результате положительных тектонических движений в апшерон-антропогеновое время, имевших место в соседних антиклиналь-

Таблица 6

Расчет построения палеотектонического профиля по линии Аляты-море — о-в Глиняный — Хамамдаг-море

Стратиграфические подразделения	Мощность, м			Средняя мощность, м	Разность мощностей, м		
	Аляты-море	О-в Глиняный	Хамамдаг-море		Аляты-море	О-в Глиняный	Хамамдаг-море
От условного сейсмического горизонта в продуктивной толще до ее кровли	2600	2500	2200*	2433	–67	– 167	+ 233
	70	0	80				
Акчагыльский ярус	2670	2500	2280	2483	– 187	– 17	+ 203
	700	900	800				
Апшеронский ярус	3370	3400	3080	3283	– 87	– 117	+ 203
	340	430	360				
Антропоген	3710	3830	3440	3660	– 50	– 170	+ 220

* По экстраполяции.

ных зонах (на юго-восточном погружении Апятской гряды и в Пирсагат-Хамамдагской зоне), сформированная складка в районе о-ва Глиняный как бы оказалась поглощенной Кичикдаг-Андреевской синклиналью, расположенной между вышеуказанными зонами.

Анализ истории развития рассматриваемых районов, периодический характер извержений на грязевулканическом острове, а также данные структурно-поискового бурения и разведочной геофизики позволяют считать, что на участке о-ва Глиняный имеется слабо выраженное в плиоценовых отложениях погребенное поднятие. Проводя аналогию с другими структурами Бакинского архипелага и Нижнекуринской впадины, осложненными грязевыми вулканами, можно

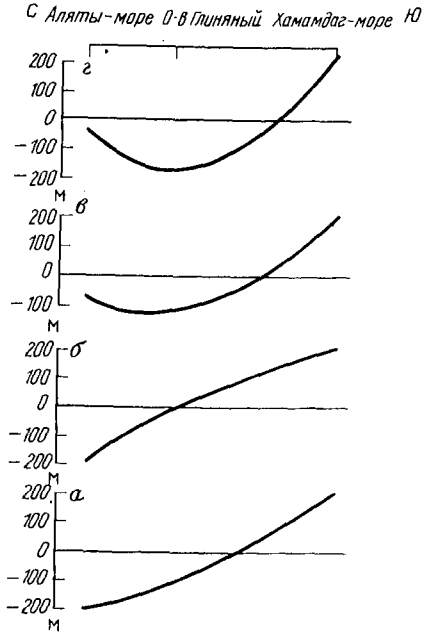


Рис. 37. Схематические палеотектонические профили по линии Аляты-море — о-в Глиняный — Хамамдаг-море.

Положение поверхности среднего плиоцена к началу акчагыльского (*а*), апшеронского (*б*), антропогенового (*в*) времени и к современному моменту (*г*)

предполагать, что о-в Глиняный приурочен к северо-западной периклинали складки, отраженной в плиоценовом комплексе отложений, а по более глубокозалегающим слоям — к ее наиболее приподнятой части. На основании наличия грязевого вулкана и данных сейсморазведки 1967—1968 гг. Д.М. Сулейманов, Р.Г. Султанов, К.А. Исмайлов, А.Н. Гасанов, в указанном районе также выделяли антиклинальную складку с недоразвитой северо-западной периклиналью.

В геологических описаниях или же построениях по Южному Гобустану и Алятской гряде с освещением тектонических элементов складок приводятся также сведения о структурном положении многих грязевых вулканов. Однако до сих пор не был выяснен вопрос о связи со складчатой структурой таких крупных грязевых вулканов, как Арзани, Ахтимер, Котур и др., которые на существующих структурных схемах локализуются на далеких крыльевых частях складок или же в синклиналях, разделяющих антиклинальные зоны.

Излияние крупного грязевого вулкана Арзани с двумя кратерами, расположенного между грязевыми вулканами Дурандаг на юго-западе и Агдам-Клыч на северо-востоке, в настоящее время занимает площадь длиной 5,8 км при максимальной ширине 1,8 км. К юго-востоку от вулкана Арзани находится крупный недействующий грязевой вулкан, описанный С.А. Ковалевским под названием Котур. Далее к югу от него или к юго-западу от Тоурагая расположен крупный грязевой вулкан Ахтимер. К северо-западу от последнего, в пределах Алятской гряды, находится безымянный двухвершинный вулкан.

Исследование грифонно-сальзовой стадии деятельности грязевых вулканов Южного Гобустана и Алятской гряды позволяет отметить, что большинство крупных вулканов выделяет газ, грязь и мутную воду без каких-либо признаков нефти. Наличие нефти отмечается преимущественно в мелких вулканах, представленных группами или отдельными грязевулканическими конусами, примером которых могут служить грязевулканические проявления Солахайской складки. Такая особенность грифонно-сальзовой стадии деятельности грязевых вулканов, распределенных по простиранию складки, как отмечалось выше, обусловлена их тектоническим положением.

Учитывая, что все грязевые вулканы связаны с локальными антиклинальными складками, в пределах Южного Гобустана в районе расположения грязевого вулкана Арзани выделяется одноименное поднятие. Ранее выделенное поднятие Арзани-Клыч, расположенное к северо-востоку от него, к которому приурочены вулканы Агдам и Клыч, в работе названо Агдам-Клыч.

К юго-восточной периклинальной части поднятия Арзани приурочивается грязевой вулкан Котур. Поднятие вместе с Западно-Дуванинской и Малокянизадаг-Дуванинской складками образует новую антиклинальную зону, расположенную между Алятской зоной складчатости и антиклинальной зоной Агдам-Клыч — Кянизадаг (рис. 38).

По особенностям нефтегазопроявлений на грязевых вулканах площади Солахай Алятской зоны поднятий к северу и к югу от вулкана Эмджек-Эмджек предполагаются два поднятия, названных нами Северо- и Южно-Солахайским; к северному из них и приурочен вулкан Ахтимер.

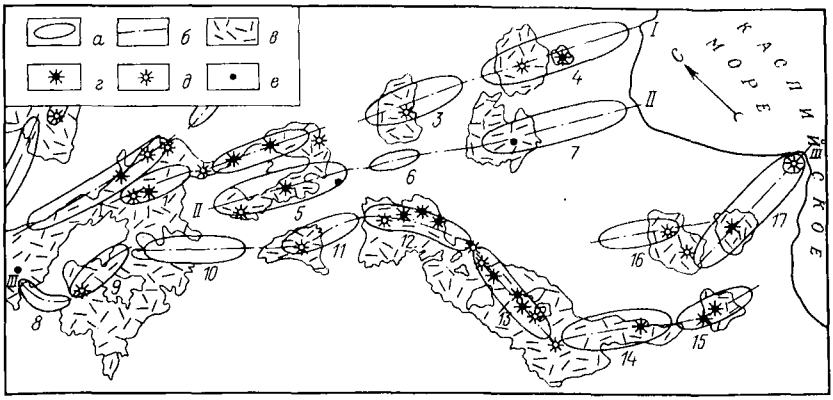


Рис. 38. Схема расположения плиоценовых поднятий Южного Гобустана и Алятской гряды (составлена на основе Геологической карты Гобустана, 1972 г.) :

а — локальные складки: *1* — Шокихан, *2* — Агдам-Клыч, *3* — Тоурагай, *4* — Большой Кянизадаг, *5* — Арзани (выделена впервые), *6* — Западный Дуванный, *7* — Малый Кянизадаг — Дуванный, *8* — Западный Дашмардан, *9* — Дашмардан, *10* — Дурандаг, *11* — Баридаш, *12* — Северный Солахай, *13* — Южный Солахай, *14* — Айрантекян, *15* — Котурдаг, *16* — Кирдаг, *17* — Дашгиль; *б* — линии простирания антиклинальных зон: I—I — Шокихан-Кянизадаг, II—II — Арзани — Малый Кянизадаг — Дуванный, III—III — Алятская гряда; *в* — грязевулканическая брекчия; грязевые вулканы: *г* — выделяющие газ, воду и пленки нефти, *д* — выделяющие газ и воду, *е* — недействующие

Следует подчеркнуть, что, несмотря на наличие благоприятных факторов для образования грязевых вулканов, последними осложнены не все локальные складки, входящие в состав антиклинальных зон. Так, в Фатьмаи-Зыхской антиклинальной зоне грязевые вулканы приурочены к Фатьмаинской, Кирмакинской, Балаханы-Сабунчи-Раманинской, Карачухур-Зыхской складкам и к структуре Песчаный-море. Исключение составляет Сураханская складка. Данные С.Т. Овнатанова о росте Сураханской и Карачухур-Зыхской складок в какой-то мере объясняют это явление, свидетельствуя о том, что наиболее поднята последняя структура.

В пределах Прикаспийско-Кубинской области относительно крупным грязевым вулканом осложнена лишь Кайнарджинская складка Талаби-Кызылбурунской антиклинальной зоны, которая характеризуется, по данным Ф.С. Ахмедбейли, большой скоростью роста в плиоцене — 21 см за 100 лет.

Анализ тектонического развития Апшеронского архипелага показывает, что к концу века нижнего отдела продуктивной толщи высота подъема складок составляла, м: Камни Григоренко 190, о-в Жилой 290, Грязевая сопка 327, Нефтяные камни 320 и Южная 135. Следует подчеркнуть, что, за исключением первой и последней складок, остальные поднятия осложнены грязевыми вулканами. К концу века продуктивной толщи высота складки Нефтяные Камни достигала 805 м, складки Южная 320 м. В антропогене рост складки Нефтяные Камни и других соседних

поднятий продолжался с еще большей скоростью (до высоты 3320 м), в то время как рост структуры Южная прекратился в конце среднего плиоцена (Ф.И. Самедов, Л.А. Буряковский, Р.М. Дадашев и др., 1970 г.).

В пределах Кюровдаг-Нефтечалинской антиклинальной зоны, включающей с северо-северо-запада на юго-юго-восток Кюровдагскую, Карабаглинскую, Бабазананскую, Хиллинскую и Нефтечалинскую складки, грязевые вулканы известны на всех названных структурах, за исключением Карабаглинской.

Кюровдагская складка с углами падения 20—25° на северо-восточном крыле и 45—50° на юго-западном осложнена системой продольных, поперечных и радиально расходящихся нарушений. Вдоль оси поднятия проходят два почти параллельных друг другу продольных нарушения, с которыми связаны грязевой вулкан Пиргарин, грязевулканические проявления оврага Яндере и потухший вулкан вершины Геоктепе, приуроченные к северо-западной периклинальной и сводовой частям складки.

Складка Карабаглы (пологая брахиантиклиналь) покрыта мощным чехлом четвертичных отложений и осложнена двумя основными продольными нарушениями.

Крупная Бабазананская складка с крутым юго-западным (60—80°) и относительно пологим северо-восточным (25—35°) крыльями осложнена двумя продольными нарушениями с амплитудой до 700 м. По данным сейсморазведки к северо-западу и юго-востоку от грязевого вулкана Дуровдаг, расположенного на ее далекой юго-восточной периклинали, отмечаются два поперечных нарушения. Эти нарушения обособляют Дуровдагский участок в самостоятельный тектонический блок. Кроме грязевого вулкана Дуровдаг в сводовой и северо-западной части Бабазананской складки имеется ряд грязевулканических проявлений.

Сводовая часть Хиллинской складки осложнена двумя продольными и рядом поперечных нарушений. Западное продольное нарушение, проходящее через вулкан Дуздаг, имеет амплитуду вертикального смещения 80—100 м, а в районе вулкана 300 м. Грязевой вулкан Дуздаг приурочен к присводовой части юго-западного крыла складки.

Нефтечалинская складка с крутым северо-восточным (25—30°) и пологим юго-западным (10—12°) крыльями осложнена многочисленными нарушениями различного направления. Наиболее крупные — два продольных сброса, проходящие вдоль присводовой части поднятия с амплитудой вертикального смещения 175—200 м восточного сброса (в центральной части 300—500 м) и 100—300 м — западного. С этими разрывами связаны вулканы Кичик-Пильпиля и Нефтечала (северный и южный) и Еникишлакское грязевулканическое проявление, приуроченные к сводовой и периклинальной частям структуры.

Если проследить за гипсометрическим положением кровли продуктивной толщи в сводовых частях рассматриваемых складок, то окажется, что выше всех (около 750 м с учетом восстановления размытой части) она находится на Бабазананской антиклинали, а наиболее низко (— 2000 м) — на Карабаглинской. Разная степень смятия складок в пределах одной антиклинальной зоны свидетельствует о неодинаковом росте

их в разные отрезки геологического времени. Наибольший подъем испытали Бабазананская, Кюровдагская, Хиллинская и Нефтечалинская складки, осложненные грязевыми вулканами.

Из изложенного следует, что для образования грязевого вулкана важное значение имеет непрерывно-прерывистый рост поднятий.

Таким образом, основными факторами, обусловливающими формирование грязевого вулканизма, являются: накопление в областях опусканий мощной осадочной толщи преимущественно терригенного (глинисто-песчаного) состава; существование благоприятных геолого-геохимических и термобарических условий, способствующих генерации газообразных углеводородов; смятие осадочного комплекса отложений в резко выраженные складки, характеризующиеся непрерывно-прерывистым развитием; наличие сплошных разрывных нарушений, секущих осадочную толщу.

V. 2. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Систематизация фактического материала по визуальным наблюдениям и установленным природным фактам позволяет в общей последовательности образования грязевых вулканов выделить следующие стадии: 1) накопление преимущественно терригенных осадков, рассеянного органического вещества, их превращение и дифференциация, формирование складок и осложнение их разрывными нарушениями, аккумуляция углеводородов; 2) образование выводных каналов и подготовка извержения (подъем пород и газов); 3) взрыв, выброс газа (местами самовоспламенение) и излияние глинистых масс с обломками твердых пород; 4) затухание извержения.

Особенности геологического строения тех или иных областей развития грязевых вулканов показывают, что формирование складок в их пределах происходило одновременно с осадконакоплением. С ростом складок развивались также разрывные нарушения. Образование зон поднятий и опусканий, в свою очередь, приводило к неравномерному осадконакоплению: в их сводовых частях накапливались осадки меньшей мощности, чем в крыльевых погружениях. Неравномерные нагрузки, возникшие в зонах поднятий и опусканий, приводили к нагнетанию глинистых масс из синклинальных участков в сторону поднятий. Беспрерывное выпирание грязевулканической брекчии из эруптивных центров ряда вулканов свидетельствует о важной роли этого процесса (иначе говоря, диапиризма и криптодиапиризма) в механизме формирования грязевых вулканов.

Все без исключения области широкого развития грязевого вулканизма испытали интенсивное погружение, обусловившее накопление молассовых образований большой мощности, в разрезе которых существенную роль играют глинистые толщи. Благодаря интенсивному погружению уплотнение пластов явно запаздывает, а это приводит, как считают А.Г. Дурмишьян и Н.Ю. Халилов, к отставанию оттока поровой воды из глин. По мере наращивания мощности осадков увеличивается оказываемое

на них горное давление, и это, в свою очередь, вызывает уплотнение глин. Отжимаемые из глин флюиды проникают в более проницаемые пласты и со временем полностью насыщают их. В этих условиях увеличение массы вышележащих слоев уже не может вызвать движения флюидов, и геостатическая нагрузка воспринимается ими. В то же время, как подчеркивалось выше, своеобразие областей развития грязевого вулканизма заключается в интенсивной дислоцированности и смятии в складки слагающих их отложений, которые существенно уменьшают объем порового пространства в коллекторах, насыщенных флюидами; это приводит к возникновению избыточного давления в пористой среде. Кроме того, при интенсивном смятии пластов в складки в недрах земли, как считает А.Г. Дурмишьян, образуются условия для формирования залежей большой высоты с аномально высоким пластовым давлением. Как правило, чем выше степень смятия структур (отношение амплитуды структуры к ее площади) тем, по А.А. Орлову, больше значения градиента начального пластового давления. Таким образом, в зависимости от региональной геотектонической обстановки и строения складчатых структур в недрах создается необходимое внутреннее давление для выброса или выпирания снизу вверх раздробленных пород вдоль разрывных нарушений.

Благодаря пульсационному характеру тектонических движений обеспечивается освобождение из скелета пород связанной воды и газов, которые концентрируются вдоль разрывных нарушений, где происходит постепенное формирование канала грязевого вулкана.

Пластовые воды при движении вверх по зонам тектонических нарушений начинают насыщать раздробленные породы, превращая их в жидкую массу. Вместе с водой вверх устремляются и газы, которые совместно с водой уменьшают плотность пластичных пород, что способствует созданию избыточного давления. Этот процесс продолжается до тех пор, пока на глубине давление в зоне разрыва не превысит геостатическое. Процесс извержения грязевого вулкана начинается со времени нарушения равновесия между энергией пластичных масс и сопротивлением окружающей среды. Основным импульсом для разведки внутреннего давления служат тектонические подвижки по разрывным нарушениям, что подтверждается современными извержениями грязевых вулканов, располагающихся на участках прогибов, ограниченных региональными разломами, и их связью с землетрясениями.

Как было отмечено выше, во время сильного землетрясения 28 ноября 1945 г. с эпицентром в Аравийском море образовались четыре грязевулканических острова, а над кратером грязевого вулкана, расположенного около селения Хинглай на макранском побережье, появился огромный огненный столб. Интересно отметить, что на поверхности одного из островов наблюдались восемь параллельных гребней высотой до 4 м, простирающихся с севера на юг. Расстояние между гребнями составляло 13 м. В.П. Сондхи рассматривает их как "застывшие сейсмические волны" в глинистой толще. Этот конкретный факт свидетельствует о бесспорной связи извержений грязевых вулканов с землетрясениями. В литературе

имеются многочисленные свидетельства совпадения по времени извержений грязевых вулканов и землетрясений в различных областях.

При образовании зияющих трещин резко уменьшается давление над газовым скоплением. Одновременно происходит интенсивное выдавливание газов, растворенных в жидких флюидах и находящихся в свободном состоянии в порах пород. Возникающий таким образом газовый поток при своем движении вверх увлекает глинистую массу с раздробленными породами вдоль разрывных нарушений. При этом наиболее податливые пластичные породы в своем движении опережают более крепкие вышележащие породы. Поэтому в составе твердых выносов вулканов доминируют глинистые породы в большинстве случаев палеоген-миоценового возраста.

Во время грязевулканического процесса движущиеся газы в верхней части зоны разрывного нарушения в силу уменьшения пластового давления сильно расширяются, скорость и объем газонасыщенной массы резко возрастают. С выпиранием глинистой массы происходит также разрежение газа, скапливающегося ниже пластичной толщи, в сводовых частях поднятий.

Такой ход процесса образования грязевых вулканов подтверждается исследованием их грифонно-сальзовой стадии деятельности и сравнением двух очередных извержений одного вулкана, последовавших одно за другим в течение относительно небольшого отрезка времени.

На активно проявляющем себя грязевом вулкане на Апшеронском п-ове Локбатан после извержения 1959 г. длительное время не наблюдалось выделение газа и воды. Но при посещении этого вулкана 2 ноября 1971 г. и 14 июня 1972 г., т. е. относительно незадолго до извержения 1 октября 1972 г., на его вершине наблюдался грифон высотой 0,4 м с диаметром кратера 1 м, который периодически с промежутком в 30–40 мин выбрасывал грязь на высоту 2–3 м. В результате мощного извержения в 1972 г. к западу и востоку от основного кратера на вершине вулкана образовались языки излияния свежей брекчии длиной 100–200 м при ширине 50–60 м, а вдоль кратерного вала – трещины.

На вулкане Келаны в Шемахино-Гобустанской области в 1962 г. были отмечены две группы грязевулканических проявлений. Северо-восточная группа состояла из 5 относительно крупных сопок и 27 грифонов, выделяющих газ, грязь и воду с пленкой нефти. Вторая группа была расположена в 3,5 км к юго-западу от первой и состояла из озероподобной сальзы размером 5×3 м, которая бурно выделяла газ и воду с пленками нефти. В сентябре 1962 г. в результате извержения к западу от северо-восточной группы на расстоянии 500–600 м, где грязепроявлений не было отмечено, образовался покров грязевулканической брекчии размером 160×180 м и толщиной 0,5–1 м. Через 7 лет, 12 декабря 1969 г., произошло новое очень мощное извержение этого вулкана: в небо на высоту 300–400 м взметнулся огненный столб, увенчавшийся клубами черного дыма. Излияние грязи закончилось 17 декабря, образовав покров площадью 70 тыс. $м^2$ при толщине 3–8 м, который перекрыл поле предыдущего

излияния вулкана. Длина образовавшейся трещины доходила до 5–6 км.

Наблюдения показали, что для вулканов с небольшими интервалами между извержениями (от 20 дней до 7 лет) в большинстве случаев характерно нарастание во времени интенсивности пароксизмов.

Таким образом, в процессе грязевулканического извержения можно выделить два этапа:

1) пластовые воды и газы насыщают раздробленные породы, залегающие выше мощной пластической толщи, и под действием воды и газа постепенно развивается выводной канал грязевого вулкана, на этом этапе не исключено и относительно слабое извержение вулкана, в котором участвуют газы верхнего осадочного комплекса отложений;

2) происходит выброс газа мощной силы, скапливающегося ниже глинистых толщ в наиболее повышенных частях поднятий, в сравнительно древних слоях.

В дальнейшем в результате погружения кратеры грязевых вулканов покрываются более молодыми отложениями, после чего вновь протекают вышеуказанные процессы: рост складок, неравномерное осадконакопление, развитие ранее образованных тектонических разрывов, генерация и аккумуляция газов в сводовых частях складок. В связи с тем, что наряду с общим прогибанием увеличиваются газонасыщенность слоев и давление в геогидродинамической системе, грязевулканическая деятельность по сравнению с предыдущими периодами усиливается.

V. 3. ЭНЕРГИЯ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Грязевулканическое извержение представляет собой одну из форм вертикального движения твердых и газообразных веществ, сопровождающегося выносом избыточной энергии. Непосредственно количественно характеризовать эту энергию не представляется возможным. Но на основе определения расходной части энергетического баланса грязевулканического извержения E, состоящей из энергии, затрачиваемой на подъем массы грязевулканической брекчии из очага к устью выводного канала E_1 и на разрушение пробки брекчии в жерле вулкана E_2, а также выделяемой во время пароксизма E_3, можно приблизительно подсчитать энергию извержения грязевых вулканов.

Энергия E_1 складывается из энергии, теряемой на преодоление сил гравитации $E_{1г}$ и трения $E_{1тр}$, а также кинетической энергии $E_{1к}$ в верхней части выводного канала.

Согласно эквивалентности $E_{1г}$ механической работе, совершенной в процессе подъема грязевулканической брекчии, можно ее определить по формуле

$$E_{1г} = m g H, \tag{1}$$

где m – масса перемещаемых твердых пород; g – ускорение свободного падения (9,81 м/с^2); H – длина выводного канала, соответствующая глубине залегания грязевулканического очага.

Объем V твердых выносов грязевых вулканов Восточного Азербайджана варьирует в широких пределах — от 5 тыс. м^3 до 5 млн. м^3 и в среднем составляет $42 \cdot 10^4$ м^3. При плотности грязевулканической брекчии ρ, равной $1{,}85 \cdot 10^3$ кг/м^3 (по определению А.О. Мартиросовой), масса твердых продуктов m, выброшенных за одно извержение, составляет в среднем: $m = \rho V = 8 \cdot 10^8$ кг. Длину выводного канала H можно в первом приближении принимать равной средней глубине залегания мощной пластичной толщи (5 км). Подставляя значения массы изверженных пород и длины выводного канала в формулу (1), определим среднюю энергию, затрачиваемую на подъем грязевулканической брекчии к поверхности земли: $E_1 \text{г} = 8 \cdot 10^8 \cdot 9{,}81 \cdot 5 \cdot 10^3 \approx 4 \cdot 10^{13}$ Дж.

Учитывая, что движение газонасыщенной глинистой массы по выводному каналу неравномерное и соответствует скорее всего структурному режиму течения и используя формулы Гагена — Пуазейля и кинетической энергии, E_1 тр и E_1 к можно определить следующим образом:

$$E_1 \text{тр} = \frac{8\,g H m}{\gamma r} \left(\frac{h}{r} v - \frac{\tau_0}{3} \right), \qquad (2)$$

$$E_1 \text{к} = \frac{1}{2} \alpha \pi r^2 H \rho v^2, \qquad (3)$$

где γ — удельный вес увлажненной грязевулканической брекчии, равный $2{,}4 \cdot 10^3$ Н/м^3; r — радиус выводного канала, в среднем принимается равным 5 м; η — вязкость грязевулканической брекчии, в среднем равная $8{,}5 \cdot 10^3$ Па·с [42]; v — средняя скорость движения грязевулканической брекчии по выводному каналу во время извержения вулканов; τ_0 — динамическое напряжение сдвига при структурном режиме вязкопластичной жидкости (в нашем случае газонасыщенной глинистой массы), которое, по рекомендации А.М. Пирвердяна, можно принимать равным 40 Па; α — коэффициент Кориолиса, учитывающий неравномерность распределения скоростей в выводном канале вулкана (при резком расширении, как это имеет место в верхней части выводного канала, α, по данным Р.И. Шишенко и Б.И. Есмана, может достичь 5).

Скорость v можно определить из выражения $V = v S t$, откуда $v = V/(St) = \text{М}/(S t \rho) = \text{М}/(\pi r^2 t\rho)$, где V — средний объем выброшенной брекчии; S — средняя площадь сечения выводного канала; t — среднее время истечения брекчии; М — общая масса вынесенных твердых материалов. Зная среднее время истечения твердых материалов из жерл 29 грязевых вулканов Восточного Азербайджана, равное 91 мин, и общую массу вынесенных при этом твердых материалов — $105 \cdot 10^7$ кг, находим, что $v = 1{,}4$ м/с. По значению v согласно формулам (2) и (3) определяем, что E_1 тр $= 6{,}3 \cdot 10^{13}$ Дж, а E_1 к $= 1{,}6 \cdot 10^{10}$ Дж.

Таким образом, $E_1 \approx E_1$ г $+ E_1$ тр $\approx 10^{14}$ Дж, т. е. основная доля энергии при подъеме грязевулканической брекчии к поверхности земли затрачивается на преодоление сил трения и гравитационных сил.

О величине E_2 можно судить по величине энергии колебаний $E_{\text{кл}}$, сопровождающих извержения грязевых вулканов, определяемой из от-

ношения $E_2 = E_{кл}/\omega$, где ω – коэффициент, учитывающий долю высвободившейся в очаге землетрясений энергии, переходящей в энергию сейсмических волн (при тектонических замлетрясениях, по П.И. Токареву, $\omega = 0{,}005$).

Впервые определенный А.А. Якубовым, Ф.Т. Кулиевым, Т.А. Исмаил-Заде энергетический класс сотрясений κ при извержении 1 октября 1972 г. грязевого вулкана Локбатан в среднем оказался равным 8,9, что соответствует энергии слабых землетрясений. Принимая $E_{кл} = 10^{\kappa} \approx 10^9$ Дж, вычислим затраты энергии на разрушение пробки: $E_2 = 10^9/0{,}005 \approx \approx 2 \cdot 10^{11}$ Дж.

Энергия, выносимая вулканом на поверхность земли во время его извержения, E_3 включает кинетическую энергию излившейся грязевулканической брекчии $E_{3к}$, впоследствии переходящую в тепловую энергию $E_{3т}$ самой брекчии. Последняя может быть подсчитана по известной массе извергнутого материала М и теплосодержанию Q грязевулканической брекчии: $E_{3т} = MQ = MC\,(T_1 - T_2)$, где C – удельная теплоемкость, которую для грязевулканической брекчии можно принимать равной 840 Дж/(кг·К); T_1 – температура грязевулканической брекчии в очаге, находящемся в среднем на глубине 5 км, определяемая на основе геотермического градиента; T_2 – температура брекчии на поверхности.

По геометрическим исследованиям площадей, осложненных грязевым вулканизмом, где установлена аномальная температурная зона, принимается $T_1 - T_2 = 120$ К. Отсюда: $E_{3т} = 10^9 \cdot 840 \cdot 120 \approx 10^{14}$ Дж. Из этого следует, что $E_3 = E_{3к} + E_{3т} \leqslant E_{3т}\,10^{14}$ Дж.

Таким образом, в процессе грязевулканического извержения основная доля энергии затрачивается на преодоление гравитационных сил и сил трения при подъеме грязевулканической брекчии и теряется в виде тепловой энергии, что в среднем составляет: $E_{ср} = E_1 + E_1\,тр + E_{3т} \approx 2 \cdot 10^{14}$ Дж.

Сопоставление энергии грязевулканического извержения и магматизма (в последнем энергия, выносимая на поверхность земли во время покоя и извержения, по данным П.И. Токарева, не превосходит удвоенной тепловой энергии, аккумулированной в магме, и поэтому обычно по величине термальной энергии оценивается вся энергия извержений магматических вулканов) показывает, что первая на 2–8 порядков уступает второй.

VI. ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГАЗОНЕФТЕНОСНОСТИ НЕДР

Еще в 1932 г. Н.И. Воскобойников и А.В. Гурьев указывали на закономерную связь между грязевыми вулканами и нефтяными месторождениями Азербайджана и Таманского п-ова. Г.В. Абих, говоря о магматическом происхождении грязевых вулканов, не исключал их взаимосвязи с нефтеносностью. По словам И.М. Губкина, "... геологическое строение,

нефтеносность и грязевой вулканизм — составляют единое генетическое целое"[1].

Мощный (20 тыс. $м^3$/сут) и длительный (почти месяц) фонтан нефти в скв. 45, заложенной на сопочном поле грязевого вулкана Локбатан на Юго-Западном Апшероне, окончательно изменил суждение (господствующее до 30-х годов в Азербайджане) о нецелесообразности ведения поисково-разведочных работ на складках, осложненных грязевыми вулканами. Естественно, что после этого грязевые вулканы стали объектами специального исследования с целью выявления нефтегазоносности площадей и комплексов отложений. В дальнейшем эти исследования помогли обнаружить промышленные залежи нефти и газа на поднятиях Кюровдаг, Калмас, Карадаг, Кюрсанга, Мишовдаг и др., осложненных грязевыми вулканами.

Детальное изучение продуктов деятельности грязевых вулканов в других регионах позволило также установить генетическую связь между ними и нефтегазоносностью недр. При этом одни исследователи приписывают грязевым вулканам созидательную, а другие, наоборот, разрушительную роль в процессах формирования залежей нефти и газа.

Из общего числа выявленных антиклинальных складок Восточного Азербайджана и Юго-Западной Туркмении (с прилегающими морскими площадями), а также Керченского и Таманского полуостровов почти половина осложнена грязевыми вулканами. Поэтому рассмотрение вопроса их связи с нефтегазоносностью локальных складок имеет важное значение.

Как известно, основные нефтегазовые залежи Азербайджана связаны с продуктивной толщей среднего плиоцена. Несмотря на длительное изучение, вопрос о формировании залежей нефти в ней и на сегодняшний день остается дискуссионным. По мнению одних исследователей, нефть сингенетична, других — проникла в продуктивную толщу из нижележащих отложений по разломам и каналам грязевых вулканов.

Анализ пространственного размещения залежей нефти и газа в продуктивной толще и истории развития средне- и верхнеплиоценового бассейнов осадконакопления и характера дизъюнктивных дислокаций, а также сравнительное изучение складок, осложненных и не осложненных грязевыми вулканами, позволяют присоединиться к мнению исследователей, считающих залежи нефти и газа в продуктивной толще in situ. В связи с этим обратимся к фактическим данным, полученным по Апшеронской и Прикуринской нефтегазоносным областям Азербайджана.

Геохимические исследования [18] показали, что условия мелководья, особенно лагунного типа, наиболее благоприятны для нефтегазообразования, так как в них органический материал попадает в осадки, почти не испытав окисления, и его разложение создает восстановительную, слабовосстановительную или нейтральную геохимическую обстановку — одно из важнейших условий превращения захороненного органического вещества в углеводороды и образования сингенетично нефтеносных

[1] Губкин И.М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Л.—М., Грозный, Новосибирск, ОНТИ, 1934, с. 44.

(нефтепроизводящих) свит. Благоприятная геохимическая обстановка создается при трансгрессивном характере осадконакопления, обеспечивающем быстрое захоронение органического материала.

Осадки продуктивной толщи Азербайджана отлагались в водном бассейне, окаймленном воздымающимися горными сооружениями Юго-Восточного Кавказа. Здесь формировались фации краевых частей бассейна (дивичинская, ленгебизская, южно-муганская) и лагунных заливов — Калинского, Джейранкечмесского и Куринского, постепенно увеличивающихся в связи с расширением трансгрессии моря века продуктивной толщи. Ввиду того, что в краевых частях Куринской впадины и Кусаро-Дивичинского прогиба осадконакопление шло в окислительной обстановке, признаки нефтегазоносности в них отсутствуют. В отличие от них участки, вдававшиеся в смежную сушу в виде заливов, и другие части бассейна осадконакопления характеризуются восстановительным или нейтральным геохимическим режимом. Эти области в плане совпадают с зоной повышенных битумизации органического вещества и нефтегазоносности продуктивной толщи [18].

Пространственное размещение залежей нефти и газа в локальных складках показывает, что залежи располагаются на их любых участках. Время миграции углеводородов в определенных свитах было неразрывно связано с накоплением необходимой мощности осадков. В зависимости от мощности миграция флюидов в пределах тех или иных свит протекала или синхронно с их седиментацией, или позднее, после перекрытия их более молодыми осадками.

Исследованиями установлено, что размещение залежей нефти и газа как по разрезу, так и по площади обусловлено комплексом литологических, тектонических, геохимических, гидрогеологических и других факторов, а типы ловушек — условиями накопления осадков и последующим развитием тектонических движений и разрывных нарушений. Так, если в калинской свите нижнего отдела продуктивной толщи в антиклинальных складках Апшеронской области в основном образовались стратиграфические залежи нефти и газа в зонах выклинивания песчаных пластов, то в вышележащей подкирмакинской свите наряду со стратиграфическими встречаются присводовые залежи, разбитые сбросовыми нарушениями.

В продуктивной толще Апшеронской нефтегазоносной области не известны крупные скопления газа без нефти. Нефтяные залежи с газовой шапкой выявлены в глубоко погруженных горизонтах ряда месторождений. В западной части области в связи с повышением глинистости разреза нефтегазоносность значительно уменьшается. Если большинство залежей на Западном Апшероне приурочено к верхнему отделу продуктивной толщи, то на Восточном и Южном Апшероне и прилегающих морских площадях они связаны с ее нижним отделом. В отдельных свитах продуктивной толщи в связи с интенсивным воздыманием и их глубоким размывом, отсутствием коллекторов и соответствующих ловушек залежи нефти и газа не обнаружены. Акчагыльские породы по сравнению с отложениями продуктивной толщи характеризуются резким увеличением

количества органического вещества [18]. Небольшие залежи нефти и газа в них установлены только на Сураханской складке. Такое положение объясняется преимущественно глинистым разрезом этих отложений и отсутствием в них коллекторов. В апшеронских отложениях наиболее благоприятные условия для образования углеводородов и их накопления имели место в восточной части Апшеронского п-ова.

В Прикуринской нефтегазоносной области промышленные залежи нефти и газа установлены в отложениях продуктивной толщи, акчагыльского и апшеронского ярусов. На площадях Кюровдаг, Карабаглы, Нефтечала, Кюрсанга, Мишовдаг и Калмас основные объекты разработки — нефтегазоносные горизонты продуктивной толщи. Промышленные притоки нефти и газа из нее получены при бурении и опробовании ряда скважин на площадях Пирсагат, Хиллы и Бабазанан. Нефтяные залежи акчагыльского яруса разрабатываются на площади Кюровдаг, а апшеронского яруса — на площадях Кюровдаг и Нефтечала.

Залежи нефти и газа в продуктивной толще нефтегазоносной области в основном приурочены к юго-западным опущенным крыльям и экранируются разрывами. В Нефтечалинском и Кюрсагинском месторождениях нефтегазовые скопления выявлены на обоих крыльях, причем в первом более продуктивны отложения северо-восточного крыла, а во втором — северо-западной периклинали складки. Исследования показали, что наиболее благоприятными условиями нефтегазообразования характеризуются горизонты, в которых песчано-алевритовые осадки чередуются с глинами. В сводном разрезе верхнего отдела продуктивной толщи рассматриваемой области мощностью до 3,2 км выделяется около 20 песчаных горизонтов.

Учитывая, что первичная миграция нефти и газа из нефтематеринской толщи начинается при критической нагрузке, отвечающей приблизительно глубинам 1,5—2 км, следует считать, что к началу акчагыльского века в нижних горизонтах (до горизонтов VII—VIII по нефтечалинской разбивке) уже началась миграция углеводородов и происходило скопление их в ловушках. В это время благоприятные структурно-тектонические условия для накопления нефти и газа сложились на Падарском поднятии и юго-западных крыльях антиклиналей Кюровдаг, Карабаглы и Нефтечала, обращенных в сторону Мугано-Сальянской синклинали. В акчагыльском веке продолжался рост поднятий Кюровдаг-Нефтечалинской и Каламадын-Бяндованской зон и Кюрсангинской складки (в среднем на 50—100 м). Максимальная амплитуда погружения в районе Падар достигала 300 м (см. рис. 32, *I*), и поэтому накопленные к началу апшеронского века осадки не могли создать необходимое давление для миграции углеводородов в верхних горизонтах продуктивной толщи.

Зона максимальной мощности (до 1 км) акчагыльских отложений располагалась в северо-западной части Нижнекуринской впадины. Вследствие этого к концу акчагыльского века необходимая нагрузка создалась в северо-западной части Мугано-Сальянской синклинали, и наиболее благоприятные условия для скопления углеводородов в верхних горизонтах продуктивной толщи сложились на юго-западных крыльевых

частях складок Каламадын, Малый Харамин, Кюровдаг и Карабаглы, а также на северо-западной периклинали складки Мишовдаг, которые примыкают к указанной синклинали.

В апшеронское время максимальное погружение происходило к юго-западу от Кюровдаг-Нефтечалинской антиклинальной зоны (до 1,6 км) и Кюрсангинской складки (2,5 км) (см. рис. 32, //). Поэтому в наиболее благоприятных условиях оказались Кюрсангинская складка и юго-западные крылья Кюровдагской и Карабаглинской, а также северо-восточные крылья Хиллинской и Нефтечалинской антиклиналей. Для средне- и позднеапшеронского времени характерны интенсивное погружение синклиналей, рост антиклинальных зон, увеличение амплитуды продольных разрывов и образование поперечных нарушений, существенно влияющих на процесс формирования нефтяных и газовых залежей.

Процесс разрушения залежей нефти и газа особенно усиливается в антропогене, когда происходит интенсивный рост антиклинальных складок, резкое увеличение амплитуды продольных нарушений, образование многочисленных поперечных и радиальных разрывов. В связи с интенсивным ростом складок Кюровдаг-Нефтечалинской и Каламадын-Бяндованской антиклинальных зон разрывы становятся проницаемыми и приводят к полному разрушению залежей нефти и газа на северо-восточных приподнятых блоках поднятий Кюровдаг и Карабаглы. В пределах Бабазананской, Хыдырлинской и Бяндованской складок разрушению подвергались залежи на обоих крыльях. В отличие от названных структур Кюрсангинская складка в четвертичном периоде интенсивно погружается и превращается в погребенное поднятие, в связи с чем ослабляется действие разрывных нарушений. От разрушающей деятельности тектонических процессов четвертичного периода залежи нефти уцелели в северо-западной части Каламадынской и на северо-западной периклинали Мишовдагской складок, где залежи экранируются поперечными разрывами.

Из изложенного следует, что в пределах основных нефтегазоносных областей Азербайджана формирование и размещение залежей нефти и газа в локальных складках, как и образование и деятельность грязевых вулканов (генетически связанные друг с другом), контролировались тектоническим развитием областей накопления органического вещества, определяющим региональное направление миграции нефтегазопродуктов и литофациальную изменчивость пород. Поэтому грязевой вулканизм следует рассматривать как прямой признак нефтегазоносности недр. Активизация деятельности грязевых вулканов, сопровождающаяся выносом огромного количества углеводородных газов, приуроченность вулканов к положительным структурным элементам, наличие нефтегазонасыщенных и сингенетичных битуминозных пород в твердых выбросах могут служить основой для положительной оценки перспектив нефтегазоносности регионов развития грязевых вулканов.

Для обоснования направления нефтегазопоисковых работ в зонах развития грязевого вулканизма, наряду с анализом палеогеологических, палеотектонических, гидрогеологических факторов, важное значение приобретает изучение литофациальных и геохимических особенностей всех типов

твердых выбросов из интервалов разреза, прорываемого выводными каналами грязевых вулканов, но не вскрытых еще бурением.

Приуроченность грязевых вулканов к областям длительного и интенсивного погружения в мезозойско-кайнозойское время позволяет высоко оценить перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих слоев.

Как известно, на территории Азербайджана мезозойско-кайнозойские отложения имеют широкое распространение в пределах двух крупных и сложно построенных геологических областей — Большого и Малого Кавказа и также, как свидетельствуют данные бурения и твердые выбросы грязевых вулканов, в сопрягающихся с ними обширных зонах прогибания. Их перспективы нефтегазоносности высоко оцениваются исследователями [1, 12, 19].

Анализ литофациальных особенностей и битуминологической характеристики пород, вскрытых бурением и выброшенных грязевулканическими извержениями, а также стратиграфической приуроченности промышленных притоков нефти и газа и многочисленных естественных нефтегазопроявлений позволяет в сводном разрезе мезозоя — кайнозоя областей развития грязевых вулканов Восточного Азербайджана выделить следующие возможные нефтегазоносные комплексы:

песчано-алевритовые отложения средней юры;

песчано-алевритовые и карбонатные породы берриас-готеривского интервала нижнего мела;

песчано-алевритовые осадки сеномана и карбонатные породы турон-коньякского и верхнекампан-датского интервалов верхнего мела;

песчаные отложения эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена.

На основании имеющихся данных по истории геотектонического развития, литофациальным особенностям и геохимическим условиям среднеюрские и нижнемеловые отложения приобретают практический интерес в пределах Кусаро-Дивичинского прогиба, юго-восточной части Тенгино-Бешбармакского антиклинория, Северо-Апшеронского архипелага и Северного Гобустана. Верхнемеловые отложения наиболее перспективны в Шемахино-Гобустанской, Апшеронской областях и в Кайнарджинском предгорном прогибе Прикаспийско-Кубинской области. Судя по твердым выбросам грязевых вулканов, эти отложения представляют практический интерес и в других депрессионных зонах Азербайджана — в Нижнекуринской впадине и на Бакинском архипелаге, где они покрыты мощным чехлом кайнозоя. Нефтегазоносность палеоген-миоценовых отложений высоко оценивается в пределах Сиазанской моноклинали, в Центральном и Южном Гобустане и на Западном Апшероне. Что касается среднеплиоценового подкомплекса, то его промышленная нефтегазоносность давно доказана в Апшеронской области, Нижнекуринской впадине и на Бакинском архипелаге.

В западной части Среднекуринской впадины основными перспективными нефтегазоносными комплексами считаются карбонатно-терригенные толщи верхней юры и мела, терригенные образования эоцена, песчано-глинистая толща олигоцена — нижнего миоцена, терригенные отложения верхнемиоцен-плиоценового интервала разреза.

В Юго-Западной Туркмении основные нефтегазоносные комплексы связаны с терригенными отложениями красноцветной толщи (средний плиоцен) акчагыльского и апшеронского ярусов. Если говорить о более древних отложениях, то в связи с развитием терригенных и трещинных коллекторов, наличием благоприятных геохимических, гидрогеологических и термобарических условий для преобразования органического вещества и формирования залежей углеводородов исследователями высоко оцениваются перспективы нефтегазоносности мезозойских пород. Это заключение подтверждается также мощным фонтаном в скв. 1 на площади Чикишляр (более 1 млн. $м^3$/сут газа и 500 $м^3$/сут газового конденсата), полученным при прохождении в зоне разрывного нарушения красноцветных отложений (в других близко расположенных скважинах в разрезе красноцвета продуктивные горизонты не выявлены), исследованием нефти, отобранной из кратеров грязевых вулканов и определением гелий-аргоновым методом возраста газов, выделяющихся из них.

На Керченском п-ове небольшие залежи нефти и газа приурочены к отложениям майкопа и тортона (чокракский и караганский горизонты). Большинство выявленных месторождений нефти и газа примыкает к грязевым вулканам. Кроме того, на Мошкаревской, Куйбышевской, Фантановской, Вулкановской и других площадях установлена нефтегазонасыщенность пород верхнего мела. На Таманском п-ове промышленные притоки газа получены из карбонатной толщи турон-коньякского возраста. В Западной Кубани залежи нефти, газового конденсата и газа связаны с отложениями широкого стратиграфического диапазона — от нижнего мела до плиоцена включительно. В целом на Керченском и Таманском полуостровах и в Западной Кубани основными перспективными нефтегазоносными комплексами считаются карбонатная и терригенная толщи юры, терригенные отложения нижнего мела, карбонатная толща верхнего мела (в Керченско-Таманской области), терригенно-карбонатная толща палеоцен-эоцена, песчано-глинистый комплекс олигоцена — нижнего миоцена и терригенные отложения среднемиоцен-плиоценового интервала разреза.

Исследования общего хода процессов изменения органического вещества и образования нефти и газа позволили И.В. Высоцкому, А.А. Геодекяну, В.А. Соколову в вертикальном разрезе осадочной толщи выделить следующие геохимические зоны: биохимическую (глубина 0—50 м), переходную (50—1000 м), термокаталитическую (1000—6000 м) и метановую (ниже 6000 м). Учитывая это деление, а также глубину залегания миоцен-палеогеновых и мезозойских отложений в депрессионных зонах, можно считать, что с указанными отложениями связаны в основном газонефтяные, газоконденсатные и газовые залежи. Это же подтверждается периодическими выносами огромного количества газа во время извержений грязевых вулканов, корни которых зачастую достигают глубины 7—10 км.

Следует отметить, что, несмотря на существенные различия грязевых вулканов по морфологии и характеру деятельности, в них при извержениях ни разу не наблюдались нефтяные струи. Этот факт свидетельствует

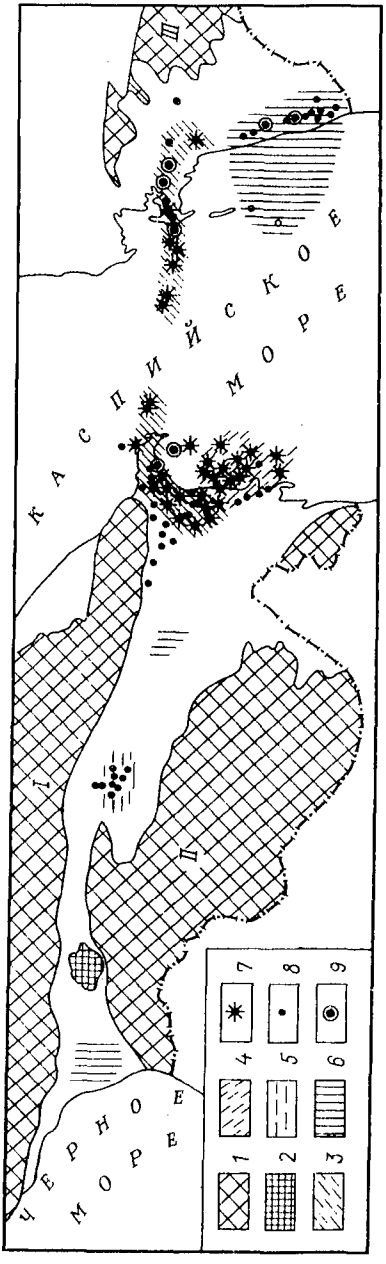


Рис. 39. Схема районирования межгорных впадин Альпийской складчатой области юга СССР по степени смятия в складки геосинклинального и орогенного комплексов отложений.

1 — мегантиклинории: I — Большого Кавказа, II — Малого Кавказа, III — Копетдага; *2* — Дзирульский массив; зоны развития крутых и интенсивно дислоцированных антиклинальных складок: *3* — в геосинклинальном и орогенном комплексах отложений, *4* — в районах, характеризующихся мощным (8 км и более) орогенным комплексом отложений; зоны развития пологих и слабодислоцированных антиклинальных складок в комплексах отложений: *5* — в нижнем геосинклинальном, *6* — в верхнем орогенном; грязевые вулканы: *7* — извергающиеся, *8* — в которых пароксизмы отсутствуют, *9* — погребенные

о том, что выводные каналы грязевых вулканов не связаны непосредственно с залежами нефти. Учитывая постепенное накопление в разрезе отложений газов, одного из основных факторов, обусловливающих периодичность проявлений грязевых вулканов, их выводные каналы можно связать с газовыми скоплениями глубокозалегающих слоев. Связь корней грязевых вулканов с отложениями, подстилающими плиоценовый комплекс, подтверждается выбросами пород преимущественно палеоген-миоценового и частично мелового возраста, наличием погребенных грязевых вулканов, действующих во время накопления плиоценовых и более древних отложений, и выделением газов на вулканах, расположенных на далеких крыльевых частях, периклиналях и седловинах поднятий верхнего структурного этажа.

Таким образом, можно высоко оценить перспективы нефтегазоносности антиклинальных складок, осложненных крупными выступающими на поверхности или погребен-

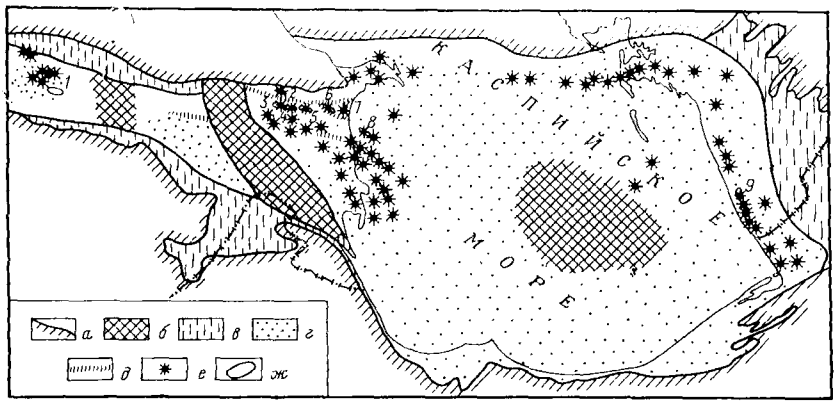


Рис. 40. Схема **тектонической приуроченности зон развития грязевого вулканизма в Южно-Каспийской области прогибания:**

а — ограничения Южно-Каспийской области прогибания; зоны: б — погребенных выступов, в — неглубокого залегания поверхности мезозоя, г — наиболее активного прогибания; д — осевые полосы погребенных поднятий; е — грязевые вулканы; ж — складки, рекомендуемые для проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ: 1 — Эльдароюги, 2 — Шихзагирли, 3 — Гиджакиахтарма, 4 — Нардаранахтарма, 5 — Чеилахтарма, 6 — Шихикая, 7 — Карадаг, 8 — Дуванный-море, 9 — Кеймир

ными грязевыми вулканами. В пределах этих поднятий рекомендуется проведение поисково-разведочного бурения для выявления промышленных скоплений нефти и газа в мезозойско-кайнозойских отложениях. Но, учитывая несовпадение структурных этажей и развитие складчатости нагнетания в нижней части кайнозойского комплекса отложений, о чем свидетельствуют, в частности, данные поисковых скважин, пробуренных на площадях Южного Гобустана (Умбаки, Келаны, Даш мардан, Нардаран-Сулейман), которые на глубинах более 5 км не вышли из отложений палеогена, следует до бурения поисковых скважин провести геофизические исследования.

Установление наличия пологих и слабо дислоцированных или, наоборот, крутых и интенсивно дислоцированных поднятий в нижнем структурном этаже (рис. 39) до проведения разведочного бурения и геофизических исследований окажет практическую помощь при интерпретации полученных геолого-геофизических данных.

Учитывая приуроченность крупных, выступающих на поверхность (периодически бурно извергающихся и потухших), а также погребенных грязевых вулканов к дислоцированным и рельефно выраженным локальным складкам и местоположение осевых зон гравитационных максимумов, где обычно приподнята поверхность мезозойского комплекса пород, для проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ в мезозойских и палеоген-миоценовых отложениях можно выделить следующие первоочередные структуры.

1. В Восточном Азербайджане — складки, связанные с крупными

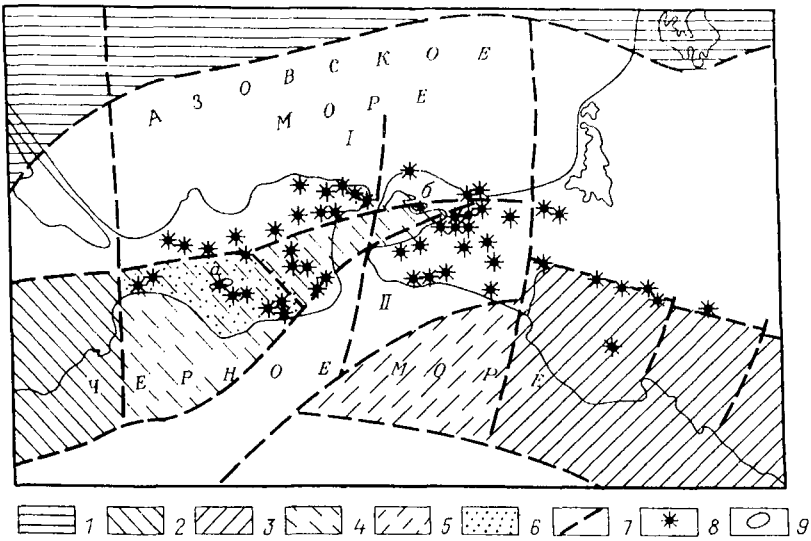


Рис. 41. Схема тектонической приуроченности зон развития грязевого вулканизма в Керченско-Таманской области:

1 — эпигерцинская Скифская плита; мегантиклинории: *2* — Горного Крыма, *3* — Большого Кавказа; периклинальные погружения: *4* — Горного Крыма, *5* — Большого Кавказа; *6* — Юго-Западная равнина; *7* — глубинные разломы; *8* — грязевые вулканы; *9* — складки, рекомендуемые для проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ: *а* — Вулкановская, *б* — Гора Горелая

грязевыми вулканами и расположенные ближе к осевым зонам Яваныдагского гравитационного максимума и его Карадагского и Сангачальского ответвлений: в Апшеронской области — Карадаг, в Шемахино-Гобустанской области — Шихзагирли, Гиджакиахтарма, Надраранахтарма, Чеилахтарма и Шихикая; на Бакинском архипелаге — Дуванный-море (рис. 40). Учитывая характер фациальных изменений, степень линейной и площадной плотности грязевых вулканов и глубину залегания возможных нефтегазоносных объектов, можно высоко оценить локальные складки Южного Гобустана, в пределах которых грязевые вулканы действовали еще в раннемиоценовое время.

2. В Юго-Западной Туркмении — складка Кеймир, расположенная в приподнятом блоке по мезозойскому структурному этажу и осложненная погребенным грязевым вулканом Праймир (рис. 40).

3. В Восточной Грузии и Западном Азербайджане (междуречье рек Куры и Алазани) — Эльдароюгинская складка, к северо-западной периклинали которой приурочены наиболее крупные грязевые вулканы Восточной Грузии — Северный и Южный Тюлькитепе (в отличие от других регионов Южно-Каспийской области прогибания здесь предполагается наличие пологих поднятий по поверхности мезозоя (рис. 40).

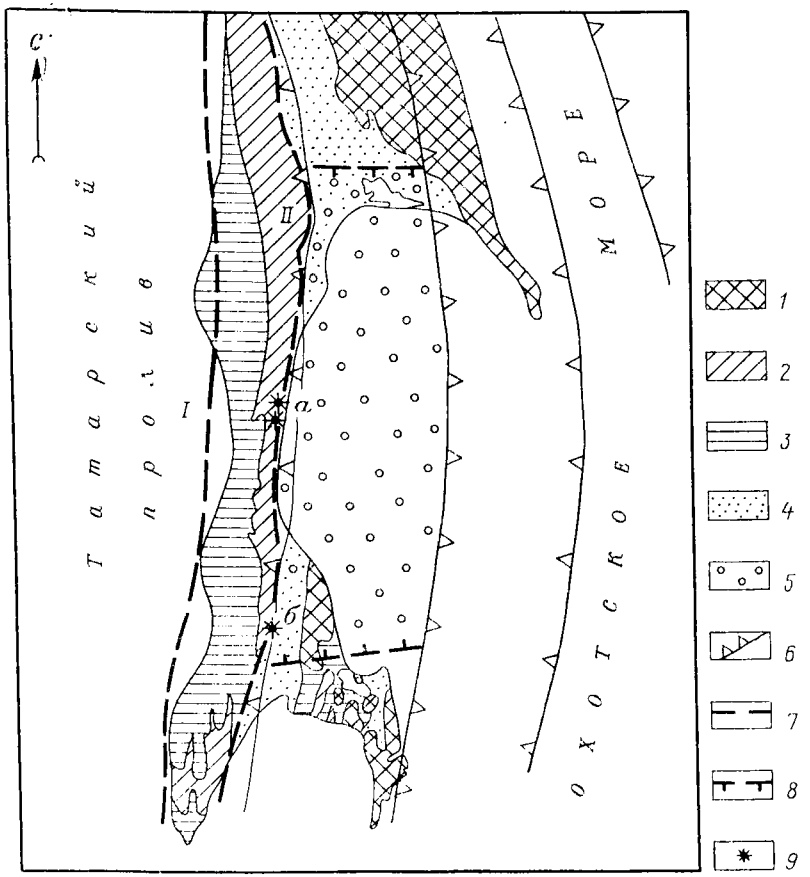


Рис. 42. Схема тектонической приуроченности зон развития грязевого вулканизма на Южном Сахалине.

Структурно-формационные комплексы (ярусы) : *1* — доверхнемеловой, *2* — верхнемеловой, *3* — палеоген-среднеплиоценовый, *4* — верхний плиоцен-антропогеновый; *5* — область, испытавшая поперечное прогибание в неогене, *6* — области погребенных поднятий и прогибов в структуре поверхности палеозойского комплекса; *7* — глубинные разломы: *I* — Западно-Сахалинский, *II* — Центрально-Сахалинский; *8* — границы неогенового поперечного прогиба; *9* — грязевые вулканы: *а* — Пугачевский, *б* — Южно-Сахалинский

4. В Керченско-Таманской области (рис. 41) — складки Вулканов-ская (осложнена наиболее крупным и актичным грязевым вулканом Джау-Тепе и расположена в наиболее приподнятой тектонической зоне Керченского п-ова — на Юго-Западной равнине) и Гора Горелая (осложнена одноименным крупным грязевым вулканом, по данным геофи-

зических исследований поверхность мезозоя в соседней Фонтановской площади имеет глубину 3–3,5 км).

5. На Южном Сахалине – зона Центрально-Сахалинского разлома глубокого заложения (рис. 42), представляющая собой систему параллельных нарушений, с которой связаны грязевые вулканы острова. Зоны дробления пород в данном случае А.А. Якубов, Б.В. Григорьянц, А.Я. Табояков и др. рассматривают как коллекторы, подобные пластовым, в которых могут концентрироваться флюиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе грязевой вулканизм впервые рассмотрен в тесной связи с тектоническим строением альпийских, позднекайнозойских складчатых областей и современных геосинклиналей. Это дало возможность охарактеризовать грязевые вулканы в планетарном масштабе, установить характерные особенности осадочного выполнения и строения областей их развития в пределах Альпийско-Гималайского, Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов. Закономерности структурной локализации грязевых вулканов использованы в качестве важного аргумента при уточнении тектонического строения и районирования ряда складчатых областей.

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы.

1. Грязевой вулканизм представляет собой явление, локализующееся в пределах геосинклинальных, эпигеосинклинальных орогенных поясов и областей повторного орогенеза, в погруженных зонах которых создаются соответствующие геотектонические и газогидродинамические условия для его образования.

2. Районы распространения грязевых вулканов связаны с областями развития мощной осадочной толщи (8—22 км), смятой в дислоцированные и резко выраженные складчатые структуры, осложненные крупными нарушениями непрерывного развития, с благоприятными геохимическими условиями для формирования газообразных углеводородов.

3. Грязевой вулканизм как тектоническое явление связан с процессами складко- и разрывообразования в комплексах отложений, сложенных преимущественно в нижней части терригенно-карбонатными, а в верхней — терригенными (с преобладанием глин) образованиями. Эти процессы обусловливают предельную концентрацию в них геогидростатического напряжения, вызывающего прорыв газов и излияние глинистых масс с включениями обломков пород.

4. Непрерывно-прерывистый рост складок, наличие скоплений газов, пластовых вод, мощных толщ песчано-глинистых пород в геологическом разрезе создают необходимые газогидродинамические условия для возникновения грязевых вулканов. Импульсом для начала грязевулканического процесса в основном служат тектонические подвижки по разрывным нарушениям.

5. Распределение грязевых вулканов контролируется составом, мощностью и степенью смятия в складки осадочного выполнения зон погружений подвижных поясов.

6. Различие морфогенетических типов грязевых вулканов обусловлено степенью смятия в складки геосинклинального и орогенного комплексов отложений, структурно-тектонической характеристикой антиклинальных поднятий на разных гипсометрических и стратиграфических уровнях.

7. Крупные грязевые вулканы связаны с приподнятыми частями глубокозалегающих мезозойских и палеоген-миоценовых поднятий.

Приуроченность вулканов к периклинальным и крыльевым частям поднятий верхнего структурного этажа обусловлена несоответствием структурных планов разновозрастных комплексов отложений.

8. Корни крупных грязевых вулканов связаны с газовыми скоплениями в сводовых частях мезозойских и палеоген-миоценовых поднятий.

9. Закономерности размещения и структурной локализации грязевых вулканов служат одним из важных критериев при выборе первоочередных объектов для постановки поисково-разведочных работ на нефть и газ в мезозойских и палеоген-миоценовых отложениях депрессионных зон подвижных поясов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Али-Заде А.А., Салаев С.Г., Алиев А.И.* Научная оценка перспектив нефтегазоносности Азербайджана и Южного Каспия и направление поисково-разведочных работ. Баку, Элм, 1985.

2. *Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., Недра, 1971.

3. *Бека К., Высоцкий И.* Геология нефти и газа. М., Недра, 1976.

4. *Геология* и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей / В.В. Бобылев, О.Е. Железняк, Ю.В. Шиманов и др. М., Недра, 1979.

5. *Геология* СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. Геологическое строение. Под ред. Ш.А. Азизбекова. М., Недра, 1972.

6. *Геология* СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. Под ред. В.Н. Верещагина. М., Недра, 1970.

7. *Геология* СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Геологическое описание. Под ред. Н.П. Луппова. М., Недра, 1972.

8. *Геотектоническое* развитие Куринской впадины / Э.Ш. Шихалибейли, А.В. Мамедов, А.Д. Алиев и др. Баку, Элм, 1984.

9. *Горин В.А., Буниат-Заде З.А.* Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. Баку, Азернешр, 1971.

10. *Грязевой* вулканизм и рудообразование / Е.Ф. Шнюков, П.И. Науменко, Ю.С. Лебедев и др. Киев, Наукова думка, 1971.

11. *Грязевой* вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью / А.А. Якубов, Б.В. Григорьянц, Ад. А. Алиев и др. Баку, Элм, 1980.

12. *Карта* грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР. Под ред. А.А. Али-Заде, Э.М. Шекинского, А.А. Якубова. Л., Аэрогеология, 1979.

13. *Кропоткин П.Н., Валяев Б.М.* Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтегазоносностью). — В кн.: Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев, Наукова думка, 1980, с. 148—178.

14. *Лебедев Л.И.* Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М., Наука, 1978.

15. *Мезозойско-кайнозойские* складчатые пояса. Материалы по сравнительной тектонике. Т. 1. Альпийско-Гималайские складчатые области. Т. 2. Циркумтихоокеанские и Карибские складчатые области. Сост. и ред. А. Спенсер. Пер. с англ. М., Мир, 1977.

16. *Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. — Труды ГИНа, вып. 244, 1973.

17. *Одеков О.А.* Орогенные структуры Каспийско-Копетдагского региона (тектоника, история развития, механизм формирования и классификация в связи с нефтегазоносностью). Ашхабад, Ылым, 1971.

18. *Оценка* нефтепроизводящих свойств мезозойских отложений Азербайджана / А.А. Али-Заде, Г.А. Ахмедов, Г.-М.А. Алиев и др. Баку, Элм, 1975.

19. *Оценка* перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Среднекуринской впадины и Апшероно-Гобустанской области / С.Г. Салаев, Б.В. Григорьянц, И.А. Керимов и др. Баку, Элм, 1983.

20. *Очерк* геологии Пакистана / И.А. Воскресенский, К.Н. Кравченко, Э.Б. Мовшович, Б.А. Соколов, М., Недра, 1971.

21. *Проблемы* тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов / М.И. Варенцов, С.М. Дорошко, И.К. Королюк и др. М., Недра, 1973.

22. *Пущаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Труды ГИНа, вып. 234, 1972.

23. *Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., Недра, 1978.

24. *Ресурсы* нефти и газа капиталистических и развивающихся стран / Н.А. Калинин, Ю.А. Кузнецов, М.Ш. Моделевский и др. — Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 30, 1974; вып. 34, 1977.

25. *Тектоника* Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды (объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей). Под ред. А.В. Пейве и др. М., Наука, 1978.

26. *Тектоника* нефтегазоносных областей юга СССР / К.Н. Кравченко, М.В. Муратов, Л.Б. Вонгаз и др. — Труды ВНИГНИ, вып. 141, 1973.

27. *Успенская Н.Ю., Таусон Н.Н.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., Недра, 1972.

28. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида и Африка. Внеальпийская Европа и Западная Азия. Внеальпийская Азия и Австралия. Альпийский средиземноморский пояс. М., Недра, 1971—1984.

29. *Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев. Наукова думка, 1972.

30. *Чиков Б.М.* Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. — Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 408, 1978.

31. *Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра, 1978.

32. *Якубов А.А., Али-Заде А.А., Зейналов М.М.* Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Атлас. Баку, Элм, 1971.

33. *Banerjee A.* Mud volcanoes of the Andaman islands. — Indian Jour. Earth Sciences, 1975, vol. 2, N. 1, p. 11—17.

34. *Bien E.M.* Some geological notes, sketches and snapshots on Taiwan. — Geol. Soc. China, Mem., 1977, N. 2, p. 147—153.

35. *Falcon N.L.* An outline of the geology of the Iranian Makran. — Geogr. J., 1974, vol. 140, N. 2, p. 284—291.

36. *Goossens P.J.* A propos du "volcanisme sédimentaire" dans la plaine cotière equatorienne (Américque du sud). — Soc. Geol. Belgique, Annalles, 1970, t. 93, fasc. 1, p. 149—153.

37. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region. — Geol. Surv. Proffess. Pap., 1979, vol. 10, N. 1078.

38. *Hely P.C., Rodolfo V.V., Rodolfo B.P.* Origin and distribution of Tertiary Conglomerates, Veracruz Basin, Mexico. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1977, vol. 61, N. 2, p. 207—226.

39. *Higgins G.E., Saunders J.B.* Mud volcanoes — their Nature and Origin. — In: Contrbutions to the geology and paleobiology of the Caribbean and adjacent areas. — Verhandlungen der Naturforschenden Geschelschaft zu Basel, 1974, Bd. 84, Nr. 1, s. 101—152.

40. *Irving E.M.* Structural evolution of the Northernmost Andes, Colombia. — Geol. Surv. Proffess. Pap., 1975, N. 846.

41. *Jaafari A., Ihadimi M.* Forage et geologie du puits le plus profond et le plus chaud du nord de l' Iran (plaine du Gorgan). — Revue Ins. Francais Petr., 1971, t. 26, N. 12, p. 1151— 1166.

42. *Keer P.F., Drew I.M., Richardson D.S.* Mud volcano clay Trinidad, West Indier. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1970, vol. 54, N. 11, p. 2101—2110.

43. Komatsu N., Kikuchi Y. Грязевые вулканы и глиняные диапиры. Сэкию гидзюцу кекайси. — Jour. Jap. Assoc. Petr. Tech., 1973, vol. 38, N. 6, p. 367—378.

44. *Ridd M.F.* Mud volcanoes in New Zealand. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1970, vol. 54, N. 4, p. 601—616.

45. *Sneed R.E.* Mud volcanoes of the Makran coast. — Explorers J., 1972, vol. 50, N. 1, p. 22—28.

46. *Vercellino J., Rigo F.* Geology and exploration of Sicily and anjacent areas. — In: Geol. Giant. Petrol. Fields. Tulsa, Okla, 1970, p. 388—398. (Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem. 14).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
I. **География и морфология грязевых вулканов** 5
II. **Деятельность грязевых вулканов** 19
II. 1. Грифонно-сальзовая стадия 19
II. 2. Стадия пароксизма 25
III. **Продукты грязевулканической деятельности** 41
III. 1. Твердые продукты 41
III. 2. Газообразные продукты 47
III. 3. Жидкие продукты 58
IV. **Региональная геология областей развития грязевого вулканизма** 64
IV. 1. Тектоническое положение областей развития грязевого вулканизма 64
IV. 2. Структурно-формационные комплексы областей развития грязевого вулканизма 72
IV. 3. Особенности тектонического строения структурно-формационных комплексов 88
IV. 4. Место грязевого вулканизма в геологической истории подвижных поясов 119
V. **Условия и механизм образования грязевых вулканов.** 141
V. 1. Факторы, обусловливающие формирование грязевых вулканов 145
V. 2. Механизм образования грязевых вулканов 153
V. 3. Энергия грязевулканических извержений 156
VI. **Грязевые вулканы как индикаторы газонефтеносности недр** 158

Заключение 170
Список литературы 172

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Рагид Рамиз оглы Рахманов

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПРОГНОЗИРОВАНИИ ГАЗОНЕФТЕНОСНОСТИ НЕДР

Редактор издательства *Н.К. Алферова*
Обложка художника *И.А. Слюсарева*
Художественный редактор *В.В. Шутько*
Технический редактор *Н.С. Анашкина*
Корректор *Т.В. Чирикова*
Оператор *Е.Р. Левочкина*
ИБ № 6992

Подписано в печать 24.07.86. Т — 14320. Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,0. Усл.кр.-отт. 11,38. Уч.-изд.л. 13,23. Тираж 750 экз. Заказ 352 /1161--3. Цена 75 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра"
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109.

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ !

В издательстве "Недра"
готовятся к печати и выйдут в свет новые книги

ГОНЧАРОВ И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири.
15 л., 75 к.

Изучен детальный состав углеводородных и неуглеводородных компонентов нефтей основных месторождений Западной Сибири и показано наличие тесной корреляционной связи между различными составляющими нефтей. Выявлены закономерности распространения нефтей разного состава в пределах региона. Установлена взаимосвязь между качественным составом нефтей, газов, конденсатов и их количеством. Рассмотрены факторы, контролирующие состав нефтей. Особое внимание уделено влиянию исходного органического вещества на состав нефтей.

Для специалистов в области геологии, геохимии, химии нефти и нефтепереработки.

КУРЧИКОВ А.Р., СТАВИЦКИЙ Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири.
12 л., 60 к.

Изложены результаты математического моделирования процессов тепломассопереноса в осадочных бассейнах. Установлена нестационарность геотемпературного поля в Западной Сибири. Рассчитаны величины тепловых потоков, дана их интерпретация. Показано распределение температур по бассейну, нефтегазоносным областям. Прослежена палеогеотермическая история недр. Разработаны и апробированы методы определения катагенеза рассеянного органического вещества, прогнозирования зон нефтегазонакопления.

Для геологов, гидрогеологов, занимающихся геотермическими исследованиями осадочных бассейнов.

Интересующие Вас книги можно приобрести или заказать в магазинах книготорга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства "Недра", адреса которых приведены в аннотированном плане выпуска, а также через отделы "Книга — почтой" магазинов:

№ 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической книги;

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61.

Издательство "Недра"

75 коп.

НЕДРА