

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ  
ЖУРНАЛА «ИЗВЕСТИЯ» СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Представляемые в редакцию материалы должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Объем статьи не должен превышать 10 стр., включая таблицы, библиографию (не более 20 источников) и рисунки (не более 4 шт.), резюме на английском и азербайджанском языках.

Текст статьи следует печатать на белой бумаге через два интервала, на одной стороне листа стандартного размера, с полями с левой стороны шириной 3—4 см (не более 28 строк на странице, по 58—60 знаков в строке).

Статьи, напечатанные на портативной машинке, не принимаются.

2. Тщательно должна быть проверена правильность написания географических и геологических названий и терминов.

3. Графические рисунки должны быть выполнены тушью на кальке, фотографии — на глянцевой бумаге. Все обозначения на рисунках должны быть написаны четко, аккуратно. На обороте рисунка карандашом указываются фамилия автора, название статьи и номер рисунка.

4. Подписи к рисункам следует представить в двух экземплярах, напечатанные через два интервала.

5. Математические и химические формулы должны быть написаны четко. При этом следует избегать громоздких обозначений. Индексы и степени необходимо отмечать карандашом дугами снизу или сверху, соответственно:  $A_1$ ,  $B_2$  и т. д.

Греческие буквы надо обводить красным карандашом (в кружок). Буквы готического шрифта и рукописные использовать не рекомендуется. Необходимо четко обозначать прописные (заглавные) и строчные буквы латинского алфавита, имеющие сходное начертание (Сс; Кк; Рр и т. д.), букву I и римскую единицу.

Прописные буквы карандашом подчеркиваются двумя

строчные — сверху. Не следует употреблять знаки

∞, ⊕

χ, φ, ε

ввиду отсутствия их в местных типографиях.

В обозначениях единиц необходимо придерживаться международной системы единиц СИ.

6. Статьи на русском и азербайджанском языках должны иметь резюме соответственно на азербайджанском и русском языках, а также на английском.

7. В конце рукописи обязательно следует указать адрес и номер телефона автора

АЗƏРБАЙҘАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

ХƏБƏРЛƏРИ

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

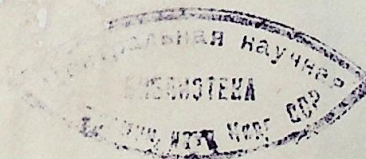
Кеолокија

✱

СЕРИЈА НАУК О ЗЕМЛЕ

Геология

№ 1



1987

«ЕЛМ» НƏШРИЈАТЫ — ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЭЛМ»  
БАКЫ — БАКУ

УДК 550.343.4.001.8

С. Б. АХУНДОВА, Р. Н. МАМЕДЗАДЕ

## ВЗГЛЯДЫ М. В. ЛОМОНОСОВА НА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ ПРИЧИНЫ

В начале XVIII в. в России были проведены многочисленные экспедиции, целью которых было всестороннее изучение отдельных районов страны. Эти экспедиции, главным образом, исследования Камчатки, дали богатый материал для развития геологии. В числе других природных явлений экспедиции изучали и землетрясения.

Внимание общества, ученых к землетрясениям и причинам, их породившим, как правило, привлекается каждый раз после сильного землетрясения. Катастрофическое Лиссабонское землетрясение 1755 г., в результате которого был полностью разрушен город и погибло много тысяч людей, произвело огромное впечатление. В это время восприятие окружающего мира определялось религиозными чувствами людей. Не имея возможности понять и осмыслить причины природных катастроф, они давали им мистическое толкование. Независимо от того, какую религию исповедовал народ, эти явления объяснялись «божьей карой». И Лиссабонское землетрясение церковь объясняла «божьей карой» за грехи народа. В то же время Лиссабонское землетрясение, как считает Вернадский, не только оказало огромное влияние на развитие человеческой мысли, поставив перед ней «...пересмотр этических и геологических построений, которыми довольствовались поколения, но и придало совершенно иное понимание той твердой земли, которая давно казалась человечеству чем-то прочным, неизменным и незабываемым. Дрожания земли направили искания мысли в сторону космогонии и изменчивости истории нашей планеты. Среди этих исканий работы Ломоносова занимают совершенно особое, самостоятельное, близкое нам место» [1]. Только начавшая развиваться геологическая наука уже выдвигала свои концепции по поводу таких природных явлений, как землетрясения и вулканы.

М. В. Ломоносов, с именем которого связано зарождение геологической науки в России, не мог не сказать своего слова о землетрясениях и о причинах, их вызывающих. В сентябре 1757 г. М. В. Ломоносов на торжественном собрании Академии наук выступает с речью «Слово о рождении металлов от трясения Земли». Интерес его к землетрясениям возник вследствие не только Лиссабонского землетрясения, но и землетрясений 1755—1756 гг. в Иркутске и на Камчатке. В этой речи и в работе «О слоях земных» М. В. Ломоносов излагает свои взгляды на причины землетрясений и дает описания различных типов землетрясений.

Как известно, в XVIII в. в геологической науке шла борьба между течениями непутизма и плутониума. Странники теории непутизма считали, что все геологические процессы на Земле обуслов-

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: М. Т. Абасов (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Р. Н. Абдуллаев, Г. А. Алиев, Ак. А. Али-заде, Б. А. Будагов, М. П. Гули-заде, Г. И. Джалалов (ответственный секретарь), К. Н. Джалилов, Т. А. Исмаил-заде, Ш. Ф. Мехтиеv, А. Д. Султанов, Э. М. Шекинский, Э. Ш. Шихалибейли (зам. главного редактора), Э. М. Шихлинский (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1987 г.

лены действием воды, плутонысты опирались на представления о существовании центрального огня внутри Земли. Эти представления объясняли и причины землетрясения: одни ученые считали причиной землетрясений размывающее действие воды, другие связывали землетрясения с действием подземного огня.

Ломоносов, сторонник течения плутоныстов, признавал: «За истинную и общую причину земного трясения подземный огонь признаваю» [2]. Причиной горения в подземных глубинах он считал возгорание серы, но горение ее он рассматривал как химический процесс вследствие трения «нечувствительных частиц» под действием давления вышележащих слоев, которое увеличивается с глубиной. Так, Ломоносов связывает свою теорию землетрясений с кинетической теорией теплоты, в основе которой лежит представление об атомистической структуре материи. «Ибо Ломоносов был физиком, глубоко вдумывавшимся в природу материи, переносившим в нее, основываясь на атомистическом представлении о строении вещества, законы механики» [1].

Вместе с тем М. В. Ломоносов, разделяя воззрение о том, что Земля находилась некогда в раскаленном состоянии, был, однако, чужд крайностям взглядов непутоныстов и вулканистов, так как учитывал как внутренние, так и внешние факторы развития земной поры, что так ярко представлено им в замечательном труде «О слоях земных».

Двести лет назад, еще задолго до создания науки о землетрясениях — сейсмологии — М. В. Ломоносов указывал, что землетрясения есть следствие процессов, происходящих внутри Земли, связанных с формированием ее недр, изменениями в глубинных горных породах. «И словом все каменные и песчаные части земной поверхности, рождение суть земных трясений и гор огнедышащих» или «где только не увидишь с расселинами каменные горы, тут оставшиеся следы земного трясения быть не сомневайся, тем суровейшего, чем не устройнее суть развалины, стремнины и хляби» [1].

Под общим термином «землетрясения» Ломоносов подразумевает медленные вековые колебания суши, образование гор, поднятие горных цепей и, наконец, кратковременные и разрушительные толчки собственно землетрясений, которые он считает характерными, главным образом, для гористых местностей. Причиной передвижения громадных участков земной коры и горообразующих процессов Ломоносов считает «жар в земной утробе». Внутренней частью или сердцем Земли является раскаленная «подземная хлябь», которую покрывает земная кора.

В главе «О внутренностях и слоях земных самую натурою открытых» Ломоносов, говоря о малочисленности описаний обстоятельств и «переменах, произведенных землетрясением», как бы сам восполняет этот пробел, описывая известные сильные землетрясения в мире.

Удивительно, как ученый в те времена, когда не было сейсмической сети, регистрирующей землетрясения, писал: «едва когда день проходит без землетрясений». Ломоносов говорит и о географии землетрясений, подчеркивая, что, как правило, они наблюдаются в гористых местностях: «однако гористые стороны, как выше показано, а особливо где жар подземный чувствителен, больше всех от онога страдают». Ломоносов к вопросу о происхождении землетрясений

подошел более глубоко, чем многие его современники. Он попытался наметить классификацию землетрясений, которые, по его мнению, делятся на четыре вида. Первый — «когда дрожит земля частыми и лишними ударами», второй — когда земля поднимается и опускается «перпендикулярным движением», третий — «поверхности земной наподобие волн колебания». Наиболее разрушительным является четвертый, когда идет передвижение по горизонтальной плоскости, по которой «вся трясения сила устремляется».

В главе четвертой, «содержащей рассуждения о слоях и о внутренностях земных», рассмотрены «действующие внутрь причины», от которых «зависят повышения и понижения наружности: 1 — современные землетрясения на местах отдаленных; 2 — разные образы земного трясения; 3 — долговременное горение гор огнедышащих; 4 — сравнение перпендикулярной высоты главных и меньших гор с их горизонтальною обширностью». Последнее позволило Ломоносову изучить вопрос о глубине силы, вызывающей землетрясения, т. е. вопрос о толщине земной коры, которая имеет, по его мнению, «70 верст толщины». Эта цифра близка к современным представлениям о мощности земной коры.

Ломоносов с необычной для своего времени зоркостью постоянно наблюдает природу в непрестанном изменении. Он, как уже отмечалось, землетрясения понимает как движение земной коры, при котором образуются трещины и расселины, заполняющиеся минералами и служащие путями для вулканических извержений. Следовательно, образование вулканов он считает вторичным явлением.

Ломоносов явился «автором первой научной геотектонической гипотезы, основоположником науки о движениях земной коры». Причину тектонических движений Ломоносов видел во внутреннем состоянии земного шара. «Есть в сердце земном... неизмеримое могущество, которое по временам заставляяет себя чувствовать на поверхности». И поэтому, по его мнению, горы происходят вследствие землетрясений различного типа, т. е. тектонических движений в современном понимании [3].

Таким образом, Ломоносов, изучая геологические явления в их взаимной связи, пришел к правильному пониманию природы землетрясений. Его представления о причинах землетрясения были тесно связаны с представлениями об общем строении Земли. Ломоносовым были выделены четыре различных типа землетрясений, из которых тип волнообразных движений земной коры был описан впервые.

В зависимости от типа землетрясений Ломоносов пытался установить глубину залегания раскаленной материи, т. е. глубину очага данного типа землетрясения и толщину земной коры.

#### Литература

1. Вернадский В. И. Несколько слов о работах Ломоносова по минералогии и геологии. С приложением труда Ломоносова «О слоях земных». — СПб: Типография Императорской Академии наук, 1911.
2. Ломоносов М. В. Слово о рождении металлов от трясения Земли. — М.: Госгеолиздат, 1949.
3. Рябухин Г. Е. Роль М. В. Ломоносова в развитии геологии. — М.: Правда, 1951.

Мəгалədə М. В. Ломоносовун зəлзələ вə онун сəбəблəri һаггында ɵз вахтына кərə габагчыл фикирлəriнə бахылмышдыр. О зəлзələнин тектоник нəзəriјјесинин əсасыны гɵјмуш, илк дəфə зəлзələнин классификасијасыны вермиш вə зəлзələнин дəринлик мən-бəјини тəјин етмəјə чəнд кестəрмишдыр.

S. B. Akhundova, R. N. Mamedzade

M. V. LOMONOSOV'S VIEW-POINTS ON THE  
EARTHQUAKES AND THEIR REASONS

M. V. Lomonosov's advanced for his time views on the earthquakes and their reasons are considered. He was the founder of the tectonic theory of the earthquake, gave the classification of the earthquake for the first time and made an attempt to define the depth of seismic focus.

УДК 551.248.2+551.8(476.24):551.781.4

А. А. АЛИ-ЗАДЕ, К. А. АЛИ-ЗАДЕ, Х. АЛИЮЛЛА

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА  
В ПОЗДНЕМ ЭОЦЕНЕ

Вопросы стратиграфии, палеонтологии, литологии, нефтегазоносности палеогеновых отложений Азербайджана освещены в ряде монографий и трудов. Вместе с тем перспективность эоцен-олигоценного комплекса отложений и большой объем нефтегеологических работ в Среднекуринской депрессии, а также составление опорных легенд для крупномасштабного картирования горно-рудных регионов Малого Кавказа требуют проведения детальных исследований фауны и флоры, стратиграфии, палеотектонической и палеогеографической обстановки и других актуальных вопросов палеогена.

Настоящий краткий очерк посвящен лишь пограничным слоям эоцена и олигоцена.

Верхне- и нижнеолигоценные отложения в Азербайджане имеют широкое распространение. Ими выполнены все кайнозойские прогибы и мульды. Представлены мергельно-глинистыми и глинисто-песчаными отложениями. Граница эоцена и олигоцена соответствует границе двух региональных литостратиграфических подразделений — коунской и майкопской свитам.

На юго-восточном окончании Большого Кавказа верхнему эоцену соответствует верхнекоунская подсвита, литологически выраженная на юнусдагской гряде зеленовато-серыми, зелеными, красно-бурыми глинами, в Шемахино-Гобустанском прогибе — пестроцветными известковистыми глинами с прослоями песчаников. В северо-восточном Азербайджане прослеживается последовательное изменение фаций отложений от песчаной будугской к сильно карбонатным глинам со слоями мергелей прикаспийской фации.

Мощность верхнего эоцена в северо-восточном Азербайджане не превышает 35—40 м, а в Шемахино-Гобустанском прогибе имеет 100—186 м (рис. 1).

В Среднекуринской впадине верхний эоцен вскрыт большим числом разведочных скважин в пределах Евлах-Агдабединского прогиба и междуречья Куры—Иори. Основную часть разреза верхнего эоцена в областях наибольшего прогибания Куринской депрессии составляют карбонатные глины с редкими прослоями мергелей и песчаников. Источником обогащения карбонатным материалом бассейна служили как размывающиеся меловые выступы, так и пышно развитые известковые планктонные и наннопланктонные микроорганизмы. На отдельных этапах формирования верхнеэоценовых отложений депрессии известковые микроорганизмы приобретают значительную породообразующую роль, достигая 40—45% осадка. Песча-

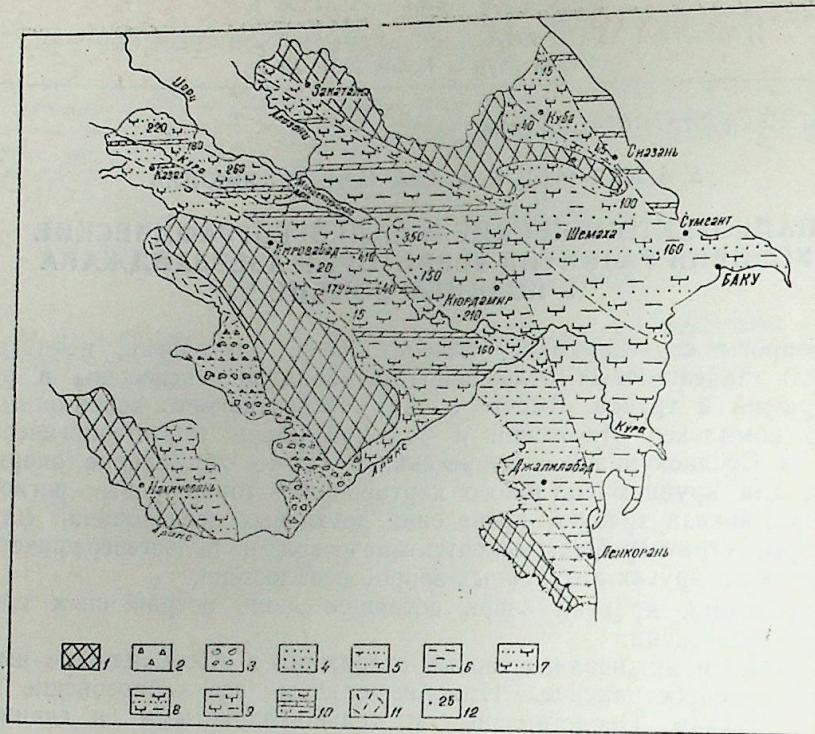


Рис. 1. Литофации верхнего эоцена Азербайджана:

1 — области сноса; 2 — брекчии; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — вулканогенно-терригенные породы; 6 — аргиллиты, глины; 7 — известковистые песчаники; 8 — известковые глины с прослоями песчаника; 9 — известковая глина; 10 — известковые глины с прослоями мергеля; 11 — кислые эффузивные породы и их пирокласты; 12 — мощность истинная

ный материал сносился с прилегающих источников суши и участков — подводных выступов, имеющих более древнее происхождение. Северо-восточный борт Евлах-Агджабединского прогиба обогащался обломочным материалом за счет Саатлы-Кюрдамирского подводного поднятия. Максимальная мощность верхнего эоцена в прогибах достигает 410 м. Сходные фации образовались в Нижнекуруинском прогибе.

Верхнеэоценовые отложения присутствуют в ряде прогибов Малого Кавказа. Фаунистически наиболее полно они охарактеризованы в разрезах Предмалокавказского прогиба, где представлены маломощными мергелистыми глинами и песчаниками (Кюрракчай и Инджачай). В Нахичеванской АССР верхний эоцен распространен на ограниченных участках, сохранился лишь в некоторых синклинальных мульдах (Тиркеш, Парадаш) и трансгрессивно перекрыт вулканогенно-осадочной толщей олигоцена.

В горном Талыше к верхнему эоцену относятся песчаники, туфопесчаники, глины, туфы, туфобрекчии, эффузивные образования значительной мощности.

Верхний эоцен Азербайджана характеризуется развитием форминифер, радиолярий, наннопланктона, остракод, двустворчатых моллюсков и других ископаемых. Неодинаковая степень распространения упомянутых групп фауны находит отражение в выделении и прослеживании зон, местных стратиграфических подразделений, фаунистических комплексов и в соотношении подразделений, выделенных по различным группам ископаемых.

Анализ литофации, фауны и флоры, геотектонического режима позднего эоцена Азербайджана позволяет осветить вопросы палеогеографии и распространения различных литологических типов осадков.

В конце эоцена на позднем геосинклинальном этапе развития Кавказа территория Азербайджана в значительной степени была покрыта морем, по площади несколько уступающем среднеэоценовому бассейну. В позднеэоценовую эпоху отмечается единый бассейн со свободным соединением между отдельными областями прогибания и воздымания. Геоантиклинали Главного Кавказского хребта, Малого Кавказа и Талыша представляли собой сушу — области сноса терригенного материала. Широкая связь бассейна определила общность в распространении фаунистических комплексов. В то же время наблюдается обособление ряда регионов, в которых формировались различные осадочные и вулканогенно-осадочные формации. Осадконакопление происходило в зоне шельфа и материкового склона (рис. 2).

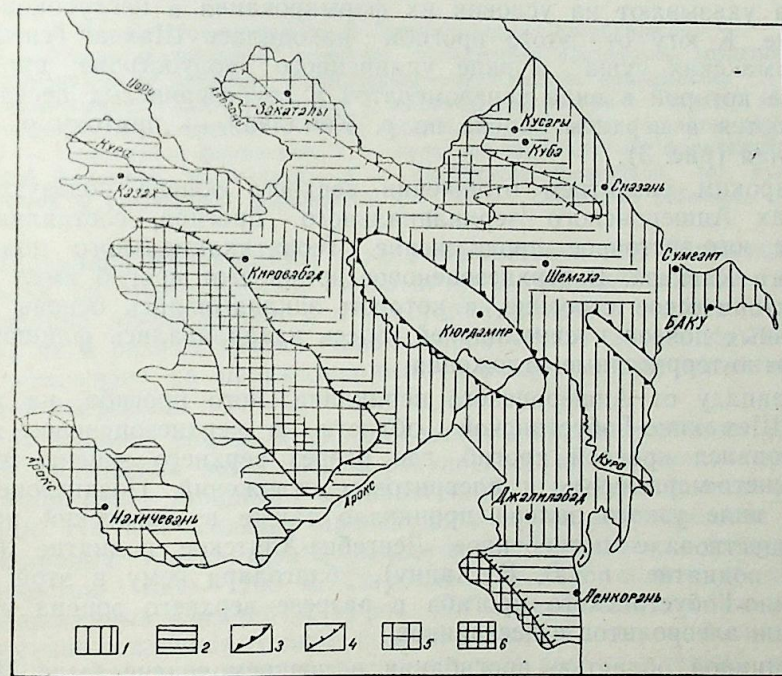


Рис. 2. Палеогеографическая карта позднего эоцена Азербайджана:

1 — внешняя зона шельфа; 2 — внутренняя зона шельфа; 3 — подводные поднятия; 4 — контуры береговой линии; 5 — низкие горы; 6 — высокие горы

Позднеэоценовая бурная вулканическая деятельность в Талыше привела к формированию мощных вулканогенно-осадочных образований. Предмалокавказский, междуречье Куры и Иори, Евлах-Агджалинский, Шемаха-Апшеронский регионы представляли собой глубокие прогибы, в которых накапливались карбонатные глинистые осадки. Существующие подводные поднятия и участки, расположенные вблизи береговой линии, служили источниками сноса грубой фракции. Эрозия низкого мелкогогористого и равнинного рельефа прилегающей к малокавказской суше и размыв глинисто-карбонатных пород в области Большого Кавказа нашли отражение в формировании комплекса отложений верхнего эоцена.

Палеогеотектонический анализ показывает, что поздняя стадия геосинклиального цикла геотектонического развития территории Азербайджана в верхнем эоцене ознаменовалась дальнейшим возрастанием складчатых областей Большого и Малого Кавказа и прогибанием Куриной впадины. За это же время явно намечается формирование передовых и межгорных прогибов и наложенных мульд, в которых накапливается тонкообломочная формация.

В Прикаспийско-Кубинской области формируется Кайнарджинский передовой прогиб и происходит дальнейшее прогибание Кусаро-Дивичинской наложенной мульды. Темп погружения в Кайнарджинском прогибе превышал таковой в Кусаро-Дивичинской наложенной мульде, где мощность верхнего эоцена в два раза меньше, чем в прогибе. Отложения верхнего эоцена в пределах Каннарджинского прогиба указывают на условия их формирования в неглубоководном бассейне. К югу от этого прогиба находилась Шахдаг-Тенгиалты-Бешбармакская суша в виде удлиненного полуострова, продукты размыва которой в виде конгломератов и грубозернистых песчаников встречаются в верхнем эоцене по р. Кемалчай — притоку р. Джаджикчай (рис. 3).

Широким развитием отложения верхнего эоцена пользуются в пределах Апшеронского периклиального прогиба, составляющего далекое юго-восточное продолжение геоантиклинального поднятия Большого Кавказа. В верхнеэоценовое время этот прогиб имел сложное тектоническое строение, в котором закладывались основы антиклинальных поясов и синклиналей. Здесь накапливались флишеидные карбонатно-терригенные отложения.

К западу от Апшеронского периклиального прогиба, на территории Шемахино-Гобустанской области в верхнеэоценовое время формировался краевой прогиб, где разрез верхнего эоцена состоит из глинисто-мергельных и алевроитовых отложений. Позднеэоценовое море в виде узкого залива проникало также в Лагичский прогиб, где существовало погребенное, Ленгебиз-Алятское поднятие (Ширванское поднятие по В. Е. Хаину), благодаря чему в этой части Шемахино-Гобустанского прогиба в разрезе верхнего эоцена учащаются слои алевролитов и песчаников.

Обширной областью прогибания в позднем эоцене была Прикуринская депрессия, тектоническое строение которой отличалось своей сложностью и разномасштабностью прогибания и воздымания в отдельных ее частях. В центре ее находилось погребенное Саатлы-Кюрдамирское поднятие, испытавшее относительное воздымание, где

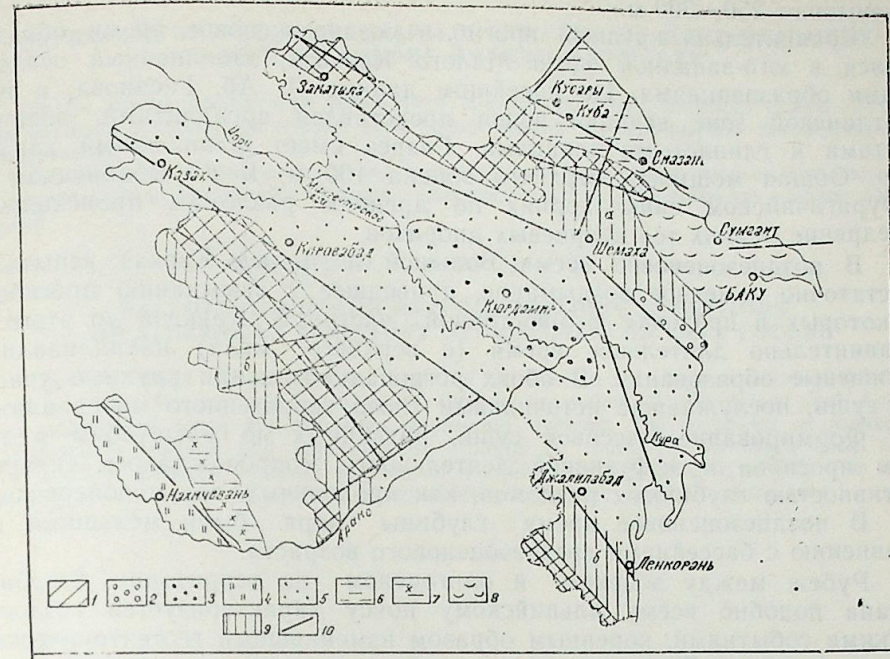


Рис. 3. Палеотектоническая карта верхнего эоцена Азербайджана:

1 — геоантиклинальные поднятия, испытавшие абсолютное воздымание; 2 — геоантиклинальные поднятия, испытавшие относительное воздымание; 3 — поднятия, испытавшие слабое опускание с маломощным разрезом верхнего эоцена; 4 — субплатформенные поднятия; 5—9 — прогибы; 5 — полным разрезом верхнего эоцена; 6 — терригенной формацией; 7 — вулканогенно-осадочной формацией; 8 — терригенной флишевой формацией; 9 — карбонатно-терригенной (а), вулканогенно-осадочной и терригенной формациями (б); 10 — глубинные разломы.

накапливался маломощный разрез верхнеэоценовых отложений. Представлен он мергелистыми глинами и песчаниками. Аналогичная же литофация прослеживается и в остальных частях депрессии, но мощность их в разных местах сильно варьирует от 20—30 до 300—400 м, что указывает на неравномерный характер прогибания отдельных частей депрессии.

В верхнем эоцене крупные геотектонические события происходили в Талышской зоне, где в результате ее усиленного прогибания накапливались мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. На юге Талыша происходили крупные подводные излияния порфировых трахиандезитов-базальтов и лейцитовых трахиандезитов, мощностью 1000—1200 м. Пирокластическая фация их состоит из вулканогенных брекчий и туфов. На севере Талыша накапливалась туфогенно-осадочная толща позднего эоцена. Через базальный конгломерат эта толща трансгрессивно налегает на средний эоцен. Она состоит из туфов, туфопесчаников, глин, глинистых сланцев, мергелей и известняков. Мощность около 1000 м.

В вулканогенно-осадочной формации верхний эоцен представлен в южной Мугани к северу от Талыша, но здесь масштаб прогибания

имеет ограниченный размер, так как мощность этих образований не превышает 250—300 м.

Сравнительно крупный прогиб в позднеэоценовое время образовался в юго-западной части Малого Кавказа, заполненный осадочными образованиями. По новейшим данным Т. Аб. Гасанова, в Кубатлинской зоне верхний эоцен представлен аргиллитами, алевролитами и глинистыми сланцами. Разрез имеет флишоидный характер. Общая мощность верхнего эоцена 160 м. В Сарыбабинском и Тоурагачайском синклинариях по древним разломам происходило внедрение мелких тел кварцевых диоритов.

В позднеэоценовое время Большой и Малый Кавказ испытали достаточно заметное воздымание, приведшее к замыканию прогибов, в которых в пределах юго-восточной части Б. Кавказа до этого в сравнительно длительное время (с верхнего мела) накапливались флишевые образования. В обоих регионах возникали крупные участки суши, послужившие источниками сноса терригенного материала.

Формирование массивов суши, различных по масштабам и типам прогибов и эффузивной деятельности, сопровождалось сильной активностью глубинных разломов, как продольных, так и поперечных.

В позднеэоценовое время глубины моря были меньшими по сравнению с бассейнами среднеэоценового возраста.

Рубеж между эоценом и олигоценом на территории Азербайджана подобно всему альпийскому поясу характеризуется геологическими событиями, коренным образом изменившими геотектонический режим региона. В это время по глубинным разломам формируются крупные складчато-глыбовые поднятия, образуются передовые, межгорные, предгорные и периклинальные прогибы. На участках геантиклинальных поднятий образуются хорошо выраженные орографические единицы, послужившие в последующем источником сноса разнохарактерного терригенного материала.

#### Литература

1. Али-заде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. — Баку: Азнефтеиздат, 1945.
2. Али-заде А. А. Палеогеновые отложения Азербайджана. — Баку, 1947.
3. Ализаде К. А. К стратиграфии фауны палеогена северо-восточного предгорья Малого Кавказа. — Изв. АзФАН, 1945, № 2.
4. Ализаде К. А., Халилов Д. М. Фауна и стратиграфия третичных отложений Талыша. — Докл. АН АзССР, 1948, т. IV, № 2.
5. Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. — Баку: Элм, 1962.
6. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. — Азнефтеиздат, 1950.
7. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. — Баку, 1952.
8. Алиюлла Х., Кошкарлы Р. О. Расчленение нижнепалеогеновых отложений Среднекуринской депрессии.
9. Шихалибейли Э. Ш. Основные черты истории тектонического развития Азербайджана. — Изв. АН АзССР, 1981, № 2.

Ә. Ә. Әлизадә, Г. Ә. Әлизадә, Х. Әлијулла

#### АЗӘРБАЈЧАН ӘРАЗИСИНДӘ ЈУХАРЫ ЕОСЕН ЗАМАНЫ ПАЛЕОТЕКТОНИК ВӘ ПАЛЕОГЕОГРАФИК ИНҚИШАФ ШӘРАИТИ

Јухары Еосен чөкүнтүләри Азербайжан әразисиндә кениш интишар етмиш, мүхтәлиф мәншәли сүхурлардан ибарәт олуб, зәнкин фауна галыгларынын тапылмасы илә сәчијјәләнир.

Мәгаләдә сүхурларын әмәлә кәлмә шәраитини, ләјларын галынлығыны, тапылан фаунанын хүсусијјәти тәһлил едиләрәк палеотектоник вә палеогеографик шәраит бәрпа едилир.

A. A. Ali-Zade, K. A. Ali-Zade, Kh. Aliyulla

#### PALEOTECTONIC AND PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS OF AZERBAIJAN TERRITORY DEVELOPMENT IN LATE EOCENE

The late stage of geosynclinal cycle of Azerbaijan territory geotectonic development in Late Eocene was marked by further expansion of the Great and Lesser Caucasus folded zones and the Kura depression warping. The formation of foredeeps, intermontane troughs and superimposed troughs is outlined. The single basin with free junction between separate regions of warping and uplifting is noted. The wide bonding of the basin defines the identical distribution of faunistic complexes.

УДК/552.323.5:553.31/(479.24)

А. Д. ИСМАИЛ-ЗАДЕ, Е. Ф. ВОЛЬФЕНЗОН

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ  
 ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОМ  
 КОМПЛЕКСЕ ТАЛЫША**

Среди щелочных провинций Малого Кавказа щелочно-базальтоидный комплекс Талыша характеризуется умеренной щелочностью и представлен рядом дифференциатов, выраженных в эффузивной серии: трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, трахиандезитами с последовательным возрастанием щелочности до фонолитов, а в интрузивной серии — слюдяными перидотитами, пикритами, щелочными габбро и сиенитами.

Все породы комплекса являются генетически родственными образованиями, связанными с эволюцией исходного щелочного оливинового базальтового расплава повышенной основности, насыщенного летучими компонентами [1].

В геохимической специализации щелочно-базальтоидного комплекса ведущая роль принадлежит элементам группы железа: титану, ванадию, хрому, кобальту, никелю, скандию, особенности поведения которых (таблица) в ходе направленной вулканической деятельности отражают первичную концентрацию их в расплаве и влияние процессов ассимиляции и дифференциации на их перераспределение.

Содержание титана в целом по вулканогенной серии довольно стабильно и количество его в среднем не превышает 3000 г/т, колеблется от 2602 г/т в трахибазальтах и эссекситах до 2747,5 г/т в трахиандезитах и трахиандезито-базальтах ранне-среднего эоцена и до 2856 г/т в трахидолеритах, витробазальтах и эссекситах позднего эоцена. Щелочные разности позднего эоцена — порфиновые трахиандезиты и лейцитовые фонолиты, содержат его в количестве 2800—3000 г/т.

В породах интрузивной серии содержание титана составляет в слюдяных перидотитах 4400 г/т и значительно увеличивается к габбро-сиенитам и сиенитам — 5900—7100 г/т, а в отдельных разностях щелочного габбро достигает 10000 г/т.

Основным концентратором титана служит титаномагнетит, значительно меньше ильменит, а в пироксенах он содержится всегда в небольших количествах. В целом щелочные дифференциаты Талыша содержат значительно меньше титана, чем базальты Исландии — 14900 г/т, Срединно-Атлантического хребта — 8400 г/т и континентальной оливин-базальтовой формации — 12300 г/т [3, 8].

На диаграмме Ti—К (рис. 1) рассматриваемые вулканы располагаются в верхней части тренда между известково-щелочными и щелочными базальтами и соответствуют базальтам островных дуг

Распределение элементов группы железа в щелочно-базальтоидном комплексе Талыша, г/т\*

Серии	Типы пород	Ti	V	Cr	Ni	Co	Sc	
Интрузивная	Мезократовые сиениты	5900	245	70	55	23	7	
	Сиениты	6000	250	45	31	16	4	
	Щелочное габбро	7100	266	153	69	28	5	
	Биотитовые перидотиты	4400	2218	1070	490	76	8	
Вулканогенная	Лейцитовые фонолиты	3016	233	10	50	6	8	
	Оливиновые витробазальты	2628	396	20	16	16	20	
	Трахидолериты, витробазальты, Эссекситы	2856	374	283	107	52	21	
	Порфиновые трахиандезиты	2811	197	29	23	21	19	
	Трахиандезито-базальты	2747	444	33	26	24	20	
	Трахибазальты, эссекситы	2602	301	295	231	34	33	

\* Определения указанных элементов произведены методом химического анализа (г. Керчь, «Укрчерметгеология»).

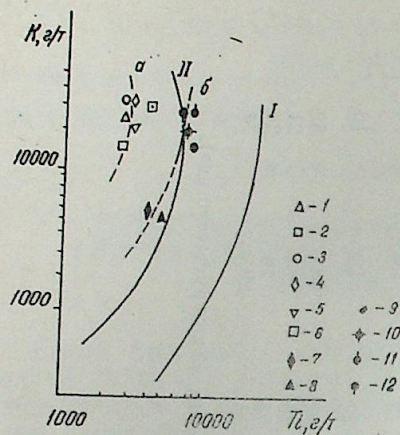


Рис. 1. Диаграмма титан-калий для базальтов океанов (I) и островных дуг (II).

Щелочно-базальтоидный комплекс Тальша: а — вулканогенная серия, б — интрузивная серия; 1 — трахибазальты; 2 — трахиандезито-базальты; 3 — порфировидные трахиандезито-базальты; 4 — эссекситы; 5 — трахидолериты; 6 — лейцитовые фонолиты; 7 — биотитовые перидотиты; 8 — пикриты; 9 — щелочные габбро; 10 — габбро-сиениты; 11 — сиениты; 12 — мезократовые сиениты

[9], которые значительно менее титанисты, чем океанические, и в них количество  $TiO_2$  не превышает 1,2%. Однако, для исследуемых вулканитов наблюдаются две линии соотношений  $Ti-K$ , отражающие собственно вулканогенные (а) и интрузивные (б) фации, соответствующие в целом островодужным системам.

По сравнению с титаном все дифференциаты вулканогенной серии обогащены ванадием, и количество его в базальтоидах раннего эоцена составляет 301,0 г/т, позднего — 374—396 г/т, а в субщелочных средних дифференциатах (трахиандезитах и трахиандезито-базальтах) достигает 444 г/т.

В щелочных породах комплексов отмечается неравномерное распределение ванадия: в лейцитовых базанитах — 307 г/т, в эгирин-лейцитовых трахиандезитах — 516 г/т, а в лейцитовых фонолитах — 233 г/т. Подобное содержание ванадия в исследуемых породах выше, чем в щелочных базальтах и андезито-базальтах Исландии — 207—230 г/т и среднего значения в щелочных базальтах различных регионов — 251 г/т [10].

В породах интрузивной серии количество ванадия в среднем составляет 200—300 г/т и сопоставимо с количеством его в аналогичных породах Исландии, содержащих 283 г/т.

В большинстве пород наблюдается прямая зависимость между содержаниями  $V$  и  $Fe^{3+}$ , особенно четко прослеживаемое в вулканитах позднего эоцена и в породах интрузивной серии. Как показали наши исследования, ванадием обогащены темноцветные минералы вулканогенной формации, а основным концентратом является титаномагнетит.

Хромом обогащены породы субщелочных основных разностей ранне-среднего эоцена — 296 г/т и позднего эоцена — 283 г/т, за исключением трахибазальтов и витробазальтов Астаринского поднятия — 13—28 г/т. В средних дифференциатах содержание хрома достигает 29 г/т, а в фонолитах — 10 г/т. В интрузивной серии относительно повышенное содержание хрома отмечается в слюдяных

перидотитах — 900—1000 г/т, в пикритах его значение меньше — 450 г/т, а в габбро-сиенитах и мезократовых сиенитах — 45—70 г/т.

Повышенные содержания хрома характерны для щелочных базальтов Восточно-Африканского рифта — 275—340 г/т [2]. В среднем же в щелочных базальтах содержание хрома составляет 187 г/т [10]. Почти таким же количеством — 176 г/т хрома характеризуются трахибазальты Маймеча-Катуйской провинции [4], в андезито-базальтах этой же провинции его меньше — 51 г/т, а в щелочных базальтах Исландии 38—42 г/т.

В рассмотренных породах основная масса хрома связана с пироксеном, меньше его в оливинах, изоморфно замещая в них трехвалентное железо и, вероятно, алюминий в силу близости их ионных радиусов. В слюдяных перидотитах отмечаются акцессорные хромшпинелиды.

Никель и кобальт в трахибазальтах, трахидолеритах и эссекситах раннего эоцена составляет в среднем 231 г/т  $Ni$  и 34 г/т  $Co$ , а в витробазальтах позднего эоцена значительно меньше  $Ni$  — 107 г/т и несколько больше  $Co$  — 52 г/т. В средних дифференциатах комплекса никель и кобальт содержатся в небольшом количестве: 23—26 г/т  $Ni$  и 21—25 г/т  $Co$ , что сопоставимо с количеством никеля и кобальта в щелочных породах Исландии [3], содержащих 32 г/т  $Ni$  и 40 г/т  $Co$ . По данным [10], в среднем составе щелочных базальтов никеля 101 г/т, кобальта — 42 г/т.

В интрузивной серии содержание никеля и кобальта закономерно уменьшается от перидотитов (250 г/т  $Ni$  и 94 г/т  $Co$ ) к пикритам (125 г/т  $Ni$ , 42 г/т  $Co$ ) и от щелочных габбро (68 г/т  $Ni$ , 28 г/т  $Co$ ) к сиенитам (16 г/т  $Ni$ , 4 г/т  $Co$ ) (рис. 2).

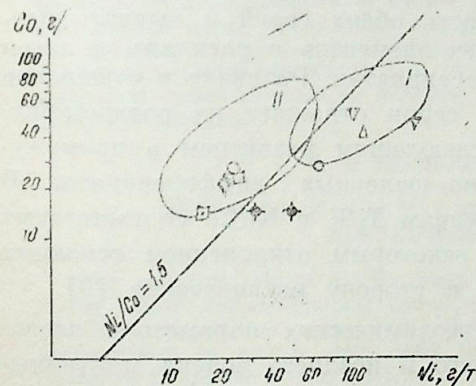


Рис. 2. Диаграмма никель-кобальт для вулканических пород островных дуг (II) и океанов (I). Условные обозначения те же, что и на рис. 1

Относящийся к данной группе скандий заметно не концентрируется в какой-либо толще, и содержание его в большинстве фаций находится в пределах кларковых величин. Несколько повышено оно в трахибазальтах и трахидолеритах (ранний эоцен), составляя 33 г/т, в лейцитовых базанитах — 26 г/т, а в лейцитовых фонолитах — 8 г/т. В лейцитовых базанитах Монголии содержание скандия меньше — 11 г/т, а в трахибазальтах составляет 40 г/т [7]. Щелочные базаль-

ты Африканской рифтовой зоны бедны скандием и содержат его в пределах 19—23 г/т [2].

В породах интрузивной серии в перидотитах и пикритах количество скандия находится в пределах 4—6 г/т, в габбро его еще меньше. Содержание же скандия в габбро Исландии значительно выше и составляет 40 г/т.

Основная масса скандия в изученных породах находится в составе породообразующих минералов в пироксене и несколько меньше в оливине и магнетите, изоморфно замещая в них двухвалентное железо и, вероятно, магний.

Как видно из вышеприведенного, в распределении Ti, V, Cr, Co, Ni, в пределах всего комплекса отмечается определенная закономерность: титан характеризуется относительно одинаковой выдержанностью по всем дифференциатам при весьма низких средних значениях, причем в витробазальтах позднего эоцена содержание его выше, чем в трахибазальтах ранне-среднего эоцена; для ванадия при повсеместно повышенном содержании лишь в толще порфировых трахиандезитов наблюдаются невысокие значения; хром, кобальт, никель максимального своего значения достигают в трахибазальтах и трахидолеритах ранне-среднего эоцена и витробазальтах позднего эоцена. Отношение Ni/Co в последних соответственно 6,8 и 2,1, а в средних и щелочных дифференциатах наблюдается значительное понижение его до 1—0,9. В ультраосновных дифференциатах интрузивной серии отмечаются максимальные содержания хрома, кобальта, никеля при Ni/Co=6,4. Основными концентраторами титана, ванадия, хрома являются титаномагнетиты и хромиты.

Исследование характера распределения элементов группы железа в пределах вулканогенного и интрузивного комплекса Талыша позволило установить комагматичность обеих серий и выявить первоначально высокое содержание этих элементов в расплаве, а затем концентрацию их в основных дифференциатах. Различие в отношении Ni/Co базальтоидов вулканогенной серии отражает их разноглубинный характер формирования с последующим развитием в промежуточных очагах средних и собственно щелочных дифференциатов. В целом породы комплекса по отношениям Ti/K и Ni/Co соответствуют породам островодужных систем с некоторым отклонением основных и ультраосновных дифференциатов в сторону океанических [9].

Комплекс петрохимических и геохимических параметров позволяет считать базальты ранне-среднего и позднего эоцена мантийными производными, проявление которых было связано со сменой тектонических напряжений на протяжении эоцена [6]. В первую стадию оно способствовало задержке расплава в промежуточном (возможно, подкоровом) очаге с последующей дифференциацией и обогащением щелочами, а во вторую — проникновению на поверхность менее дифференцированного расплава с более высоким содержанием титана и щелочностью, близкой к исходному составу магм. Ультраосновные образования интрузивной серии представляют собой кумулаты первичной щелочной базальтовой магмы,

## Литература

1. Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М., Исмаил-Заде А. Д. Некоторые особенности формирования калий-базальтоидной формации (на примере Талыша). — В сб.: Актуальные вопросы современной петрографии, 1974.
2. Герасимовский В. И., Лактионова Н. В. Ванадий, хром, кобальт, никель, медь в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. Геохимия, 1971, № 9.
3. Герасимовский В. И., Поляков А. И. и др. Исландия и срединно-океанический хребет (геохимия). — М., 1978.
4. Гладких В. С., Жук-Почекутов К. А., Леонтьев Л. Н. Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — М., 1965.
5. Исмаил-Заде А. Д., Емельянова Е. Н., Саттаров М. М. Распределение элементов группы железа в авгит-магнетитовых песках юго-западной акватории Каспия. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1982, № 4.
6. Исмаил-Заде А. Д., Саттаров М. М. Тектоно-магматические особенности проявления щелочно-базальтоидного вулканизма Талыша (М. Кавказ) по магнитным и петрохимическим параметрам. — В сб.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М., ИФЗ. АН СССР им. О. Ю. Шмидта, 1982.
7. Кебезинская В. В., Гладких В. С. Геохимия кайнозойских вулканических пород Монголии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и мантии. — Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
8. Куголин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — М., 1972.
9. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: 1980.
10. Prinz M. Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements. — In: Basalts, v. 1/Ed. H. H. Hess: Interscience Publishing, 1967.

А. Ч. Исмайлзаде, Ж. Ф. Волфензон

### ТАЛЫШ ГЭЛЭВИ-БАЗАЛТОИД КОМПЛЕКСИНДЭ ДЭМИР ГРУПУ ЭЛЕМЕНТЛЭРИНИН ЖАЙЛМА ХҮСУСИЈЭТЛЭРИ

Мэгалэдэ Талыш вулканокен-плутоник комплексиндэ мұхтәлиф дифференсатларын формалашмасында дэмир групу элементлэрини (Ti, V, Co, Cr, Ni, Si) индикатор ролу олмасы ашкар едилмишдир. Онларын жайылма хусусијјәти әсәси дифференсатларын мантија, орта вә гәлэви дифференсатларын исә габыг формалашма шәраитинә ујгун кәлмәсини кәстәбир. Үмумијјәтлә, вулканик вә интрузив серијјаларын ејни мағмадан јаранмасы, әмәлә кәлмәси вә онларын гөвс шәкилли адалар системинә ујгун кәлмәси ашкар едилмишдир.

A. D. Ismail-Zade, E. F. Volphenson

### FEATURES OF THE Fe GROUP ELEMENTS IN THE TALYSH ALKALINE-BASALTIC COMPLEX

The indicated role of the Fe group elements (Ti, V, Co, Cr, Ni, Sc) is discovered in the Talysh volcano-plutonic complex in formation of various differentiates.

Their distribution character allows to establish a correspondence of main differentiates to mantle ones, and that of middle and alkaline differentiates to formative conditions of the crust.

On the whole the consanguinity of the volcanogenic and intrusive series is discovered as well as their correspondence to insular arcuate system.

УДК

А. Г. ГАСАНОВ, Е. А. РОГОЖИН, Т. Я. МАМЕДОВ, Л. Б. СЛАВИНА

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В последние годы увеличение числа сейсмических станций на территории Азербайджана и машинная обработка сейсмических данных дают возможность более точно и надежно определять координаты очагов землетрясений в этом регионе. Была разработана специальная программа определения параметров гипоцентров землетрясений с учетом блоково-неоднородного строения среды коры и мантии Кавказа [9]. Особое внимание в этой программе уделялось определению глубины очага. До разработки этой методики массового определения глубины очагов землетрясений по единой методике на Кавказе не было. Разработанные алгоритмы и программа, а также рассчитанные для ручной обработки площадные годографы позволили переопределить основные очаги землетрясений во всем Кавказском регионе за период с 1968 по 1983 г. (более 2000 очагов). Передача площадных годографов в группу обработки Опытной-методической геофизической экспедиции АН Азербайджанской ССР позволила продолжить определения параметров очагов с учетом блокового строения среды в рутинной обработке ОМГЭ. Эти определения составили основу каталогов землетрясений, использованных в данной работе [6]. Сильные землетрясения ( $M \geq 4,5$ ) выбирались из Каталога сильных землетрясений СССР [7]. Эти материалы, а также данные из бюллетеня ОМГЭ ИГ АН Азербайджанской ССР составили основу каталога, использованного в данной работе. Каталог содержит около 180 событий вместе с данными о сильных землетрясениях.

Анализ положения эпицентров землетрясений энергетических классов  $K=7-13$  на карте (рис. 1) восточной части Большого Кавказа показал ярко выраженную неравномерность их распределения. Отмечаются участки сгущения эпицентров сейсмических толчков в одних местах и малое их количество в других. Наблюдается повышенное скопление эпицентров на южном склоне Большого Кавказа между городами Закаталы и Белоканы, Шеки и Варташеном, к востоку от меридиана гор. Куткашен и наконец в районе гор. Исмаиллы. Эти участки повышенного уровня слабой сейсмичности распространяются также к северу, в область Главного хребта и к югу, в пределы Алазань-Агричайской впадины и хорошо коррелируют с границами блоков поперечных поднятий и опусканий, выделявшихся здесь в разное время И. В. Кирилловой [8], Г. П. Рейснером [10] и др. [2-5].

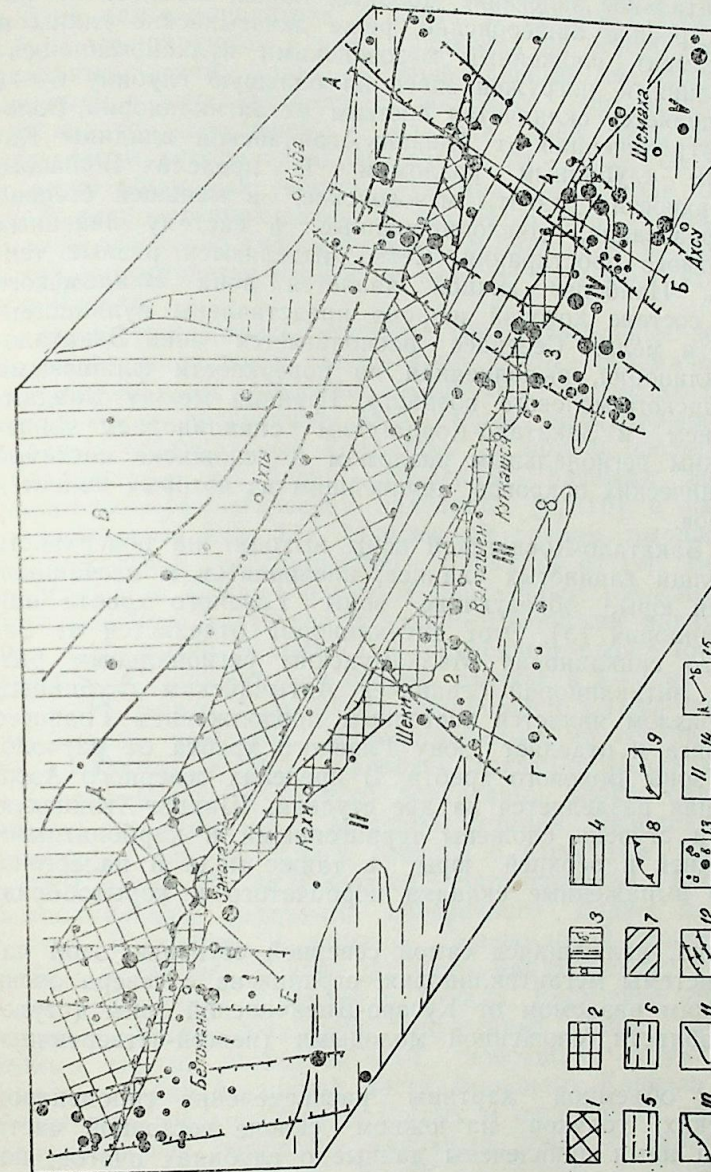


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта юго-восточной части Большого Кавказа: 1 — тектонические зоны; 2 — Фанская; 3 — Боковой хребта — Шахдаг-Хизинская (а) и Судурская (б); 4 — Закатало-Ковдагская; 5 — Кусаро-Дивичинская; 6 — Шемахинская; 7 — четвертичные оглождения; 8-11 — разломы; 8 — Главная Кавказская надвиг (Ахтычайский); 9 — Малкамудский; 10 — Зайингинский; 11 — прочие; 12 — границы участков с повышенной плотностью эпицентров землетрясений (совпадающие с 1 — Гамри-Озенским; 2 — Самур-Фийчайским; 3 — Карачайским; 4 — Гирдыманчай-Вельвеличайским поперечными разломами); 13 — эпицентры землетрясений (а —  $K=9$ , б —  $K=10-11$ , в —  $K=12-13$ ); 14 — поперечные «антикавказские» блоки (I — Белоканский опущенный; II — Закатало-Шекинский приподнятый; III — Варташенский опущенный); IV — Куткашен-Исмаиллинский приподнятый; V — Баскал-Маяшский опущенный); 15 — линии геолого-сейсмических разрезов (см. рис. 2 б-г)

На южном склоне восточной части Большого Кавказа выделяются следующие тектонические зоны [3]. С юга на север располагаются Алазань-Агричайская новейшая впадина, которая характеризуется развитием на поверхности в основном четвертичных отложений. В пределах гребневидных приразломных складок, осложняющих в общем субгоризонтальное залегание молодых пород, выходят на поверхность более древние апшеронские, реже акчагыльские глины и песчаники. Фундамент, сложенный мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, погружен здесь на большую глубину 6—11 км. К северу выделяется складчатая система мегантиклинория Большого Кавказа, ограниченная от Алазань-Агричайской впадины Кахетино-Лечхумским глубинным разломом. В пределах Большого Кавказа на поверхности развиты мезозойские, в меньшей степени палеогеновые образования, дислоцированные в систему линейных складок субширотного простирания. Четко выделяются разные тектонические зоны. Наиболее южной является зона Вандамского антиклинория, в составе которой широко представлены вулканогенные породы юры и мела. Севернее располагается зона Закатало-Ковдагского синклинория, выполненная на поверхности флишевыми толщами верхнеюрского-мелового возраста. Граница между Вандамским антиклинорием и Закатало-Ковдагским синклинорием совпадает с Заингинским региональным разломом и осложнена системой надвигов и тектонических покровов, крупнейшим из которых является Баскальский покров.

К северу от Закатало-Ковдагской зоны выходят на поверхность тонкослоистые толщи глинистых сланцев, алевролитов и песчаников нижней и средней юры, образующие зоны Главного хребта или Тфанского антиклинория [3]. Этот антиклинорий отделяется от Закатало-Ковдагского синклинория Малкамудским региональным разломом. С севера антиклинорий ограничен Ахтычайским глубинным разломом. Этот разлом является восточным продолжением Главного Кавказского надвига и отделяет зону Главного хребта от расположенной севернее зоны Бокового хребта. В пределах северного Азербайджана последняя разделяется на две ступени: Шагдаг-Хизинскую и Судурскую. Эти ступени сложены терригенными и карбонатными отложениями средней и верхней юры, а также мела и палеогена, смятыми в четко выраженные складки коробчатого и корытообразного типа.

Судурская зона, являющаяся самой северной ступенью этой части складчатой системы мегантиклинория, ограничена с севера очень крупным Сиазанским разломом от Кусаро-Дивичинской зоны (ступени) предгорной области, сложенной молодыми (неоген-четвертичными) молассами.

Для изучения объемной картины распределения гипоцентров слабых сейсмических толчков на южном склоне восточной части Большого Кавказа нами привлечены данные о глубинах очагов, полученные Л. Б. Славиной с сотр., и на их базе построены геолого-сейсмические разрезы, простирающиеся как вдоль, так и поперек складчатой системы.

Поперечную неоднородность распределения гипоцентров слабых толчков можно проследить на продольных разрезах. Составлено два таких разреза. Первый протягивается в подножии южного склона

Большого Кавказа и примерно соответствует трассе Кахетино-Лечхумского глубинного разлома, разграничивающего складчатую систему мегантиклинория Большого Кавказа и Алазань-Агричайскую новейшую впадину. Ширина полосы, в пределах которой взяты эпицентры, около 10 км. На разрезе отчетливо видны (рис. 2а) участки сгущения очагов слабых землетрясений, которые мы могли наблюдать на карте эпицентров в плане. В пределах этих участков гипоцентры группируются в виде падающих на северо-запад или субвертикальных линий. Такие сейсмофокальные линейные зоны обнаруживаются в двух километрах восточнее гор. Белоканы, в 4—6 км западнее гор. Варташен. Последняя зона образована небольшим количеством гипоцентров. Восточнее гор. Куткашен на разрезе наблюдается обширный участок сгущения гипоцентров слабых землетрясений, распространяющихся на восток до гор. Исмаиллы. Аномально плотное скопление гипоцентров характерно для западной и восточной частей этого участка в 8—9 км к востоку от гор. Куткашен и в районе с. Баскал.

Если отождествить линейные сейсмофокальные зоны, образуемые на разрезе сгущением гипоцентров слабых сейсмических толчков, с субвертикальными трассами поперечных, «антикавказских» разломов, разделяющих поперечные блоки коры, испытывающие дифференцированные вертикальные движения, то можно опознать эти разломы и разделяемые ими блоки, выделенные разными авторами по ряду геолого-геоморфологических признаков [8, 10] и имеющие соответствующие названия. Так, поперечный разлом, выраженный в слабой сейсмичности и трассирующийся к востоку от гор. Белоканы, идентифицируется с Гамри-Озенским поперечным разломом, разделяющим расположенный восточнее Закатало-Шекинский поднятый поперечный блок и западный Белоканский опущенный блок. Поперечный разлом, отмеченный гипоцентрами слабых толчков в 2—8 км к западу от гор. Варташен, может быть идентифицирован с Самур-Фийчайским «антикавказским» разломом, прослеживаемым на северном склоне Большого Кавказа. Разлом разделяет Закатало-Шекинский приподнятый и Варташенский опущенный поперечные блоки, слагающие соответственно его западное и восточное крылья. Скопление гипоцентров к востоку от гор. Куткашен связано с известным Карачайским поперечным разломом, отделяющим Варташенский блок от Куткашен-Исмаиллинского поднятого поперечного блока; последний, в свою очередь, ограничен с востока Гирдыманчай-Вельвеличайским поперечным разломом, в зоне которого наблюдается усиление сейсмичности, отмечаемое в районе с. Баскал. Восточнее этого разлома расположен Баскал-Маяшский опущенный блок. Таким образом, по данным многих исследователей, новейшая структура в подножии южного склона восточной части Большого Кавказа характеризуется развитием чередующихся поднятых и опущенных поперечных блоков, расположенных наподобие клавиш рояля с характерной шириной от 10—15 до 30—40 км. Блоки разделены разломами «антикавказского» простирания, вдоль плоскостей которых отмечается сгущение слабых сейсмических толчков.

Второй сейсмический разрез протягивается в приосевой части Главного хребта и примерно соответствует трассе Малкамудского разлома. Главное его отличие состоит в том, что гипоцентры слабых

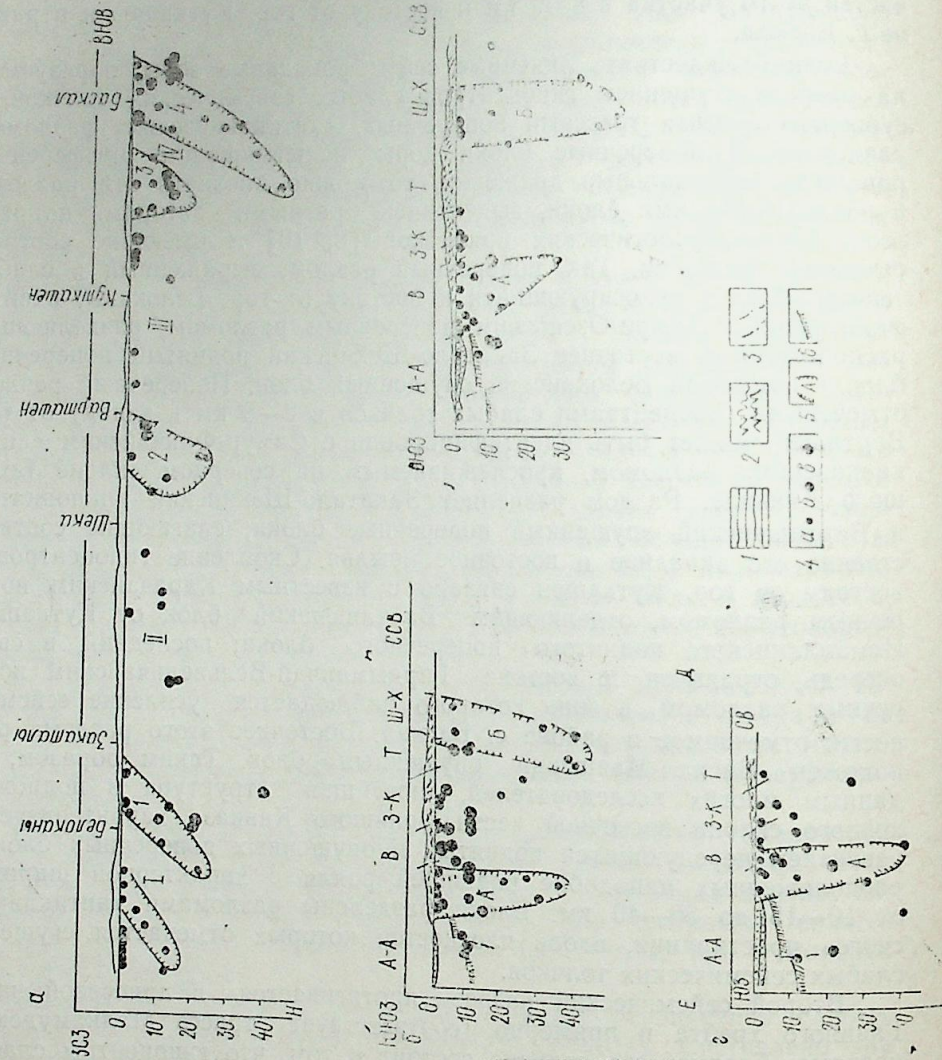


Рис. 2. Геолого-сейсмические разрезы:

а — продольный, вдоль границы южного склона Большого Кавказа и Алазань-Агрчайской впадины (римскими и греческими цифрами показаны поперечные разломы и блоки, см. рис. 1); б — поперечный по линии А—В; в — то же по линии Д—Е; 1 — неоген-четвертичные отложения Алазань-Агрчайской впадины (А—А); 2 — смятые в складки породы мезозоя и палеогена Большого Кавказа; 3 — разломы; 4 — гипоцентры землетрясений (А — К = 9; Б — К = 10—11; В — К = 12—13); 5 — области скопления гипоцентров на глубине (А — в зоне Кахетинско-Лечхумского, Б — в зоне Ахтычайского глубинных разломов); 6 — поверхность фундамента в Алазань-Агрчайской впадине. Тектонические зоны: А—А — Алазань-Агрчайская впадина; В — Вандамская; 3 — К — Закалато-Ковдагская; Т — Тфанская; III — X — зоны Бокового хребта — Шахдаг-Хизинская и Судурская

землетрясений, концентрируясь у плоскостей крупнейших поперечных разломов, практически совершенно отсутствуют за их пределами. Скоплением гипоцентров отмечены Гамри-Озенский, Карачайский и Гирдыманчай-Вельвелчайский поперечные разломы. Самур-Фийчайский поперечный разлом почти не выражен в сейсмичности по этому продольному сейсмическому разрезу. Распространение гипоцентров слабых толчков также имеет неравномерный характер и вкрест простиранья складчатой системы Большого Кавказа. Изучение этого явления можно провести путем составления геолого-сейсмических разрезов, пересекающих главные тектонические зоны. Нами составлено два геолого-сейсмических разреза (с юго-запада на северо-восток), полностью пересекающих Большой Кавказ, и один, пересекающий лишь тектонические зоны южного склона. На них показаны рельеф, складчатая структура, основные разрывные нарушения в сечении, а также положение гипоцентров и класс слабых сейсмических толчков. С востока на запад эти разрезы характеризуются следующим местоположением. Первый проходит по линии Исмаиллы—Конаккенд, второй — по линии гор. Шеки—г. Шахдаг, третий — по линии, пересекающей южный склон в районе гор. Закалаты (рис. 2).

Анализ соотношения геологической обстановки и слабой сейсмичности по этим разрезам показывает, что максимальное сгущение гипоцентров приурочено к зоне глубинного разлома, ограничивающего складчатую систему в подножии южного склона, где под молодыми, четвертичными отложениями скрывается грандиозная зона Кахетинско-Лечхумского глубинного разлома [2, 5]. Здесь отмечается крутопадающая сейсмофокальная поверхность, достигающая глубин 30—35 км, образованная скоплением гипоцентров толчков 9—11 классов. Вероятно, слабые землетрясения связаны с движениями по оперяющим этот разлом локальным разрывам, так как сейсмофокальная поверхность в разрезе выражается не единой линией, а зоной сгущения гипоцентров шириной 5—10 км. Сгущение очагов в виде субвертикальной поверхности отмечается также в зоне Ахтычайского разлома, ограничивающего зону Главного хребта с севера. Толчки распространяются здесь до глубины 35—40 км (см. рис. 2).

Складчатая система Большого Кавказа характеризуется неравномерным уровнем слабой сейсмичности. Сейсмическая активность последовательно убывает в направлении с юга на север. Максимальное количество толчков отмечается в пределах Вандамского антиклинория, сравнительно меньшее количество характерно для зоны Закалато-Ковдагского синклинория. Наиболее слабо сейсмичность проявлена в Тфанском антиклинории, здесь отмечаются лишь единичные толчки. Севернее, в пределах зоны Ахтычайского разлома и структурных ступеней северного склона, уровень слабой сейсмичности поднимается, количество событий вновь увеличивается.

Общей особенностью сейсмических событий в пределах складчатой системы является их мелкофокусный характер. Глубина гипоцентров в основном варьирует от 0 до 8—10 км. Второй особенностью является более широкий, чем в зонах глубинных разломов, энергетический диапазон этих событий. Наряду с совсем слабыми толчками (7—8 классов) здесь часто случаются землетрясения 12—13 и более высоких классов [1]. Продольные и поперечные геолого-сейсмические

разрезы позволяют сделать следующие выводы о состоянии геологических структур и слабой сейсмичности.

1. Гипоцентры слабых землетрясений концентрируются вдоль зон глубинных разломов как кавказского, так и антикавказского простирания. Максимальное скопление гипоцентров отмечается вдоль глубинных разломов, Кахетинно-Лечхумского и Ахтычайского (Главного надвига), ограничивающих складчатую систему с юга и севера особенно на участках дизъюнктивных узлов, т. е. в местах пересечения их с разломами антикавказского простирания.

2. На территории мегантиклинория Большого Кавказа слабая сейсмичность неоднородна. Наблюдается заметное уменьшение ее уровня в направлении с юга на север. Максимальные проявления характерны вдоль линии поперечных разломов для зоны Вандамского антиклинория, минимальные — для Тфанского антиклинория.

3. Анализ неоднородности распределения слабой сейсмичности на юго-восточном окончании Большого Кавказа позволяет проследить продольную и поперечную тектоническую зональность.

#### Литература

1. Агамирзов Р. А. Сейсмотектоническая обстановка очагов землетрясений Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку: Элм, 1974, с. 64—76.
2. Бабазаде О. Б. Глубинные разломы и сейсмичность Азербайджана. — В кн.: Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана: Баку: Элм, 1974, с. 76—82.
3. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. — М.: Недра, 1966, с. 188.
4. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Ализаде С. А., Кекчерли Т. Н. Тектонические покровы и слонсто-олигостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 70—83.
5. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:2.500.000/ Под ред. А. В. Сидоренко, 1978.
6. Каталог землетрясений Азербайджана. — Баку, 1979—1983.
7. Каталог сильных землетрясений. — М.: Наука, 1978.
8. Кириллова И. В. О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне южного склона Восточного Кавказа. — Бюллетень МОИП. Отдел геол., 1961, № 1, с. 24—39.
9. Пивоварова Н. Б., Славина Л. Б. Алгоритм и результаты машинного определения координат землетрясений по данным региональной сети (на примере Кавказа). — В кн.: Применение ЭВМ в сейсмологической практике. М.: Наука, 1985, с. 53—74.
10. Рейснер Г. П. Особенности четвертичной тектоники южного склона Восточного Кавказа. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., 1982, с. 94—99.

А. Н. Гасанов, А. А. Рогожин, Т. Я. Маммадов, Л. Б. Славина

#### БӨҮК ГАФГАЗЫН ШЭРГ ҺИССЭСИНДЭ ЗЭИФ СЕЈСМИК ТЭКАНЛАРЫН ТЕКТОНИК НЭЗАРЭТИ

Бөүк Гафгазын чәнуб жамачында зәиф сејсмик тәканларын һипомәркәзләрин пәјланмасынын тәһлили кәстәрир ки, бу тәканлар әсас е'тибары илә үмүмигафгаз вә «әксгафгаз» истигамәтли дәрин чатлар боју гејд едилир вә һәмчинин бу тәканларын һипомәркәз топлусунун максимум гијмәти бу ики әкс истигамәтли чатларын кәсишдији зонада кәстәрилир.

Бөүк Гафгазын бу һиссәсиндә зәиф сејсмиклијин бирчинсли олмамасы мүшәһидә едилир. Бу тип тәканлар ән чох Вандам антиклинориси зонасында енинә чатлар боју раст кәлир. Бу гејри-чинслилик чәнуби-шәрги Гафгазда енинә вә узунуна тектоник зоналығы мүшәһидә етмәјә имкан верир.

A. G. Gasanov, E. A. Rogozhin, T. Ya. Mamedov,  
L. B. Slavina

#### TECTONIC CONTROL OF WEAK SEISMICITY OF EASTERN PART OF MAJOR CAUCASUS

Study of volumetric map of hypocentre distribution of weak seismic shocks at southern slope of Major Caucasus shows their concentration along deep faults of both Caucasian and Anticaucasian extent. Maximal accumulation of hypocentres is shown at the crossings of these faults.

Non-uniformity of weak seismicity is observed in this part of Major Caucasus. Maximal seismicity manifestation along lines of transverse faults in Vandam anticlinorium zone is noted. Minimal seismicity is found in Tfan anticlinorium zone.

The non-uniformity makes it possible to follow longitudinal and transverse zoning in south-eastern part of the Caucasus.

УДК 550.343(479.24)

Т. Н. КЕНГЕРЛИ, Г. О. ВЕЛИЕВ, Р. Г. ГАДЖИЕВ, Н. И. МУСАЕВ

## НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ

(Исмаиллы-Шемахинский сейсмоактивный полигон)

Изучение сейсмичности горно-складчатых регионов обычно обнаруживает ее тесную связь с особенностями глубинного строения и физико-химическими параметрами среды. Исмаиллы-Шемахинский сейсмо-активный полигон на Юго-Восточном Кавказе не является в этом плане исключением, будучи известен как район максимальных кавказских землетрясений, отличающийся незатухающей активностью, наибольшей плотностью эпицентров и значительным (до 60 км) вертикальным диапазоном размещения гипоцентров. В исследованиях по проблеме сейсмопрогноза, начатых на территории полигона в 1979 г., Управление геологии Азербайджанской ССР для решения поставленных задач применяет комплекс геологических, геофизических, сейсмологических и гидрогеологических методов. Вместе с тем, с целью установления причинно-следственных связей между прослеживаемой сейсмической активизацией и вариацией физических полей, химизма и динамики подземных вод проводятся режимные геофизические и гидрогеологические наблюдения.

На данном этапе получены обнадеживающие результаты по ряду параметров, включая гидрогеохимические особенности подземных вод, вариации геомагнитного поля, что согласуется со сведениями по прочим сейсмоактивным регионам страны. Гидрогеологические наблюдения производятся по закрепленной сети скважин и естественных водоисточников. Анализ водных проб с определением общего химического состава ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ), а также микрокомпонентов ( $\text{J}$ ,  $\text{Br}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{F}$ ) и водородного показателя ( $\text{pH}$ ) регулярно проводится по общепринятой методике в полевых лабораториях (города Шемаха, Исмаиллы); раз в месяц контрольные пробы направляются в Центральную лабораторию (г. Баку). Пространственно-временные вариации полного вектора геомагнитного поля фиксируются магнитометром М-33 на закрепленных пунктах вдоль режимных геофизических профилей с методикой наблюдений, обычно применяемой при поисках аномалий сейсмомагнитного эффекта [3, 5].

Анализ и обобщение материалов за время наблюдений приводит к выводу о существовании предвестниковых отклонений в химизме подземных вод и локальном магнитном поле в периоды сейсмической разрядки в земной коре.

На примере сейсмоактивных площадей юга СССР показано [1,

2, 4], что нестабильность геодинамической обстановки прямо отражается на флюидном режиме подземных вод. При этом каждый водопункт имеет собственный набор информативных компонентов для поисков гидрогеохимических предвестников землетрясений. Для Кавказского региона установлено [4], что наилучшие индикаторы — макрокомпоненты и среди них универсальный гидрогеохимический показатель — содержание хлора. Наши наблюдения подтвердили характерные изменения в химическом составе подземных вод, обычно предшествующие местным землетрясениям. Примером служит анализ результатов наблюдений конца 1981 г. за вариациями хлора в воде

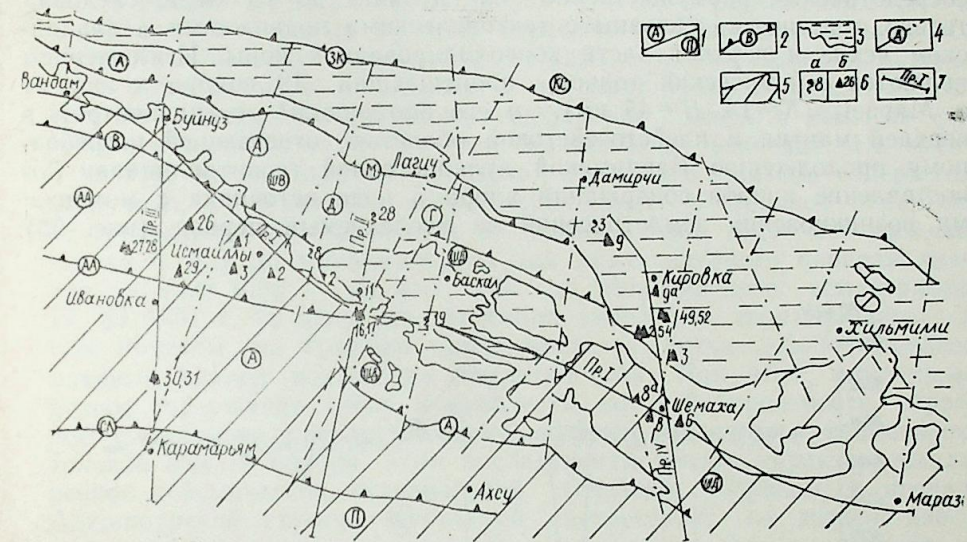


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Исмаиллы-Шемахинского полигона.

1 — тектонические ступени: а — эвгеосинклинальный трог южного склона; КС — Ковдаг-Сумгаитская ступень, полная и промежуточная складчатость (терригенно-карбонатные отложения мела); б — Вандамская вулканогенная геантиклиналь; Л — Лагичская ступень, промежуточная складчатость (тонкая моласса палеоцена—нижнего миоцена); ШВ — Шеки-Вандамская ступень, промежуточная складчатость (осадочно-вулканогенные отложения байоса, переходящие в глинисто-карбонатный комплекс неокома, завершаемый терригенно-вулканомиктовыми образованиями последующего разреза мела); АА — Алазань-Агричайская ступень, промежуточная складчатость (карбонатно-терригенные отложения мела—палеогена под чехлом четвертичных отложений); ШД — Шемаха-Джейранкчмазская ступень (наложенный прогиб), промежуточная складчатость (терригенные отложения палеогена и континентально-морская моласса неогена); в — Куринская депрессия: А — Аджиноурская ступень, прерывистая складчатость (континентально-морская моласса неогена—антропогена); П — Падарская ступень, прерывистая складчатость (континентально-морская моласса неогена—антропогена); 2 — разломы на границах ступеней; ЗК — Занги-Козлучайский; М — Мюдресинский; В — Вандамский; АА — Алазань-Агричайский; СК — Северо-Куринский; А — Аджичай-Алятский; 3 — зона тектонического перекрытия ступеней (аллохтонный комплекс Баскал-Пирекешюльского шарьяжа); 4 — поперечные и диагональные разрывы и флексуры, в том числе: А — Ахохчайский; Д — Дияллинский; Г — Гирдыманчайский (Западно-Каспийский); 5 — площадь развития плиоцен-антропогенного осадочного чехла; 6 — родники (а) и скважины (б), на которых проводились гидрогеохимические наблюдения; 7 — режимные геофизические профили

минерализованного источника № 8 (расположен на окраине с. Гюгюм Исмаиллинского района), приуроченного к узлу пересечения Вандамского продольного и Дияллинского поперечного разломов, выделяемых комплексом геолого-геофизических методов на территории Вандамской вулканогенной геоантиклинали (рис. 1). Разломы проникают в консолидированную кору, достигая значительных глубин, и служат, таким образом, каналами разгрузки восходящих флюидов и служат, таким образом, каналами разгрузки восходящих флюидов и зонами смешивания природных вод и газов различных уровней стратиграфического разреза.

В IV квартале 1981 г. на территории полигона был отмечен ряд сейсмических толчков  $K=6\div 13$ , причем очаги землетрясений были сосредоточены преимущественно на глубинах до 15 км и, следовательно, генетически связаны с тектоническими подвижками в альпийском чехле и верхней части консолидированной коры. Исключением являются сейсмический толчок, происшедший 19 ноября к югу от с. Маразы ( $K=13$ ,  $H=45$  км), и его афтершоки\* с гипоцентром в верхней мантии и плейстосейстовой областью, отвечающей погребенному продолжению Вандамской вулканогенной геоантиклинали. Сопоставление кривой содержания хлора в воде источника с моментами возникновения землетрясений за исследуемый период (рис. 2б)

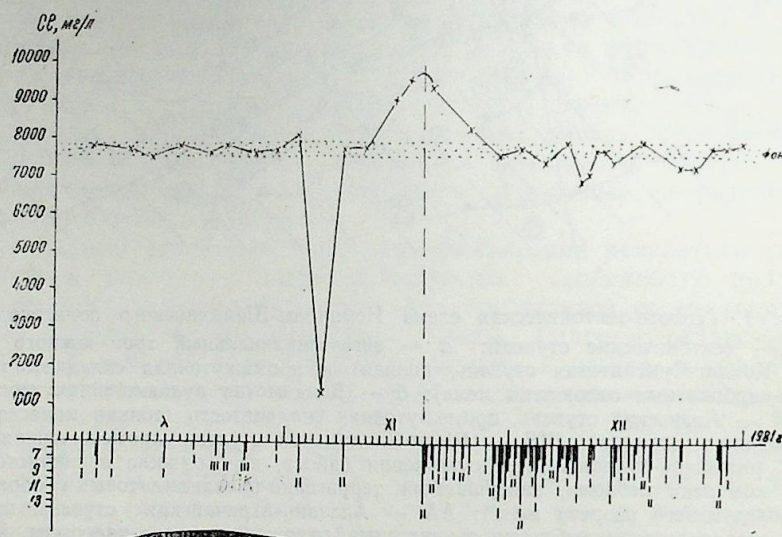


Рис. 2. Вариации содержания хлора в воде минерализованного источника № 8 (с. Гюгюм) в зависимости от местных землетрясений IV кв. 1981 г. римскими цифрами обозначены тектонические зоны, к которым приурочены эпицентры землетрясений: I — северный борт Куринской депрессии; II — Вандамская вулканогенная геоантиклиналь; III — южный борт эвгеосинклинального трога Южного склона

приводит к определенным размышлениям и выводам.

Октябрь характеризовался слабой сейсмической активностью территории полигона и низким энергетическим классом зафиксиро-

\* Здесь и далее координаты очагов землетрясений приведены на основании инструментальных и макросейсмических данных (ОМГЭ),

ванных землетрясений ( $K=6\div 8$ ). Сейсмически задействована была главным образом зона Северо-Куринского глубинного разлома в узлах пересечения с поперечными нарушениями в пределах Куринской депрессии. Единичные толчки отмечены в районе г. Варташена (зона Вандамского разлома) и на главном водоразделе Юго-Восточного Кавказа. Вариации хлора в воде имели незначительную амплитуду в пределах фоновых содержаний (7500—7800 мг/л) и не проявлены во взаимосвязи с фиксируемыми сейсмическими толчками. Таким образом, землетрясения малого энергетического класса как в тектонической зоне, к которой причастен источник, так и за ее пределами не воздействовали на содержание хлора в воде.

В начале ноября (2 и 8) два толчка средней силы ( $K=9$ ), приуроченные к сложному узлу пересечения Гирдыманчайского (Западно-Каспийского) поперечного с Вандамским и Алазань-Агричайским субширотными разломами в пределах геоантиклинали, отразились локальными максимумами содержания хлора в воде на фоне предваряющих их за 3—6 дней пониженных значений. Начиная с 5 ноября, когда было определено аномально низкое содержание, 1300 мг/л, концентрация хлора испытывала постоянное нарастание (с трехдневной стабилизацией на уровне фона после сейсмического толчка 8. XI) до максимального для анализируемого периода значения — 9500 мг/л — за два дня до Маразинского землетрясения 19. XI 1981 г. (в день землетрясения замеры не производились). Таким образом, на графике прослеживается двухнедельный предвестниковый период подготовки землетрясения. При этом максимально низкое содержание хлора в воде есть, по всей вероятности, отражение суммарного предвестникового эффекта подготовки сейсмических толчков 8 и 19 ноября. Хотя последующая декада характеризовалась резкой сейсмической активизацией (главным образом, в пределах Аджинюрской ступени Куринской депрессии), ее воздействие на концентрацию хлора в данном случае не проявилось и оказалось затушеванным стремлением последней к непрерывному понижению от аномально высокого к фоновым значениям в конце месяца. Вывод: землетрясения среднего и высокого энергетических классов в тектонической зоне, к которой приурочен источник, выражается в относительно повышении содержания хлора в воде.

В сейсмически активном декабре очаги землетрясений проявляли себя в пределах полигона исключительно к западу от меридиана р. Гирдыманчай. Кривая содержания хлора отражает значительные его вариации в пределах и ниже фоновых значений за исследуемый период. Причем минимумы концентрации обычно соотносятся во времени с толчками в зоне Аджинюра, а локальные максимумы — с землетрясениями в пределах Вандамской геоантиклинали и в зоне ее южного обрамления по Алазань-Агричайскому разлому.

Анализ изложенного показывает, что вариация хлора в воде Гюгюмского минерализованного источника активно проявляют себя в связи с местными землетрясениями энергетических классов  $K \geq 9$ ; концентрация хлора находится в зависимости от пространственного положения (в структурном плане) очага землетрясения относительно водопункта. Предвестниковые периоды проявляют также прямую зависимость от силы толчка и глубины расположения гипоцентра: чем больше класс и глубина очаговой зоны землетрясения, тем рань-

ше и резче проявляются аномальные изменения в подготовительный период.

Сейсмогеохимический эффект наблюдается не только в естественных водоисточниках и не только по единичным параметрам. Обработка накопившихся материалов подтверждает существование предвестниковых отклонений также в химизме напорных подземных вод, вскрытых скважинами как в коренных породах, так и в четвертичном комплексе конусовых отложений. Положительные результаты получены и при сопоставлении значений локального магнитного поля и химизма подземных вод в периоды сейсмической разрядки в земной коре, примером чему служит Исмаиллинское землетрясение 15 апреля 1983 г., пространственно приуроченное к узлу пересечения Алазань-Агричайского и Дияллинского разломов. Наблюдения на опорной скв. № 1 (район г. Исмаиллы) в течение апреля выявили резкие аномальные изменения содержаний  $\text{Na}+\text{K}$ ,  $\text{CO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$  (рис. 3), а также  $\text{Br}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ , величины рН в воде изолированного водоносного горизонта в коренных отложениях кайнозоя в период подготовки и осуществления указанного землетрясения  $K=10$ ,  $H=5$  км. Значительные вариации перечисленных параметров зафиксированы были также в напорной воде современных галечников на близрасположенной скв. № 3.

Параллельно проведенный анализ поведения геомагнитного поля в ряде точек вдоль единого субширотного профиля I на отрезке

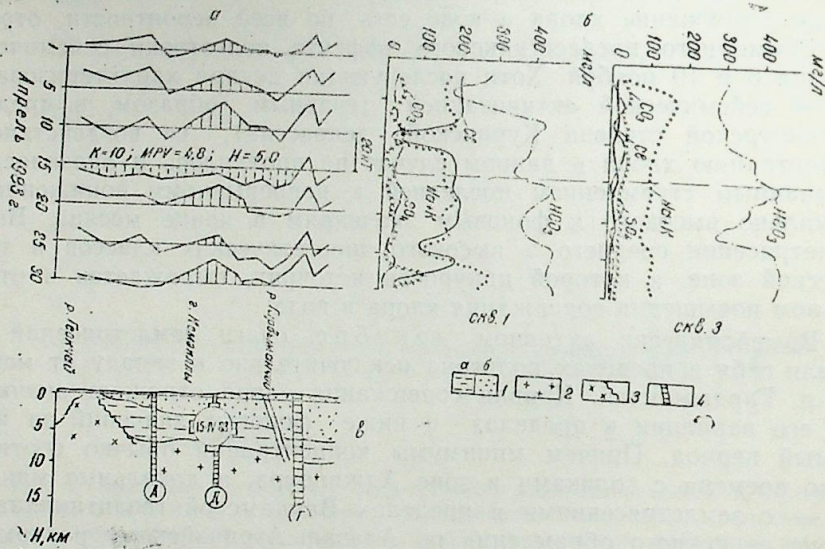


Рис. 3. Графики пространственно-временных изменений геомагнитного поля (а), изменений химического состава подземных вод (б) в период Исмаиллинского землетрясения 14.04.1983 г. и разрез земной коры эпицентральной зоны по комплексу геолого-геофизических данных (в):

1 — комплексы осадочных пород: а — юрский; б — нижний мел — антропогенный; 2 — консолидированная кора; 3 — контуры Буйнузской интрузии; 4 — поперечные разломы (наименования разломов см. в усл. обозн. к рис. 1)

между меридианами с. Буйнуз (на западе) и с. Баскал (на востоке) отразил закономерные его изменения при формировании напряжений (с наибольшими возмущениями  $\sigma\Delta T$  в эпицентральной зоне) и четкое выражение в вариациях момента возникновения землетрясения. С начала 1983 г. по 12 апреля в эпицентральной блоке наблюдался постепенный рост величины магнитного поля от  $-8$  до  $14-16$  нТ, после чего последовал резкий спад. Замеренная в день землетрясения величина  $\sigma\Delta T = -6$  нТ и в дальнейшем вновь возрастала, достигнув в конце месяца значения  $10$  нТ. Следует отметить, что вариации  $\sigma\Delta T$  в зоне Гирдыманчайского (Западно-Каспийского) поперечного разлома идентичны для всего рассматриваемого периода и несомненно связаны с влиянием указанного дизъюнктива. Характерные, но менее четкие изменения величины магнитного поля фиксируются также в зоне Ахохчайского разлома (см. рис. 3). Таким образом, удается проследить не только характерные черты формирования и поведения предвестниковых аномалий, но и возмущения геомагнитного поля, связанные с процессами в зонах разломов. Последнее может иметь важное прикладное значение (и к этому нас подводит значительный фактический материал, требующий отдельного освещения), наряду с прочими критериями, при выделении разрывных дислокаций различных порядков и направлений и ограниченных ими тектонических блоков методами разведочной геофизики в процессе режимных наблюдений.

Обобщая изложенное, мы приходим к выводу о перспективности поисков предвестников местных землетрясений на территории Исмаиллы-Шемахинского сейсмоактивного полигона путем наблюдений за гидрогеохимией подземных вод и геомагнитным полем с выделением и накоплением информации об аномальных эффектах, предваряющих сейсмические толчки и сопутствующих им. Задачей последующих исследований является нарастающая углубленная разработка вопроса со стабильным вовлечением в круг определяющих параметров информативных индикаторов, характеризующих, в частности, динамику подземных вод и газов, их температурный режим.

На данном этапе на повестку дня поставлена кардинальная задача вынесения исследовательских работ за пределы сейсмоактивного полигона и регионального изучения режима подземных вод на всей территории республики с целью наблюдения за эволюцией единого гидрогеодеформационного поля и выявления его особенностей. Определенную реконструкцию должны претерпеть и геофизические режимные наблюдения. Создание региональной сети и унификация методики гидрогеологических наблюдений в сочетании с комплексными детальными исследованиями на эталонных сейсмоактивных полигонах — наиболее приемлемое решение, позволяющее разработать методику прогноза времени и места сильных землетрясений в Азербайджане.

#### Литература

1. Гидрогеосейсмологические предвестники землетрясений. — Ташкент: Фан, 1983 г.
2. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. — М.: Наука, 1985.
3. Еришаков Ш. С., Курскиева А. К., Рудина М. П. и др. Методика исследований сейсмомагнитного эффекта на Алма-Атинском полигоне и предварительные результаты. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 77—81.
4. Осика Д. Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. — М.: Наука, 1981.

5. Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С., Водковский В. Н. Магнитные исследования в эпицентральной зоне. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 398—403.

Т. Н. Кәңкәрли, Һ. Ө. Вәлиев, Р. Һ. Начыјев, Н. И. Мусајев

**ЧӘНУБ-ШӘРГИ ГАФГАЗДА ЗӘЛЗӘЛӘНИН ХӘБӘРВЕРИЧИ  
АМИЛЛӘРИНИН АХТАРЫШЫ**

Мәгаләдә Исмајыллы-Шамахи полигонунда јералты суларын кимјәви тәркибинин вә јерин магнит саһәсинин сјесмик активликлә әлагәдар дәјишмәсини изләмәк мәгсәдлә апарылан мушаһидәләрин нәтичәләри верилмишдир. Сәјсмокимјәви вә сәјсмокеофики эффектләрин рајонун тектоникасында вә мушаһидә нөгтәсинин зәлзәлә очагына нисбәтән саһәдәки јериндән асылы олдуғу кәстәрилмишдир. Бу методларла кәләчәкдә апарылачаг ахтарыш ишләрини кенишләндирмәк төвсијә олунур.

T. N. Kengerli, G. O. Veliev, R. G. Cadjiev, N. I. Musaev  
**SOME EARTHQUAKES PRECURSORS  
IN THE SOUTH-EASTERN CAUCASUS**

The article presents some results of observations for the geomagnetic field variations and chemical content of underground waters to establish the relation between them and the observed seismic activity within Ismailly-Shemakha seismoactive polygon. It is suggested that there is relationship between seismogenic and seismogeophysical effects and tectonics of the area and spacial location of stations as related to the earthquake source. It is concluded that the search for local earthquakes precursors by the mentioned methods is perspective. The tasks of the further investigations are advanced.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ  
Јер елмләри сәријасы, 1987, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
Серия наук о Земле, 1987, № 1

УДК 551.24:553.981/2(470.67—13)

М. А. ДЖАВАДОВ

**О ВЗАИМОСВЯЗИ РАЗМЕРОВ СТРУКТУРНЫХ ПОДНЯТИЙ  
С ИНТЕНСИВНОСТЬЮ СКЛАДЧАТОСТИ  
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ  
(НА ПРИМЕРЕ АКВАТОРИИ ЮЖНОГО ДАГЕСТАНА)**

Структурные поднятия определенной стратиграфической единицы или комплекса отложений обычно приурочиваются к тектоническим зонам, являющимся местами скопления нефти и газа. В зависимости от степени интенсивности осадконакоплений и проявления тектонических процессов в этих зонах и формируются поднятия различных размеров, изучение которых для правильной оценки ориентации поисково-разведочных работ на нефть и газ, наряду с многочисленными структурно-тектоническими показателями (этажность структур, соотношение структурных планов, углы залегания пластов и др.), имеет большое научное и практическое значение; установление характера изменения размеров поднятий по площади и разрезу позволяет выявить особенности геотектонического развития комплекса отложений, в частности, степень интенсивности тектонической активности (складчатости), что особенно важно для направления дальнейших поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Исследование размеров поднятий для поисков нефтегазоносных структур проводится впервые, и в качестве примера нами взята акватория Южного Дагестана, где развита мощная толща мезокайнозойского комплекса отложений, разрез которых изучен сейсмикой от миоцена до верхней юры включительно и с точки зрения перспектив нефтегазоносности оценивается высоко. Рассматриваемые здесь, на участке Махачкала—Арабляр вплоть до Яламы, структурные поднятия\* интервала миоцен — верхняя юра в основном расположены в западной, относительно интенсивной и приподнятой приморско-прибрежной тектонической зоне (в III и IV антиклинальной зонах, расположенных восточнее I и II зон суши) у Главного Дербентского надвигового разрыва и в районе нового субмеридионального тектонического нарушения, выявленного нами восточнее первого. Ряд структурных поднятий — Дербент-море-2, Дербент-море-3, Дербент-море-4 и «40-летие Победы»\*\* расположены восточнее указанной выше тектонической зоны (рис. 1), где отмечается сравнительно слабая тектоническая обстановка, характеризующаяся малоэтаж-

\* Рассмотрено 31 поднятие-объект (поднятия по отдельным стратиграфическим единицам) по 19 структурам.

\*\* Поднятие «40-летие Победы» установлено нами в северо-восточной части акватории и названо в честь сорокалетия Победы Советского народа в Великой Отечественной войне.

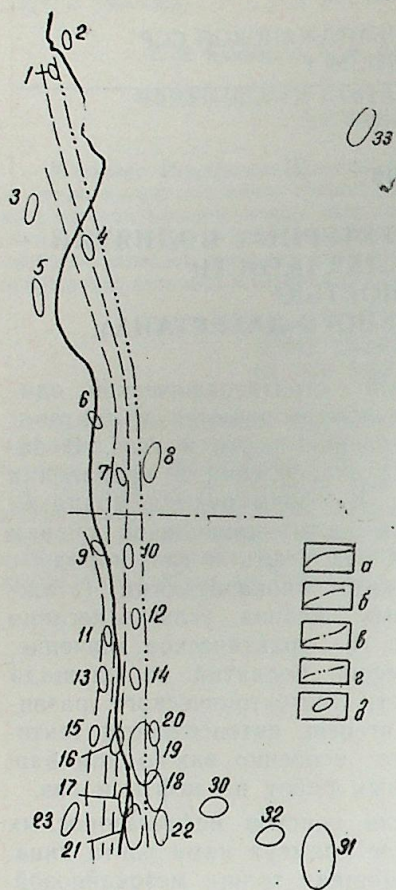


Рис. 1. Схема расположения структурных поднятий к акватории Южного Дагестана:  
 а — береговая линия; б — Главный Дербентский разрыв; в — Гамриозеньский поперечный разрыв; г — восточное тектоническое нарушение; д — структурные поднятия: 1 — Махачкала; 2 — Махачкала-море; 3 — Айри-Тюбе; 4 — Айри-Тюбе-море; 5 — Ачи-Су; 6 — Избербаш; 7 — Инчхе-море; 8 — Инчхе-море-Восточное; 9 — Каякенд; 10 — Каякенд-море; 11 — Берикей; 12 — Берикей-море; 13 — Дузлак; 14 — Дузлак-море; 15 — Дагестанские огни; 16 — Первомайск; 17 — Дербент; 18 — Дербент-море-1; 19 — Дербент-море-СЗ; 20 — «9 Мая»; 21 — Дербент-море-Южное; 22 — Дербент-море-ЮВ; 23 — Рукел; 24 — Хошмензил; 25 — Арабляр; 26 — Арабляр-море; 27 — Ялама-Северное; 28 — Ялама-Южное; 29 — Ялама-море; 30 — Дербент-море-2; 31 — Дербент-море-3; 32 — Дербент-море-4; 33 — «40-летие Победы»

ностью структур, отсутствием нарушений, малыми углами залегания пластов и др.

В западной тектонической зоне относительно восточной поднятия характеризуются сравнительно густым расположением и меньшими размерами; здесь размеры их колеблются в пределах  $5 \times 1,4$ — $22 \times 6$  км, а амплитуды — 100—600 м (в среднем 210 м). В восточной зоне размеры и амплитуды поднятий изменяются в пределах  $6 \times 3$ — $30 \times 18$  км и 150—600 м (в среднем 290 м), соответственно.

Поскольку изучение характера изменения размеров поднятий по величине их осей\* представляет большие трудности при установлении определенной закономерности, для удобства использова-

\* Размеры поднятий, как правило, определены по величине их осей на основе структурных карт и профилей; не поддаются точному определению лишь размеры поднятия Инчхе-море-Восточное, которое проявляется на структурной карте по верхнему мелу не полностью и изогипсы не замыкаются. Точная брахантиклинальная форма и размеры этого поднятия нами определены на основе планового пересечения изогипс карты схождения по меловым и среднемиоценовым отложениям и структурной карты.

ния вместо истинного значения нами приняты условно-площадное (S) и объемное (V) значения\* размеров, которые прослежены по площади и разрезу отдельных стратиграфических единиц мезокайнозойского комплекса отложений.

Установлено, что в пределах рассматриваемых западной и восточной тектонических зон акватории Южного Дагестана в интервале миоцен — верхний мел характер изменения S и V почти идентичен; в миоцене, палеогене и верхнем мелу наибольшие их значения приурочены преимущественно к восточным поднятиям и поднятиям Восточной тектонической зоны и уменьшаются к западу,

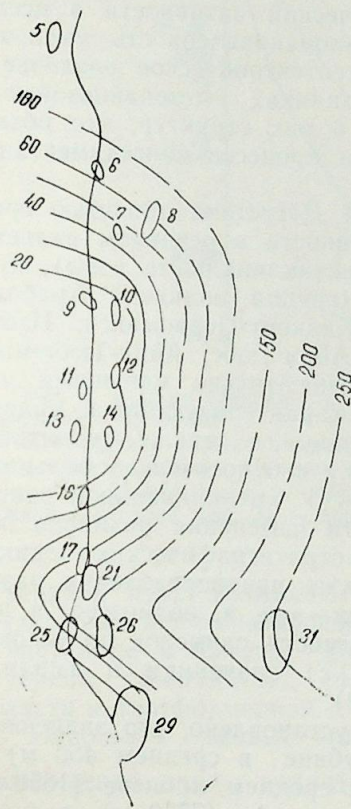


Рис. 2. Схематическая карта изменения условно-площадного значения размеров поднятий акватории Южного Дагестана по верхнему мелу:

а — изолинии условно-площадного значения размеров поднятий  $\text{км}^2$  (остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1)

\* Условно-площадное значение определено произведением размеров больших (L) и малых (l) осей, а условно-объемное значение — произведением размеров осей и амплитуд (A) поднятий.

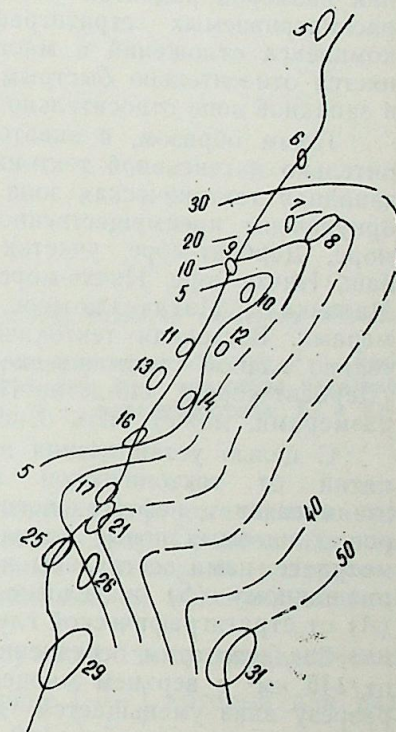


Рис. 3. Схематическая карта изменения условно-объемного значения размеров поднятий акватории Южного Дагестана по верхнему мелу: а — изолинии условно-объемного значения размеров поднятий  $\text{км}^3$  (остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1)

доходя до минимума на Каякент-Первомайском участке. Это видно из рис. 2 и 3, где по верхнему мелу наибольшие значения  $S$  и  $V$  — 260 км<sup>2</sup> и 52 км<sup>3</sup>, соответственно, отмечаются на востоке у поднятия Дербент-море-3 и уменьшаются в западном направлении до 20 км<sup>2</sup>, 5 км<sup>3</sup> и менее в указанном районе. Лишь в среднем миоцене отмечается некоторое исключение — уменьшение значений  $S$  и  $V$  с СЗ на ЮВ — от Избербаша (33 км<sup>2</sup>, 9 км<sup>3</sup>) к Инче-море (15,4; 3) и от Дербент-море-1 (97,5; 19,5) к Арабляр-море (11—17,5; 1,1—1,75) и Дербент-море-4 (18; 2,7); при этом значение  $V$  от Дербент-море-1 уменьшается также и к западу — к «9 Мая» и Дербент-море-СЗ (3,2—3,3 км<sup>3</sup>).

По уменьшению числовых значений  $S$  и  $V$  по площади нами и выделены направления усиления тектонической активности в исследуемом районе. Отмеченная выше разнонаправленность уменьшения размеров поднятий указывает на геотектоническое различие в рассматриваемых стратиграфических единицах мезокайнозойского комплекса отложений и многоступенчатости в них структур, что объясняется относительно быстрым протеканием процесса конседиментации в западной зоне относительно восточной.

Таким образом, в акватории Южного Дагестана областью сравнительно интенсивной тектонической активности в основном является западная тектоническая зона (III и IV антиклинальные зоны), куда приурочены преимущественно поднятия (группа поднятий Арабляр-море, Дербент-море, участок поднятий Каякент-Первомайск, Избербаш, Инче-море, Инче-море-Восточное, Айри-Тюбе, Айри-Тюбе-море, Махачкала, Махачкала-море и др.) с относительно меньшими размерами. Восточная тектоническая зона, характеризующаяся сравнительно слабой тектонической активностью, а также поднятиями (Дербент-море-3, «40-летие Победы» и др.) с относительно большими размерами, может быть отнесена к новой  $V$  антиклинальной зоне.

С целью установления закономерности изменения размеров поднятий от тектонической активности стратиграфических единиц, взаимосвязи с нефтегазоносностью, а также предопределения размеров ожидаемых новых поднятий в миоцен—юре и, возможно, в пермтриасе, нами составлены кривые зависимости размеров по условно-площадному ( $S$ ) и условно-объемному ( $V$ ) значениям и амплитуд ( $A$ ) от стратиграфической глубины (рис. 4).

Согласно этим осредненным кривым установлено, что значение  $S$  от 145 км<sup>2</sup> в верхнем миоцене (на глубине в среднем 450 м) по разрезу вниз уменьшается до 45 км<sup>2</sup> в среднем миоцене (1650 м), затем увеличивается до 140 км<sup>2</sup> в нижнем мелу (3750 м), а к юре (4300 м) отмечается тенденция его уменьшения до 130 км<sup>2</sup>. Значение  $V$  от 12 км<sup>3</sup> в верхнем миоцене уменьшается до 5 км<sup>3</sup> в среднем миоцене, а затем плавно увеличивается и доходит в среднем до 60 км<sup>3</sup> в верхней юре. Значение  $A$  по разрезу миоцен—юра плавно увеличивается с глубиной от 100 до 600 м и более; в разрезе верхней юры на кривую  $A$ , где имеются единичные данные, нами введены поправки, для чего использовано соотношение данных кривой  $V$  (550 км<sup>3</sup>) к данной кривой  $S$  (130 км<sup>2</sup>), которое (423 м) и определяет среднюю величину амплитуды и тенденцию ее к уменьшению с глубиной.

На графике по уменьшению размеров поднятий отмечается увеличение тектонической активности в среднем миоцене (чокрак),

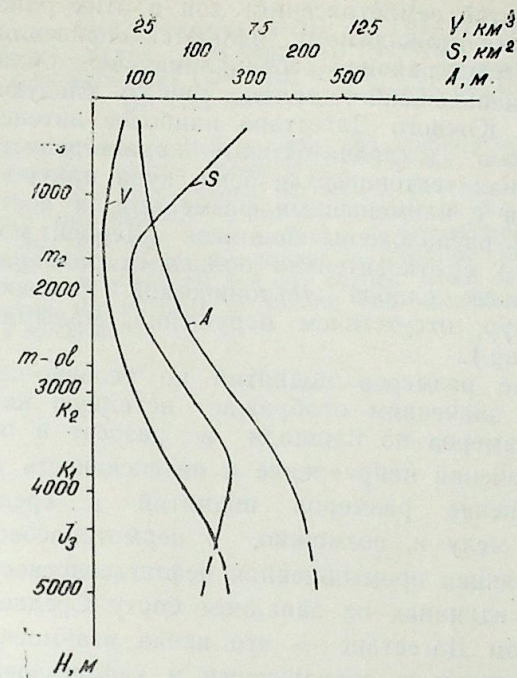


Рис. 4. Кривые зависимости размеров и амплитуд поднятий акватории Южного Дагестана с глубиной:

$S$  — кривая условно-площадного значения размеров поднятий, км<sup>2</sup>;  $V$  — кривая условно-объемного значения размеров поднятий, км<sup>3</sup>;  $A$  — амплитуда поднятий;  $m_3$  — верхний миоцен;  $m_2$  — средний миоцен;  $m-ol$  — миоцен-олигоцен;  $K_1$  и  $K_2$  — нижний и верхний мел;  $J_3$  — верхняя юра

в верхнем мелу, возможно, и в пермтриасе, где и установлена промышленная нефтегазоносность на западном борту Среднего Каспия, в частности, в Южном Дагестане. Общее увеличение размеров с глубиной, по-видимому, связано с приближением геосинклинальной области к платформенной.

Используя данные кривой  $S$  с глубиной и средние значения соотношения длины поднятий к их ширине  $\left(\frac{L}{l}\right)$ , которые для разреза миоцен-палеогенового комплекса отложений в среднем составляют 2,51, мела — 2,69, верхней юры — 3,84, или же их пределы (2,51—3,84), в дальнейшем ориентировочно можно предопределить размеры ( $S=L \cdot l$ ), а соотношением данных кривой  $V$  к кривой  $S$  — амплитуды ожидаемых поднятий перспективно нефтегазоносного стратиграфического интервала миоцен—юра и пермтриасового комплекса отложений в районе исследования и прилегающих частях акватории и суши.

Указанные выше карты и кривые изменения размеров поднятий по пространству и с глубиной в комплексе могут быть применены также при определении сейсмичности (направления, относительной

интенсивности и очагов землетрясения) зон в этих районах. Подобные карты и графики, по-видимому, являются справедливыми и для других нефтегазоносных районов геосинклинальных областей.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы.

1. В акватории Южного Дагестана наиболее интенсивной тектонической активностью (складчатостью) характеризуется западная приморско-прибрежная тектоническая зона, куда приурочены преимущественно поднятия с наименьшими размерами, а восточная тектоническая зона, где расположены поднятия (Дербент-море-3, «40-летие Победы» и др.) с относительно большими размерами, характеризуется сравнительно слабой тектонической активностью (малозатяжностью структур, отсутствием нарушений, малыми углами залегания пластов и др.).

2. Исследование размеров поднятий по условно-площадному и условно-объемному значениям отображает истинную картину характера изменения размеров по площади и разрезу и определяет по уменьшению их значений направление и интенсивность тектонической активности; уменьшение размеров поднятий в среднем миоцене (чокрак), верхнем мелу и, возможно, в пермотриасовом комплексе отложений и доказанная промышленная нефтегазоносность в этих же стратиграфических единицах на западном борту Среднего Каспия, в частности, в Южном Дагестане — это явная взаимосвязь размеров поднятий с интенсивностью складчатости и нефтегазоносностью, которая в западной тектонической зоне выражена геосинклинальным характером структур, а в восточной зоне — преимущественно платформенным.

3. Приведенные карты и график изменения размеров поднятий позволяют установить интенсивность тектонической активности, направление дальнейших разведочно-буровых работ и предопределить размеры ожидаемых новых нефтегазоносных структур в мезокайнозойском комплексе отложений акватории Южного Дагестана и прилегающих частей акватории и суши.

М. А. Чавадов

#### СТРУКТУР ГАЛХЫМЛАРЫН ӨЛЧҮЛЭРИНИН ГЫРЫШЫГЛЫҒЫН ИНТЕНСИВЛИЈИ ИЛЭ ВЭ НЕФТГАЗЛЫЛЫҒЛА ГАРШЫЛЫҒЛЫ ЭЛАГЭСИ НАГГЫНДА (ЧЭНУБИ ДАҒЫСТАН АКВАТОРИЈАСЫ МИСАЛЫНДА)

Сејсмик материалларын дәгиг анализи, интерпретасијасы вэ мезокајнозој чөкүнтүлэри үзрә гурулмуш структур хәритәләр әсасында Чәнуби Дағыстан акваторијасында бир сыра јени структур галхымлар, субмеридионал позгунлуг вэ ики мүхтәлиф (гәрб вэ шәрг) фәал тектоник зона ашкар едилмишдир.

Мәгаләдә илк дәфә олараг галхымларын фәза вэ кәсилиш үзрә өлчүлэри тәдгиг едилир. Галхымларын өлчүлэри илэ гырышыглыг вэ нефтгазлылыг арасында мүәјјән едилмиш гаршылыглы әлагә практики мәгсәдләр вэ гырышыглыгын интенсивлијини тәјјин етмәк вэ нефт-газ ахтарыш-кәшфијјат ишләрини истигамәтләндирмәк үчүн истифадә олуна биләр.

M. A. Djavadov

#### ON THE INTERRELATION OF THE STRUCTURAL UPLIFTS SIZES AND FOLDING INTENSITY AND OIL AND GAS CONTENT (ON THE EXAMPLE OF WATER AREA OF THE SOUTHERN DAGHESTAN)

On the basis of the detailed analysis and reinterpretation of seismic data and structural construction of the Mesocenozoic complex of the deposits, a series of the new uplifts, a new submeridional dislocation and two different zones of tectonic activity (eastern and western) in the water area of the Southern Daghestan are revealed. For the first time the method of determination and investigation of uplifts sizes spatially and by the section is presented, the certain interrelation of the uplifts sizes, folding and oil and gas content, which can be used in the practice, i. e. to ascertain the intensity of folding and direction of research work on the oil and gas, is revealed.

И. С. ГУЛИЕВ, Т. П. ЕМЕЦ

### ОБ УГЛЕВОДОРОДНОМ ПОТЕНЦИАЛЕ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА ПО ДАННЫМ ПИРОЛИЗА

Продуктивная толща среднего плиоцена Южно-Каспийской впадины (ЮКВ), отличающаяся богатейшими многопластовыми залежами, из которых к настоящему времени извлечено более миллиарда тонн нефти, является основным объектом поисков и разведки нефти и газа в Азербайджане и Туркмении. Геофизическими методами разведки установлено, что породы фундамента в акватории Южного Каспия погружаются на глубины 15—22 км. Данные бурения на площадях Бакинского архипелага (Бахар, Булла-море, банка Андрева и др.) и результаты сейсморазведки показывают, что в районах развития плиоцен-антропогенного комплекса пород их мощность достигает 8—10 км [7].

Для эффективной оценки перспектив нефтегазоносности глубокопогруженных отложений продуктивной толщи необходим комплексный анализ геологической, геофизической и геохимической информации. В связи с этим важное значение приобретает оценка углеводородного потенциала органического вещества (ОВ) рассматриваемого комплекса отложений.

В настоящем сообщении представлены результаты изучения ОВ керна, отобранного из глубоких скважин, пробуренных на месторождениях и разведочных площадях Бакинского архипелага, который является составной частью межгорной ЮКВ, окруженной со всех сторон складчатыми поясами альпийского тектогенеза. Впадина сложена песчано-глинистыми отложениями мезокайнозойского возраста мощностью до 22 км. В составе осадочного чехла выделяются мезозойско-эоценовый и олигоцен-антропогенный комплексы, первый из которых отвечает геосинклинальному, а второй орогенному этапу развития региона. В складчатой зоне Бакинского архипелага широко распространены валоподобные приразломные структуры, генетически связанные с разрывами и грязевыми вулканами, складки общего смятия, облекания и реже складки платформенного типа [7].

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика пиролитического исследования органического вещества осадочных отложений описана рядом авторов [4, 5]. Установка пиролитического исследования собрана на базе серийной отечественной аппаратуры: хроматографа ЛХМ-8МД (5 модель), пиролитической ячейки БП-3 и обогатительного устройства к хроматографу Цвет-100. Конструкция установки, состоящая из двух блоков (блок пиролитического исследования и блок хроматографа), которые соединены посредством шестиходового крана

через «холодную ловушку», позволяет проводить дискретный много-ступенчатый изотермический нагрев образца. Использование пламенно-ионизационного детектора и детектора по теплопроводности, смонтированных на крышке термостата хроматографа, позволяет одновременно определять углеводороды (УВ) ряда  $C_1—C_6$  и  $CO_2$ . Разделение УВ осуществляется по колонке длиной 3 м, заполненной алюмогелем. Для определения  $CO_2$  на катарометре используется колонка с силикагелем.

Измельченная до фракции 0,5—0,25 меш порода, помещенная в кварцевую «лодочку», с помощью специального штока вводится в зону нагрева, контролируемую термопарой. Продукты пиролитического разложения выводятся из реактора потоком газа-носителя (гелий высокой частоты) со скоростью 10 см<sup>3</sup>/мин. Температурно-временной режим пиролитического разложения проб установлен опытным путем и на основании анализа сведений, имеющихся в публикациях. Для выполнения поставленной в этой работе цели целесообразно проводить двуступенчатый изотермический нагрев — 150°C (15 мин) и 500°C (30 мин). При температуре 150°C за выбранный интервал времени высвобождаются практически полностью свободные и сорбированные УВ и не происходит деструкции самого керогена. Таким образом, оценивается современное содержание УВ в породах. Следует отметить, что такие факторы, как отбор проб, их хранение и способ подготовки проб к проведению анализа, искажают истинную картину газосодержания в породах. Тем не менее метод позволяет получить общую характеристику качественно-количественного распределения УВ в породах. Нагрев образца в течение 30 мин. при температуре 500°C приводит к почти полной реализации органическим веществом своего нефтегазового потенциала. Количественный состав смеси УВ  $C_1—C_6$  и  $CO_2$  определялся методом абсолютной калибровки. Среднестатистическая ошибка не превышала 10%.

Для интерпретации полученных материалов использовались следующие показатели:

$S_1$  — сумма УВ  $C_1—C_4$ , уже присутствующих в породах, выраженная в кг/т  $C_{орг}$ , определяемая при нагреве образца при температуре 150°C;

$S_2$  — сумма УВ  $C_1—C_4$  представляет углеводороды, образовавшиеся в процессе деструкции ОВ при высокотемпературном пиролитическом разложении (500°C), в кг/т  $C_{орг}$ . Фиксирует газовый потенциал ОВ породы;

$S_3$  — содержание  $CO_2$ , образующегося в процессе пиролитического разложения керогена (образцы предварительно освобождаются от карбонатов породы), кг/т  $C_{орг}$ ;

$\frac{S_1}{S_1 + S_2}$  — отношение УВ, образовавшихся при деструкции ОВ к количеству продуцированного органическим веществом  $CO_2$ , характеризует тип керогена. Результаты анализов сведены в таблице и представлены на рис. 1.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучено 15 образцов пород из глубинных скважин Бакинского архипелага, вскрывших продуктивную толщу в интервале глубин

Результаты пиролитического исследования углеводородного потенциала продуктивной толщи бакинского архипелага

Площадь, интервал, порода	Нагрев 150°C кг/г породы · 10 <sup>-4</sup>				Нагрев 500°C кг/г породы							$\frac{S_2}{S_3}$
	C <sub>орг</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>4</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	C <sub>4</sub> -C <sub>6</sub>	S <sub>3</sub>	$\frac{S_1}{S_1+S_2}$	
Банка Головачева, скв. 11, 3611-3613, глинистый алевролит	0,10	0,90	3,3	2,9	1,9	0,004	0,064	0,061	0,023	0,59	0,005	0,14
Камни Персианна, скв. 10, 3991-3999, глина с примесью алевролита	0,19	0,55	2,2	2,0	1,3	0,004	0,0048	0,045	0,017	0,88	0,004	0,17
Хаммамдаг, скв. 30, 4502-4505, глина с примесью алевролита	0,08	0,48	1,8	1,6	1,2	0,002	0,030	0,028	0,012	0,66	0,006	0,6
Булла-море, скв. 35, 4589-4593, алевролит мелкозернистый	—	0,32	1,2	1,2	0,6	0,005	0,042	0,040	0,014	0,003	0,003	—
Гарасу, скв. 29, 4749-4756, глина известковистая	0,18	0,11	1	1,3	1,1	0,004	0,060	0,057	0,019	1,1	0,002	0,07
Камни Игнатия, скв. 9, 4796-4800, глина известковистая	0,10	0,15	1,2	1,0	0,7	0,004	0,050	0,049	0,016	0,82	0,002	0,08
Дуваный-море, скв. 61, 4982-4985, глина известковистая	0,28	0,20	0,4	0,4	—	0,002	0,022	0,021	0,009	—	0,002	—
Булла-море, скв. 39, 4995-5000, глина тонкозернистая	—	0,20	0,9	0,9	0,4	0,006	0,044	0,041	0,014	—	0,002	—

Площадь, интервал, порода	Нагрев 150°C кг/г породы · 10 <sup>-4</sup>				Нагрев 500°C кг/г породы							$\frac{S_2}{S_3}$
	C <sub>орг</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>4</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>6</sub>	C <sub>4</sub> -C <sub>6</sub>	S <sub>3</sub>	$\frac{S_1}{S_1+S_2}$	
Булла-море, скв. 39, 5175-5181, алевролит глинистый	0,13	0,48	2,3	2,1	1,4	0,003	0,047	0,044	0,017	0,081	0,005	0,08
Булла-море, скв. 552, 5268-5274, алевролит	—	0,36	1,8	1,7	1,0	0,006	0,042	0,039	0,017	—	0,004	—
Булла-море, скв. 32, 5400-490, глина алевролитистая	0,26	0,24	1,3	1,2	0,8	0,008	0,067	0,061	0,031	1,5	0,002	0,05
Гарасу, скв. 27, 5522-5523, глина алевролитистая	0,21	0,11	0,9	0,4	—	0,004	0,040	0,038	0,015	0,76	0,001	0,06
Гарасу, скв. 29, 5584-5588, глина алевролитовая	0,08	0,25	2,4	2,1	1,6	0,003	0,052	0,040	0,016	0,06	0,004	0,06
Булла-море, скв. 38, 5930-5944, глина алевролитовая	0,13	0,45	1,7	1,7	0,8	0,005	0,049	0,046	0,047	1,04	0,004	0,005
Ф. Самедова, скв. 1, 6315-6325, глина алевролитовая	—	0,73	2,8	2,6	1,7	0,004	0,228	0,219	0,078	—	0,001	—
Ханты-Мансийская, скв. 5, 3103, глина алевролитовая	8,6	—	90,0	50,0	80,0	—	1,9	1,78	0,4	0,5	3,49	—
Ханты-Мансийская, скв. 5, 3135 глина алевролитовая	5,3	—	70,0	50,0	60,0	—	2,46	2,24	0,98	1,2	1,87	—

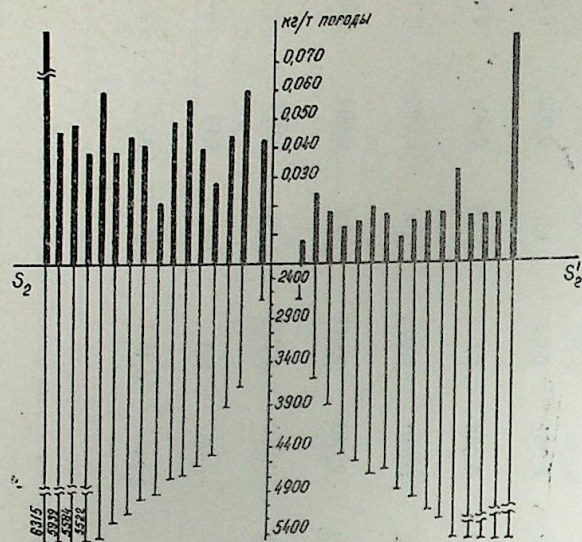


Рис. 1. Результаты пиролиза ОВ

3600—6325 м. Степень их катагенетического преобразования не выходит за пределы стадий протокатагенеза (ПК<sub>1</sub>—ПК<sub>2</sub>).

Состав свободных и сорбированных газов представлен УВ ряда С<sub>1</sub>—С<sub>5</sub>. В значительной части исследованных образцов отсутствует нС<sub>4</sub>Н<sub>10</sub>. Содержание СН<sub>4</sub> в составе газовой смеси очень низкое — 0,01—0,09·10<sup>-4</sup> кг/г породы, как и в целом потенциал низкомолекулярных пареообразных и газовых углеводородов (сумма С<sub>1</sub>—С<sub>6</sub>) — 0,4—3,3·10<sup>-4</sup> кг/г породы. Количество газовых УВ в пределах 0,4—2,9·10<sup>-4</sup> кг/г породы, а низкомолекулярных пареообразных УВ — 0,2—1,9·10<sup>-4</sup> кг/г породы.

В составе высокотемпературного пиролизата газовый состав представлен УВ от метана до гексана. Содержание СН<sub>4</sub> изменяется от 0,002 до 0,009 кг/г породы. Максимальные содержания гексана не превышают 0,002 кг/г породы. Значения индекса генерации варьируют в пределах 0,001—0,005, что свидетельствует о малых масштабах образования углеводородов в рассматриваемых отложениях к настоящему времени. Так же невелики значения показателя S<sub>2</sub>/S<sub>3</sub>, который является индикатором качества ОВ, указывающий в данном случае на невысокую степень преобразованности ОВ и его низкий нефтегазогенерационный потенциал. Исключением является образец с глубины 6325 м, для которого показательно увеличение количества углеводородов С<sub>1</sub>—С<sub>6</sub>, но при низком значении индекса генерации, равного 0,001 (см. таблицу и рис. 1).

Для сравнения в таблице приведем значения этих же показателей в нижне- и среднеюрских отложениях Западной Сибири [Ханты-Мансийская впадина, пл. Горелая, скв. 5].

Реализация нефтегазогенерационного потенциала ОВ определяется степенью его катагенетической преобразованности. Как указывалось, по данным пиролиза, стадия преобразования ОВ не превы-

шает, по-видимому, градации умеренного протокатагенеза, т. е. породы на исследованных глубинах не вошли в главную зону нефтегазообразования.

С чем же связана такая крайне низкая степень преобразования ОВ на глубинах, при которых породы в других регионах уже значительно исчерпывают свой нефтематеринский потенциал? Анализ причин этого явления удобно провести с помощью историко-геологического метода [5]. На рис. 2 приведены графики расчета суммарного импульса тепла для отложений среднеплиоценового, олигоцен-миоценового и юрского возрастов.

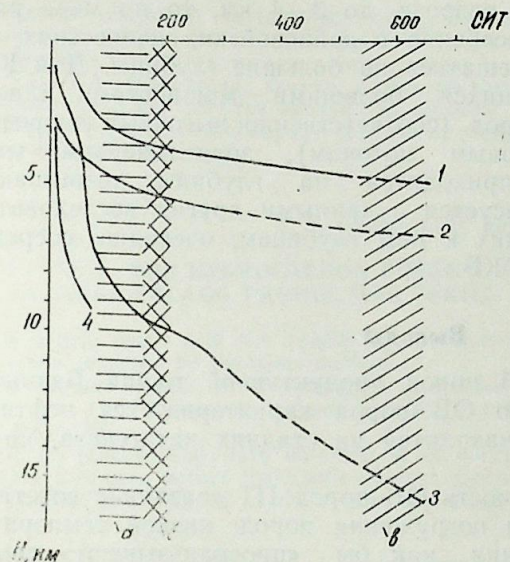


Рис. 2. Изменение суммарного импульса тепла с глубиной:

1 — глинистые породы (мезозойские) с площадей Волгоградского Поволжья; 2 — юрские отложения южного склона Большого Кавказа; 3 — олигоцен-миоценовые отложения Южно-Каспийской впадины; 4 — продуктивная толща Южно-Каспийской впадины; а — ГФН; б — максимум ГФН; в — ГЗГ

Из анализа кривых следует, что породы продуктивной толщи входят в главную фазу нефтеобразования только на глубинах, превышающих 8—9 км, олигоцен-миоцен — 8 км, а среднеюрские — около 4 км. Анализ процессов преобразования ОВ с помощью этого метода показывает, что низкая степень преобразования ОВ третичных отложений ЮКВ связана с аномально высокой скоростью погружения пород, которая в плиоцен-четвертичное время достигла 1000 м/млн. лет, и низким тепловым потоком, обуславливающим слабую погрешность на больших глубинах. Так, согласно замерам температуры на глубинах 6—6,3 км (Булла-море) прогремость пород составляет 97—104°C, а в целом по Бакинскому архипелагу температура в интервале глубин 4—5 км не превышает 110°C. Для сравнения отметим, что на тех же глубинах температура в Восточном Предкавказье составляет 145—195°C, в Западно-Кубанском прогибе 140—164°C, в Восточно-Кубанской впадине 150—170°C, в Прикаспийской впадине — 110—120° [2, 8].

Сочетание высокой скорости погружения и низкой прогремости пород привело к тому, что отложения получают необходимую для массовой генерации УВ энергию на глубинах, значительно превы-

шающих глубины генерации УВ на платформах и передовых прогибах.

Большие глубины генерации УВ характерны не только для ЮКВ, но и для ряда других сверхглубоких впадин. Как показывает анализ условий нефтегазообразования в различных бассейнах мира, проведенный с помощью модели РАНЕО [5], кайнозойские сверхглубокие депрессии, характеризующиеся высокими скоростями погружения пород (сотни м/млн. лет) и низкими тепловыми потоками, отличаются большими глубинами генерации нефти и газа. Если учесть, что пространственно глубины генерации УВ и максимальные запасы УВ на платформах и передовых прогибах часто совмещены и приурочены к верхнему интервалу разреза, до 3—4 км, то по мере разрушения глубин 6—10 км, особенно в кайнозойских депрессиях, максимум запасов УВ будет смещаться на большие глубины. Для ЮКВ, на участках, характеризующихся большими мощностями плиоцен-четвертичного комплекса пород (соответственно высокими скоростями погружения и низким тепловым потоком), зона генерации максимального количества УВ приходится на глубины, превышающие 8—10 км. Этот вывод согласуется с данными других исследователей [3, 9, 10]. На этих и близких к ним глубинам, очевидно, сосредоточена основная масса УВ в ЮКВ.

#### Выводы

1. Данные пиролиза ОВ пород продуктивной толщи Бакинского архипелага показывают, что ОВ пород характеризуется нефтегазоматеринским потенциалом, находится на стадиях катагенеза, не превышающих  $PK_1$ — $PK_2$ .

2. Низкая преобразованность ОВ пород ПТ связана с сочетанием аномально-высокой скорости погружения пород, низкой температуры, в результате чего отложения как бы «проскальзывают» верхний интервал разреза без существенного расхода своего нефтематеринского потенциала.

3. Основные процессы генерации УВ в третичных отложениях ЮКВ, очевидно, происходят на глубинах порядка 8—10 км. Высокая интенсивность процессов газообразования в третичных отложениях ЮКВ, вероятно, сохраняется на глубинах, превышающих 8—10 км. С этими и более глубокими горизонтами, возможно, связаны основные запасы УВ в данном регионе.

#### Литература

1. Али-заде А. А., Ахмедов Г. А., Алиев Г.-М. А. и др. Оценка нефтепроизводящих свойств мезокайнозойских отложений Азербайджана. — Баку: Элм, 1975, с. 124—127.
2. Афанасьев Ю. Т. В кн.: Термобарические условия и геолого-разведочные работы в сверхглубоких депрессиях. — М.: Наука, 1981, с. 3—7.
3. Дмитриева Г. П., Парпарова Г. М. — АНХ, 1981, № 4.
4. Емец Т. П., Бурмистрова Л. Д., Зубайраев С. Л. и др. — В сб.: Методы нефтегазописковой геохимии/Тр. ВНИИЯГТ, М., 1982, с. 67—74.
5. Емец Т. П., Лопатин Н. В., Бурмистрова Л. Д. — Геология нефти и газа, 1983, № 9, с. 3—42.
6. Лопатин Н. В. Образование горючих ископаемых. — М.: Недра, 1983, с. 191.

7. Лопатин Н. В. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 95—106.
8. Нариманов А. А. Перспективы нефтегазоносности глубоководных отложений западного шельфа Южного Каспия/Обзорная информация ВНИИЭгазпром., 1984, вып. 1, с. 3.
9. Польстер Л. А. и др. — Геология нефти и газа, 1981, № 3, с. 44—47.
10. Симхаев В. З. Советская геология, 1983, № 8, с. 26—28.

И. С. Гулиев, Т. П. Емец

#### ПИРОЛИЗ МЭ'ЛУМАТЛАРЫНА ЭСАСЭН БАКЫ АРХИПЕЛАГЫ МЭ'СУЛДАР ГАТЫНЫН КАРБОИДРОКЕН ЕЊТИЈАТЫ ҺАГГЫНДА

Мэгалэдэ мэһсулдар гатын карбоидрокен еһтијатынын пиролиз үсүлү илә тэчрүби тэдгигинин нэтичэлэриндэн бөһс едиллр. Мүэјјән едилмишдир ки, нүмунэлэрин үзви маддэлэри ашагы нефт-газтөрэдичи потенсиалла сәчијјәләннр. Үзви маддэләр катокенизин  $PA_1$ — $PA_2$  мәрһәләсини кечмир. Алынмыш тэчрүби мэ'луматлара көрә белә нэтичәјә кәлмәк олар ки, нефт-газ эмәләкәлмә просеси 8—10 км дәринликдә баш верир. Бу да, һәмнин рајонда карбоидрокенләрин эсас еһтијатынын даһа дәрин һоризонтларла әләгәдар олдуғуну көстәрир.

I. S. Guliev, T. P. Emets

#### THE HYDROCARBON POTENTIAL OF THE BAKU ARCHIPELAGO PRODUCTIVE SERIES BY PYROLYSES DATA

The article deals with the results of experimental study of the productive series hydrocarbon potential by pyrolysis method.

The organic matter of the samples mentioned is estimated to be characterized by low oil- and gas-parent potential which being at katagenesis stage does not exceed  $PK_1$ — $PK_2$ .

Due to experimental data obtained it is concluded that the main oil and gas formation processes within the South Caspian Basin occur at the depth of 8—10 km. Main hydrocarbon reserves in the region are related to these and deeper horizons.

УДК. 551.311.8

А. Р. ИСМЕТ, С. А. ДЖАФАРОВ, Р. С. ДЖАФАРОВА

### ОБ ИСТОЧНИКЕ ЭНЕРГИИ ИЗВЕРЖЕНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Начиная с XVIII в. (Паллас, 1789) и до настоящего времени были высказаны различные мнения о причинах извержения грязевых вулканов. Например, проф. А. Грабау [7] грязевые вулканы относит «к подчиненным явлениям, соединяющимся с вулканической деятельностью... Они образуются высоко нагретым паром или газами, которые прорываются через поверхностные наслоения грязи и происходят из нижележащих лавовых слоев или возникают от химических реакций...». По мнению Г. В. Абиха, грязевые вулканы являются сольфатарной стадией магматических вулканов [1]. С. А. Ковалевский [7] считал, что «...в глубоких частях земной коры происходит внедрение интрузивного тела в осадочные породы. В результате этого происходит усиленная дегазация окружающих пород. Продукты дегазации совместно с эманациями интрузивного тела начинают миграцию по трещинам на поверхность». По мнению автора, в зависимости от расстояния магматического тела до поверхности образуются разные формы грязевых вулканов.

В. А. Горин и З. А. Буниат-заде [3] деятельность грязевых вулканов связывали с парогазовой смесью, которая выделяется из глубинных источников и поднимается на поверхность через глубинные разломы. По мнению А. Н. Пильчина, «основным источником энергии (грязевых вулканов) может быть термальная вода, поступающая с больших глубин... Очевидно, нужен непосредственный контакт поднимающихся масс воды с пластичными породами очага грязевого вулкана...» [9].

Если бы действительно извержение грязевых вулканов происходило в результате поступления флюидов из верхней мантии (или нижней части земной коры) в верхние части земной коры, то в газах грязевых вулканов мы должны обнаружить компоненты этих флюидов —  $^3\text{He}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  и т. д.

С целью решения этого дискуссионного вопроса нами изучено содержание  $\text{He}$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{N}_2$  в газах грязевых вулканов. Значения отношений  $\text{He}^3/\text{He}^4$  и  $\text{He}/\text{Ar}_{\text{рал}}$  являются общепризнанными для выяснения доли глубинных компонентов. При частом извержении, в связи с потерей  $\text{He}^4$ ,  $\text{Ar}_{\text{воз}}$ , значения этих отношений соответственно изменяются. Анализ имеющихся экспериментальных данных (табл. 1) позволил сделать вывод об отсутствии глубинных компонентов в газах грязевых вулканов, а на основе этого сделан вывод об отсутствии роли глубинных процессов при извержении грязевых вулканов [2].

Изотопный состав гелия [2, 13]

Грязевые вулканы	Ar+Xe+Kr, %	He, %	$^3\text{He}/\text{He}^4 \cdot 10^{-8}$
Бахар	0,02	0,001	4,5
Дашгиль	0,04	0,001	5,8
Котурдаг	0,001	0,001	0,2
Айрантекян	0,01	0,001	6,2
Абиха	0,036	0,014	9,7
Локбатан	0,006	0,001	2,0
Эруптивные вулканы			
Серные бугры, Камчатка	0,226	0,002	940
Центр. фумар. поле	0,372	0,003	980
о. Столбовские источники	0,66	0,01	890
Горячие ключи, о. Штуруп	0,334	0,007	1400

Ряд исследователей — А. А. Якубов [12], И. М. Сирьк [10], М. К. Калинин [5] и другие связывают извержения грязевых вулканов с образованием и накоплением углеводородных газов в осадочных коллекторах земной коры. По их мнению, после извержения оставшаяся сопочная брекчия герметически закрывает кратер грязевого вулкана и создает условия для накопления новой порции газа, в результате чего в очаге грязевого вулкана создается давление, необходимое для повторного извержения.

Если бы действительно извержение происходило, как описано выше, то на основе классической модели формирования газовых залежей наблюдалось бы следующее: как известно, при формировании газовых залежей с углеводородными газами из растворенного состояния выделяются  $\text{Ar}_{\text{воз}}$ ,  $\text{He}$  и другие компоненты. При формировании газовой фазы компоненты газов распределяются между водой и газом по закону:

$$C_{\text{вод}} = K \cdot C_{\text{газ}},$$

где  $K$  — коэффициент распределения компонентов;

$C_{\text{вод}}$  — концентрация компонентов в воде;

$C_{\text{газ}}$  — концентрация компонентов в газе.

Так как для аргона всегда  $K \gg 1$ , то его в газовой фазе будет больше, чем в растворенном состоянии. Поэтому в процессе формирования газовой залежи жидкая фаза пласта объединяется аргоном и другими инертными компонентами. Если в результате извержения газовая залежь теряет часть газовой фазы, то теряются и инертные компоненты. При повторном формировании газовой фазы растворенные газы еще раз обедняются инертными компонентами. Поэтому доля инертных компонентов воздушного происхождения в составе газовой фазы должна резко уменьшиться. В связи с этим эффектом между числом извержений грязевых вулканов и количеством инертных компонентов должна быть обратная корреляционная связь. Но, как видно из табл. 2, такая связь отсутствует.

Следует также отметить, что если в очаге грязевых вулканов (допустим, находящихся на глубине около 10 км) имелась бы залежь углеводородных газов, то содержание воздушного аргона первона-

Таблица 2 [14]

Грязевые вулканы	Колич. зарегистрированных извержений	He, %	Ar <sub>воз.</sub> , %	Ar <sup>40</sup> изб. от Ar об.
Локбатан	18	0,0006	0,013	22
о. Глиняный	6	0,0006	0,006	20
Отманбоздаг	5	0,0007	0,031	10
Зап. Боздаг-Кобийский	5	0,0043	0,020	12
Шыхзагирли	12	0,0014	0,034	14
Извержения не зарегистрированы				
Сагиан		0,0034	0,027	16
Сабирли		0,0017	0,023	14
Заячья гора		0,0008	0,029	15
Хыдырлы		0,0020	0,028	9

чально должно было быть около 0,001%, а при повторных извержениях, которые произошли сотни и тысячи раз за геологическое время существования вулканов [14], — меньше этой величины (<0,001%). Фактически же, как видно из табл. 2, содержание воздушного аргона намного больше.

Исходя из этого, можно утверждать, что извержения грязевых вулканов происходят не под действием давления, создаваемого накоплениями в очаге углеводородных газов. Небезынтересно отметить, что имеются извержения грязевых вулканов и без значительных содержаний УВ газов [11].

Как видно из изложенного, предложенные различными исследователями причины извержения грязевых вулканов не выдерживают критики. Обобщая фактический и экспериментальный материал и учитывая термодинамические свойства глин и воды, мы попытались дать объяснение причинам извержения грязевых вулканов.

Известно, что во всех продуктах извержения грязевых вулканов основным компонентом сопочной брекчии грязевых вулканов является глина, газ и вода (в некоторых случаях количество УВ газов незначительно).

Очевидно также, что в момент извержения давление в очаге грязевого вулкана должно превышать геостатическое давление.

Для накопления и сохранения необходимой энергии система, в данном случае очаг грязевого вулкана, должна быть закрытой, т. е. очаг, где образуется аномальное давление, можно рассматривать как закрытую систему, изолированную глинистыми пластами.

Как известно, в составе глин много минералов, содержащих значительное количество воды, таких, как каолинит (15%), ильменит (7%), монтмориллонит (22%).

Так, например, при давлении около 1000 атм превращение монтмориллонита в гидрослюды сопровождается уменьшением содержания межслоевой и гидроксильных вод с 24 до 3—15%. Установлено, что с увеличением нагрузки на глинистые пласты происходит дегидратация, и выделенная вода создает в микропорах глинистых пластов соответствующее давление.

По мере опускания бассейна температура и давление в пластах

увеличиваются, при этом увеличивается и текучесть глинистых пластов и воды. При этом часть воды, дегидрированная из глинистых пластов, переходит в коллекторы. Поскольку вода — плохосжимаемая жидкость, увеличение ее количества при постоянном объеме коллектора приводит к увеличению давления в пласте, в данном случае в очаге грязевого вулкана:

$$P = \frac{\Delta V}{V_0 \beta},$$

где  $\Delta V$  — приращение объема воды;

$V_0$  — первоначальный объем воды в коллекторах;

$\beta$  — коэффициент сжимаемости при давлении 2000 атм (около  $4,5 \cdot 10^{-5} \text{ атм}^{-1}$ )

Из формулы видно, что если объем воды за счет дегидрированной воды увеличится в очаге, предположим, на 5%, то давление увеличится приблизительно на 1000 атм.

Поскольку по мере опускания пластов происходит их уплотнение, то соответственно, и при закрытости коллектора максимальное давление, созданное в очаге дегидрированной водой, может быть только до геостатического. Однако в момент извержения, безусловно, давление в очаге становится больше геостатического, иначе не могло бы произойти извержение. В таком случае напрашивается вопрос, откуда появляется дополнительная энергия, т. е. давление?

Если погружение продолжается после того, как давление, вследствие выделения в коллекторы дегидрированной воды, станет равным геостатическому, безусловно, произойдет нагревание коллекторов, т. е. приращение температуры пластов, которое приведет к увеличению объема воды и, тем самым, создаст условие для увеличения пластового давления. Элементарный расчет показывает, что при увеличении температуры от 150 до 160°C (даже примерно на 10°C) давление в коллекторе может дополнительно увеличиться на 200 атм, т. е. суммарное давление превышает геостатическое. По мере увеличения температуры увеличиваются давление в очаге грязевого вулкана и, соответственно, напряжение в вышележащих пластах. При достижении давления определенной величины происходит разрыв и выделяется грязь — вода, глина, т. е. происходит первое извержение. Очаг разряжается, т. е. давление в нем уменьшается. Из окружающей среды, т. е. глинистых пластов, начинается приток воды и в коллекторе опять создается исходное положение, т. е. давление в очаге может достигнуть геостатического давления.

При температуре выше 120°C и давлении около 2000 атм текучесть воды и глины приобретает такое значение, что очаг может заполниться уже смесью глины и воды, т. е. глинистой грязью.

Разряжение, т. е. относительное уменьшение давления произойдет в очаге раньше, чем в верхних частях ствола и, вследствие этого, нижняя часть ствола заполнится материалом из нижележащих отложений.

Исходя из такой модели извержения грязевых вулканов, представляется возможным объяснить не только причину извержения, но и причину частоты извержения.

Из сказанного следует, что для извержения необходим приток дополнительной температуры, так как при закрытой системе это является основным фактором для увеличения давления.

По мере увеличения давления в коллекторах, в данном случае в очаге, произойдет медленное поднятие вышележащих пластов до критического напряжения и, наконец, произойдет разрыв пластов и извержение. Таким образом, вследствие грязевулканической деятельности будут образовываться диапировые структуры.

Мы в наши дни являемся свидетелями частого извержения вулканов при прекращении погружения бассейна. Откуда же дополнительное нагревание очага? Следует обратить внимание на два момента, во-первых, в основном очаги грязевых вулканов должны находиться на кристаллической поверхности, поэтому тепловой поток в этих участках будет больше, чем в окружающих породах, во-вторых, с увеличением температуры выше  $150^{\circ}\text{C}$  теплопроводность воды начинает уменьшаться. При этом в водоносной части структуры накапливается тепло и тем самым температура в очаге грязевого вулкана повышается относительно окружающей среды.

Приращение температуры в коллекторе происходит медленно и только до определенной величины, так как по мере нагревания одновременно происходит и потеря тепла. Однако причиной извержения грязевых вулканов может быть ускоренное повышение тепла в очаге.

Исходя из экспериментальных данных нами построены кривые зависимости  $V$  от  $P$  для воды, и при различных температурах получено семейство прямых, представленных на рисунке.

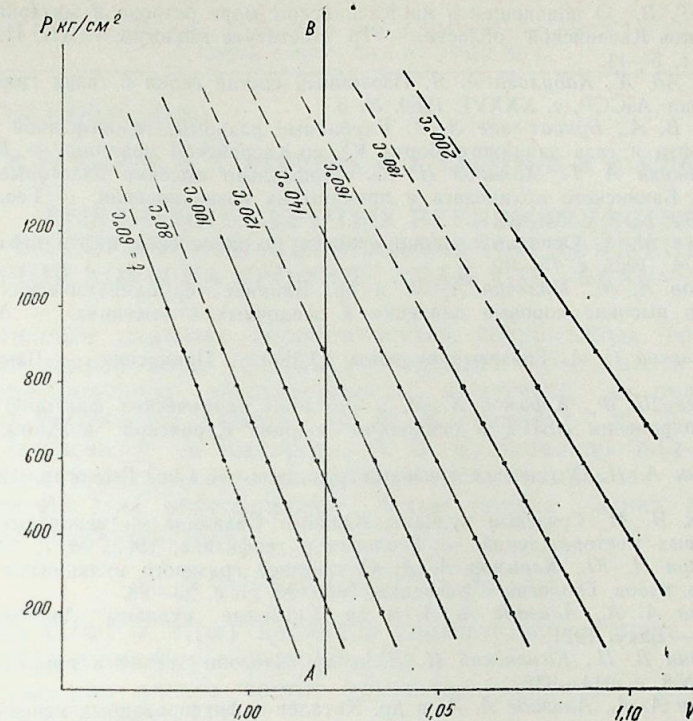
Как видно из этих характеристик, если объем воды остается постоянным (в данном случае объем пор коллекторов), а давление увеличивается за счет дегидратированной воды, то по мере увеличения давления в закрытой среде (рисунок) увеличивается температура (линия  $AB$ ).

Именно в очаге грязевых вулканов, вследствие уплотнения пластов и закрытости системы, объем пор коллекторов не изменяется, но давление увеличивается за счет увеличения количества воды при дегидратации. Такое увеличение температуры достаточно для дополнительного увеличения давления в очаге, которое способствует повторному извержению.

Таким образом, после извержения, вследствие уменьшения давления в очаге, из глинистых пластов дополнительно протекает вода и создаются предпосылки для извержения, т. е. давление увеличивается до геостатического. Через определенное время происходит приращение температуры пласта, вследствие приема относительно большого теплового потока от кристаллических образований и увеличения теплоемкости воды, за счет увеличения аномального давления в очаге, и происходит извержение вулканов даже при отсутствии погружения бассейна.

При первых извержениях, возможно, даже отсутствовало выделение газа. Газ скапливается в стволе в основном из пластов, лежащих непосредственно выше очага, так как разряжение начинается в нижней части ствола.

Известно, что при извержении выбрасывается материал (без учета газа) от нескольких сот  $\text{м}^3$  до  $1\div 2$  млн.  $\text{м}^3$ . Если допустить,



Удельный объем воды  $V$  при различных температурах и давлениях ( $V$  дано в  $10^3 \cdot \text{м}^3/\text{кг}$ )

что средний радиус ствола вулкана равен 10 м, а высота — 10 км, т. е. очаг расположен на глубине 10 км, то объем материала, заполняющего ствол, составит 3 млн.  $\text{м}^3$ , т. е. при извержении выбрасывается только тот материал, который накопился в стволе вулкана.

Появление газа при извержении грязевого вулкана связано с газоносностью нижней части разреза, степенью ее разрушенности.

Как видно из вышесказанной модели, для извержения грязевых вулканов нет необходимости накопления газов в очаге [5, 10] или опирания корней вулканов на источник магмы [9]. Из такой модели также вытекает, что в очагах грязевых вулканов не может быть скопления УВ газов, так как при увеличении давления произошло бы уменьшение объема газов по закону Бойля-Мариотта и не произошло бы интенсивное увеличение давления в коллекторе. Именно поэтому в некоторых вулканах отсутствуют УВ газы (в значительном количестве), могущие способствовать извержению.

По всей вероятности, газы грязевых вулканов, которые выделяются и в процессе извержения, и во время спокойной деятельности, накапливаются в стволе вследствие миграции из окружающей среды.

1. Абиш Г. В. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию вулканов Каспийской области. — Тр. Института геологии, т. XII. Изд. АзФАН СССР, 1939, с. 5—11.
2. Алиев Ад. А., Кабулова А. Я. Изотопный состав гелия в газах грязевых вулканов. — Докл. АзССР, т. XXXVI, 1980, № 3.
3. Горин В. А., Буниат-заде З. А. Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. — Баку, 1971.
4. Дурмшьян А. Г., Халилов Н. Ю. Аномально высокие пластовые давления на площадях Бакинского архипелага и причины их возникновения. — Геология нефти и газа, 1972, № 8, с. 34—39.
5. Калинин М. К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. — М., 1965, с. 75—92.
6. Керимов К. М., Пильчин А. Н. и др. Влияние термодинамических факторов на аномально высокие поровые давления в осадочных отложениях. — АНХ, 1980, № 2, с. 6—9.
7. Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия. — Баку, 1940, с. 180.
8. Мехтиев Ш. Ф., Керимов К. М. и др. Роль термических факторов в формировании и сохранении АВПД в осадочном покрове Куринской впадины. — АНХ, 1982, № 3, с. 1—5.
9. Пильчин А. Н. О генезисе грязевых вулканов. — Сов. Геология, 1985, № 10, с. 78—81.
10. Сырык И. М. Грязевые вулканы Южного Сахалина — вероятные спутники нефтегазовых месторождений. — Геология и геофизика, 1962, № 7, с. 45—51.
11. Халилов Н. Ю., Керимов А. А. О генезисе грязевого вулканизма и диапиризма. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1986, № 11, с. 23—28.
12. Якубов А. А., Ализаде А. А. и др. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Атлас. — Баку, 1971.
13. Якуцени В. П., Каменский И. Л. и др. Изотопы гелия в природе. — Геохимия, 1971, № 8, с. 914—932.
14. Якубов А. А., Ализаде А. А. и др. Каталог зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана (за период 1810—1974).

Ә. Р. Исмет, С. Ә. Чәфәров Р. С. Чәфәрова

#### ПАЛЧЫГ ВУЛКАНЛАРЫНЫН ПҮСКҮРМӘ ЕНЕРЖИСИНИН МӘНБӘЈИ НАГГЫНДА

Палчыг вулканларынын пүскүрмә енержисинин мәнбәји наггында фикирләр ики група бөлүнүр:

1) енержи мәнбәји сүр'әтлэ эмәлэ кәлән вә топланан карбоһидроген газлары һесаба едилир.

2) енержи мәнбәји-јухары мантијадан ајрылан бухар-газ гарышыгы һесаба едилир. Мәгаләдә тәсирсиз газларын изотопларыны өјрәнмәклә мөвчуд фикирләр тәкзиб олунур вә палчыг вулканларынын пүскүрмә енержисинин мәнбәји наггында јени фикир тәклиф олунур. Бу фикир сүјүн термодинамик хүсусијјәтләринә әсасланыр.

#### A. R. Ismet, S. A. Djafarov, R. S. Djafarova ON THE SOURCE OF MUD VOLCANOES ERUPTION ENERGY

The existing hypotheses on the source of mud volcanoes eruptions energy are divided into two groups: 1) the source of energy is the intensive formation and accumulation of hydrocarbonic gases; 2) the source of energy is steam-gaseous mixture from the upper mantle.

The article on the basis of inert components isotopes shows that the existing hypotheses are not grounded and it presents the new hypothesis on the source of mud volcanoes eruption energy due to thermal-dynamical properties of water.

УДК 550.343.4(470.46:479.24)

Р. М. ГАДЖИЕВ, Ф. А. КАДИРОВ, А. Г. КАДЫРОВ, В. В. КУНСТМАН

#### ВЫЯВЛЕНИЕ СКРЫТЫХ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ В СОВРЕМЕННОМ ВЕРТИКАЛЬНОМ ДВИЖЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ПРОФИЛЕ УЛАН ХОЛ—БАКУ—АСТАРА

Выявление скрытых периодичностей современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) открывает возможность проследить в них определенную закономерность и изучать их природу. Этой проблеме посвящены работы В. А. Магницкого, И. А. Одесского, Р. М. Гаджиева, Ф. А. Кадилова, И. В. Калашниковой [2—5].

В этих работах частоты периодических компонент —  $\omega$ , заданной функции  $f(x)$  определяются путем поиска «пик» амплитудно-частотной характеристики:

$$A'(\omega) = \sqrt{[a'(\omega)]^2 + [b'(\omega)]^2}. \quad (1)$$

Здесь  $a'(\omega)$  и  $b'(\omega)$  являются соответственно синус- и косинус-преобразованиями Фурье функции  $f(x)$ .

Однако для низких частот уравнение (1) может давать значительные погрешности [1].

Определение амплитуды  $A(\omega)$  для гармоник  $\sin[\omega x + \varphi(\omega)]$  означает, что разность

$$\Delta[x, A(\omega), \varphi(\omega)] \equiv f(x) - A(\omega) \cdot \sin[\omega x + \varphi(\omega)] \quad (2)$$

уже не будет содержать в себе данной гармоник [1]. Математически рассматриваемая задача сводится к минимизации нелинейного функционала:

$$\|\Delta(x, A(\omega), \varphi(\omega))\|_{R(G)} \equiv \|f(x) - A(\omega) \cdot \sin[\omega x + \varphi(\omega)]\|_{R(G)} \quad (3)$$

или

$$\|\Delta(x, A(\omega), \varphi(\omega))\|_{R(G)} \equiv \|f(x) - a(\omega) \cdot \cos(\omega x) - b(\omega) \cdot \sin(\omega x)\|_{R(G)}, \quad (4)$$

где  $\|\cdot\|_{R(G)}$  — норма метрического пространства  $R(G)$ -функций, заданных на отрезке  $G$ , в которую входят как наблюдаемая функция  $f(x)$ , так и рассматриваемая гармоника  $\sin[\omega x + \varphi(\omega)] \in R(G)$ ;  $a(\omega) \equiv A(\omega) \cdot \sin \varphi$ ;  $b(\omega) \equiv A(\omega) \cdot \cos \varphi$ .

Амплитуда  $A(\omega)$  и начальная фаза  $\varphi(\omega)$  вычисляются по формулам:

$$A(\omega) = \sqrt{[a(\omega)]^2 + [b(\omega)]^2}; \quad \varphi(\omega) = \text{arctg} \frac{a(\omega)}{b(\omega)}. \quad (5)$$

Пусть  $R(G) = L_2(G)$ , где  $L_2(G)$  — гильбертово пространство функций, заданных на  $G$ , в котором скалярное произведение  $(\alpha(x), \mu(x))$  двух элементов  $L_2(G)$  и норма вычисляются по формулам:

$$(\alpha(x), \mu(x)) = \int_G \alpha(x) \cdot \mu(x) dx; \quad \|\alpha(x)\|_{L_2(G)} = \sqrt{\int_G |\alpha(x)|^2 dx}.$$

Для определения  $a(\omega)$  и  $b(\omega)$  из (4) находим следующую систему линейных алгебраических уравнений:

$$\begin{aligned} a(\omega) \cdot (\cos \omega x, \cos \omega x) + b(\omega) \cdot (\sin \omega x, \cos \omega x) &= (f(x), \cos \omega x); \\ a(\omega) \cdot (\sin \omega x, \cos \omega x) + b(\omega) \cdot (\sin \omega x, \sin \omega x) &= (f(x), \sin \omega x). \end{aligned} \quad (6)$$

Отсюда видно, что для совпадения значений  $a(\omega)$  и  $b(\omega)$ , полученных из системы (6) с  $a'(\omega)$  и  $b'(\omega)$ , полученными из формулы (1), требуется не только ортогональность функций  $\sin \omega x$  и  $\cos \omega x$  на отрезке  $G$ , но и их нормированность:

$$\|\sin \omega x\|_{L_2(G)} = \|\cos \omega x\|_{L_2(G)} = 1$$

Однако в случае, когда амплитудные спектры вычисляются при фиксированном  $G$  для различных  $\omega$ , ортонормированность функций  $\sin \omega x$  и  $\cos \omega x$  может не выполняться и, следовательно, решение системы (6) будет отличаться от формулы (1).

Это обстоятельство, как доказал М. А. Алексидзе с сотр. [1], приводит к существенным погрешностям при малых  $\omega$ . Невыполнение условия нормированности приводит к двум парадоксальным явлениям:

1) сравнение амплитуд двух ненормированных гармоник может привести к тому, что амплитуда первой гармоники, интенсивность которой в наблюдаемом поле  $f(x)$  гораздо слабее второй, окажется больше амплитуды второй гармоники:

2) две сколь угодно близкие функции могут иметь сколь угодно отличающиеся амплитуды для одной и той же гармоники.

Производя же нормировку гармоник, можно сравнивать степени интенсивности разных гармоник, поскольку в этом случае при анализе амплитудного спектра учитывается и фазовый спектр. Написав апостериорно зависящий от искомой начальной фазы  $\varphi(\omega)$  нормирующий множитель в виде

$$R(\omega) = \frac{1}{\sqrt{(\sin[\omega x + \varphi(\omega)], \sin[\omega x + \varphi(\omega)])}}, \quad (7)$$

окончательно получим следующую формулу для нахождения  $A''(\omega)$ :

$$A''(\omega) = A(\omega) \cdot R(\omega). \quad (8)$$

Предложенный алгоритм позволяет выявить спектр волн в случаях, когда длины волн больше или сопоставимы с длинами профилей повторных нивелировок.

Описанный метод был опробован нами при исследовании спектрального состава СВДЗК по профилю Улан Хол—Баку—Астара. Трасса этого профиля не прямолинейная. В простирации линии профиля наблюдаются три главных направления: а) от Улан Хола до Гребенской, длиной около 210 км, профиль простирается в субмеридиональном направлении; б) от Махачкалы до Баку, длиной 342 км, — в направлении ССЗ—ЮЮВ; в) от Баку до Астары, длиной 222 км, — в направлении ССВ—ЮЮЗ.

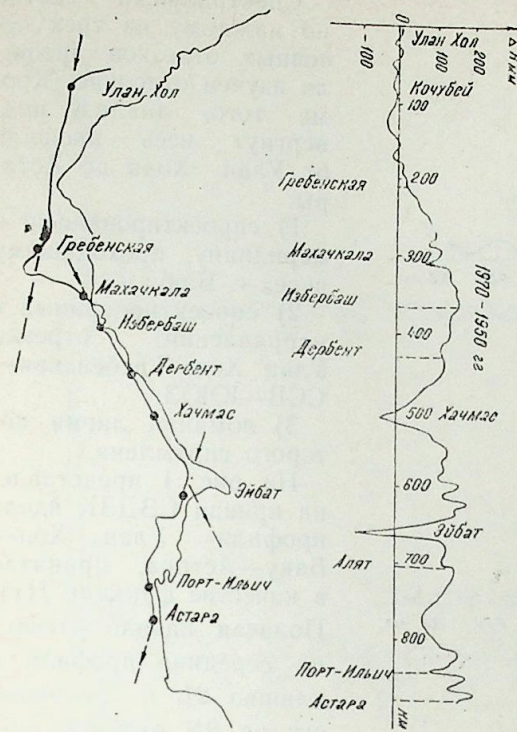


Рис. 1. Кривая СВДЗК и схема ее расположения вдоль профиля Улан Хол—Баку—Астара. Стрелками указаны направления прямолинейных отрезков

Улан-Хол-Гребенская	Махачкала-Баку	Баку—Астара	Улан Хол—Баку—Астара							
			меридиональная пр., 774 км		ССЗ—ЮЮВ пр., 768 км		выпрямленная пр., 882 км			
ССВ—ЮЮЗ, 210 км	ССЗ—ЮЮВ, 342 км	ССВ—ЮЮЗ, 222 км	$\lambda$ , км	$\epsilon$	$\lambda$ , км	$\epsilon$	$\lambda$ , км	$\epsilon$	$\lambda$ , км	$\epsilon$
			1366	1	1366	1	1532	1		
	654	1								
290		416	378	0,41	390	0,49	430	0,40		
					250	0,24	255	0,23		
159	224	0,82	220	0,47						
					167	0,28				
	133	0,27							144	0,10
106	97	0,31	125	0,19					133	0,20
			117	0,19	108	0,11				
	75	0,26							97	0,10
	60	0,10	86	0,16					85	0,12
			74	0,16					79	0,12
57	60	0,21			81	0,15			66	0,10
					63	0,10				
50	57	0,32	57	0,14	57	0,12				
			51	0,04	51	0,12			48	0,10
	52	0,12	39	0,06	40	0,08				
	40	0,11	37	0,07	37	0,08				
			34	0,07	34	0,07			38	0,09
35	35	0,10	33	0,08	34	0,07			34	0,04
			30	0,10	32	0,05			29	0,06
	32	0,02	26	0,10	30	0,03			28	0,02
28	27	0,03	26	0,10	28	0,06			28	0,02
	23	0,06	23	0,11	24	0,06			23	0,06
24	23	0,06	23	0,11	24	0,06			23	0,06
21	22	0,08	21	0,11	22	0,04			21	0,05

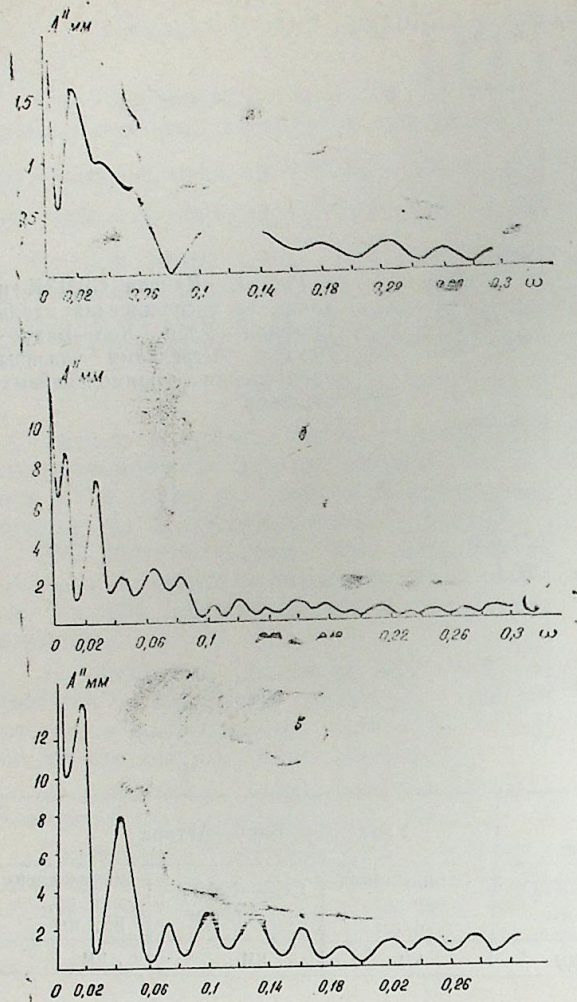


Рис. 2. Спектры СВДЗК по трем отдельным отрезкам профиля Улан Хол—Баку—Астара: а — Улан Хол—Гребенская; б — Махачкала—Баку; в — Баку—Астара

СВДЗК  $\omega_1 = \frac{6,28}{\lambda_1}$ , где  $\lambda_1$ —длина волны, производился по абсолютным значениям пиков  $A''(\omega)$ . Кривые  $A''(\omega)$  для отдельных отрезков профиля Улан Хол—Баку—Астара и для всего профиля в трех его проекциях представлены на рис. 2 и 3. Результаты выявления скрытой периодичности приводятся в таблице. В таблице под названиями профилей приводятся их направления и длина в км. Кроме того, по каждому профилю приведены значения выявленных длин волн и соответствующие им значения нормированной амплитуды  $\epsilon = \frac{A''(\omega)}{A''_{\max}}$ .

Соответствующие  $A''_{\max}$  для этих профилей имеют значения — 1,64; 9,08; 13,73; 6,21; 6,22; 5,92.

Спектральный состав по каждому из трех основных отрезков профиля изучен отдельно. Кроме того, анализу подвергнут весь профиль от Улан Хола до Астара:

1) спроектированный к меридиану, проходящему через г. Баку;

2) спроектированный в направлении отрезка Улан Хол—Гребенская—ССВ—ЮЮЗ;

3) ломаная линия которого спрямлена.

На рис. 1 представлена кривая СВДЗК вдоль профиля Улан Хол—Баку—Астара, принятая в качестве функции  $f(x)$ . Полагая начало отсчета на середине профиля с длиной  $2L$  и разбивая его на  $2N$  отрезка, снимаем дискретные значения этой функции в концах каждого отрезка.

Амплитудно-частотная характеристика  $A''(\omega)$  вычислена по алгоритму (8) при исходных значениях:  $\Delta\omega = 0,0005$ ;  $0 < \omega \leq 0,6$ ;  $\Delta h = 3$  км. Отбор периодических компонент кривых скоростей

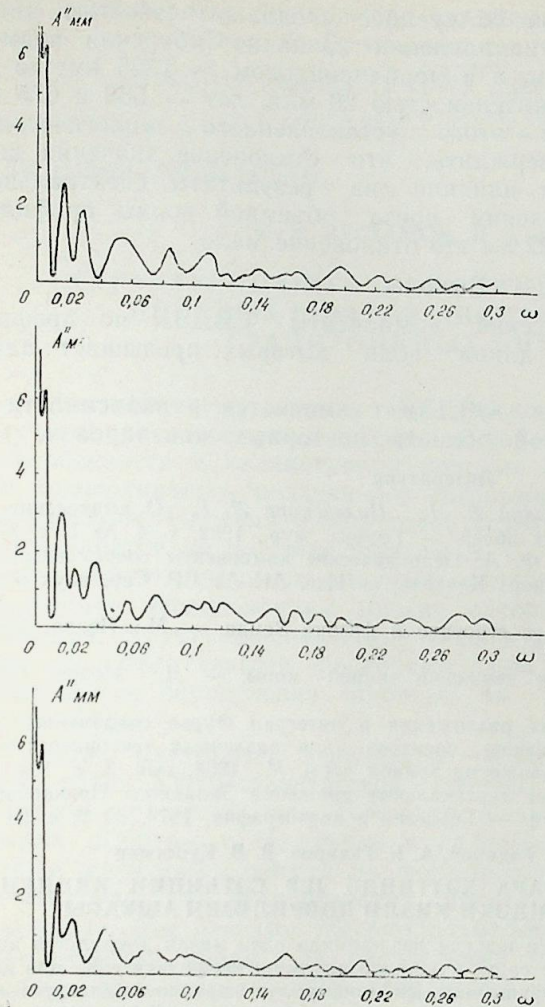


Рис. 3. Спектры СВДЗК по профилю Улан Хол—Баку—Астара. Трасса профиля спроектирована:

а — на меридиан; б — на направление ССЗ—ЮЮВ; в — профиль задан вдоль трассы нивелировки

Европейской части СССР, США и Японии, где выявлены волны с длинами 628—675, 251—290, 217—233, 156—166, 118—128, 100—107, 92—96, 72—77, 57—62, 48—50, 40—42, 34—35 км [3—5].

В спектре СВДЗК обнаружены также и волны с длинами 1532 и 1366 км. Волна с  $\lambda = 1532$  км выявлена на выпрямленной линии профиля (882 км), а волна с  $\lambda = 1366$  км — на меридиональной проекции и проекции ССВ—ЮЮЗ. Поэтому возможно, что обе эти волны представляют собой одну и ту же волну, но искаженную проекциями. По данным И. А. Одесского, длины волн широтной и меридиональной дислокации земной коры значительно различаются меж-

На этих профилях выделены волны, длины которых больше длин профилей: это волны с длинами 1532, 1366, 654, 416, 290 км. Полученные результаты показывают, что при изменении проекции профиля спектральный состав волн изменяется довольно ощутимо. Кроме того, на выделенных прямолинейных участках получен различный спектр волн, что, по-видимому, объясняется различием тектонических структур этих участков. Данные, полученные по прямолинейным участкам профиля (Улан Хол—Гребенская, Махачкала—Баку), наиболее точные. На самом деле, выделенные по ним волны с длинами 654, 290, 224, 159, 133, 106, 97, 75, 60, 50, 40, 35, 28 км весьма близки к волнам, выделенным по профилям повторных нивелировок

ду собой. Например, волна со средней продолжительностью цикла 42 млн. лет в широтном направлении (Западно-Сибирская низменность) имеет длину 1275 км, а в меридиональном — 1325 км; то же самое для волны с продолжительностью 20 млн. лет — 530 и 675 км, соответственно. Исходя из этого установленного геологическими данными факта можно утверждать, что отклонение значения длин волн от средних отражает влияние на результаты спектрального анализа изменения направления среза объемной волны профилем. Для коротких волн с  $\lambda \leq 222$  км это отклонение мало.

#### Выводы

1. Выявлены периодические компоненты СВДЗК по профилю Улан Хол—Баку—Астара, длина волн которых превышает длину профиля.

2. Спектральный состав СВДЗК изменяется в зависимости от геоструктурных особенностей области повторных нивелировок.

#### Литература

1. Алексидзе М. А., Заславский В. Н., Цулейскири Л. Г. О вычислении амплитудного спектра геофизических полей. — Геофиз. жур., 1982, т. 4, № 1, с. 8—17.
2. Гаджиев Р. М., Кадиров Ф. А. Периодические компоненты современных вертикальных движений Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1980, № 3, с. 21—26.
3. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. — М.: Недра, 1965. — 379 с.
4. Одесский И. А. Волновые движения земной коры. — Л.: Недра, 1972. — 208 с.
5. Калашикова И. В. Метод разложения в интеграл Фурье современных вертикальных движений и сопоставление спектров для различных тектонических областей. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, вып. 3, с. 104—119.
6. Яценко В. Р. Современные вертикальные движения Западного Прикаспия по данным повторного нивелирования. — Геодезия и картография, 1974, № 2, с. 24—25.

Р. М. Гаджиев, Ф. А. Кадиров, А. Г. Кадиров, В. В. Кунстман

#### УЛАН ХОЛЛ—БАКЫ—АСТАРА ХЭТТИНДЭ ЈЕР СЭТНИНИН ИНДИКИ ШАГУЛИ НЭРЭКЭТИНДЭКИ КИЗЛИ ДӨВРИЛИЈИН АШКАРЫ

Мәгаләдә јер сәтһинин индики шагули нәрәкәтиндә олан кизли дөврүлүјүн ашкар едилмәси гәјдәси гәјд едилир. Бу гәјдә мушәһидә олунмуш кеофизики сәһә илә кизли дөврүлүјүн фәргиндән алынмыш функционалын минимумлуг шәртинә әсәсләнәрәг а posteriori усулла јазылмыш нормалашдырычы вуругу нәзәрдә тутмагла баш верир. Шәрһ едилмиш үсулун көмәјилә Улан Холл—Баку—Астара хәтти үзрә тәкрар нивелирләнмәдән алынан Јер сәтһинин индики шагули нәрәкәтинин спектрал тәркиби өјрәнилмишдир.

Улан Холл—Баку—Астара әјрихәтли профилинин үч дүзхәтли һиссәләри үчүн ајрылыгда тапылмыш спектрал тәркибләр  $\lambda > 50$  км олдугда бир-бириндән фәргләнирләр.

R. M. Gadjiyev, F. A. Kadirov, A. G. Kadyrov, V. V. Kunstman

#### THE REVEAL OF LATENT PERIODICITIES IN MODERN VERTICAL CRUSTAL MOVEMENT AT THE PROFILE ULAN KHOL—BAKU—ASTARA

The method of revealing latent periodicities in modern vertical crustal movement (MVCM) obtained from the condition of minimization of difference between the observed field and harmonic component with consideration of a posteriori determined normalizing multiplier is described. As an example this method was applied in studying the spectrum of vertical component of modern wave crustal movement at the profile Ulan Khol—Baku—Astara. The spectrum of vertical component of modern wave crustal movement at this profile is revealed both for the whole profile and for its three separate rectilinear sections. It is shown that spectra of MVCM of these separate sections differ from each other mostly in the sphere of waves more than 50 km long. The waves with less length are revealed at all the three sections of the profile.

УДК [549.651 : 552.32] (479.24)

М. И. РУСТАМОВ, Н. А. НАЗИРОВА

#### СТРУКТУРНО-ОПТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАЛИНАТРОВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ЛЯКЕТАГСКОЙ ГРУППЫ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Исключительно важное теоретическое и практическое значение в изучении вопросов упорядочения в породообразующих минералах, и в особенности в калинатровых полевых шпатах (КПШ) неоднократно подчеркивалось различными авторами как у нас в СССР, так и за рубежом. Начиная с 60-х годов вслед за обобщающей и программной работой по полевым шпатам А. С. Марфунина [5] в Советском Союзе широкий размах получают исследования этого направления. Благодаря исследованиям многих авторов известно, что оптические свойства, структурно-оптические типы и фазовая природа КПШ могут явиться объективными факторами при расчленении интрузивных комплексов, определении глубины их становления и фаціальности [1, 3—6].

Ниже излагаются результаты исследования структурно-оптических типов КПШ Лякетагской группы интрузивов, которые могут служить критерием для суждения о принадлежности массивов Дамирли, Дашюрд и Наллыпир к единому интрузивному комплексу, а также последовательности их формирования. Кроме того, эти данные необходимы для сопоставления Лякетагских интрузивов с одновозрастными комплексами Мегри-Ордубадского батолита. Используемый методический прием для расчленения гранитоидов, на наш взгляд, должен дать существенные результаты при изучении КПШ из пород Мегри-Ордубадского батолита, так как здесь нередко петрографически и химически однотипные породы развиты в разновозрастных интрузивных комплексах.

Породы Лякетагской группы интрузивов (Дамирли, Дашюрд, Наллыпир) приурочены к среднеэоценовой кальдере и являются комагматичными трахибазальт-латит-трахиандезитовой формации. Они представляют габбро-монцонитовую формацию разновозрастных гранитоидов Ордубадского синклиория, распространенных на территории Нахичеванской АССР и Армянской ССР. Рассматриваемые интрузивы характеризуются совершенно однообразной морфологией и последовательностью становления, причем в каждом массиве внешняя кольцевая зона представлена интрузией первой фазы, а центральное ядро — второй [7]. Среди пород первой фазы внедрения выделяются кварцевые монцодиориты и монцониты главной интрузивной фации, микропорфировидные кварцевые монцодиориты краевой фации, сменяющиеся в приконтактных частях кварцевыми монцодиорит-порфирами фации закалки. Среди пород второй фазы внедрения вы-

## Оптическая характеристика КПШ

Наименование породы, фазы, фации, массив	№ образца	$-2V$	$\perp (010) < Ng$	$\perp (001) < Nm$
Кварцевый монцодиорит, I фаза, главная интрузивная, Дамирли	2143	78	5,5	10
То же	2142	80	5,5	0
"	2039	82	7	12
"	2021	82	11	8
Кварцевый монцодиорит, I фаза, главная интрузивная, Наллыпир	2185	78	5	9
То же	2186	82	5,5	11
"	2175	82	11	8
"	2171	84	18	12
Кварцевый сиенит-диорит, II фаза, главная интрузивная, Дамирли	2055	72	7	8
То же	2054	72	9	9
"	2051	76	14,5	10
"	2049	76	2	5
"	2031	74	7	6
"	2018	72	13	13
Кварцевый сиенит-диорит, II фаза, фация кольцевых тел и апофизов, Дамирли	2043	74	5,5	6
То же	2035	72	7	5
"	2042	76	7	10
"	2046	74	12,5	7

деляются кварцевые сиенит-диориты (Дамирли, Дашюрд), монцодиориты или граносиениты (Наллыпир) главной интрузивной фации, кварцевые сиенит-диорит-порфиры краевой фации. Выделенные фации первой фазы характеризуются неустойчивым минеральным составом, выражающимся изменением количественного соотношения между силикатными и феррическими минералами. Структура этих пород довольно разнообразная — гипидиоморфно-зернистая с резким идиоморфизмом плагиоклаза, монцонитовая, пойкилитовая, призматически-зернистая, участками гранофирированная и др. Породы второй фазы характеризуются относительно более устойчивым минеральным составом и меньшим разнообразием структур — гипидиоморфно-зернистой, призматически-зернистой, монцонитовой и пойкило-монцонитовой. Последняя из отмеченных структур введена нами при исследовании монцодиоритов. Характерной чертой этой структуры является обрастание идиоморфных зерен плагиоклаза каймой КПШ, причем последний представлен несколько разнооптически ориентированными зернами, которыми частично или полностью обрастает плагиоклаз. В отличие от монцонитовой структуры КПШ здесь не играет роли мезостаза и не имеет единой оптической ориентировки, но, также как и там, создает впечатление включения идиоморфного плагиоклаза в КПШ. Кроме того, описываемая структура имеет сходство с пойкилитовой в том смысле, что здесь можно различить ойкокристалл (КПШ) и хадакристалл (плагиоклаз).

Достаточно специфичные КПШ из различных фаз и фации рассматриваемого комплекса по морфологии и размерам: явно ксеноморфные в кварцевых монцодиоритах (I фаза), менее ксеноморфные короткопризматические и таблитчатые в кварцевых сиенит-диоритах (II фаза). В породах кольцевых тел и апофизов, КПШ наряду с таблитчатой формой нередко представлен одним крупным ксеноморфным зерном «лапчатой» формы с многочисленными ответвлениями, характеризующимися единой оптической ориентировкой. В фазовом ряду увеличивается средний размер зерен КПШ. В отдельных кристаллах КПШ отмечается довольно ясно выраженная спайность по (001), вдоль которой наблюдаются вроски пертитов распада. Нередко встречаются в виде мелких индивидов и пятен неправильной формы пертиты замещения, которые обычно тяготеют к участкам биотизации. Характерна позднемагматическая слабая калишпатизация плагиоклаза, в результате чего четкая граница между этими минералами нарушается, и КПШ, внедряясь в плагиоклаз, образует в нем бухточки, извилистые контуры, челнокообразные и ключевидные вроски. КПШ в той или иной степени изменены пелитизацией и альбитизацией, развивающимися как по периферии, так и в центральных частях зерен, однако альбитизация проявлена в меньшей степени.

Опорные образцы для изучения КПШ выбирались из представительных проб различных фаз и фаций на основании микроскопических наблюдений. КПШ исследовался методом коноскопирования на федоровском столике (см. табл. 1, 2).

Проведенные исследования позволяют констатировать, что в общем степень триклинной упорядоченности ( $S_{тр}$ ) КПШ колеблется в пределах от 0,7 до 1,0. При переходе от I к II фазе упорядоченность КПШ уменьшается, причем для пород I фазы характерны КПШ с

$S_{тр} = 0,85—1,0$ , а для пород II фазы  $S_{тр} = 0,7—0,8$ . Характерны сравнительно высокие значения  $-2V$ , причем намечается тенденция к уменьшению величины  $-2V$  от пород ранней фазы ( $78—84^\circ$ ) к более поздней ( $72—76^\circ$ ). На основании данных табл. 2 выделяются следующие структурно-оптические типы КПШ (см. рис. 1):

- 1) низкий триклинный ортоклаз с  $-2V = 80—82^\circ$ , состав колеблется примерно от  $Or_{52}Ab_{48}$  до  $Or_{78}Ab_{22}$ ;
- 2) промежуточный триклинный ортоклаз с  $-2V = 72—78^\circ$ , состав изменяется от  $Or_{62}Ab_{38}$  до  $Or_{97}Ab_3$ ;
- 3) максимальный микроклин с  $-2V = 84^\circ$ , единичные замеры;
- 4) промежуточный микроклин с  $-2V = 72—76^\circ$ .

На рис. 1 видно, что для КПШ I фазы внедрения характерен, главным образом, низкий триклинный ортоклаз ( $-2V = 80—82^\circ$ ), иногда переходящий в промежуточный триклинный ортоклаз ( $-2V = 78^\circ$ ), с редкими единичными отклонениями в сторону максимального микроклина ( $-2V = 84^\circ$ ). Границы, определяющие структурно-оптический тип КПШ II фазы внедрения, более узкие — это промежуточный триклинный ортоклаз ( $-2V = 72—76^\circ$ ) и реже промежуточный микроклин ( $-2V = 72—76^\circ$ ). Анализируя диаграмму (рис. 2) составов КПШ ( $\perp 001 < Nm$ ) из различных фаз Лякетского интрузивного комплекса, можно сделать вывод о том, что при переходе от ранних к

Таблица 2

## Структурно-оптические типы КПШ

Степень оптической упорядоченности		Степень оптической триклинности		Структурно-оптический тип и состав
$-2V$	$S_{тр.}$	$\perp (010) < Ng \mid$	$\Delta_0$	
78	0,8	5,5	0,3	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{63}Ab_{37}$
80	0,85	5,5	0,3	Низкий триклинный ортоклаз, $Og_{72}Ab_{28}$
82	0,95	7	0,4	Низкий триклинный ортоклаз, $Og_{52}Ab_{48}$
82	0,95	11	0,6	Низкий триклинный ортоклаз, $Og_{78}Ab_{22}$
78	0,85	5	0,3	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{70}Ab_{30}$
82	0,95	5,5	0,3	Низкий триклинный ортоклаз, $Og_{58}Ab_{42}$
82	0,95	11	0,6	Низкий триклинный ортоклаз, $Og_{78}Ab_{22}$
84	1,0	18	1,0	Максимальный микроклин
72	0,7	7	0,4	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{76}Ab_{24}$
72	0,7	9	0,5	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{65}Ab_{35}$
76	0,8	14,5	0,8	Промежуточный микроклин
76	0,8	2	0,1	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{96}Ab_4$
74	0,75	7	0,4	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{90}Ab_{10}$
72	0,7	13	0,7	Промежуточный микроклин
74	0,75	5,5	0,3	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{90}Ab_{10}$
72	0,7	7	0,4	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{97}Ab_3$
76	0,8	7	0,4	Промежуточный триклинный ортоклаз, $Og_{62}Ab_{38}$
74	0,75	12,5	0,7	Промежуточный микроклин

поздним фазам эволюция КПШ идет в сторону увеличения их калиевоности; так, например, колебания угла  $\perp (001) < Nm$  соответствуют 22—48% альбитового компонента в КПШ кварцевых монцодиоритов и 3—38% альбитового компонента — в кварцевых сиенит-диоритах.

Необходимо также отметить, что среди пород Лякстагского интрузивного комплекса в массиве Дашюрд на левой стороне р. Сугушан обнаружен выход кварцевых сиенит-диоритов, которые, судя по внешнему облику, структурно-текстурным особенностям, сходны с породами II фазы, но по отношению к ним являются более молодыми, что трудно устанавливается по геологическим наблюдениям. Оптические константы КПШ этих кварцевых сиенит-диоритов суще-

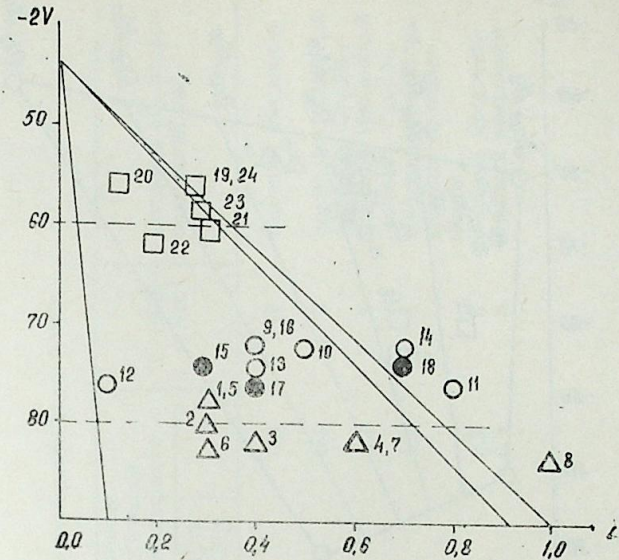


Рис. 1. Структурно-оптические типы КПШ [7] пород Лякстагской группы гранитоидных интрузивов:

1—4 — КПШ: 1 — кварцевых монцодиоритов (I фаза, главная фация); 2 — кварцевых сиенит-диоритов (II фаза, главная фация); 3 — кварцевых сиенит-диоритов (II фаза, фация апофизов); 4 — кварцевых сиенит-диоритов более молодого выхода в Дашюрдском массиве. Цифры на диаграмме — порядковые номера образцов

ственно отличаются от пород обеих фаз рассматриваемого комплекса (табл. 3). На рис. 1 видно, что для КПШ этих пород наиболее характерны высокий микроклин и высокий триклинный ортоклаз с  $-2V=56-60^\circ$ . Содержание альбитового компонента колеблется в пределах 10—34%.

Можно предположить, что указанный выход кварцевых сиенит-диоритов относится к породам более молодого порфириовидного комплекса Мегри-Ордубадского батолита, для КПШ которых также характерны сравнительно небольшие углы оптических осей, однако утвердительный ответ на этот вопрос требует дополнительных исследований.

С другой стороны, наше предположение об участии в формировании рассматриваемой группы гранитоидов пород порфириовидного комплекса подкрепляется тем, что дайки второй возрастной группы Лякстагского интрузивного комплекса по возрасту и составу идентичны дайкам порфириовидного комплекса, которые прослеживаются от интрузии Саккарсу через долину р. Айричай и принимают участие в дайковом поясе кальдеры между р. Сапдара и с. Байахмед. Аналогичные дайки имеют широкое распространение и во многих других пунктах Лякстагской кальдеры.

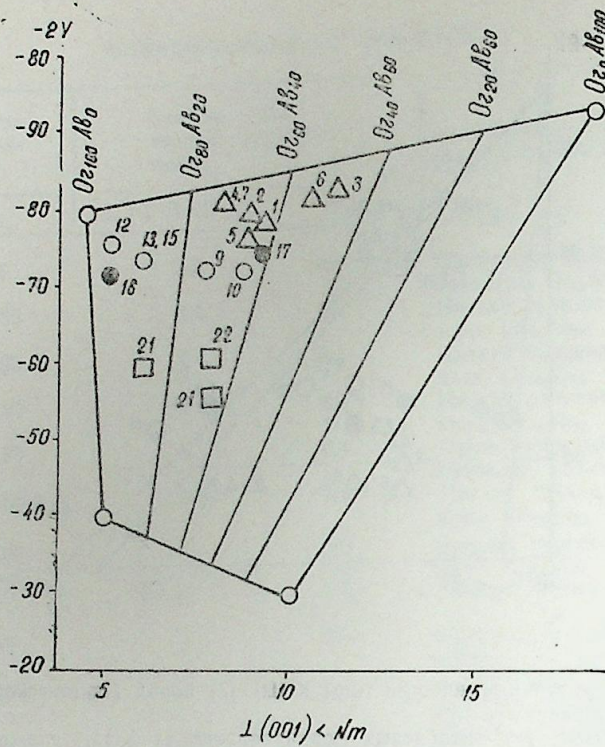


Рис. 2. Диаграмма составов КПШ [7] пород Лякетагской группы гранитоидных интрузивов (условные обозначения те же, что и на рис. 1).

Изложенные закономерности распределения структурно-оптических типов КПШ в породах Лякетагской группы интрузивов позволяют сделать следующие выводы.

1. Породы гранитоидных массивов Дамирли, Дашюрд и Наллыпир относятся к единому интрузивному комплексу с близкими структурно-оптическими типами КПШ в отдельных фазах его становления.

2. Небольшой выход кварцевых сиенит-диоритов в Дашюрдском массиве характеризуется четким отличием по структурно-оптическим типам КПШ от первых двух фаз и, вероятно, относится к более молодой интрузии, сопоставимой с порфировидным комплексом Мегри-Ордубадского батолита.

3. В калишпатах фиксируется уменьшение углов оптических осей от  $-74-84^\circ$  (I фаза) до  $-72-76^\circ$  (II фаза) для монцитового комплекса и  $-56-62^\circ$  для порфировидного комплекса. Соответственно уменьшается степень триклинной упорядоченности от 0,85—1,0 до 0,7—0,8 и, наконец, до 0,3—0,45.

4. Характерными структурно-оптическими типами КПШ для монцитового комплекса является низкий триклинный ортоклаз, иногда переходящий в промежуточный (I фаза), промежуточный триклинный ортоклаз, реже промежуточный микроклин (II фаза), а для порфировидного комплекса — высокий микроклин, переходящий в высокий триклинный ортоклаз.

Таблица 3

Оптическая характеристика и структурно-оптические типы КПШ

Наименование породы, массив	№ образца	№ на рис. 1	Степень оптической упорядоченности		Степень оптической триклинности		Состав и структурно-оптический тип
			-2V	S <sub>тр.</sub>	⊥ (010) < Ng	⊥ (001) < Nm	
Кварцевый сиенит-диорит, Дашюрд, То же	2120	19	56	0,3	5,5	0,3	Высокий микроклин
	2119	20	56	0,3	2	0,1	Высокий триклинный ортоклаз, O <sub>66</sub> Ab <sub>32</sub>
	2121	21	60	0,4	5,5	0,3	Высокий триклинный ортоклаз, O <sub>50</sub> Ab <sub>10</sub>
	2135	22	62	0,45	3,5	0,2	Промежуточный триклинный ортоклаз, O <sub>66</sub> Ab <sub>34</sub>
" "	2132	23	58	0,35	5	0,3	Высокий микроклин
	2133	24	56	0,30	5	0,3	Высокий микроклин

1. Бычков А. М. Факторы упорядочения полевых шпатов и особенности формирования гранитоидов (на примере Эльджуртинского и некоторых других массивов): Автореф. канд. дис. — М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1978.
2. Гольдсмит Ю. Р., Лавес С. Калевые полевые шпаты, структурно-промежуточные между микроклином и санидином. — В кн.: Полевые шпаты. М.: ИЛ, 1956.
3. Кумеев С. С. Полевые шпаты гранитоидов. — Элиста, 1974.
4. Манвельдзе Р. М. Геолого-петрографическое значение калишпатов гранитоидов Грузии. — Тбилиси: Мецниереба, 1983.
5. Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
6. Панов Е. Н., Федорова Л. Г. Изучение степени упорядоченности калинатровых полевых шпатов гранитоидов с помощью инфракрасной спектроскопии. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1966.
7. Рустамов М. И. Кальдеры с конфокальными гранитоидами — новый морфогенетический тип проявления магматизма на Малом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6.

М. И. Рустамов, Н. Б. Назирова

#### ЛӨКАТАХ ГРАНИТОИД ИНТРУЗИВЛӨРИНДӨ КАЛИУМ-НАТРИУМ ЧӨЛ ШПАТЛАРЫНЫН СТРУКТУР-ОПТИК ТИПЛӨРИ

Мөгаләдә Дөмвирли, Дашјурт вә Нальынйир интрузивлөри ики фазалы вә монсонит комплексинә аид олдугу кестерилер. Дөгит тәдгигатлар нәтижесиндә һәр ики фазанын сүхурларында чөл шпатларынын аз вә чох триклинли ортоклаза үгүн кәлдији ашкар едилмишдир. Дикәр тәрәфдән интрузивлөрин тәшкилиндә чаван јашлы парфирвари комплексин сүхурларынын киришлөри олмасы барәдә мөлаһизә јүрүдүләр.

M. I. Rustamov, N. A. Nazirova

#### STRUCTURAL AND OPTICAL TYPES OF POTASSIUM AND SODIC FELDSPARS OF GRANITOID INTRUSIVES OF LIAKATAKH GROUP

The optical constants of alkali feldspars are investigated by conoscopic method on Fedorov stage. The article presents the results of their optical order and triclinization estimation. On their basis the content and structural-optical type of alkali feldspars are determined.

The typical structural and optical types of Liakatakh group of intrusives, belonging to monzonitic complex of Ordubad synclinorium granitoids, are the following: for the first phase — low triclinic orthoclase, and for the second phase — intermediate triclinic orthoclase. Quartz syenodiorite distinguishing finely by structural and optical types of alkaline feldspars (high microcline transforming into high triclinic orthoclase) beginning from the first two phases, probably, belongs to younger intrusion comparable to porphyreous complex of Megri-Ordubad batholith.

УДК 550.4:553.981:553'3' (479.24)

А. М. ДАДАШЕВ, Ю. Б. ГАЛАНТ, С. А. МАМЕДОВА

#### ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА НА ГЮМУШЛУГСКОМ И АГДАРИНСКОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В настоящее время одним из реальных и перспективных эффективных методов поисков глубоко залегающих полезных ископаемых является метод газовой съемки в комплексе с литогеохимическими и геофизическими методами.

В основе метода газовой съемки лежит представление о вертикальной миграции газа от рудных тел к дневной поверхности. Мигрирующие газы образуют в почве повышенные аномальные концентрации газовых компонентов, которые регистрируются газоаналитической аппаратурой. Поэтому с целью оценки перспектив флангов Гюмушлугского и Агдаринского полиметаллических месторождений проведена газовая съемка. Газогеохимическая съемка проведена по подпочвенным отложениям с использованием газового компонента — индикатора углекислого газа.

Вид газосъемочных работ на Гюмушлугском и Агдаринском полиметаллических месторождениях — детальная (площадная) газогеохимическая съемка. Детальная газогеохимическая съемка ставится с целью уточнения положения и прослеживания разрывных структур более высоких порядков и для обнаружения и оконтуривания рудноносных зон.

На V участке Гюмушлугского месторождения газовая съемка отработана в масштабе 1:2000 по сетке 50×20 м.

На отдельных детализационных профилях расстояние между точками отбора проб составляло 10 м.

Пробы отбирались также на изотопный анализ для определения природы газов. Отбор проб подпочвенной атмосферы производился конусообразным газоотборником с глубины 0,8—0,9 м из предварительно заготовленной для газоотборника скважины малого диаметра.

Откачиваемый при помощи насоса Шинца подпочвенный воздух поступал через соединительную трубку в газоанализатор ШИ-5 (шахтный интерферометр), что позволяло определять концентрацию углекислого газа подпочвенного воздуха на месте отбора пробы.

Полученные результаты анализов значений углекислого газа обрабатывались статистически на выявление закона их распределения с целью выяснения наличия или отсутствия аномальных значений.

Неподчинение нормальному закону распределения указывает на присутствие газовых аномалий в подпочвенных отложениях.

Газогеохимической съемкой на V участке Гюмушлугского месторождения охвачена площадь, равная 254400 м<sup>2</sup>. На этом участке

отработано XIV газогеохимических профилей, ориентированных в юго-запад—северо-восточном направлении, вкост простирания предполагаемым рудным залежам.

Самый северный газогеохимический профиль (XII) располагается на расстоянии 40 м севернее разведочного профиля I (линия профиля скв. № 500, 501, 502, 503). Самый южный газогеохимический профиль (XIII) находится на расстоянии приблизительно 200 м южнее разведочного профиля IV (линия профиля скв. №№ 512, 513, 514, 515).

Концентрация углекислого газа в почвенном воздухе варьирует от 0,03% до 0,3%. Частота встречаемости концентраций углекислого газа почвенного воздуха, распределенная по газогеохимическим профилям, приведена в табл. 1.

Как следует из таблицы, повышенные величины углекислого газа находятся в центральной части газогеохимических профилей I (точки 12 и 14), II (т. 14), X (т. 9 и 14), XIV (т. 6) восточной части профилей IV, VI (т. 7), западной части профиля VII (т. 1). Из отобранной 241 пробы почвенного воздуха при проведении газогеохимической съемки 182 пробы с атмосферной концентрацией, 49 проб — 0,1%, 9 проб — 0,2% и 1 проба с концентрацией 0,3%.

На Агдаринском месторождении газогеохимической съемкой охвачена площадь западного и юго-восточного флангов и южного участка Агдаринского месторождения, площадью 34000 м<sup>2</sup>. Отработано VII газогеохимических профилей. Профили ориентированы в западно-восточном направлении.

Концентрация углекислого газа в почвенном воздухе меняется в пределах 0,03% (атмосферное содержание углекислого газа) — 0,2%.

Частота встречаемости концентраций углекислого газа почвенного воздуха, распределенная по профилям, приведена в табл. 2.

Как следует из табл., повышенные содержания углекислоты отмечаются в основном в центральной и восточной частях профилей I, II, в западных и восточных частях профилей III, IV, VI; на профиле V в западной и центральных частях.

Итак, из проанализированных на флангах Агдаринского месторождения 169 проб почвенного воздуха, расположенных на 7 газогеохимических профилях, содержание углекислого газа распределяется следующим образом. В 138 пробах концентрация углекислого газа составляла 0,03%, в 29 пробах — 0,1%, и в 2 пробах — 0,2%.

Распределение концентраций углекислого газа почвенного воздуха следующее. В основном весь исследуемый газогеохимической съемкой участок состоит из фоновых значений углекислого газа. Отмечена одна газогеохимическая аномалия, расположенная в юго-юго-западной части. Простирается эта аномалия в северо-восток—юго-западном направлении, длина ее выявленной части приблизительно 200 м, а ширина около 30 м. Геологически эта аномалия в северной части соответствует туфам пироксеновых андезитов нижне-олигоценного возраста, а в южной части — четвертичным образованиям. В северной своей части газогеохимическая аномалия совпадает с выявленным по геологическим данным разломом меридиональ-

Таблица 1

Гюмушлугское месторождение (V участок). Частота встречаемости концентраций углекислого газа

Концентрация углекислого газа, %	Профили														Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	
(0,0)	20	16	18	16	18	12	15	15	18	10	6	3	9	6	182
0,1	3	6	4	4	2	2	4	5	2	8	4	4	2	3	49
0,2	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	9
0,3	25	25	22	20	20	15	20	20	20	20	6	7	11	10	241
Коллич. точек															

Таблица 2

Агдаринское месторождение (Западный, юго-восточный фланги, южный участок). Частота встречаемости концентраций углекислого газа

Концентрация углекислого газа, %	Профили							Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
0,03	18	19	21	24	19	22	15	138
0,1	6	6	4	4	5	3	1	29
0,2	1	0	1	0	0	0	0	2
Коллич. точек	25	25	26	28	24	25	16	169

ного простираения, а в южной части она смещена от указанного разлома к западу.

Таким образом, на основании проведенных газогеохимических исследований — изучение распределения углекислого газа, вероятностно-статистической обработки, изотопных данных (изотопный анализ углерода углекислого газа почвенного воздуха) делаются выводы.

**Гюмушлугское месторождение** (V участок). Выявленные газогеохимические аномалии в большинстве своем тяготеют к центральной и восточной части V участка Гюмушлугского месторождения. Изотопный анализ углерода углекислого газа, почвенного воздуха ( $\delta^{13}\text{C} = -21,1\%$ )\* указывает на наличие подтока газов из подстилающих палеозойских отложений.

Такой подток газов из нижележащих отложений, возможно, свидетельствует о наличии рудных залежей, расположенных в центральной и восточной частях V участка, или этот газ мигрирует по разломам, с которыми, возможно, пространственно ассоциируются рудные залежи.

Следует отметить, что пробуренная в 1984—1985 гг. Управлением геологии Азербайджанской ССР скв. № 506, вскрывшая руду, находится также в центральной части V участка Гюмушлугского месторождения.

Таким образом, данные газогеохимической съемки перспективно оценивают центральную часть и восточный фланг V участка.

В связи с вышеизложенным рекомендуется провести поисково-оценочное бурение кроме центральной части также и на восточном фланге V участка Гюмушлугского месторождения.

**Агдаринское месторождение.** Газогеохимическая аномалия, выявленная в юго-юго-восточной части Агдаринского месторождения, возможно, является пространственно связанной с рудной залежью, расположенной на глубине.

Необходимо отметить, что северная часть газогеохимической аномалии пространственно связана с меридиональным разломом, выявленным по геологическим данным, и поэтому возможно также, что выявленная газогеохимическая аномалия обязана своим происхождением именно поступлением газов по указанному разлому.

Газогеохимическая аномалия расположена в той части Агдаринского месторождения, которая не подвергнута бурению. Рекомендуется провести поисково-оценочное бурение в юго-юго-восточной части Агдаринского месторождения на выявленной газогеохимической аномалии.

А. М. Дадашев, Ю. В. Галант, С. А. Мамедова

#### КҮМҮШЛҮ ВӘ АГДЭРЭ ПОЛИМЕТАЛ ЈАТАГЛАРЫНДА ГАЗКЕОКИМЈӘВИ ХӘРИТӘАЛЫНМАСЫ

Мәгаләдә Күмүшлү вә Агдәрә полиметал јатагларынын әтәкләриндә јени аномал зоналары ашкар етмәк үчүн газ хәритәалынмасындан бәһс едилир. Һәмин сәһләрдән кәтүрүлмүш газ нүмунәләри чөл вә лабораторија шәраитиндә анализ едилмишдир вә карбон газы өјрәнилмишдир. Нәтичәдә бир нечә аномал зоналар алынмыш вә мүәјјән едилмишдир ки, полиметал јатаглары үчүн сәчијјәви олан карбон газындан бу јатаглары ахтарышында истифадә едилмәлидир.

\* Анализ проводился в МГРИ им. Серго Орджоникидзе.

А. М. Dadashev, Yu. B. Galant, S. A. Mamedova

#### GAS AND GEOCHEMICAL SURVEY ON THE GIUMUSHLUG AND AGDARA POLYMETALLIC DEPOSITS

The flanks of Giumushlug and Agdara polymetallic deposits are investigated by the method of gas and geochemical survey for ore content. On the 5th section of Giumushlug deposit carbon dioxide anomalies directed to the central part and eastern flank are revealed. On Agdara deposit the anomaly is revealed in south—south-eastern part.

А. Л. МАМЕДОВ

### ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД РЯДА ГРАНИТ—ДИОРИТ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Проблема интерпретации данных ГМТЗ с целью определения вещественного состава или термического режима глубинных зон Земли требует наличия экспериментальных данных по электрическим свойствам различных типов горных пород, полученных с учетом термодинамических условий их естественного залегания. Настоящая работа посвящена экспериментальному изучению электрических свойств гранитоидов при температурах до 1000°C, представленных тремя разновидностями: гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, отобранными из Кедабекского, Шамхорского и Дашкесанского интрузивных массивов. Опыты проводились на модернизированном варианте установки и по методике, описанной в работе [1].

Гранодиориты. На рис. 1б представлен график температурной зависимости электросопротивления ( $\rho$ ) семи исследованных пород данной группы. Видно, что они обнаруживают дисперсию сопротивления, которая уменьшается с температурой ( $t$ ). Вариация величины  $\rho$  между крайними кривыми (обр. 8116 и 812) при  $t=400^\circ\text{C}$  составляет около одного порядка, а при  $t=900^\circ\text{C}$  уменьшается до полпорядка. Таким образом, исследованные гранодиориты обнаруживают относительно узкий диапазон изменения величины  $\rho$ , который объясняется в первую очередь их близким минеральным и химическим составом. Действительно, содержание плагиоклаза в образцах находится в пределах 40—50 об.%, а калиевого полевого шпата — 5—16%.

Учитывая близкие значения сопротивления указанных минералов, представленных соответственно андезином и ортоклазом, можно пренебречь вариациями каждой из этих фаз в породе при постоянном их суммарном содержании в 60—65%. Содержание кварца при этом меняется в пределах 10—15% за исключением образца 812, содержащего 20—28% кварца. Однако влияние последнего в данном случае компенсируется большим содержанием роговой обманки, являющейся наиболее проводящей из отмеченных выше минеральных фаз. Это подтверждается также близкими значениями  $\rho$  данного образца с породой 818, содержащей, как и все остальные породы данной группы, 10—15% кварца. При этом содержание роговой обманки и биотита меняется от 5 до 10 и от 3 до 7, соответственно. Следовательно, с учетом почти полного отсутствия рудных минералов (магнетита) можно считать минеральный состав исследованных гранодиоритов идентичным. Более детальные исследования обнаружили прямую корреляционную связь между величиной  $\rho$  и степенью их измененности. Подобный характер связи отличается от имеющихся в

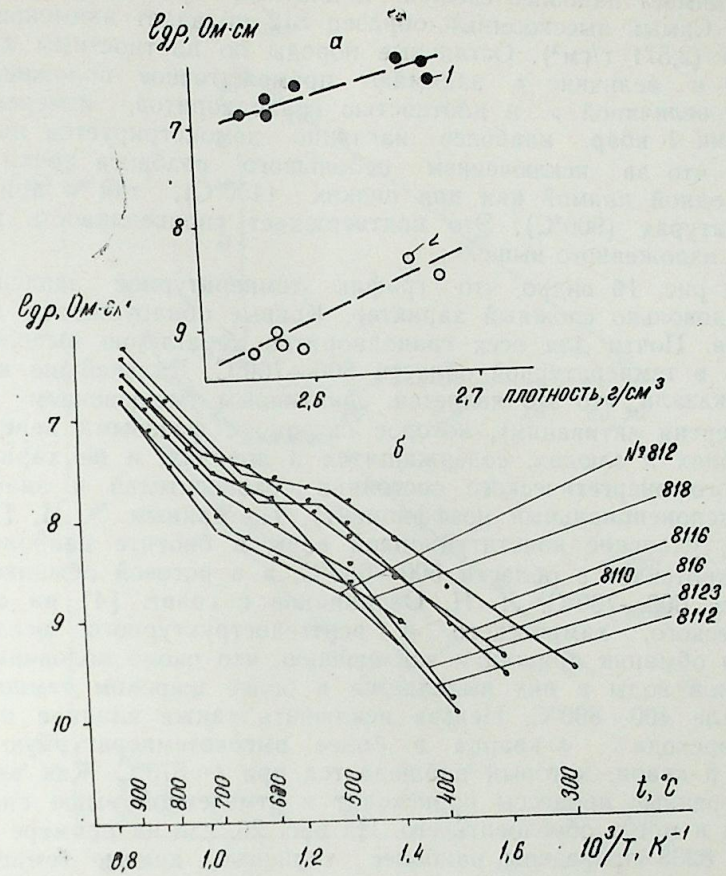


Рис. 1. Зависимость электросопротивления ( $\rho$ ) гранодиоритов от плотности (а) и температуры (б): 1 — при 450°C, 2 — при 900°C

настоящее время экспериментальных данных по изверженным породам других регионов [1], но имеет вполне реальное объяснение, которое заключается, на наш взгляд, в следующем.

Как известно, электрические свойства пород, в различной степени подверженных процессам метаморфизма, при близком минеральном составе, определяются, особенно в области примесной проводимости, в первую очередь количеством и формой выделения рудных минералов [2, 3]. С другой стороны, с увеличением степени подверженности пород вторичным процессам часто наблюдается их разуплотнение, что способствует увеличению  $\rho$ , т. е. проявляется обратный эффект. При отсутствии же электронно-проводящих минералов (так как другие вторичные фазы — биотит, кальцит, апатит, серицит относительно высокоомны и их незначительные вариации не могут существенно влиять на величину  $\rho$  пород) определяющую роль могут играть плотностные характеристики пород, что имеет место в нашем случае.

Действительно, крайнее верхнее положение на графике (см. рис. 16) занимает наиболее свежий и плотный гранодиорит 8116 (2,649 г/см<sup>3</sup>). Самый высокоомный образец 812 обладает наименьшей плотностью (2,571 г/см<sup>3</sup>). Остальные породы по плотностным характеристикам и величине  $\rho$  занимают промежуточное положение. Связь между величиной  $\rho$  и плотностью гранодиоритов, измеренных при давлении 1 кбар, наиболее наглядно демонстрируется на рис. 1а. Видно, что за исключением небольшого разброса точки ложатся вдоль одной прямой как при низких (450°C), так и при высоких температурах (900°C). Это подтверждает справедливость предположения, изложенного выше.

Из рис. 16 видно, что график температурной зависимости  $\rho$  имеет довольно сложный характер. Кривые обнаруживают несколько изломов. Почти для всех гранодиоритов характерно выполаживание кривых в температурной области 500—700°C. Дальнейшие исследования показали, что это является фиктивным уменьшением величины  $E_0$  (энергия активации), которое связано с фазовыми переходами в амфиболах и слюдах, содержащихся в породах, и не характеризует истинного энергетического состояния токоносителей и значений  $\rho_0$  (предэкспоненциальный коэффициент). По данным Э. И. Пархоменко [1], удаление конституционной воды в биотите наиболее интенсивно протекает в области 500—650°C, а в роговой обманке ограничивается 600—700°C. Л. Н. Овчинников с соавт. [4] на основании термического, химического и рентгеноструктурного исследований роговой обманки пришли к заключению, что около половины конституционной воды в них выделяется в более широком температурном интервале 400—800°C. Нельзя исключить также влияние полиморфного перехода  $\alpha$ -кварца в более высокотемпературную модификацию  $\beta$ -кварц, который наблюдается при  $t=573^\circ\text{C}$ . Как видим, все рассмотренные процессы происходят в отмеченной выше аномальной области и могут обусловить его. Из рис. 26, где на примере образцов 8112 и 8238 приведены наиболее типичные кривые температурной зависимости  $\rho$  соответственно гранодиоритов и диоритов, видно отличие значений  $\rho$  в циклах нагрева и охлаждения при температурах ниже 700°C. Наблюдаемая петля гистерезиса, а также данные по потере веса образцами во время эксперимента (от 0,6 до 2,7%) указывают на необратимые изменения в данных породах в цикле нагрева.

В заключение следует отметить, что по значениям  $\rho_0$  и  $E_0$  данный тип гранитоидов какой-либо четкой дифференциации не обнаруживает. В области примесной проводимости ( $\leq 500^\circ\text{C}$ ) среднее значение энергии активации составляет около 0,9 эВ, в высокотемпературной области (700—900°C) величина ее увеличивается на 0,3 эВ. Такое слабое увеличение энергии активации в довольно широком температурном диапазоне (300—900°C) объясняется значительным вкладом породообразующих минералов в формирование их электрических свойств и отсутствием рудной фазы.

Кварцевые диориты. Указанный тип пород обнаруживает широкий спектр значений  $\rho$  (рис. 3), который устойчив во всем диапазоне температур. Анализ особенностей минерального состава пород позволил выявить связь величины  $\rho$  с содержанием цветных

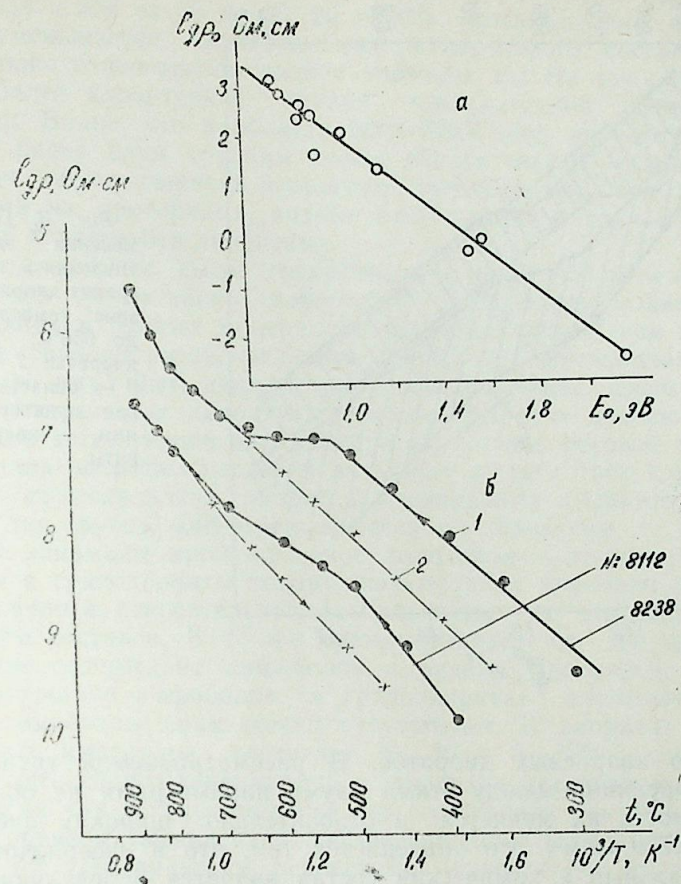


Рис. 2. Зависимость  $\lg \rho_0$  от  $E_0$  (а); температурная зависимость электросопротивления гранодиорита (№ 8112) и диорита (№ 8238) (б): 1 — цикл нагрева; 2 — цикл охлаждения

минералов, а именно роговой обманкой и рудных минералов. Сильный эффект последнего в данном случае проблематичен, так как суммарное содержание магнетита и пирита, являющихся хорошими проводниками, варьирует в пределах 4—6%. Картина еще более проясняется, если при этом учитывать слабые изменения содержания в породах кварца (в пределах 8—10%) и суммарного содержания плагиоклаза и калиевого полевого шпата (60—65%). Наиболее низкоомные образцы 8119 и 8211 ( $\rho=1 \cdot 10^8 \text{ Ом} \cdot \text{см}$  при 400°C,  $9,5 \cdot 10^5$  при 900°C) отличаются наибольшим содержанием амфиболов (26 и 22%, соответственно). В самых же высокоомных породах 8120 и 8218, соответственно при 400 и 900°C равно соответственно  $6,3 \cdot 10^9$  и  $4,8 \cdot 10^6 \text{ Ом} \cdot \text{см}$ , количество роговой обманки достигает всего 4—5%. Остальные породы занимают промежуточное положение как по величине  $\rho$ , так и по содержанию в них указанного минерала. Была предпринята попытка установления связи между  $\rho$  и

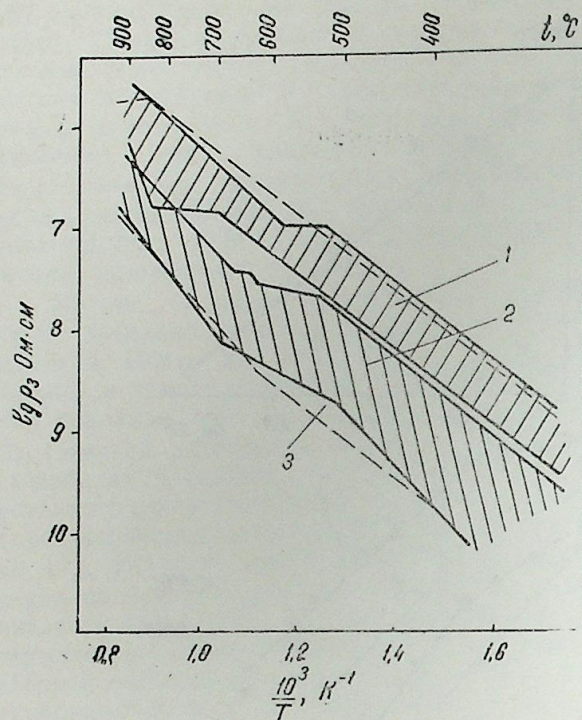


Рис. 3. Пределы изменения электросопротивления пород ряда гранит-диорит в диапазоне температур от 300 до 950°C: 1 — гранодиориты; 2 — диориты; 3 — область, ограниченная пунктирными линиями, — кварцевые диориты

плотностью кварцевых диоритов. В рассматриваемой группе пород четкой корреляции между этими двумя параметрами не обнаружено, хотя плотность их меняется в относительно широких пределах от 2,558 до 2,779 г/см<sup>3</sup>. Это объясняется тем, что в изверженных породах минеральный и химический состав является определяющим фактором в формировании их электрических свойств [1]. Часть образцов в температурной области 600—800°C обнаруживает аномальную сопротивляемость. Это согласуется с полученными данными по потере веса образцами и объясняется в первую очередь процессом дегидратации роговой обманки, биотита и эпидота.

Исследованный ряд пород обнаруживает также широкий спектр значений  $E_0$  и  $\rho_0$  как в низкотемпературной, так и в высокотемпературной областях. Среднее значение  $E_0$  в указанных областях равно соответственно 0,9 и 1,26 эВ. Эти величины совпадают с данными по гранодиоритам.

Диориты. Породы группы диоритов обнаруживают слабую дисперсию сопротивления во всем диапазоне температур (см. рис. 3). Хотя в подобных случаях затруднено объяснение наблюдаемой закономерности в формировании электрических свойств отдельных образцов, однако отмечается их связь с минеральным составом пород. Так, в указанных породах суммарное содержание плагиоклаза и калиевых полевых шпатов стабильно и во всех породах равно ~70%. Количество кварца варьирует в пределах 5%. Содержание рудных минералов достигает 9—10%, а амфиболов меняется от 10 до 30%.

Таким образом, переменной фазой в составе пород является амфибол. Причем по мере уменьшения количества амфиболов в образцах 8238, 8213, 8234 и 828 от 30 до 26, 20 и 10%, соответственно, их сопротивление уменьшается. Особенности минерального состава объясняются также относительно низкие значения  $E_0$ . На рис. 2б приводится наиболее характерная кривая температурной зависимости  $\rho$  диоритов. Видно, что в области 500—750°C они аналогично рассмотренным ранее двум группам пород обнаруживают аномалию сопротивления, обусловленную процессом дегидратации. Это подтверждается теми же критериями, которые имели место в случае с гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Рассмотренные выше гранитоиды в пределах отдельных групп отличаются относительно стабильным содержанием главных породообразующих и рудных минералов. В этом случае, как показано на примере гранодиоритов, ведущим фактором, обуславливающим дисперсию  $\rho$ , могут быть плотностные свойства пород. Дисперсия сопротивления кварцевых диоритов, а также диоритов хорошо коррелируется с соответствующей вариацией в их составе роговой обманки. На рис. 3 дана область изменения величины  $\rho$  всех трех групп гранитоидов. — гранодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Видно, что первые две группы дифференцируются по значениям  $\rho$ , а кварцевые диориты занимают промежуточное положение. Следует отметить, что диориты и гранодиориты обнаруживают узкий диапазон значений  $\rho$ , обусловленный относительной стабильностью их минерального и химического составов. В то же время отличает эти две группы пород различное содержание амфиболов и рудных минералов. Максимальное содержание амфиболов в гранодиоритах достигает 8—10%, а рудные минералы практически отсутствуют. В диоритах содержание указанных минералов достигает 20—30 и 8—10%, соответственно. Кроме того, содержание кварца в диоритах незначительно (до 5%), в то время как в гранодиоритах его содержание доходит до 10—15%. Таким образом, выявленная дифференциация пород ряда гранит — диорит по электрическим свойствам объясняется их минеральным составом (содержанием амфиболов, рудной фазой и кварца).

Изменение петрохимического состава пород серии гранит — диорит оказывает влияние также на величину  $E_0$  и  $\rho_0$ . Согласно полученным данным большинство гранодиоритов в температурной области до 500°C характеризуются энергией активации 0,9 эВ, а в интервале 700—900°C — 1,2—1,3 эВ. В диоритах энергия активации в низкотемпературной области меньше и равна 0,75 эВ. Уменьшение величины  $E_0$  в ряду гранит — диорит связано с наличием в последних рудной фазы, которая в гранодиоритах отсутствует.

Выше рассмотрены факторы, объясняющие отличие электрических свойств гранитоидов. Общими для указанных пород являются линейная зависимость между  $\lg \rho_0$  и  $E_0$  всех трех групп пород, которую особенно четко обнаруживают диориты (см. рис. 2а) и наличие температурной области (500—700°C) аномального изменения величины  $\rho$ , связанного, как отмечалось выше, с процессом дегидратации. В заключение следует отметить, что в условиях естественного залегания на соответствующих геотермах этот процесс может обусловить наличие слоя с аномально высокой проводимостью, что следует учесть при интерпретации материалов ГМТЗ.

## Литература

1. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. — М.: Наука, 1972.—276 с.
2. Мамедов А. Л., Пархоменко Э. И., Балакишиев Ш. А., Исмаил-заде А. Д. Электрические свойства пород офиолитовой формации Малого Кавказа при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Процессы и свойства вещества Земли. М.: Наука, 1981, с. 130—152.
3. Баяк Е. И., Воларович М. П., Пархоменко Э. И., Салехли Т. М. Влияние процессов серпентинизации на упругие и электрические свойства при высоких давлениях ультраосновных пород зоны офиолитовой формации Малого Кавказа. — В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 48—58.
4. Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елкина Н. Т. Термоаналитическое изучение амфиболов из некоторых скарных зон Урала/Труды Первой конф. по термографин. — Казань, 1953.—126 с.

Э. Л. Мамедов

### ГРАНИТ-ДИОРИТ СЫРАЛЫ СУХУРЛАРЫН ЛУКСАК ТЕМПЕРАТУРДА ЭЛЕКТРИК ХАССАЛЭРИ

Мәгаләдә Кичик Гафгазын бәзи гранитоидларынның электрик хассаларынның тәдгиги 1000°C гәдәр температурда үч мұхтәлиф нөв сұхурда (гранитоидларда, кварцлы диоритларда вә диоритларда) мұәјјәнләшдирилмиш вә сұхурларын хусуи электрик мұгавимәтинин мұтләг гижмәтини вә онун температурдан асылылыг характерини мұәјјән едән факторлар нәзәрдән кечирилмиш вә гранодиоритларин, диоритларин электрик хассаларинин дифференциациясы мұәјјән едилмишдир. Бу биринчи нөвбәдә сұхурун тәркибиндә иштирак едән филиз минералларынның вә һәмчинин кварцын мигдарындан асылыдыр. Бунунла әләгәдәр олараг бу ики тип сұхурун тәбин шәрантдә электрик кәшфијјаты вә синтәсилә бир-бириндән сечилмәсинин мүмкүн олмасы куман едилди.

Бундан әләвә мәгаләдә нәзәри әһәмијјәтә малик мәсәләләрә дә бахылмышдыр.

A. L. Mamedov

### ELECTRICAL PROPERTIES OF SOME GRANITE-DIORITES UNDER HIGH TEMPERATURE

Electrical properties of some granitoids in the Lesser Caucasus at 1000°C are investigated. These granitoids are represented by 3 types: granodiorites, quartz diorites, diorites.

This article discusses the factors, which determine absolute values of rocks electrical resistivity and the nature of their temperature dependence. The differentiation in electrical properties of granodiorites and diorites is disclosed. First of all it is due to their mineral composition, that is to their ore mineral, amphiboles and quartz content. In connection with this there is a possibility for detecting the said rock by electrical prospecting methods in case of adjacent bedding at natural conditions. The questions of theoretical value are also discussed.

АЗӘРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ  
Ҷер елмләри серијасы, 1987, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
Серия наук о Земле, 1987, № 1

УДК 563.11.(118.1) (479.24)

С. А. ШИХЛИНСКИЙ

### АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ФОРАМИНИФЕР АРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КAVKAZA (НАХИЧЕВАНСКАЯ АССР)

Разрезы нижнепалеогеновых отложений Нахичеванской АССР характеризуются большой стратиграфической полнотой, хорошей обнаженностью и разнообразием фациальных типов осадков. Фаунистически эти отложения охарактеризованы морскими ежами, моллюсками, кораллами, нанофоссилиями, крупными и мелкими фораминиферами. Среди встреченной фауны мелких фораминифер подавляющее большинство составляют представители родов *Globigerina*, *Globococconeus*, *Globorotalia*, *Acarinina*, *Pseudohastigerina*, *Hantkenina*, *Globigerinatheka*, *Globorotaloides*, *Truncorotaloides*, *Heterohelix*, *Rhizammina*, *Marsonella*, *Lagena*, *Gyroldina*, *Cibicides*, *Anomalina*, *Nonion*, *Epistominina*, *Rotalia*, *Elphidium*, *Bulimina*, *Caucasina*, *Boltvina*, *Azera*, *Glomospira* etc.

Пестрота литофаций, безусловно повлияла на обитавшую фауну и обусловила неравномерное распределение фораминифер по участкам.

На исследуемой территории отложения датского яруса сохранились лишь в более глубоких осевых частях бассейна, где они носят унаследованный от маастрихтского яруса характер, о чем свидетельствует постепенный переход от маастрихта к данию.

Хотя граница между маастрихтским и датским ярусом не выражена сменой пород в литологии, в комплексах планктонных фораминифер происходят крупные перестройки: вымирают все представители маастрихтских родов *Rugoglobigerina*, *Praeglobotruncana*, *Planoglobulina*, *Pseudotextularia* и др.; в то же время появляются и получают пышное развитие новые родовые группы, имеющие явно палеогеновый облик. В комплексе фораминифер датского яруса большим распространением пользуются представители родов *Globigerina*, *Globococconeus*, *Globorotalia*, *Acarinina* и др., составляющие основную массу ископаемых микроорганизмов.

В нижнем дании представители родов *Globigerina*, *Globococconeus*, *Globorotalia* наибольшее развитие получили в Тиркешском прогибе, на участке с. Аза, и значительно меньше в Ордубадском разрезе. Наряду с ними встречаются представители *Acarinina*, *Gyroldina*, *Stenidionina*, *Anomalina*, *Glomospira* и др., но несколько в меньшем количестве экземпляров.

Анализируя вертикальное распространение фораминифер во второй половине датского времени, можно наблюдать преобладание примитивных акаринин, что послужило основанием выделения зоны

*Acarinina schakhdagica*. Эта группа в ряде случаев (Тиркешский прогиб) составляет более 35% общего комплекса и представлена следующими видами: *Acarinina schakhdagica* (Chalilov), *A. inconstans* (Subb.), *A. praecursoria* Morozova, *A. uncinata* (Bolli), *A. trifida* Chalilov, и др., из которых первые два имеют преобладающее значение.

В нижнепалеоценовое время (время зоны *Globorotalia angulata*) на участке с. Аза существовали те же условия, что и в позднедатское время, где отмечается постепенный переход в осадко-накоплении. Развитие на участке с. Тиркеш мощные конгломераты с галькой сенонских известняков и порфиритов свидетельствуют о существовании здесь в указанное время близкой суши [3]

В комплексе фораминифер зоны *Globorotalia angulata* господствующее положение занимают уплощенно-конические, килеватые *Globorotalia angulata* (White), появление которых отмечается еще в верхней части зоны *Acarinina schakhdagica*, двояковыпуклые, многокамерные *G. conicotruncata* (Subb.). В несколько меньшем количестве встречаются низкотроходные *Globorotalia ehrenbergi* Bolli и близкие ему по строению глобороталии.

Отличительной чертой у глобигерин является изменение характера пористости: ячеи становятся крупными.

Акаринины в рассматриваемых слоях играют несущественную роль в биоценозе (4—5 вида).

В результате верхнепалеоценовой трансгрессии значительная часть исследуемой области покрывается морем и отлагаются глинисто-песчано-мергельные отложения на участках сс. Керимкулидиза, Вананд, Акулис и др. В Тиркешском прогибе смена конгломератов нормально-осадочными отложениями, характер глинистой в основном фации и их большая мощность указывают на быстрое погружение дна и значительную нивелировку суши, а бурный расцвет разнообразной фауны фораминифер, безусловно, связан с существованием здесь благоприятных биомических условий, обусловленных нормальной соленостью и температурой. Изменение условий отразилось и на характере микрофауны. Резко сокращаются комплексы бентосных фораминифер и планктонные ассоциации приобретают значение доминирующих.

Прослеживая пространственное распределение верхнепалеоценовых фораминифер по участкам исследуемой территории, можно увидеть изменение количественного и систематического составов, колебание соотношений планктонных и бентосных родов, а местами отсутствие и тех, и других. В то время, когда на участках сс. Тиркеш и Керимкулидиза представители планктонных родов составляют примерно 85—90% общего комплекса, юго-восточнее, в Азаинской антиклинали, количество их снижается до 55—60%, а на участке с. Вананд они представлены единичными экземплярами.

Комплекс фораминифер верхнего палеоцена, как отмечено выше, характеризуется господствующим положением планктонных форм *Acarinina* и *Globigerina*; явно в подчиненном количестве встречаются глобороталии. Из бентосной фауны обнаруживаются представители *Gyroidina*, *Cibicides*, *Anomalina*, *Eponides*, *Pullenia*, *Spiroplectammina*, *Clavulinoides*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Marsonella* и др.

На участке с. Керимкулидиза из бентосных фораминифер редко встречаются представители *Anomalina*, *Pullenia*, *Cibicides*. Наряду с

ними могут быть также указаны единичные особи *Dorotia*, *Eponides*.

В антиклинали Аза родовой состав бентоса несколько обогащается за счет таких родов, как *Spiroplectammina*, *Clavulinoides*, *Gyroidina*, *Ammodiscus*, *Valvulinaria*, *Stensionina*, *Bullimina* и др., а также агглютинированных форм *Rhizammina*, *Ammodiscus*.

На северо-западе Ордубадского синклиория, на участке с. Тиркеш, из комплекса исчезают некоторые представители бентоса *Rhizammina*, *Ammodiscus*, *Rhizammina* и наряду с этим появляются *Anomalinoidea*, *Heterolepa* и др. Однако отметим, что общее количество бентосных видов Тиркешского прогиба резко уступает таковому участку с. Аза.

Анализируя вертикальное изменение фораминифер на границе двух подотделов палеоцена, можно увидеть резкое изменение комплексов. Эту границу не переходит большинство представителей *Globigerina*, *Acarinina*, *Globorotalia*. Значительно обновляется состав бентосных фораминифер, появляются первые представители нуммулитовой фауны.

С переходом в нижний эоцен отмечается дальнейшая трансгрессия моря. Накапливаются глинисто-песчано-мергельные отложения. Наряду с этим во второй половине нижнего эоцена в восточной и юго-восточной частях исследуемой области активизируется вулканическая деятельность на участках Парага, Биляв, Дуглюн, Акулис.

В нижнем эоцене не наблюдается существенных обособлений фораминифер; главенствующая роль здесь принадлежит также планктонной фауне, но уже ее новым группам.

В Тиркешском прогибе и на участке с. Керимкулидиза нижнеэоценовые отложения, отличаясь своей полнотой, содержат богатые ассоциации пелагической фауны с многочисленными их видами и с подчиненным количеством бентосных форм. Начало нижнего эоцена знаменуется появлением ранее не отмеченного рода *Pseudohastigerina*, представленного здесь единственным видом *Pseudohastigerina eocaenica* (Berg.), который в комплексе резко уступает представителям родов *Globorotalia*, *Globigerina*, *Acarinina*, представленных в массовом количестве и в большем разнообразии. В резко обновленном составе бентоса встречаются представители *Eponides*, *Anomalina*, *Bullimina*, *Cibicides*, *Clavulinoides*, составляющие незначительную часть, менее 20% общего комплекса.

В восточном и юго-восточном направлении от рассматриваемых участков, в разрезах Акулис, Вананд, Дуглюн и других, верхние горизонты нижнего эоцена выражены вулканогенными образованиями. На участках развития этих образований, естественно, наблюдается резкое обеднение общего комплекса, вплоть до отсутствия фауны. Вместе с тем имеются участки, где нормально-осадочные образования нижнего эоцена содержат скудную фауну фораминифер. Так, в разрезе Каменного карьера полное отсутствие планктонных фораминифер и наличие единичных *Rotalia*, *Rhizammina*, по-видимому, связано с накоплением здесь груботерригенного материала, обуславливающего ухудшение биомических условий жизни и тем самым ограниченное развитие фораминифер, а также отсутствие благоприятных возможностей для захоронения раковин.

При переходе в средний эоцен наблюдается дальнейшая транс-

грессия моря, значительно сокращаются области сноса существовавших тогда поднятий.

В бассейне нижнего течения р. Карадара нижняя часть среднего эоцена (зоны *Hantkenina aragonensis* и *Globigerinatheka supconglobata*) характеризуется богатой ассоциацией фораминифер. Здесь в большом количестве встречаются представители родов *Acarinina*, *Globigerina*, *Pseudohastigerina*, несколько меньше *Globigerinatheka*, единичны *Hantkenina*. Бентос представлен: *Karreriella*, *Anomalina*, *Bolivina*, *Lenticulina*, *Cibicides*, *Heterolepa*, *Nodosaria*.

На участке Шурут в этих же слоях встречаются *Globorotalia*, „*Globigerinoides*“, *Planulina*, *Saracenaria*, *Dentalina*, и другие, которые юго-восточнее имеют несколько меньшее распространение, где их заменяют представители *Ammodiscus*, *Pseudoparella*, а еще южнее, на участке Неграмского ущелья, обнаружены единичные представители *Rotalia* и *Globigerina*.

В северо-западной части, в одновозрастных осадках Тиркешского прогиба, при преобладании отмеченных родов планктона наблюдается увеличение количества бентосных фораминифер, из которых пышного развития достигают представители *Anomalinoides*, *Lenticulina*, *Bolivina*, *Vaginulina*, *Eponides*, *Heterolepa* и др. Наряду с ними встречаются *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, но в несколько меньшем количестве.

В зоне *Acarinina rotundimarginata* в Парадашском прогибе из планктонных фораминифер наиболее часто встречаются представители *Acarinina*, *Globigerinatheka*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *Hantkenina*, а из бентосных *Bolivina*, *Bulimina*, *Lenticulina*, *Clavulinoides*, *Marginulinopsis*, *Saracenaria*.

На участке с. Махмудоба родовой и видовой состав планктона ограничен. Здесь по сравнению с участками Сираб и Кирна редко встречаются *Globigerina*, *Hantkenina*, *Globigerinatheka*. Вместе с тем были обнаружены некоторые виды родов *Globorotalia lehneri* и *Globorotaloides (carcocellensis)* — не встреченные в Парадашском и Тиркешском прогибах.

На участках, где получили развитие пирокластические образования, наблюдается резкое обеднение общего комплекса. В восточной части исследуемой территории, на участках Тиви, Парага, Чананаб встречена скудная ассоциация фораминифер плохой сохранности.

Во время существования зоны *Truncorotaloides rohri* в Тиркешском и Парадашском прогибах господствуют представители *Globigerina*, среди которых появляются формы с большим полулунным устьем и широким, глубоким пупком. Совместно с глобигеринами в комплексе немаловажное значение имеют представители *Pseudohastigerina* и *Truncorotaloides*. Акарины здесь уже занимают подчиненное положение, а местами отсутствуют совсем.

На участке с. Сираб совместно с многочисленными видами упомянутых родов в небольшом количестве были встречены и бентосные виды. На участке с. Кирна количественное соотношение родов планктона несколько изменяется: здесь преобладают *Truncorotaloides* и *Pseudohastigerina*, немногочисленны глобигерины и в отличие от других участков они здесь мелкие и тонкостенные, а комплекс значительно обогащен представителями *Bolivina*, *Caucasina*, *Bulimina*.

В пространственном распределении верхнеэоценовых фораминифер по участкам наблюдается резкое различие. В Парадашском прогибе в это время накапливаются мелководные осадки с громадными скоплениями роталий. А наиболее глубоководные осадки отлагались в Тиркешском прогибе и на участке с. Сираб, где отмечается увеличение в комплексе количества планктонных фораминифер, среди которых часто встречаются представители *Globigerinatheka*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globorotaloides*. Планктон здесь составляет более половины общего комплекса. Разнообразный состав бентосных фораминифер характеризуется присутствием: *Bulimina*, *Almena*, *Heterolepa*, *Gavelinella*, *Caucasina*, *Bolivina*, *Anomalina*.

На участке с. Сираб наряду с приведенными родами присутствуют также *Marsonella*, *Azera*.

Отсутствие в комплексе планктонных фораминифер некоторых видов линзовидных глобороталий (*G. coccensis*, *G. cunialensis*), высококонических *Globigerina gortanii* (Bors.) и полное отсутствие рода *Cibirohantkenina*, характеризующего более молодые слои верхнего эоцена в других областях Средиземноморья [2], показывает, что в Нахичеванской АССР присутствуют только нижние горизонты верхнего эоцена, а его верхние горизонты, по-видимому, размыты, о чем свидетельствует существующий перерыв на границе эоцена и олигоцена и трансгрессивное залегание нижнеолигоценовых (?) туфоконгломератов [1] на различных горизонтах среднего эоцена, наблюдаемое во всех направлениях от Парадашского прогиба.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что планктонные ассоциации почти во всех изученных нами биоценозах имеют исключительно преобладающее значение.

Наиболее богатым и разнообразным содержанием фораминиферной фауны характеризуются разрезы, приуроченные к бассейну р. Карадара и ее притокам, а также участок с. Тиркеш.

Анализ комплексов одновозрастных слоев Ордубадского прогиба показывает, что несмотря на общность систематического состава, имеются существенные различия не только в количественных соотношениях, но и в сочетании отдельных видов и родов. В одних участках обнаруживаются богатые фораминиферные ассоциации с преобладанием тех или иных групп родов, и наоборот, имеются участки с бедной фауной, притом плохой сохранности. Разумеется, здесь помимо фацальной приуроченности фораминифер, немаловажное значение имели такие факторы, как условия захоронения фораминифер, глубина бассейна, тектогенез и другие, определившие неравномерное распределение нижнепалеогеновых фораминифер Араксинской зоны Малого Кавказа.

#### Литература

1. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР.—Л.: Гостехиздат, 1951. — 500 с.
2. Крашенинников В. А. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений. — В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя. М.: Недра, 1965, с. 37—61.
3. Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. — Баку: Изд. АН АзССР, т. 2, 1967.—286 с.

С. А. Шыхлынский

**КИЧИК ГАФГАЗЫН АРАЗЛАНЫ ЗОНАСЫНЫН (НАХЧЫВАН МССР)  
АЛТ ПАЛЕОКЕН ЧӨКҮНТҮЛЭРИНДЭ ФОРАМИНИФЕРА ГАЛЫГЛАРЫНЫН  
ПАЛАНМАСЫНЫН ТӘҢЛИЛИ**

Мәгаләдә Нахчыван МССР-ин палеосен вә еосен јашлы чөкүнтүләриндә кениш инти-  
шар тапмыш фораминифера галыгларынын паланма хусусијәтләринин тәһлили верил-  
мишдир.

Мүхтәлиф кәсилишләрин ејнијашлы ләјләријәндә ашкар едилмиш фораминифера  
галыглары мәчмусунун мугәјисәси, онларда систематик тәркибин бир сыра охшар ча-  
һәтләри илә јанашы, ајры-ајры нөв вә чинсләрин сәј тәркиби вә мүхтәлифлијиндә тәчәс-  
сүм едән әсаслы фәргләрин мөвчудлуғуну кәстәрп.

S. A. Shikhliniski

**THE ANALYSIS OF THE LOWER PALEOGENE FORAMINIFERA  
DISTRIBUTION IN THE ARAKS ZONE OF THE LESSER  
CAUCASUS (THE NAKHICHEVAN ASSR)**

The data of the detailed study of areal and spatial distribution of the Lower  
Paleogene foraminifera of the Nakhichevan ASSR are presented in the article.

Comparing the coeval communities of the foraminifera from different sections  
of the Ordubady synclinorium with considerable similarity of the taxonomy composi-  
tion, the particular differences in the abundance ratios and in the combination of  
different species and genera of foraminifera are revealed as well.

The levels of considerable change of the plankton foraminifera at the borders  
of large stratigraphic divisions of Paleocene and Eocene are revealed.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ  
Јер елмләри серијасы, 1987, № 1  
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
Серия наук о Земле, 1987, № 1

УДК 551.217.551.762.2

И. А. АЛИЕВ

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СРЕДНЕЮРСКИХ ВУЛКАНИТОВ  
ЛАЧИНСКОГО И КАРАБАХСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ  
И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (МАЛЫЙ КAVKAZ)**

При реконструкции древних вулканов одним из важнейших геологических методов является фациальный анализ вулканогенных толщ (установление генетических типов вулканитов), составляющий главный элемент палеовулканологических исследований.

Для изучения фациальных особенностей среднеюрских вулканогенных образований Лачинского и Карабахского антиклинориев картировались отдельные участки, представляющие палеовулканологические постройки, установлены взаимоотношения и вещественный состав отдельных геологических тел, слагающих вулканические комплексы.

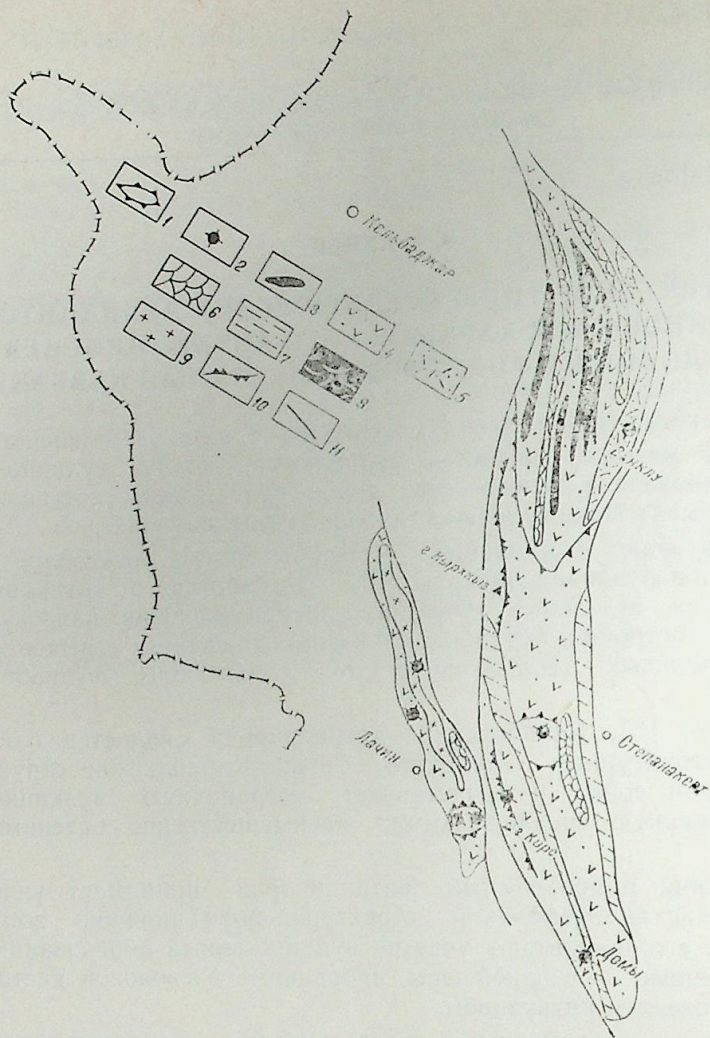
Согласно [8], Карабахский антиклинорий является одним из основных структурных элементов Севано-Карабахской структурно-формационной зоны и представляет пограничную вулканическую гряду, сложенную среднеюрскими, преимущественно батскими вулканитами.

Лачинский приразломный антиклинорий принимает участие в строении Мисхано-Кафанской структурно-формационной зоны [8]. В строении его принимают участие вулканогенные образования средней и осадочные — верхней юры, прорванные в сводовой части крупным гранитоидным интрузивом.

Исходя из современных представителей о палеовулканологии [4, 5, 7] среди среднеюрских вулканогенных образований выделяются следующие генетические типы (рисунок).

А. Лавовые образования объединяют потоки и покровы лав и лавобрекчий, которые по механизму формирования и условиям образования близки между собой. Лавовые покровы получили широкое развитие в строении среднеюрской вулканогенной толщи Лачинского и Карабахского антиклинориев, выступая на различных стратиграфических уровнях. Потоки и покровы лав и лавобрекчий имеют мощности от 2—5 до 60—80 м и более и характеризуются значительной выдержанностью и протяженностью, слагая в среднем 50% мощности разрезов. Между покровами по разрезу часто располагаются горизонты туфов и прослои вулканогенно-осадочных пород.

В лавах наиболее широко распространены массивные и миндалекаменные текстуры. Лавы в подошве имеют порфировое, реже афировое строение, а в кровле и в средних частях часто миндалекаменную текстуру.



Карта распространения генетических типов среднеюрских вулканитов Лачинского и Карабахского антиклинориев:

1 — контуры развития образованной корневой зоны (экструзивы, силлы, штоки, дайки); 2 — вулканы центрального типа, образованные экструзивной выжимкой; 3 — силлы кислого состава; 4 — лавы и пирокласты основного и среднего состава; 5 — лавы и пирокласты кислого состава; 6 — шаровые лавы базальтового и андезитобазальтового состава; 7 — области развития вулканогенно-осадочных пород; 8 — шаровые лавы андезито-дацитового состава; 9 — Бюльюдюзский интрузив; 10 — вулканические гряды; 11 — глубинные разломы

Одной из характерных текстурных особенностей среднеюрской вулканогенной толщи как Карабахского, так и Лачинского антиклинориев является широкое развитие шаровых или подушечных лав (пиллоу-лав). В Базиргансуинском и Сагсаганском разрезах Лачинского антиклинория шаровые лавы образуют два горизонта, а в Хачинчайском и Тертерском разрезах Карабахского — три и четыре горизонта. Шаровые лавы обнажаются в средней или в верхней части лавовых потоков. Часто переход от массивных лавовых покро-

вов к шаровым лавам постепенный. Иногда шаровые лавы ассоциируются вулканогенно-осадочными породами. Мощность шаровых лав меняется от 10 до 60 м и более. Отдельные индивиды их характеризуются эллипсоидальной, округлой, матрацевидной, подушечной и неправильной формами. Размеры отдельных индивидов иногда достигают 3—4 м. Эти индивиды уплощены и имеют выпуклую верхнюю и вогнутую нижнюю поверхность, повторяя верхние контуры нижележащих индивидов. Как отмечается в [6], такая морфология шаров указывает на то, что при образовании отдельных обособлений лава была еще в «пластичном» состоянии и могла деформироваться. Тем не менее уже застывшая корка закалки могла удержать пока еще не застывшую внутри лаву. Пространство между отдельными индивидами заполнено или самой лавой, или вулканогенно-осадочным (и осадочным) материалом, но иногда отмечается отсутствие межшаровой цементной прокладки, когда отдельные индивиды плотно налегают друг на друга. В индивидах шаровых лав отмечается до 2-х см корки закалки и в периферийной части шаров скапливаются газовые пустоты. Для индивидов шаровых лав характерна радиальная и концентрическая трещиноватость. Шаровые лавы сложены спилитами, базальтами, редко андезито-дацитами.

Состав лав меняется от базальтов до риолитов включительно [1]. Лавобрекчии по сравнению с лавами имеют меньшее распространение, слагая в основном верхние части Кирского, нижние и верхние части Кырхкызского разрезов, со средней мощностью 300 м. В других участках лавобрекчии слагают подошвы или кровли лавовых потоков. Лавобрекчии представлены угловатыми или полуокатанными обломками базальтового, андезито-базальтового, андезитового составов, сцементированного лавами того же состава.

Б. Пирокластические образования объединяют породы, возникшие в результате эксплозивной деятельности вулканов. В пределах Лачинского и Карабахского антиклинориев выделяются агломератовые, пепловые туфы и туфобрекчии.

В вулканогенной толще Лачинского антиклинория туфобрекчии и агломератовые туфы слагают верхние части разрезов и составляют верхнюю пирокластическую пачку, а в пределах Карабахского выступают на всех стратиграфических уровнях. Мощность агломератовых туфов и туфобрекчий меняется от 1—2 до 100 м и более. Наиболее мощные горизонты туфобрекчий расположены в ореоле вулканических центров. При этом агломератовые туфы расположены вблизи центров извержения, а по мере удаления от них величина обломков уменьшается. Состав обломков и цементирующего материала в агломератовых туфах и туфобрекчиях меняется от базальтов до риолитов включительно. Для них характерна миндалекаменная текстура, обусловленная выделением газовых компонентов из раскаленных обломков. Обломки представлены угловатыми, полуокатанными разновидностями.

Пепловые туфы в строении исследованной вулканогенной толщи имеют подчиненное значение и выступают в основном в строении Малого Кероглинского палеовулкана, в Хачинчайском, Тертерском, Доминском разрезах толщ. Мощность их составляет от 1 до 30 м.

Ассоциация пирокластических пород с шаровыми лавами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и прослоями осадочных пород с

учетом текстурно-структурных признаков пород указывает на формирование их в водной среде.

В. Генетические типы корневых зон. Согласно И. В. Лучицкому [5], к этой группе относятся экструзивные, жерловые и субвулканические образования:

а) экструзивный генетический тип. Образования данного генетического типа распространены в обеих структурах в виде куполов, куполовидных тел, пробки и имеют в плане грубоовальную, неправильную, редко изометрическую формы.

Экструзивные образования в пределах Лачинского антиклинория представлены Тигикской группой, Базиргансуинским, Новыбашским, Сагсаганским, Кероглинским, Мал. Кероглинским и Ирчанским экструзивами. В контуре Карабахского антиклинория представители данного генетического типа развиты в районах с.с. Домы, Ванклу, Халфаликышлак, г. Бугадаш.

В обеих структурах названные экструзивы с вмещающими вулканитами имеют рвущие контакты с крутыми склонами, иногда они опоясаны глыбовыми россыпями лав и пирокластов, а в приповерхностных частях сложены брекчированными лавами (Домы, Кероглы).

Описываемые экструзивы образовались непосредственно в жерле вулканов, о чем свидетельствуют взаимоотношения их с вмещающими вулканитами. В некоторых из них (Сагсаган, Малый Кероглы, Тигик) отмечается хорошо выраженная столбчатая отдельность с веерообразным строением. Это обусловлено постепенной переориентировкой столбов от горизонтального залегания на периферии к вертикальному — в центре.

Состав пород, слагающих экструзивные купола, соответствует андезито-базальту, андезито-дациту, риодациту и риолиту;

б) жерловый генетический тип тесно связан с предыдущим типом и является продолжением в глубь экструзивных куполов, называемых некком. Для них характерны трубообразные формы тел и секущие контакты с вмещающими породами. Представители данного генотипа встречаются крайне редко. В контуре Карабахского антиклинория некк выявлен в горловине М. Киреского палеовулкана, выполненного лавокластическим материалом андезито-базальтового состава;

в) субвулканический генетический тип представлен дайками, силлами и штоками. Они получили широкое развитие в исследованных структурах, в частности, в междуречье Колатаг и Тертер, в районе с. Халфаликышлак, на р. Базаргансу, горах Сагсаган, Бугадаш и т. д.

Образование их происходило на сравнительно небольшой глубине ниже земной поверхности; они имеют секущие контакты по отношению к вмещающим породам. Характерная черта их — ярко выраженная столбчатая отдельность. Столбы чаще пятиугольные, размеры их в поперечном сечении — до 60 см. Мощность силлов колеблется в широких пределах — от 1,5 до 300—350 м, а протяженность от нескольких сот метров до 10—15 км. Сложены они риолито-дацитами и риолитами, редко базальтами.

Дайки в строении среднеюрской вулканогенной толщи развиты неравномерно. На одних участках появляются рои даек, составляя дайковые поля, а на других встречаются редко. Дайки развиты в

основном вблизи вулканических центров и по отношению к последним располагаются концентрически или радиально. Исследованные дайки имеют как простое, так и сложное строение, а по составу все они однородные. Мощность их колеблется от 0,5 до 35—40 м. Наиболее мощные дайки представляют собой корни подводящих каналов массовых трещинных излияний лав. По простиранию большинство даек прослеживается на расстоянии от нескольких десятков метров до 300 и более. Все дайки имеют резко секущее положение с вмещающими породами. Простирание даек в основном северо-западное, встречаются также дайки северо-восточного и широтного направления. Углы падения их, главным образом, от 50 до 90°, редко встречаются пологие дайки. Состав большинства даек соответствует андезито-базальтам, встречаются также дайки базальтового, андезито-дацитового и риолито-дацитового составов;

г) вулканогенно-осадочные образования в составе среднеюрской вулканогенной толщи исследованных структур получили неравномерное развитие.

В пределах Лачинского антиклинория они развиты крайне незначительно, представлены туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоаргиллитами. В контуре Карабахского антиклинория они более широко развиты.

Величина окатанных обломков в туфоконгломератах меняется от нескольких сантиметров до 30—40 и более. Они представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами и их туфами, цементированными туфопесчаниками, туфоалевролитами, которые часто хлоритизированы, кальцитизированы. Мощность отдельных горизонтов туфоконгломератов иногда достигает 120 м.

Туфогравелиты встречаются в основном в Тертерском разрезе толщи, в районе р. Бадара, по дороге Шуша—Лачин и т. д. Мощность туфогравелитовых слоев достигает 70 м. Размеры обломков имеют 2—10 мм.

Туфопесчаники и туфоалевролиты получили широкое развитие вдоль северо-восточного борта в районе с. Домы, г. Мыхтокян, с. Зараслы Карабахского антиклинория и в районе с. Ирчан, разреза Каначталы Лачинского антиклинория. Размеры обломков минералов и пород, представленных кварцем, пироксеном, плагиоклазом и лавами, составляют до 2 мм.

Вышеизложенный материал по генетическим типам среднеюрских вулканитов Лачинского и Карабахского антиклинориев сводится к следующему.

1. Породы лавовых образований среднеюрской вулканогенной толщи представлены взаимосвязанными покровами лав и лавобрекчий.

2. Для лавовых образований характерны массивные, миндалекаменные и шаровые текстуры.

3. Широкое развитие шаровых лав, их зеленокаменное изменение в ассоциации с вулканогенно-осадочными образованиями указывает на подводный характер излияний.

4. Состав лавовых образований меняется от базальтов до риолитов включительно.

5. Породы пирокластических образований представлены пепловыми туфами, туфобрекчиями и агломератовыми туфами и состав

обломков в них варьирует от базальтов до риолитов.

6. Породы корневой зоны, представленные экструзивами, дайками и силлами, получили широкое развитие в ореоле палеовулканических центров и по составу соответствуют как основным, так и кислым породам.

7. Породы вулканогенно-осадочных образований, представленные туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоаргиллитами, состоят из окатанной и отсортированной пирокластике и разрушенных и обработанных вулканитов с последующим перемешиванием их с осадочными породами.

#### Литература

1. *Абдуллаев Р. Н., Гасанов Р. К., Алиев И. А.* Особенности состава продуктов среднеюрского вулканизма Лачинского антиклинория (Малый Кавказ). — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1975, № 2, с. 33—40.
2. *Алиев И. А.* Юрский вулканизм Карабахского и Лачинского антиклинориев (Малый Кавказ): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1982. — 23 с.
3. *Грешнер С. Г.* Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. — М.: Наука, 1976, с. 143.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981, с. 159.
5. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. — М.: Наука, 1971., т. I, с. 479; т. II, с. 382.
6. *Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. — М.: Наука, 1975, с. 255.
7. *Фремд Г. М.* Некоторые общие задачи палеовулканологии. — В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 15—16.
8. *Шихалибеيلي Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. — Баку: Изд. АН АзССР, 1964, т. I, с. 506, 1966, т. II, с. 262; 1967, т. III, с. 236.

И. Э. Элијев

#### ЛАЧЫН ВЭ ГАРАБАГ АНТИКЛИНОРИЛЭРИНИН ОРТА ЈУРА ВУЛКАНИТЛЭРИНИН КЕНЕТИК ТИПЛЭРИ ВЭ ОНЛАРЫН ЭМЭЛЭКЭЛМЭ ШЭРАИТЛЭРИ

Мәгаләдә Лачын вә Гарабаг антиклинориләриндә орта јура вулканитләринә бахылыр. Лава, пирокластик кенетик типләр вә көк зонасы кенетик типләр гурупу ајрылыр. Бу група экструзија, жерла вә субвулканик кенетик типләр дахилдир. Бундан башга вулканокен-чөкүнтү эмәләкәлмәләри дә ајрылыр.

Һәр бир кенетик тип асаслы характеризә олунур.

I. A. Aliev

#### GENETIC TYPES OF THE MIDDLE JURASSIC LACHYN AND GARABAKH ANTICLINORIUM VOLCANITES AND CONDITIONS OF THEIR FORMATION (THE LESSER CAUCASUS)

The article deals with the Middle Jurassic Lachyn and Garabakh anticlinorium volcanites. Lava, pyroclastic and genetic types are distinguished as well as a group of genetic types of the root zone represented by extrusive, vent and subvolcanic genetic types and also volcanogenic sedimentation. Detailed description is given to each genetic type.

УДК 552 52/479,24/001

Ш. А. АЗИЗОВА, А. А. НАРИМАНОВ, М. Б. ХЕИРОВ

#### ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СРЕДНЕГО ПЛИОЦЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АПШЕРОНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Открытие нефтяного месторождения имени 28 Апреля [1] обусловило широкий разворот здесь дорогостоящих поисковых работ на нефть и газ. Начато поисковое бурение на других глубоководных площадях имени Каверочкина, 26 Бакинских комиссаров, Промежуточная, а в последующем оно будет проведено на площадях им. Абрамовича, Ливанова-Западная, Ливанова-Центральная и др.

Нами детально исследована литолого-петрографическая характеристика пород продуктивной толщи (ПТ) среднего плиоцена площадей: Южная-2 (скв. 1, 4 и 7), Нефтяные Камни-2 (скв. 1 и 2), им. 28 Апреля (скв. 1, 4, 6) с привлечением широкого комплекса анализов (микроскопический, рентгендифрактометрический, термографический, электронно-микроскопический, гранулометрический и др.).

Ниже приводится описание этих разрезов снизу—вверх. Калинская свита (КаС) представлена чередованием песчано-алевритовых и глинистых прослоев. По данным гранулометрического анализа, среди исследованных пород выделяются плохоотсортированные, глинистоалевритовые песчаники, глинистые алевриты и алевритовые глины. Карбонатность пород часто невысокая (1, 3—10%).

В минералогическом составе легкой фракции песчано-алевритовых пород кварц (62—85%) резко преобладает.

Прозрачные терригенные минералы представлены устойчивыми разновидностями (циркон, турмалин, гранат, рутил). Постоянно от единичных зерен до 5% отмечается парагенезис дистен-ставролита, редко обыкновенная роговая обманка, авгит, диопсид, эпидот, цоизит, глауконит.

Слюды (мусковит, биотит) и хлорит содержатся в составе почти всех пород калинской свиты. Это в определенной степени является причиной преобладания гидрослюд и тонкопелитовой фракции пород данной свиты площадей Нефтяные Камни-2 и им. 28 Апреля [2].

В песчано-алевритовых породах разреза площади Южная-2 преобладающее значение имеет аутигенный каолинит (50—60%). В связи с этим интересно отметить, что по данным изучения цемента песчано-алевритовых пород основных нефтегазоносных свит Западно-Сибирской низменности [3], аутигенное каолинитообразование в них является одним из признаков их продуктивности (преимущественно газоносности). Это подтверждается также хорошей дифференциацией на каротажной диаграмме разреза данной скважины. В тонкопелитовой фракции указанных пород монтмориллонит отсутствует, что,

вероятно, является результатом его преобразования в каолинит в газонасыщенных породах [4].

Высокодисперсная хорошоотмученная глина хлорит (5%) - каолинит (30%) - гидрослюдистого (65%) состава отмечается в разрезе скв. 1 площади Нефтяные Камни-2 (рис. 2). Под микроскопом она состоит из тонкодисперсной поляризующейся глинистой массы. Алевритовые зерна размером  $0,01-0,02 \times 10^{-3}$  м представлены сферолитовым пиритом, кварцем, магнетитом и мусковитом.

Тонкопелитовая фракция глин калинской свиты площади им. 28 Апреля, в отличие от глин площади Нефтяные Камни-2, имеет каолинит (15—20%) - монтмориллонит (30—35%) - гидрослюдистый (40—50%) состав. Поэтому естественно, что эти глины являются более пластичными. Они могут быть хорошими флюидоупорами и обладать аномально-высокими поровыми давлениями. Породы по своему характеру весьма близки к однотипным породам свиты. По составу терригенных минералов они почти не отличаются от пород Кас.

Тонкопелитовая фракция имеет в разрезе скв. 1 площади Нефтяные Камни-2 хлорит (5%) - монтмориллонит (10%) - каолинит (25%) - гидрослюдистый (60%), в разрезе скв. 3 пл. Южная-2 монтмориллонит (5%) - каолинит (20%) - гидрослюдистый (75%), а в разрезе скв. 1 площади им. 28 Апреля каолинит (15%) - монтмориллонит (20%) - гидрослюдистый (65%) составы.

Свиты КС и НКГ литологически представлены чередованием алевритовых и глинистых пород, песчаные разности встречаются редко. По результатам гранулометрического анализа выделяются глинистые алевриты и алевритовые глины. Среднее значение карбонатности не превышает 10%.

Минералогический состав легкой фракции алевритовых пород характеризуется преобладанием окатанного кварца (52%).

В составе тяжелой фракции содержится значительное количество рудных минералов. Из устойчивых минералов в большом количестве отмечается гранат, циркон, рутил, турмалин, в меньшем присутствуют парагенезис дистен-ставролита. В заметном количестве отмечаются мусковит, биотит и глауконит. Эпидот, цоизит, авгит и диопсид имеют очень низкое содержание.

Тонкопелитовая фракция глинистых и песчано-алевритовых пород имеет почти одинаковый каолинит (15—20%) - монтмориллонит (20—35%) - гидрослюдистый (45—60%) состав с незначительными примесями смешанослойных глинистых образований и хлорита (рис. 1—3).

Отложения балаханской свиты и свиты «перерыва» в литологическом отношении имеют большое сходство, в связи с чем описание их приводится совместно.

По гранулометрическому составу выделяются плохоотсортированные глинистые алевриты и глины. Карбонатность их невысокая (в сред. до 9,0%).

В минералогическом составе легкой фракции песчано-алевритовых образований преобладает кварц, в глинистых — обломки пород (62%).

Тяжелая фракция отличается обилием рудных минералов. Прозрачные терригенные минералы представлены устойчивыми компо-

Интервал от скважины керн	Тип породы	Возраст	Гранулометрический состав (фракции, 10 <sup>3</sup> м, %)				Карбонатность	Состав фракции мельче 1 мм, %					
			> 0,25	0,25-0,1	1,0-0,01	< 0,01		10	30	50	70	90	
1564-1567	000 00	Балаханская свита	0,5	14,9	72,2	13,0	15,4						
1952-1955				1,2	16,8	82,0	22,7						
2303-2305	000 00			1,8	52,4	45,8	15,9						
2460-2463			0,2	1,2	18,5	80,1	12,5						
2460-2463	000 00			2,5	51,5	46,0	13,3						
3232-3235	000 00	Балаханская свита	0,1	0,7	52,7	46,5	21,0						
4000-4005	000 00		0,5	1,6	58,9	39,0	7,6						
4205-4210				1,6	30,4	68,0	8,2						
4205-4210	000 00			5,1	61,5	33,5	8,1						
4275-4280			0,2	2,3	35,1	62,4	8,3						
4315-4320			1,7	11,4	42,0	44,9	4,3						
4643-4648		НКГ	0,3	8,2	43,8	47,7	7,0						
4765-4770			0,4	3,2	25,3	71,1	7,5						
4765-4770	000 00			2,3	56,9	40,8	10,1						
4780-4785	000 00			2,3	69,8	27,9	16,8						
4790-4795			0,2	4,3	27,1	68,4	9,0						
4790-4795			5,7	9,8	38,1	45,4	7,1						
4810-4815			1,1	7,5	37,2	54,2	10,4						
4921-4926	000 00	ПК	0,1	8,5	63,5	27,9	22,6						
5112-5120	000 00		0,1	11,1	55,8	33,0	27,3						
5120-5128			0,8	37,5	33,7	28,0	23,3						
5185-5188	000 00			2,8	55,1	42,1	5,4						
5168-5176			0,7	34,3	32,7	32,3	11,2						

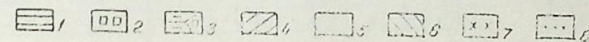


Рис. 1. Площадь Южная-2 (скв. 3):

1 — глина; 2 — песчаник; 3 — алеврит; 4 — монтмориллонит; 5 — гидрослюда; 6 — каолинит; 7 — хлорит; 8 — смешанослойные глинистые образования

нентами. В малом количестве содержится парагенезис дистен-ставролита (6,6%). Титанит, пикотит встречаются спорадически от единичных зерен до 2%. Слюды (мусковит, биотит) и хлорит содержатся в составе почти всех пород, слагающих данные свиты. Реже и в малых количествах встречаются обыкновенная роговая обманка, авгит, диопсид, эпидот, цоизит. Глауконит присутствует от единичных зерен до 36%. Очень редко попадаются единичные зерна апатита, силлиманита и глаукофана.

Цемент алевро-песчаных пород глинисто-известковистый, известковисто-глинистый, глинистый, реже гипсовый. Тип цементации кон-

Интервал отбора керн	Тип породы	Возраст	Гранулометрический состав (фракции, 10 <sup>-3</sup> м, %)				Кларифици- рованность	Состав фракции мельче 1 мм, %							
			> 0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,01		11,6	10	30	50	70	90		
1000-1105			0,4	1,7	16,7	81,2	11,6								
1100-1105	□		-	-	-	-	-								
1182-1187	□		-	9,9	46,1	44,0	11,6								
1460-1570	□		0,1	1,4	33,0	65,5	12,5								
1670-1676	□		0,7	0,7	56,7	42,5	12,4								
1712-1720	□		0,1	4,9	47,8	48,2	10,7								
1775-1782	□		-	0,1	37,7	62,2	15,6								
1850-1857	□		-	3,9	47,8	48,3	12,2								
1900-1907	□		-	-	30,5	69,5	10,3								
2020-2027	□		-	9,4	44,0	46,6	9,6								
2082-2089	□		-	0,9	60,7	38,4	10,1								
2110-2117	□		-	0,4	32,3	67,3	11,1								
2180-2187	□		0,1	1,9	72,1	25,9	12,5								
2535-2542	□		2,0	10,9	54,1	33,0	14,2								
2577-2580	□		7,0	12,8	38,3	41,9	18,9								
2650-2762	□		2,1	4,1	57,2	36,6	11,4								
2810-2815	□		-	-	-	-	-								
2810-2870	□		0,1	6,7	47,0	46,2	12,1								
2946-2948	□		-	0,8	20,1	79,1	11,4								
2955-2962	□		-	2,8	66,0	31,2	12,5								
3015-3020	□		-	4,4	63,0	32,6	14,3								
3030-3038	□		-	0,7	21,8	77,5	13,5								
3141-3173	□		0,1	5,2	63,2	31,5	17,4								
3254-3257	□		0,7	52,5	27,7	19,1	0,4								
3326-3333	□		0,7	2,5	55,8	40,9	7,7								
3375-3382	□		-	2,0	51,6	46,4	10,1								
3375-3382	□		0,2	2,0	22,3	75,5	6,2								
3415-3420	□		-	1,5	62,0	36,5	9,2								
3550-3562	□		-	1,1	43,3	55,6	9,0								
3616-3621	□		-	0,5	61,7	37,8	6,4								
3746-3788	□	ср. пер.	15,0	22,3	22,5	40,2	6,6								
3895-4038	□	НКП	1,1	3,1	35,0	60,8	8,1								
4211-4216	□	НКП	0,1	2,7	59,9	37,3	12,0								
4286-4293	□	НК	0,1	4,7	40,9	54,3	6,1								
4324-4373	□	ПК	3,5	35,0	32,1	29,4	4,0								
4582-4587	□	КсС	-	0,8	5,0	94,2	7,4								
4610-4671	□	КсС	6,5	30,5	36,0	27,0	6,4								

Рис. 2. Площадь Нефтяные Камни-2 (скв. 1). Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

тактный, поровый и смешанный. Тонкопелитовая фракция цемента этих пород имеет полиминеральный монтмориллонит (20%) - каолинит (15—30%) - гидрослюдястый (50—70%) состав на площади Южная-2 и каолинит (15—20%) - монтмориллонит (20—40%) - гидрослюдястый (40—60%) состав на площадях им. 28 Апреля и Нефтяные Камни-2.

Отмечаются также незначительные примеси смешаннослойных глинистых образований и хлорита. По составу глинистых минералов тонкопелитовая фракция глин почти не отличается от той же фракции песчано-алевритовых пород.

Относительное содержание монтмориллонита в породах балаханской свиты увеличивается по сравнению с породами нижележа-

Интервал отбора керн	Тип породы	Возраст	Гранулометрический со- став (фракции) 10 <sup>-3</sup> м, %				Кларифици- рованность	Состав фракции мельче 1 мм, %							
			> 0,25	0,25-0,1	0,1	< 0,01		10	30	50	70	90			
1395-1400			0,2	3,2	20,3	76,3	14,5								
1610-1615			-	0,1	1,1	98,8	18,5								
1626-1655			0,1	1,9	19,0	79,0	16,2								
1792-1797			0,1	63,0	37,0	17,3									
1797-1832			-	0,3	17,5	82,2	17,0								
1832-1837			0,1	0,2	36,2	62,8	13,9								
1837-1842			0,1	0,4	14,0	85,5	13,8								
1847-1852			0,2	62,8	37,0	15,4									
1867-1903			0,2	8,8	91,0	14,0									
1980-1985			0,1	32,0	60,9	18,0									
1985-1990			0,1	7,8	92,1	15,6									
1990-2027			0,7	28,0	71,3	13,7									
2027-2057			0,5	18,5	81,0	11,5									
2101-2205			0,9	30,1	69,0	9,3									
2256-2261			0,1	18,8	48,1	33,2	10,6								
2315-2320			-	1,3	19,9	78,9	10,8								
2322-2387			-	1,6	55,8	42,8	10,0								
2400-2405			0,2	46,1	53,7	14,2									
2440-2545			2,6	66,2	31,2	10,2									
2579-2534			6,0	41,7	32,3	12,2									
2622-2627			0,6	13,2	51,0	35,2	10,6								
2662-2744			2,6	68,2	29,2	9,8									
2870-2875			0,8	15,4	46,4	37,4	9,1								
2870-2914			-	5,3	60,5	34,2	8,9								
2941-2996			0,1	26,0	44,3	29,6	6,4								
2964-2969			10,0	71,8	18,2	10,4									
3047-3052			0,2	19,9	48,8	31,1	5,4								
3072-3114			0,4	7,5	58,0	34,1	7,0								
3169-3215			0,3	10,4	44,7	44,6	7,3								
3260-3265			0,2	5,0	32,4	62,4	7,2								
3325-3330		ср. пер.	3,5	15,1	38,4	43,0	5,7								
3450-3642		НКП	0,7	4,9	29,1	65,3	8,0								
3650-3698		НК	0,5	3,9	32,8	62,8	6,6								
3738-3833		ПК	-	-	-	-	-								
3929-3932		ПК	0,1	22,9	50,3	26,7	8,2								
3942-4024		КсС	0,9	4,3	29,3	65,5	5,4								
4055-4060		КсС	0,4	14,7	42,8	42,1	5,8								
4095-4101		КсС	0,1	8,4	62,2	29,3	18,3								
4184-4211		КсС	1,9	20,1	44,8	33,8	5,7								

Рис. 3. Площадь им. 28 Апреля (скв. 1). Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

щих отложений. В разрезах этой свиты площадей Нефтяные Камни-2, им. 28 Апреля содержание его в большинстве случаев доходит до 40—50%. Это способствует увеличению пластичности глинистых пород и улучшению их экраняющих свойств, а также ухудшению коллекторских песчано-алевритовых пород.

Породы сабунчинской свиты по гранулометрическому составу относятся к плохоотсортированным, глинистым алевритам, алевритовым глинам и глинам. В составе плохоотсортированных пород кварц является преобладающим, а в составе алевритовых и глинистых часто обломки пород превалируют над кварцем.

Вещественный состав тяжелой фракции характеризуется значительным содержанием рудных минералов. Парагенезис дистен-став-

ролита встречается с перерывом. Глауконит присутствует в составе всех разновидностей пород.

Тонкопелитовая фракция глинистых и песчано-алевритовых пород имеет полиминеральный состав. Глины данной свиты резко отличаются от песчано-алевритовых пород преобладанием монтмориллонита над другими глинистыми минералами. Это приводит к увеличению их пластичности.

Сураханская свита носит в основном глинистый и глинисто-алевритовый характер. Здесь отмечаются также отдельные прослои гипса.

По данным гранулометрического анализа в ней выделяются в основном чистые и алевритовые разности глин, реже глинистые алевриты и плохоотсортированные породы. Данная свита заметно отличается от других свит ПТ высокой глинистостью разреза.

Дисперсность, большое содержание флюидов, рассеянного органического вещества с характерным экзотермическим эффектом при нагреве от 300 до 400°C и набухающих глинистых минералов придают глинам сураханской свиты высокую пластичность.

Относительное содержание монтмориллонита в тонкопелитовой фракции песчано-алевритовых пород меньше, чем в той же фракции глин.

В интервале глубин 1100—1105 м разреза скв. 1 площади Нефтяные Камни-2 данная фракция алевритовых пород представлена в основном аутигенным каолинитом. Карбонатность пород сураханской свиты в среднем составляет 12,3%. Терригенный материал имеет почти такой же состав, что и в отложениях сабунчинской свиты. Цемент песчано-алевритовых пород глинистой и известково-глинистый. Тип цементации поровый, местами контактный и базальный.

### Выводы

1. Высокодисперсные глины верхнего отдела ПТ изученных структур, содержащие большое количество набухающих глинистых минералов, рассеянного органического вещества и различных флюидов, могут служить хорошими покрывками для залежей нефти и газа.

2. Глинистость разреза ПТ увеличивается с юго-западной зоны на северо-восток.

3. Плохая отсортированность, большое содержание цемента (15—28%) и пелитовой фракции (более 30%) песчано-алевритовых пород, а также присутствие в них набухающих глинистых минералов приводят к значительному ухудшению их коллекторских свойств. В то же время повышенная глинистость песчано-алевритовых пород почти исключает поглощение бурового раствора и прихваты бурильного инструмента, что связано с образованием толстой глинистой корки.

4. Относительно лучшими фильтрационными свойствами, вероятно, характеризуются коллекторы (кварцевые пески и песчаники) с аутигенным каолинитовым глинистым цементом.

5. Существовавшая в бассейне осадконакопления восстановительная геохимическая обстановка могла благоприятствовать преобразованию широко распространенного в глинистых породах рассеянного органического вещества в углеводороды.

6. Глинистые минералы в глинистых, а также песчано-алевритовых породах имеют преимущественно аллотигенное происхождение. Лишь в отдельных горизонтах имеет место аутигенное каолинитообразование в песчано-алевритовых породах, которое приводит к улучшению фильтрационных свойств последних [3].

7. Исследованные алевро-песчаные породы ПТ изученных нами площадей являются в основном плохоотсортированными, низкокарбонатными, кварцевыми. В составе тяжелой фракции постоянно преобладают рудные минералы.

Приведенные в статье данные могут быть использованы при составлении геолого-технологических проектов на проводку скважин в пределах как исследованных, так и сопредельных площадей юго-восточной части Апшеронского архипелага.

### Литература

1. Юсуфзаде Х. Б. Месторождение им. 28 Апреля в Каспийском море. — Нефт. хоз-во, 1980, № 1, с. 11—15.
2. Хеиров М. Б., Халилов Н. Ю. Исследование отложений продуктивной толщи площади им. 28 Апреля. — ЭИ ВНИИГазпрома. Сер. Освоение ресурсов нефти и газа морских месторождений, 1980, вып. 1, с. 4—13.
3. Лебедев Б. А., Аристова Г. Б., Бро Е. Г. и др. Влияние, эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрывок в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — Л.: Недра, 1976. — 132 с.
4. Хеиров М. Б., Даудбекова Э. А. Роль нефти и газа в формировании порового пространства пород-коллекторов. — Тр. МИНХ и ГП, 1977, вып. 127, с. 98—100.

Ш. Э. Эзизова, А. А. Нариманов, М. Б. Хеиров

### АБШЕРОН АРХИПЕЛАГЫНЫН ЧЭНУБ-ШЭРГ ЁИССЭСИНИН ЛИТОЛОЖИ-ПЕТРОГРАФИК ХУСУСИЈЎТЛЭРИ

Мәғаләдә 28 Апрель, Нефт дашлары-2, Чәнуб-2 структураларынын мәһсулдар гатынын литоложи-петрографик тәдғиги верлир.

Алынған нәтижәләр газманын кео-технологии ләјһәсинин тәртибиндә истифадә олуна биләр

Sh. A. Azizova, A. A. Narimanov, M. B. Heiroy

### LITHOLOGICAL AND PETROGRAPHICAL PECULIARITIES OF THE PRODUCING ZONE ROCKS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF THE APHERON ARCHIPELAGO

The article considers the results of the detailed lithological and petrographical study of the rocks of producing zones of the areas 28th of April Site, Neftyaneye Kamni-2, Yuzhnaya-2 using the wide set of analysis.

The received results may be used in compiling the geological-technological projects for well drilling, testing and production.

П. М. КЕРИМОВ

УДК 556.382 (479.24)

## ВЛИЯНИЕ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАРАБАХО-МИЛЬСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНОЙ РАВНИНЫ

Эксплуатация подземных вод Карабахо-Мильской аллювиально-пролювиальной равнины издавна ведется с помощью кягризов, большая часть которых построена в прошлом веке, а в последние десятилетия — с помощью буровых скважин.

В этой связи вопросы, связанные с определением существующей добычи подземных вод, возможности их расширения, влияния эксплуатации на подземные воды и гидрогеологические условия территории имеют большое практическое и теоретическое значение.

Изучение гидрогеологических условий Карабахо-Мильской аллювиально-пролювиальной равнины началось после установления Советской власти в Азербайджане в связи с водоснабжением населенных пунктов, орошением и мелиорацией земель, значительно расширилось в послевоенные годы, но особенно широкий размах получило в последние десятилетия [1—3].

Как было установлено, условия формирования, миграции и разгрузки подземных вод в пределах описываемой территории определяются, в первую очередь, особенностями ее геолого-литологического строения:

— переслаиванием в разрезе водопроницаемых (валунно-галечниково-гравийные образования с песчаным заполнителем, пески, супеси) и водоупорных (гравийно-галечники с глинистым заполнителем, глины, суглинки) пород;

— моноклинальным залеганием пород с уклоном от предгорий к р. Куре;

— наличием конусов выноса рек Инджачай, Тертер, Хачинчай, Каркарчай и Аракс, разделенных межконусными понижениями.

На исследованной территории на глубинах до 400 м развито шесть водоносных горизонтов [2, 3]. Это — грунтовые воды и 5 напорных горизонтов. Коллекторы грунтовых вод и первых трех напорных горизонтов связаны с отложениями четвертичного возраста, породы IV и V напорных горизонтов относятся по возрасту к апшеронскому и акчагыльскому ярусам.

Повсеместным распространением характеризуются только грунтовые воды, а напорные водоносные горизонты развиты в основном в центральных и периферических частях конусов выноса рек. Континентальные четвертичные отложения и отложения апшеронского яруса содержат почти пресные воды. На отдельных небольших участках

отмечаются слабосолоноватые воды с общей минерализацией до 3,0 г/л [3].

Воды V напорного водоносного горизонта в качественном отношении значительно отличаются от вод вышележащих горизонтов. На большей части территории распространения они слабосолоноватые (общая минерализация до 3 г/л и более). Пресные воды встречаются только на междуречье Хачинчая и Каркарчая.

По химическому составу подземные воды континентальных отложений обычно гидрокарбонатные, местами на небольших площадях отмечаются хлоридные и сульфатные. Подземные воды акчагыльских отложений относятся к сульфатному и хлоридному типу.

В целом, по физико-химическим свойствам подземные воды рассматриваемой площади обладают хорошими питьевыми качествами.

Большинство кягризов, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, сосредоточены в центральной части равнины и в основном на конусе выноса р. Хачинчай, в меньшей степени — на конусах выноса рек Тертерчай и Каркарчай. Кягризы протягиваются иногда на значительные расстояния, туннели их заглублены местами до 70—80 м.

Производительность кягризов доходит до 30—70 л/с. Основная часть кягризов в настоящее время не функционирует.

По данным рекогносцировочных обследований, выполненных нами в последние годы, только на территории, расположенной севернее р. Каркарчай, зарегистрировано 95 кягризов, из которых только 8 действующих. В южной части равнины количество кягризов не превышает 60.

Сравнительно небольшая добыча кягризами грунтовых вод существенного влияния на гидрогеологическую обстановку равнины не оказывает.

Режим грунтовых вод на территории Карабахо-Мильской аллювиально-пролювиальной равнины изучается с 1947 г. Результаты исследований нашли отражение в работах Ф. Ш. Алиева, А. А. Алирзаева, Г. Ю. Исрафилова, Е. Р. Фиалко и др.

Режим напорных вод и территории Карабахо-Мильской равнины изучен слабо. В региональную режимную сеть включены лишь единичные водопункты, по которым не представляется возможным получить необходимую информацию об особенностях режима напорных вод.

В соответствии с имеющимися данными режим подземных вод в пределах Карабахо-Мильской равнины определяется как естественными (геолого-литологическое и геоморфологическое строение, климат, гидрография, гидрогеологические условия), так и искусственными (орошение земель, дренаж, промывка почв, эксплуатация подземных вод) условиями.

В связи с этими в настоящее время деятельность человека оказывает все более интенсивное (и часто отрицательное) влияние на подземные воды и их качество [4]. При этом нежелательные явления связаны, в первую очередь, с массовым бурением эксплуатационных скважин.

Первые одиночные эксплуатационные скважины в пределах Карабахо-Мильской равнины были пробурены еще в 1947 г. В период

с 1962 по 1965 г. по рекомендации Азгипроводхоза на территории равнины, для добычи воды на орошение, эксплуатационные скважины закладывались по двум линейным рядам вкост потока подземных вод с расстоянием между скважинами в среднем 500 м. Позже началось бессистемное заложение новых эксплуатационных скважин. Бурение их осуществлялось без отбора керна и без каротажа. Фильтры в скважинах часто устанавливаются попеременно — одна фильтровальная и одна глухая труба. Глубина скважин колеблется от 75 до 450 м, но чаще составляет 150—300 м. Все вскрытые горизонты эксплуатируются совместно. Большая часть скважин, однако, эксплуатируются совместно. Большая часть скважин, однако, эксплуатируются совместно. Большая часть скважин, однако, эксплуатируются совместно.

В настоящее время общее количество эксплуатационных скважин в пределах междуречья Инджачай—Аракс от предгорий Малого Кавказа до Верхне-Карабахского канала доходит до 3000. Ежегодно бурится и вводится в эксплуатацию дополнительно до 100—120 скважин. В среднем около 20% новых скважин ежегодно бурится взамен вышедших из строя по техническим причинам: причем процент этот из года в год увеличивается. Эксплуатационные скважины делятся на два типа: несамоизливающиеся и самоизливающиеся. Последние сосредоточены, естественно, в пониженной, северо-восточной и восточной частях равнины.

Самонизливающиеся скважины обычно имеют дебиты до 15—20 л/с. Наибольшее превышение пьезометрических уровней над поверхностью земли, до 20—25 м, но большей частью 0,5—15 м. Иногда скважины оборудованы закрытыми распределительными линиями, по которым вода подается потребителям чаще на полив, реже для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

В большинстве случаев эксплуатация самонизливающихся скважин осуществляется при бескрановом режиме, т. е. скважины фонтанируют круглогодично. В настоящее время с этим явлением ведется активная борьба, так как это ведет к истощению вод артезианских бассейнов [4].

Несамонизливающиеся скважины имеют обычно дебиты от долей до 50—65 л/с, хотя в отдельных случаях зарегистрированы и большие значения — до 70 л/с. Скважины обычно оборудованы электропогружными насосами, а также, как правило, имеют закрытую водораспределительную сеть.

В последние годы суммарный водоотбор подземных вод за год на территории Карабахо-Мильской равнины составляет в среднем 3206 тыс. м<sup>3</sup>/сут (Ф. Ш. Алиев, В. Б. Асадов) (таблица). На хозяйственное водоснабжение используется лишь 3,8% от добываемого количества воды, на орошение — 95,7%, на производственно-технические нужды — 0,5%.

Интенсивная добыча подземных вод, как было указано выше, осуществляется в основном из грунтового и I напорного водоносных горизонтов. Многолетние режимные наблюдения показывают, что эксплуатационные запасы грунтовых вод восполняются за счет естественных и искусственных (в первую очередь — орошение) источников питания. Уровни их часто не только не падают, но даже повышаются. Иная ситуация складывается с напорными водами. На них

Добыча подземных вод за 1980—1984 гг. по данным статистической отчетности по форме «2ТП-водхоз» (по данным Ф. Ш. Алиева и В. Б. Асадова)

Годы	Добыча подземных вод, тыс. м <sup>3</sup> /сут.			
	на хозяйственные нужды	на производственно-технические нужды	на орошение земель	всего
1980	25,9	3,9	2297,5	2327,3
1981	161,3	13,9	2185,0	2360,2
1982	247,8	13,2	3068,0	3329,0
1983	143,4	20,9	4357,3	4521,6
1984	37,4	13,9	3439,2	3490,5
В среднем	123,1	13,1	3069,4	3205,6
%	3,8	0,5	95,7	100

(особенно на I) оказывает существенное влияние эксплуатация. В районах, где сосредоточено большое количество эксплуатационных скважин, отмечается снижение дебитов и напоров самоизливающихся скважин. Сопоставление положений гидроизопьез I напорного водоносного горизонта (по состоянию на 1980 и 1976 гг.) позволило нам определить районы, где происходит понижение уровней подземных вод, вследствие их отбора при эксплуатации.

Такая картина наблюдается в основном в привершинных и центральных частях конусов выноса рек; причем величина понижения за указанный период достигает 10 м.

В связи с этим при решении вопросов дальнейшего увеличения отбора подземных вод необходимо считаться не только с технико-экономической целесообразностью строительства эксплуатационных скважин, но и с задачами охраны природы, которые часто являются определяющими. Важное значение при этом приобретает детальное изучение режима напорных вод по специальной методике, а также рационализация в эксплуатации подземных вод.

#### Литература

1. Геология Азербайджана. Гидрогеология. — Баку: Изд. АН АзССР, 1961.
2. Гидрогеология СССР. Азербайджанская ССР. — М.: Недра, 1969, т. XII.
3. Листенгартен В. А. Закономерности формирования, особенности методики оценки ресурсов и перспективы использования маломинерализованных подземных вод Азербайджанской ССР. — Баку: Элм, 1983.
4. Алиев Ф. Ш. Прогноз влияния техногенеза на гидрогеологические обстановки. — В сб.: Формирование подземных вод как основы гидрогеологических прогнозов. — М., 1982, — т. II.—272 с.

П. М. Каримов

#### ГАРАБАГ-МИЛ АЛЛУВИАЛ-ПРОЛУВИАЛ ДҮЗЭНЛИЈИНДЭ ЈЕРАЛТЫ СУЛАРЫН ИСТИСМАРЫНЫН ҺИДРОКЕОЛОЖИ ШЭРАИТЭ ТЭСИРИ

Мәғаләдә Гарабаг-Мил дүзәнлијинин јералты суларынын еһтијатыны эмәләкәлмә ганунаујғунлуғлары, онларын истисмар үсуллары тәсвир едилир. Мөвчуд сукөтүрмәнин әразинин һидрокеоложи шәраитинә тәсири вә кәләчәкдә јералты суларын истисмарынын кенишләндирилмәси имканлары ајдынлашдырылар.

WATER EXPLOITATION INFLUENCE ON HYDROGEOLOGICAL  
CONDITIONS OF THE KARABAKH-MYLSK  
ALLUVIAL-PROALLUVIAL PLAIN

The article deals with the regularities of resources formation as well as methods of underground water exploitation within the Karabakh-Mylsk plain. The influence of the output on hydrogeological conditions within the territory is considered as well as the possibilities of increase of underground water exploitation in perspective.

УДК 624.131.1

Ф. С. АЛИЕВ, С. С. АЛИЕВА

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД  
ДНА ЯШМА-МОРЕ В СВЯЗИ С ИХ ЛИТИФИКАЦИЕЙ

Перспективы поисков нефти и газа в мезозойских отложениях морского продолжения Прикаспийской низменности обусловили проведение структурно-картировочного бурения в акватории Яшма-море. Юго-восточное окончание одноименной складки охватывает морскую полосу шириной 4 км, а глубины моря здесь колеблются от 10 до 23 м [4, 8].

В геологическом строении площади принимают участие отложения продуктивной толщи и диатомовой свиты, которые на большей части акватории перекрыты современными осадками (0,5—0,8 м). Последние представлены слабыми илами. Продуктивная толща обнажается, по данным структурно-картировочного бурения, в прибрежной части.

Все пробуренные скважины — № 3, 6, 8, 9 — охватили низы балаханской свиты. Содержание глинистой фракции во всех образцах колеблется в пределах 32,3—82,8%, пылеватой — 10,2—56,0%, что указывает на недостаточную сортировку терригенного материала. Под микроскопом в легкой фракции глин кварц преобладает над полевыми шпатами, глинистые минералы, представленные гидрослюдами и смешаннослойными образованиями, в среднем составляют 12%; в тяжелой фракции повышенным содержанием отличаются рудные минералы (лимонит, пирит). В аутигенном комплексе встречены глауконит, пирит и апатит. Карбонатность глинистых пород колеблется в интервале 5—7%, а органический углерод — от 1,97 до 2,43%. Величины рН варьируют от 7,8 до 8,2, указывая на щелочной характер среды залегания глинистых пород [3, 10].

Естественная влажность глин и суглинков балаханской свиты изменяется от 22,8 до 12,4%. Удельный вес их колеблется в пределах 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>. Объемный вес во влажном состоянии варьирует от 2,01 до 2,28 г/см<sup>3</sup>, доказывая их гравитационное уплотнение с глубиной [1, 6].

Пористость глинистых пород изменяется в широких пределах — 22,6—40,9%, но с увеличением глубины их залегания величины пористости несколько уменьшаются (табл. 1). Коэффициенты водонасыщенности глинистых пород колеблются от 0,83 до 1,0, указывая, что не все поры заполнены водой [5].

Как показывает изменение коэффициента уплотненности глинистых пород, по В. А. Приклонскому, от 0,61 до 1,34 (см. табл. 1), говорящее о переходе пород от пластического состояния к полутвердому с увеличением глубины их залегания, это является общей ха-

Таблица 1

№ скв. и обр.	Глуб. взят. обр.	Естеств. влажность, %	Объемный вес		Удельн. вес	Пористость	Коэф. пористости	Коэф. волоната-сыщен.	Показат. консолидации	Показат. уплотненности	Пластичность		число пласт.
			влаж.	сух., г							предел текуч.	предел пласт.	
3-1	1-2	22,5	2,18	1,94	2,80	30,7	0,443	1,00	0,18	1,17	38,4	19,0	19,4
3-2	8-10	23,0	2,03	1,65	2,79	40,9	0,692	0,92	0,02	0,89	39,4	22,7	16,7
3-3	12-15	19,6	2,08	1,74	2,80	37,8	0,608	0,90	0,07	0,81	39,0	18,1	20,9
3-4	17-20	21,2	2,09	1,72	2,78	38,1	0,616	0,96	0,07	0,88	38,3	19,9	18,4
6-1	0-2	22,2	2,01	1,65	2,78	40,6	0,684	0,90	0,04	0,80	38,1	21,6	16,5
6-2	3-5	21,0	2,08	1,97	2,80	29,6	0,420	1,00	0,03	1,34	38,6	20,5	18,1
6-3	7-10	21,2	2,09	1,81	2,77	34,7	0,531	1,00	0,04	1,11	37,1	20,6	16,5
6-4	13-15	18,5	2,12	1,79	2,79	35,8	0,558	0,92	0,21	0,70	32,0	15,1	16,9
6-5	18-20	17,4	2,12	1,81	2,75	34,2	0,520	0,91	0,06	0,80	30,9	16,3	14,6
8-1	0-1	17,5	2,06	1,75	2,71	35,4	0,549	0,88	0,08	0,72	32,2	16,2	16,0
8-2	3-5	15,1	2,15	1,87	2,72	31,2	0,454	0,89	0,02	0,89	28,8	14,8	14,0
8-3	8-10	12,4	2,10	1,87	2,74	31,7	0,464	0,80	0,09	0,61	26,0	11,0	15,0
8-4	13-15	20,4	2,07	1,72	2,76	37,7	0,605	0,93	0,26	0,64	33,3	15,9	17,4
8-5	18-20	17,8	2,08	1,77	2,75	35,6	0,554	0,83	0,18	0,70	28,2	15,5	12,7
8-6	28-30	18,2	2,02	1,71	2,74	37,6	0,601	0,83	0,04	0,74	32,8	17,5	15,3
9-1	4-6	18,0	2,15	1,82	2,79	34,7	0,531	0,95	0,10	0,85	32,6	16,4	16,2
9-2	17-20	22,8	2,02	1,65	2,77	40,4	0,678	0,91	0,09	0,80	39,0	21,2	17,8
9-3	21-25	16,6	2,28	2,09	2,70	22,6	0,292	1,00	0,05	1,11	26,4	16,1	10,3
9-4	25-28	16,9	2,08	1,78	2,74	35,1	0,541	0,85	0,07	0,79	33,0	15,7	17,3

рактерной чертой глинистых пород четвертичного и верхнеплиоценового комплекса шельфа Каспийского моря [1, 3].

Показатели консистенции варьируют в пределах 0,02—0,26, что говорит об их пластическом состоянии. При сопоставлении естественной влажности с влажностью на пределе текучести и пластичности глинистых пород их естественная влажность меньше пластичности на пределе текучести и больше влажности на пределе пластичности, что указывает на их пластичное состояние, граничащее с полутвердым.

Проведенные компрессионные испытания глинистых пород продуктивной толщи при полном насыщении пор водой показали, что все они относятся к категориям пород средней и малой сжимаемости. Это позволяет рекомендовать их как среду для фундирования морских гидротехнических сооружений.

Глинистые породы продуктивной толщи характеризуются графиком сдвига, различающимся по своим углам внутреннего трения и сцепления (табл. 2). По мере увеличения глубины залегания глинистых пород отмечается возрастание углов внутреннего трения и сцепления.

Таблица 2

№ скв. и обр.	Коэф. внутреннего трения	Угол внутреннего трения	Сцепление
3-1	0,34	18°46'	0,36
3-4	0,36	19°32'	0,65
6-1	0,28	15°30'	0,38
6-5	0,40	21°10'	0,46
8-3	0,49	26°33'	0,68
8-5	0,48	25°52'	0,95
9-3	0,65	32°26'	0,70

Донные осадки морского шельфа о. Яшма испытывают некоторые изменения в процессе литификации. Придонные глинистые и песчанистые илы характеризуют диагенетические изменения пород до глубины 0,8 м [3].

Следующая стадия формирования глинистых пород (катагенез) прослеживается по мере дальнейшего увеличения их глубины и возраста. В самых верхах разреза глины отличаются пластичной консистенцией, переходящей к низам в полутвердую. Развитие катагенеза обусловлено слабой активизацией физико-химических и физико-механических изменений пород. Глубинный катагенез прослеживается весьма замедленно. Дегидратация, обусловленная постепенным уплотнением глинистых пород, вызывает возникновение в них прочных структурно-механических связей [7, 9].

## Литература

1. Алиев Ф. С. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 1, 105—107.
2. Алиев Ф. С. Инженерно-геологическое районирование морских газонефтенных площадей Западного Каспия. — В кн.: Вопросы инженерно-геологического картирования и районирования. Л., 1968.
3. Алиев Ф. С., Мустафаева С. А. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1975, № 2, 100—104.

4. Алиханов Э. Н. Нефтяные и газовые месторождения Каспийского моря. — Азербайджан, 1964.

5. Булычев В. Г. Теория газонасыщенности грунтов. — М.: Стройвоенмориздат, 1948.

6. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. — Л.: Недра, 1970.

7. Ребиндер П. А. Физико-химическая механика. — М., 1968.

8. Салаев С. Г., Алиев С. М., Зейналов М. М. — АНХ, 1958. № 8, 1—3.

9. Сергеев Е. М. Грунтоведение. — МГУ, 1959.

10. Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Апшеронского полуострова. — М.: Изд-во АН СССР, 1958.

Ф. С. Әлијев, С. С. Әлијева

#### ЈАШМА АДАСЫ АКВАТОРИЈАСЫНЫН ДИБ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН МҮНХЭНДИСИ-КЕОЛОЖИ ХҮСУСИЈҖТЛЭРИ ИЛЭ ЭЛАГЭДАР ОНЛАРЫН ЈАРАНМА ШЭРАИТЛЭРИ

Хазэрин диб кил сүхурларынын хассалари литификасија заманы онларын мүнхэндиси-кеоложи кејфијјэтлэрини артырыр. Бу дәјишмэ литификасија просесиндэ ики мэрһалэјэ ајрылыр.

Диб (0,5—0,8 м-дэк) лил чөкүнтүлэр сыјыглыг консистенсијасына малик олуб диакенез мэрһалэсини характеризэ едир.

Катакenez мэрһалэси мәнсулдар гатын сүхурларында излэнилир. Литификасија просеси нэтичэсиндэ онлар деһидратлашыр, бу да сүхурларын структур-механики элагэлэрини мөһкэмлендирир.

F. S. Aliev, S. S. Alieva

#### THE ENGINEERING-GEOLOGICAL PROPERTIES OF THE CASPIAN SEA DEPOSITS OF THE ISLAND YASHMA

Engineering-geological properties of the clay rocks and their conditions of forming are studied. Two stages in the lification the bottom rocks — the diagenesis and the catagenesis are revealed.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ  
Јер елмлэри серијасы, 1987, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЈ ССР  
Серия наук о Земле, 1987, № 1

УДК 550.312

Б. В. ГРИГОРЬЯНЦ, В. А. ОГАДЖАНОВ

#### К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ НА СУШЕ И МОРЕ

В 1964 г. одним из авторов данной статьи [6] было высказано мнение, что гравитационные аномалии второго, третьего и четвертого порядков зависят в основном от плотностных неоднородностей поверхностной толщи малоуплотненных пород. Эта точка зрения в известной степени носила характер предположения, ибо основывалась на возможности объединения пород кристаллического комплекса земной коры — «гранитного» и «базальтового» слоев — в однородную плотностную среду без скачкообразного изменения физических параметров. Исходя из этого, был сделан вывод, что глубокие слои земной коры не могут оказывать существенного влияния на формирование гравитационных аномалий указанных порядков. Справедливость этого вывода нашла свое определенное подтверждение в результатах анализа, выполненного позднее Б. Э. Хесиным и свидетельствующего о несомненной роли поверхностных факторов в формировании гравитационных аномалий в горных областях [14].

В работе предпринята попытка теоретического обоснования такой модели земной коры и анализа роли некоторых приповерхностных факторов в образовании гравитационных аномалий на суше и море. Исследования были выполнены на примере Юго-Восточного Кавказа и прилегающей части Каспийского моря.

Известно, что уплотнение пород с глубиной происходит в основном под воздействием геостатической нагрузки. При этом зависимость плотности пород от давления может быть описана дифференциальным уравнением:

$$\frac{d\sigma}{dP} = \beta\sigma, \quad (1)$$

где  $\sigma$  — плотность породы,  $P$  — геостатическое давление,  $\beta$  — коэффициент сжимаемости [2, 11].

Разделяя переменные в уравнении (1) и интегрируя, получим:

$$\sigma = c e^{\beta P}. \quad (2)$$

Постоянная  $c$  имеет смысл начального значения плотности породы  $\sigma_0$ , и поэтому уравнение (2) может быть представлено в следующем виде:

$$\sigma = \sigma_0 e^{\beta P}. \quad (3)$$

Последнее уравнение показывает, что при уплотнении пород в земной коре под воздействием геостатической нагрузки теоретически распределение плотности с глубиной должно быть подчинено экспоненциаль-

ному закону и происходить без резких скачков в изменении плотности пород. Отсюда может быть найдено выражение для коэффициента сжимаемости породы:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \ln \left( \frac{\sigma}{\sigma_0} \right), \quad (4)$$

изучением распределения которого в земной коре можно выявить закономерный характер уплотнения пород с глубиной под воздействием геостатической нагрузки.

Оценка коэффициента сжимаемости для пород осадочной толщи была получена анализом плотности пород на различных глубинах нормально уплотненного разреза и вычислением разницы горного давления между точками определения плотности. Для этих целей были использованы эмпирические зависимости плотности осадочных пород от глубины разреза. Для определения коэффициента сжимаемости пород кристаллического фундамента земной коры использовались результаты определения их плотности при различных давлениях [13]. В частности, для оценки уплотнения пород «гранитного» слоя были использованы результаты лабораторных испытаний гранитов Кавказа, для «базальтового» слоя — величины коэффициентов сжимаемости пород типа габбро, а для оливинного слоя — верхний мантии—оливина. В результате была построена обобщенная теоретическая плотностная модель земной коры Юго-Восточного Кавказа (рис. 1), из которой следу-

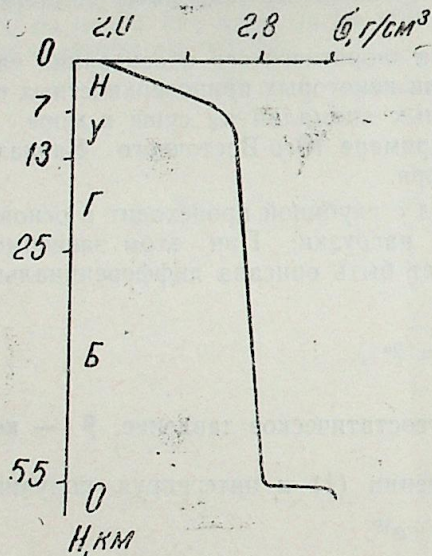


Рис. 1. Плотностная модель земной коры Юго-Восточного Кавказа и прилегающей части Каспийского моря:

Н — неуплотненные породы осадочной толщи, У — уплотненные породы осадочной толщи; Г — гранитный слой; Б — базальтовый слой; О — оливинный слой верхней мантии

ет, что наиболее высокие значения коэффициента сжимаемости характерны для неуплотненных пород осадочной толщи в интервале 0—7000 м ( $1,44-0,13 \times 10^{-2} \text{ мПа}^{-2}$ ) с наибольшими градиентами изменения плотности с глубиной. Начиная с глубины 7000 м значение плотнос-

ти осадочных пород должно приближаться к их минералогической плотности, которая по величине близка к плотности группы гранита. Коэффициенты сжимаемости пород гранитного и базальтового слоев почти идентичны ( $0,02 \times 10^{-3} \text{ мПа}^{-1}$ ), равно как и значения их начальной плотности  $\sigma_0$ . Указанное обстоятельство свидетельствует о том, что уплотнение этих двух слоев в земной коре под воздействием геостатической нагрузки происходит одинаково, согласно экспоненциальному закону распределения, и что ниже глубины 7000—10000 м слои земной коры сливаются в однородную плотностную среду с довольно медленным нарастанием плотности с глубиной.

Согласно предлагаемой модели плотность пород базальтового слоя на глубине 55 км не должна превышать  $2,86 \text{ г/см}^3$ . Скачкообразное увеличение плотности при переходе от земной коры к подкорковому слою может быть обусловлено уже не столько геостатической нагрузкой, сколько существенно большей плотностью оливинного слоя как такового. В соответствии с построенной таким образом плотностной моделью земной коры находятся приведенные в табл. 1, 2 данные независимых определений плотности [3, 12, 17] и скоростная характеристика земной коры по данным ГСЗ, проведенного в центральной части Каспийского моря [6].

Таблица 1

Плотности пород стратиграфических подразделений Большого Кавказа  $\text{г/см}^3$

Стратиграфический комплекс	Пределы изменения плотности	Среднее значение плотности
Палеоген	2,40—2,50	2,45
Верхний мел	2,60—2,70	2,65
Нижний мел (южный склон)	2,60—2,70	2,65
Нижний мел (северный склон)	2,50—2,60	2,55
Верхняя юра	2,60—2,70	2,65
Средняя юра	2,60—2,70	2,65
Нижняя юра	2,70—2,80	2,75
Палеозой и докембрий	2,60—2,70	2,65

Таблица 2

Плотности пород кристаллического фундамента обрамления Каспийского моря,  $\text{г/см}^3$

Порода	Районы				
	Талыш	Саатлы	Малый Кавказ	Красноводск, Туаркыр	Зап. Тянь-Шань
Граниты			2,71 (Mz—Kz)	2,60 (Pz)	2,61 (Pz)
Гранодиориты	2,68 (♀)		2,68 (J)	2,68 (Pz)	
Базальты	2,73 (♀)	2,70 (J)	2,62 (Q)		
Габбро			2,81 (K)		
Габброиды			2,70 (K)	2,74 (Pz)	2,82 (Pz)
Габбропорфириды			2,75—2,88 (J?)		



промежуточного слоя ( $2,30 \text{ г/см}^3$ ), применяемой при гравиметрических съемках в депрессионных областях Азербайджана. Достаточно сказать, что даже в наиболее благоприятных условиях, в частности в Каспийском море, когда развитые на морском дне породы максимально уплотнены, их плотность в среднем составляет  $1,75 \text{ г/см}^3$  для илов и  $2,05 \text{ г/см}^3$  для глин. Что касается суши, то здесь в ряде случаев можно ожидать и более низкие значения плотности пород. Естественно, что применяемая в редукции Буге плотность промежуточного слоя —  $2,30 \text{ г/см}^3$  приводит к появлению ложных минимумов в тех случаях, когда уровень поверхности приведения ниже уровня поверхности наблюдения.

Иным образом проявляет себя влияние фиктивных масс за счет введения поправки Буге на море. Здесь введение этой поправки фактически приводит к фиктивному заполнению пространства между уровнем моря и поверхностью дна слоем с принятой повышенной плотностью пород (равной для области Южного Каспия  $2,30 \text{ г/см}^3$ ). Поэтому притяжение мнимых масс направленно противоположно тому, что на суше. Элементарные расчеты по формуле плоского слоя показывают, что в глубоководной части Южного Каспия, при глубине моря около 1000 м, аномалия за счет притяжения мнимых масс, или фиктивная аномалия, составит около  $+10 \text{ мГал}$ .

Поскольку влияние мнимых масс можно учесть, то изменения аномалий Буге, которые остались после их учета, можно принять обусловленными изменениями толщины земной коры и ее вещественного состава. Однако построенные по данным очаговой и взрывной сейсмологии разрезы земной коры нередко характеризуются незначительными изменениями или даже постоянством толщины земной коры при достаточно четко выраженных изменениях величины аномалий Буге [16]. Ясно, что в таких случаях обособление аномалий второго и даже первого порядков необходимо связывать с изменениями глубин залегания возмущающей толщи, которая не обязательно должна соответствовать кристаллическому основанию или горизонту, ограниченному более глубокими (мантийными) границами раздела. Например, региональные максимумы в морских бассейнах осадконакопления вполне можно объяснить аккумуляцией в глубоководных частях впадин более плотных литологических разностей пород. В частности, дополнительными поставщиками плотных пород в Южно-Каспийской впадине могут быть грязевые вулканы.

Несомненным является такой факт, как приуроченность к грязевулканическому по своему происхождению островам Бакинского архипелага (Южный Каспий) максимумов силы тяжести третьего порядка. Здесь в грязевулканической брекчии в больших количествах встречаются обломки пирита и рудных минералов [4]. Их высокая концентрация в той же брекчии на морском дне вполне вероятно в связи с более интенсивным размывом глинистых пород, составляющих основную массу брекчии. Очевидно, этим можно объяснить и приуроченность к зоне Бакинского архипелага и прилегающей части глубокой котловины Южного Каспия максимума второго порядка (рис. 3).

Все это явно свидетельствует о существенной роли плотностной дифференциации пород верхней части земной коры в изменениях силы тяжести в пространстве вообще. В определенном соответствии с этим

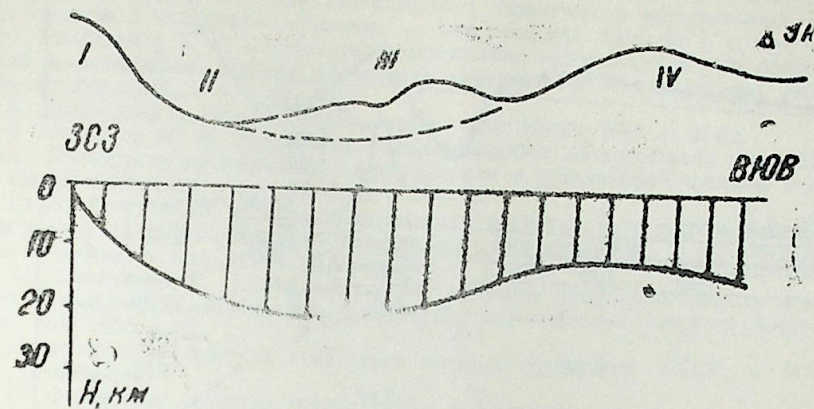


Рис. 3. Схема сопоставления кривой наблюдаемого поля силы тяжести и изменения мощностей осадочного чехла в Южно-Каспийской впадине (заштрихован осадочный слой):

I — Талыш-Вандамский максимум; II — Нижне-Куринский минимум; III — максимум Бакинского архипелага; IV — Южно-Каспийский максимум

выводом находится заключение Ю. Г. Юрова и Э. Н. Ефимкиной [18] о существенном влиянии на формирование аномалий силы тяжести изменений не только мощностей земной коры в целом, но и осадочной толщи. Эта точка зрения может быть конкретизирована тем, что при значительных глубинах залегания поверхности Мохоровичича изменения мощности земной коры на формирование гравитационных аномалий первого порядка должны оказывать весьма незначительное влияние, что эти аномалии можно считать в основном обусловленными как изменениями структурно-тектонических и физико-геологических характеристик осадочной толщи и ее мощностей, так и ошибками, допускаемыми при введении поправки Буге.

Роль приповерхностных факторов в формировании гравитационных аномалий первого порядка наглядно иллюстрируется глубинным разрезом континентальной окраины Гватемалы, построенным по гравитационным, сейсмическим и магнитометрическим данным [8]. Из рис. 4 видно, что в левой морской части профиля, где породы базальтового слоя и мантии залегают на малых глубинах, их влияние на формирование наблюдаемой аномалии силы тяжести не вызывает сомнения. Что же касается правой сухопутной части профиля, то имеющийся здесь региональный минимум обусловлен соответствующим изгибом плотностных границ в интервале глубин от 0 до 7—10 км. Показателен тот факт, что изменения гипсометрического уровня поверхности базальтового слоя и поверхности мантии на данном участке и их сравнительно глубокое залегание в поле силы тяжести соответствующего отражения не находят.

Можно было бы привести и другие подобные примеры несоответствия региональных гравитационных аномалий глубинной структуре

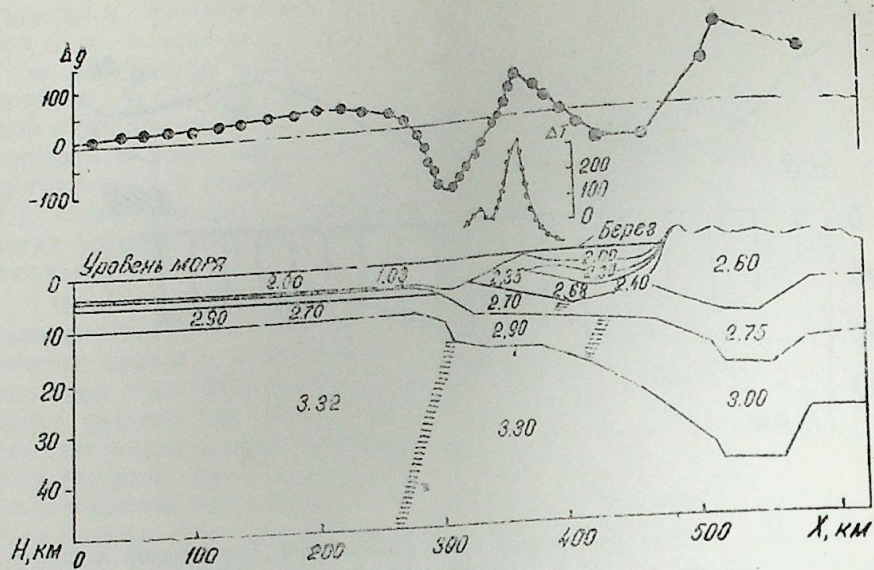


Рис. 4 Глубинный разрез через континентальную окраину Гватемалы, построенные по гравитационным, сейсмическим и магнитным данным по [8]. Наблюдаемые гравитационные аномалии в миллигалах в редукции Фая, магнитные аномалии в гаммах, вычисленные значения аномалий показаны соответственно кружками и точками.

земной коры и верхней мантии. Но и без этого видно, что плотностные неоднородности верхней части земной коры в наибольшей степени определяют формирование не только гравитационных аномалий второго, третьего и более высоких порядков, подтверждая сделанные ранее выводы [6], но и региональных аномалий первого порядка. Уместно в данном случае сослаться на работу Б. А. Андреева более чем 20-летней давности [1], в которой допускалась незначительная роль неоднородностей подкоркового вещества в изменениях гравитационного поля.

Вполне естественно, что оценка роли различных слоев Земли в создании гравитационного поля требует всесторонней и объективной проверки в плане подробного изучения структурно-тектонических характеристик земной коры и физико-геологических условий их формирования. Но полученные сейчас материалы дают основание достаточно определенно говорить о существенной роли поверхностных факторов в аномальных изменениях гравитационного поля, что наиболее важно при решении прикладных задач гравиметрии.

#### Литература

1. Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий. — В кн.: Материалы по общей и региональной тектонике. Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 85, с. 101—107.
2. Буллен К. Е. Плотность Земли. — М.: Мир, 1978.—437 с.
3. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. — Баку: Азернешр, 1965.—200 с.
4. Гаджиев Я. А., Мамедов Ю. Г. О железных и шарообразных образцах из грязевого вулкана о. Булла. — Изв. АН АзССР, 1979, № 2.

5. Григорьянц Б. В. Некоторые вопросы геологического истолкования локальных аномалий силы тяжести. — Изв. вузов, Геол. и разведка, 1963, № 2, с. 108—117.
6. Григорьянц Б. В. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях. — Сов. геология, 1964, № 7, с. 63—75.
7. Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-восточном Кавказе. — Геотектоника, 1982, № 4, с. 42—53.
8. Делинджер П. Морская гравиметрия. — М.: Недра, 1982. — 311 с.
9. Михайлов И. Н. Разработка новых принципов интерпретации гравиразведки. — В кн.: Повышение геологической эффективности и практические способы интерпретации гравиразведочных работ. М., 1982, с. 40—48.
10. Никольский Ю. И. О неприменимости редукции Буге для изучения строения коры и верхней мантии Земли по гравиметрическим данным. — В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 12, Л.: Недра, 1971, с. 13—23.
11. Огаджанов В. А. Математическое описание уплотнения донных осадков. — В кн.: Проблемы и перспективы освоения углеводородных ресурсов Азербайджана Баку: Элм, 1985, с. 32.
12. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. — М.: Недра, 1967, с. 397—440.
13. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. — М.: Недра, 1984, с. 239—249.
14. Хесин Б. Э. Статистическое редуцирование региональных гравитационных аномалий Азербайджана. — В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане. М.: Недра, 1975, с. 125—129.
15. Цимельзон И. О. К вопросу о соотношениях складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 86—95.
16. Цубои Т. Гравитационное поле Земли. — М.: Мир, 1982.—286 с.
17. Шенгелая Г. Ш. Гравитационная модель земной коры Кавказа. — М.: Наука, 1984. — 125 с.
18. Юров Ю. Г., Ефимкина Э. Н. Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии. — В сб.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 53—67.

Б. В. Григорьянц, В. А. Огаджанов

#### ГУРУДА ВЭ ДЭНИЗДЭ АҒЫРЛЫГ ҒУВВЭ АНОМАЛИЛАРЫНЫН МАҒИЈЈЭТИ ҲАҒҒЫНДА

Јерли вэ рекионал ағырлыг ғувваләринин ајрылмасында јер сәтһинә јахын амилләрин мүһүм әһәмийјәти әсасландырылып. Буге дүзәлишини әләвә едәркән, сүхурларын һәгиги сыхлылыг хүсусийјәтини нәзәрә алмадыгда јалан јерли ағырлыг ғуввә аномалијаларын алынмасынын мүмкүнлүјү вә оларын гиймәтләринин тәһриф олунамасы кәсәтирилр.

B. V. Grigoriantz, V. A. Ogdzhanov

#### ON THE NATURE OF GRAVITATIONAL ANOMALIES ON LAND AND SEA

The essential role of near-surface factors in isolation of local and regional gravity anomalies is affirmed. There is the possibility of manifestation of false local anomalies of gravity and distortion of their values because the real densed characteristics of rocks with introduction of Bouguer correction is not taken into account.

КРАТКИЕ НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

А. Г. СЕИДОВ, Э. М. ГАМИДОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ  
 КАБУЛЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАЛЫГОРСКИТОВЫХ  
 ГЛИН НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

Проведенные поисково-разведочные работы на территории Нахичеванской АССР привели к открытию ряда полезных ископаемых, приуроченных к миоценовым отложениям Нахичеванской впадины (редкие элементы, давсонит, палыгорскитовые глины).

Кабуллинское месторождение палыгорскитовых глин расположено на территории Ильичевского района Нахичеванской АССР между с. Кабуллу и Юртчу. В региональном отношении Кабуллинское месторождение расположено в северной части Центрально-Анатолийско-Иранского срединного массива в зоне сочленения его с позднегеосинклинальной складчатой зоной Малого Кавказа и характеризуется сложным тектоническим строением.

Нахичеванская впадина является одним из крупных структурных единиц Приараксинской зоны. Характерной особенностью ее строения является собственный план складчатости, различная интенсивность дислокации от периферии впадины к центру. В периферии складки имеют северо-западное, а в центральной части северо-восточное простирание [1].

В пределах Нахичеванской впадины геологом Г. И. Алиевым выделены следующие складчатые структуры: Дуздагская, Тазыучанская, Хинджабская, Кабуллинская, Карабулакская синклинали и Беюкдюзская, Хокская антиклинали.

В геологическом строении района принимают участие отложения верхнего олигоцена—миоцена и антропогена, из которых наибольшее развитие имеют отложения молассовой соленосной карбонатно-терригенной формации, трансгрессивно залегающей на породах от нижнесреднего олигоцена до среднего девона включительно. По литолого-стратиграфическим признакам и фаунистическим данным она расчленяется на верхне-олигоценно—нижнемиоценовые, среднемиоценовые (тортонский ярус) и верхнемиоценовые (сарматский и меотический ярусы), а также антропогеновые отложения [1].

В 1977 г. при проведении поисковых работ выканогенно-осадочного бора между пос. Карабаглар и устьем р. Арпачай в миоценоплиоценовых отложениях на поверхности и по керну скважин сотрудниками ВНИИгеолнеруд (Озол А. А. и др.) были обнаружены палыгорскитсодержащие туфогенные глины [2].

В 1980 г. М. И. Рустамовым с сотр. опубликована статья [3], где указывается о выявлении в районе между с. с. Юртчу и Кабуллы в отложениях миоцена палыгорскит-пилолитовых глин.

Начиная с 1979 г. Управлением геологии Азербайджанской ССР (геологами М. А. Гусейновым, Г. М. Рамазановым) проведены поисково-разведочные работы в районе между р. Арпачай и с. Хок, с целью выявления месторождения палыгорскитовых глин; были обнаружены и ооконтурены три поисковых участка: Улья-Норашенский, Хокский и Кабуллинский.

В 1981—1984 гг. геологом Э. М. Гамидовым на Кабуллинском участке были проведены детальные геолого-разведочные работы.

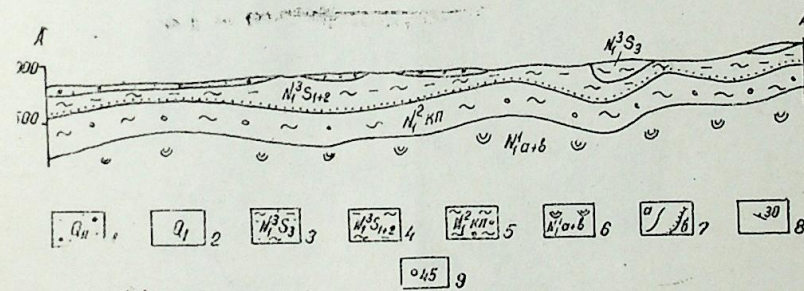
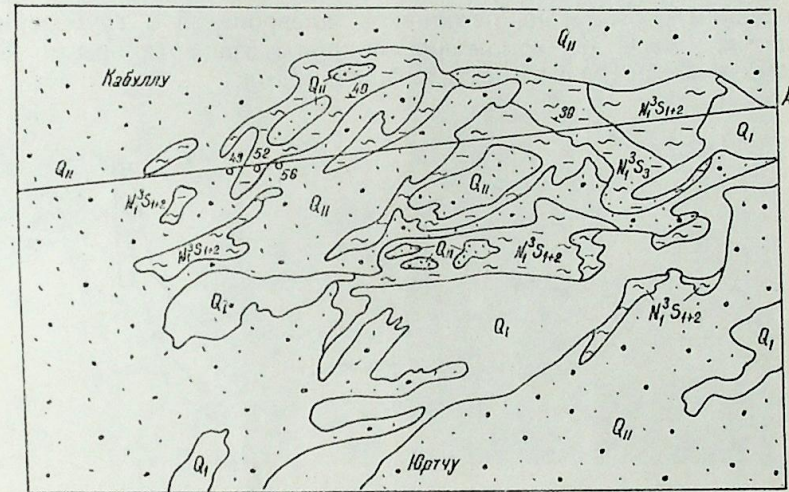


Рис. 1. Геологическая карта Кабуллинского месторождения палыгорскитовых глин:

- 1 — верхнечетвертичные отложения: суглинки, супеси, пески, гравий, галечники;
- 2 — нижнечетвертичные отложения: травертиновые конгломераты;
- 3 — верхний сармат. Чередование песчаников, глин, алевролитов, гравелитов;
- 4 — нижне- и среднесармат. Чередование известковистых песчаников, алевролитов, глин, гравелитов, ский ярус. Чередование алевролитов, мергелей с прожилками гипса;
- 5 — конгломератов со слоями и линзами гипса;
- 6 — аквитанский и бурдигальский ярусы. Чередование туфогравелитов, туфоконгломератов, туфопесчаников, алевротуффитов;
- 7 — граница нормального стратиграфического залегания (а), граница несогласного залегания (б);
- 8 — элементы залегания; 9 — скважина и ее номер

Кабуллинское месторождение приурочено к отложениям нижне- и среднесарматского возраста, которые обнажаются на крыльях Кабуллинской синклинали, расположенной к северу-востоку от с. Кабуллу, имеющей северо-западное простирание. Складка асимметрична, падение юго-западного крыла 20—30°, а северо-восточного — 60—70°. Мульда складки сложена верхнесарматскими отложениями (рис. 1).

На юго-западном крыле синклинали палыгорскитсодержащие отложения литологически представлены в основном красновато-бурыми, желтовато-серыми, зеленовато-серыми комковатыми, жирными на ощупь глинами, реже песчаниками, алевролитами и мергелями с подчиненными прослоями гравелитов, а на северо-восточном крыле — чередованием бурых глин, песчаников, алевролитов и грубозернистых гравелитов. Здесь эти отложения покрыты травертиновыми конгломератами и четвертичными валуно-галечниками.

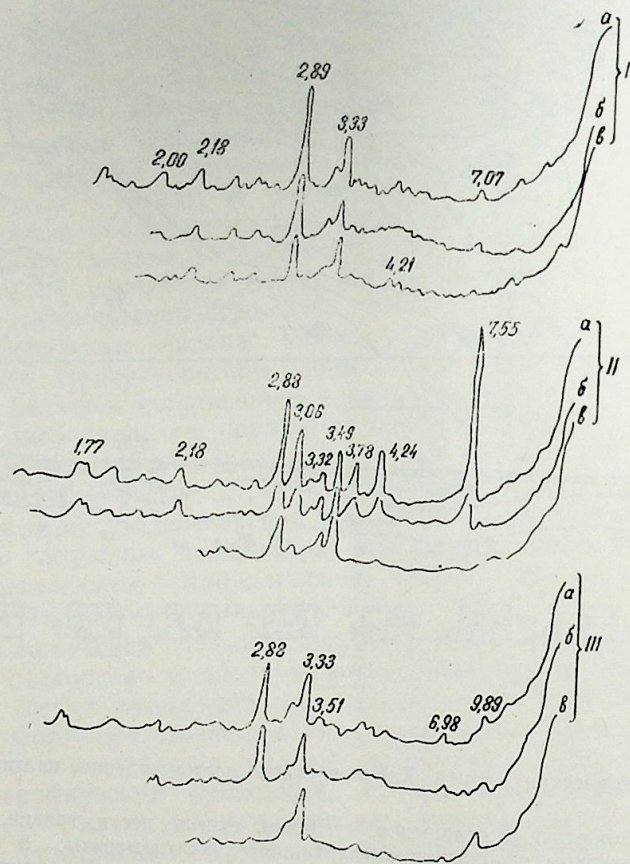


Рис. 2. Дифрактограммы образцов палыгорскитовых глин Кабуллинского месторождения:

I — обр. 6 из скв. № 49, гл. 9,0 м; II — обр. 17, из скв. № 52, гл. 8,0 м; III — обр. 23 из скв. № 56, гл. 14,5 м; а — в естественном состоянии; б — насыщенные глицирином; в — нагретые до 600°C

Обнаженная мощность ниже- и среднесарматских отложений составляет 200—250 м.

Продуктивная толща в основном приурочена к верхней части разреза и характеризуется переслаиванием хорошо отмученных, шоколадно-бурых, зеленовато-серых палыгорскитсодержащих глин. Мощность этих отложений составляет 25—30 м при площади около 10 кв. км.

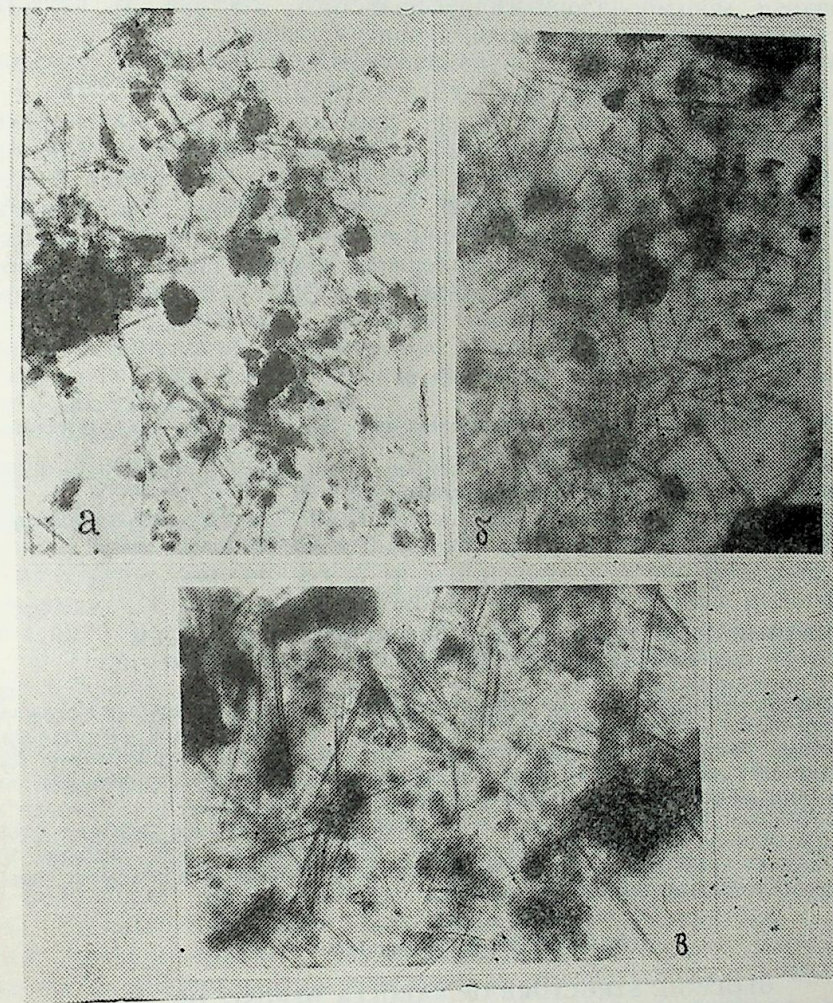


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки палыгорскитовых глин Кабуллинского месторождения:

а — обр. 6 из скв. № 49, гл. 9,0 м × 20000; б — обр. 17 из скв. № 52, гл. 8,0 м × 14000; в — обр. 23 из скв. № 56, гл. 14,5 м × 18000

Пробы, отобранные из палыгорскитсодержащих глин, были подвергнуты комплексу лабораторных исследований. По гранулометрическому составу глины в основном слабо але-

ритовые и тонкодисперсные, характеризующиеся довольно высоким (до 62,1%) содержанием частиц <0,001 мм.

По данным химического анализа, для исследуемых глин характерно повышенное содержание MgO, которое колеблется от 7,24 до 14,8%, иногда достигая 19,2%, что указывает на высокое содержание палыгорскита в изучаемых образцах.

Рентгеноструктурный анализ показал наличие палыгорскита как порообразующего минерала.

В составе изученных образцов присутствуют смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава. В качестве примеси присутствуют гидрослюда, хлорит, каолинит.

Из неглинистых минералов отмечаются доломит, кварц, кальцит, полевой шпат, гипс (рис. 2).

На электронно-микроскопических снимках (рис. 3) палыгорскит фиксируется в виде полупрозрачных удлинённых агрегатов. Средняя длина волокон 1—2 мм. Содержание палыгорскита достигает 20%.

Проведенные предварительные технологические исследования дали возможность рекомендовать изученные глины для использования в качестве производства аглопорита (ГОСТ 11991—76), строительных кирпичей, облицовочных плиток (ГОСТ 6141—82), а также майоликовых изделий.

#### Литература

1. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1961 г.
2. Озол А. А., Власов В. В. и др. Палыгорскитсодержащие туфогенные глины Закавказья. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 2.
3. Рустамов М. И., Багиров А. Э., Тхостов Т. М. Палыгорскит-пеллолитовые глины Нахичеванской впадины. — Докл. АН АзССР, 1980, № 11.

А. Н. Сеидов, Э. М. Гамидов

#### НАХЧЫВАН МССР-ДЭ ГАБУЛЛУ ПАЛЫГОРСКИТ КИЛЛЭРИ ЈАТАҒЫНЫН КЕОЛОЖИ ГУРУЛУШУ

Мәгаләдә аразјаны тектоник зонасынын при структур ваһидләриндән олан Нахчыван чөкәклијиндә кениш јайылмыш алт-орта сармат јашлы террикен-килли чөкүнтүләрдә ашкар едилмиш Габуллу палыгорскит киллэри јатағынын кеоложи гурулушунун тәсвири верилмиш, бу киллэрин Нахчыван чөкәклијинин миосен јашлы сүхурларынын кәсилишинин јухары һиссәсиндә јерләшмәси ајдынлашдырылмышдыр.

Бу сүхурлардан көтүрүлмүш нүмунэлэрин комплекс лабораторија тәдгигат үсуллари илә өјрәнилмәси вә техноложии сынагларын нәтичэлэриндән бәһс едиләрәк, бу килләрдән хаммал кими халг тәсәрруфатынын мүхтәлиф сәһәлэриндә истифадә едилмәси үчүн эмәли тәклифләр ирәли сүрүлмүшдүр.

A. G. Seidov, E. M. Gamidov

#### GEOLOGIC STRUCTURE OF KABULLA DEPOSIT OF PALYGORSKITE CLAYS OF THE NAKHICHEVAN ASSR

The geologic structure of Kabulla deposit of palygorskite clays in the Nakhichevan depression is described in the article.

It is revealed that palygorskite clays are confined to the upper part of the sequence of Lower- and Middle Sarmatian deposits.

The results of the complex laboratory and technological investigations are presented.

Palygorskite clays of Kabulla deposit are recommended to be utilized in different branches of national economy.

#### КРАТКИЕ НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553(479.24)

Г. М. ИБРАГИМОВ

#### К ВОПРОСУ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

Территория Нахичеванской АССР богата многими видами полезных ископаемых, минерального сырья, начиная с металлических, неметаллических, химических и прочих сырьевых ресурсов, кончая разного рода строительными материалами и минеральными источниками.

Хотя Нахичеванская республика располагает богатейшими природными ресурсами для развития горнорудного производства, имеющиеся возможности используются здесь недостаточно, а эти богатства могут обеспечить широкое развитие горнорудной промышленности автономной республики.

Одним из путей экономики этого горного края является расширение масштабов добычи в существующих горнорудных предприятиях и комплексное использование полезных компонентов, содержащихся в рудах разрабатываемых здесь месторождений, так как от степени комплексного использования сырья в значительной мере зависит уровень экономической эффективности разрабатываемого месторождения и качественные и количественные показатели работы предприятия.

В Нахичеванской АССР в настоящее время создано Нахичеванское рудоуправление на базе Парагачайского молибденового, Гюмуш-лугового и Агларинского свинцово-цинкового и Нахичеванского соляного рудников.

Все эти рудники, кроме Нахсолерудника, находятся не в лучшем состоянии в отношении вскрытых, подготовленных и готовых к выемке запасов полезного ископаемого.

Действующими положениями (в настоящее время в стране более 90 положений, правил, инструкций и других нормативных документов), регламентирующими эксплуатацию месторождений и охрану недр, предусматривается разработка месторождений полезных ископаемых с минимальными потерями не только главных компонентов, но и других металлов, содержащихся в них в незначительном количестве, могущих быть извлеченными попутно при их переработке.

Не совсем благополучно обстоит дело в этом направлении и в разрабатываемых горнорудных предприятиях Нахичеванской республики.

Парагачайское молибденовое месторождение разрабатывается с 1950 г. На руднике сырьем для обогатительной фабрики служат кварц-молибденовые и медно-молибденовые жилы с высоким содер-

жанием молибдена. Предприятия нерентабельны из-за незначительных производственных мощностей. Разведанные запасы верхних горизонтов (выше горизонта III капитальной штольни) почти отработаны. В настоящее время очистные работы ведутся на горизонте IV капитальной штольни; вскрываются нижние горизонты (на горизонте V капитальной штольни) известных жил, которые могут пополнить запасы рудника сырьем на 8—10 лет, при нынешней производительности обогатительной фабрики. На Парагачайской обогатительной фабрике извлекается молибден. В рудах этого месторождения кроме молибдена содержится в промышленном масштабе и медь, которая на протяжении длительного времени разработки месторождения не извлекалась, оставалась в хвостах обогатительной фабрики и безвозвратно терялась. Получение медного концентрата на Парагачайской обогатительной фабрике начато в 1975 г. и то неполностью и не в промышленном масштабе. Из поступающей на фабрику руды извлекается всего до 20% содержащейся меди. Кроме меди, теряются и другие элементы, содержащиеся в руде.

Учитывая, что содержание меди в руде с глубиной повышается, необходимо организовать ее промышленное извлечение.

Необходимо также разработать технологию по извлечению редких металлов.

Извлечение молибдена из руды во время флотации составляет 80—85%. Следовательно, 15—20% молибдена уходит в хвосты обогатительной фабрики и теряются. Значительное количество молибдена (до 0,05%) содержат отвалы пород, накопившиеся у устьев штолен рудника. Учитывая, что молибден в качестве микроэлемента используется в сельском хозяйстве для повышения урожайности сельскохозяйственных культур, было бы целесообразным организовать в этих целях извлечение молибдена, оставшегося в хвостах и на отвалах, в виде концентрата с низким содержанием металла.

Не в лучшем состоянии находится и Агдаринское полиметаллическое месторождение. Это месторождение характеризуется довольно высоким качеством руды. Кроме цинка, здесь промышленное значение имеют свинец и медь. Однако здесь извлекается только цинк. Остальные высокоценные и дефицитные металлы теряются в хвостах обогатительной фабрики, что требует специального изучения данного вопроса и принятия необходимых мер к их устранению.

Разведочные работы на этом руднике также обстоят неблагоприятно. Несмотря на длительное время эксплуатации этого месторождения, рудник держится на запасах, выявленных и подсчитанных в пятидесятых годах, которые почти уже исчерпаны. Поэтому необходимо провести разведочные работы и за контуром рудного тела.

Необходимо также отметить, что техника и технология как в очистных работах, так и в проведении выработок не отвечает современным требованиям. Применяется система разработки, допускающая высокую потерю руды в недрах. Технологические операции здесь мало механизированы. Погрузка и откатка руды и пород производится вручную. Производительность этого рудника незначительная из-за ограниченной мощности обогатительной фабрики и отсутствия достаточного количества запасов руды.

В аналогичном положении находится переработка руд Гюмушлугского месторождения. Здесь в руде содержатся свинец, цинк, барит и другие металлы. На обогатительной же фабрике извлекается лишь свинец, а остальные полезные компоненты, имеющие промышленное содержание, теряются в хвостах фабрики. Нужно отметить, что в руде Агдаринского месторождения свинца содержится почти столько же, сколько этого элемента содержится в руде, поступающей на Гюмушлугскую обогатительную фабрику. И, наоборот, в руде, поступающей на Гюмушлугскую фабрику, содержится цинк в промышленной кондиции, которая установлена для Агдаринской обогатительной фабрики. Между тем на Гюмушлугской фабрике извлекается только свинец, а на Агдаринской — цинк.

Учитывая вышеизложенное, можно отметить, что на анализируемых рудниках НахАССР не обеспечивается полный комплекс извлечения всех содержащихся в рудах полезных компонентов, в результате многие из них безвозвратно теряются в процессе производства. В связи с этим, необходимо пересмотреть существующее положение об извлечении полезных компонентов на указанных обогатительных фабриках, разработать и внедрить рациональную технологию обогащения, позволяющую максимально извлекать попутно все имеющиеся в руде полезные компоненты. Расширение комплексного использования сырья позволит существенно прирастить баланс сырьевых ресурсов за счет вовлечения в промышленную эксплуатацию сравнительно бедных по своему содержанию полезных ископаемых.

Важное значение имеет также рациональная разработка Нахичеванского месторождения каменной соли. На этом руднике добывается и реализуется глыбовая соль. При отбойке соли получается значительное количество мелочи (до 30% отбитой соли), которая оставляется в камерах в виде потерь, так как куски соли весом менее 5 кг не находят реализации. К настоящему времени на руднике накопилось более 1,2 млн. т соли в виде мелочи.

Значительные запасы соли оставляются в междукамерных и потолочных целиках. Потери соли в этих целиках составляют 57—63% запаса пласта. Месторождение состоит из двух промышленных пластов, находящихся на высоте 8—10 м друг от друга. Разрабатывается только II нижний пласт соли, мощностью 8,3 м, а первый пласт мощностью 6,6 м не разрабатывается. Дальнейшая разработка этого пласта, при отработанности нижележащего второго, встретит значительные трудности и со временем даже будет невозможной. Таким образом, в настоящее время используется всего лишь 15—17% запасов месторождения, а остальное теряется, что является крайне недопустимым.

Необходимо организовать разработку обоих пластов Нахсольрудника, а с целью использования мелочи требуется построить здесь завод по выварке пищевой соли.

Н. М. Ибрагимов

**НАХЧЫВАН МССР-ИН ФАЈДАЛЫ ГАЗЫНТЫЛАРЫНДАН СЭМЭРЭЛИ  
ИСТИФАДЭ МЭСЭЛЭСИНЭ ДАИР**

Мәғаләдә Нахчыван МССР-дә чыхарылан филизләрин тәркибиндәки фәјдалы компонентләрдән комплекс истифадә олунмасынын мүасир вәзијјәти тәһлил едилмишдир.

Мүəјјән едилмишдир ки, бу мә'дәнләрдә филизин тәркибиндә олан фәјдалы компонентләрнин там комплекс чыхарылмасы тә'мин едилмир вә бунун да нәтичәсиндә истаһсал процесин заманы онларын бир чохунун иткисинә јөл верилр.

Фәјдалы компонентләрнин максимум ајрылмасынын тә'мин олунамасы үчүн сәмәрәли с'мал технолокијасынын ишләnmәси тәклиф олуноур.

G. M. Ibragimov

### ON RATIONAL UTILIZATION OF USEFUL MINERALS OF THE NAKHICHEVAN ASSR

The article presents the analysis of complex utilization of useful components containing in ores of exploited deposits in the Nakhichevan ASSR nowadays.

It is ascertained that at these mines the whole complex of all the useful components containing in ores is not extracted. As a result many of them are lost in the process of production.

The author suggests to develop the rational technology of processing in order to extract all the useful components in the ore as much as possible.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ  
Јер елмләри сәријасы, 1987, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
Серия наук о Земле, 1987, № 1

УДК [550.343.4+627.81] (479.24)

КРАТКИЕ НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

Р. А. АГАМИРЗОВ, С. Т. АЛИЕВА, Б. М. ПАНАХИ

### СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА ПЛОТИНЫ И ВОДОХРАНИЛИЩА НА р. ТАУЗЧАЙ

Плотина на р. Таузчай проектирована на территории Шамхорского района в 6—8 км юго-восточнее г. Тауз. Водоохранилище располагается в предгорной зоне Малого Кавказа, где в относительно сейсмически активной зоне сочленения Малого Кавказа с Куринской впадиной происходят 7-балльные землетрясения (рис. 1).

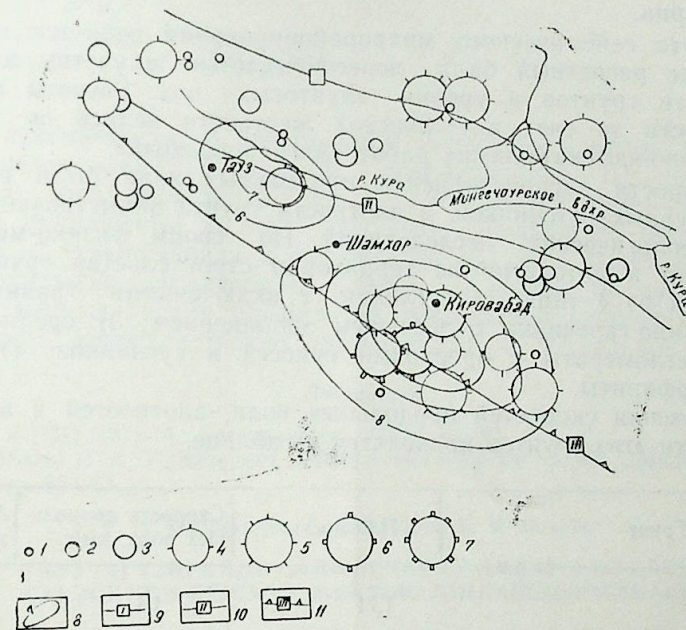


Рис. 1. Карта эпицентров и макросейсмических полей землетрясений в районе Средней Куры за период I в.н.э. — 1980 г.

Классификация по магнитуде  $M$ : 1 —  $< 3$ ; 2 —  $3,1 \div 3,5$ ; 3 —  $3,6 \div 4,0$ ; 4 —  $4,1 \div 4,5$ ; 5 —  $4,6 \div 5,0$ ; 6 —  $5,1 \div 5,5$ ; 7 —  $5,6 \div 6,0$ ; 8 — изосейсты землетрясений; 9—11 — разломы; 9 — Южно-Аджиноурский; 10 — Куринский; 11 — Предмалокавказский

Сейсмогенные структуры Большого Кавказа, в которых происходят разрушительные землетрясения, достаточно удалены от рассматриваемого района и не представляют особой опасности для со-

оружий плотины и водохранилища. Реальную сейсмическую угрозу для рассматриваемой территории представляют сейсмогенные структуры Малокавказского орогена.

Сейсмотектонические исследования в пределах района работ позволили установить, что сейсмическая активность территории строительства водохранилища связана с местными и значительно удаленными сейсмогенными структурами. Сейсмический эффект от местных сейсмогенных структур не превышает 6—7 баллов. А от основных сейсмогенных структур Мало Кавказа, в частности, Предмалокавказского краевого глубинного разлома и очагов катастрофических землетрясений, связанных с ним (Гейгельское, Гянджинское и др.), район строительства плотины и водохранилища испытывает землетрясения с интенсивностью до 7,0 баллов. Эти транзитные землетрясения в рассматриваемом районе проявляются длиннопериодными сейсмическими волнами, и поэтому относительно не крупная насыпная плотина, по-видимому, будет испытывать сейсмический эффект не более 7,5 баллов. Сейсмичность рассматриваемого района по карте общего сейсмического районирования СН и П (П-7-81) равна 7 баллам [1]. Таким образом, оценка исходной сейсмичности территории строительства по сейсмотектоническому анализу в 7 баллов вполне правомерна.

Карта сейсмического микрорайонирования является прогностической, где расчетный балл пересчитывается с учетом акустической жесткости грунтов и уровня грунтовых вод. Расчеты приращения балльности за счет акустической жесткости велись по материалам инженерно-изыскательских работ «Азгипроводхоза».

Скорости распространения продольных волн были выбраны из литературных источников, а плотности грунта заимствованы из инженерно-геологических исследований. По своим физико-механическим свойствам и литологии на территории строительства грунты подразделяются на 4 типа: 1) суглинки с включениями гравия и гальки; 2) валунно-галечники с песчаным заполнением; 3) средне-четвертичные конгломераты с прослоями супесей и суглинков; 4) верхнеюрские порфириды.

Значения скоростей продольных волн, плотностей и акустической жесткости этих грунтов приводятся в таблице.

Грунт	Плотность	Скорость продольных волн, км/с	Акустическая жесткость
Суглинки	1,71	1,1	1,88
В. галечники	1,9	2,12	3,8
Конгломераты	2,1	2,1	4,41
Порфириды	2,9	5,6	16,2

Эталонными грунтами были выбраны наиболее распространенные на исследуемой территории (10 м, толщина суглинков и конгломерат с акустической жесткостью грунтов ( $\rho^V$ )<sub>ср</sub> = 3,1). По методу С. В. Медведева [2] составлена карта сейсмического микрорайонирования (рис. 2), на которой отмечается тройная градация (6—8

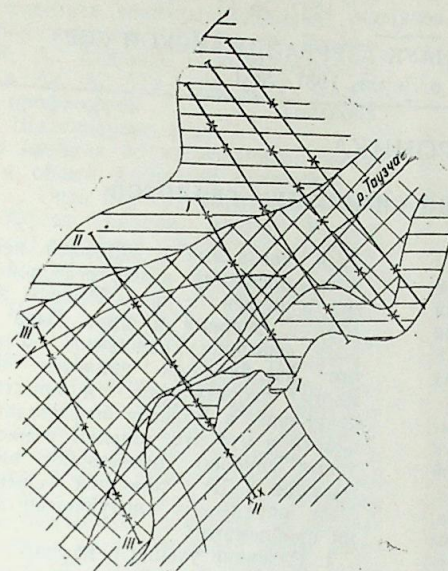
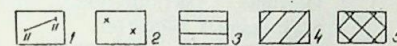


Рис. 2. Карта сейсмического микрорайонирования территории под строительство водозабной плотины на р. Таузчай:

1 — инженерно-геологические профили I—I, II—II, III—III; 2 — пункты расчета акустической жесткости; величина сейсмичности в баллах; 3—6; 4—7; 5—8



баллов) сейсмичности. В центральной части карты вдоль русла реки протягивается зона с 8-балльной сейсмичностью. По акустической жесткости зона характеризуется 7—7,5-балльной сейсмичностью, а с учетом приращения за счет будущего обводнения оценивается в 8 баллов. С северо-запада и юго-востока эта зона окаймляется зонами с 7-балльной сейсмической угрозой, и лишь на юго-востоке, в районе распространения порфиридов, выделяется небольшая 6-балльная область, непосредственно примыкающая к 8-балльной зоне.

#### Литература

- СН и П(П-7-81) М.: Госстройиздат, 1981, стр. 47.
- Медведев С. В. Инженерная сейсмология, ИФЗ им. О. Ю. Шмидта АН СССР, М., 1962, стр. 55—62.

Р. Э. Агамирзаев, С. Т. Әлиева, Б. М. Панаһи

#### ТАУЗЧАЙ ҮЗЭРИНДЭ САЛЫНАЧАГ СУ АМБАРЫ ВЭ БЭНД САҢҢСИННИН СЕЙСМИК МИКРОРАЈОНЛАШДЫРЫЛМАСЫ

Мэгалэдэ акустик сэртлик үсүлү илэ грунт вэ гидрокеоложи шэраитэ эсасэн эразинин баллыгынын жүксэлмэси һесаблинмыш, бэнд вэ су амбары саһһсинин сейсмик микрорајонлашдырылма хэритэси тэртиб эдилмишдир.

R. A. Agamirzoyev, S. T. Aliyeva, B. M. Panakhy

#### THE SEISMIC MICROZONATION OF THE TERRITORY OF DAM AND RESERVOIR CONSTRUCTION ON THE TAUZCHAI RIVER

The increase of grade due to grounds and hydrogeological conditions is calculated by the method of acoustic hardness in the article. The map of seismic microzonation of the territory of dam and reservoir construction on the Tauzchai river is compiled.

## ХРОНИКА

### СОВЕТСКО-НЕМЕЦКИЙ СИМПОЗИУМ ГЕОЛОГОВ

В истории советско-немецкого сотрудничества в области геологии все более ведущее место занимают периодически проводимые симпозиумы по истории и методологии геологических наук с участием геологов и специалистов из ГДР и СССР.

I двусторонний (ГДР—СССР) симпозиум по истории геологических наук был проведен в 1975 г. в Германской Демократической республике — в г. Берлине. Последующие два симпозиума, посвященные теоретическим вопросам геологических наук, состоялись соответственно в Советском Союзе (Ереван, 1978 г.) и ГДР (Грейфсвальд, 1983 г.).

Проводимые симпозиумы показали, что они, как одна из важных форм общения историков-геологов двух стран, успешно способствуют сближению специалистов из различных научных центров и вузов для решения наиболее актуальных проблем истории и методологии геологических наук.

На III двустороннем (ГДР—СССР) симпозиуме по истории и методологии геологических наук (Грейфсвальд, 1983) было высказано пожелание о проведении очередного симпозиума в Азербайджане в г. Баку в Институте геологии им. акад. И. М. Губкина Академии наук Азербайджанской ССР. Такое решение было принято исходя из того, что в Азербайджане достаточно хорошо разработаны традиционно развитые на Кавказе классические разделы геологии, в республике имеются такие уникальные геологические объекты, как, например, старейшие нефтяные месторождения, грязевые вулканы, морские нефтепромыслы; учитывался также вклад азербайджанских ученых в развитие истории геологических наук.

IV двусторонний (СССР—ГДР) симпозиум по истории геологических наук был организован Академией наук Азербайджанской ССР, Обществом геологических наук ГДР при Академии наук ГДР и Комиссией Академии наук СССР по истории геологических знаний и геологической изученности.

Как известно, в Азербайджане зародились и развивались многие научные

идеи, связанные с историей нефтяной промышленности и нефтегазовой геологии в нашей стране. Именно здесь в 1847 г. впервые в мире была пробурена нефтяная скважина. Учитывая, что Азербайджан является родиной многих теоретических и практических начинаний в области нефтегазовой геологии и что эти вопросы в настоящее время глубоко привлекают внимание геологов ГДР, тематика симпозиума была определена следующими научными проблемами:

1. Развитие учения о нефти.
2. История тектонического изучения нефтегазоносных областей.

3. Преподвание дисциплин нефтегазовой геологии (исторический аспект).

В работе симпозиума, состоявшегося 29 сентября — 4 октября 1986 г., приняли участие более 80 ученых и специалистов из 6 городов ГДР и 15 городов Советского Союза. В течение 5 дней было заслушано и обсуждено более 50 докладов ведущих ученых ГДР, Москвы, Ленинграда, братских республик РСФСР, Украины, Белоруссии, Армении и Туркмении. Заседания симпозиума проводились в конференц-зале пансионата «Машиностроитель» (Шуvelyаны).

Делегация ГДР состояла из 17 человек. Возглавлял ее председатель Геологического общества ГДР проф. Штёр Манфред. Пять участников симпозиума (М. Штёр, И. Лампрехт, М. Гунтау, Э. Фабиан, Х. Келберт) являлись гостями АН Азербайджанской ССР. В работе симпозиума приняла участие сотрудница издательства АН ГДР Х. Мюллер.

С интересными и содержательными докладами на симпозиуме выступили ученые из ГДР Гунтау Мартин (Росток), Бирке Манфред (Берлин), Фабиан Эгинхард (Грейфсвальд), Киршнер Элизабет (Берлин) и др., из Советского Союза: чл.-корреспондент АН СССР В. В. Тихомиров (Москва), профессора Ю. Н. Карагодин (Новосибирск), Л. А. Гольденберг (Москва), Е. В. Краснов (Владивосток), Г. А. Кузнецов (Гомель) и др.

Доклады азербайджанских ученых были посвящены различным аспектам истории развития геологии, геофизики и геохимии в республике. Особо следует отметить доклад академиков АН Азербайджанской ССР Ш. Ф. Мехтиева, К. А. Али-заде, членов-корреспондентов А. А. Али-Заде, С. Г. Салаева, профессоров Т. А. Гасанова, Т. С. Шахсуварова и др.

В прениях по заслушанным докладам и общей дискуссии выступили из ГДР — Петц Герберт (Фрейберг), Камс Ханс-Юрген (Берлин), Гунтау Мартин (Росток), Фабиан Эгинхард (Грейфсвальд), из СССР — В. В. Тихомиров (Москва), Ш. Ф. Мехтиев (Баку), Е. В. Краснов (Владивосток), И. В. Круть (Москва), Ю. Я. Соловьев (Москва), А. Г. Сеидов (Баку).

Все выступавшие отмечали, что симпозиум был информативным, интересным, полезным, говорили о необходимости анализа истории развития науки для успешного решения современных и будущих задач геологии, о развитии методологических аспектов исследований, новых идей, отмечался вклад азербайджанских ученых в области истории геолого-геофизических и геохимических работ, особенно в развитии нефтегазовой геологии.

Для участников симпозиума были организованы экскурсии на морской нефтепромысел им. Серебровского, в Храм огнепоклонников, Дворец Ширваншахов. Они посетили Гобустанский заповедник наскальных изображений и грязевой вулкан Дашгиль. Работа IV двустороннего симпозиума по истории и методологии геологических наук была освещена телевидением, радио и республиканской печатью.

В решении IV симпозиума было отмечено, что двусторонние советско-

немецкие симпозиумы способствуют изучению новых, ранее неизвестных фактов из истории развития геологических наук, более верному подходу к познанию достижений в геологической науке, правильной оценке идей, гипотез и научных теорий, а также методов исследований современной геологии. Кроме того, подобные совещания геологов, подводящие итоги историко-научных исследований, открывают возможность к прогнозу дальнейшего развития отдельных направлений и целых отраслей геологической науки.

Симпозиум, привлечший большое внимание геологической общественности, по мнению немецких и советских ученых, прошел на высоком научном уровне и был организационно хорошо подготовлен.

Завершившийся IV двусторонний симпозиум показал все возрастающий интерес к истории и методологии геологических изысканий как неразрывной составной части современных исследований в области геологической науки.

Нет сомнения, что итоги IV двустороннего (СССР—ГДР) симпозиума по истории и методологии геологических наук окажут существенное влияние на дальнейшее развитие теоретических исследований в области нефтегазовой геологии и послужат определенным вкладом в укрепление научных связей и дружеских контактов между геологами СССР и ГДР.

Было принято решение о проведении очередного V двустороннего советско-немецкого симпозиума в 1990 г. в г. Фрейберге (ГДР). Симпозиум будет посвящен истории геологических экспедиций, проводившихся немецкими, русскими и советскими геологами.

А. А. Алиев

## ХРОНИКА

### О РАБОТЕ XXXII СЕССИИ ВСЕСОЮЗНОГО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА (г. ТАЛЛИН — 1986 г.)

С 27 по 30 января 1986 г. в г. Таллине состоялась XXXII сессия ВПО, посвященная важнейшим биотическим событиям в истории Земли.

Основной задачей XXXII сессии являлось рассмотрение важнейших биотических событий, происходивших в историческом развитии Земли. В докладах уделялось внимание критическим периодам в эволюции отдельных экосистем и биосферы в целом, истории формирования основных типов сообществ, проблемам вымирания и усиленной адаптивной радиации различных групп организмов. Рассматривались связи важнейших биотических событий с глобальными геологическими и космическими, и приводились данные по использованию биотических событий для межрегиональной и планетарной корреляции.

В работе XXXII сессии ВПО принимали участие более 350 делегатов из 60 городов Союза и студенты МГУ им. Ломоносова и Тартусского университета.

Президент ВПО академик Б. С. Соколов в вступительном слове отметил, что 70 лет тому назад, т. е. в феврале 1916 г. в Геолкоме состоялась первое учредительное совещание о создании Русского палеонтологического общества в составе 53 чел. Для сравнения скажем, что в настоящее время членами ВПО являются 1687 чел. В том числе 47 почетных членов, 7 академиков, 165 докторов и 615 кандидатов наук. Кроме того, имеются 35 членов коллективов и 35 отделений. В том числе Азербайджанское отделение, насчитывающее 55 членов ВПО.

Практика показала, что создание палеонтологического общества явилось эффективной службой в оказании практической помощи в геологии. В настоящее время обществом издаются «Ежегодник ВПО» и «Труды сессий ВПО», общим объемом 35 п. л. Ежегодные доходы общества исчисляются в размере более 11 тыс. руб.

В связи с тем, что палеонтология тесно переплетается со смежными на-

скопления ромбоидных пиритов являются деятельностью бактерий. Последние живут во всех условиях: высокой температуры вулканов и низкой температуры Антарктиды. В целом деятельность органического мира океана тесно связана с деятельностью бактерий и синезеленых водорослей.

В принятой резолюции отмечается, что тема сессии — важнейшие события в истории Земли — имеет актуальное научное и практическое значение и необходимо продолжать исследования в этом направлении.

Т. А. Гасанов

уками — биологией, океанологией, геохимией, географией, представители этих направлений активно принимают участие в ежегодных сессиях и выступают с содержательными докладами.

Говоря о предстоящих задачах, акад. Б. С. Соколов отметил, что палеонтологи должны вести более глубокие исследования по биостратиграфии, исторической геологии, овладевать усовершенствованными методами исследований, изучать развитие органического мира от его зародыша до появления человека. Пока что одним из слабо изученных объектов остается вендская эра и криптозой в целом. Подлежат исследованию события на границе вендской и рифейской эр, В фанерозое следует обратить внимание на события, происходящие на границах ордовика и силура, силура—девона, франкского и фоменского ярусов и др.

На сессии с докладом на тему «Глобальные биотические события и проблема периодичности» выступил проф. О. Х. Валлизер из ФРГ. Он отметил, что существует определенная последовательность в развитии глобальных событий, к которым относятся геологические, экологические, биологические, эволюционные, хронологические и другие аспекты.

Наиболее интересным был доклад руководителя лаборатории Института микробиологии Георгия Александровича Заварницкого, занимающегося биологией докембрия. Весь докембрий занимает 7/8 истории Земли. С ними связаны месторождения золота, платины и др. Однако о геологическом прошлом криптозоэа знаем очень мало. В его лаборатории моделируются атмосферные, гидросферные, Eh, Ph среды и другие условия криптозоэа. Предполагается, что в криптозоэа кислорода было мало, температура была высокая, соленость воды большая и т. п.

В настоящее время в кратерах вулканов, где отмечается высокая температура и насыщенность кислородом, живут сине-зеленые водоросли.

## ХРОНИКА

### «ПЕТРОЛГЕОХИМ—85» И ПРОБЛЕМА ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Вот уже 28 лет проводятся ставшие традиционными международные научные конференции «Петролгеохим», посвященные геохимическим и физико-химическим проблемам поиска и разведки нефти и газа, а также разработки нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений. В число стран-организаторов конференции входят ВНР, ПНР, ЧССР, ГДР и НРБ. Ученые и специалисты различных академических и отраслевых научно-исследовательских организаций, а также вузов Советского Союза являются активными участниками всех конференций «Петролгеохим». Начиная с 1957 г., они проводились в следующих городах: Брно (1957, 1964), Краков (1959, 1970), Будапешт (1962, 1973), Магдебург (1964), Готвальдов (1976), Берлин (1979), Варна (1982).

На конференциях обсуждаются научно-технические достижения и опыт социалистических стран по утвержденной проблематике заседаний, пропагандируются наиболее передовые научные тенденции, разрабатываются итоговые рекомендации по дальнейшим исследованиям, устанавливаются дружественные контакты.

XI Международная научная конференция «Петролгеохим» состоялась в третий раз в Польской Народной Республике в курортном городе Висла, расположенном на юге страны на высоте 450 м над ур. м. Заседания конференции проходили с 17 по 19 сентября 1985 г. в залах комплекса Дома отдыха «Скальница», пользующихся широкой популярностью у местного населения. Организацией и проведением конференции занимался Институт нефти и газа (г. Краков), являющийся известным нефтяным центром Польши. На наш взгляд, организационный комитет (председатель — Ю. Рачковский, зам. председателя — Ю. Гумульчньски, ученый секретарь — А. Марцулянис, организационный секретарь — К. Регуцки) весьма успешно справился с возложенными на него обязанностями, предоставив участникам конференции самые благоприятные условия.

В работе конференции в г. Висла приняли участие 173 специалиста из Польши, Венгрии, ГДР, Чехословакии, Болгарии и Югославии, а также группа делегатов и научных туристов из Советского Союза в составе 14 человек, возглавляемая новосибирским профессором А. Э. Конторовичем.

Из Азербайджана на конференции присутствовал директор Института водных проблем, кандидат технических наук Р. Г. Мамедов и руководитель лаборатории, кандидат геолого-минералогических наук У. Ш. Мехтиев.

В опубликованный к началу конференции специальный сборник\* включены тезисы 18 докладов азербайджанских ученых. Среди них член-корреспондент АН СССР М. Т. Абасов, академик АН АзССР Ш. Ф. Мехтиев, члены-корреспонденты АН АзССР С. Г. Салаев, Н. Д. Таиров, доктора наук Л. А. Бурыковский, Ф. Г. Дадашев, Ф. Г. Оруджалиев, кандидаты наук Ад. А. Алиев, З. А. Буниат-Заде, И. С. Гулиев, Р. А. Гусейнов, Б. А. Туския и др.

Конференцию открыл на пленарном заседании председатель организационного комитета, директор Института нефти и газа (г. Краков) профессор Ю. Рачковский. После приветственных слов руководителей делегаций он доложил о результатах научных исследований в области нефтяной геохимии и физико-химии в процессе разведки, бурения и эксплуатации залежей нефти и природного газа в странах-организаторах «Петролгеохим» и СССР в период между X и XI конференциями.

В частности, он отметил, что в последние годы наблюдается рост заинтересованности и значения нефтяной геологии в мировой проблематике геолого-поскоковых работ на нефть и природный газ, а также решения более

\* Резюме докладов XI Международной научной конференции по геохимическим проблемам при разведке и добыче нефти и газа/ПНР, г. Висла. — Краков: Институт нефти и газа, 1985. — 346 с.

сложных задач. Причины этого следует видеть в развитии новых, более совершенных аналитических, технических и интерпретационных концепций.

Работа конференции «Петролгеохим-85» традиционно проводилась по трем секциям: «Геохимия», «Бурение» и «Разработка».

На заседаниях секции «Геохимия» рассматривались органо-геохимические проблемы в области осадочных пород, в частности, при разведке и добыче углеводородов в связи с повышением эффективности геолого-разведочных работ.

С наиболее интересными докладами по актуальным вопросам геохимии нефтей, газов и природных вод здесь выступили советские ученые О. В. Барташевич, М. В. Бордовская, Н. Д. Гуляева, А. Э. Конторович, Б. А. Соколов, болгарские специалисты Л. Монахова, Л. Райчева, М. Вакарелска, геохимики из ГДР Е. П. Мюллер и К. Х. Блешерт, польские нефтяники В. Волонцевич, Ю. Гумульчньски, Т. Ленк, А. Цаликовски, Я. Щетельски и чехословацкие коллеги М. Михаличек и В. Шиманек.

На заседаниях секции «Бурение» доклады были посвящены «Физико-химическим проблемам промывки и цементирования скважин». Можно отметить доклады А. Дудэка, И. Новотарски, Т. Пулхлопека, Ю. Рачковского, З. Хермана, А. Хейнара (ПНР), Б. Гилица, И. Мольнара, И. Немета (ВНР), К. Д. Маннера (ГДР) и др.

На заседаниях секции «Разработка» рассматривались физико-химические проблемы разработки и эксплуатации месторождений и подземных хранилищ углеводородов. С интересным докладом о новой технологии повышения нефтеизвлечения для залежей нефтей, насыщенных парафином, выступил академик АН КазССР Н. К. Надиров. Активное участие в работе секции приняли специалисты Института по капитальному строительству и проектированию нефтяной промышленности (ОЛАЙТЕРВ) ВНР (В. Балинт, Д. Барлог, З. Надь, Ф. Пах). Представленные ими доклады, выполненные на высоком научном уровне, показали широкие возможности практического применения разработанных новых вычислительных программ в области газовой промышленности.

Примечательно, что в последние годы на конференциях «Петролгеохим» все большее значение приобретает актуальная проблема охраны окружающей среды. Так, в секции «Разработка» серьезное внимание уделялось защите

окружающей среды при добыче, транспорте и хранении нефти и газа. При рассмотрении указанных вопросов был заслушан доклад Р. Г. Мамедова, У. Ш. Мехтиева «Влияние нефтесодержащих стоков на качество морской воды».

Доклад был встречен с большим интересом и вызвал оживленную дискуссию, в которой приняли участие профессор С. Юха (ПНР), Ф. Эстерка (ЧССР), А. Арсович (СФРЮ) и др. Особый интерес проявили представители стран, ведущих разведку и добычу углеводородов на континентальном шельфе, в частности, специалисты совместной организации по поискам нефти и газа на Балтийском море «Петробалтик» (Т. Харна — ПНР, Б. Хайгель — ГДР и др.).

Обмен мнениями в процессе дискуссии позволил сделать следующие выводы, которые могут быть основополагающими при дальнейших исследованиях по охране окружающей среды в нефтегазодобывающих регионах.

В основе принципиального направления технической политики в области охраны окружающей среды в нефтегазодобывающих регионах должен быть принцип: «охрана во время использования», е. природоохранные мероприятия должны осуществляться одновременно с поисками, разведкой и разработкой нефтегазовых месторождений.

При планировании комплекса природоохранных мероприятий, связанных с поисками, разведкой и добычей нефти и газа, необходимо прежде всего рационально распределять выделяемые капитальные вложения путем выявления наиболее действенных мер, способствующих оптимальному решению проблемы предотвращения загрязнения окружающей среды.

Большое впечатление на участников конференции произвело посещение шахты в г. Величка, где на глубине 135 м находится единственный в мире подземный Музей краковских соляных копей. На участках, существующих с XIII в., по мере завершения добычи из соляной породы высекались отдельные скульптуры и фрагменты религиозного толка, а также предметы, отражающие условия труда и быта шахтеров и др. Самое интересное, что все эти произведения искусства были изготовлены не профессиональными скульпторами, а самими шахтерами. Начиная с XVIII в., так называемые Кристальные гроты и часовни, штольни и соляные озера стали объектами туризма. И по сей день многочислен-

ные представители различных стран мира посещают уникальный в своем роде музей и восхищаются мастерством народных умельцев.

На заключительном пленарном заседании с обобщающим сообщением о работе всех трех секций выступил М. Маляга, который подвел итоги прослушанных докладов и дискуссий по актуальным геохимическим и физико-химическим проблемам при разведке и добыче нефти и газа, а также огласил

итоговые решения конференций.

Выступившие затем руководители делегаций дали высокую оценку работе «Петролгеохим-85». По предложению делегации ВНР очередная XII конференция «Петролгеохим» будет проведена в 1988 г. в Будапеште.

*Р. Г. Мамедов,*

*У. Ш. Мехтиев*

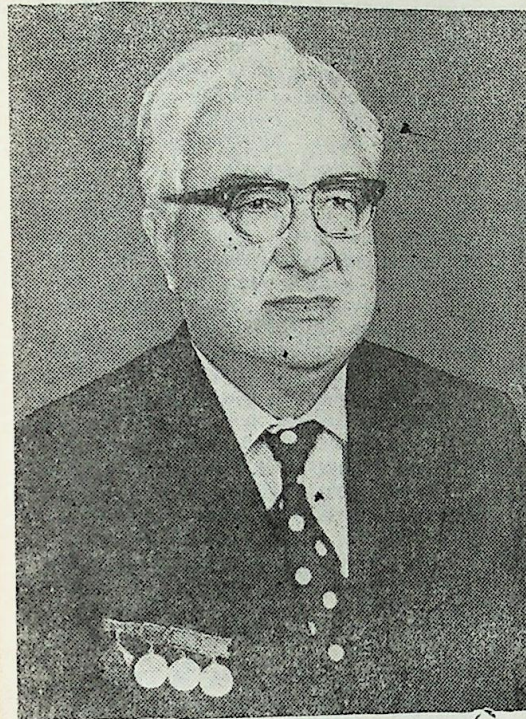
АЗЭРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ

Јер елмлэри серијасы, 1987, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1987, № 1

## ЛЮДИ НАУКИ



К 75-ЛЕТИЮ  
АШРАФА АБДУЛОВИЧА  
АЛИ-ЗАДЕ

24 апреля 1986 г. исполнилось 75 лет со дня рождения крупного советского ученого в области нефтяной геологии и палеонтологии, академика АН Азербайджанской ССР, лауреата Государственных премий СССР и премии имени И. М. Губкина, почетного нефтяника СССР, заслуженного деятеля науки и техники Туркменской ССР Ашрафа Абдуловича Али-Заде.

А. А. Али-Заде внес значительный вклад в развитие геологической науки, в открытие и освоение десятков новых нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Будучи специалистом широкого профиля он проводил исследования в различных областях геологической науки по региональной геоло-

гии и геологическому картированию, стратиграфии, палеографии, геохимии и происхождению нефти, обоснованию эффективных направлений поисково-разведочных работ по геодинамике.

Научное наследие Ашрафа Абдуловича включает более 400 опубликованных трудов, в том числе 30 монографий, среди которых широко известны как у нас в стране, так и за рубежом: «Майкопская свита Азербайджана», «Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана», «Акчагыл Туркменистана» (в двух томах), «Акчагыл Азербайджана», «Апшерон Азербайджана», «Сармат Азербайджана», «Грязевые вулканы Азербайджанской ССР» и др. Ряд опубликованных ра-

бот переведен на туркменский, узбекский, польский, французский и английский языки.

А. А. Али-Заде родился в г. Шемахе. Трудовую деятельность начал в раннем возрасте и, будучи учеником средней школы, работал преподавателем азербайджанского языка в русской школе. С начала 30-х годов А. А. Али-Заде, совмещая учебу в Азербайджанском нефтяном институте им. М. Азизбекова (ныне АЗИНЕФТЕХИМ), работал преподавателем в Нефтяном техникуме им. Лассала, в Индустриальном техникуме им. Нариманова, в Буровом техникуме «Союзгеоразведки».

Будучи талантливым учеником таких крупных геологов, как С. А. Ковалевский и В. В. Богачев, А. А. Али-Заде уже на старших курсах вел самостоятельные геологические исследования в малоизученном в то время Дивичинском районе Азербайджана. Результаты этих исследований были опубликованы еще в студенческие годы в шести научных трудах, а позже, в 1936 г., отдельной книгой, не потерявшей своего научного значения по сей день.

После окончания института в 1935 г. Ашраф Абдулович работал старшим геологом, главным геологом и директором геолого-поисковой конторы треста Азнефтеразведка.

В 1942 г. А. А. Али-Заде был выдвинут на руководящую партийную работу и до 1946 г. работал секретарем Бакинского городского комитета КП(б) Азербайджана, вторым секретарем ЦК КП(б) Азербайджана, уделяя при этом большое внимание насущным задачам нефтяной промышленности.

В 1943 г. за открытие и освоение новых нефтяных месторождений А. А. Али-Заде была присуждена Государственная премия СССР и он был награжден орденом Ленина.

В 1944 г. А. А. Али-Заде завершил крупную монографию по майкопской свите Азербайджанской ССР, за что ему, минуя кандидатскую степень, была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук, а в 1945 г. он был утвержден в числе первых 15 действительных членов АН Азербайджанской ССР.

В период Великой Отечественной войны, в связи с эвакуацией техники и специалистов-нефтяников в восточные районы страны, добыча нефти в Азербайджане катастрофически упала. Для поднятия нефтяной промышленности республики А. А. Али-Заде в 1946 г. назначается начальником объединения «Азнефть». За короткое время под его руководством на промыс-

лах были проведены обширные восстановительные работы, расширены масштабы поисково-разведочных работ. В те годы наряду с разработкой общих нефтегеологических проблем А. А. Али-Заде занимался также решением многих чисто инженерных задач.

Созданные им совместно с группой инженеров малогабаритные перфораторы явились важным этапом технического прогресса в прострелочно-взрывных работах в скважинах и позволили осуществить опробование продуктивных объектов без подъема лифтовых труб, что значительно сократило время на освоение скважин. За эту работу в 1946 г. Ашрафу Абдуловичу вторично была присуждена Государственная премия СССР.

А. А. Али-Заде плодотворно работал на посту начальника объединения «Азнефтеразведка». Богатый опыт по изучению нефтеносных площадей Азербайджана и широкая эрудиция позволили ему быстро переориентировать направление поисково-разведочных работ и охватить ими наиболее перспективные районы, что привело к открытию новых нефтеносных площадей и увеличению добычи нефти в республике.

Он является непосредственным участником открытий ряда крупных нефтяных и газоконденсатных месторождений Азербайджана как на суше так и в море — Сиазань, Саадан, Амирханлы, Загли-Зейва, Бузовны—Маштаги, Шабандаг, Казанбулак, Гюргян-море, Карадаг, Карабаглы, Кюрсангы, Сангачалы—о. Дуванный, о. Булла, Мурадханлы.

С 1950 по 1954 г. А. А. Али-Заде работал зав. кафедрой геологии Туркменского государственного университета, одновременно совмещая работу в Туркменском филиале АН СССР в качестве зав. сектором полезных ископаемых. В эти годы Ашраф Абдулович, наряду с плодотворной подготовкой кадров геологического профиля, занимался обширными исследованиями неогеновых отложений Туркменистана, результаты которых легли в основу двухтомной монографии по акчагылу Туркмении, получившей высокую оценку специалистов. В годы работы в Туркмении А. А. Али-Заде организовал кафедру геологии ТГУ, воспитал целую плеяду геологов, вырастил высококвалифицированные научные кадры в области стратиграфии, тектоники, нефтяной и региональной геологии.

С 1954 по 1959 г. А. А. Али-Заде — профессор кафедры геологии и разведки нефтяных и газовых месторож-

дений АЗИИ им. М. Азизбекова. Обширная эрудиция, огромный опыт, глубокие знания и незаурядные способности делали его лекции по таким предметам, как геотектоника, полевая и структурная геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений, весьма интересными, доходчивыми и увлекательными. Он является автором первых учебных пособий для техникумов и вузов по геологическим предметам на азербайджанском языке.

С 1959 г. А. А. Али-Заде был назначен директором Азербайджанского научно-исследовательского института по добыче нефти. Им была проделана огромная работа по коренной перестройке научных исследований в области разведки, разработки и бурения нефтяных и газовых месторождений, техники и технологии добычи нефти и газа. Одновременно с этим в широком масштабе было поставлено решение ряда теоретических и проблемных задач региональной геологии и геологии нефти, вопросы изучения нефтегазоносности мезозойских отложений Азербайджана. А. А. Али-Заде обстоятельно занимался вопросами глубинного строения Азербайджана, фауны и стратиграфии актагильского, апшеронского и сарматского ярусов, региональной тектоники, накопления и преобразования ОВ в современных и четвертичных отложениях Каспийского моря. Он был одним из инициаторов по организации шахтной разработки истощенных месторождений нефти.

В последние годы жизни А. А. Али-Заде руководил секцией геотектоники и лабораторией геодинамики Института геологии им. И. М. Губкина АН Азербайджанской ССР, занимался изучением геолого-геофизических процессов в литосфере, разработкой фундаментальных проблем региональной геологии, тектоники и сейсмостектоники.

А. А. Али-Заде был не только крупным ученым, исследователем и организатором науки, но и талантливым

педагогом. Он воспитал целую плеяду геологов, вырастил высококвалифицированные научные кадры. Среди его учеников много докторов, несколько десятков кандидатов наук.

А. А. Али-Заде многие годы вел общественно-политическую работу, был руководителем партийных органов республики, делегатом съезда КП Азербайджана, депутатом Верховного Совета СССР, активно участвовал во многих сессиях МГК, МГС, МСК, был членом совета по комплексному изучению проблем Каспийского моря, Научного совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии нефти и газа, председателем комиссии по Кавказу и Закавказью, членом редколлегий научных журналов.

Партия и правительство высоко оценили заслуги А. А. Али-Заде, наградив его двумя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, многими медалями.

Не дожил до своего 75-летия Ашраф Абдулович. В расцвете творческих сил оборвалась жизнь ученого, являющаяся примером беззаветного служения народу. Обширна и многогранна была научная, педагогическая и общественно-политическая деятельность Ашрафа Абдуловича Али-Заде. Его научное наследие значительно обогатило отечественную геологическую карту.

Ашраф Абдулович Али-Заде был чутким и отзывчивым человеком неиссякаемой энергии, активным коммунистом-общественником, отдавшим все свои силы и знания большого ученого и талантливого педагога делу развития науки, воспитанию научных кадров и специалистов нефтяной промышленности.

Геологическая общественность СССР, а также ряда зарубежных стран знала А. А. Али-Заде как крупного представителя советской геологической науки.

*Академик АН Азербайджанской ССР  
К. А. Али-Заде*

МҮНДӘРИЧАТ

С. Б. Ахундова, Р. Н. Мәммәдзаде, М. В. Ломоносовун ээлзәлә вә онун сәбәбләри һаггында фикирләри	3
Ә. Ә. Әлизадә, Г. Ә. Әлизадә, Х. Әлијулла. Азәрбајчан эразисиндә јухары Еосен заманы палеотектоник вә палеогеографик инкишаф шәранти	7
А. Ч. Исмајылзаде, Ј. Ф. Волфензон. Талыш гәләви-базалтоид комплексиндә дәмир групу элементләринин јайылма хүсусијјәтләри	14
А. Һ. Һәсәнов, Ј. А. Рогожин, Т. Ј. Мәммәдов, Л. Б. Славина. Бөјүк Гафгазын шәрг һиссәсиндә зәиф сейсмик тәканларын тектоник нәзарәти	20
Т. Н. Кәнкәрли, Һ. Ә. Вәлијев, Р. Һ. Һачыјев, Н. И. Мусајев. Чәнуб-Шәрги Гафгазда зәлзәләнин хәбәрверичи амилләринин ахтарышы	28
М. А. Чавадов. Структур галхымларын өлчүләринин гырышыглыгын интенсивлији илә вә нефтгазлыгыга гаршылыгы алагәси һаггында (Чәнуби Дагыстан акваторијасы мисалында)	35
И. С. Гулијев, Т. П. Јеметс. Пироллиз мә'луматларына әсәсән Бақы архипелагы мәһсулдар гатынын карбоһидроген ештијаты һаггында	42
Ә. Р. Исмет, С. Ә. Чәфәров, Р. С. Чәфәрова. Палчыг вулканларынын пүскүрмә енерјисинин мәнбәји һаггында	50
Р. М. Һачыјев, Ф. Ә. Гәдилов, А. Һ. Гәдилов, В. В. Кунстман. Улан Холл—Бақы—Астара хәттиндә јер сәтнинин илдики шагули һәрәкәтиндәки кизли дөврүлүјүн ашкары	57
М. И. Рүстәмов, Н. Һ. Нәзирова. Ләкатах гранитоид интрузивләриндә калиум-натриум чөл шпатларынын структур-оптик типләри	63
А. М. Дадашов, Ј. Б. Галант, С. А. Мәммәдова. Күмүшү вә Агдәрә полиметал јатагларында газкеокимјәви хәритәәлинемасы	71
Ә. Л. Мәммәдов. Гранит-диорит сыралы сүхурларын јүксәк температурда електрик хәссәләри	76
С. А. Шыхлынский. Кичик Гафгазын Аразјаны зонасынын (Нахчыван МССР) алт палеокоен чөкүнтүләриндә фораминифера галыгларынын пәјланмасынын тәһлили	83
И. Ә. Әлијев. Лачын вә Гарабаг антиклинориләринин орта јура вулканитләринин кенетик типләри вә онларын әмәләкәлмә шәрантләри	89
Ш. Ә. Әзизова, А. А. Нариманов, М. Б. Хейров. Абшерон архипелагынын чәнуб-шәрг һиссәсинин литоложи-петрографик хүсусијјәтләри	95
П. М. Кәримов. Гарабаг-Мил аллувиал-пролювиал дүзәнлијиндә јералты суларын истисмарынын гидрокеоложи шәрантә тәсири	102
Ф. С. Әлијев, С. С. Әлијева. Јашма адасы акваторијасынын диб чөкүнтүләринин мүнәндис-кеоложи хүсусијјәтләри илә әлағәдар онларын јаранма шәрантләри	107
Б. В. Григорјантс, В. А. Огачанов. Гуруда вә дәннздә ағырлыг гүвә аномалијаларынын мәһијјәти һаггында	111

Кичик елми хәбәрләр

А. Һ. Сејидов, Ә. М. Һәмидов. Нахчыван МССР-дә Габуллу палыгорскит килләри јатагынын кеоложи гурулушу	120
Һ. М. Ибраһимов. Нахчыван МССР-ин фәјдалы газынтыларындан сәмәрәли истифадә мәсәләсинә даир	125
Р. Ә. Агамирзәјев, С. Т. Әлијева, Б. М. Пәнаһи. Таузчай үзәриндә салыначаг су амбары вә бәнд сәһәсинин сейсмик микрорајонлашдырылмасы	129

Хроника

Ад. А. Әлијев. Кеологларын совет-алман симпозиуму	132
Т. А. Һәсәнов. Умумитифаг палеонтолокија чәмијјәтинин XXXII сессиясынын иши һаггында	134
Р. Г. Мәммәдов, У. Ш. Мейдијев. «Петролкеоким—85» вә әтраф мүнәнтин муһафизәси проблемиси	136

Елм хадимләри

Ә. Ә. Әлизадәнин 75 иллији мүнәсибәтилә	139
---	-----

СОДЕРЖАНИЕ

С. Б. Ахундова, Р. Н. Мамедзаде. Взгляды М. В. Ломоносова на землетрясения и их причины	3
А. А. Али-заде, К. А. Али-заде, Х. Алиюлла. Палеотектонические и палеогеографические условия развития территории Азербайджана в поздне-мiocене	7
А. Д. Исмаил-заде, Е. Ф. Вольфензон. Особенности распределения элементов группы железа в щелочно-базальтоидном комплексе Талыша	14
А. Г. Гасанов, Е. А. Рогожин, Т. Я. Мемедов, Л. Б. Славина. Тектонический контроль слабой сейсмичности восточной части Большого Кавказа	20
Т. Н. Кенгерли, Г. О. Велиев, Р. Г. Гаджиев, Н. И. Мусаев. Некоторые предвестники землетрясений на Юго-Восточном Кавказе	28
М. А. Джавадов. О взаимосвязи размеров структурных поднятий с интенсивностью складчатости и нефтегазоносностью	35
И. С. Гулиев, Т. П. Емец. Об углеводородном потенциале продуктивной толщи Бакинского архипелага по данным пироллиза	42
А. Р. Исмет, С. А. Джафаров, Р. С. Джафарова. Об источнике энергии извержения грязевых вулканов	50
Р. М. Гаджиев, Ф. А. Кадилов, А. Г. Кадыров, В. В. Кунстман. Выявление скрытых периодичностей в современном вертикальном движении земной коры на профиле Улан Хол—Баку—Астара	57
М. И. Рустамов, Н. А. Назирова. Структурно-оптические типы калинатровых полевых шпатов Алкетаской группы гранитоидных интрузивов	63
А. М. Дадашев, Ю. Б. Галант, С. А. Мамедова. Газогеохимическая съемка на Гюмушлугском и Агдаринском полиметаллических месторождениях	71
А. Л. Мамедов. Электрические свойства пород ряда гранит-диорит при высоких температурах	76
С. А. Шихлинский. Анализ распространения нижнепалеогеновых фораминифер араксинской зоны Малого Кавказа (Нахичеванская АССР)	83
И. А. Алиев. Генетические типы среднеюрских вулканитов лачинского и карабахского антиклинориев и условия их формирования (Малый Кавказ)	89
Ш. А. Азизова, А. А. Нариманов, М. Б. Хейров. Литолого-петрофизические особенности пород среднего плиоцена Юго-Восточной части Апшеронского архипелага	95
П. М. Керимов. Влияние эксплуатации подземных вод на гидрогеологические условия Карабахо-Мильской аллювиально-пролювиальной равнины	102
Ф. С. Алиев, С. С. Алиева. Инженерно-геологические особенности пород дна Яшма-море в связи с их литификацией	107
Б. В. Григорьянц, В. А. Огаджанов. К вопросу о природе гравитационных аномалий на суше и море	111

Краткие научные сообщения

А. Г. Сеидов, Ә. М. Гамидов. Геологическое строение Кабуллинского месторождения палыгорскитовых глин Нахичеванской АССР	120
Г. М. Ибрагимов. К вопросу рационального использования полезных ископаемых Нахичеванской АССР	125
Р. А. Агамирзоев, С. Т. Алиева, Б. М. Папахи. Сейсмическое микрорајонирование территории строительства плотины и водохранилища на р. Таузчай	129

Хроника

Советско-немецкий симпозиум геологов	132
О работе XXXII сессии всесоюзного палеонтологического общества	134
(г. Таллин — 1986 г.) «Петролкеоким-85» и проблема охраны окружающей среды	136

Люди науки

К 75-летию Ашрафа Абдуловича Али-Заде	139
---------------------------------------	-----

---

Сдано в набор 20. 01. 87. Подписано к печати 22. 04. 87 г.

ФГ 10671. Формат бумаги  $70 \times 100^{1/16}$ . Бумага типографская № 1

Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист 11,05

Усл. кр.-отт. 11,05. Уч.-изд. лист 11,02. Тираж 555. Заказ 73. Цена 1 руб. 20 коп.

---

Издательство «Элм»

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок,

Главное здание

Типография АН Азербайджанской ССР.

Баку, проспект Нариманова, 31.