

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 использовать греческие буквы (необходимо четко обозначать греческого шрифта). Греческие буквы обозначать с помощью прописных букв латинского алфавита, имеющих сходство с греческими. Прописные буквы должны быть строчными — ввиду отсутствия в обозначениях СИ.

6. Статьи должны быть напечатаны в соответствии с требованиями к оформлению рукописей. В конце статьи должен быть указан адрес автора.

7. В конце статьи должен быть указан адрес автора.

АЗƏРБАЙҘАН ССР ЕЛМЛƏР АҚАДЕМИЈАСЫНЫН

ХƏБƏРЛƏРИ

ИЗВЕСТИЯ

АҚАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Геологија

✱

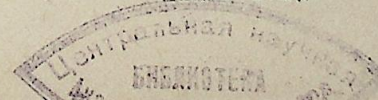
СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Геология

№ 1

1989

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



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Ак. А. Али-заде (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Б. А. Багиров, И. С. Джафаров, Т. А. Исмаил-заде, И. Г. Керимов, А. М. Кулиев, Х. С. Мамедов, М. А. Мусеилов, Ф. Г. Оруджалиев, А. М. Панахов (ответств. секретарь), С. Г. Салаев (зам. главного редактора), М. К. Сеид-Рза, Н. Д. Таиров (зам. главного редактора), Н. Ш. Ширинов (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1989 г.

УДК 57.08(091)

Ак. А. АЛИ-ЗАДЕ, Ш. Б. АСЛАНОВ

В. И. ВЕРНАДСКИЙ: ОТ БИОСФЕРЫ ДО НООСФЕРЫ

Каждый прошедший год со дня рождения выдающегося советского естествоиспытателя, минералога и кристаллографа, основоположника геохимии и биогеохимии В. И. Вернадского ярко и убедительно показывает, что его учение и богатое научное наследие во всем мире стало основой для понимания общих закономерностей развития нашей планеты, от которых зависит судьба нынешнего и будущего поколений.

В своих исследованиях В. И. Вернадский выдвинул крупнейшие научные проблемы, представляющие как теоретическое, так и практическое значение. Проблемы рассеянных и редких элементов, поиски радиоактивных элементов, роль организмов в геохимических процессах, определение возраста горных пород, строение силикатов и т. д. — далеко не полный перечень научных и практических идей, разработанных гениальным ученым.

Широкий круг научных исследований был характерен для Вернадского с юных лет; его влечет естествознание, астрономия, история. Будучи студентом первого курса отделения естествознания он параллельно слушает некоторые курсы математики и начертательной геометрии, работает в Астрономической обсерватории. Однако, начиная с третьего курса, под влиянием своего учителя и друга В. В. Докучаева он специализируется по кристаллографии и минералогии и проявляет большой интерес к вопросам генезиса и строения минералов, составившим позже основное направление научных исследований.

По окончании университета Вернадский был оставлен при нем для подготовки к профессорской деятельности. Через три года он впервые осуществляет научную экскурсию по Европе. Посещает в Неаполе профессора Скакки, но не найдя у него ничего особенного едет в Мюнхен, где «король кристаллографии» Пауль Грот поручает ему разработать тему об оптических аномалиях сложного органического вещества — эфира тримединовой кислоты. В процессе работы, критически оценив положение дел, молодой ученый приходит к мысли, что новые идеи и методы вводятся в кристаллооптику и кристаллохимию несмело, а сбор данных проводится без определенной программы.

Особое место в формировании научных взглядов и мировоззрения молодого Вернадского занимает парижский период его жизни (1889—1890). Здесь, в лабораториях Ле Шателье и Фуке, он работает над получением искусственных минералов. Его увлекает проблема генезиса и строения силикатов — группы, охватывающей более трети всех минералов земной коры. Это — широко известные полевые шпаты, слюды, драгоценные камни и руды некоторых металлов. Он проводит серию опытов и экспериментов по превращению веществ и приходит к мысли о диморфизме и полиморфизме в природе.

В. И. Вернадский не только занимается в лабораториях, посещает лекции, но и много читает. В трудах Кювье, Ляйела и особенно Бюффона он находит огромный материал об истории природы. Значение времени в геологическом аспекте было главным для Вернадского в произведениях Бюффона; он разделял точку зрения французского ученого о роли времени в развитии Земли и считал, что только Бюффон впервые «научно пытался выразить геологическое время». Привлекал Вернадского и исторический принцип, на котором основывалась идея эволюции природы — живой и мертвой, и он стремится создать новую минералогию — генетическую: «Минералы живут, я и буду говорить о них как о живых».

Труды Вернадского по проблемам минералогии стали известными далеко за границей России и заинтересовали ученых совершенно своеобразным и оригинальным подходом к минералам, которые являются продуктами земных химических реакций. В них уже были отчетливо прослежены близкие перспективы развития новой науки, и может быть, не одной. По образному выражению А. Е. Ферсмана, «в воздухе носилось уже название новой науки — геохимия, хотя оно еще не произносилось вслух».

Следует отметить, что еще до В. И. Вернадского многие ученые занимались проблемой совместного образования некоторых групп минералов, встречающихся вместе в земной коре. — парагенезисе, однако никто до него не сумел обобщить и развить динамические воззрения о минералах в виде общей эволюционной теории. Исследование минералов в парагенезисе, позволяющее выявить причины распределения и систематизации химических элементов в минералах, изучение истории химических элементов Земли в целом и определение генетических связей между ними легли в основу новой науки — геохимии, созданной В. И. Вернадским. Сущность новой науки, ее основоположение он охарактеризовал так: если минералогия является химией соединений, то геохимия — это химия элементов,

О своем детище через несколько лет В. И. Вернадский скажет: «Представление о геохимии, как о науке об истории земных атомов, возникло на фоне новой атомистики, новой химии и физики в тесной связи с тем представлением о минералогии, которое проводилось в Московском университете в 1890—1911 гг.».

29 декабря 1911 г. Вернадский на общем собрании АН выступает с научным докладом «Задачи дня в области радия», посвятив его проблемам атомной энергии. Он отмечает, что с открытием радиоактивности человечество неожиданно стало обладать новым источником энергии, причем источником величайшей силы. Ясно представляя себе огромное значение новой энергии, в том числе ее разрушительную силу, Вернадский-гуманист предупреждает, что «ни одно государство и общество не должно относиться безразлично к таким вопросам, как, кем и когда будут использованы и изучены находящиеся в его владении источники лучистой энергии, ибо владение большими запасами радия даст владельцам его силу и власть, перед которыми может поблестеть то могущество, которое получают владельцы золота, земли, капитала». Вернадский указывает на необходимость проведения геолого-изыскательных работ по изучению свойств и запасов радиоактивных минералов России. Летом того же года он организует экспедицию на Кавказ и в Среднюю Азию в поисках радиоактивных руд. Че-

рез 3 года аналогичные работы под его руководством продолжают в Сибири.

После ухода из университета В. И. Вернадский возглавляет при АН крупнейшую организацию — Комиссию по изучению естественных производственных сил (КЕПС). Поиск свинцовых, оловянных, цинковых руд, изучение горючих газов, благородных солевых отложений, выделяемых минеральными источниками, вод грязевых сопок, источников йода, бария, стронция и т. д. должны были, по мнению В. И. Вернадского, войти в круг задач КЕПС. Наряду с этим в задачу ее должно было входить и составление сводки о производительных силах России.

Летом 1917 г. болезнь заставляет В. И. Вернадского уехать на Украину. Тем не менее он продолжает держать связь с КЕПС, даже несмотря на то, что фронт гражданской войны отрезал его от Петрограда. После победы над белогвардейцами советские власти предложили ему принять участие в создании украинской Академии наук, и он внес большой вклад в организационную работу, впоследствии став президентом украинской АН. Параллельно с организационными работами Вернадский проводил исследовательскую работу по изучению состава живых организмов.

В 1912 г. В. И. Вернадский возвращается в Петроград, организует небольшую лабораторию, где продолжает практические химические работы по живому веществу, интересуется химией моря и вдруг... оставляет свои любимые занятия. Его приглашают читать лекции в знаменитом Сорбоннском университете, в цитадели науки.

И в Париже мысли о живом веществе и его роли не давали ему покоя. Он уже решил, что нужна новая наука — биогеохимия, синтез биологии, геологии и химии.

Рассматривая организмы как неотъемлемую и неотделимую часть механизма земной коры, Вернадский совершенно справедливо отмечает, что «на земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом». По мнению ученого, в течение всей геологической истории не было случаев в химическом явлении биосферы независимо от жизни.

Изучая геохимическую роль организмов, Вернадский приходит к выводу, что перемещения, концентрация, распределение различных химических элементов на лике Земли, в биосфере, главным образом, связаны с деятельностью живого вещества. Организмы-концентраторы приобретают особое значение при процессах выветривания горных пород и образовании месторождений осадочного происхождения. Они являются ключом к разгадке тайн эволюции биосферы в геологической истории Земли, восстановлении палеоэкологических обстановок минувших геологических эпох и т. д. Поэтому не случайно, что Вернадский последние 20 лет своей жизни посвятил проблемам биогеохимии и в течение 17 лет (1928—1945) возглавлял биогеохимическую лабораторию, созданную при АН СССР.

Мысли и идеи о роли живого вещества при образовании всей биосферы легли в основу новой книги «Биосфера», рукопись которой Вернадский привез из Франции в 1926 г. В том же году книга была издана в Ленинграде, а через три года — в Париже.

«Биосфера» — итог многолетних, кропотливых научных исследований. Она стала отправной точкой для развития целого ряда новых направлений, продиктованных насущными проблемами геологии и естествознания, расширила возможность познания эволюции биосферы в общепланетарном масштабе.

Глубокое знание геологической, а также геохимической роли антропогенной деятельности позволяет Вернадскому вплотную заняться проблемами нового состояния биосферы — ноосферой.

Термин «ноосфера» впервые предложили французские ученые Ле Руа и Шарден, и Вернадский принял его: но в отличие от них вложил в него другой смысл. Если для французских натуралистов ноосфера обозначала лишь ступень развития сознания, то для Вернадского главное выразилось в воздействии человечества, как геологического и геохимического фактора, на общество и природу.

Он отмечает: «Раньше организмы влияли на историю только тех атомов, которые были нужны для их роста, размножения, питания, дыхания. Человек расширил этот круг, влияя на элементы, нужные для техники и для создания цивилизованных форм жизни. Мы видим удивительную быстроту роста геохимической работы человечества, мы видим все более яркое влияние сознания и коллективного разума человека на геохимические процессы».

Принимая во внимание, что наступление ноосферы неизбежно на всей планете (хотя не одновременно и не равномерно), Вернадский думает о научных основах создания ноосферы. Открытие атомной энергии внесло совершенно новый элемент в ноосферу, которая по своей невиданной мощи не может быть в сравнении ни с одной энергией, известной до нее. Поэтому естественна тревога великого ученого: «Сумеет ли человек воспользоваться этой силой, направить ее на добро, а не самоуничтожение?». Эти поистине пророческие слова были произнесены в 1922 г., и они, безусловно, актуальны и по сей день.

В одном кратком сообщении трудно показать всю многогранную деятельность великого ученого. Приведем лишь фразу, высказанную учеником и соратником В. И. Вернадского А. П. Виноградовым 25 лет назад: «Торжественно отмечая 100-летие со дня рождения В. И. Вернадского, нашего крупнейшего естествоиспытателя и мыслителя, мы глубоко убеждены, что современное развитие геохимии, радиогеографии, биогеохимии и многих других сопредельных областей знания было бы невозможно без научного подвига В. И. Вернадского».

И от себя добавим: гениальные мысли В. И. Вернадского во все времена будут исходными для решения общепланетарных научных проблем.

А. А. Эли-Задэ, Ш. Б. Асланов

В. И. ВЕРНАДСКИ: БИОСФЕРДЭН НООСФЕРЭДЭК

Мәгалә көркәмлі тәбиәтшүнас алимни һәјат јолуна, онун елми вә елми-тәшкілати фәалијәтинә һәср олунмушдур.

Ак. А. Али-Задэ, Ш. В. Асланов

V. I. VERNADSKY: FROM BIOSPHERE TO NOOSPHERE

The life way, scientific, scientific organizational activity of the remarkable naturalist are lightened up in the article.

УДК 553.061.12

А. А. ДАДАШЕВ, И. С. ГУЛИЕВ

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА МЕТАНА ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И СОХРАНЕНИЯ ГАЗОВ В НЕДРАХ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮКВ)

Грязевые вулканы, представляющие собой «естественные» сверхглубокие скважины и непрерывно выделяющие газ, воду и брекчию, несут ценную информацию о геохимической обстановке в глубинных зонах осадочных бассейнов, еще не доступных бурению. особую ценность имеют данные об изотопном составе углерода метана и углекислоты. Научный и практический интерес этих параметров для решения геохимических задач определяется в первую очередь тем, что «изотопная метка», приобретенная в момент зарождения молекул, в последующем не подвергается значительным изменениям под влиянием внешней среды.

В настоящем сообщении представлены результаты изучения изотопного состава углерода в газах грязевых вулканов западного борта Южно-Каспийской впадины.

В распределении изотопного состава углерода метана по площади наблюдается определенная закономерность, выраженная в обособлении участков и зон с близким изотопным составом (рис. 1). Так, наиболее легкий метан входит в состав газов грязевых вулканов Нижне-Куринской депрессии, а изотопно тяжелый — в состав газов Шемахино-Гобустанского района, хотя в каждом из рассмотренных районов встречаются исключения — газы вулканов Кушчи, Матраса, Дуровдаг, Бог-бога, Кирмаку [4] и др. выделяются аномально легким по углероду метана изотопным составом (таблица).

Грязевые вулканы Апшеронского р-на по изотопному составу углерода метана четко делятся на три группы. В первую группу входят вулканы Аби́ха, Учтепе, Ахтарма Карадагская ($\sigma^{13}\text{C}$ в пределах — 35,9 ÷ — 41,5‰); во вторую — вулканы Шорбулак, Гекмалы, Боздаг Кобийский и др. ($\sigma^{13}\text{C}$ от — 44,6 до 46,6‰) и в третью — Бог-бога и Кирмаку (от — 55 до — 60‰) [4].

Выше было отмечено, что величина $\sigma^{13}\text{C}$ метана формируется в процессе генерации газов и в дальнейшем мало подвержена изменениям. Основным фактором, определяющим формирование изотопного состава метана, является стадийность катагенетического преобразования ОВ, зависящая от температуры и времени. Различие в изотопном составе углерода метана, определяемое фракционированием изотопов, заключается в закономерном утяжелении углерода метана по мере увеличения степени преобразованности ОВ (Галимов, Симоне и др, 1980).

Теоретически, в условиях полной сохранности образовавшихся газов, в разрезе должен наблюдаться набор газов разных зон генерации со значениями $\sigma^{13}\text{C}$ от — 70 ÷ — 75 до — 25 ÷ — 30‰. В конкретных

геологических условиях для нефтегазовых залежей обычно $\delta^{13}\text{C}$ метана изменяется в узких пределах: $-35 \div -50\text{‰}$ при ср. значении $-44 \div -45\text{‰}$ [1].

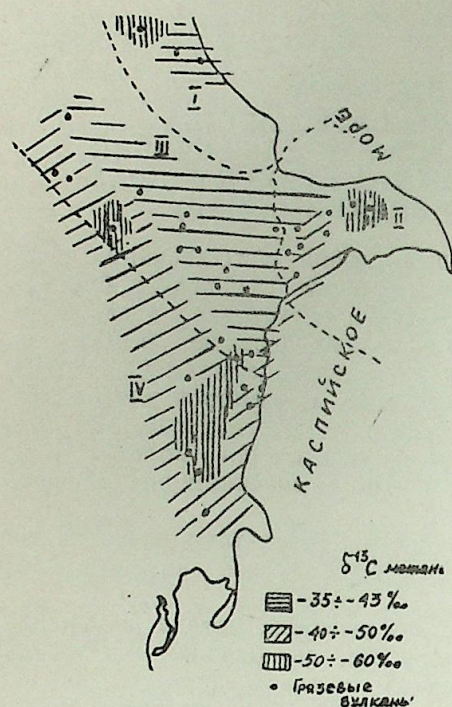


Рис. 1. Схема изменения изотопного состава углерода метана газов грязевых вулканов Азербайджана

Одной из возможных причин различий в изотопном составе углерода метана разных областей и регионов является разная степень сохранности газов, т. е. степень дегазации отложений. Потеря основной массы биохимического метана или метана ранних стадий катагенеза ОВ, т. е. изотопно-легкого метана, может привести к накоплению изотопно-тяжелого метана и, наоборот, хорошие условия сохранности газов обуславливают наличие изотопно более легкого метана, образующегося за счет смещения и накопления газов разных генераций.

Приведенная схема формирования изотопного состава углерода метана не отрицает наличия других механизмов, определяющих значительные различия в значениях $\delta^{13}\text{C}$ метана газов разных областей и месторождений. Так, например, определенные различия могут быть обусловлены различным типом исходного ОВ (алиновым или арконовым) или деструкцией нефти на больших глубинах — образующийся при этом метан характеризуется повышенным содержанием легкого изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до $-55 \div -60\text{‰}$) [2, 3].

С позиции вышеприведенных теоретических представлений заметное различие в изотопном составе углерода метана грязевых вулканов Нижне-Куринской впадины и Шемахино-Гобустанского района, вероятно, обусловлено различной степенью сохранности газов различных стадий катагенеза и хорошо увязывается с историей геологического развития региона.

Углеродный и изотопный состав газов
грязевых вулканов Азербайджана

на карте №	Грязевые вулканы	Концентр. УВ газов, об. %		$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ ‰	Корни грязевых вулканов по возрасту самых древних пород в выбросах
		CH_4	ΣTU		
1.	Кайнарджа	95,3	0,1	-59,1	Мел
2.	Саадан	89,22	0,5	-37,9	Н. мел.+юра
3.	Хыдырзынды	90,31	1,54	-38,6	Н. мел.+юра
4.	Абих	96,4	0,02	-39,5	В. мел
5.	Гекмалы	97,32	0,55	-46,0	
6.	Боздаг	96,3	0,04	-46,5	В. мел
7.	Учтепе	96,3	0,03	-35,9	
8.	Зап. Боздаг	97,02	0,02	-45,0	
9.	Шорбулак	94,73	0,04	-42,8	
10.	Ахтарма-Карадагская	97,7	0,06	-41,5	В. мел
11.	Пирекешкюль	95,44	0,07	-43,0	
12.	Мараза	98,0	0,01	-39,1	Палеоген
13.	Шихзагирли	95,53	Сл.	-40,3	В. мел
14.	Демирчи	96,91	0,07	-36,3	В. мел
15.	Сагиян	97,2	0,08	-45,1	
16.	Матраса	92,57	0,18	-46,3	В. мел
17.	Кушчи	97,3	0,1	-54,8	В. мел
18.	Нардаранахтарма	95,64	Сл.	-38,7	
19.	Сулейманахтарма	91,84	2,13	-40,5	
20.	Чельдаг	96,95	Сл.	-37,1	Эоцен
21.	Календарахтарма	98,84	Сл.	-39,2	В. мел
22.	Утальги	97,96	0,14	-38,7	
23.	Джагирли	96,16	Сл.	-41,9	Палеоген
24.	Айрантекян	92,0	0,03	-44,6	В. мел
25.	Котурдаг	93,70	0,01	-45,4	Эоцен
26.	Дашгиль	96,74	Сл.	-38,6	В. мел
27.	Бахар	98,71	Сл.	-42,6	В. мел
28.	Хамамдаг	93,86	2,38	-47,3	В. мел.
29.	Хыдырлы	96,37	0,11	-44,5	
30.	Агзыбир	92,4	5,64	-44,8	Плиоцен
31.	Пиргарин	95,2	4,17	-43,8	Плиоцен
32.	Бабазанан	97,16	0,42	-49,4	
33.	Дуровдаг	96,83	1,87	-53,8	В. мел
34.	Дуздаг	96,06	0,1	-45,2	В. плиоцен

Судя по данным изотопного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$ метана — 47‰) и химического ($\Sigma \text{TU}_{\text{ср}} = 2,1\%$) анализов, газы вулканов Нижне-Куринской впадины являются продуктом более ранних стадий преобразования ОВ, соответствующих начальным и средним стадиям ГФН, а газы Шемахино-Гобустанского района ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$ метана — $41,8\text{‰}$, $\Sigma \text{TU}_{\text{ср}} = 0,1\%$) в основной своей массе представлены метаном зрелых и поздних стадий катагенеза. Очевидно, основной причиной различия в изотопном составе газов сравниваемых областей является разная степень дегазации отложений. Газы ранних стадий генерации в Шемахино-Гобустанском районе вследствие специфических условий геолого-тектонического развития (рис. 2) оказались потерянными. Область характеризуется сложным геологическим строением, высокой сейсмичностью, наличием большого количества разрывных нарушений. Значительная дегазация недр этого участка поверхности подтверждается многочисленностью грязевых вулканов, частотой их извержения, а также от-

сутствием на глубинах, доступных бурению, крупных газовых и нефтяных залежей.

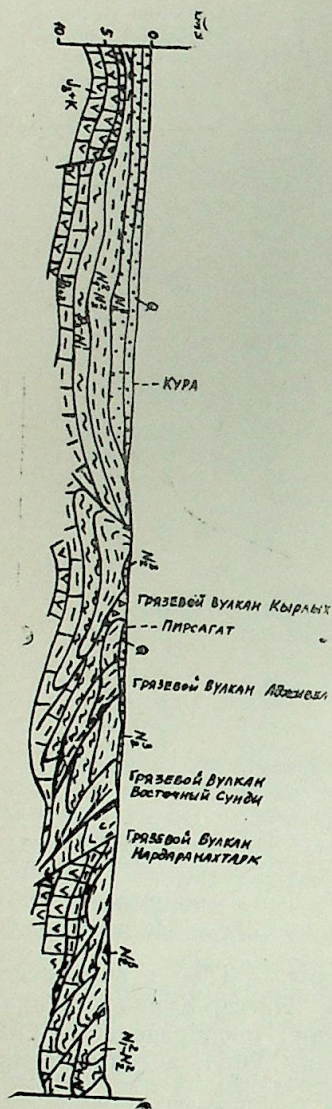


Рис. 2. Геологический профиль А—А (см. рис. 1). Нефтегазоносные районы: I — Прикаспийско-Кубинский, II—Апшеронский; III—Шемахино-Гобустанский, IV — Нижне-Куринский

Нижне-Куринская впадина покрыта мощной толщей плиоцен-четвертичных отложений (5—6 км), залегающих почти горизонтально. Количество вулканов в области гораздо меньше, чем в предыдущей, и извергаются они значительно реже. Эти данные наряду с наличием крупных нефтегазовых залежей (Кюрсангя, Карабаглы, Нефтечала и др.) свидетельствуют о лучших условиях сохранности скоплений УВ в пределах этого района, по сравнению с Шемахино-Гобустанским.

Корреляция значений $\sigma^{13}\text{C}$ метана со степенью дегазации отложений (со степенью сохранности генерированных газов) подтверждается данными об изотопном составе углерода метана минеральных источников Южного склона Большого Кавказа. Изотопно-легкий метан ($\sigma^{13}\text{C} -55 \pm -69,3\%$) входит в состав минеральных источников, приуроченных к выходам пород в основном неогенового возраста, а изотопно-тяжелый — к выходам пород юрского и мелового возраста. Это свидетельствует о том, что ОВ меловых и юрских пород генерирует изотопно-тяжелый метан зрелых стадий катагенеза, а метан, генерированный на более ранних стадиях катагенеза, дегазирован. И наоборот, ОВ неогеновых отложений находится на ранних стадиях катагенеза, а метан зрелых стадий катагенеза, генерируемый на больших глубинах, в формировании состава газов минеральных источников, приуроченных к неогеновым отложениям, не участвует.

Установление факта зависимости $\sigma^{13}\text{C}$ метана грязевых вулканов и минеральных источников от степени дегазации отложений может быть использовано для сравнительной оценки перспектив газоносности отдельных участков, на которых развиты грязевые вулканы.

Грязевые вулканы ЮКВ развиты на участках, где мощность осадочного чехла изменяется от 8 до 25 км. В таких условиях, как было отмечено выше, в недрах генерируется практически весь генетический набор газов — от биохимических до газов апокатагенеза. Наличие в газах грязевых вулканов изотопно-легкого метана свидетельствует о хороших условиях его сохранности в недрах и одновременно указывает на возможность обнаружения на больших глубинах изотопно-тяжелого метана.

С вышеизложенных позиций грязевые вулканы западного борта ЮКВ по степени перспектив газоносности больших глубин можно разделить на три группы. При анализе учитывались данные изучения $\sigma^{13}\text{C}$ метана и углекислого газа грязевых вулканов Азербайджана, изложенные в работе [4].

В первую группу входят вулканы Бог-бога, Кирмаку, Дуровдаг, Кушчи и др. с изотопным составом углерода метана $\sigma^{13}\text{C} -48 \div -60\%$ и $\sigma^{13}\text{C}$ углекислоты $-10 \div 25\%$. Эти данные свидетельствуют о том, что газовые скопления, давшие начало грязевому вулканизму, образовались на ранних и средних стадиях катагенеза, а углекислота в газах генетически связана с нефтью, РОВ и водорастворенной органикой [5]. В зоне развития этих вулканов на больших глубинах (деструкция нефти не рассматривается) помимо газов указанной генерации могут быть встречены газы с более тяжелым по углероду метана изотопным составом, генерирующимся на больших глубинах.

Во вторую группу входят вулканы Матраса, Айрантекян, Сагян, Котурдаг и др. с изотопным составом углерода метана $\sigma^{13}\text{C} -43 \div -48\%$, характерным для средних стадий преобразования ОВ и $\sigma^{13}\text{C}$ углекислоты $\div 10 \div -10\%$, свидетельствующим о связи CO_2 с ОВ и нефтью и, частично, об образовании ее за счет деструкции ОВ в анаэробных условиях [5]. В зоне развития этих вулканов также кроме газов средних стадий преобразования ОВ могут быть встречены на больших глубинах залежи с изотопно-тяжелым метаном.

Наконец, в третью группу входят вулканы Мараза, Пирекешкюль, Хыдырзынды, Демирчи, Уталгы и др., функционирующие за счет га-

зов, образующихся на поздних стадиях катагенеза с $\delta^{13}\text{C}$ метана —35—-43‰, и содержащие углекислоту, образующуюся за счет разложения карбонатов на больших глубинах и анаэробной деструкции ОВ— $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты +10÷20‰ [4].

Для более аргументированной оценки перспектив газоносности участков, где развиты грязевые вулканы той или иной группы, необходимо привлечение дополнительных данных о геологическом строении зон развития грязевых вулканов, геохимии ОВ, составе и распределении в газах тяжелых УВ и их изотопном составе.

Литература

1. Методические рекомендации по радиогеохимическим и изотопным исследованиям нефтегазоносных областей. М.: ОНТИ ВНИИЯГГ, 1977, 106 с.
2. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973, 384 с.
3. Сынгаевский Е. Д. Формирование газовых месторождений по данным изотопных исследований углерода (на примере некоторых районов Средней Азии и Юга Европейской части СССР): Дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИИЯГГ, 1974, 146 с.
4. Валиев Б. М., Гринченко Ю. И., Прохоров В. С., Титков Г. А. О зональности изотопного состава углерода, газов, грязевых вулканов и ее тектоническом контроле//Докл. АН СССР, 1982. Т. 267. № 5. С. 1222—1225.
5. Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л., Гуриева С. М. Генезис CO_2 в нефтяных путных газах (по изотопному составу углерода)// Геология нефти и газа, 1978. № 2. С. 38—44.

А. А. Дадашев, И. С. Гулиев

ПАЛЧЫГ ВУЛКАНЛАРЫНДА МЕТАН КАРБОНУНУН ИЗОТОП ТЭРКИБИ ЧЭНУБИ-ХЭЗЭР ЧӨКӨКЛИЛИНДӨ ГАЗЛАРЫН ЭМЭЛЭ КЭЛМЭСИ ВЭ ГОРУНМАСЫ ШЭРАИТИНИН КӨСТЭРИЧИСИ КИМИ

Мәгаләдә Азәрбајҹанын палчыг вулканларынын газларында метан вә карбон газы карбонунун изотоп тәркиби һаггында мәлүмат верилр, палчыг вулканлары районларында $\delta^{13}\text{C}$ гүмәтинин геоложи-тектоник гурулушундан асылылығы көстәрилр.

A. A. Dadashev, I. S. Guliev

THE CH_4 CARBON ISOTOPIC COMPOSITION OF THE MUD VOLCANOES AS GASES FORMATION AND PRESERVATION CONDITIONS INDEX IN SOUTH-CASPIAN DEPRESSION

In the article the information about isotopic composition of the carbon CH_4 and CO_2 of the mud volcano gases of Azerbaijan is given, indicating mutual connection quantity of $\delta^{13}\text{C}$ with geologic-tectonic structure of mud volcano.

УДК 549:551,26.037:551.311.8

М. Б. ХЕИРОВ, Ад. А. АЛИЕВ, О. Б. САФАРОВА

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД — ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Комплексные литолого-геохимические исследования продуктов твердой фазы извержений грязевых вулканов дают нам ценную геологическую информацию о строении и составе не вскрытых бурением глубоких горизонтов и нефтегазоносности недр грязевулканических районов. Эти сведения, несомненно, представляют научный и практический интерес как с точки зрения определения направления поисково-разведочных работ на нефть и газ на больших глубинах, так и для установления литологических особенностей пород и степени их катагенетической переработки.

Нами исследованы глинистые породы из выбросов ряда крупных и довольно активных грязевых вулканов четырех нефтегазоносных районов: Апшеронского (Локбатан, Боздаг-Кобийский), Юго-восточного Гобустана (Дашгиль, Айрантекян, Котурдаг), Нижнекуринской впадины (Агзыбир), Бакинского архипелага (о. Лось, б. Карнилова—Павлова) и Челекен-Ливановской зоны поднятий (б. Ливанова).

Изучены, преимущественно, материалы последних извержений грязевых вулканов, в частности Локбатана (1980 г.), Боздаг-Кобийского (1974 г.), Айрантекяна (1976 г.), Агзыбира (1978 г.), о. Лось (1977 г.) и б. Ливанова (1982 г.), в стратиграфическом интервале миоцен-палеогеновых отложений. При этом особый интерес представляют твердые продукты извержений грязевых вулканов о. Лось (миоцен), Агзыбир (олигоцен—нижний миоцен), б. Ливанова (палеоген) и др., представленные пока не выявленными бурением и на сегодня еще не изученными глинистыми породами палеоген-миоцена, залегающими на глубинах ниже 5—6 км.

В статье приводится подробное описание литологических особенностей и минералогического состава глинистых пород — выбросов грязевых вулканов в аспекте установления их роли в аккумуляции и сохранении скоплений углеводородов на больших глубинах.

Глина в выбросах вулкана о. Лось (обр. 932) светло-серая с зеленым оттенком слоистая пористая известковистая (CaCO_3 до 10%). Под микроскопом она сложена тонкодисперсной глинистой массой с примесью (5—10%) кварца, полевых шпатов, кремнистого материала. Порода обогащена пиритом. Структура пелитовая, текстура ориентированная (полосчатая).

Фракция мельче 1 мкм по данным рентгенодифрактометрического анализа представлена полиминеральным хлорит (5%)-каолинит (15%)-гидрослюдисто (20%)-монтмориллонитовым (55%) составом, с небольшой примесью (5%) смешанослойных глинистых образований, с неупорядоченным чередованием слоев хлорита и монтмориллонита (таблица).

Минералогический состав тонкопелитовой фракции глин
из выбросов грязевых вулканов

Грязевой вулкан	№ обр.	Возраст	Макроописание породы	Состав фракции мельче 1 мкм, %					
				Г	М	К	Х	См. сл.	Ц
Агзыбир	1218	Майкоп	Глина буроватая известковистая	40	40	20	—	—	—
	1220	"	Глина светло-бурая известковистая	10	45	30	5	5(Г—М)	Сл. 5
	1221	"	Глина серовато-бурая плитчатая известковистая	20	60	20	—	—	—
Лось	932	Миоцен	Глина светло-серая с зеленым оттенком	20	55	15	5	5(Х—М)	—
б. Корнилова-Павлова	989	"	Глина желтовато-бурая аргиллитоподобная	50	30	20	—	—	—
	759	Палеоцен	Глина зеленая жирная на ощупь, с раковистым изломом	65	5	30	Сл.	—	—
б. Ливанова	1072	Майкоп	Глина светло-зеленая некарбонатная	65	5	25	—	—	—
	1079а	Палеоцен	Глина коричнево-бурая жирная некарбонатная	60	5	25	5	5(Х—М)	—
	1079б	Эоцен	Глина зеленовато-серая некарбонатная	55	15	10	10	5(Х—М)	—

Примечание: Г — гидрослюда, М — монтмориллонит, К — каолинит, Х — хлорит, См. сл. — смешаннослойные глинистые образования, Ц — цеолит.

Монтмориллонит определен базальным рефлексом первого порядка, зарегистрированным на дифрактограмме воздушно-сухого образца при межплоскостном расстоянии 1,45 нм, который смещается до 1,78 нм после насыщения образца глицерином и фиксируется при 0,98 нм после прокаливания его при температуре 580°C в течение 30 мин (рис. 1А).

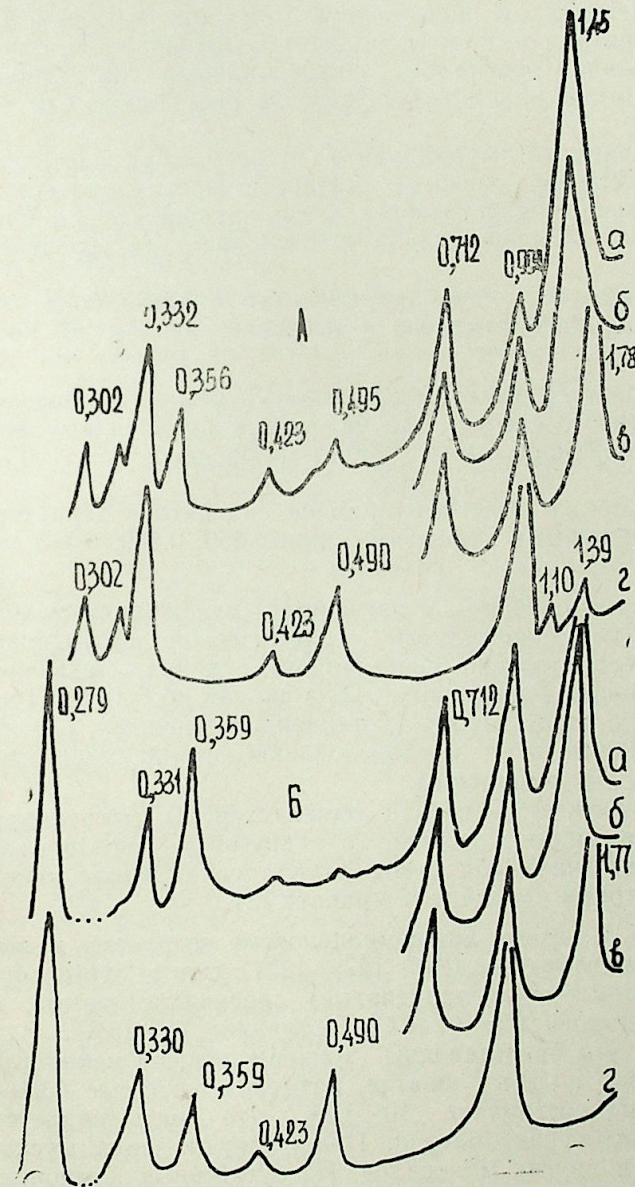


Рис. 1. Дифрактометрические кривые фракции мельче 1 мкм глинистых пород — выбросов грязевых вулканов:
А — о. Лось, обр. 932;
Б — б. Корнилова—Павлова, обр. 989; а — дифрактограммы воздушно-сухого образца, б — обработанного теплым (80°) раствором соляной кислоты, в — насыщенного глицерином, г — нагретого при температуре 580°C

Для гидрослюда характерна регистрация базального рефлекса при 0,990 нм и его высоких порядков, стабильных при насыщении глицерином и нагреве при t 580°C (см. рис. 1А).

Для каолинита характерны базальные рефлексы при 0,712 и 0,356 нм, которые сохраняются после обработки теплым 5%-м раствором HCl, но исчезают при температуре 580°C (см. рис. 1).

Базальный рефлекс первого порядка хлорита при 1,40 нм перекрывается рефлексом монтмориллонита на дифрактограмме воздушно-сухого образца, но хорошо проявляется при 1,39 нм после нагрева образца.

Смешанослойные глинистые образования с неупорядоченным чередованием слоев хлорита и монтмориллонита (отношении слоев 1:3) определены в основном рефлексом, фиксированным на дифрактограмме нагретого образца при межплоскостном расстоянии 1,10 нм (рис. 1, А).

Преобладание в глине монтмориллонита и небольшая плотность породы указывают на слабое развитие катагенетических процессов, что обеспечивает сохранность пластичности и изолирующих ее свойств, несмотря на довольно большую глубину залегания (в пределах 6—7 км).

Желтовато-бурая аргиллитоподобная слоистая слабокарбонатная ожелезненная глина (обр. 989) отмечена в выбросах вулкана б. Корнилова—Павлова.

Характерные дифрактограммы тонкопелитовой фракции приведены на рис. 1 Б, из которого следует, что указанная фракция выражена каолинит (20%)-монтмориллонит (30%)-гидрослюдистым (50%) составом.

В ней отмечаются также заметные примеси сидерита с характерными для него дифракционными эффектами при 0,359, 0,279; 0,213 нм и др. (рис. 1 Б).

Присутствие пирита и сидерита в изученных отложениях может свидетельствовать о восстановительной геохимической обстановке, благоприятной для преобразования рассеянного в глинах органического вещества в битумоиды (содержание ХВ в глинах до 0,15%). Термобарические условия больших глубин (повышенные значения Т и Р) также, видимо, благоприятствуют преобразованию органического вещества глинистых пород в углеводороды.

Таким образом, изученные глины, с одной стороны, могут быть отнесены к нефтепроизводящим породам, а с другой — играть роль флюидоупоров для залегающих под ними коллекторских пород, обоснование сохранности которых приводится в работе [3].

Глинистые породы (олигоцен-нижнемиоценового возраста) в выбросах вулкана Агзыбир (образцы 1218, 1220, 1221) светло-бурые, бурые, серовато-бурые слоистые (сланцеватые) среднеуплотненные, в различной степени известковистые (CaCO₃ составляет 10—15%).

В шлифах глины эти представлены тонкодисперсной глинистой массой с зернами кварца, полевых шпатов, размером не более 0,04—0,05 мм. Содержание их составляет 10—15%, это подтверждается также данными рентгенодифрактометрии. Присутствуют зерна мусковита, хлорита, биотита и других минералов. Из аутигенных компонентов отмечаются кремнистые выделения, зерна пирита, доломита, титанита и других минералов. Глины лимонитизированы. Структура их пелитовая и алевропелитовая. Текстура в основном беспорядочная, иногда слоистая.

Тонкопелитовая фракция изученных глин выражена или каолинит (20%)-гидрослюдисто (20—40%)-монтмориллонитовым (40—60%) или же гидрослюдисто (10%)-каолинит (30%)-монтмориллонитовым (45%) составом (см. таблицу) с незначительной примесью цеолита.

По составу тонкопелитовой фракции эти глины не отличаются от глин среднего плиоцена Нижнекуринской впадины, изученных ранее по керновому материалу [1, 3]. Преобладающим глинистым минералом в обоих случаях является монтмориллонит, с той лишь разницей, что здесь он выражен кальциевой разностью, в то время как в глинах среднего плиоцена роль обменных оснований помимо ионов кальция играют также ионы натрия.

Глины майкопской серии более плотные, чем глины среднего плиоцена, но они еще достаточно пластичны. Здесь глины подвержены относительно сильному, по сравнению с глинами среднего плиоцена, катагенетическому изменению, но они еще не прошли подстадии МК₄, МК₅ мезокатагенеза (в среднем плиоцене глины прошли подстадии МК₁ и МК₂ мезокатагенеза).

Из всего описанного выше следует, что глины олигоцен — нижнего миоцена Нижнекуринской области, как и описанные выше глины миоценовых отложений Бакинского архипелага, несмотря на большие глубины их залегания, в своем составе еще сохраняют большое количество набухающих глинистых минералов, а следовательно, и различных флюидов, придающих им высокую пластичность и флюидоупорность, которые способствуют развитию аномально высоких пластических давлений и грязевого вулканизма.

Здесь также, как и в глинистых отложениях миоцена Бакинского архипелага, существуют условия (восстановительная геохимическая обстановка, температура, превышающая 90—100°C, и др.), благоприятствующие преобразованию рассеянного в глинистых породах органического вещества в нефтяные углеводороды.

Глинистые породы палеогена в выбросах грязевого вулкана б. Ливанова (образцы 1061, 1072, 1079 а, 1079 б) зеленовато-серые, зеленые, коричневатобурые, в основном массивные с раковистым изломом некарбонатные.

В плоскопараллельных шлифах они, преимущественно, однородные с небольшим содержанием угловато-окатанных зерен кварца (5—10%), полевых шпатов (до 5%) алевритовой размерности.

Породы обогащены пиритом в виде зерен округлой и эллипсоидальной форм. В отдельных обломках отмечаются поры, появившиеся, по-видимому, за счет выпадения кремнистого материала. Последний иногда (обр. 1079) выполняет трещины.

Главной особенностью изученных глин выбросов грязевого вулкана б. Ливанова, отличающей их от глин КТ, является отсутствие в них карбонатов. В то время как в отложениях КТ они составляют 10—20% и более. Это указывает на условия в бассейне осадконакопления (климатических, гидрохимических, геохимических и др.) в палеогеновое время по сравнению с веком образования КТ. В палеогеновое время по сравнению с веком образования КТ. В палеогеновое время, видимо, бассейн был относительно глубоководным, а климат холодным, что обеспечило накопление тонкодисперсного терригенного глинистого материала, исключая осаждение карбонатов и других эвапоритов.

Отсутствие карбонатов и увеличение содержания пелитового материала в глинах палеогена б. Ливанова приводят к увеличению их пластичности, флюидоупорности и развитию в них аномально высоких поровых давлений, играющих определенную роль в развитии грязевулканических извержений. Глины здесь являются как накопителями избыточных энергий, так и их проводниками.

Тонкопелитовая фракция изученных по выбросам вулкана б. Ливанова глин, как и глины КТ одноименной площади, изученные по керновому материалу разведочного бурения [4], имеет полиминеральный хлорит (следы — 5%) -монтмориллонит (5—15%) -каолинит (15—30%) -гидрослюдистый (55—65%) состав с небольшими примесями смешанослойных глинистых образований монтмориллонит-хлоритового ряда с неупорядоченным чередованием слоев (см. таблицу и рис. 2).

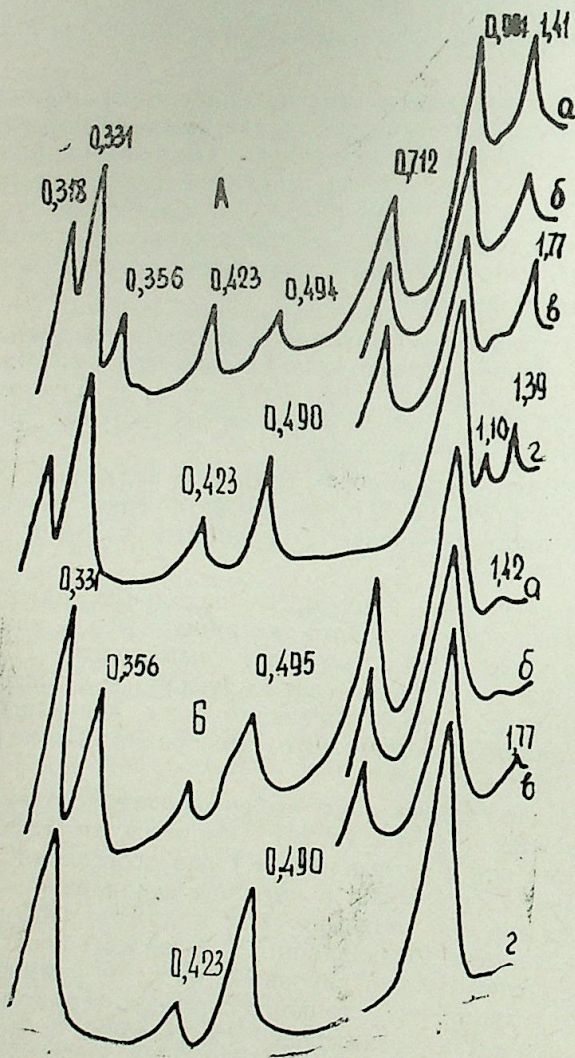


Рис. 2. Дифрактометрические кривые фракции мельче 1 мкм глинистых пород — продуктов извержений грязевого вулкана б. Ливанова: А — обр. 1079 б; Б — обр. 759 (условные обозначения те же, что и на рис. 1).

Преобладающим глинистым минералом, как и в глинах отложений КТ, является гидрослюда, содержание которой здесь больше, чем в глинах КТ, что, возможно, связано с более сильными, по сравнению с породами КТ, катагенетическими изменениями. Преимущественно гидрослюдистый состав глин палеогеновых отложений б. Ливанова не приводит к уменьшению их пластичности. Это объясняется тем, что гидрослюда на больших глубинах под влиянием всестороннего сжатия и повышенного давления приобретает способность гофрировать и становится не менее пластичной, чем монтмориллонит при тех же условиях [4].

Из всего вышеизложенного следуют выводы:

1. Глинистые породы олигоцен-миоценовых отложений Бакинско-го архипелага и Нижнекуринской области, залегающие на больших глубинах, не подвержены сильным катагенетическим изменениям и представлены преимущественно набухающими глинистыми минералами, содержащими большое количество воды и других флюидов, придающих им высокую пластичность.

2. Глинистые породы палеогена б. Ливанова сохраняют пластичность в условиях повышенных давления и температуры, благодаря структурным особенностям и механическим свойствам гидрослюды.

3. Изученные породы по своим литолого-геохимическим особенностям могут быть отнесены к числу нефтепроизводящих. Высокая их дисперсность, видимо, способствовала накоплению органического вещества, а восстановительная геохимическая обстановка и повышенные термобарические параметры (T и P) благоприятствовали преобразованию его в нефтяные углеводороды.

4. Благодаря высокой пластичности и флюидоупорности изученные глинистые породы могут служить неплохими покрытиями для залегающих ниже коллекторов. Следовательно, в рассмотренных районах залежи углеводородов могут встречаться и на достаточно больших глубинах (6—9 км).

Литература

1. Али-заде А. А., Даидбекова Э. А., Хеиров М. Б. Состав и генетическая природа глинистых минералов основных нефтегазоносных отложений Азербайджана // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1971. № 4. С. 4—23.
2. Хеиров М. Б. Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979. № 8. С. 144—151.
3. Хеиров М. Б., Даидбекова Э. А., Курбанова Ф. М., Ибрагимова С. С. Некоторые причины сохранения коллекторских свойств на больших глубинах // В кн.: Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Недра, 1985. С. 81—89.
4. Хеиров М. Б., Халилов Н. Ю., Балаев Э. С. Влияние литолого-минералогических особенностей пород на условия проводки скважин на структурах восточной части Апшероно-Прибалханской тектонической зоны // Азерб. нефт. хоз-во, 1982. № 7. С. 4—9.
5. Якубов А. А., Алиев Ад. А. Грязевые вулканы. М.: Знание, 1978.

М. Б. Хеиров, Ад. А. Элијев, О. Б. Сэфэрова

ПАЛЧЫГ ВУЛКАНЛАРЫНЫН ПУСКҮРМЭ МӘҤСҮЛҮ ОЛАН КИЛЛИ СҮХҮРЛАРЫН МИНЕРАЛОЖИ ТӘРКИБИ

Мәгалә Бақы архипелагы вә Ашағы Күр вадисинин палчыг вулканларынын пускүрмә мәңсүлү олан олигоцен-миосен јашлы килли сүхүрларын минераложы тәркибинин, һәмчинин Жданов бәнкәси (Чәләкән-Ливанов зонасы) вулканын палеокен јашлы туллантыларынын өјрәнилмәсинә һәср олунамүшдур. Јухарыда ады чәкилән сүхүрларын

микроскопик, рентген-дифрактометрлик ва кимјови анализләрнин нәтичәләри кәстәрилдир.

Тәдқиғатнн нәтичәләри кил сүхурларынн экран ва нефт әмәләкәтиричи хусусиј-јәтинә малик олдуруну ва бу сәбәбдән тәдқиғат апардығымыз реҗионда 6—9 км дәр-ринликдә карбоһидроген јатағларынн мөвчуд олмасы хәбәрини вермәјә имкан верир.

M. B. Kheirov, A. A. Aliev, O. B. Safarova

MINERAL COMPOSITION OF CLAY ROCKS, THE ERUPTION PRODUCTS OF MUD VOLCANOES

The article deals with the mineral composition study of the Oligocene-Miocene clay rocks from the outbursts of the Baku Archipelago and the Kura Trough mudvolcanoes as well as the Paleogene clay rocks from the outbursts of the Livanov bank mud volcano (the Cheleken-Livanov area). The microscopic, X-ray diffraction and chemical analysis results are given for the rocks mentioned. The results obtained allowed to estimate the screening and oil-producing properties of clays and to predict the occurrence of hydrocarbon deposits at the depths of 6—9 km in the regions under consideration.

АЗӘРБАЈҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Җер елмләри серијасы, 1989, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989, № 1

УДК 550.836:553.9811.2 (479.24)

Ф. А. МУРАДОВА, А. А. ЭФЕНДИЕВ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СРЕДНЕКУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Впервые замеры температуры в нефтяных скважинах районов Азербайджана проведены Л. Ф. Бацевичем (1881 г.), затем Д. В. Голубятниковым (1906—1913 гг.), М. В. Абрамовичем (1912 г.), Ш. Ф. Мехтиевым (1940 г.) и др. В дальнейшем изучением геотермического режима нефтяных районов республики занимались многие исследователи [1—6].

При составлении статьи были использованы данные треста «Азнефтегеофизика», НГДУ «Мурадханлынефть», Джаллинского и Джейранчельского управлений разведочного бурения.

Среднекуринская впадина, являясь одной из крупных тектонических структур Азербайджана, расположена между Б. и М. Кавказом и простирается от западных границ республики до р. Аракс на востоке, на расстоянии более 320 км. Она охватывает четыре нефтегазоносных района — Кировабадский, Кюрдамирский, Аджиноурский и между-речье Куры и Иори, на территории которых замеры пластовых температур начались лишь с 1970 г. Несмотря на это, к настоящему времени накоплен большой фактический материал, позволяющий более обстоятельно осветить геотермический режим рассматриваемой впадины до глубины 5000—5500 м.

Нами предпринята попытка исследовать результаты первоначальных замеров пластовых температур, произведенных в основном глубинным и максимальным термометрами по месторождениям Среднекуринской впадины, по каждой в отдельности и в региональном плане (табл. 1 и 2).

Эти данные имеются по 23 площадям в количестве более 1100 замеров, большинство которых охватывает интервал от сотен метров до 4500 м. Ниже глубины 5500 м количество замеров составляет всего 5.

Исследования проводились для выявления зависимости температуры от глубин, литологии, тектоники, для определения таких параметров, как геотермический градиент (табл. 3) геотермическая ступень и др. Ввиду того, что замеры по площадям и по интервалам глубин распределяются неравномерно и подавляющее большинство замеров относится к месторождению Мурадханлы, на основе результатов замеров, характеризующих срез на глубине 4000 м, построена карта изотерм, а по другим площадям из-за недостаточности фактического материала исследование по пластовой температуре проведено по данным таблиц 1 и 2 и термоквивных приложений.

На разрабатываемых структурах Казанбулак, Аджидере, Нафта-лан, Мир-Башир и разведочных площадях — Далимамедли, Ширван-

Таблица 1

Изменение температуры с глубиной в региональном плане

Площадки	Глубина, м									
	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	
Дамиртепе— Удабно	48	51	63	76	89	102	114	124	136	
Саждаг	38	50	63	72	84	96	112	124	136	
Далимамедли	44	60	71	92	107	124	146	166	186	
Борсунлы	45	53	—	—	102	103	124	146	166	
Агджабеди	51	56	62	72	83	104	130	146	166	
Советляр	—	52	64	69	105	102	134	142	166	
Амирарх	—	55	57	64	73	72	80	102	126	
Мурадханлы	39	—	52	64	77	91	102	113	126	
Саатлы	—	51	56	63	70	78	86	94	100	
Джарлы	—	—	52	62	74	86	94	102	110	

Таблица 2

Изменение температуры на глубине замера
и в срезе глубиной 4000 м

№ скв.	Глубина замера, м	Т, °С на глубине		№ скв.	Глубина замера, м	Т, °С на глубине		
		замера	4000 м			замера	4000 м	
6	3870	101	104	15	3740	102	102	
11	3900	110	112	32	3750	93	98	
22	3954	82	82	210	3900	96	98	
205	4215	101	98	45	3765	93	95	
202	4060	104	103	30	3750	97	102	
197	3868	98	101	20	3615	85	83	
229	3800	98	103	13	3800	99	103	
26	3941	125	127	21	4050	106	104	
1	3970	91	88	Мурадханлы				102
6	3802	85	88					3740
1	4060	Дамиртепе—Удабно	113	15	3750	93	98	
2	4003	114	114	32	3900	96	98	
		Джарлы	91	45	3765	97	102	
		88	88	20	3615	85	83	
		114	113	13	3800	99	103	
		114	114	21	4050	106	104	

Таблица 3

Изменение геотермического градиента по интервалам глубин

Интервал	Дамиртепе — Удабно	Саждаг	Далима- медли	Борсун- лы	Агджабе- ди	Советляр	Амирарх	Мурад- ханлы	Саатлы	Джарлы
500—1000	3,6	2,3	3,2	3,0	—	—	—	—	2,6	—
1000—1500	—	2,4	3,1	2,5	2,7	—	3,7	1,9	2,6	—
1500—2000	2,4	2,3	3,5	2,7	2,6	2,5	2,7	—	2,1	2,3
2000—2500	2,4	2,3	3,3	—	2,3	2,2	2,0	2,5	2,0	1,7
2500—3000	2,5	2,3	3,1	—	2,3	2,3	2,0	1,8	1,9	1,8
3000—3500	2,4	2,6	—	2,6	2,4	2,5	1,8	2,0	1,9	2,1
3500—4000	2,6	2,3	—	2,4	2,7	2,8	1,7	2,1	1,8	2,0
4000—4500	2,6	2,4	—	2,8	—	2,8	1,8	2,2	1,7	2,0
4500—5000	—	2,4	—	2,9	—	—	2,2	2,1	1,7	—

лы и др. — Кировабадской области большинство замеров производилось до глубины 1000 м.

В юго-восточной части юго-западного борта Евлах-Агджабединского прогиба на четырех площадях — Голлюджа, Агджабеди, Ждановск и Советляр замеры температуры характеризуют в основном интервал глубины 500—1000 м. На площадях Ждановск и Советляр имеются единичные замеры.

В Саатлинской сверхглубокой скважине (СГ-1) поинтервальный замер производился с устья скважины до глубины 7500 м, а ниже — до глубины 8200 м — имеются всего 2 замера температуры.

Кривые изменения температуры с глубиной показаны на рисунках в осредненных термокривых и по форме делятся на четыре вида: 1) прямые; 2) вогнутые; 3) выпуклые; 4) сложные.

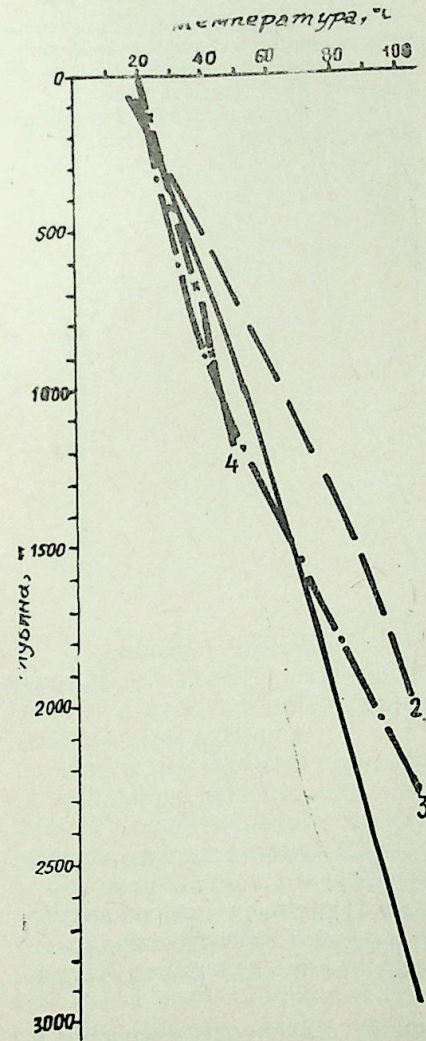


Рис. 1. ЮЗ борт Евлах-Агджабединского прогиба. Осредненные термокривые по отдельным площадям:
1 — Далимамедли; 2 — Казанбулак;
3 — Нафталан; 4 — Аджилере

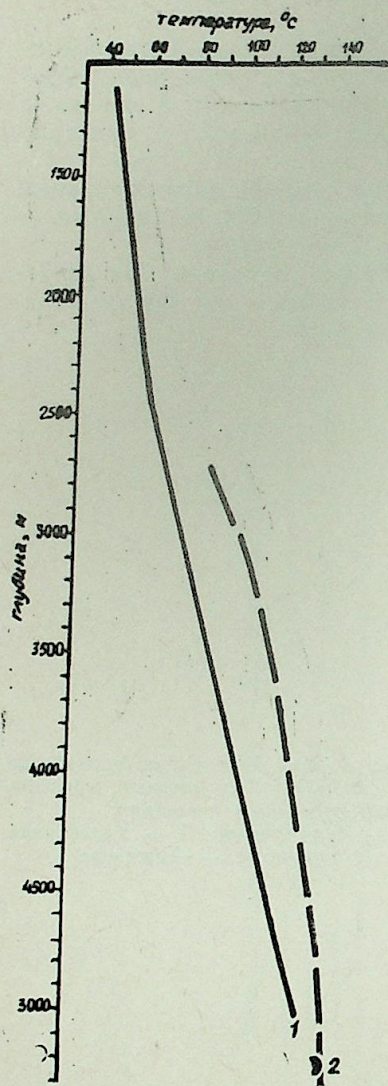


Рис. 2. Мурадханлы. Осредненные термоквивые по замерам температуры во время бурения и опробования скважин пластоиспытателем:
1 — во время бурения; 2 — во время опробования

Первые характерны для СВ борта Евлах-Агджабединского прогиба, района междуречья Куры и Иори и скв. СГ-1 в Саатлах, вторые — для северо-западной части ЮЗ борта Евлах-Агджабединского прогиба и Мурадханлинского месторождения, третьи — для Саатлы-Геокчайской зоны, а четвертые относятся к юго-восточной части ЮЗ борта Евлах-Агджабединского прогиба (рис. 1, 2, 3).

Смена литофаций отложений с глубиной, разбитость структур и прогретость, зависящая от глубины, находят свое отражение на форме кривых.

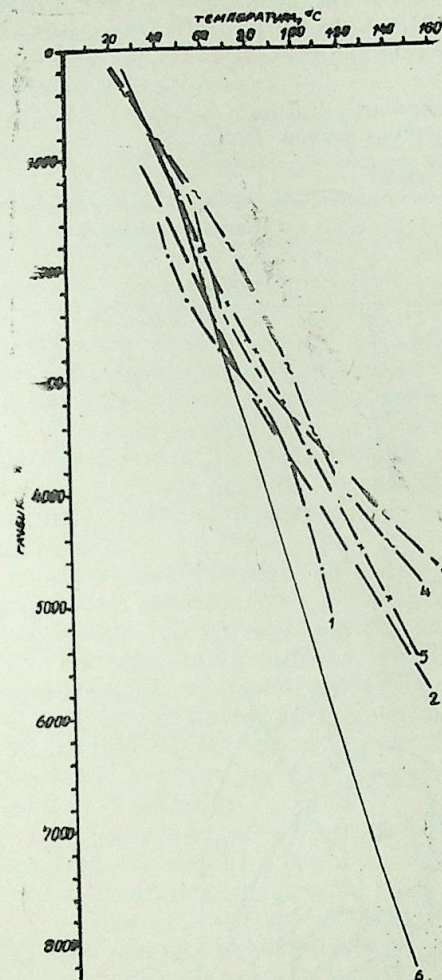


Рис. 3. Осредненные термоквивые по отдельным тектоническим зонам Среднекуриинской впадины:

1 — Джарлы—Сор—Сор—Караджаллы—Шорсулу—Ср. Мугань; 2 — СВ борт Евлах-Агджабединского прогиба; 3 — ЮЗ борт Евлах-Агджабединского прогиба, ЮВ часть; 4 — ЮЗ борт Евлах-Агджабединского прогиба, СЗ часть; 5 — Междуречье Куры и Иори; 6 — Саатлы

В Саатлы-Геокчайской зоне на глубине около 2800—3000 м при переходе от молассовых образований плиоцена к мезозойским карбонатным и вулканогенно-осадочным образованиям отмечается изменение наклона термоквивой.

Здесь, на нижнем структурном этаже, вниз по разрезу наблюдается медленное возрастание температуры, а на северо-восточном борту Евлах-Агджабединского прогиба, в частности в Мурадханлах, происходит обратное явление. В связи с этим градиент возрастания температуры с глубиной в региональном плане становится неодинаковым.

Термоквивые имеют в верхней части разреза (ближе к поверхности) разный наклон, а в зоне палео- и современной инфильтрации они становятся более пологими. Это особенно характерно для северо-западной части юго-западного борта Евлах-Агджабединского прогиба.

В наиболее погруженных частях Среднекуриинской впадины, не подвергнутых дислокации и размыву, термоквивые в верхней части разреза довольно крутые. Таким образом, в одном и том же интервале

глубин в различных частях Среднекуринской впадины в результате влияния литологического, тектонического, гидрогеологического, факторов температура возрастает на различную величину.

Таблица 4

Сопоставление геотермического градиента и ступени по замерам Мурадханлы

Интервал, м	В процессе			
	бурения		опробования	
	°C/100	м/°C	°C/100 м	м/°C
1000—1500	2,4	39	—	—
1500—2000	2,2	45	—	—
2000—2500	1,9	51	—	—
2500—3000	1,9	51	2,8	35
3000—3500	2,0	48	2,7	36
3500—4000	2,1	45	2,5	36
4000—4500	2,1	45	2,3	38
4500—5000	2,0	49	2,3	42
5000—5500	—	—	2,2	44

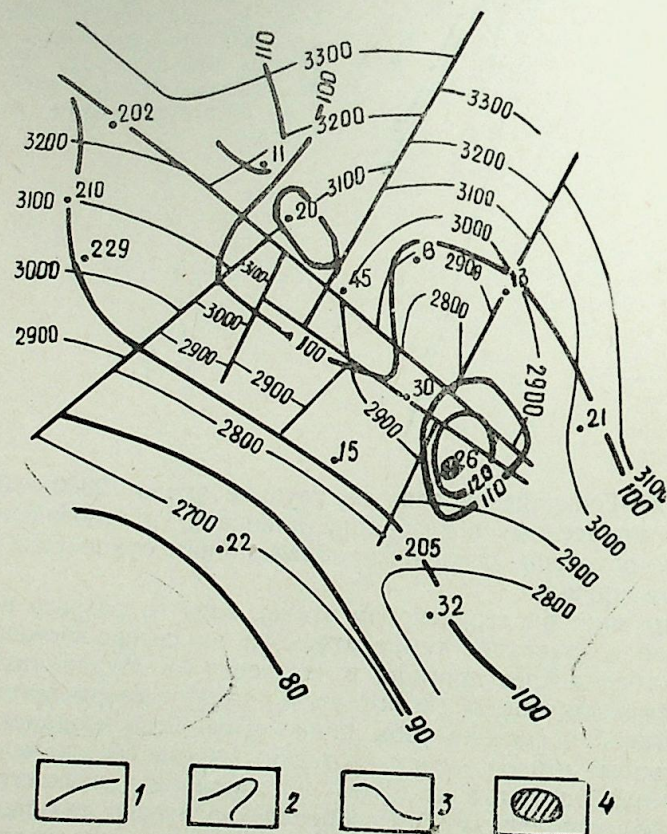


Рис. 4. Мурадханлы. Геотермическая карта горизонтального среза на глубине 4000 м:
1 — тектонические разрывы; 2 — стратонизогипсы; 3 — геозотермы; 4 — аномальная зона температуры

По данным СГ-1 до глубины 8 км вид термокривых прямой и на глубине 9 км можно ожидать температуру не более 160°C.

Как видно из табл. 1, в интервале глубин 1000—5000 м температура в районе междуречья Куры и Иори составляет 48—136°C, в северо-восточной и юго-западной частях ЮЗ борта Евлах-Агджабединского прогиба — соответственно 44—146 и 51—142°C, на СВ борту того же прогиба — 55—126°C, в Саатлы-Геокчайской зоне — 39—102°C.

По данным замеров, произведенных в процессе опробования скважин месторождения Мурадханлы в интервале 1000—5500 м, вниз по разрезу геотермический градиент уменьшается, а геотермическая ступень повышается до глубины 3000 м. Ниже этой глубины изменения приобретают скачкообразный характер (табл. 4).

В региональном плане большой предел изменения температуры наблюдается на отдельных вулканотектонических структурах. Это связано с изменениями складчатости с глубиной, литофации, появлением в разрезе вулканических образований.

На карте среза 4000 м (рис. 4) пластовая температура на площади месторождения Мурадханлы изменяется от 90 до 120°C. Вместе с тем на этой же глубине, в скв. 26, наблюдается аномальная зона повышенной (127°C) температуры, в районе скв. 20, 22 — пониженной (82—83°C).

Линии геозотерм на юго-восточном крыле, в районе скв. 30, 15, 22, протягиваются почти параллельно осевой плоскости, а в остальных частях пререзают горизонталь под углом.

На основании вышеизложенного можно сделать выводы по геотермическим особенностям Среднекуринской впадины:

— геотермический градиент испытывает тенденцию к уменьшению от 2,3—3,6°C/100 (на глубинах 500—1000 м) до 1,7—2,6°C/100 (3500—4000 м), а затем на глубинах 4500—5000 м несколько повышается — до 2,4—2,9°C/100;

— под влиянием литологического, тектонического и гидрогеологического факторов в одном и том же интервале глубин в различных частях впадины температура изменяется на различные величины;

— на структуре Мурадханлы на срезе 4000 м от ее свода к ЮЗ крылу разница значений температур составляет 16—20°C;

— предел температурных изменений в различных срезах можно использовать при уточнении расположения наиболее приподнятых частей поднятий.

Литература

1. Алиев Г. Р. // Докл. АН АзССР, 1984. № 12. С. 70—73.
2. Алиев С. А. Карта тепловых потоков депрессионных зон Азербайджанской ССР // Мингео СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
3. Исмаилов К. А., Гусейнов Т. М., Мурадова Ф. А. // АНХ, 1985, № 6. С. 7—12.
4. Мехтиева Ш. Ф., Мирзаджанзаде А. Х., Алиев С. А. Геотермические исследования нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1971. 215 с.
5. Мехтиева Ш. Ф., Мирзаджанзаде А. Х., Алиев С. А. и др. Тепловой режим нефтяных и газовых месторождений. Баку: Азербайджаннефть, 1960. 383 с.
6. Панахи Ш. А., Гарушьян В. М. // Изв. вузов. Сер. нефть и газ, 1971. № 5. С. 18—24.

Ф. Э. Мурадова, А. А. Эфандижев

ОРТА КҮР ЧӨКӘКЛИНИН КЕОТЕРМИК РЕЖИМИНИН ХҮСУСИЈАТЛАРИ

Истисмар вә ахтарыш сәһәләриндә 5000—5500 м. дәринликдә өлчәмә мә'луматларына әсасән Орта Күр чөкәклинин кеотермик режими јерли вә рекионал планда өјрәннил-

мишдир. Мурадханлы јатағы үчүн—4000 м. горизонтал кәсилиш үзрә кеотермик хәри-тә вә ајры-ајры сәһәләр үчүн температур әјриләри гурулмушдур. Дәринлик үзрә тем-пературун, кеотермик пиллә вә градиентин дәјишмә ганунаујгунлуғларынын, тектони-ка вә литолокијадан асыллыгы кәстәрилдир. Температур әјрисинә әсасән Саатды јатағында 9 км дәринликдә 100°C температур көзләнилдији мүәјјән едилмишдир.

F. A. Muradova, A. A. Efendiev

GEOTHERMAL REGIME PECULIARITIES OF THE MIDDLE KURA TROUGH

On account of more than 1100 measurements of stratal temperatures within the exploited and prospecting areas made of deep wells of the Middle Kura Trough its geothermal regime was considered at the depth of 5000—5500 m and more. Geothermal map of the Muradkhanly area and temperature curves for separate areas, which characterize temperature variation peculiarities from the area and depth, are given.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри сәријасы, 1989, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989, № 1

УДК 553.981:553, 52:551.24 (479.24)

Ф. Г. ДАДАШЕВ, А. М. ДАДАШЕВ, Ю. Б. ГАЛАНТ, Г. Л. БРЕСКИНА,
Е. Д. СЕВДИМОВА

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА СТРОИТЕЛЬСТВА ШАМХОРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В связи с освоением новых территорий под сельскохозяйственные угодья и строительством для этих целей водохранилищ часто приходится сталкиваться с утечкой воды из них. Это связано с тем, что котлованы водохранилищ часто при строительстве попадают на линии тектонических нарушений, по которым и происходит утечка водной массы. Поэтому при проектировании необходимо иметь информацию о тектонических нарушениях и безопасности выделения газа на местах строительства водохранилищ.

Газоносность изверженных пород, по сравнению с газами осадочных пород, изучена значительно меньше. Это обусловлено тем, что основные выявленные на сегодняшний день запасы горючих ископаемых сосредоточиваются в осадочных породах, более того, до последнего времени считалось, что изверженные горные породы совершенно «стерильны» в отношении газоносности. Однако работы [1—4] показывают, что в изверженных породах содержатся высокие количества природных газов, которые в течение геологической истории эмануруются из массивов интрузивных пород непосредственно в атмосферу, если породы обнажены, или же выделяются по ослабленным зонам в атмосферу, через перекрывающие их осадочные отложения.

С учетом теоретической и практической важности изучения газоносности интрузивных тел исследованы газы гранитного массива обнажающегося в верхнем течении р. Шамхорчай, приземного слоя атмосферы над обнажением гранитного массива, газы поверхностных отложений (подпочвенные газы) и в штольневой атмосфере, пройденной в гранитном массиве.

Целью проводимых газогеохимических работ являлось обеспечение безопасности работ при проходке строительного туннеля на левом берегу р. Шамхорчай и установление зон возможной утечки массы воды из чаши водохранилища.

Газовой съемкой (почвенные газы) охвачена чаша водохранилища, равная 1,1 км². Количество профилей равно 8. Сетка отбора проб 200—500×50 м. Общее количество проб, отобранных при проведении газовой съемки, составляет 97. Для характеристики общей газоносности участка строительства туннеля взята 1 проба штольневого воздуха.

Для отбора проб приземной атмосферы на обнажении гранитного массива или на устье скважины ставился газоприемник, из которого проба отбиралась методом вытеснения из приемной бутылки солевого раствора (по известной методике [5]).

Подпочвенные газы отобраны с глубин 0,8—0,9 м из предвари-

тельно заготовленной для газоотборника скважины. Откачиваемый при помощи насоса Шипца подпочвенный воздух поступал через систему соединительных трубок в газоанализатор ШИ-5, что позволяло определять концентрацию углекислого газа на месте отбора пробы.

Проба газа штольневой воздуха отобрана в стволе на 40-м метре в приемную бутылку методом вытеснения солевого раствора.

Анализ проб приземного слоя атмосферы гранитного массива приведен в табл. 1. Концентрация газовых компонентов варьирует, %: углеводородов (УВ) от $5,5 \cdot 10^{-4}$ до $13,05 \cdot 10^{-4}$, CO_2 от 0,60 до 0,75, N_2 от 78,0 до 80,9; O_2 от 17,00 до 19,06. Концентрация газов штольневой атмосферы практически такая же, как и газов приземного слоя атмосферы гранитного массива.

Анализ концентраций УВ позволяет говорить, что хотя концентрации УВ и CO_2 невысокие, однако сам факт их присутствия в гранитоидном массиве может свидетельствовать, что в определенных случаях при наличии трещин они могут выделяться в ствол туннеля и при благоприятных условиях накопиться в стволе туннеля.

Распределение газового поля приземного слоя атмосферы в районе обнажения гранитоидного массива следующее.

Углеводороды. Выделены 2 зоны распределения углеводородных газов. I зона — с концентрацией УВ до $10,0 \cdot 10^{-4}\%$ и II зона — с концентрацией УВ выше $10,0 \cdot 10^{-4}\%$. II зона охватывает участки скважин 306, 344, 303, 310, в основном расположена в северной части туннеля и лишь фрагмент этой зоны расположен в центральной части трассы туннеля.

Углекислый газ. Выделены 2 зоны. I зона — с концентрацией CO_2 до 0,5% и II зона — с концентрацией CO_2 выше 0,5%. II зона охватывает участки скважин 312, 310, 310^A и С-316, располагается в центральной и южной частях трассы туннеля.

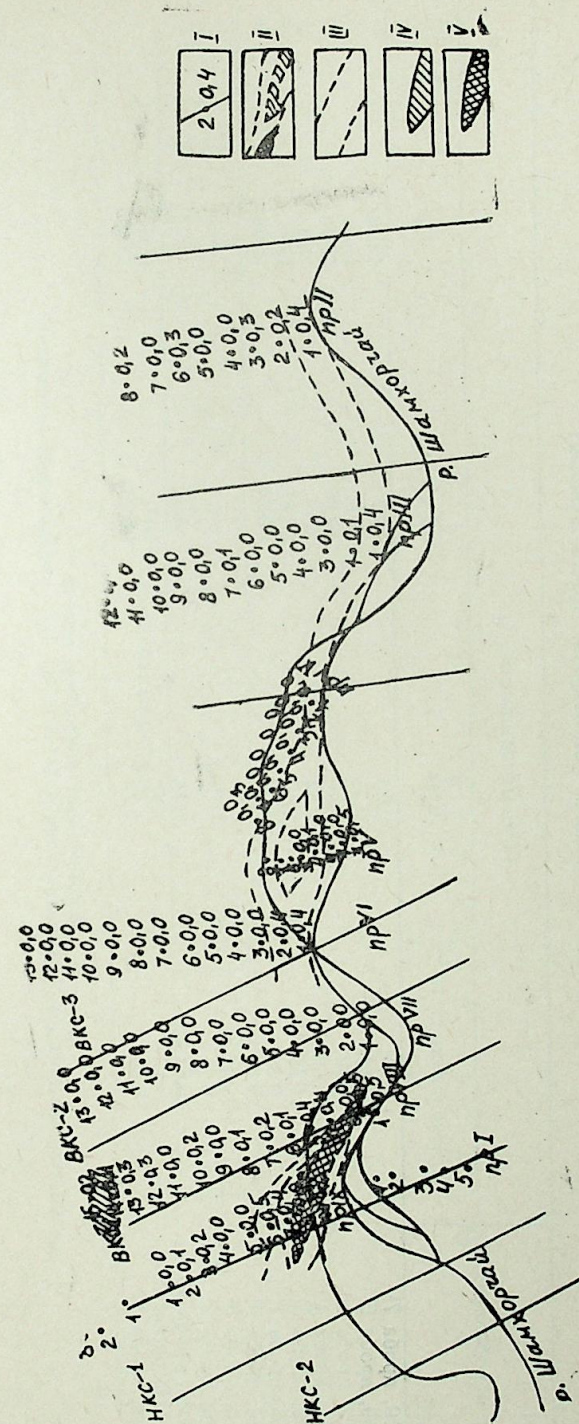
Азот. Концентрации азота по всем пробам высокие (до 80,9%).

Итак, по всем газовым компонентам концентрация газов (УВ, CO_2 ; N_2) в приземном слое атмосферы гранитоидного массива наиболее высокая в центральной части трассы туннеля.

В подпочвенных отложениях исследовалась структура углекислого газового поля. Концентрации углекислого газа и их распределение по профилям даны в табл. 2. Структура углекислого газового поля представлена на рисунке. Из рисунка следует, что углекислый газовое поле состоит из 4 зон с коэффициентом контрастности*: 1) — до 1 (фоновая зона); 2) — до 1,5; 3) — до 2,0; 4) — до 4,0 (зоны 2, 3, 4 являются аномальными зонами). Из рисунка видно, что увеличение коэффициента контрастности газогеохимической аномальной зоны происходит в северо-восточном направлении, при приближении к основному стволу плотины.

Таким образом, в целом район створов плотины и чаши водохранилища по данным проведенных газо-геохимических исследований не представляет опасности для строительных работ.

* Коэффициент контрастности представляет собой отношение аномальных значений CO_2 (в данном случае выше 0,4%) к фоновым концентрациям CO_2 (в данном случае 0,4%).



План структуры углекислого газового поля в подпочвенных отложениях на участке водохранилища на р. Шамхорчай (м. 1:10000):

I — газогеохимический профиль (2 — номер пробы; 0,4 — концентрация CO_2 в %); II — газогеохимическая аномальная зона. Участки газогеохимической аномальной зоны с коэффициентами контрастности: III — до 1,5; IV — до 2,0; V — до 4,0

Таблица 1

Концентрация газов приземного слоя атмосферы и штольневой атмосферы
гранитного массива (Шамхорчай, трасса туннеля)

Объект опробования	Газовый компонент, %			
	Углеродороды $\cdot 10^{-4}$	CO ₂	N ₂	O ₂
Скв. 310, проба 7 ¹	55,0	0,60	80,7	18,20
Скв. 309, проба 6 ¹	5,68	0,31	80,0	19,0
Скв. 312, проба 9 ¹	6,40	0,55	79,85	18,75
Скв. 344, проба 4 ¹	13,05	0,42	80,7	18,0
Скв. 303, проба 3 ¹	11,26	0,40	80,81	18,0
Скв. 306, проба 1 ¹	9,34	0,34	79,81	19,06
Скв. 344, проба 3 ¹	12,16	—	—	—
Скв. 310, проба 2 ¹	12,42	—	—	—
Скв. 306, проба 2 ¹	12,20	—	—	—
Скв. 310 А, проба 10	5,63	0,75	78,0	17,0
Скв. С-316, проба 11	6,17	0,50	80,0	18,81
Штольня, проба 12	8,80	0,75	80,90	17,30

Таблица 2

Распределение по профилям концентраций углекислого газа подпочвенных отложений,
покрывающих гранитный массив

Газогеохимический профиль	Концентрация CO ₂																	
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	
II	3		2	2	1													8
III	9	2		1	1													12
IV	8			1	1	1	1											11
V	3	2		1	2	1			1		2							13
VI	11				2													13
VII	13																	13
VIII	3	2	3	2	3	1	1											1
IX	4	1	1	1	1	3	1											1
	54	7	6	6	10	6	2	1	1		2							2

Литература

- Фридман А. И. Природные газы рудных месторождений. М.: Недра, 1970.
2. Войтов Г. И. В сб.: Происхождение и миграция нефти и газа. Киев, 1978. С. 66—83.
3. Летников Ф. А. // В сб.: Дегазация Земли и геотектоника/Тез. докл. Всесоюзн. совещ. М.: Наука, 1985. С. 5—6.
4. Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов щелочных массивов Кольского полуострова. М.—Л.: Наука, 1964. 160 с.
5. Методическое пособие по отбору и анализу проб природных газов. Л.: Недра, 1969.
Ф. Н. Дадашов, А. М. Дадашов, Ж. Б. Галант, Г. Л. Брескина, Ж. Д. Севдимова

ШАМХОР СУ АНБАРЫ ТИКИНТИСИ РАЈОНУНУН ГАЗ-КЕОКИМЈЭВИ ХҮСУСИЈЭТЛЭРИ

Интрузив күтлэлэрин газлылығынын өжрәнилмәсинин нәзәри вә тәчрүби әһәмијјәтнин нәзәрә аларат Шамхорчай чајынын јухары ахынында үзә чыхан гранит массивин газлары тәдгиг едилмишдир. Гранит массивин чыхышлары үзәриндә атмосферин Јер сәтһинә јахын тәбәгәләриндә, сәтһә јахын чөкүнтүләрдә (торпагалты) вә гранит массивләрдә газлымыш хәндәкләрдәки газлар тәдгиг едилмишдир.

Өжрәнилән әразидә (Шамхор су анбары) шимал-шәрг—чәнуб-гәрб истигамәтдә узанан гырылма зонасында дәринликләрдән атмосферә газларын (Kh, CO₂, N₂) интенсив миграциясы баш верир.

Беләликлә, Шамхор су анбары рајонунда апарылмыш тәдгигатларын нәтичәси (тәбни газлар) тикинти үчүн һеч бир тәһлүкә јаратмыр.

F. G. Dadashev, A. M. Dadashev, Yu. B. Galant,
G. L. Breskina, E. D. Sevdimova

GAS AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE SHAMKHOR RESERVOIR CONSTRUCTION AREA

Considering theoretical and practical importance of gas presence within the intrusive bodies, gases of granite massif exposed in the Shamkhorchai up-stream are studied. Gases of the atmosphere surface layer above the granite massif exposure, surficial deposit gases (subsurface gases) and gases of adit atmosphere in granite massif are analyzed.

On the territory studied (the Shamkhor reservoir) within the fault area of north-east—south-western trend intensive gas migration (hydrocarbon gas CO₂, N₂) into atmosphere from deep areas occurs. Therefore dam site and reservoir bowl area as a whole according to gas and geochemical data studies do not appear to be dangerous for civil engineering work.

УДК 553.98:556,3(479,24:575,4)

Р. И. РУСТАМОВ

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУРИНСКОЙ И ЗАПАДНОТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИН

Рассматриваемые впадины, согласно гидрогеологическому районированию СССР [1], являются частью Южно-Каспийского артезианского бассейна. Многими исследователями при описании вод плиоценовых отложений, широко развитых в пределах этих впадин, указывалось, что в ряде случаев изменение солевого состава имеет одинаковую направленность. Были установлены общность и различие гидрохимических условий продуктивной и красноцветной толщ.

Динамика подземных вод, которая оказывает значительное влияние на скопление залежей углеводородов в ПТ и красноцветных отложениях, является наиболее слабо изученной, особенно в Нижнекуринской впадине. Исходным материалом для установления гидрогеологических закономерностей послужили сведения о гидрохимических особенностях основных водоносных комплексов, с которыми связаны месторождения нефти и газа, данные о статистических уровнях, пластовых давлениях, температурном режиме пласта и т. д.

Основная закономерность, характерная для гидрохимических разрезов плиоценовых отложений, заключается в снижении общей минерализации вод с глубиной. Особенно эта гидрохимическая инверсия ярко выражена на Апшеронском п-ове, где четко прослеживается зона перехода высокоминерализованных вод хлоркальциевого типа к слабоминерализованным [2]. В общем, аналогичная картина отмечается многими исследователями как для Нижнекуринской впадины, так и для красноцветной толщи Западной Туркмении. Однако данная закономерность усложняется пестротой химического состава вод в пределах одних и тех же горизонтов, довольно резкими различиями в составе вод для отдельных тектонических блоков (на которые особенно сильно разбиты нефтяные и газовые месторождения Западно-Туркменской и Нижнекуринской впадин).

Минерализация вод по размеру локальных поднятий уменьшается скачкообразно. Наибольшие изменения минерализации вод с глубиной характерны для хлоркальциевых вод, явно преобладающих во всех интервалах продуктивной толщи. Воды пониженной минерализации обычно относятся к гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевому типам и тяготеют преимущественно к зоне продольных разрывов. Ввиду пестроты состава вод закономерности изменения ее по площади впадины слабо выражены.

Воды красноцветной толщи имеют максимальную минерализацию (более 250 г/л) в верхней части разреза Прибалаханской зоны поднятий на площадях Челекен, Небит-Даг и Боя-Даг, уменьшаясь в направлении Южно-Каспийской впадины [3]. По данным [4], сравни-

тельно большей минерализацией (100—260 г/л) относительно Прибалханской зоны (60—200 г/л) обладают воды Гограньдаг-Окаремской зоны поднятий. При этом отмечается рост минерализации вод в сторону впадины. В работе А. Курбанмурадова [5] в пределах впадины выделяются две гидрохимические зоны, отличающиеся величиной минерализации и типами вод. Одна из них с пестрым составом и минерализацией приурочена к районам распространения грязевых вулканов и протягивается вдоль региональных нарушений широтного направления (в Прибалханской зоне) и меридионального (в Гограньдаг-Окаремской зоне). Вторая зона занимает всю остальную часть Западно-Туркменской впадины и содержит исключительно высокоминерализованные (100—300 г/л) воды хлоркальциевого типа.

Зональность вод в верхних горизонтах ПТ Нижнекуринской впадины выражена более четко. Воды ПТ в пределах Падар-Нефтечалинской и Каламадын-Мишовдагской зон менее минерализованы, чем воды красноцветной толщи. Минерализация вод изменяется в широких пределах — от 6 до 170 г/л [7] и уменьшается в сторону Южно-Каспийской впадины. Кроме того, установлено, что минерализация вод в одноименных горизонтах на северо-восточных крыльях складок антиклинальной зоны Падар-Нефтечала по сравнению с опущенными юго-западными выше в два—три раза.

В низах красноцветной и ПТ воды высокой минерализации встречаются крайне редко и пределы изменения их сужаются, а в составе преобладают воды гидрокарбонатно-натриевого типа, но встречаются часто сульфатно-натриевые и хлоркальциевые, реже — хлормagneвые. Закономерности в изменении минерализации и типов вод со стратиграфической глубиной не проявляются. С гипсометрической глубиной в изменении типов вод наблюдается определенная зональность, установленная для антиклинальных зон Нижнекуринской впадины [6].

Схема изменения минерализации вод по площади для нижней части ПТ Нижнекуринской впадины и нижнекрасноцветного водоносного комплекса Западной Туркмении аналогичны верхнекрасноцветному.

Минерализация вод акчагыльского комплекса изменяется от 60 до 200 г/л в Западно-Туркменской впадине и от 10 до 100 г/л в Нижнекуринской. При этом снижение ее происходит также в направлении к Южно-Каспийской впадине [3]. По изменению минерализации и составу воды отдельных зон поднятий заметно отличаются друг от друга.

По площади апшеронского водоносного комплекса минерализация вод также изменяется в широких пределах, и наиболее минерализованные встречены в южной части Гограньдаг-Окаремской зоны поднятий (Окарем, Чикишляр). Минерализация вод снижается в сторону Южно-Каспийской впадины от 200 до 90 г/л [3].

Таким образом, подземные воды плиоценовых отложений характеризуются значительным разнообразием минерализации, гидрохимического типа и содержания отдельных компонентов.

Из распределения общей минерализации вод плиоценовых отложений, в пределах отдельных зон поднятий Западно-Туркменской и Нижнекуринской впадин в целом устанавливается, что слабоминерализованные воды (от 6 до 50 г/л) преимущественно встречаются в нижней красноцветной и ПТ, а также в ее верхней части и даже в верхнем плиоцене. Среди этих вод встречаются все генетические ти-

пы, но наиболее распространенными являются воды гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевого типов.

Характерной чертой залегания слабоминерализованных вод является их приуроченность к зонам продольных разрывов и распространения грязевых вулканов. Ареалы этих вод в общем совпадают с нефтегазовыми залежами.

По мере удаления от тектонически нарушенных зон и участков грязевых вулканов, слабоминерализованные воды сменяются все более минерализованными водами хлоркальциевого типа. Смена этих вод и их минерализации обычно происходит плавно, но иногда очень резко, в случае когда тектонические нарушения являются экранирующими. Воды хлоркальциевого типа имеют преимущественное распространение по площади впадин, т. е. эти воды являются типичными для плиоценовых отложений. Средняя минерализация подземных вод, наиболее характерная для красноцветной толщи, составляет 90—100 г/л, а для ПТ — 30—43 г/л.

Таким образом, воды с минерализацией 150 г/л и более, встречаемые в западной части Прибалханской зоны (Челекен, Небит-Даг, Боя-Даг), а также в Нефтечале, Хиллы и Бабазане, являются гидрохимическими аномалиями. Эти аномалии, также как и аномалии вод

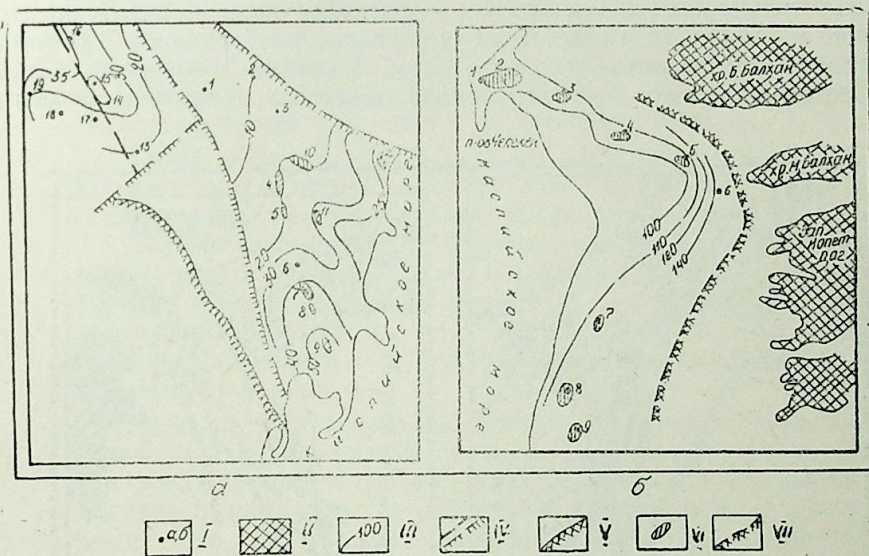


Рис. 1. Схематическая гидрохимическая карта нижних горизонтов (XV—XX) ПТ Нижнекуринской впадины (а) и нижнекрасноцветного водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины (б) (по В. В. Колодию):

а: 1 — Падар, 2 — Каламадын, 3 — М. Харамы, 4 — Кюроваг, 5 — Карабала, 6 — Бабазанан, 7 — Хиллы, 8 — Дуроваг, 9 — Нефтечала, 10 — Мишовдаг, 11 — Кюрсанга, 12 — Пирсагат, 13 — Саатлы, 14 — Сор-Сор, 15 — Джарлы, 16 — Караджаллы, 17 — Мильская, 18 — Мурадханлы, 19 — Зардоб; б: 1 — Зап. Челекен, 2 — Алигул, 3 — Котур-Тепе, 4 — Небит-Даг, 5 — Монжухлы, 6 — Боя-Даг, 7 — Камышлджа, 8 — Окарем, 9 — Миассер; I — точка наблюдения; II — горные сооружения; III — изоминеры, г/л; IV — тектонические нарушения, разломы; V — юго-западная граница распространения отложений ПТ; VI — очаги проявления подземных вод малой минерализации от 5 до 40 г/л; VII — восточная граница распространения отложений красноцветной толщи

низкой минерализации, обусловлены геолого-гидрогеологическими условиями и не характерны для рассматриваемых впадин в целом.

Исходя из вышесказанного для всех водоносных комплексов плиоцена в изменении минерализации вод по площади впадин отмечается тенденция снижения ее в сторону Южно-Каспийской впадины (рис. 1 а, б).

В настоящее время по вопросам динамики подземных вод плиоценовых отложений рассматриваемых впадин существуют в основном две точки зрения. Согласно первой, воды водоносных комплексов плиоценовых отложений движутся от областей наибольшего прогибания к ее бортам. Согласно второй точки зрения, в плиоценовых отложениях дальней латеральной миграции не отмечается; большая роль отводится разломам, создающим гидродинамическую связь с нижележащими водоносными комплексами мезозоя, а возможно, и более древними отложениями.

Как показывают особенности изменения солевого состава, типа и общей минерализации вод водоносных комплексов плиоценовых отложений, а также распределение приведенных напоров, движение вод в Западно-Туркменской и Нижнекуруинской впадинах направлено от областей наибольшего прогибания к ее бортам.

Различие плоскости сравнения и плотности воды практически исключает возможность сопоставления приведенных напоров (расчеты проводились по известной методике А. И. Силина—Бекчурина). Однако с учетом того, что для верхнекрасноцветного водоносного комп-

лекса и для верхов ПТ плоскости сравнения близки между собой (соответственно 2805 м, плотность воды $1,170 \text{ г/см}^3$ и 3150 м, плотность воды $1,020 \text{ г/см}^3$), погрешность их будет незначительна.

Качественное сопоставление величин приведенных напоров ниже-красноцветной толщи и низов ПТ показывает, что напоры в Нижнекуруинской впадине выше, чем в Западно-Туркменской (рис. 2а, б).

Анализ изменения приведенных напоров по водоносным комплексам отложений отдельных месторождений приводит к выводу о том, что относительно слабыми напорами в обеих впадинах характеризуются отложения ашшеронского и акчагыльского ярусов. Напоры для нижнекрасноцветного комплекса и нижних горизонтов ПТ в несколько раз превышают напоры верхнекрасноцветной толщи, верхних горизонтов ПТ и вышезалегающих отложений плиоцена.

Действительные скорости движения подземных вод для Западно-Туркменской впадины составили $1,8 \text{ м/год}$ [3]. Скорость движения вод в Прибалаханской зоне, по этим расчетам, выше, чем в южной части Западно-Туркменской впадины, что связано, по мнению В. В. Колодия, с более высокими градиентами напора и лучшими коллекторскими свойствами пород. Здесь и расположены открытые очаги разгрузки подземных вод впадины.

Аналогичные расчеты в пределах Нижнекуруинской впадины показали, что скорость движения подземных вод здесь в два раза выше и в среднем составляет $3,6 \text{ м/год}$ (таблица). В прилегающих к впадине Саатлы-Геокчайской зоне поднятий и Зардоб—Мурадханлы-Мильской скорости движения вод в ПТ значительно ниже.

Таким образом, распределение приведенных напоров вод из наиболее изогнутых частей впадины к ее бортам свидетельствуют о развитии в них эксфильтрационной водоносной системы.

Ряд исследователей (Борщевский, 1960; Курбанмурадов, 1963) предполагают существование инфильтрационной водоносной системы, где движение инфильтрационных вод осуществлялось в пределах мезозойских отложений с юга и юго-востока на север и северо-запад с последующей разгрузкой в плиоценовых отложениях, вытесняя из них седиментационные воды.

Нашими исследованиями установлено, что существование инфильтрационной водоносной системы в пределах рассматриваемых впадин исключается, поскольку выклинивание плиоценового водоносного комплекса происходит на некотором расстоянии от горных обрамлений. Кроме того, эти впадины ограничены от горных обрамлений глубинными отложениями девон-триаса (более 3000 м), развитыми областями питания.

В результате проведенных исследований выявлено, что на перераспределение приведенных напоров, также как и минерализацию вод в пределах отдельных складок большое влияние оказывает разрывная дислокация, обуславливающая блоковое строение нефтяных месторождений. В разных блоках одноименные горизонты (пласты) имеют разное гипсометрическое положение. Следовательно, характер нефтегазонасыщенности разреза, распределение напоров вод различных типов, их солевой состав и минерализация контролируются сбросами различной амплитуды, которые способствуют гидродинамической связи между отдельными горизонтами и водоносными комплексами.

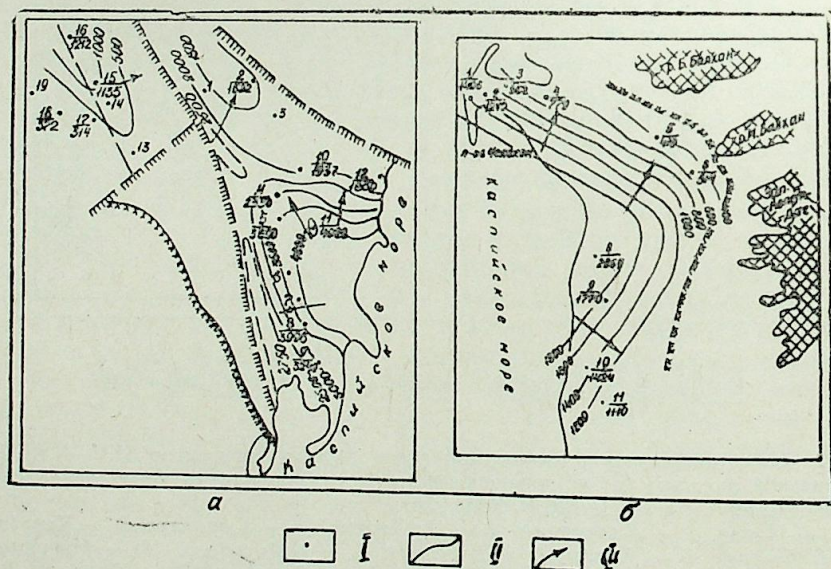


Рис. 2. Схематическая карта гидроизопьез нижних горизонтов (XV—XX) ПТ Нижнекуруинской впадины (а) и нижнекрасноцветного водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины (б) (по В. В. Колодию):

I — точка наблюдения (в числителе—приведенный напор); II — гидроизопьезы; III — направление движения вод (остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1).

Исходные параметры к расчету скоростей подземных потоков ПТ Нижнекуринской впадины

Участок движения потока	Параметры подсчета					Коэфф. пористости	Скорость движения вод			
	ΔP , МПа	L , м	μ , Па·с	K , м ²	$\frac{\Delta P}{\Delta L}$		Кажущ. см/сут.	Фактич. см/сут.	м/год	
Кюровдаг—Карабаглы, верхняя часть ПТ	1,54	20000	$0,47 \cdot 10^{-3}$	$0,14 \cdot 10^{-12}$	$0,77 \cdot 10^{-4}$	0,23	0,23	0,84	1,0	3,65
Каламадын—Мишовдаг, верхняя часть ПТ	3,87	35000	$0,55 \cdot 10^{-3}$	$0,11 \cdot 10^{-12}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	0,20	0,22	0,80	1,1	4,01
Кюровдаг—Нефтечала, нижняя часть ПТ	6,85	70000	$0,46 \cdot 10^{-3}$	$0,88 \cdot 10^{-13}$	$0,98 \cdot 10^{-4}$	0,19	0,18	0,66	0,95	3,47
Каламадын—Мишовдаг, нижняя часть ПТ	4,15	35000	$0,44 \cdot 10^{-3}$	$0,6 \cdot 10^{-13}$	$1,18 \cdot 10^{-4}$	0,18	0,16	0,58	0,89	3,24
Мурадханлы—Мильская, ПТ	0,58	20000	$0,47 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-13}$	$0,29 \cdot 10^{-4}$	0,16	0,04	0,16	0,25	0,91

Наиболее интенсивно нарушены сбросами сводовые части структур, для которых характерны разнообразие типов, химического состава, минерализации вод, иногда и высокие величины приведенных напоров.

Воды гидрокарбонатно-натриевого типа, как было сказано выше, сравнительно широко распространены в низах красноцветной и ПТ, а также в подстилающих меловых отложениях. Для вышележащих комплексов отложений эти воды, встречаемые на фоне хлоркальциевых вод, являются «чуждыми», внедрившимися по нарушениям и по жерлам грязевых вулканов, широко распространенных в пределах впадин.

Воды верхней части ПТ находятся также в условиях затрудненного водообмена и характеризуются более высокой скоростью перемещения по пласту, чем воды нижней части. Воды ПТ обладают более высокой скоростью движения, чем воды красноцветной толщи.

Литература

1. Карцев А. А., Вагин С. Б., Матусевич В. М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.
2. Исмаилов К. А., Курбанова Р. А. Переходная гидрохимическая зона ПТ Апшеронской нефтегазоносной области. Баку: Элм, 1986. 140 с.
3. Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. Труды Туркменского филиала ВНИИ. Вып. 10. М.: Недра, 1969. С. 197.
4. Гидрогеологические критерии прогноза залежей углеводородов/Под ред. Ю. П. Таттенбергера. М.: Наука, 1985. С. 105—120.
5. Курбанмурадов А. Гидрогеологические закономерности и факторы формирования нефтегазовых месторождений юго-западной Туркмении: Автореф. д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1971. 53 с.
6. Панахи Ш. А., Рустамов Р. И. Основные особенности изменения состава подземных вод среднеплиоценового комплекса Нижнекуринской впадины//Нефть и газ, 1978. № 4. С. 13—15.
7. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Предкавказья и Азербайджана. Т. 5. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1976. С. 61—77.

Р. И. Рустамов

КҮР ВӘ ГӘРБИ-ТҮРКМӘНИСТАН ЧӨКӘКЛИКЛӘРИНИ ПЛИОСЕН ЧӨКҮНТҮЛӘРИНИ ЭСАС ҺИДРОКЕОЛОЖИ ГАНУНАУЈҮНЛУГЛАРЫ

Мәгаләдә бу чөкәкликләре характеристик олан эсас гидрохимјәви вә гидродинамики ганунаујунлуглара бахылып. Плиосен чөкүнтүләри суларынын тәркибләринин вә минераллашма дәрәчәләринин үмуми вә фәргләндиричи хусусијјәтләри тәјин едилмишдир. Күр чөкәклији мәһсулдар гат чөкүнтүләринин үст вә ашағы һиссәләриндә лај суларынын һәрәкәт сүр'әтләри мүәјјән едилмиш вә онларын гырмызы гат чөкүнтүләри суларынын һәрәкәт сүр'әтләриндән јүксәк олмалары ашкар олмушдур.

R. I. Rustamov

THE MAIN HYDROGEOLOGICAL REGULARITIES OF PLIOCENE DEPOSITS OF KURA AND WEST TURKMEN BASINS

The main hydrochemical and hydrodynamical regularities characteristics for these basins are considered in this article. Common and distinctive features of change of mineralization, water content of Pliocene deposits are fixed. Edge water flow velocity in upper and lower parts of PT Lower Kura basin, which is characterized with higher velocity than water velocity of red colour section, is also determined.

УДК 551.73:552.3(473.24) (557—17)

М. И. РУСТАМОВ

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ДАРАЛАГЕЗА — СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ИРАНО-АРАВИЙСКОГО КОНТИНЕНТА

Мафитовый магматизм палеозоя известен лишь на территории Нахичеванской АССР среди интенсивно дислоцированных, терригенно-известняковых отложений среднего девона — нижнего карбона, слагающих совместно с известняково-доломитовыми толщами (пермь—триас) Шарурский антиклинорий. Внедрение долеритов и габбро-долеритов соответствует периоду регионального перерыва и складчатости (средний—верхний карбон) в герцинской миогеосинклинальной области палеотетиса. Эта область (Джувльфинский, Шарурский, Урсский антиклинории в пределах Закавказья) с мощными карбонатными отложениями девон-триаса (более 3000 м), развитыми на байкальском метаморфическом фундаменте в результате герцинского орогенеза и замыкания палеотетиса, вовлекается в глубокое раскалывание и прогибание типа тыловой (окраинной) геоструктуры на северной пассивной окраине Иран-Аравийского эпипайкальского континента. В связи с этим в средне-верхнепалеозойских блоках Анатоли-Малокавказско-Эльбурского пояса местами, севернее линии пограничных (между миогеосинклиналью и континентальным шельфом) разломов Маку—Резея, Предэльбурса и Мешхафа, отмечается хотя слабое, но своеобразное проявление интрузивного магматизма габбро-долеритов и долеритов. Лишь на восточном сегменте Эльбурса в нижнекарбонных известково-песчано-сланцевых отложениях размещаются мафитовые и ультрамафитовые базальтовые тела мощностью от 3—5 до 60—70 м. Породы расслоенных тел имеют полнокристаллическую структуру, а в краевых частях — стекловатую, обнаруживающую сходство с толеитами. При этом во времени верлитовая фация ультрамафитов сменяется долеритовой фацией мафитов [5].

Габбро-долеритовая формация в пределах Шарурского блока образует два самостоятельных пояса в бассейне р. Арпачай вдоль Гюмушлугского и Данзического разломов надвигового типа с падением на ЮЗ < 60—70°. В каждом поясе насчитываются десятки интрузий габбро-долеритов и долеритов на площади 17×3 и 10×0,8 км соответственно. Максимальные их проявления и связанные с ними свинцовые месторождения приурочены к зоне пересечения СЗ разломов с поперечным Данзическим поднятием метаморфического фундамента [1]. Они представлены межпластовыми интрузивами, согласно залегающими с вмещающими их мраморизованными известняками, сланцами и кварцитами, с которыми имеют общий план дислокации. Нередко образуют крутопадающие дайкообразные тела, прорывающие комплекс отложений девона—нижнего карбона. Мощность их колеблется от 0,5—2 до 10—12 м, иногда достигает 18—25 м. По простиранию они

прослеживаются до 2—5 км. Форма их на крыльях складок в большинстве случаев прямолинейная, реже дугообразная на периклиналях складок. Наблюдаются раздувы и пережимы, придающие им четковидную форму. По многочисленным разломам (сбросы, сдвиги, сбрососдвиги) интрузивы смещены, осланцованы и катаклазированы. Изредка в габбро-долеритах отмечаются небольшие вплавленные ксенолиты вмещающих пород, указывающие на относительно молодой возраст и интрузивную природу этих тел. Контактный метаморфизм проявлен незначительно, вмещающие терригенно-карбонатные породы уплотнены или осланцованы, осветлены или ожелезнены, мраморизованы или ороговикованы. Возраст интрузивов устанавливается на основании того обстоятельства, что они на Гюмушлугском и Данзическом полях не выходят за пределы отложения среднего девона—нижнего карбона, хотя здесь всюду отложения перми со стратиграфическим несогласием залегают на нижнем структурном подэтаже и имеют с ним единый план дислокации. По вещественному составу породы формации не коррелируют с недосыщенными кремнеземом. вулканитами нижнеюрской эффузивной толщи, развитыми в Джульфинском ущелье р. Аракса, что не подтверждает мнение [2] считать их интрузивными аналогами толщи оливиновых и диабазовых базальтов. По изотопному составу свинца возраст Гюмушлугского месторождения, генетически связанного с рассматриваемой формацией и залегающего в сланцево-известняковой толще девона, датируется как герцинский с модальным возрастом около 400 млн. лет [8]. Таким образом, с учетом геологических данных формирование интрузивов габбро-долеритов и долеритов связано с тектоно-магматическими процессами допермского периода.

По облику габбро-долериты и долериты представляют собой типичные зеленокаменные породы с хлоритом, кальцитом, палагонитом, эпидотом, альбитом и др. По текстурным особенностям выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разности или плотные афонитовые (для маломощных тел) или порфириовидные по наличию крупных вкрапленников плагиоклаза и пироксенов. Встречаются также мендельштейновые разности, где миндалины размером до 1,5 мм заполнены хлоритом, кальцитом, натролитом и вторичным кварцем. Структура всех разностей габбро-долеритов — офитовая, пойкилоофитовая, а долеритов — диабазовая и микродиабазовая, хотя они представлены идентичным минералогическим составом. По последнему признаку среди них можно различить кварцевые и бескварцевые разности, причем кварц всегда заполняет интерстиции плагиоклазов и пироксенов, нередко имеет микрогранофировое прорастание. Вместе с тем породы местами содержат кварц в виде ксеногенных зерен, захваченных, очевидно, из вмещающих кварцитов, о чем свидетельствует расчленение его лейстами плагиоклаза и наличие реакционной каймы. В нормативном составе этих пород кварц составляет до 9—13%.

В минералогическом составе габбро-долеритов и долеритов преобладающими являются плагиоклазы (55—60%), которые представлены андезином или лабрадором (An_{37—68}) и в большинстве случаев сосюритизированы, в меньшей степени альбитизированы и редко серцитизированы. Обычно они среди вкрапленников порфириовидных разностей пород часто остаются более свежими, чем пироксены. Последние представлены титан-авгитом и реже гиперстеном. В габбро-

долеритах нередко количество цветных и соответственно рудных минералов настолько возрастает, что породы по цветным индексам (М-70—80) приближаются к габбро-нориту. Состав пироксенов приводится в табл. 1. Наряду со свежими зернами пироксены замещены уралитом, реже вторичным биотитом или полностью разложены хлоритом, кальцитом и чешуйчатым агрегатом иддингита или боулингита. Совместно с последними развиты сфен, почковидный эпидот, цоизит и шестоватые зерна ильменита. Титаномагнетит и ильменит составляют 5—9%, местами доходят до 14%, нередко лейкоксенизированы. В титаномагнетитах соотношение Fe_2O_3/FeO колеблется от 0,3 до 0,5, при содержании TiO_2 от 21,6 до 28,2%. Из аксессуарных широко развиты крупные зерна граната пиропальмандинового ряда ($a=1,58A$), игловидные зерна апатита и относительно меньше сфен. В габбро-долеритах нередко встречается мелилит в виде игл и коротких призмочек, иногда шестиугольной формы зерен, лишенных спайности, но с поперечными трещинами, наполненными хлоритом. Наличие мелилита объясняется, вероятнее всего, выплавлением известкового вещества базальтовой магмой при ее внедрении в межпластовое пространство среди карбонатных пород среднего девона.

Таблица 1

Химический состав пироксенов из пород габбро-долеритовой формации Даралагеца

Компоненты	P-149	P-41	P-241
SiO ₂	43,78	46,16	51,60
TiO ₂	4,92	3,50	0,43
Al ₂ O ₃	6,08	5,12	1,16
Fe ₂ O ₃	3,24	2,63	0,37
FeO	12,80	14,04	23,46
MnO	0,28	0,24	0,44
MgO	12,31	10,77	20,89
CaO	15,66	17,35	1,08
Na ₂ O	0,36	0,22	0,63
K ₂ O	0,05	0,08	0,05
H ₂ O	0,26	0,14	0,11
Сумма	99,74	100,25	100,22
Ca	35,5	39,0	2,2
Mg	38,8	33,8	59,5
Fe	25,7	27,2	38,3

Примечание: обр. P-149 (Ca_{0,65}Na_{0,03}Mg_{0,71}Fe_{0,41}⁺²Fe_{0,09}⁺³Ti_{0,14}Mn_{0,01})_{2,04}

[(Al_{0,28}Si_{1,09})_{1,97}°₆];

обр. P-41 (Ca_{0,71}Na_{0,02}Mg_{0,62}Fe_{0,45}⁺²Fe_{0,08}⁺³Ti_{0,1}Mn_{0,01})_{1,99}

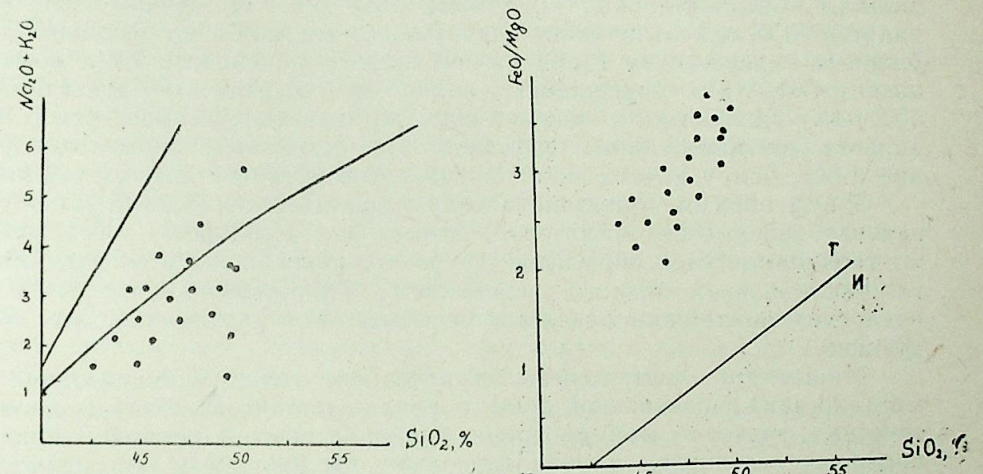
[(Al_{0,23}Si_{1,77})₂₀°₆];

обр. P-241 (Ca_{0,04}Na_{0,05}Mg_{1,17}Fe_{0,73}⁺²Fe_{0,01}⁺³Ti_{0,01}Mn_{0,01})_{2,02}

[(Al_{0,05}Si_{1,95})₂₀°₆].

Химические составы типичных разновидностей пород формации приведены в табл. 2. По химическому и минералогическому составу породы рассматриваемой формации соответствуют нормальному петрохимическому ряду семейства габброидов и долеритов толеитовой серии (рисунок). Как обычно, за счет натриевой щелочности вследствие

альбитизации пород они занимают также поля субщелочного ряда, чем объясняется резкая вариация Na₂O/K₂O отношения (2—11), причем долериты по этому признаку относятся к натриевой серии (6—11), умеренно-глиноземистые ($al'=0,8-1,0$) и мезократовые ($f'=17-18$), а габбро-долериты — калиево-натриевой серии (2—5), низкоглиноземистые ($al'=0,62-0,83$), меланократовые ($f'=20-25$). Для всех пород формации характерно высокое значение фракционирования ($K_p=69-79$), с соответствующей высокой железистостью и низкой магне-



Химизм пород габбро-долеритовой формации Даралагеца

Таблица 2

Сравнение химического состава пород габбро-долеритовой формации Даралагеца

Компоненты	Породы габбро-долеритовой формации Даралагеца		Базальты и долериты траппов		Субщелочные базальты и долериты континентальных рифтов	Субщелочные оливиновые базальты и долериты океанов
	пределы колебаний	среднее (n=19)	нормального ряда	субщелочные		
SiO ₂	40,9—50,2	46,7	51,57	49,90	50,13	46,10
TiO ₂	2,2—4,7	3,6	1,36	2,68	2,52	3,08
Al ₂ O ₃	12,1—15,6	13,5	15,51	15,20	15,71	15,37
Fe ₂ O ₃	2,1—9,1	4,7	—	—	—	3,92
FeO	6,8—11,5	9,2	9,98*	12,59*	11,69*	8,47
MnO	0,13—0,22	0,17	0,19	0,20	0,18	0,14
MgO	3,8—6,1	4,5	8,26	5,32	5,25	7,69
CaO	5,5—11,9	8,0	10,26	9,72	8,37	10,07
Na ₂ O	2,2—3,7	2,8	2,85	2,93	3,76	2,93
K ₂ O	0,3—1,1	0,8	0,61	1,11	1,81	1,19
P ₂ O ₅	0,36—0,74	0,52	0,08	0,25	0,58	0,48
CO ₂	0,1—5,2	2,3	—	—	—	—

* Суммарное железо.

значальностью, а также высокое содержание титана (2,2—4,7%), при довольно низком количестве калия (0,32—1,12%). Соотношение калия к титану в целом варьирует от 0,1 до 0,3.

Породы рассматриваемой формации по сравнению с таковыми других регионов [3], наряду со сходными чертами отличаются свойственными им петрохимическими особенностями. По сравнению со средним составом пород конкретных геодинамических обстановок химический состав пород рассматриваемой формации близок, с одной стороны, к базальтам субщелочной серии океанов, а с другой — к базальтам континентальных рифтовых областей. От субщелочных базальтов СОХ они отличаются значительно меньшим, но довольно стабильным содержанием MgO , низкой калиевой щелочностью и известковистостью. По содержанию калия и коэффициенту агапайности (0,2—0,4) они близки к океаническим, но значительно выше, чем в базальтах континентальных рифтовых зон. Калиево-титановое отношение ниже, чем у океанических и базальтов континентальных рифтов.

Таким образом, приведенная характеристика показывает, что проявления допермского мафитового магматизма Даралагеза соответствуют геодинамической обстановке глубокого раскола и растяжения миогеосинклинальной области палеотетиса, обусловившего генерации и внедрения мантийного расплава. В связи с этим можно отметить следующее.

Многолетние комплексные исследования геологии, магматизма и металлогении Араксинской зоны и анализ геотектонических и магматических факторов формирования кимберлитовых и некимберлитовых коренных источников алмаза позволяют предположить, что наиболее перспективным в отношении алмазоносности является мафито-мантийный магматизм палеозоя.

Следует отметить, что по проблемам алмазоносности М. Кавказа имеется представление о перспективности четвертичного вулканизма (М. А. Кашкай, Э. Ш. Шихалибейли), а после случайного обнаружения В. С. Шмаковым в обломке оливиновых пород двух кристаллов алмазов и в последующем более четырех десятков мелких его зерен в Армении рассматриваются вопрос алмазоносности и различные положения о происхождении алмазов в гипербазитах. Все это сводится к тому, что алмазоносность офиолитовой зоны связывается с теми глубинными магматогенными процессами и структурами, которые обусловили формирование и дальнейшее развитие офиолитовых поясов Малого Кавказа [4, 6].

В современной петрологии в связи с проблемами мантийного магматизма особое внимание привлекает установление его проявления в разных геодинамических режимах эволюции подвижных областей литосферы. При этом магматизм и геодинамическая обстановка его проявления, как динамическая система глубинных процессов, фиксируется индикаторными ассоциациями пород, которые нередко содержат алмазы. В этом аспекте достижением петрологии является значительное расширение площадей находок алмазов в мире за последние десятилетия и выявление некимберлитового первоисточника алмазов. В ряде случаев обнаружение алмазов в тех или иных районах и породах не согласуется с традиционными представлениями о том, что единственным генетическим типом коренных месторождений алмазов являются кимберлитовые тела древних платформ. Примером может слу-

жить месторождение алмазов лампроитов Западной Австралии, россыпные и коренные алмазы в складчатых областях фанерозоя, связанные во многих регионах (Индонезия, США, СССР и др.) с альпинотипными гипербазитами, находки алмазов в диабазовых силлах в Новом Южном Уэльсе, а также в базальтах вулкана Ича на Камчатке и др.

Обращает внимание то обстоятельство, что, по мнению исследователей, в каждом объекте комплекс минералов-спутников алмаза имеет свои характерные парагенезисы минералов, обогащенные титаном силикаты и окислы, гранат альмандинового состава, немагнезиальный ильменит, хромит, шпинель, корунд и др., несвойственные для кимберлитов. Алмазоносные крупные ультраосновные и основные интрузии Бобарис и Мератус о-ва Калимантана (Индонезия) по минералогическому и химическому составу пород резко отличаются от кимберлитов тем, что они низкокалиевые, с высоким содержанием кремнезема, глинозема и не содержат ксенолиты перидотитов, эглогитов. С другой стороны, петрохимические тренды алмазоносных комплексов, включая и кимберлиты, показывают, что наряду с высокомагнезиальными и хромистыми сериями индикаторные значения имеют также высокотитанистые и железистые разности серии [7].

В отношении рассматриваемых интрузивов можно привести следующие предпосылки, позволяющие предсказать возможность обнаружения в них и в их ореоле россыпей кристаллов алмаза.

1. Сравнение химического состава со средним составом базальтов различных геодинамических обстановок показывает на резкое отличие их от траппов и идентичность с субщелочными оливиновыми базальтами стабильных областей, которые образуются в результате расплавления перидотитового слоя мантии на глубине 70—150 км.

2. Глубинно-мантийное происхождение источника первичного расплава пород габбро-долеритовой формации подтверждает также высокая аномалия титана, железа и пироксен-гранат-ильменитовый (титаномагнетит) парагенезис минералов. Наличие мелилита указывает на высокие температуры расплава.

3. В химизме пород формации обнаруживаются черты сходства по главным компонентам (за исключением кремнезема) с высокотитанистыми и высокожелезистыми разновидностями лампроитов. По этому признаку они комплементарны с долеритами Карру, вмещающими алмазоносную трубку Лесото.

4. Породы формации характеризуются присутствием обогащенных титаном силикатов и окислов с участием магнезиально-железистого граната, которые соответствуют высокой ступени РТ условий кристаллизации расплава аналогично в кимберлитах и лампроитах. В дисталь парагенезисе возможными спутниками алмазов являются пироп-альмандин, титанистые минералы группы шпинеля — титаномагнетит, ильменит и др.

5. В породах формации фиксируется благоприятный флюидный режим (много апатита, слюды и др.), а также большое содержание углекислоты, что указывает на схожесть среди кристаллизации с кимберлитами, т. е. на условия, в которых возможны образования алмазов в процессе подъема мантийной магмы. Слюдистые породы формации могут служить индикаторами обнаружения алмазов, т. к. при рав-

ной алмазоносности кимберлитов или лампроитов флагопитовые разновидности их обогащены алмазом.

6. В интрузивах местами развиты брекчиевидные породы, происхождение которых рассматривается как результат дислокации вмещающих отложений палеозоя [2]. Однако они имеют также эруптивную, автокластическую природу. Такие брекчиевидные образования в основных и ультраосновных массивах не являются редкостью, и даже некоторые исследователи массива Баборис называют их «кимберлитоподобными трубками». Подобные образования описаны в гипербазитах Желтореченского массива в Армении.

7. В качестве вероятной алмазоносности габбро-долеритовой формации может служить геодинамический фактор. Магматизм проявлен в субплатформенном режиме развития области, сложенной маломощным осадочным чехлом. Он имеет в карбоне тенденцию медленного поднятия и раскалывания, что является благоприятным условием формирования алмазоносных комплексов, аналогично кимберлитам и лампроитам.

Таким образом, выявляются геодинамические, петрологические, петрохимические, минералогические и другие предпосылки, указывающие на возможные условия образования алмаза в процессе базитового магматизма Шарурского антиклинория. Поэтому считаем целесообразным постановку поисковых работ в указанной структуре на выявление коренных и россыпных алмазов.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Рустамов М. И., Мустафаев Г. В. и др. Основные черты магматизма и метаморфизма Азербайджана//Объяснительная записка к этой карте в м-бе 1:500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
2. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
3. Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В. Средние химические составы магматических горных пород//Справочник. М.: Недра, 1987.
4. Геворкян Р. Г., Каминский Ф. В., Лунев Б. С. и др. Новые находки алмазов в ультрамафитах Армении//Докл. АН АрмССР, 1976. № 3.
5. Маджиди Б. Ультраосновные лавовые потоки в северо-восточном Иране//Ofioliti. 1979, № 4.
6. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т. и др. К вопросам об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении//Геохимия, 1974. № 3.
7. Соболев Н. В., Харкив А. Д., Похиленко Н. Д. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии//Геология и геофизика, 1986. № 7.
8. Тугаринов А. И., Зыков С. И., Зименкова А. В. О возрасте некоторых свинцовых месторождений Кавказа//В сб.: Труды пятой сессии комиссии по определению абсолютного возраста. М.: Изд. АН СССР, 1958.

М. И. Рүстәмөв

ИРАН-ӘРӘБ КОНТИНЕНТИНИН ШИМАЛ ДӘРӘЛӘКӨЗ ЗОНАСЫНЫН ПАЛЕОЗОЈ МАГМАТИЗМИ

Мәғаләдә илк дәфә олараг Нахчыван вилајәтиндә девон-алт карбон террикен-әнәнк дашы чөкүнтүләрә арасында инкишаф тапмыш палеозој магматизминин тәсвири верилмишдир. Чохлу долерит вә габбро-долерит интрузив күтләләрә дәринлик чатлары боју ики золаг әмәлә кәтирир. Онларын мәншәјини вә фәјдалы газынтылар әмәлә кәтирмәсини мулаһизә етмәк үчүн магматизмин кеодинамикасы вә габбро-долерит формасијасы тәшкил едән интрузивләрин морфолокијасы, јашы, петрографијасы вә петрокимјасы кениш тәсвир едилмишдир.

M. I. Rustamov

THE PALEOZOIC MAGMATISM OF DARALAGEZ— NORTH IRANO-ARABIAN CONTINENT

For the first time maphito-mantle magmatism, developed in miogeosynclinal region of paleoethethys in the terrigen-cretaceous thick of devon-lower carbon is described in the article.

Tectonic condition and geodynamic condition of intrusion of gabro-dolerit and also detailed description of its morphology, petrographic and petrochemical features are stated. Complex data allow to determine its origin and minerals associated with them.

УДК 518:549.01.021

К. А. ПАНАХИ, С. А. КАНТОР

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УЧАСТКОВ КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ «ПРЕОБЛАДАЮЩЕГО НАПРАВЛЕНИЯ»

При изучении закономерностей распространения химических элементов особый интерес представляет выявление источников и направления изменения их концентраций. Сказанное приобретает особую актуальность в породах со значительными вариациями химических элементов, а также на участках со сложным геологическим строением, характеризующихся интенсивными тектоническими нарушениями, и главное, при ограниченном количестве аналитического материала.

Изменение содержания элементов, как известно, связано с физико-химическими процессами, имевшими место при формировании пород.

Поэтому выяснение преобладающего направления (ПН) изменения элементов может способствовать оценке физико-химических и термодинамических факторов, приведших к наблюдаемым вариациям в составе пород, а также выявлению источников распространения элементов.

С этой целью разработан математический метод, позволяющий находить преобладающие направления, а также оценивать наиболее быстрые изменения концентрации химических элементов вдоль этих направлений. С помощью предложенного математического метода представляется возможным построить геохимическую карту векторных полей, включающую:

1. Участки максимальных концентраций химических элементов.
2. Пути распространения и направления преобладающего изменения концентраций химических элементов.
3. Скорость изменения элементов вдоль этих направлений.
4. Участки, где направления преобладающего возрастания элементов резко меняются.
5. Участки, где ПН различаются по соотношению химических элементов.

Этот метод основан на свойствах приращения функции $[f(x, y)]$ двух переменных, т. е. изменения содержания химических элементов в зависимости от положения точки опробования в координатной системе.

Важными задачами в методике являются следующие:

1. Оценить максимальную крутизну изменения концентрации химического элемента каждой точки опробования. Она определяется по

$$\text{формуле (для точки 1): } \omega_1 = \frac{C_{og_2} - C_{og_1}}{L_1};$$

$$\text{для точки 2: } \omega_2 = \frac{C_{og_3} - C_{og_2}}{L_2}$$

и т. д.

2. Определить ускорение изменения химического элемента между двумя точками опробования по формуле: $A_2 = \frac{\omega_2 - \omega_1}{L_1}$ [г/(г·м)].

3. Найти максимально допустимую ошибку по формуле:

$$\varepsilon = \frac{1}{2} A \Delta L \text{ [г/г·м]}, \text{ где } \Delta L \text{ — расстояние между двумя точками опробования.}$$

4. Зная значение ускорения возрастания химического элемента «А», максимально возможное расстояние между рекомендуемыми точ-

ками опробования можно выявить следующим образом: $\Delta L = \sqrt{\frac{2\varepsilon}{A}}$

5. Расчет ошибки дает нам возможность более рационально выбрать расстояние между точками опробования, т. е. $\Delta L \geq \sqrt{\frac{2\varepsilon}{A}}$.

Формула показывает ограничения, которые накладываются на Δx и Δy .

6. Однако, если вокруг рассматриваемой точки провести круг радиусом ΔL , то изменение содержания элемента между точкой и точкой на окружности будет зависеть от направления между точками. Направление определяется вектором. Вектор имеет свою длину и направление, которое дается единичным вектором, т. е. длина его равна 1.

Для определения направления вектора задаются косинусы углов единичного вектора, проекции которого на оси координат равны этим косинусам.

7. Вектор, имеющий координаты $\left\{ \frac{\partial f}{\partial x}, \frac{\partial f}{\partial y} \right\}$ на плоскости, на-

зывается градиентом. Последний дает направление наиболее быстрого возрастания величины концентрации элемента вдоль этого направления.

8. Возрастание концентрации для каждой точки определяется формулой:

$$\Delta f(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \cdot \Delta L.$$

9. Величина градиента показывает величину возрастания концентрации элемента вдоль направления градиента. Для определения градиента нужно иметь 3 точки опробования (это минимальное количество опробования, при котором можно оценить величину градиента). Поэтому на первом этапе в зоне наименьшего значения элемента выбираются 3 точки. Для реализации предложенного алгоритма условимся, что А является системой отбора анализированных проб, f — функция геохимического признака, наблюдаемого на точках отбора проб этой системы, т. е. $A_1 = \{x_1, y_1\}$ — система точек отбора анализированных проб.

Для решения поставленной задачи, точки отбора проб не должны лежать на одной прямой. В целях дальнейших вычислений ПН обозначим величины:

$$\begin{aligned} dx^{(3,1)} &= x_3 - x_1, dx^{(2,1)} = x_2 - x_1, dy^{(3,1)} = y^3 - y^1, dy^{(2,1)} = y^2 - y^1, \\ df^{(3,2)} &= f^3 - f^2; df^{(3,1)} = f^3 - f^1. \end{aligned}$$

Тогда с некоторым приближением $df^{2,1} = fx^1 \cdot \Delta x^{2,1} + fy^1 \cdot \Delta y^{2,1}$

$$df^{(3,1)} = fx^1 \cdot \Delta x^{(3,1)} + fy^1 \cdot \Delta y^{(3,1)} \quad (1)$$

одновременно $df^{3,2} = fx^1 \cdot \Delta x^{3,2} + fy^1 \cdot \Delta y^{3,2}$

Объединяя $df^{2,1} = fx^1 \cdot \Delta x^{2,1} + \Delta y \cdot \Delta y^{2,1}$

$$\begin{aligned} df^{3,1} &= fx^1 \cdot \Delta x^{3,1} + fy^1 \cdot \Delta y^{3,1} \\ df^{3,2} &= fx^1 \cdot \Delta x^{3,2} + fy^1 \cdot \Delta y^{3,2}, \end{aligned} \quad (2)$$

находим систему методом наименьших квадратов. Получается новый треугольник. Так образуется новая система аналогично (2). Далее вычисляется новое значение $fy^{1T_2} \cdot fx^{1T_2}$, которое чередуется с $fx^{1T_1} \cdot fy^{1T_1}$ и пропорционально площадям треугольника.

Далее при поэтапном построении на основе добавления новых точек и отбрасываемых наиболее удаленных строится градиент по другим тройкам. По ним вычисляется среднее значение градиента и оценивается суммарная накопленная ошибка разности содержания элемента в двух точках. Если эта ошибка превышает заданный порог, то построение среднего значения градиента обрывается и начинается новая постройка.

Предложенный метод ПН является более перспективным при его применении к вторичным ореолам и потокам рассеяния с целью выявления геохимических закономерностей распространения химических элементов, что способно приводить в конечном результате к обнаружению рудных накоплений. При этом результаты гипергенных процессов, вызывающих перераспределение элементов в породах, благоприятствуют применению методов ПН. При удалении от рудного тела, согласно законам диффузионного рассеяния, концентрация рудных элементов по радиальным направлениям закономерно уменьшается. Поэтому направления, обратные ПН, должны означать главные пути рассеяния. Следует заметить, что при определении источников ПН элементы потоки рассеивания вносят искажения в общую картину, тем не менее сохраняют привязанность к путям рассеяния (русла рек, склоны и т. д.).

С целью выяснения поисковых возможностей предложенного метода, проведены расчеты по ряду участков, где выявлены рудные минерализации. Основываясь на проведенных нами исследованиях в течение ряда лет в пределах Кызылджинского участка в верховьях р. Кызылджачай и его правого притока (Кедабекский р-н), удалось количественно охарактеризовать пространственные закономерности изменения содержания меди и цинка в породах нижней вулканогенной толщи. В этих породах имеются мелкие прожилки и гнезда пи-

рит-халькопиритовых руд, которые при определении ПН возрастания концентрации химических элементов играют роль искомого геологического объекта.

В геологическом отношении участок сложен гидротермально-щелочными эффузивно-пирокластическими образованиями нижней вулканогенной толщи, покрывающими серицитизированными и окварцованными кварцевыми порфирами с частными включениями пирита и халькопирита. Вторичные кварциты на этом участке обогащены серой до 5—6%, медью до 0,03%, что указывает на деятельность гидротермальных растворов, связанных с постмагматической деятельностью нижнемеловых интрузивов.

Второй участок также расположен в верховьях р. Кызылджачай. Он сложен эффузивно-пирокластическими породами нижней вулканогенной толщи, на которых залегают верхнебайосские липариты, липарито-дациты, прорывающиеся предбайосской плагиогранитовой интрузией. Общая масса пород сложена в антиклинальную складку широтным простиранием.

В пределах участка также наблюдаются мелкие включения пирита и халькопирита в породах. Содержание серы в породах плагиогранитовой интрузии от 2 до 3%, меди 0,1—0,06%.

С целью геохимической характеристики на участках были сняты профили с учетом имеющихся результатов анализов тяжелых фракций шлихов и проб по потокам рассеяния. Анализы пород показали повышенное содержание Cu, Zn. Для этих элементов вычислены и составлены карты векторных полей (рис. 1 и 2).

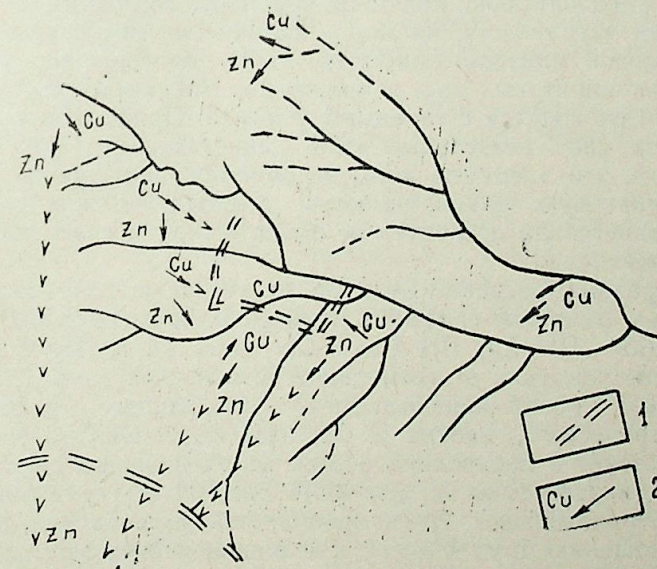


Рис. 1. Карта векторных полей:
1 — зоны максимальных содержаний элемента; 2 — ПН элемента

Как видно из карты ПН, Cu и Zn вне зоны радиуса R сходятся в зоне № 1. Зона радиуса R очерчена из геометрического центра обла-

той сходимости ПН Cu и Zn в отдельности. Поэтому содержания Cu и Zn в тяжелой фракции шлифов в зоне 1 экстремальные. Согласованность их ПН в пространстве указывает на геохимическую эквивалентность этих элементов в механизме концентрации, а также в механизме их распространения при гипергенезисе.

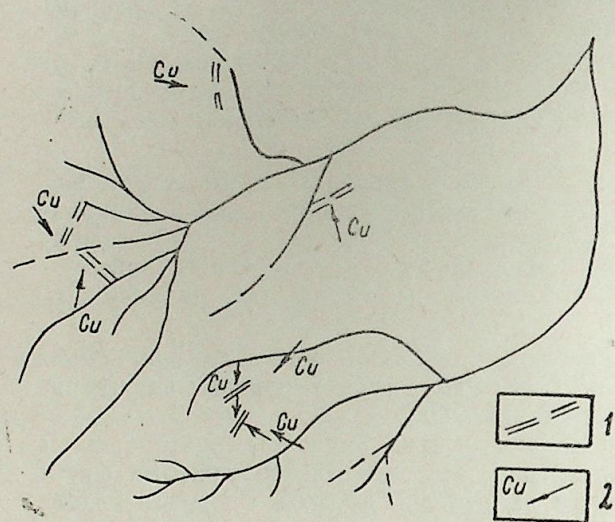


Рис. 2. Карта векторных полей:
1 — зоны максимальных содержаний элемента; 2 — ПН элемента

Случайность взаимосвязей ПН этих элементов представляется маловероятной. Следовательно, причиной подобного согласия ПН у меди и цинка, по всей вероятности, является наличие на исследуемом участке медно-цинковой минерализации, что было подтверждено выявлением пирит-халькопиритовых жил и прожилков. Отметим, что внутри зоны 1 ПН меди расходятся с таковыми у цинка. Причем Cu и Zn внутри зоны имеют свои отдельные зоны максимальных концентраций. Таким образом, эти элементы концентрируются в отдельных зонах, но имеют одинаковую закономерность распределения в пространстве, что наблюдается на исследуемом объекте, при достаточном удалении от рудопоявления.

Таким образом, поведение Cu и Zn, по согласию с ПН можно охарактеризовать с помощью графиков, приведенных на рис. 3. Вдоль оси Y отложены Cor (ПН Zn, ПН Cu) = Cor (ПН Zn, Δ ПН Cu). Вдоль оси X отложено удаление от геометрического центра зоны 1, C — интерполированная кривая зависимости ($Y(X)$). Видно, что при удалении от геометрического центра O Cor (ПН Zn, Δ ПН Cu) возрастает, что свидетельствует о проявлении общих халькофильных свойств Cu и Zn при $R < R_1$ внутри зоны А. Cor (ПН Zn, ПН Cu) уменьшает свое значение до отрицательных. Этим проявляется взаимоисключение элементов по отношению друг к другу при определенных термодинамических режимах (например, при кристаллизации халькопирита).

Поэтому на языке зависимости ПН геохимические закономерности распространения меди и цинка в районе рудопоявления можно разделить на два уровня, согласно схеме (см. рис. 3).

Первый общий уровень проявляется вне зоны 1, где согласованность вектора ПН Zn и ПН Cu отражает их геохимическое родство

как халькофилов, участвующих в образовании рудной минерализации.

Второй сульфидообогатенный уровень проявляется при $R < R_1$, отражает взаимоисключаемость элементов в режиме рудообразования, вызванном термодинамическим режимом рудообразований.

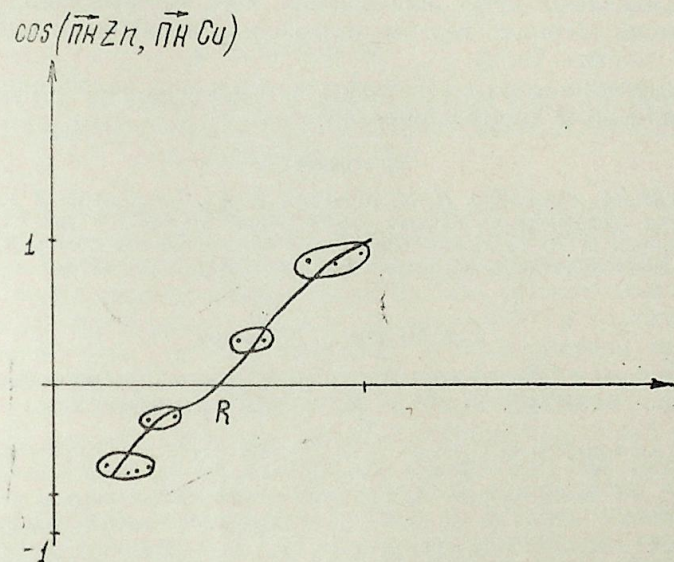


Рис. 3. Взаимозависимости ПН для Cu и Zn

Согласованность сходимости и взаимозависимости ПН для Cu и Zn на языке ПН скорее всего характеризует закономерности изменения ореолов (см. рис. 2).

Следует заметить, что вне зоны 1 или в зоне проявления связей первого уровня ПН Cu и Zn сходятся в своем среднем, в зоне, внутри которой лежат рудопоявления.

На участке в верховьях р. Кызылджачай и ее правого притока отмечается разделение ПН Cu и Zn. Четко и уверенно отметить пространственную дислокацию Cu невозможно, а ПН Cu позволяет выделить рудную зону на этом участке. Исходя из расположения ПН Cu и Zn, можно предполагать о наличии на рассматриваемом участке проявления Cu и Zn.

Приведенные работы показали:

1. Рудоносная зона на первом участке занимает верхнюю часть правого притока р. Кызылджачай и имеет почти меридиональное направление. Зона на поверхности представлена кварц-кварцитовыми жилами с халькопиритовым оруденением с содержанием меди до 1,1%.

2. Вторая зона расположена к югу от первой в верховье р. Кызылджачай. Здесь породы сильно трещиноватые с различными направлениями. На этом участке обнаружена пиритовая минерализация в основном в виде прожилков с содержанием меди до 0,01, редко до 0,08%.

Апробация метода показала:

1. Не прибегая к построению обычных геохимических карт, основанных на регуляторной сетке опробования, удалось установить поло-

жение контрольных объектов, представленных существующими рудоносными зонами.

2. Метод ПН применим к вторичным ореолам с точки зрения дистанционного обнаружения концентраций искомого элемента преимущественно на участках с трудным рельефом с разреженным и произвольным расположением точек опробования, чего не позволяют математические методы обычного геохимического картирования и оценки перспективных участков [1, 2].

3. Применение метода ПН позволило оценить закономерности распределения Cu и Zn во вторичных ореолах.

Литература

1. Дубов Н. М., Франковик Н. М., Кошелев В. К., Досанова Б. А. Математическая обработка геохимических данных. Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1986.
2. Евдокимова В. Н. Геохимические методы поиска рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1978.

К. А. Панахи, С. А. Кантор

КИМЈОВИ ЕЛЕМЕНТЛЭРИН ТЭМӨРКҮЗ САҲЭЛЭРИНИН «БАШ ИСТИГАМӨТ» ҮСУЛУ ИЛӘ ТӘЈИН ЕДИЛМӘСИ

Мәгаләдә гејд олунур ки, элементлэрин јер габыгында ганунаујгун пајланмасыны өјрэнэркән, ән мүнүм мәсәлә, онларын тэмөркүзләшмә саһәләрини ашкара чыхармагдыр.

Мәлүмдур ки, элементлэрин белә пајланмасында физики-кимјови кедшәтларын ролу бөјүкдүр. Буну нәзәрә алараг јени рижәзи үсул тәклиф едилир. Бу үсул васитәсилә элементлэрин јер габыгында пајланмасынын баш истигамәти ајдынлашдырылар, тэмөркүз саһәләри ашкар едилир вә элементлэрин ганунаујгунлугу мүәјјән едилир.

Бу үсул Кәлбәчәр вә Кәдәбәј филиз саһәләриндә тәтбиг олунмуш, мүсәбәт нәтичәләр алынмышдыр. Белә ки, үсулу тәтбиг едәркән аз фактивки материал әсасында чохла эзијјәт тәләб едән кеокимјови хәритәләр тәртиб едилмир.

K. A. Panakhi, S. A. Kantor

DETERMINATION OF CHEMICAL ELEMENT CONCENTRATION SITES BY MEANS OF DOMINANT TENDENCY METHOD

The article deals with a new mathematical method of geochemical rule calculation. The method is based on vector-differential imagination of chemical elements percentage tendency.

Application of the method allows to calculate possible situation of elements percentage extremum zones, correlation of chemical elements tendencies when samples are arbitrarily situated within the plotting board. Basing on the method geochemical tendencies (Zn, Cu) of the Cuzylja area were calculated.

УДК 551.24(479.24—18)

О. Н. ШИРИНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ И РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

Современный высокогорный рельеф и морфоструктурный план региона, характеризующиеся сложным строением и большой высотной контрастностью (до 4500 м), сформированы в неотектоническом (позднеорогенном) этапе геологического развития. По геолого-геоморфологическим данным суммарные амплитуды поднятий и опусканий за неотектонический этап устанавливаются по гипсометрии наиболее древней поверхности выравнивания в осевой зоне Главного Кавказского хребта (3900—4200 м) и подошвы верхнего сармата (морского), на Шахдагском массиве (3600 м), точнее, доверхнесарматской поверхности, которая погружается в юго-восточном направлении (до 2000 м и меньше), а также по глубине залегания этой поверхности в пределах Кусаро-Дивичинского прогиба (от 1200 до 4800 м). Таким образом, амплитуда максимального значения поднятий региона колеблется от 2000 до 4200 м, а погружений (исходя из мощностей плиоцен-четвертичных отложений) — от 1200 до 5300—6500 м. При этом общий размах движений в неотектоническом этапе оценивается в пределах 9,5—10,7 км.

Движения в новейшем тектоническом этапе как в пределах региона, так и в рамках крупных структур и отдельных их участков носили резко дифференцированный характер, в результате которых формировались и обособлялись морфоструктуры Главного хребта, внутригорных котловин (Шахнабадская, Хыналыгская и др.). Бокового хребта, а также Кусарской наклонной равнины и Самур-Дивичинской низменности.

Дифференцированный характер новейших движений обусловлен активностью региональных разломов, вдоль которых крупные тектонические блоки смещались с разной амплитудой. Наиболее четко это выявляется для структур горной зоны Северо-Восточного Азербайджана, имеющих общекавказскую ориентировку. Несколько менее мобильными были поперечные разломы. Относительно активными из них были глубинные разломы — Арпачай-Самурский и Западно-Каспийский.

В связи с резко дифференцированным и блоковым характером новейших движений разновозрастные поверхности выравнивания оказались на различных высотных отметках, даже в рамках одной крупной морфоструктуры, не говоря уже о сильной изменчивости их гипсометрического уровня в пределах морфоструктур с различным знаком и интенсивностью движений. При палеогеоморфологических построениях учет этого факта имеет весьма важное значение.

Благодаря блоковому характеру новейших движений, которые проявились на фоне сводового поднятия всего Большого Кавказа, соз-

данные ими новейшие (современные) морфоструктуры характеризуются ступенчатым строением и сопровождаются местами надвигами и тектоническими покровами; в структурном отношении охватывают разные тектонические элементы. В качестве примера можно отметить Шахнабадскую, Хыналыгскую и другие внутригорные котловины, которые сформированы либо в полосе контакта Тфанского антиклинория и Шагдаг-Хизинского синклинория, где важную роль в их образовании сыграли разрывные нарушения (на западе), либо в пределах упомянутого синклинория (на востоке).

Такая же тектоническая неоднородность отмечается и для Главного Кавказского хребта. Последний охватывает не только Центральное поднятие (Тфанский антиклинорий), но и Закатало-Ковдагский синклинорий, а также Вандамский антиклинорий. На промежутке между горами Базардюзи и Бабадаг осевая зона хребта соответствует Тфанскому антиклинорию; западнее же верховьев р. Шинчай высокоприподнятый борт (северный) Закатало-Ковдагского синклинория совпадает с водоразделом хребта. Восточнее Халтанского перевала Главный хребет совпадает с Дибраро-Яшминским синклинорием, являющимся восточным продолжением Закатало-Ковдагского синклинория. На крайнем востоке Главный хребет отвечает Алтыгагачскому антиклинорию и одному из его ветвей — Куркечидагскому антиклинорию.

Боковой хребет в пределах исследуемого района соответствует в основном Шагдаг-Хизинскому синклинорию, а восточнее верховьев Карачая — Тенги-Бешбармакскому антиклинорию, западный отрезок которого (Судурская зона) опущен по Крызскому и Самурскому разломам.

Тектонические структуры, расположенные севернее Сиазанского разлома (надвига) — Кубинский прогиб, Кусарское погребенное поднятие и Зейхурский прогиб в современном рельефе образуют морфоструктуру — Кусарскую наклонную равнину с моноклинальным строением, приподнятую до 1800—2000 м высоты. Формирование ее завершилось к концу новейшего этапа развития региона. В ее пределах широко распространены отложения четвертичного и верхнеплиоценового возраста.

На северо-востоке граница Кусарской наклонной равнины совпадает с глубинным разломом, прослеживаемым вдоль стыка Зейхурского прогиба и Ялама-Худатской зоны погребенного поднятия. Севернее разлома простирается Самур-Дивичинская низменность, соответствующая полосе четвертичных и современных опусканий и осадко-накопления. В целом, севернее Сиазанского глубинного разлома в течение всего новейшего этапа движения носили дифференцированный характер, а суммарная величина их характеризовалась: в Судурской зоне поднятий — 2000—2400 м, в Кубинском прогибе — 800—1600 м, с режимом инверсионных поднятий, в полосе Кусарского погребенного поднятия — 400—1200 м унаследованных поднятий, в Зейхурском прогибе абсолютных опусканий — 1600—2800 м и в Ялама-Худатской зоне относительных опусканий — 1200—2400 м.

Благодаря широкому развитию разрывных и блоковых движений в новейшем тектоническом этапе значительной переработке подвергался существующий до этого рельеф с прямым и повсеместным отражением тектоники в характере его строения, где антиклинорным и антиклинальным структурам соответствовали хребты и гряды, а синкли-

нальным — долины и котловины. Палеореки, выступающие в качестве мощного геологического фактора в транспортировке и аккумуляции обломочного материала, в значительной своей части закладывались вдоль синклинальных структур. В новейшем тектоническом этапе происходила значительная перестройка речных систем, которые закладывались либо вдоль опущенных блоков, либо вдоль активных продольных разломов и разрывов. Это привело к изменению динамики их деятельности как в отношении размыва, так и в отношении сноса обломочного материала. В новейшем этапе основными речными артериями были палео-Шахнабад-Гильгильчай и палео-Самур. В позднем плиоцене закладывалась более молодая речная система палео-Дивичичай. Эти речные системы по отношению геологических структур имели продольные направления стока. Но наряду с ними имелись и поперечные речные долины. Перестройка продольных речных долин в поперечные началась с конца миоцена, на западе, и завершилась в позднем плейстоцене, на востоке (Будагов, Лилиенберг, Ширинов, 1959, 1960).

Речные долины и их перестройка играли существенную роль в моделировке морфоструктур. Поэтому анализ данных об их строении и перестройке позволяет восстановить историю развития морфоструктур и выявить характер проявления неотектонических движений. Кроме этого, значения этих данных очень важны при определении величины денудационного среза и выявлении ареалов накопления рыхлых образований.

В конце новейшего этапа (поздний плейстоцен и голоцен) контрастность рельефа несколько сnivelировалась благодаря относительному ослаблению интенсивности движений и усилению выравнивающего эффекта денудации в горах и аккумуляции на равнинах.

Литература

1. Ахмедбейли Ф. С. Неотектонические движения и формирование складчатых структур восточной части Большого Кавказа (Азербайджан) // В сб.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1964.
2. Будагов Б. А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: Элм, 1973.
3. Хайн В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Изд-во АН АЗССР, 1950.
4. Шолло В. Н. Об этапах складчатости в зоне Шагдага на Юго-Восточном Кавказе. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

О. Н. Ширинов

ШИМАЛ-ШАРГИ АЗЕРБАЙЧАНДА ЈЕНИ ТЕКТОНИКАНЫН ВӘ МОРФОСТРУКТУРЛАРЫН ЭВОЛЮСИЈАСЫНЫН БӘЗИ ХУСУСИЈӘТЛӘРИ

Јени тектоник һәрәкәтләр кәскин дифференциал характер дашымыш вә мүасир морфоструктурларын јаранмасына вә тәчриди инкишафына сәбәб олмушдур. Јени мәрһәләдә һәрәкәтләр блоқвари характер дашымыш вә тектоник позулушма хәтләри бојунча тәзаһур етмишдир. Морфоструктурларын пилләвари формаја малик олмасы, тектоник үстәкәлмәләрин вә тектоник өртүкләрин формалашмасы вә ејни јашлы дүзәлмә сәһиләринин мүхтәлиф сәвијјәләрә галдырылмасы бунун нәтичәсидир. Мүасир морфоструктурларын бу чүр эволюсијасы она кәтириб чыхармышдыр ки, инди онлар әксәр һалларда мезозой структурларынын контуруна ујғун кәлмирләр.

O. N. Shirinov

**SOME PECULIARITIES OF NEOTECTONIC AND
DEVELOPMENT OF MORPHOSTRUCTURES OF
NORTH-EASTERN AZERBAIJAN**

At neotectonic stage movements had sharply differential character; as a result morphostructures of the studied region are developed and isolated.

Differential character of neotectonic movements is conditioned by the activity of regional faults, along which large tectonic blocks are displaced with different amplitude. Owing to the block character of neotectonic movements morphostructures are characterized by stage-by-stage structure and accompanied by overlaps and tectonic covers.

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХƏБƏРЛƏРИ

Ҷер елмлƏри серијасы, 1989, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989, № 1

УДК 564.3(116.3)

Н. И. ЛЫСЕНКО, Г. А. АЛИЕВ

АЛЬБСКИЙ КРИЗИС В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ НЕРИНЕИД

В истории развития ископаемых фаун и, в особенности тех, которые хорошо изучены, отмечается не равномерное поступательное развитие, а импульсивное, при котором этапы ускоренного развития чередовались с угасаниями. С экологическими кризисами связываются резкие сокращения систематического состава фаун. По современным представлениям, кризисные ситуации могли быть обусловлены самыми различными причинами: тектоническими, климатическими, эвстатическими, космическими, геомагнитными, гидрохимическими и др. Понятия кризиса неизбежно ассоциируются с событиями, тем или иным образом ограничивающими нормальное развитие организмов, и носят оттенок негативности. Под этим термином мы понимаем устанавливаемые на фактическом материале резкие сокращения численности таксонов вследствие снижения их возможностей адаптации к изменившимся условиям существования. Экологические кризисы — явление обычное. Они свойственны почти всем, хорошо изученным, группам.

Кризисы, как наиболее общие биосферные явления, вероятно, могут определяться пространственно-временными категориями и оцениваться масштабностью. Есть основания выделять кризисы глобальные и региональные, различающиеся между собой масштабностью проявления. Не затрагивая эту сложную и остродискуссионную проблему по существу, отметим, что кризисные ситуации приводили иногда к коренным ломкам и перестройкам сложившейся структуры экосистем, и в этом смысле их используют в качестве индикаторов хроностратиграфических рубежей. Мы далеки от мысли связывать их с катаклизмами глобального масштаба, в понимании этого явления Ж. Кювье, его старых и новых последователей, но мысль о том, что эволюционные рубежи, обусловленные экологическими кризисами, отражают основную закономерность эволюционного процесса, кажется достаточно обоснованной и верной. В наибольшей степени от экологических кризисов «страдали» филогенетические ветви, находящиеся на «последней стадии своего эволюционного развития» и отличающиеся высокой специализацией. Полная или частичная элиминация систематических групп и есть показатель реальности существования кризиса. Было бы, однако, неправильно весь сложный механизм биологического развития жизни сводить только к процессам вымирания: наряду с вымиранием одних групп на их месте неизбежно появлялись другие, заполняя собой освободившиеся экологические ниши и зоны.

Не является, по-видимому, случайным то, что некоторые исследователи ограничивают значение абиотических факторов в процессе вымирания и отдают предпочтение биологическим причинам. Л. Ш. Давиташвили [2], Э. Майр [5] и другие исследователи, подробно разобрав вопросы о причинности вымирания организмов, предлагают объ-

яснение этого явления на основе дарвинистского понимания исторического развития жизни. Они склонны считать, что в этой сложной проблеме нет ничего такого, что нельзя объяснить, исходя из современных знаний на основе процессов, происходящих в биосфере. Следовательно, причины возникновения кризисных ситуаций являются вполне познаваемыми. Следуя этому выводу, авторы поставили своей задачей рассмотреть один из эпизодов в геологической истории мелового периода, характеризующийся значительным вымиранием многих систематических групп организмов. История развития неринеид Крыма и Малого Кавказа в конце раннего мела (альбский век) является достаточно наглядной иллюстрацией этого положения.

Нериней — вымершие брюхоногие моллюски, типичные представители мелководного термофильного бентоса, свойственные почти исключительно Средиземноморской палеозоогеографической области. Их эволюция от первого появления в начале юрского периода и до полного вымирания в конце позднего мела была неизменно связана с эволюцией рифовых экосистем. Количественный и качественный состав нериней в этих экосистемах определялся, судя по имеющимся материалам, степенью соответствия среды обитания образу жизни моллюсков, т. е. общей сбалансированностью самой экосистемы.

Известно, что рифовые экосистемы особенно чувствительны ко всяким изменениям среды, и если эти изменения выходили за пределы допустимых норм сосуществования рифостроителей и рифолюбов (к последним с полным основанием можно отнести неринеид), будь то изменения температурного режима, солености воды, условий осадконакопления, глубины бассейна и др., — они неизменно сказывались на систематическом составе палеоценозов. В истории развития неринеид известно немало этапов интенсивного развития, и все они приходятся на трансгрессии морских бассейнов, приводивших к расширению шельфовых акваторий. Снижения темпов развития, фиксируемым сокращением систематического состава, напротив, отвечают регрессии бассейнов и сокращения шельфовых акваторий.

О составе неринеевой фауны на границе раннего и позднего мела свидетельствуют следующие данные (таблица). Для этого времени наиболее уверенно выделяются два этапа интенсивного развития — ургонский (поздний баррем — ранний апт) и сеноман-туронский, характеризующиеся наличием 34 родовых единиц неринеид. Из них на ургонский этап приходится 20 родов (59%); на сеноман-туронский — 14 (41%). В целом это соотношение, на первый взгляд, свидетельствует, как будто, не в пользу существенных различий. Однако стоит обратиться к анализу систематического состава и филогении, как сразу же обнаруживаются достаточно глубокие различия. Из 20 родов ургонского комплекса только представители 3 родов продолжают свое развитие в позднем мелу. Остальные 17 родов исчезают на границе апта и альба. Из 14 родов сеноман-туронского комплекса, в свою очередь, только 3 берут начало в раннемеловом, т. е. ургонском комплексе. Остальные 11 родов сеноман-туронского комплекса могут быть с полным основанием отнесены к криптогенным формам. Кроме того, в альбском ярусе северной Средиземноморской подобласти полностью отсутствуют органогенно-карбонатные фации, и в разрезе господствующее распространение получают терригенно-глинистые.

Распространение неринеид в отложениях меловой системы

№ п/п	Род	Валанжин	Готерив	Баррем	Апт	Альб	Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон
1	Phaneroptyxis Cossmann									
2	Funiptyxis Pcelincev									
3	Upella Pcelincev									
4	Diptyxis Oppenheim									
5	Cylindroptyxis Pcelin.									
6	Diptyxiella K. Al. 8c Lyss									
7	Pchelincevia K. Al. 8c Lyss									
8	Balkanella Pcelincev									
9	Campichia Cossmann									
10	Brouzetia Cossmann									
11	Curetia Cossmann									
12	Gemmellaroja Lyssenko									
13	Gyssariptyxis Lyssenko									
14	Hacobjania K. Al. 8c Lyss									
15	Internuntia K. Al. 8c Lyss									
16	Archimedeia Pcelincev									
17	Nerinella Sharpe									
18	Favria Cossmann									
19	Trochalia Sharpe									
20	Multiptyxis Pcelincev									
21	Neonerinea Hacobjan									
22	Simplioptyxis Tied									
23	Kostaella Kollmann									
24	Acroptyxis Tied									
25	Plesioplocus Pcelincev									
26	Haploptyxis Pcelincev									
27	Parasimplioptyxis Hacob.									
28	Italoptygmatis Hacobjan									
29	Laevinerinea Dietrich									
30	Oligoptyxis Pcelincev									
31	Nerineoptyxis Djalilov									
32	Plesiopygmatis Böse									
33	Neoptyxis Pcelincev									
34	Itruvia Stolizka									

Из приведенных материалов напрашивается вывод о существовании в альбе Субсредиземноморской области глубокого экологического кризиса, обусловленного, скорее всего, климатическими изменениями. По данным В. А. Красилова [3], «... в позднеальбской группировке Крыма нет цикадофитов, и это является указанием на более прохладный климат, чем в неокоме этого региона, где цикадофиты обычны. В раннем сеномане похолодание еще более усиливается: космополитные виды папоротников здесь резко преобладают над термофильными видами. В среднем сеномане обстановка снова резко меняется — появляются вновь многочисленные цикадофиты; соотношение эвритермных и термофильных папоротников изменяется в пользу последних».

Еще более определенно в пользу резкого изменения температурного режима в альбском веке высказался Н. А. Ясаманов [7]. Альбский век, по его мнению, отличается наиболее резким изменением температурного режима за весь меловой период в истории Земли. Указанием

на это служат сокращение, а местами и полное отсутствие коралло-рудистой фауны, появление мелких двустворчатых моллюсков — ауцеллин бореального типа; сокращение рифообразования и смена карбонатного осадконакопления терригенным олигомиктовым, сокращение каолинита и изменения в составе растительности. Температурный режим альбского века, по данным Н. А. Ясаманова [7], характеризуется следующими показателями. Если в валанжине температура приповерхностных вод изменялась в пределах 19—26°C, в аптском веке снизилась до 17,5—19,0°, то в альбе она достигла наиболее низких значений — 12,0—13,0°. Интересно отметить, что это снижение отразилось на составе термофильных фаун даже в регионах, расположенных южнее Субсредиземноморской подобласти, например, на Малом Кавказе и даже в Индии.

На Малом Кавказе отложения альба имеют более широкое распространение, чем более древние образования нижнего мела. Они отличаются разнообразием литологического состава пород (аргиллиты, глины, мергели, песчаники, туфопесчаники, туфобрекчи — конгломераты, реже известняки и др.), накопившихся в условиях теплого и влажного гумидного климата, и в них отсутствуют органогенные постройки.

Фауна среднего—позднего альба М. Кавказа отличается скудностью систематического состава, в том числе родового, но представлена разнообразно как в видовом отношении, так и по количеству экземпляров. Характерными для этих отложений являются аммониты (филлоцератиды, развернутые формы и др.), белемниты (неогиболиты, редко парагиболиты), пелициподы (ауцеллины, иноцерамы, реже пектиниды и устрицы).

В пределах Большого Кавказа альб представлен в основном сравнительно глубоководными терригенными отложениями — (глинами и мергелями, реже песчаниками), содержащими исключительно остатки белемнитов (неогиболиты) и пелиципод (ауцеллины).

В альбских отложениях этих регионов остатки гастропод, в том числе нериней не встречаются. Отмечается также отсутствие в составе фауны альба и рифолюбов (рудистов и др.), особенно рифостронтелей — кораллов и водорослей.

Какими причинами было вызвано это похолодание — изменением наклона земной оси, миграцией полюсов или движениями литосферных плит или, как считает В. А. Красилов [3], изменениями скорости вращения Земли, сказать трудно и для разбираемого вопроса не так уж существенно. Важно то, что резкое изменение в сторону похолодания в альбе является достаточно обоснованным и очевидным фактом. И все же похолодание это, по-видимому, не было глобальным. В Тихоокеанской части в это время, напротив, отмечается температурный оптимум [6]. Он был одним из важнейших факторов, способствовавших экспансии тетической фауны в южную часть Северной Пацифики, обусловившей расширение границ области Тетис. То же самое можно сказать и о Мексикано-Техасской провинции, которая явилась в это время центром зарождения особой неринеево-рудистой (команчской) фауны [10].

По мнению Н. А. Ясаманова [9], специально разбиравшего вопрос о влиянии климатических пертурбаций на вымирание организмов, «палео-зоогеографическая зональность и история развития фаунистических сообществ Евразии со всей очевидностью свидетельствуют о зависимости развития организмов от термических условий: в оптимальные температурные режимы происходил расцвет видообразования, в эпохи похолодания, наоборот, организмы вымирали и сокращалось общее число видов и особей теплолюбивых форм».

Нам кажется, что для столь значительного изменения в составе термофильных фаун одних изменений температур приповерхностных вод было все же недостаточно. Для объективного решения этой проблемы необходимо принимать во внимание также способы передвижения организмов. Особенностью онтогенетического развития прикрепленного (сессильного) и подвижного бентоса является существование более или менее продолжительной личиночной стадии, в продолжение которой осуществлялось пассивное перемещение при помощи морских течений на большие расстояния.

По мнению А. Буко [1], сильно дифференцированные климатические режимы можно рассматривать как барьеры, препятствующие миграции фаун. Вымирание термофильных нериней в альбском веке было вызвано как наличием климатических изменений, так и изменением условий циркуляции в океане Тетис. Данные, приведенные в работах [7, 8], свидетельствуют о наличии в океане Тетис системы поверхностных океанических течений, из числа которых главное значение имели: экваториальное течение, направленное с востока на запад, и два противотечения, направленные с запада на восток, омывающие его северные и южные берега. В эпохи климатических оптимумов (например, в ургоне), когда Тетис располагался в пределах жаркого климатического пояса, вдоль, — береговые течения, направленные с запада на восток, обеспечивали беспрепятственное распространение моллюсков в личиночной стадии вдоль всей шельфовой зоны. Именно этим и объясняется тесная фаунистическая связь между значительно удаленными регионами, например, (Португалия, Испания — с одной стороны, Иран и Афганистан — с другой).

С наступлением похолодания, когда границы жаркого тропического пояса сместились к югу, эти течения явились своего рода физическим барьером, препятствующим миграции личинок моллюсков на юг. Во время сеноман-туронского оптимума, совпавшего по времени с началом глобальной позднемеловой трансгрессии, в северную Субсредиземноморскую подобласть вновь возвратились нериней и рудисты. Проникновение нериней вместе с рудистами далеко на север (фауна Гозау в Австрии и песчаники оз. Баскунчак в Поволжье) можно объяснить характером региональной океанической циркуляции, подобной нынешнему Гольфстриму в Атлантике и Куроиси в Тихом океане.

Для уяснения затронутого вопроса о происхождении сеноман-туронского неринеевского комплекса необходимо рассмотреть данные о его систематическом составе. Выше отмечалось, что в нем присутствуют только 3 родовые единицы, берущие начало в раннемеловом (ургонском) комплексе, остальные 11 являются криптогенными. Конечно, отсутствие необходимых данных на этот счет еще не позволяет с уверенностью судить о том, где, когда и какими путями осуществлялось формирование этого комплекса, но уже сейчас можно сделать некоторые предположения на этот счет. В аптских и альбских отложениях Ливана, Египта и Синайского п-ова обнаруживается отчетливо смешанный состав нериней, образованный элементами как раннемело-

вой, так и поздне меловой фауны. К заведомо поздне меловым элементам можно отнести, например, итрувий, олигоптиксов, симплоптиксов, плезноблоков, неоптиксов. Можно допустить, что эти элементы поздне меловой фауны прошли длительный путь своего развития в составе раннемеловой фауны, где-то в южных акваториях океана Тетис.

Проникшие в северные акватории океана Тетис моллюски (нериней и рудисты) как отмечалось выше, испытали новый расцвет, хотя и менее яркий, чем это было в раннемеловую эпоху. Этому расцвету, по-видимому, способствовал установившийся климатический оптимум и наличие подходящих для неринеевых палеоценозов биотических и абиотических условий. В отличие от раннемеловых экосистем, связанных с формированием водорослево-коралловых рифовых и субрифовых фаций, нериней теперь являлись составной частью гиппуритовых экосистем.

Заключение

Данные об особенностях исторического развития нериней на рубеже раннего и позднего мела (альб), подтверждают существование аномально холодных климатических условий. В наибольшей степени эти условия отразились на шельфовых мелководьях северной Субсредиземноморской подобласти, тогда как центральная и южная подобласти не испытывали таких изменений. Эти изменения обусловили вымирание термофильных групп бентосных организмов (герматипные кораллы, нериней, рудисты и др.). Они сказались также и на характере седиментационных процессов сменой карбонатного режима терригенно-глинистым. Определенное значение в процессе вымирания термофильных групп имели также вдольбереговые течения, играющие роль изолирующих барьеров. В наибольшей степени климатический пессимум отразился на северной периферии океана Тетис, тогда как в тихоокеанской его части в это время произошли изменения противоположного характера (оптимум). Знание причин, порождающих кризисные ситуации в развитии фаун, помимо научно-теоретического интереса имеют большое прикладное значение в биостратиграфии, ставящей своей целью расчленение осадочных толщ на стратиграфические подразделения и обоснование возрастных рубежей между ними. Вспышки и угасания в развитии органической жизни (оптимумы и пессимумы) положены в основу построения общей хроностратиграфической шкалы Земли, которой мы пользуемся, часто не задумываясь над тем, что лежит в основе ее построения. Приведенные в статье данные могут быть использованы при обосновании хроностратиграфической границы между верхним и нижним отделами меловой системы в Средиземноморской геосинклинальной области.

Литература

1. Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. С. 13—18.
2. Давиташвили Л. Ш. Причины вымирания организмов. М.: Наука, 1969. 437 с.
3. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1986. С. 162—196.
4. Лелецус В. Л. Глобальные экологические кризисы в эволюции кораллов и возможные их причины//В кн.: Палеоэкология и эволюция биосферы/Тр. XXV сессии ВПО. Л.: Наука, 1983. С. 61—69.
5. Майр Э. Популяции, виды и эволюция. М.: Мир, 1974. С. 406—411.

6. Пояркова З. Н., Джалилов М. Р. Морские гастроподы мела окраин Азии. Владивосток, 1985. С. 12—42.

7. Ушаков С. А., Ясаманов Н. А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. С. 100—101.

8. Хеллем А. Юрский период. Л.: Недра, 1978. С. 198—217.

9. Ясаманов Н. А. Роль термического режима в эволюции морских беспозвоночных//В кн.: Палеонтология и эволюция биосферы/Тр. XXV сессии ВПО. Л.: Наука, 1983. С. 139—140.

10. Stanton T. W. Studies of some Comanche Pelecypods and Gastropods. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 211, III Washington, p. 1—256.

Н. И. Лысенко, Г. Э. Алиев

НЕРИНЕЙДЛЭРИН ТАРИХИ ИНКИШАФЫНДА АЛБ БӨҖРАНЫ

Мәгалә Аралыг дәнизи палеогеографи вилајәтиндә јайылмыш неринейларын тарихи инкишафына һәср едилмишдир. Мүәллифләр Крым-Гафгаз әјаләтиндә тапылан неринейә нүмајәндәләринин тәдғиги тимсалында вә бу организмләрә һәср олунамыш палеонтологји әдәбијјатын тәһлилинә әсасланараг неринейларын инкишаф процесиндә (тәбашир дөврү) бир нечә вүсәт вә сүгүт мәрһәләләри ајырмышлар. Белә сүгүт мәрһәләләриндән башлычасы алт тәбашир шө'бәсинин сонуна—алб әсринә тәвафүг едир. Чинс вә аилә таркибинин кәскин сурәтдә азалмасы илә өзүнү бұрузә верән бу мәрһәлә (алб бөһраны) Аралыг дәнизи әјаләтиндә алт тәбаширин сонларына доғру бу организмләрин бағлы олдуғу үзвү-карбонат фасијаларынын тәдричән террикән чөкүнтүләрә әвәз олунашы илә әләғәдардыр. Чөкүнтү топланма процесинин бу истигамәтдә инкишаф етмәси илә өз нөвбәсиндә, башга кеоложи амилләрин тә'сирилә јанашы, алб әсриндә сојуг иклимин һөкм сүрмәси илә изаһ едилди.

N. I. Lyssenko, G. A. Aliev

THE ALBIAN CRISIS AND THE HISTORY OF NERINEID (GASTROPODA)

The article deals with the questions of the history of development of extinct group of gastropoda-nerineid to be one of the typical elements of the association of reef's facies of the Mediterranean paleogeographic region. In the cretaceous history of this group authors fixed series of stages of intensive development and slump. The last, fixed by the cutting down of systematic staff of the order, was strongly marked in the Albian stage. To the end of early cretaceous period authors bind this crisis with gradual dying of the process of reef-development in the submediterranean subregion, that is evolution of reef ecosystem. Climatic factor made definite influence on the development of the last, side by side with other factors. Anomalous, cold climatic conditions caused the extinct thermophil groups including Neriney, also the changes of the character of sedimentation — replacement of carbonate regime by the terrigen.

УДК 551.782.1 (47.922)

Л. Д. МАМЕДОВА

**МАРГИНУЛИНОПСИСЫ ИЗ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
 НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР**

Палеогеновые отложения содержат богатую и разнообразную фауну фораминифер, среди которых немаловажную роль играют представители маргинулинописис. Часть новых видов из этой группы была нами опубликована в 1984 г.

Ниже приводится описание новых видов маргинулинописис, установленных в результате изучения их развития в эоценовое время.

Marginulinopsis artoperfusorius L. Mamedova sp. n.

Табл. I, 1а, б.

Название вида: *artoperfusorius* — узкоповерхностный. Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1275; НахАССР, северный склон г. Иландаг, верхи среднего эоцена.

Описание. Раковина удлиненная, с боковых сторон сжатая. Спинной край дугообразно изогнутый, образует тупой киль, брюшной — вогнутый между спиральной и развернутой частями. В спиральной части начальная часть округлая, за ней расположено 6—7 треугольно-изогнутых камер. В развернутой части развито 3—4 неправильные квадратные камеры. Размеры камер умеренно возрастают в сторону устьевой.

Септальные швы выпуклые, в ранних камерах более изогнутые чем в поздних. На септальных швах развиты бугорки (до 10), за исключением поздних 2—3 камер. Устье в виде круглого отверстия расположено на трубкообразном высоком горлышке последней камеры.

Септальная поверхность удлиненная, узкая, вытянутая от горлышка до ее основания. Поверхность раковины гладкая, орнаментирована выступающими швами и бугорками, покрыта мелкими порами.

Размеры раковины, мм: длина — 0,87, ширина — 0,50, толщина — 0,35.

Marginulinopsis eocenica L. Mamedova sp. n.

Табл. I, 2а, б.

Название вида: *eocenica* — эоценовый.

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1276; НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен.

Описание. Раковина удлиненная, с боковых сторон сжатая, спинной край снабжен острым узким килем. Спиральная часть занимает 1/6 длину раковины и начинается круглой камерой, за которой выражена 3—4 неправильно-треугольных камер. Развернутая часть состоит из 3—4 неправильно-квадратными, треугольными камерами. Размеры их постепенно увеличиваются в сторону устьевого конца и выпуклость уменьшается к периферии.

Септальные швы умеренно изогнуты, широкие, выступающие, снабжены бугорками (до 12). Устье круглое, расположено на трубко-

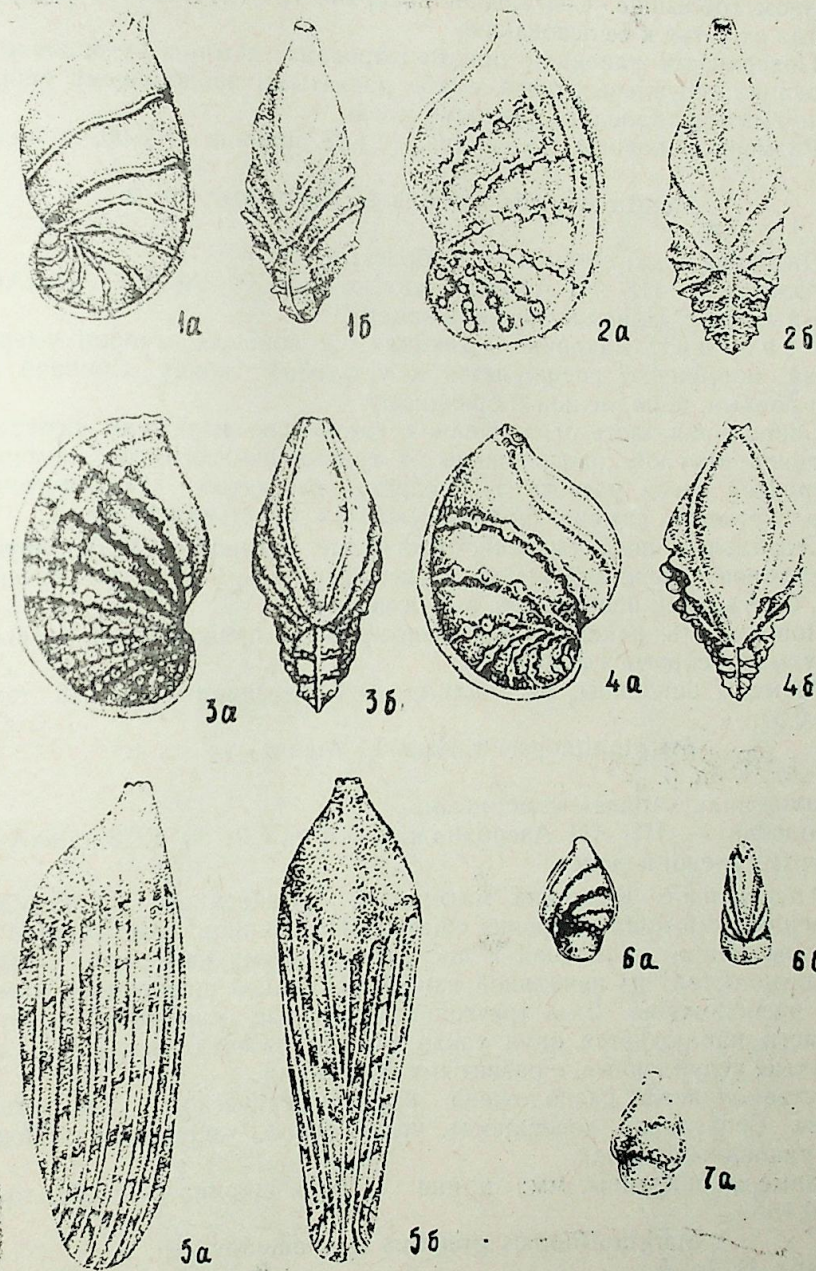


Таблица I. 1 — *Marginulinopsis artoperfusorius* L. Mamedova sp. n.: Голотип № 1275, Азербайджан, НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен; 2, 3, 4 — *Marginulinopsis eocenica* L. Mamedova sp. n.: 2 — Голотип № 1276; 3, 4 — паратипы, Азербайджан, НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен; 5 — *Marginulinopsis costatus*. Голотип № 1277, Азербайджан, НахАССР, южный склон г. Иландаг, верхний эоцен; 6, 7 — *Marginulinopsis varians* L. Mamedova sp. n.: 6 — голотип № 1278; 7 — паратип, Азербайджан, НахАССР, с. Шурут, средний эоцен (а — вид сбоку, б — с брюшного края)

образном горлышке. Септальная поверхность углубленная, узкая, вытянутая от устья к ее основанию.

Поверхность раковины орнаментирована, помимо бугорков и выступающих септальных швов, слабо развитыми продольными ребрами, вытянутыми параллельно спинному краю.

Размеры раковины, мм; длина — 1,02, ширина — 0,60, толщина — 0,40.

Marginulinopsis costatus L. Mamedova sp. n.

Табл. I, 5 а, б.

Название вида: *costatus* — ребристый.

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1277, НахАССР, южный склон г. Иландаг, верхний эоцен.

Описание. Раковина длинная, с боковых сторон умеренно сжатая, постепенно расширяется к устьевому концу. Спинной край почти ровный, параллельный брюшному.

Спиральная часть ограниченная, где неясно выражены камеры: за начальной круглой расположены 4 треугольно-изогнутые камеры. В развернутой части развито 5—6 слегка изогнутых четырехугольных камер. Устьевая камера быстро сужается к устьевому концу.

Септальные швы умеренно изогнутые, широкие. Устье круглое, расположено в короткой шейке на периферическом углу последней камеры. Септальная поверхность выпуклая.

Поверхность раковины орнаментирована продольными несколько изогнутыми ребрами (до 10).

Размеры раковины, мм: длина — 1,37, ширина — 0,45, толщина — 0,37.

Marginulinopsis varians L. Mamedova sp. n.

Табл. I, 6а, б.

Название вида: *varians* — измечивый.

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1278, НахАССР, с. Шурут, средний эоцен.

Описание. Раковина маленькая, удлиненная, грушевидная, периферический край умеренно сжатый. На спинном крае имеется слабый киль между начальной и последними двумя камерами. Спиральная часть состоит из начальной наиболее крупной шаровидной камеры, затем расположены 2—3 треугольно-изогнутые камеры. В развернутой части наблюдается одна узкая камера. Септальные швы слабо-изогнутые, углубленные, с развитыми бугорками.

Устье лучистое расположено на периферическом углу устьевой камеры. Септальная поверхность углубленная, узкодлинная. Поверхность раковины гладкая.

Размеры раковины, мм: длина — 0,35, ширина — 0,20, толщина — 0,15.

Marginulinopsis gradatus L. Mamedova sp. n.

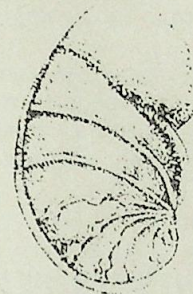
Табл. II, 1а, б.

Название вида: *gradatus* — ступенчатый.

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1279; НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен.

Описание. Раковина удлиненная, с боковых сторон вздутая. Спинной край сжатый, дугообразно-изогнутый, снабжен узким килем; брюшной — неровный, ступенчатый.

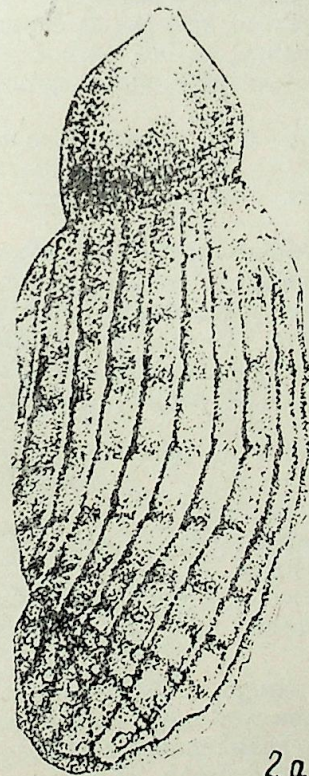
Спиральная часть состоит из овальной начальной и 6—7 треуголь-



1а



1б



2а



2б

Таблица II. 1 — *Marginulinopsis gradatus* L. Mamedova sp. n.: Голотип № 1279, Азербайджан, НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен; 2 — *Marginulinopsis pseudogradatus* L. Mamedova sp. n.: Голотип № 1280, Азербайджан, НахАССР, южный склон г. Иландаг, верхний эоцен.

но-изогнутых камер. В развернутой части насчитываются 2—3 неправильно-треугольные камеры, причем устьевая сильно вздутая, овальная. Септальные швы спиральной части изогнутые, выпуклые с более или менее развитыми бугорками, а в поздней камере углубленные. Устье круглое, расположено на трубчатом конце периферического угла устьевой камеры.

Септальная поверхность выпуклая, широкоокругленная, отмеченная со всех сторон следами углубления. Поверхность раковины гладкая, орнаментирована бугорками и выпуклыми септальными швами.

Размеры раковины, мм: длина — 0,80, ширина — 0,52, толщина — 0,37.

Marginulinopsis pseudogradatus L. Mamedova sp. n.

Табл. II, 2 а, б.

Название вида: *pseudogradatus* — ложноступенчатый.

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1280, НахАССР, южный склон г. Иландаг, низы верхнего эоцена.

Описание. Раковина длинная, с боковых сторон сжатая. Спинной край изогнутый, волнистый; брюшной — ступенчатый, наибольшая вогнутость развита при переходе от спиральной части к выпрямленной и между последней и предпоследней камер. В спиральной части начальная не отчетливая, эллипсовидная, за ней расположены медленно возрастающие в размерах 4—5 неправильно-треугольные изогнутые камеры.

В развернутой части наблюдается 6—8 неправильно-четырёхугольных камер, постепенно расширяется до середины предпоследней камеры. Последняя камера обособленная, узкая, сбоку неправильно-треугольная.

Септальные швы широкие, умеренно изогнутые, на них расположены вытянутые бугорки, почти слившиеся в виде ребер. Устье круглое, расположено на короткой шейке у периферического края последней камеры. Септальная поверхность уплощенная, слегка суженная. Поверхность раковины, устьевой камеры гладкая, без бугорков.

Размеры раковины, мм: длина — 2,12, ширина — 0,90, толщина — 0,27.

Marginulinopsis latoperfusorius L. Mamedova sp. n.

Табл. III, 1 а, б.

Название вида: *latoperfusorius* — пористый.

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1281; НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен.

Описание. Раковина удлиненная, с боков сжатая, расширяющаяся к поздней камере. Спинной край дугообразно изогнут в виде тупого кия; брюшной — волнистый.

В спиральной части начальная камера видна не отчетливо, за ней расположено 5—6 изогнутых, неправильно-треугольных камер. В развернутой части расположено 3—7 неправильно-четырёхугольных камер, расширяющихся в сторону устьевого конца.

Септальные швы изогнутые, широкие, на них расположены бугорки (до 10). Устье круглое, с хорошо развитым горлышком. Септальная поверхность уплощенная, расширенная, округло-грушевидная. Поверхность раковины орнаментирована продольными более или менее развитыми ребрами, образованными в результате слияния бугорков, а на устьевой камере бугорков нет.

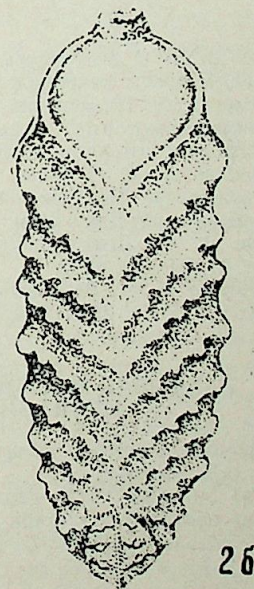
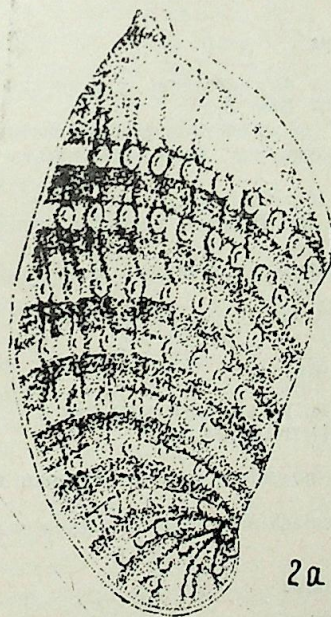
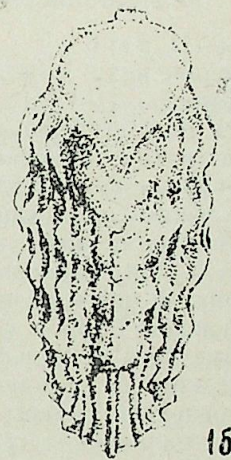
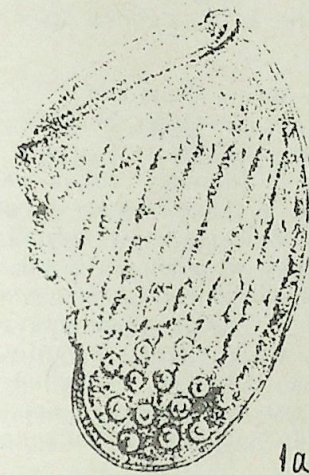


Таблица III. 1 — *Marginulinopsis latoperfusorius* L. Mamedova sp. n. Голотип № 1281, Азербайджан, НахАССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен; 2 — *Marginulinopsis subgradatus* L. Mamedova sp. n. Голотип № 1282, Азербайджан, НахАССР, южный склон г. Иландаг, верхний эоцен

Размеры раковины, мм: длина — 1,35, ширина — 0,82, толщина — 0,60.

M arginulinopsis subgradatus L. Mamedova sp. n.

Табл. III, 2 а, б.

Название вида: *subgradatus* — похожий на вид

Голотип — ИГ АН Азербайджанской ССР, № 1282; НахАССР, южный склон г. Иландаг, низы верхнего эоцена.

Описание. Раковина длинная, с боковых сторон сжатая, постепенно расширяется к поздней камере. Спинной край дугообразно-изогнутый, с узким затупленным килем; брюшной — сжатый, волнистый. Спиральная часть выражена начальной круглой камерой, за ней расположено 5—6 треугольно-изогнутых, постепенно возрастающих камер. В развернутой части расположено 6—7 скошенно-четырёхугольных камер. С боковых сторон устьевая камера имеет треугольную форму. Септальные швы несколько изогнутые, широкие, умеренно вдавленные.

Устье круглое, с хорошо развитым горлышком у периферического края и последней камеры. Септальная поверхность широкая, уплощенная, слегка вдавленная, грушевидная.

Поверхность раковины орнаментирована хорошо развитыми ребрами (до 10 на каждой камере), через которые проходят продольные ребрышки до поздней камеры включительно; на последней камере отсутствуют бугорки.

Размеры раковины, мм: длина — 1,65, ширина — 0,85, толщина — 0,55.

Литература

1. Басов В. А. О систематике и принципах разграничения маргинулли и маргинуллинописов // Вопросы микропалеонтологии, 1964. Вып. 3.
2. Быкова Н. К. Проявление цикличности филогенетического развития фораминифер на примере некоторых Lagenidae из палеогена Южно-Эмбенского района // Вопросы микропалеонтологии, 1965. Вып. 9.
3. Мамедова Л. Д. О новых видах рода *Marginulinopsis* из средне- и верхнеэоценовых отложений Нахичеванской АССР // В сб.: Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Баку: Элм, 1984.
4. Путря Ф. С. Лентикелиниды верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1972.
5. Субботина Н. Н. Верхнеэоценовые лягениды и булимниды Юга СССР. Микрофауна СССР. Сб. VI, ВНИГРИ, 1953, вып. 69.

Л. Ч. Мамедова

НАХЧЫВАН МССР-ИН ЕОСЕН ЧӨКҮНТҮЛЭРИНДЭ РАСТ КӘЛИНӘН МАРГИНУЛИНОПСИСЛӘР

Азәрбајҗанын Палеокен чөкүнтүләрində *Marginulinopsis* чинсинин нүмәјәндәлери кениш јайылмышдыр.

Мәгаләдә онларын Еосен эпохасында инкишафынын тәдгиги нәтиҗәсиндә мүнәҗҗән олунамуш јени нөвләринин тәсвири верилір.

L. D. Mamedova

MARGINULINOPSIS FROM EOCENE DEPOSITS OF NAKHICHEVAN ASSR

Representatives of the *Marginulinopsis* genus are widely spread in paleogenic deposits of Azerbaijan. The description of the new species from the *Marginulinopsis* genus, the observation of their development of the eocene time are given.

Р. А. АЛИЕВ

УДК 564.53:551.763.3(479.24)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ АММОНИТОВ В ВЕРХНЕМ МЕЛУ АЗЕРБАЙДЖАНА

Отложения верхнего мела Азербайджана содержат разнообразную фауну аммонитов. Сведения об этой фауне, приведенные в литературе, являются далеко не полными и заметно устаревшими [1—7].

Автором настоящей статьи были изучены коллекции и отдельные экземпляры верхнемеловых аммонитов, собранные в различные годы М. М. Алиевым, О. Б. Алиевым, Р. Н. Мамедзаде, О. Д. Гамзаевым на Малом Кавказе и Р. А. Алиевым — на юго-востоке Б. Кавказа. Помимо того, подверглись изучению сборы О. Б. Алиева и Р. А. Алиева из НахАССР. В итоге был выявлен родовой и видовой состав изученных форм, определен ряд известных и новых видов и подвидов и прослежено вертикальное распределение аммонитов в разрезе верхнего мела Азербайджана.

Установлено, что известная в настоящее время аммонитовая фауна верхнего мела Азербайджана принадлежит 56 родам, группирующимся в 20 семейств. Многие из этих родов ранее не были известны не только в Азербайджане, но и в СССР. Распределение аммонитов в разрезе верхнего мела Азербайджана крайне неравномерно. Наиболее полно они представлены в нижнем, среднем и верхнем сеномане, верхнем коньяке, верхнем кампане, нижнем и верхнем маастрихте; в нижнем туроне, верхнем сантоне и в нижнем кампане они единичны, а в верхнем туроне, нижнем коньяке, нижнем сантоне они пока не найдены (таблица).

Аммониты разнообразны на М. Кавказе (45 родов) относительно много их в верхнем мелу НахАССР (12 родов), крайне незначительны они в верхнем мелу юго-востока Б. Кавказа (5 родов).

Важнейшая роль в характеристике аммонитов верхнего мела Азербайджана принадлежит представителям крупнейших семейств аммонитов: Tetragonitidae, Diplomoceratidae, Desmoceratidae, Pachydiscidae, Acanthoceratidae, Collignoniceratidae, представленных значительным числом родов. Семейства Phlycticeratidae, Turritillidae, Nostoceratidae, Scaphitidae, Kossmaticeratidae, Muniericeratidae значительно уступают по количеству содержания родов. Ряд семейств Baculitidae, Anisoceratidae, Placenticeratidae, Vascoceratidae, Sphenodiscidae представлен очень бедно.

В сеномане М. Кавказа присутствует большой комплекс аммонитов. Значительное количество их собрано из нижнего сеномана. Здесь получили распространение представители родов: *Idiohamites*, *Ostlingoceras*, *Hypoturrillites*, *Turrillites*, *Puzosia*, *Hypopholites*, *Schloenbachia*, *Mantelliceras*, *Scharpeiceras*. Род *Mantelliceras* в распространении ограничен нижним сеноманом. Роды *Idiohamites*, *Ostlingoceras*, *Puzosia*, *Hypopholites*, *Schloenbachia* переходят в сеноман из альба. Остальные

Стратиграфическое распространение аммонитов

Название родов	Сеноман		Турон		Коньяк		Сантон		Кампан		Маастрихт	
	н	св	н	в	н	в	н	в	н	в	н	в
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1												
Mesogaudryceras												
Anagaudryceras												
Gaudryceras												
Vertebrites												
Tetragonites												
Epigoniceras												
Baculites												
Idiohamites												
Phlyctieroceras												
Turrillites												
Bostrychoceras												
Eubostrychoceras												
Ostlingoceras												
Hypoturrillites												
Didymoceras												
Glyptoxoceras												
Diplomoceras												
Polyptychoceras												
Phylloptychoceras												
Pseudoxybeloceras												
Scaphites												
Acanthoscaphites												
Discoscaphites												
Puzosia												
Parapuzosia												
Mesopuzosia												
Kitchinites												
Desmophyllites												
Hauericeras												
Maorites												
Pseudokossmaticeras												
Brahmaites												
Lewesiceras												
Nowakites												
Patagiosites												
Eupachydiscus												
Pachydiscus												
Muniericeras												
Tragodesmoceras												
Hoplitoplacenticeras												
Hypophlites												
Schloenbachia												
Forbesiceras												
Mantelliceras												
Sharpeiceras												
Calycoceras												
Acanthoceras												
Euomphaloceras												
Protacanthoceras												
Fagesia												
Subprionotropis												
Texanites												
Paratexanites												
Harleites												
Sphenodiscus												
Boehmoceras												

роды являются сеноманскими. Найденные представители имеют хорошую сохранность и легко определяются до вида. В среднем и верхнем сеномане аммониты также многочисленны. Здесь распространены представители родов *Mesogaudryceras*, *Anagaudryceras*, *Tetragonites*, *Forbesiceras*, *Scaphites*, *Calycoceras*, *Acanthoceras*, *Euomphaloceras*, *Protacanthoceras*.

Представители последних пяти родов известны из среднего и верхнего сеномана Западной Европы, Мадагаскара, Сирии, Южной Индии. Роды *Mesogaudryceras*, *Forbesiceras* являются сеноманскими. Остальные роды являются переходящими в сеноман из альба. Некоторые аммониты имеют хорошо сохранившуюся лопастную линию. Среди них выделены новые подвиды и др.

В нижнем туроне М. Кавказа находки аммонитов очень редки. Известна единственная находка представителя семейства *Vascoceratidae*, приуроченного в Тетисе исключительно к нижнему турону. При этом род *Fagesia* характеризует собой нижний подъярус турона Франции, Северной Африки, Нигерии, Мадагаскара, Южной Индии, Японии.

Комплексы аммонитов верхнего коньяка М. Кавказа и НахАССР обнаруживают некоторую схожесть родового состава. Общими для этих районов являются роды *Gaudryceras*, *Baculites*, *Scaphites*, *Nowakites* с широким вертикальным распространением. На М. Кавказе также встречены единичные представители семейств *Diplomoceratidae*, *Pachydiscidae*, *Collignoniceratidae*. Среди них *Paratexanites* (*Paratexanites*) и *Forresteria* (*Harleites*) распространены исключительно в коньяке Западной Европы и других стран, а роды *Polyptychoceras* и *Lewesiceras* встречаются в более широком стратиграфическом интервале. В верхнем коньяке НахАССР впервые встречены неизвестные на М. Кавказе представители семейства *Phlyctieroceratidae*, включающие роды *Phlyctieroceras* и *Boehmoceras*, приуроченные к коньякскому ярусу Франции, Германии, Мексики. Следует указать также на присутствие представителей семейств *Desmoceratidae*, *Pachydiscidae*, *Muniericeras* и *Collignoniceratidae*. Это роды *Mesopuzosia*, *Eupachydiscus*, *Tragodesmoceras*, *Muniericeras*, *Subprionotropis*. Последние 2 рода являются типично коньякскими. Представители их найдены впервые.

В сантонских отложениях Азербайджана находки аммонитов очень редки. Встречены единичные очень крупные ядра *Parapuzosia* и *Texanites* в верхнем сантоне М. Кавказа и *Eupachydiscus* — в верхнем сантоне НахАССР, которые характеризуют эти отложения.

Очень разнообразен состав аммонитового комплекса верхнего кампана на М. Кавказе, где установлено присутствие 12 родов из 7 семейств. Семейство *Diplomoceratidae* представлено 3-мя родами — *Glyptoxoceras*, *Phylloptychoceras*, *Pseudoxybeloceras*. Среди них род *Phylloptychoceras* характерен исключительно для кампана Южной Индии, Новой Зеландии, Чили. Остальные два рода обычно появляются ранее кампана и переходят в маастрихт. Роды *Bostrychoceras*, *Eubostrychoceras*, *Didymoceras*, входящие в семейство *Nostoceratidae*, содержат виды, обычно приуроченные к зоне *Bostrychoceras polyplacum* верховьях верхнего кампана. Семейство *Tetragonitidae* представлено 2-мя родами — *Vertebrites* и *Epigoniceras*. виды которых характеризуют кампан в целом. Встречены также представители семейств

Desmoceratidae, Kossmaticeratidae, Pachydiscidae, Placenticeratidae.

Принадлежащие этим семействам роды *Kitchinites*, *Maorites*, *Hoplitoplasenticeras*, *Pachydiscus*, за исключением последнего, представлены бедно. Среди них род *Maorites* характеризует собой кампан Африки, Мадагаскара, Южной Индии, Новой Зеландии, Антарктики. Род *Pachydiscus* представлен несколькими видами.

В разрезах верхнего мела НахАССР в карбонатных породах, обычно отнесенных к кампану по другим группам ископаемых, фауна аммонитов пока не обнаружена.

На юго-востоке Б. Кавказа фауна аммонитов в кампане встречается крайне редко. В нижнем кампане найдены *Eurachydiscus*, а в верхнем кампане найдены *Desmophyllites*.

В маастрихте Азербайджана аммониты довольно часты. На М. Кавказе распространены представители 6-ти семейств — *Tetragonitidae*, *Baculitidae*, *Diplomoceratidae*, *Scaphitidae*, *Kossmaticeratidae*, *Pachydiscidae*.

Встречены представители родов *Gaudryceras*, *Baculites*, *Diplomoceras*, *Discoscaphites*, *Pseudokossmaticeras*, *Patagiosites*. Среди них род *Pseudokossmaticeras* характеризует исключительно маастрихт. В верхнем маастрихте встречены *Diplomoceras cylindraceum Ivovensis Mich.*, *Pachydiscus colligatus colligatus (Binkh.)*, *P. gollevillensis neubergicus (Hauer)*, *Pseudokossmaticeras brandti (Redt.)* и другие виды.

В маастрихте НахАССР аммониты приурочены к обоим подъярусам. В нижнем подъярусе встречены представители родов *Diplomoceras*, *Discoscaphites*, *Acanthoscaphites*, *Hauericeras*, *Pseudokossmaticeras*, *Pachydiscus*, *Sphenodiscus*, принадлежащих 6-ти семействам — *Diplomoceratidae*, *Scaphitidae*, *Desmoceratidae*, *Kossmaticeratidae*, *Pachydiscidae*, *Sphenodiscidae*. Род *Acanthoscaphites* характерен для нижнего маастрихта Европы, Львовской области, Крыма, Поволжья. Остальные роды характеризуют весь маастрихт, либо переходят в маастрихт из кампана и более древних отложений. Верхний маастрихт НахАССР включает *Gaudryceras*, *Baculites*, *Diplomoceras*, *Discoscaphites*, *Hauericeras*, *Pachydiscus*. Роды *Pseudokossmaticeras* и *Brahmites* в распространении ограничены только маастрихтом. Род *Pachydiscus* представлен 6-ю видами и подвидами — *Pachydiscus colligatus colligatus (Binkh.)*, *P. haueri sersensis Atab.*, *P. gollevillensis armenicum Atab. et Haueri* и др.

В нижнем маастрихте юго-востока Б. Кавказа аммониты представлены 4-мя семействами: *Diplomoceratidae*, *Scaphitidae*, *Desmoceratidae* и *Pachydiscidae*. Встречены представители родов *Diplomoceras*, *Discoscaphites*, *Hauericeras*, *Pachydiscus*. Это *Diplomoceras cylindraceum cylindraceum (Defr.)*, *Discoscaphites constrictus constrictus (Sow.)*, *Hauericeras sulcatum sulcatum (Kner)*, *Pachydiscus gollevillensis gollevillensis (Orb.)*, *P. colligatus colligatus (Binkh.)*, которые характерны для обоих подъярусов маастрихта.

Литература

1. Алиев М. М., Мамедзаде Р. Н. Описание некоторых представителей аммонитов из сеноманских отложений Гадрутского района (Малый Кавказ)//Изд. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1958. № 6.

2. Алиев О. Б., Алиев Р. А. Новые и малоизвестные аммониты из нижнеконьяк-

ских отложений азербайджанской части М. Кавказа//Изд. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1966. № 2.

3. Алиев О. Б. Стратиграфия и фауна меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай—Тертер)//В кн.: Стратиграфия меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. С. 125—302.

4. Мамедзаде Р. Н. Верхнемеловые аммониты междуречья Кошкарчай и Дебед (Малый Кавказ)//Изд. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1960. № 4.

5. Мамедзаде Р. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай—Дебед)//В кн.: Стратиграфия меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. С. 7—124.

6. Ренгарген В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа//В кн.: Региональная стратиграфия СССР. Т. 6. М., 1959. 539 с.

7. Халафова Р. А. Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-восточной части Малого Кавказа и Нахичеванской АССР. Баку: Азгосиздат, 1969, 414 с.

Р. Э. Элиев

АЗƏРБАЙҶАНЫН ҮСТ ТƏБАШИР ЧӨКҮНТҮЛƏРИНДƏ АММОНИТЛƏРИН СТРАТИГРАФИК ЈАЈЫЛМАСЫ

Мəгалədə алт. орта вə үст сеноман, алт турон, үст коняк, үст сантон, алт вə үст кампан, алт вə үст маастрихтə анд 20 аммонит аилəсини əлатə едən 56 чинсин варлыгы ашкар едилмишдир.

Бир сыра чинелər Азербайжан əразисиндə биринчи дəфə тапылмышдыр. Бунлардан бəзиллери исə ССРИ-дə тə'јин едилмишдир.

R. A. Aliev

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF AMMONITES IN UPPER CRETACEOUS OF AZERBAIJAN

The author investigated a large collection of ammonites in Upper Cretaceous of Azerbaijan collected by different investigators and by himself. There are 56 genera of 20 families from Lower, Middle and Upper Cenomanian, Lower Turonian, Upper Coniacian, Upper Santonian, Lower and Upper Campanian, Lower and Upper Maestrichtian.

A number of genera in Azerbaijan and in the USSR has been determined for the first time.

551.763.333

Р. О. КОШКАРЛЫ

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ *Prinsiaceae* АЗЕРБАЙДЖАНА И ИХ РАЗВИТИЕ

Представители семейства *Prinsiaceae* относятся к одним из самых древних кокколитов, перешедших мел-палеогеновую границу и значительно развившихся в кайнозое. Однако большая часть видов этого семейства очень редко используется при стратиграфических расчленениях, очевидно, в связи с их мелкими размерами. Почти не изученными остаются вопросы исторического развития данного семейства. Поэтому мы поставили перед собой две задачи: во-первых, определить возможности более полного привлечения большинства *Prinsiaceae* к стратификации, и, во-вторых, выяснить, как происходило эволюционное становление кокколитовой морфологии.

Авторами семейства *Prinsiaceae* являются Хей и Молер [1]. Они установили его в 1967 г. из палеоценовых отложений Франции. В настоящее время из палеогена в составе семейства известно 8 родов: *Biscutum*, *Hornibrookina*, *Prinsius*, *Towelus*, *Reticulofenestra*, *Cribocentrum*, *Dictyococclites*, *Cyclicargolithus* (таблицы I, II), объединяющих около 60 видов. Многие из них имеют определенное стратиграфическое значение и используются при установлении границ нанопланктонных зон. Так, при расчленении палеоценовых отложений учитывается, что *Prinsius dimorphosus* Perch-Nielsen впервые появляется в зоне *Cruciplacolithus tenuis*, а *P. martini* (Perch-Nielsen) Haq в верхней части зоны *Chiasmolithus danicus*. Изучая эоценовые отложения, авторы обращают внимание на появление в комплексе *Towelus crassus* (Bram. et Sullivan), который обычен для верхней части нижнего эоцена; на границе со средним эоценом он исчезает. Значит, данный вид дополнительно характеризует объем зоны *Discoaster lodoensis*.

Стратиграфическое значение вида *Reticulofenestra umbilica* широко известно — по его появлению во многих регионах отбивается верхняя граница зоны *Discoaster sublodoensis* сам он используется в качестве вида-индекса и обилен в верхней части среднего эоцена. На уровне зоны *Nannotetrina fulgens* в комплексе появляются многочисленные *Dictyococclites bisectus* (Hay, Mohler et Wade), широко распространенные до олигоцена включительно; по их исчезновению можно провести границу между олигоценом и миоценом.

Уровень появления вида *Cribocentrum reticulatum* (Gart. et Smith) служит отметкой для проведения границы между зонами *Discoaster tani nodifer* и *Discoaster salpanensis*, а по исчезновению данного вида разделяются отложения между зонами *Chiasmolithus oamaruensis* и *Jsthmolithus recurvus*.

Особое значение имеют представители *Prinsiaceae* при расчленении нижнеолигоценовых отложений. Здесь многочисленные мел-

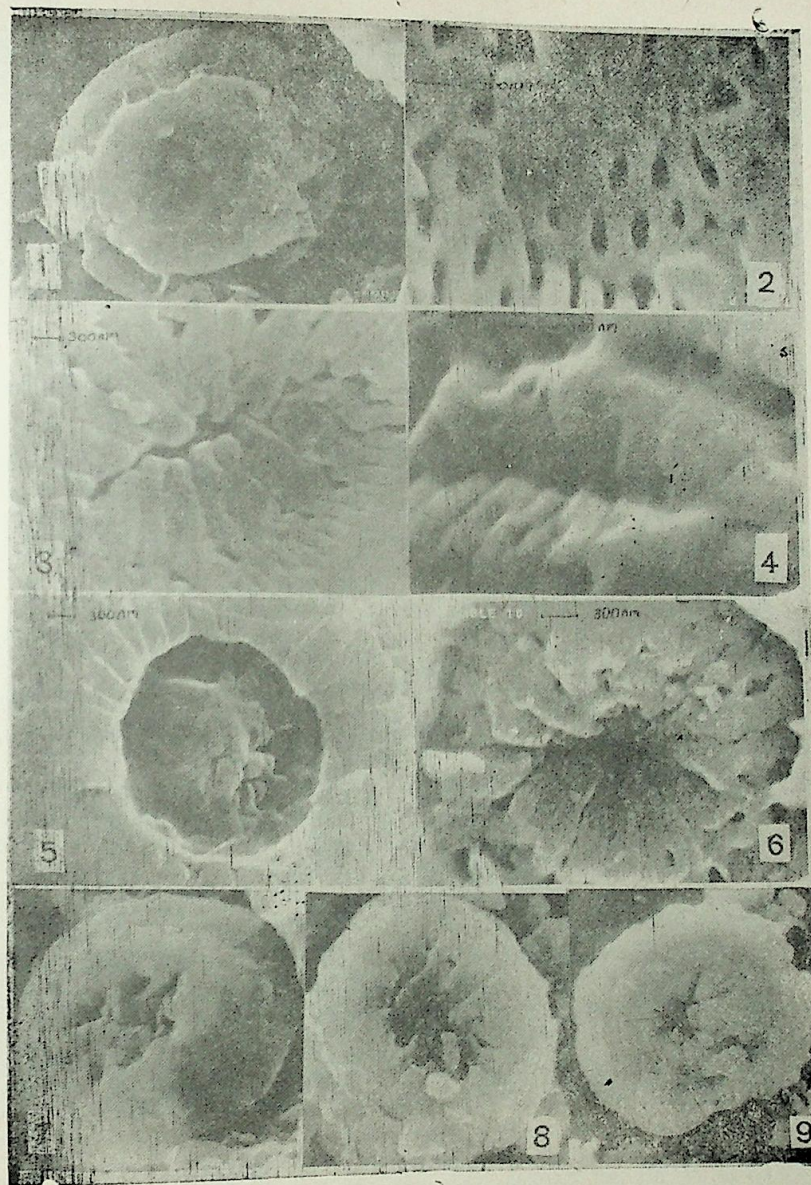


Таблица I. Малый Кавказ (сел. Инжечай, Шорбулак, Карагинар):
1, 2 — *Reticulofenestra umbilica* (Levin) n. олигоцен; 3 — *R. pseudoumbilica*
Locker, n. олигоцен; 4, 7 — *Dictyococclites callidus* Perch-Nielsen, 7.820, олигоцен; 8 —
D. onustus Perch-Nielsen, 6.620, n. олигоцен; 9 — *D. bisectus* (Hay, Mohler
et Wade), 12.000, n. олигоцен; 5, 6 — *Cribocentrum reticulatum* (Gartner et Sm.)
эоцен; ср. эоцен

кие *Reticulofenestra minuta* Roth, *R. ornata* Müller, *R. lockeri* Müller, *R. oamaruensis* (Deflandre) и др. составляют основу комплекса. По появлению вида *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) проводят границу между зонами *Sphenolithus distentus* и *S. ciperuensis*.

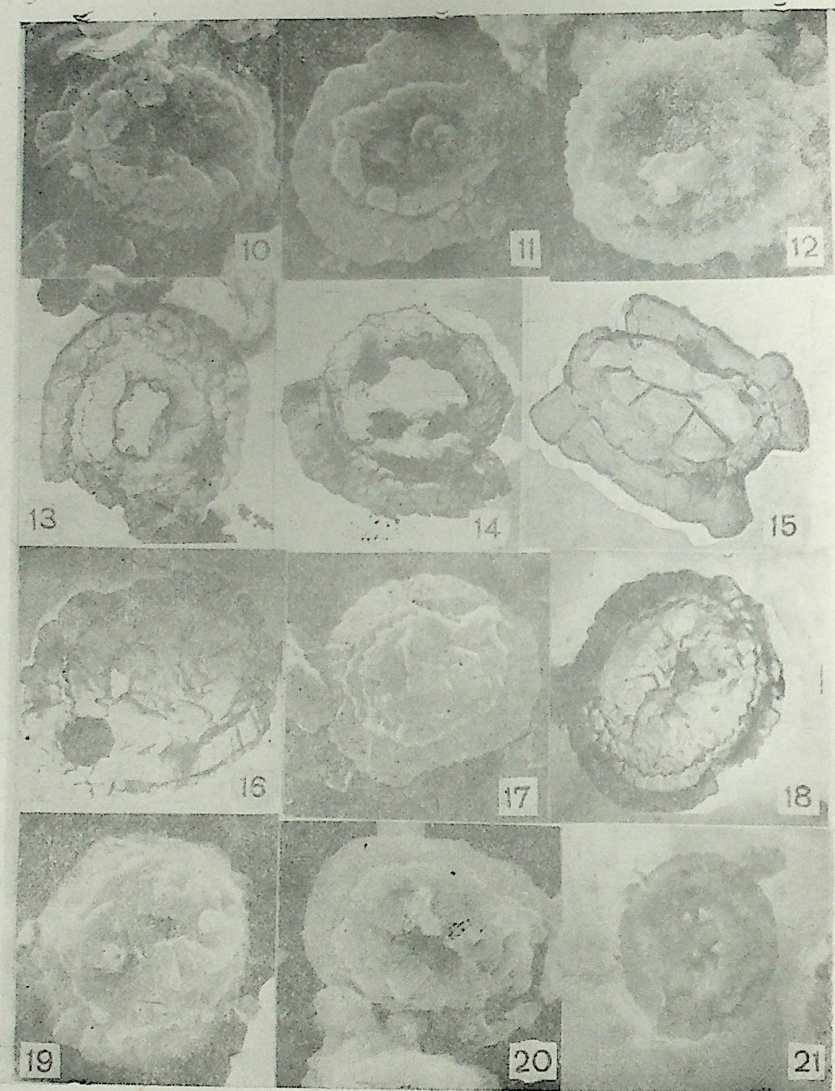


Таблица II. Малый Кавказ (сел. Арм. Борисы, Шорбулак, Гюрзаллар, Дозулар):
 10 — *Toweius* sp., 4.000; 11 — *T. pertusus* (Sull.); 12 — *T. fulgidus* (Müller)
 4.000; 13 — *T. tovae* Perch-Niel., 15.000; 14 — *T. occultatus* (Locker), 15.000;
 15 — *Hornibrookina australis* (Edw. et Perch-Niel.), 10.0000 16—18 — *Prinsius*
martini (Perch-Niels.), 12.000, 15.000, 15.600; 19—21 — *Pr. bisulcus* (Strad.),
 8.620, 4.820, 12.000

По данным К. Перк-Нильсен [2], очень сложный вопрос происхождения маркирующего вида *Sphenolithus ciperoensis*.

Успех нанопланктонного зонирования изначально был обеспечен тем, что применялся подход эволюционного развития с учетом изменений отдельных признаков во времени; значит, для более полного

привлечения в стратиграфических целях необходимо провести новые исследования, связанные с изучением морфологии кокколитов, с анализом их микроструктуры, которые пока очень редки. Данный факт тормозит разрешение многих проблемных вопросов филогении, таксономии и классификации этих ископаемых.

Невозможность изучения цельных ископаемых видов нанопланктона послужила тому, что все исследования мы сосредоточили на эволюции отдельных морфологических признаков кокколитов. В настоящее время нами накоплен достаточный фактический материал, позволяющий предварительно обобщать, сравнивать и выявлять закономерности филогенеза семейства *Prinsiaceae*.

Всего изучено под электронным микроскопом 213 различных экземпляров кокколитов из семейства *Prinsiaceae*, а также использован весь имеющийся фотоматериал советских и зарубежных исследователей.

По данным К. Перк-Нильсен [2], очень сложный вопрос происхождения родов внутри семейства *Prinsiaceae*, выглядит следующим образом. Семейство берет начало от мелового рода *Biscutum*, от которого идут, видимо две ветви. В одной развивается новый род *Hornibrookina* — эта ветвь дальнейшего развития не получила (из-за недостатка данных на нашем материале она пока рассматриваться не будет). В другой ветви два рода — *Prinsius* и *Toweius*. Вышеприведенные роды развиты по палеоцену, только *Toweius* переходит через палеоцен-эоценовый рубеж, который в эоцене дает начало другим трем родам: *Reticulofenestra*, *Cribrocentrum*, *Dictyoococites*. Эта триада широко развивается от среднего эоцена до олигоцена и выше. На уровне средне-верхнего эоцена от них обособляется еще один род — *Cyclargolithus*.

Производя сравнение морфологии кокколитов по определенной системе признаков, мы учли характеристики нескольких структурных элементов и ряд размерных соотношений. По ним построена таблица признаков для всего семейства, куда внесены характеристики как изученных нами экземпляров, так и известных из литературных данных. Значит, основными критериями, которыми мы пользовались, была устойчивая система признаков, сохраняющаяся во времени, отражающая характер изменчивости видов и определяющая историко-эволюционные данные развития признаков [4].

В таблице признаков 15 рубрик. Кроме постоянно прослеживаемых во всех видах признаков, учитывались и другие: уровень и высота стенки, глубина или высота центральной ареи, которые в таблицу не внесены. Резюмируя данные по микроморфологическим особенностям строения и учитывая очередность их появления, мы получили возможность представить предварительные варианты схем эволюционного преобразования для каждого рода семейства *Prinsiaceae*, (табл. III).

Развитие морфологических признаков внутри рода *Prinsius* состоящего из 6 видов, идет в двух направлениях (рисунок). В одном из них (*P. petalonus*—*P. africanus*—*P. tenuiculum*) развиваются относительно примитивные формы с небольшим числом элементов на дистальной щите, относительное уменьшение числа элементов стенки, уменьшение размеров центральной ареи.

Prinsiasae	Кол-ч. изученных экземпляров	Кол-ч. штифов дна шткового пята	Кол-ч. стенок	Кол-ч. элментов на стенке	Соотношение с общей длиной	Центральная арка					
						Пластины, перепородки	Сетка	Решетка	Отверстия округлые	Отверстия шестигонные	Арки без элментов
<i>Prinsius bisulcus</i>	8	40—44	2	36 28—44	$1/3$; $1/2$	10	—	—	—	2—10	—
<i>P. martini</i>	25	34—48	2	36—42	$1/2$	4—13	—	—	—	—	—
<i>P. tenuiculum</i>	2	9	1	7	$1/4$; $1/3$	—	—	—	—	—	—
<i>P. dimorphosus</i>	2	10—16	1; 2	9—14	$1/3$	—	—	—	—	—	—
<i>P. africanus</i>	2	10—14	1	7—14	$1/3$	—	—	—	—	—	—
<i>P. petalofusus</i>	3	18—28	—	—	$1/3$	+	—	—	—	—	—
<i>Toweius crassus</i>	2	32—34	2	24	$1/5$	—	—	—	—	—	—
<i>T. callosus</i>	4	42—56	2	50—56	$1/4$; $1/3$	20—30	—	—	2	—	—
<i>T. occultus</i>	6	42—60	1; 2	34—36	$1/2$	1	—	—	—	—	—
<i>T. magnicrassus</i>	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>T. gammaion</i>	3	32—50	1	38—40	—	9—14	—	—	—	—	—
<i>T. tovae</i>	5	50—54	2	54	$1/3$	6—7	—	—	6	—	—
<i>T. eminens</i>	3	48—52	2	40—44	$1/3$	4—6	—	—	4	—	—
<i>T. fulgidus</i>	3	40—45	2	40	$1/3$	+	—	—	—	—	—
				26							
<i>T. selandianus</i>	3	32	2	26—31	$1/2$	—	—	—	+	—	—
				17							
<i>T. selandianus</i>	16	37—57	2	31	$1/2$	10	—	—	10—8	—	—
				36—52							
<i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i>	4	60—80	1	—	$1/3$	—	—	—	—	—	—
<i>R. retisimilis</i>	1	—	1	—	$1/2$	—	—	—	—	—	—
<i>R. ornata</i>	3	60—70	1	—	$1/2$	—	—	—	—	—	—
<i>R. clatrata</i>	1	50	1	40	$1/2$	20	—	—	+	—	—
<i>R. lockeri</i>	4	50—70	1	65	$1/2$	—	—	—	+	—	—
<i>R. laevis</i>	1	140	1	—	$1/4$	—	—	—	+	—	—
<i>R. insignita</i>	3	50	1	46	$1/2$	+	—	—	+	30—40	—
<i>R. gartneri</i>	2	150	—	—	$1/2$	—	—	—	+	69	—
<i>R. alabamensis</i>	4	35—40	—	—	$1/2$	—	—	—	+	120	—
<i>R. pseudoscisura</i>	2	60—76	1	30—35	$1/2$	—	—	—	+	—	—
<i>R. pectinata</i>	2	50—60	1	—	$1/3$	—	—	—	+	—	—
<i>R. inclinata</i>	1	34—40	1	40—50	$2/3$	32	—	—	+	30—40	—
<i>R. inclinata</i>	2	34—40	2	—	$2/3$	28	—	—	+	36	—
<i>R. gabriellae</i>	1	18—22	—	—	$3/4$	—	—	—	+	—	—
<i>R. oamaruensis</i>	2	54—60	1	52—56	$1/2$	—	—	—	+	—	—
<i>R. minuta</i>	2	16—26	1	25	$1/3$	10—12	—	—	+	—	—
<i>R. hillae</i>	2	48—59	1	50	$1/3$	—	—	—	+	—	—
<i>R. umbilica</i>	17	50—60	1	52—60	$1/2$; $1/4$	—	—	—	+	—	—
<i>R. hampdenensis</i>	3	52	1; 2	28—30	$1/2$	30—35	—	—	+	—	—
<i>R. dicyoda</i>	7	52—54	1	50	$1/3$	—	—	—	+	—	—

Во второй ветви эволюируют виды *T. pertusus* — *T. fulgidus* — *T. occultatus* — *T. callosus* — *T. magnicrassus*, в строении которых происходят следующие преобразования: в начале ветви увеличивается число щитков на дистальном щите и количество элементов на стенках (далее эта тенденция нарушается), уменьшается площадь, занимаемая центральной ареей от 1/2 до 1/5 длины кокколита, появляется новый неплотный характер расположения щитков на дистальном щите, без налегания одного на другой, центральная ареея из сложной структуры с отверстиями и перегородками переходит сначала в гантелеобразную форму, а затем формируется небольшая пустая центральная ареея, без элементов, покровных пластин и перфораций.

Эволюционные преобразования внутри рода *Reticulofenestra*, насчитывающего в палеогене 19 видов, делятся на две группы. В одной из них идет увеличение количества щитков дистального щита, уменьшаются размеры центральной арееи и формируется ясная сетчатая структура в основном с округлыми отверстиями — *R. dictyoda* — *R. umbilica* — *R. hillae*.

Во второй группе — две ветви в одной — происходит преобразование сначала комбинационной (решетчато-дырчатой) центральной арееи в формы с сильно свободной решетчатой структурой, где основную площадь занимают щелевидные отверстия (*R. dictyoda* — *R. insignita* — *R. minuta* — *R. inclinata* — *R. pectinata* — *R. clatrata*).

Во второй ветви (*R. dictyoda* — *R. hampdenensis* — *R. pseudoscissura* — *R. alabamensis* — *R. Lockeri* — *R. pseudoumbilica*) происходит постепенное исчезновение дополнительного края (стенки или каемки) из колосообразных элементов, развитых у видов *R. hampdenensis* Edwards и *R. pseudoscissura* Haq. и с помощью покровных пластинок уплотняется центральная ареея, планки становятся более плотно прижатыми друг к другу, почти нет щелей или они очень узкие.

В процессе развития рода *Cribo Centrum*, состоящего из 4 видов — *Cr. martini* — *Cr. foveolatum* — *Cr. coenigum* — *Cr. reticulatum*, происходят преобразования, в основном связанные со строением центральной арееи; в ней изменяется форма щелей от удлиненно-узких до петлеобразно-округлых, появляется уплотненная часть в центре, постепенно воздымается часть центральной решетчатой структуры выше стенки.

В составе рода *Dictyococcites* известно 7 видов. В развитии рода, судя по изменениям основных морфологических признаков, в ряду *D. callidus* — *D. daviesii* — *D. scrippsae* — *D. bisectus* — *D. hesslandii* наблюдаются следующие преобразования. Увеличивается количество щитков на дистальном щите, происходит постепенное воздымание центральной части-затычки (сначала это только уплотненное место соединения планок, а затем плотная структура, воздымающаяся над дистальным щитом), образуются покровные пластинки поверх затычки и уплотняется вся центральная ареея, уменьшается размер центрального отверстия.

В отдельной ветви, видимо, идет образование большого числа нежных планок и отверстий. Увеличивается площадь центральной арееи и нет покровных пластин (*D. onustus* — *D. denicus*).

В объеме рода *Cyclicargolithus* выделяются 4 вида. В ряду преобразований изученных признаков по линии *C. marismontium* — *C. luminis* — *C. floridanus* — *C. abisectus* эволюируют очертания форм кокколлитов от широко-эллиптической до овальной, количество щитков на

дистальном щите увеличивается от 40 до 68, уменьшается размер центральной арееи от 1/3 до 1/7 длины кокколита.

Выводы

Выделенные родовые группы — *Hornibrookina*, *Prinsius*, *Toweius* — произошли в палеоцене от одного корня *Biscutum*, поэтому за время существования в них наблюдается общность направлений изменений морфологических признаков. У всех у них есть ветвь, где развитие идет по пути усложнения центральной арееи, увеличения элементов на дистальном щите и стенках; мы наблюдаем факт возникновения относительно сходных признаков на общей организационной основе и схожую их эволюцию, что соответствует одному из типов филогенеза таксонов — параллелизму. Явление параллелизма можно наблюдать и у родов *Reticulofenestra*, *Dictyococcites*, *Cribo Centrum*, *Cyclicargolithus*, берущих начало в эоцене от рода *Toweius*.

Изменение основных морфологических признаков кокколлитов *Prinsiacae*, судя по предполагаемому филогенетическому ряду *Prinsius* — *Toweius* — *Reticulofenestra* (по данным Перк — Нильсен [2], это основной генотип семейства), происходит в направлении увеличения способности к флотированию или парашютированию в связи с уменьшением многочисленных мелких элементов в организации кокколлитов, облегчением его структуры. Например, представители рода *Prinsius* в своей основной ветви развития усложнили организацию кокколита, утяжелили ее; видимо, это и не позволило им более широко развиваться в эоцене. Род *Toweius* имеет ветвь с облегченной структурой, поэтому он перешел в эоцен и дал начало другим родам. Облегчение структуры является общей тенденцией семейства, т. е. преобразование организации кокколлитов в филогенезе, а также возникновение и эволюция новых таксонов происходят в определенной зависимости от функциональных ограничений. Таким образом, выявляется еще одна закономерность в филогенезе семейства *Prinsiacae*.

Постоянное совершенствование организации кокколита в направлении формирования покровных пластин-дисков связывает, ограничивает возможности перекомбинации элементов плакоидной структуры. А мым способствуя сохранению целостности плакоидной структуры. А последние связаны с общей коккосферой, что также ограничивает число возможных покрывающих кокколлитов, т. е. мы можем говорить о факте связанных изменений признаков и их систем в ходе исторического развития.

Изученные нами признаки по характеру не равнозначны. Первостепенное значение имеет организация центральной арееи. Ее решетчато-дырчатое строение выдерживается во многих родах, проявляет стабильность и направленность в преобразованиях. Значит, данный признак, его эволюционные преобразования характеризуют самостоятельные этапы в развитии *Prinsiacae*.

Поэтому данный признак можно отнести к признаку семейства. Что касается стенки кокколита или щитков дистального щита, мы считаем, что это родовые признаки. А форма планок решетки, форма и количество решеток и перфораций — это признаки более низкого ран-

га, по ним наблюдается широкая изменчивость и они могут быть отнесены к видовым признакам.

Таким образом, мы попытались на основе изучения микроморфологии представить себе, как происходило становление морфотипов у семейства Prinsiaceae, построить предполагаемые эволюционные линии для родов и определить их полное значение для стратиграфии.

Литература

1. Hay W. W., Mohler H. P. Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene—Eocene correlations. *Jor. Paleontol.* 41, 1505—41.

2. Perch—Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils. *Plankton stratigraphy.* Cambridge University Press. 1985. p. 47—554.

3. Pyjos A. International nannoplankton Association. Late Eocene to Holocene medium — and small-sized Reticulofenestrids *INA Newsletter* vol. 7, 1985. p. 85.

4. Чижова В. А., Алексеева Л. П. К систематике и эволюции ранних *Cluptopleuridae* // *Вопр. микропалеонтологии*, № 28, 1986. С. 125—143.

Р. О. Гошгарлы

АЗЭРБАЙЖАНЫН ПАЛЕОКЕН PRINSIACEA -НЫН СТРАТИГРАФИК ЭЪЭМИЛЖЭТИ ВЭ ОНЛАРЫН ИНКИШАФЫ

Мәгаләдә Prinsiacea аиләсиндән олан кокколитләрин мұһүм стратиграфик эһәмижжәти көстәрилмиш вә палеокен нөвү үчүн онларын инкишаф истигамәти тә'јин едилмишдир.

R. O. Koshkarly

THE STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE OF PALEOGENE PRINSIACEAE OF AZERBAIJAN AND THEIR EVOLUTION

In the article results of the micropalaeontological research are brightened, which combine with meaning one of the important groups of limestone nannoplankton. Possibility of utilization of the representatives of Prinsiaceae in the appointment of the zone and the evolution of the genus are determined.

УДК 553.982; 550.832 (262.71+479.24)+622.276.031.011. 43

Л. А. БУРЯКОВСКИЙ, Р. Ю. АЛИЯРОВ, Р. Д. КУЛИЕВ, З. Б. СТЕФАНКЕВИЧ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ АЗЕРБАЙДЖАНА В УСЛОВИЯХ, МОДЕЛИРУЮЩИХ ПЛАСТОВЫЕ

Перспективы дальнейшего наращивания добычи нефти и газа в Азербайджане связаны в основном с морскими месторождениями Каспийского моря, в связи с чем весьма актуальными являются петрофизические исследования осадочных пород Южно-Каспийской впадины. Уникальность и мощность осадочной толщи Южно-Каспийской впадины, высокая скорость осадконакопления, сложный литологический состав, большие глубины залегания пород-коллекторов нефти и газа, недостаточная петрофизическая изученность определяют повышенный интерес к изучению пород этого региона. Наличие надежного петрофизического обоснования является необходимым условием достоверной интерпретации данных ГИС.

Одними из важнейших параметров горной породы являются их упругие характеристики, в частности скорость распространения продольных волн (V_p). Теоретические исследования по оценке скоростей распространения высокочастотных колебаний в насыщенных жидкостью средах с жестким скелетом опираются в основном на динамические теории теории Я. И. Френкеля [6], М. А. Био [7], В. Н. Николаевско-го и П. П. Золотарева [4].

Исходя из этих теорий скорости распространения упругих волн определяются многими параметрами, характеризующими свойства фаз, скелет и структуру среды:

$$V_p = f(\beta_t, \beta_{ж}, \beta_{ск}, \delta_t, \delta_{ж}, G_{ск}, \rho, K_p, K_{пр}, \omega),$$

где $\beta_t, \beta_{ж}, \beta_{ск}$ — коэффициенты сжимаемости твердой, жидкой фаз и скелета; δ_t и $\delta_{ж}$ — плотности твердой и жидкой фаз; $G_{ск}$ — модуль сдвига скелета; ρ — коэффициент Пуассона; K_p — пористость; $K_{пр}$ — проницаемость; ω — круговая частота.

При рассмотрении изменения скорости распространения продольных волн, как функции всестороннего давления, главную роль играют упругие свойства скелета породы, выражаемые через $\beta_{ск}$. В случае открытой пористой системы, когда заполнитель пор свободно перемещается, плотность и сжимаемость твердой и жидкой фаз можно принять постоянными. Рассматривая случай чистых кварцевых песчаников и предполагая, что изменение скорости при воздействии давления целиком связано только с обратимыми изменениями параметров породы, авторы [1] рассчитали относительные изменения скорости распространения продольных волн. Эти расчеты показали, что при повышении давления от 5 до 100 МПа изменение скорости должно быть наибольшим в высокопористых породах и оно в значительной степени

зависит от сжимаемости пор. В водонасыщенных кварцевых песчаниках с пористостью 20—30% при повышении давления скорость в среднем может увеличиваться на 30—50%, в обломочных породах с большой сжимаемостью пор эффект влияния давления на скорость может достигать 50—100%.

Задачей настоящей работы являлось изучение акустических свойств образцов горных пород-коллекторов Азербайджана (скорости распространения V_p и интервального времени ΔT пробега упругих волн) в условиях, моделирующих пластовые, в целях установления количественных изменений величин этих свойств и повышения достоверности петрофизического обоснования интерпретации данных промышленной геофизики. По литературным данным [3, 5], исследования такого характера пород-коллекторов морских месторождений нефти и газа Азербайджана практически не проводились.

В работе изложены результаты экспериментальных исследований акустических свойств образцов пород-коллекторов, отобранных преимущественно из глубоких скважин (в интервале 2538—5848 м) месторождений: Сангачалы-море—Дуванный-море—о. Булла, Булла-море, им. 8 марта, Аляты-море, Бахар, Банка ЛАМ, Кюрсангы, Бибиэбат. Образцы представлены кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми, полимиктовыми песчаниками и алевролитами с карбонатно-глинистым, карбонатно-кальцитовым, карбонатно-кремнистым цементом порового и порово-базальтового типов. Пористость исследованных образцов в атмосферных условиях варьирует от 4 до 26%, глинистость от 5,3 до 33%, карбонатность до 27,5%. Исследования образцов проводились на модернизированной установке типа УФС во ВНИПИВзрывгеофизике. Установка позволяет проводить эксперименты при следующих термобарических условиях: $P_{гор}$ — до 150—200 МПа, $P_{пл}$ — до 60 МПа, t — 150—200°C. Образцы насыщались моделью пластовых вод (растворы хлористого натрия различных концентраций).

Из литературных данных известно [5], что значения V_p в осадочных породах колеблются в широких пределах — от 2000 м/с (известняки при давлении 150 МПа). Для песчаников и алевролитов, составляющих изученную коллекцию образцов, пределы изменения V_p несколько меньше, что объясняется однотипностью их минерального состава, структуры, цемента.

Результаты экспериментов показаны на рисунках 1—4. Как видно из рис. 1, на котором представлены кривые зависимости скорости распространения продольных волн от величины эффективного давления ($P_{эфф} = P_{гор} - P_{пор}$), для различных образцов значения V_p колеблются от 2150 до 5000 м/с при малых величинах эффективных давлений (до 2,5 МПа) и от 3600 до 5900 м/с при эффективных давлениях, соответствующих глубине залегания образцов. Как правило, большие величины скорости соответствуют образцам с меньшей пористостью. Наибольший рост скорости наблюдается при изменении эффективных давлений до 20 МПа. При больших величинах эффективного давления рост V_p резко замедляется и в дальнейшем асимптотически приближается к определенному пределу.

На рис. 1 выделяются три группы кривых. I группа (кривые 11—17) характеризует образцы пород-коллекторов, представленных в основном песчаниками средне- и крупнозернистыми кварцевыми, преимущественно с карбонатным, карбонатно-кремнистым и кальцитовым

цементом порового типа. Пористость образцов 12—26%, значения V_p — от 3600 до 4350 м/с.

II группа (кривые 6—10) соответствует образцам, представленным песчаниками мелко- и среднезернистыми кварцевыми с карбонатным цементом базального и порового типов. Пористость образцов 10—18%, значения V_p — от 4400 до 4800 м/с.

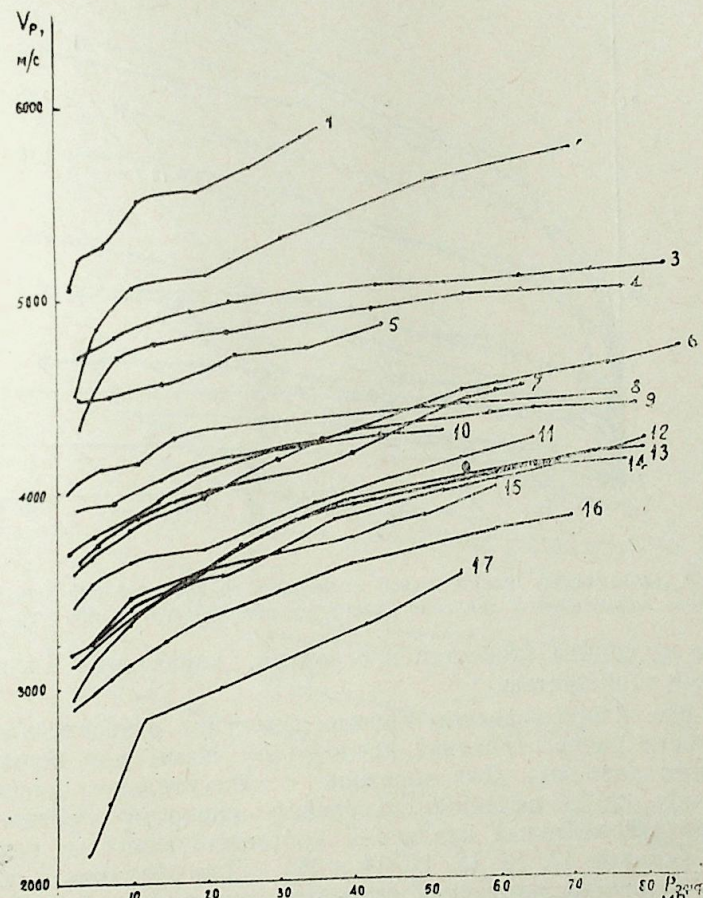


Рис. 1. Зависимости скорости распространения продольных волн от величины эффективного давления:

1 — обр. 31-Б ($K_{п.} = 4\%$); 2 — 11-Б_{II} (7—8%); 3 — 12-Б (10%); 4 — 10-Б (12%); 5 — 29-Б_{II} (7,4%); 6 — 20-Б (14%); 7 — 26-Б (10%); 8 — 26-Б_{II} (10%); 9 — 25-Б (18,4%); 10 — 29-Б (14%); 11 — 32-Б (12%); 12 — 17-Б (19%); 13 — 24-Б (20%); 14 — 33-Б (12,4%); 15 — 28-Б (26%); 16 — 8-Б (15%); 17 — 35-Б (14%)

III группа (кривые 1—5) характеризует образцы, представленные полимиктовыми песчаниками и алевролитами со сложным карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Пористость образцов 7—12%. Значения V_p — от 4900 до 5900 м/с.

Дифференциация кривых в каждой группе связана с пористостью.

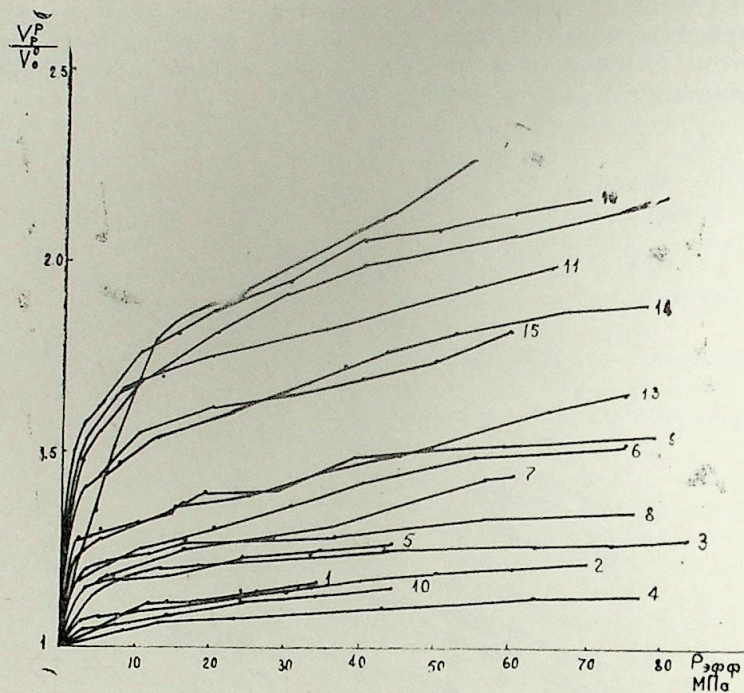


Рис. 2. Зависимости относительной скорости распространения продольных волн от величины эффективного давления (условные обозначения те же, что и на рис. 1)

Большие величины скоростей в основном характерны для образцов с меньшей пористостью.

На рис. 2 представлены кривые изменения относительной величины скорости распространения продольных волн при повышении эффективного давления. Для образцов с относительно высокой пористостью (14—26%) величины изменения скорости составляют 80—125% при эффективных давлениях, соответствующих их глубинам залегания (кривые 17, 16, 12, 11, 14 и 15). Для образцов с пористостью 10—20% величины изменения скорости несколько меньше и составляют 45—65% (кривые 13, 9, 6, 7). Очевидно, это связано не только с меньшей пористостью, но и с несколько иным минеральным составом скелета, структурой и типом цемента. Всего на 14—28% увеличилось значение V_p с ростом эффективного давления для образцов (кривые 4, 10, 2, 1, 3 и 5) с низкой пористостью (4—14%) и сравнительно высокой глинистостью (до 20—21%).

При интерпретации материалов акустического каротажа одним из важнейших параметров является интервальное время пробега упругой волны ΔT . На рис. 3 представлены кривые, характеризующие зависимость ΔT от эффективного давления. Образцы, соответствующие I группе, характеризуются изменением величины интервального времени в условиях эффективных давлений, соответствующих глубине залегания, в диапазоне от 258 до 230 мкс/м. Для образцов, соответствующих

III группе, диапазон изменения ΔT — от 225 до 208 мкс/м. III группа кривых характеризуется интервалом изменения от 203 до 170 мкс/м.

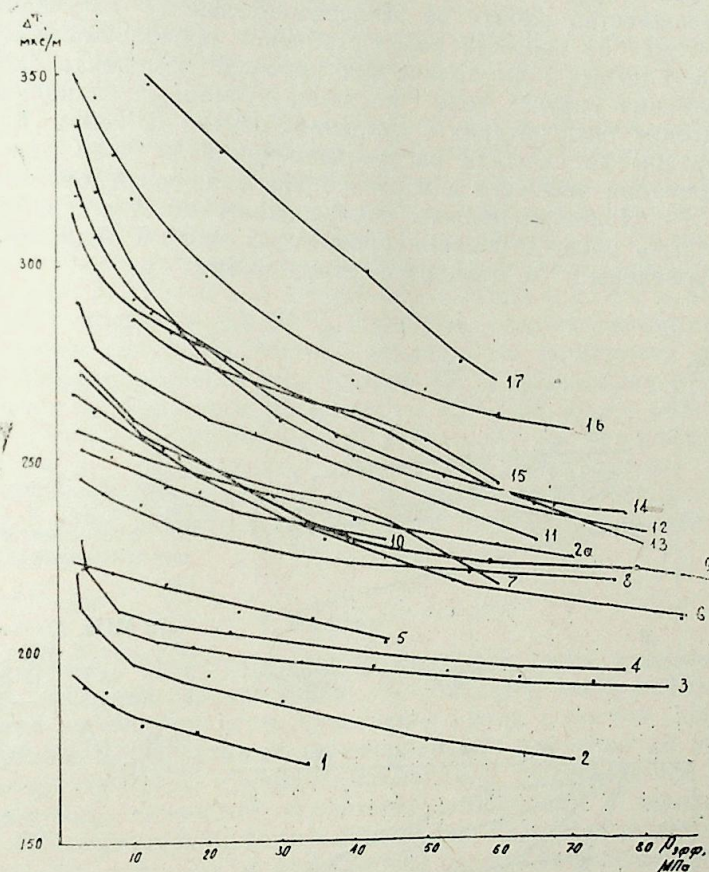


Рис. 3. Зависимости величины интервального времени пробега продольной волны от эффективного давления (условные обозначения те же, что и на рис. 1). Кр. 2а — образец 11-Б ($K_n = 7-8\%$)

Из совокупности образцов пород, представленных кривыми на рис. 3, особо можно отметить два образца, которые были исследованы вдоль и поперек напластования. Интервальное время в образцах, замеренное параллельно напластованию (кривые 2 и 5), меньше, чем замеренное перпендикулярно напластованию (кривые 10 и 2а). Например, для образца, представленного кривыми 2 и 2а, интервальное время при эффективном давлении, соответствующем условиям залегания, равно 170 мкс/м при замерах по напластованию и 224 мкс/м перпендикулярно напластованию. Для образца, представленного кривыми 5 и 10, эти величины равны соответственно 203 и 229 мкс/м. Таким образом, как видно, акустические свойства горных пород-коллекторов проявляют анизотропию ($\lambda = 1,06 \div 1,15$).

На упругие свойства породы в условиях естественного залегания существенное влияние оказывает температура. Воздействие температуры на горную породу может выражаться в тепловом расширении минеральных зерен и флюидов, заполняющих поровое пространство породы-коллектора.

Большинство работ по экспериментальному изучению влияния температуры на скорость распространения продольных волн проводилось на плотных кристаллических породах. Изменение скорости распространения упругих волн в сцементированных осадочных породах при высоких температурах и давлениях изучал Д. Хьюз [8]. Влияние температуры на скорость распространения волн при одновременном регулировании внешнего и порового давления исследовалось Дж. Ладефру [9]. Наиболее полные исследования по влиянию температуры на скорость распространения продольных волн в осадочных породах были проведены Г. М. Авчяном с сотрудниками [1].

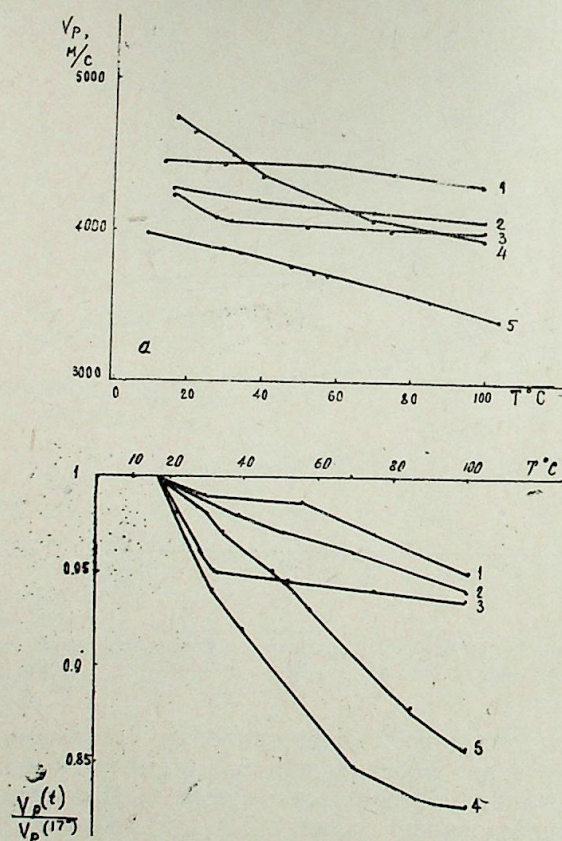


Рис. 4. Зависимости абсолютного (а) и относительных (б) изменений скорости продольной волны от температуры:

1 — обр. 11-Б ($P_{эфф} = 70$ МПа, $K_{п} = 7-8\%$); 2 — ($P_{эфф} = 75$ МПа, $K_{п} = 18\%$); 3 — 24-Б ($P_{эфф} = 65$ МПа, $K_{п} = 20\%$); 4 — 28-Б ($P_{эфф} = 50$ МПа, $K_{п} = 26\%$); 5 — 20-Б ($P_{эфф} = 75$ МПа, $K_{п} = 14\%$)

Результаты наших исследований приведены на рис. 4. Как видно (рис. 4а), скорость распространения упругой волны с ростом температуры монотонно уменьшается, причем для образцов с большей пористостью быстрее. Как следует из рис. 4б, для образца, представленного полимиктовым мелко- и среднезернистым (преимущественный размер зерен 0,01—0,1 и 0,1—0,25 мм) плохоотсортированным песчаником с карбонатным цементом порового типа, уменьшение величины V_p не-

значительно — 5% (кр. 1). Для образца средне- и крупнозернистого кварцевого песчаника с сортировкой зерен выше средней (преимущественный размер зерен 0,1—0,25 мм — 62%, >0,25 мм — 15%) с цементом преимущественно карбонатным крупнокристаллическим, а также регенерационным кварцевым с бесцементным (иногда) соединением зерен, уменьшение величины скорости достигает 17% (кр. 4). Для образцов, представленных глинисто-алевритовыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками со сложным карбонатно-кремнистым цементом порового типа, с содержанием глинистой (7—11%) и алевритовой (20—24%) фракций примерно таким же, как в образце, соответствующем кр. 1, уменьшение величины V_p с ростом температуры составляет — 6% (кривые 3 и 2). Промежуточное положение занимает кривая, описывающая изменение V_p с ростом температуры для образца, представленного песчаником полимиктовым средне- и крупнозернистым глинисто-алевритовым с карбонатно-кальцитовым цементом порового типа (кр. 5). Такой ход кривой объясняется тем, что в интервале невысоких температур (до 50°C) изменение скорости происходит за счет деформации глинистых частиц (глинистость составляет 20%), а при более высоких температурах (свыше 60°C) преобладающим фактором является размер зерен (фракция — 0,1—0,25 мм — 50%, фракция >0,25—17%), т. е. изменение V_p происходит за счет деформации при тепловом расширении относительно минеральных зерен. Для более однозначного вывода о механизме влияния температуры на скорость распространения продольных волн необходимо провести специальные эксперименты.

Выводы

1. Установлено, что у образцов пород-коллекторов основных месторождений нефти и газа акватории Каспийского моря наблюдается рост скорости распространения продольных волн с ростом эффективного давления, с максимальным изменением при давлении до 20 МПа. У однотипных образцов, имеющих одинаковый вещественный состав, большие величины скоростей соответствуют образцам с меньшей пористостью. По характеру и темпу изменения скорости выделены три группы пород-коллекторов, в зависимости от их минерального состава и типа цемента. Изученные породы проявляют некоторую анизотропию акустических свойств.

2. Установлено, что с ростом температуры при эффективных давлениях, соответствующих условиям залегания пород, скорость волны уменьшается быстрее у образцов с большей пористостью. Величины уменьшения скорости с ростом температуры у разных типов пород различаются. В интервалах сравнительно низких температур (до 50—60°C) одним из основных факторов снижения скорости с ростом температуры является повышенное содержание глинистой фракции, а при более высоких температурах (>60°C) — размер и отсортированность минеральных зерен.

Литература

1. Авчян Г. М., Матвеев А. А., Стефанкевич З. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях М.: Недра, 1979. 224 с.
2. Буряковский Л. А. Петрофизика нефтяных и газовых коллекторов продуктивной толщи Азербайджана. Баку: Элм, 1985. 196 с.

3. Воларович М. П., Баюк Е. И., Салехли Т. М., Гусейнов Ф. Г. Скорости продольных волн в осадочных горных породах Азербайджана при всесторонних давлениях до 4000 кгс—см²//Труды ИФЗ АН СССР, 1966. Вып. 37. С. 52—60.

4. Золотарев П. П., Николаевский В. Н., Степанов В. П. Особенности распространения упругих волн в пористых породах, насыщенных нефтью, газом и смесью жидкости и газа//В кн.: Теория и практика добычи нефти. М.: Недра, 1966. С. 87—95.

5. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах//Справочник: Е. И. Баюк, И. С. Томашевская, В. М. Добрынин и др./Под ред. М. П. Воларовича. 2-е изд., перераб и доп. М.: Недра, 1988. 255 с.

6. Френкель Я. И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве//Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1944. Т. 8. № 4. С. 133—150.

7. Biot M. A. Theory of propagation of elastic waves in fluid saturated porous solids. — «J. Acoust. Soc. of America», 1956, Vol. 28, N 2, p. 168—191.

8. Hughes D. S., Jones H. J. Elastic wave velocities of sedimentary rock. — «Trans. Amer. Geoph. Union». Vol. 32, N 2, 1951, p. 173—178.

9. Ladefroux J. Mesure en laboratoire de la vitesse du son dans les roches sedimentaires consolidees. — «Revue Inst. Franc. du Pétrole», Vol. 16, N 4, 1961, p. 111—114.

Л. А. Буряковски, Р. Ј. Элијаров, Р. Ч. Гулијев, З. Б. Стефанкевич

АЗЕРБАЙДЖАНЫН ДЭРИНЛИКДЭ ЖАТАН КОЛЛЕКТОР СУХУРЛАРЫНЫН ЛАЈЫ МОДЕЛЛЭШДИРЭН ШЭРАИТДЭ АКУСТИК ХАССЭЛЭРИНИН ЭКСПЕРИМЕНТАЛ ТЭДГИГИ

Мөгалодэ лајы моделлэширэн шэраитдэ, экспериментал усулла Азербайжан дэниз нефт вэ газ жатагларынын дојдурулмуш коллектор сухур нумунэлэриндэ буиларын һэги ги тэркиби, сементин нөвү вэ мөсамэлији нөзэрэ алмагла эффектив тэзиг вэ температурун узунла јајылан еластик далга сүр'этинэ тэ'сири өјрөниллишидир.

L. A. Buryakovsky, R. Yu. Aliyarov,
R. D. Kuliev, E. B. Stephankevich

EXPERIMENTAL STUDY OF ACOUSTIC PROPERTIES IN DEEP SEATED RESERVOIR ROCKS OF AZERBAIJAN UNDER CONDITIONS SIMULATING RESERVOIR ONES

Under conditions simulating reservoir ones the authors studied the effective pressure and temperature influence upon velocity of longitudinal elastic waves in saturated samples of reservoir rocks mainly taken from marine oil and gas deposits of Azerbaijan taking into account their material content difference, cement type and porosity.

АЗЕРБАЙДЖАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри сериясы, 1989, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989, № 1

УДК 550.343.4(479.24)

Т. Н. КЕНГЕРЛИ, Г. О. ВЕЛИЕВ

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ИСМАИЛЛЫ-ШЕМАХИНСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО ПОЛИГОНА

Электрометрические исследования являются составной частью комплекса работ по проблеме прогноза землетрясений в различных сейсмоактивных регионах, в т. ч. на Юго-Восточном Кавказе, т. к. электроразведочные методы обладают высокой чувствительностью к изменению физического состояния горных пород в больших объемах (текстурных особенностей, трещиноватости, влагонасыщенности и степени минерализации поровых и трещинных вод) при до и во время землетрясения. Публикации в СССР, США, КНР, Японии убедительно показывают, что землетрясениям всегда предшествуют характерные изменения земных токов, регистрация которых, к сожалению, часто в значительной мере осложнена помехами, обусловленными искусственными и естественными электромагнитными полями. На данной стадии исследований наиболее надежными для распознавания геоэлектрических явлений представляются данные об изменениях электрического сопротивления горных пород, увязываемых с тектоническими процессами [1, 3—5 и др.], что определяет перспективы электрометрии, как метода краткосрочного прогноза землетрясений.

Электрометрия методом ДОЗ, входившая в комплекс сейсмопрогностических исследований Управления геологии Азербайджанской ССР на Исмаиллы-Шемахинском полигоне*, подтверждает существование характерных изменений в геоэлектрическом поле, предвещающих и сопровождающих местные сейсмические события различной интенсивности. Работы проводились в течение 1980—1985 гг. на трех стационарных точках наблюдения, размещенных в различных структурных зонах (рис. 1). За период с января 1981 г. по август 1983 г. в пределах полигона и в непосредственной близости от него произошло свыше 30 землетрясений с $K=10-13$, из них 8 землетрясений с $K=12-13$. В период 08.1983—12.1985 гг. наблюдалось относительное сейсмическое затишье ($K \leq 10$)... Анализ вариаций кажущихся электрических сопротивлений (R_k) и графиков изменения во времени процентного приращения электрических сопротивлений горных пород

$\left(\frac{\Delta R}{R}\right)$ в сопоставлении с сейсмическими событиями выявил существо-

вание аномальных эффектов и локальных предвестниковых отклонений в геоэлектрическом поле. В основу анализа было заложено допущение, что каждая точка ДОЗ должна наиболее четко и чутко реагировать на сейсмические события (как сильные, так и слабые), происходящие

* Некоторые результаты этих исследований освещены в работе [2].

именно в той зоне (блоке, разломе), которую контролирует. Удалось выявить два важных фактора:

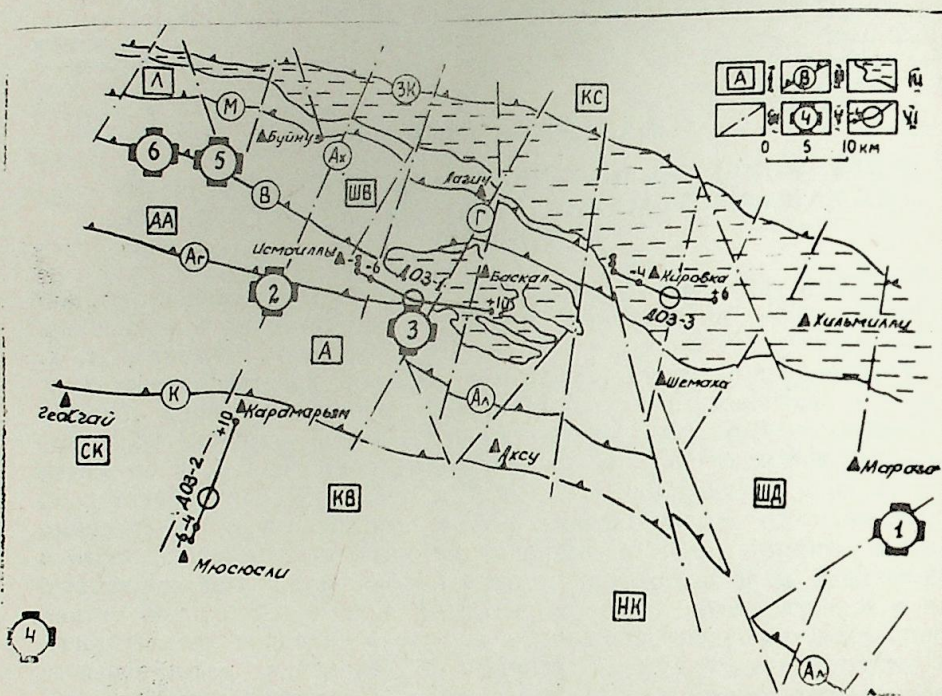


Рис. 1. Тектоническая схема Исмаиллы-Шемахинского полигона:

I — тектонические ступени: Эвгеосинклинальный трог Южного склона: КС — Ковдаг-Сумгаитская; Вандамская вулканогенная геоантиклиналь: Л — Лагичская; ШВ — Шеки-Вандамская; АА — Алзань-Агричайская; ШД — Шемаха-Джейранкечмазская; Куринский прогиб: А — Аджиноурская; СК — Средне-Куринская; КВ — Кюрдамирский выступ; НК — Нижне-Куринская; II — разломы на границах ступеней: ЗК — Занги-Козлучайский; М — Мюдресинский; В — Вандамский; Аг — Алазань-Агричайский; Ал-Аджичай — Алятский; К — Северо-Куринский; III — зона тектонического перекрытия ступеней (аллохтонный комплекс Баскал-Пирекешкюльского шарьяжа); IV — поперечные и диагональные разрывы и флексуры, в том числе: Ах — Ахоччайский; Г — Гирдыманчайский (Западно-Каспийский); V — эпицентры землетрясений и даты событий (1 — 19.11.1981 г.; 2 — 29.11.1981 г.; 3 — 5.01.1982 г.; 4 — 20.01.1982 г.; 5 — 29.04.1982 г.; 6 — 22.05.1982 г.); IV — расположение точек электрометрических наблюдений

1. За анализируемый период на фоне наблюдаемых вариаций поля прослеживаются медленные и быстрые изменения R_k (предвестниковые периоды), связанные с землетрясениями. В абсолютном большинстве случаев моментам сейсмической разрядки в земной коре отвечают (и предворяют их) аномальные понижения величины $\frac{R}{R}$. При

этом в вариациях поля находят отражение как относительно сильные и сильные (с $K \geq 10$), так и относительно слабые и слабые ($8 \leq K \leq 10$) местные землетрясения. Сильные сейсмические толчки с высокими K и M обычно предворяются долговременными и стабильными ано-

мальными минимумами, а слабые — краткосрочными и скачкообразными вариациями R_k .

2. Воздействие подготовки и осуществления сейсмических событий на R_k находится в прямой зависимости от пространственного положения (эпицентрального расстояния и структурной приуроченности) каждого конкретного очага землетрясения по отношению к каждой точке наблюдения. При этом наибольший аномальный эффект фиксируется в тех случаях, когда сейсмический очаг приурочен к тектонической зоне (ступени, блоку), в пределах которой расположена конкретная точка ДОЗ, либо сейсмическая разрядка происходит в зоне разлома (хотя и в другом блоке, часто на значительном удалении и даже вне пределов исследуемого полигона), близ которого размещена точка наблюдения. Все это приводит к тому, что в одних случаях сейсмические толчки значительной силы в зависимости от местоположения гипоцентра фиксируются в аномалиях поля на одной точке ДОЗ и не отражаются возмущениями R_k на других пунктах наблюдения. И наоборот, удается засечь аномальный эффект достаточно слабого землетрясения, очаг которого расположен на значительном расстоянии от точки наблюдения, часто в зоне размещения иных точек ДОЗ.

В подтверждение сказанному остановимся на некоторых конкретных событиях.

В ноябре 1981 г. на полигоне произошло два сильных землетрясения: 19 ноября — маразинское* с $K=13$, $M=4,5$, $H=45$ км и 29 ноября — исмаиллинское с $K=13$, $M=5,4$, $H=10$ км. Эти толчки явились отражением возобновившейся сейсмоактивности Вандамской геоантиклинальной зоны на участке к востоку от р. Геокчай. Серия форшоков с $K=7-9$ в междуречье Геокчай—Ахсучай была зафиксирована в период с 17 августа по 8 ноября включительно и на точке ДОЗ-1 (Гирдыманчай) она сопровождалась синхронным глубоким и

выдержанным аномальным понижением значений $\frac{\Delta R}{R}$ (на разное $R=8000$ м) с $+26\%$ до -15% , т. е. на 41% (рис. 2). В день замера, совпавший с моментом маразинского землетрясения, значение $\frac{\Delta R}{R}$ снизилось до -17% . Последовавшей с 19 по 28 ноября серии афтершоков с $K=7-9$ (районы г. Ахсу, сс. Мараза, Гейляр Чель и др.) отвечает период относительного повышения значений $\frac{\Delta R}{R}$ до уровня

$-10-14\%$. Замеры, произведенные на следующий день после первого, основного, толчка из серии исмаиллинских землетрясений, т. е. 30 ноября, отразили очередное скачкообразное понижение значений $\frac{\Delta R}{R}$ до -20% на фоне сохраняющейся глубокой отрицательной аномалии. В последующем, несмотря на продолжающуюся до конца года серию сильных ($K=10-12$) и слабых ($K=7-9$) афтершоков в том же исмаиллинском очаге, электрические сопротивления горных пород

* Здесь и далее координаты очагов землетрясений основаны на инструментальных и макросейсмических данных.

испытывали последовательное возрастание, на фоне которого наиболее сильные толчки отражались локальными краткосрочными понижениями значений $\frac{\Delta R}{R}$.

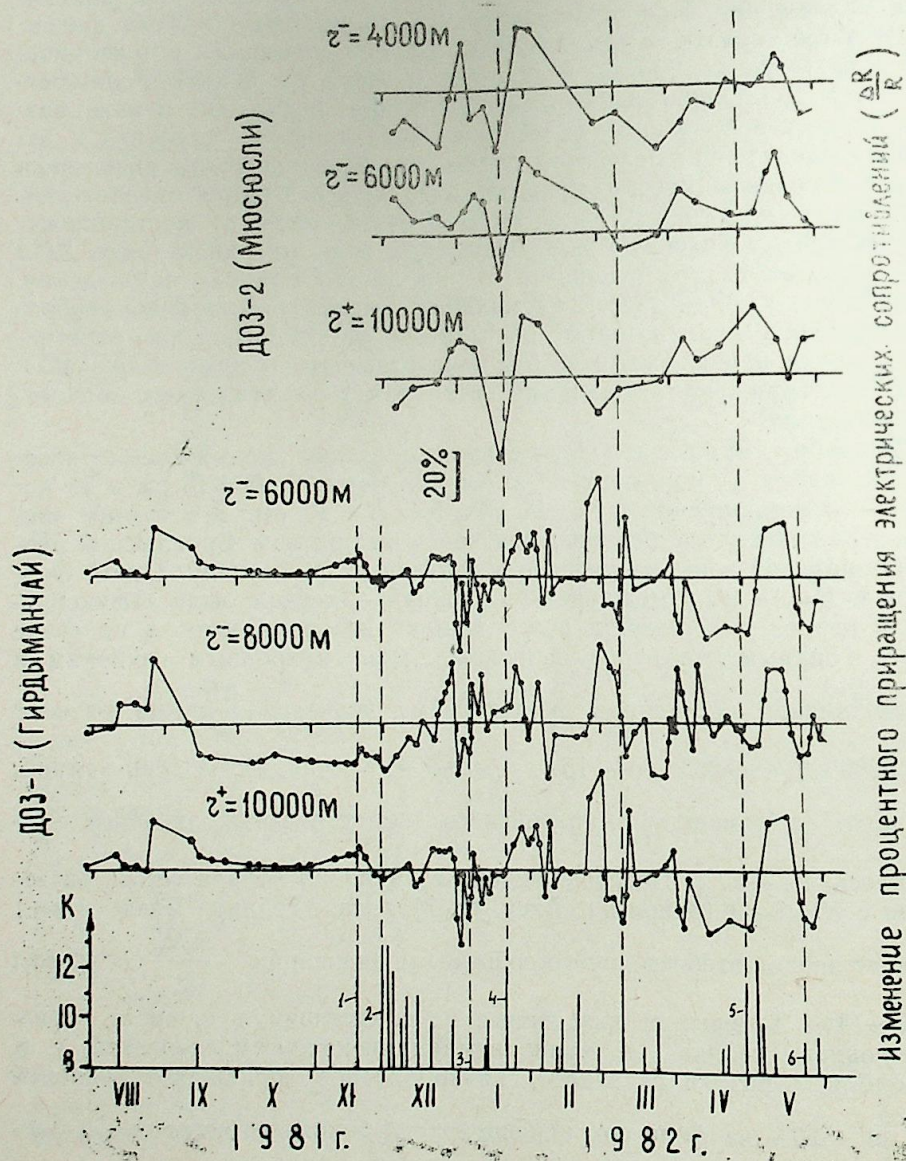


Рис. 2. Графики процентного приращения электрических сопротивлений горных пород в сопоставлении с сейсмическими событиями (арабскими цифрами обозначены землетрясения, эпицентры которых показаны на рис. 1).

Аналогичные, но менее четкие аномалии поля были зафиксированы также при замерах на разностях $R^- = 6000$ и $R^+ = 10000$ м.

Аномальный эффект серии исмаиллинских землетрясений наблюдается и на графиках $\frac{\Delta R}{R}$ точки ДОЗ-2 (Мюсюсли). К сожалению, она начала функционировать лишь 5 декабря, т. е. через шесть дней после основного толчка, в связи с чем удается наблюдать лишь восходящие отрезки кривых, завершающие четко выраженную отрицательную аномалию на всех графиках $\frac{\Delta R}{R}$ (см. рис. 2).

Воздействие механизма осуществления исмаиллинских землетрясений на вариации поля в обеих точках ДОЗ — явление естественное, т. к. сейсмическая активизация происходила в блоках земной коры, расположенных между этими точками. Если учесть, что точка ДОЗ-2 к тому же расположена в зоне поперечного разлома (Ахочайского), к которому вероятнее всего приурочен сейсмический очаг, то становится объяснимым максимальное проявление аномального эффекта на всех трех разностях именно в данной точке наблюдения.

Происшедшее 20 января 1982 г. зардобское землетрясение с $K = 12$, $M = 4,9$ и $H = 30$ км нашло свое яркое выражение в вариациях геоэлектрического поля на точке ДОЗ-2, расположенной практически в той же зоне, к которой оказался приурочен очаг. По замерам, произведенным в период между 3 и 18 января, четко удалось выделить предвестниковый эффект на всех разностях. Наблюдалось неуклонное понижение значений $\frac{\Delta R}{R}$ с абсолютными минимумами за два дня до толчка, составляющими: а) -33% по сравнению с $+16\%$ на разность $R^+ = 10000$ м; б) -20% по сравнению с $+17\%$ на разность $R^- = 6000$ м и в) -25% по сравнению с $+20\%$ на разность $R^- = 4000$ м. После осуществления сейсмической разрядки наблюдалось интенсивное восстановление положительных значений $\frac{\Delta R}{R}$ до $+25+30\%$ к 27—28 января.

Характерно, что на точке ДОЗ-1 зардобское землетрясение практически не выразилось на кривых $\frac{\Delta R}{R}$, что объясняется размещением данной точки и сейсмического очага в различных неоднородных блоках. Известное куткашенское землетрясение 29 апреля 1982 г. с $K = 11,6$, $M = 4,9$ и $H = 10$ км, приуроченное к зоне Вандамского разлома, предварялось серией форшоков с $K = 7-9$ в той же очаговой зоне, начиная с 26 марта. В этот же период на точке ДОЗ-1 наблюдается резкое понижение значений $\frac{\Delta R}{R}$ (разнос $R^+ = 10000$ м) от $+8\%$ (01.04.1982 г.)

до $-20-25\%$ (14.04.1982 г.), которые сохранялись весь последующий период сейсмической активизации. После основного толчка наблюдалось интенсивное восстановление положительных значений $\frac{\Delta R}{R}$, достигших по замерам 16 мая $+22\%$.

При этом серия афтершоков с $K = 7-9,5$ не оказала существенного влияния на процесс восстановления поля. Аналогичный аномальный эффект практический с тем же

периодом своего выражения был зафиксирован и на точке ДОЗ-2 на фоне относительно повышенных значений $\frac{\Delta R}{R}$. Факт, свидетельствующий о том, что если землетрясение приурочено к полосе сочленения разнородных блоков или структурных зон (в нашем случае Вандамской геoaнтиклинали и Куринской глыбы), то оно выразится в вариациях геоэлектрического поля каждой из этих зон.

К числу сейсмических событий с высокими K и M , нашедших четкое отражение в вариациях поля, можно причислить также исмаиллинские землетрясения 5 и 13 февраля 1982 г. ($K=10$, $M=4$, 2—4, 4), ахсуинский толчок 23 марта 1982 г. ($K=10$, $M=4$, 4), исмаиллинские землетрясения 12 июля 1982 г. ($K=11$, $M=4$, 6) и 15 апреля 1983 г. ($K=10$, $M=4$, 8) и некоторые другие местные землетрясения.

Следует констатировать, что землетрясения больших M и H , свершившиеся на значительном удалении, также оказывают (в отдельных случаях) воздействие на электрическое состояние горных пород полигона исследований. Так, интенсивный сейсмический толчок с $K=12$, $M=5$, 2 и $H=40$ км, случившийся в Дагестане 8 марта 1982 г. (бассейн р. Рубасчай), выразился в изменениях ρ_k , зафиксированных на больших разносах в точках наблюдения. В частности, на точке ДОЗ-1 значения $\frac{\Delta K}{R}$ изменялись: а) на разносе $R^+ = 10000$ м от +40%

(01.03.1982 г.) до -22% (08.03.1982 г.) и до +23% (11.03.1982 г.); б) на разносе $R^- = 8000$ м от +31% (01.03.1982 г.) до -13% (11.03.1982 г.) и до +2% (18.03.1982 г.). Аномальные отклонения электрического сопротивления горных пород наблюдались и на точке ДОЗ-2 (см. рис. 2).

Наконец, во многих случаях удается идентифицировать краткосрочные аномальные минимумы в значениях $\frac{\Delta R}{R}$ с относительно сла-

быми землетрясениями. При этом выделяются два случая: очаг землетрясения расположен близко или относительно удален от точки наблюдения. Примером первого случая может служить сейсмический толчок в зоне Западно-Каспийского разлома, в непосредственной близости от точки ДОЗ-1. Событие произошло 5 января 1982 г. при $K=8$, $M=4,1$ и $H=0$ км. Аномальный эффект зафиксирован на всех разносах, причем после первоначального резкого понижения значений $\frac{\Delta R}{R}$

за два дня до события наблюдалось относительное повышение электрических сопротивлений с очередным понижением в день толчка (см. рис. 2).

Примером второго случая является землетрясение 22 мая 1982 г. в районе с. Вандам ($K=9,3$), приуроченное к зоне Вандамского разлома. На точке ДОЗ-1, расположенной значительно восточнее, но в той же структурной полосе, аномальные отклонения вновь наблюдались на всех разносах.

Резюмируя изложенное, приходим к выводу, что в пределах Исмаиллы-Шемахинского сейсмоактивного полигона геоэлектрическое поле достаточно чутко реагирует на периоды сейсмической активиза-

ции. Как для сильных, так и для относительно слабых землетрясений удается наблюдать предвестниковые периоды, колеблющиеся в пределах от 2—10 дней до 1—2 мес. Можно со значительной степенью уверенности утверждать, что стабильные и длительные отрицательные аномалии ρ_k в сочетании с синхронными слабыми сейсмическими толчками (форшоками) служат предвестниками сильных землетрясений.

Если землетрясение происходит в зоне разлома, проходящего в непосредственной близости от конкретной точки ДОЗ, то в кривых ρ_k обязательно проявляется аномальный эффект даже от сейсмических толчков низкого класса, совершившихся часто на значительном удалении от данной точки наблюдения.

В зависимости от глубины размещения очага землетрясения оно проявляется неодинаковым аномальным эффектом на различных разносах. Анализ фактического материала показывает, что обычно наиболее четкие аномальные минимумы связаны на больших разносах с глубокими (и удаленными), а на малых разносах — с близповерхностными сейсмическими очагами. Если продолжительный аномальный эффект фиксируется на всех разносах, то это явный предвестниковый признак готовящегося землетрясения.

Однако существует ряд факторов, отрицательно сказывающихся на возможностях прогностического анализа электрометрических данных. Во-первых, значительные погрешности в определении энергетического класса, координат и глубины размещения очага, что связано с недостаточным количеством сейсмостанций на территории республики, тем более, если отсутствуют макросейсмические данные, могут оказать отрицательное воздействие при корреляции сейсмических и электрометрических материалов. Во-вторых, тот факт, что не все землетрясения удается проследить в возмущениях поля, во многом связан с имевшей место иррегулярностью в производстве замеров, когда по различным техническим причинам происходили большие перерывы в наблюдениях, а также с запланированной частотой замеров. В последнем случае часто не удается во всех подробностях проследить процесс аномалеобразования и все моменты абсолютных минимумов, в связи с чем на графиках мы наблюдаем весьма приближенную картину предвестниковых аномалий. В-третьих, отсутствие данных о естественных вариациях геоэлектрического поля (суточных, месячных, годовых), не связанных с сейсмической активностью, также существенным образом отражается на степени достоверности исходного материала. Без устранения перечисленных отрицательных факторов вопрос о полноценном прогнозе землетрясений методом электрометрии не может быть поставлен на повестку дня.

Литература

1. Барсуков О. М., Сорокин О. И. Изменения кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 10.
2. Кенгерли Т. Н., Велиев Г. О., Гаджиев Р. Г., Мусаев Н. И. Некоторые предвестники землетрясений на Юго-Восточном Кавказе // Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1987, № 1.

3. Понски предвестников землетрясений (во времени) 1911—1978 гг.//Аннотированный библиограф. указ. опубл. лит.-ры. Баку: Изд-во АН АзССР, 1979.

4. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1974.

5. Электрические и магнитные предвестники землетрясений. Ташкент: Фан, 1983.

Т. Н. Кенгерли, Г. Э. Вәлијев

ИСМАЙЛЛИ—ШАМАХЫ СЕЙСМОАКТИВ ПОЛИГОНУНДА ЗӘЛЗӘЛӘНИН ЕЛЕКТРИК ХӘБӘРВЕРИЧИ АМИЛЛӘРИ

Мәгаләдә Исмайллы—Шамахи сейсмоактив полигонунда апарылан электрометрик мұшаһидәләрин мүсбәт нәтичәләри арашдырылмыш вә електрик саһәсинин мүнтәзәм дәјишмәсинин сейсмик һадисәләрлә алағәси олдугу көстөрилмишдир. Сухурларын електрик мұғавимәтинин мөкан даһилиндә (эписентрал мәсафәдән вә структур гурулушундан асылы оларағ) дәјишмәсинин сейсмик кәркилијин јығылмасы вә азад олунмасы илә дүз мүтәнасиб асылы олдугу мүәјјән едилмишдир. Нисбәтән бөјүк аномал эффект зәлзәлә очағы вә мұшаһидә нәтәси ејни тектоник збнада вә ја блокада олан һалда мұшаһидә олунур.

Нәтичәдә электрометрик методун полигон даһилиндә зәлзәләнин һисамүддәтли хәбәрверичини кимн перспективли олдугу көстөрилдир.

T. N. Kengerli, G. O. Veliyev

THE ELECTRICAL EARTHQUAKE PRECURSORS TIME OF SHEMAKHA-ISMAILLY SEISMOACTIVE PROVING GROUND

In this article the positive trial of electrometric research in Shemakha-Ismailly seismoactive proving ground is examined. The connection between field and seismic event is observed. The influence of preparation and manifestation of seismicity on electrical resistance of rocks is fixed, it is in the straight line dependence on spatial position (epicentral distance and structural position) of seismic focus to concrete observation point.

Maximum anomalous effect is fixed in case of connection of seismic focus with tectonic zone or block, where observation point is located. The conclusion is drawn about the perspectivity of electrometric method in earthquake prediction on the proving ground.

УДК 622.02.1.241 (479.24)

Ф. Т. КУЛИЕВ

К МЕТОДИКЕ УТОЧНЕНИЯ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Для целей общего (ОСР), детального сейсморайонирования (ДСР) и сейсмического микрорайонирования (СМР) на основании данных сейсмологии, геологии и геофизики помимо известных выделяются зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ). Эти зоны ВОЗ (сейсмогенные структуры) характеризуются целым рядом основных количественных параметров: геотектоническая приуроченность (сейсмотектоническая обстановка) и протяженность структур L , их геодинамика, глубины h и механизм очагов землетрясений, мощность энергоизлучающих (фокальных) слоев, наблюдаемая магнитуда $M_{\text{н}}$ (или наблюдаемый энергетический класс $K_{\text{н}}$), максимальная расчетная магнитуда $M_{\text{max p}}$ (или $K_{\text{max p}}$), графики повторяемости землетрясений (по K и M), с целью определения их величины или энергии за 10^4 лет для согласования $M_{\text{max p}}$ или $K_{\text{max p}}$ соответственно наблюдаемая и расчетная ($J_{\text{ax n}}$ и $J_{\text{max p}}$) интенсивность, интенсивность в эпицентре J_0 , коэффициент γ затухания интенсивности J_1 с расстоянием до очага по уравнениям макросейсмического поля, средняя частота повторения B_1 в данном пункте сейсмических сотрясений любой заданной интенсивности (теоретическая и наблюдаемая), ориентация первых изосейст землетрясений (направленность излучения) и среднее значение отношений больших и малых полуосей, а также количественные характеристики колебаний грунта [1].

Данные геологии и геофизики для выделенных зон ВОЗ (самостоятельных сейсмозергетических систем) в Азербайджане приведены в работах [2—5]. Сейсмические параметры для этих зон даны в работах [5—6].

При уточнении исходной сейсмичности для любой площадки, находящейся на определенном удалении Δ_1 от соответствующих зон, помимо имеющихся количественных характеристик зон следует учитывать по каждому отдельному событию или локальные значения коэффициентов γ затухания интенсивности с расстоянием (вдоль и вкостынутости изосейст). Если для Азербайджана в целом и его геотектонических (депрессивных и горных) областей средние значения коэффициента γ соответственно равны 3,5; 3,6 и 3,3, то для, к примеру, Прикаспийской области при землетрясениях с очагами под дном Каспийского моря значения коэффициентов γ лежат в интервале 4,0—4,5. Необходимо также располагать зависимостью коэффициента затухания γ интенсивности с расстоянием от глубины очага h землетрясений, происходящих на самых опасных для исследуемой площади участках зоны ВОЗ. При отсутствии средних значений γ и h для зон в целом следует использовать индивидуальные значения γ и h наблюдаемых сейсмических событий.

Следует учитывать также локальные ориентации и вытянутость изосейст, оконтуривающих зоны наибольших сотрясений и повреждений индивидуальных сейсмических событий. Вытянутость этих зон оп-

ределяется средними значениями отношений больших и малых осей (или полуосей) первых трех оконтуривающих их изосейст сильных землетрясений [6]. Значения этих отношений для Азербайджана и его геотектонических областей таковы: Азербайджан — 1,6; 1,6 и 1,5; Большой Кавказ — 1,7; 1,6 и 1,6; Малый Кавказ — 1,5; 1,4 и 1,4; депрессионные зоны — 1,6; 1,5 и 1,4. Известно, что 80% энергии землетрясения несут поперечные (сдвиговые) волны. Анизотропия в этих волнах определяется как отношение скоростей распространения волны вдоль структуры к скорости распространения волны вкрест простирания той же структуры. Первые же изосейсты землетрясения определяют не только ориентацию сейсмогенной структуры, но и в какой-то мере характеризуют определенные физико-механические свойства слагающих ее пород. Поэтому эти значения отношений осей первых трех изосейст являются как бы аналогом макросейсмического показателя (коэффициента) анизотропии в сдвиговых деформациях сотрясенной и вмещающей очаг землетрясения среды. На конечном этапе уточнения исходной сейсмичности определяется максимальная расчетная интенсивность землетрясений $J_{\max p}$ в баллах по шкале MSK-64 [7], с которой они могут реализоваться в выделенных зонах ВОЗ. Установленное значение $J_{\max p}$ относится к эталонным (наиболее распространенным) грунтовым условиям исследуемой площади. Как правило, эти значения $J_{\max p}$ исследователи исследователи приводят в целых числах, реже — в интервале значений (например, 7—8 баллов). Полученные значения, скажем, 5,5 и более, 6,5 и более, 7,5 и 8,5 округляются до целого балла интенсивности (6,0; 7,0; 8,0; и 9,0 соответственно). Затем относительно установленных целых значений $J_{\max p}$ при СМР для исследуемых площадей за счет инженерно-геологических и инженерно-сейсмологических характеристик грунтов определяются приращения ΔJ (со знаком «плюс» или «минус») сейсмической интенсивности. Причем эти приращения определяются также в долях балла от 0,1 до 1,5. Таким образом, с этим двойным округлением значений J_{\max} заведомо увеличивается интенсивность ожидаемых сейсмических воздействий. В зависимости от значения приращения ΔJ за грунтовые условия некоторые участки исследуемой площади охарактеризуются завышенными значениями сейсмичности. При этом происходит необоснованное увеличение семи-, восьми-, и девятибалльных участков на 12—25—30% от всей площади исследуемой территории. В таблице приводятся некоторые параметры и потенциальная сейсмичность сейсмогенных структур Прикаспийского района, рекомендованные сейсмогенными исследованиями для СМР зоны Ялама-Низовая. Как правило, максимальный расчетный балл принимается от наиболее сейсмоопасных структур. В данном случае это Махачкала-Красноводская и Ялама-Худатская структуры (таблица, графа 8), которые дают оценку J_{\max} в 8 баллов. Однако наши расчеты с учетом локальных сейсмологических особенностей Прикаспийского р-на (ориентация изосейст, отношения их больших и малых осей, коэффициент затухания интенсивности с расстоянием и др.) дали хотя и близкие значения (графа 9), но принципиально отличные, в среднем на 0,5 балла ниже. При построении карты СМР территории зоны Ялама-Худат исходная сейсмичность была принята $J_{\max p} = 7,5$ баллов (Махачкала-Красноводская сейсмогенная структура) как наиболее близкая к реальной. Подтверждением тому являются наблюдаемые и рас-

Параметры и потенциальная сейсмичность сейсмогенных структур Прикаспийского р-на

Структуры	Протяжен. стр-ры L, км	Расст. до площ. Δ , км	Сред. гл. очагов h, км	$M_{\max n}$ (набл.)	$M_{\max p}$ (расчет.)	$J_{\max n}$ (набл.)	$J_{\max p}$ (расчет.)	J_{\max} (расч. СМР)
Махачкала—Красноводская	300	35—40	40	7,0—8,0	7,0	10	8	7,5
Ялама—Худатская	60	0	20	5,0—6,0	5,6	8	8	7,4
Сназаль—Крызская	120	40	20	5,0—6,0	6,0	9	7	6,5
Самурская	80	4—20	20	6,0	5,8	8	7—8	7,4

четные значения средних периодов повторения сотрясений интенсивностью в 7,5 балла — 1000—3000 лет и в 8 баллов — 100000 лет. В результате по карте СМР Ялама-Худатской зоны с $J_{\max p} = 7,5$ баллов распределение участков различной сейсмичности следующее: 9-балльные — ~1%, 8-балльные — 75%, 7-балльные — 16% и не рекомендуемые для капитального строительства 8% от всей площади зоны.

При занижении значений $J_{\max p}$ (например, 6,4; 7,3 и 8,3; 6,0; 7,0 и 8,0 соответственно) и приращении за грунтовые условия $\Delta J \leq \leq 0,4$ происходит примерно в таком же процентном отношении необоснованное уменьшение площадей участков соответствующей интенсивности.

Совершенно иные значения $J_{\max p}$ и приращения ΔJ принимают при задании и учете глубины заложения основания проектируемых сооружений, а также их категории и сроков службы.

Все это приводит к искажению распределения участков по площади и ожидаемым сейсмическим сотрясениям.

При проведении работ по уточнению исходной сейсмичности для целей сейсмозонирования (СМР, ДСР, а также ОСР) следует с учетом локальных сейсмогеологических особенностей исследуемой территории более точно определять значения $J_{\max и}$ (т. е. максимальную наблюдаемую интенсивность в эпицентре землетрясения) и $J_{\max p}$ (максимальный расчетный сейсмический балл), с целью получения соответствующих карт, которые будут значительно ближе к реальным ожидаемым сейсмическим воздействиям различной интенсивности. И это вполне возможно, так как макросейсмические данные статистически обрабатываемы и интерпретируемы [7, 8].

Литература

1. Сейсмическое районирование территории СССР/Отв. ред. В. И. Бунэ, Г. П. Горшков. М.: Наука, 1980. 307 с.
2. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история геотектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Элм, 1967. Том 3. 237 с.
3. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азернешр, 1965. 220 с.
4. Гаджиев Р. М. и др. Линеаменты и сейсмоактивные полосы Северо-Восточного Азербайджана//В сб.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку, Азернешр. 1984. С. 218—227.
5. Ахмедбейли Ф. С., Кулиев Ф. Т., Шихалибейли Э. Ш. Азербайджан//В кн.: Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 137—147.
6. Кулиев Ф. Т. Сейсмическая сотрясаемость и сильные землетрясения в Азербайджане//В сб.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр, 1984. С. 186—203.
7. Медведев С. В. Международная шкала сейсмической интенсивности//В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 151—163.
8. Кулиев Ф. Т., Шабалин Н. В. О возможности статистической интерпретации балльности// В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Ежегодник. Душанбе: Дониш, 1970. С. 94—118.

Ф. Т. Гулијев

ЧЫХЫША МӘХСУС СЕЙСМИКЛИЈИ ДӘГИГЛӘШДИРМӘ МЕТОДУНА ДАИР

Мәгаләдә көстәрилик ки, мә'лум олан сейсмик баллыгы дәгигләшдирмә үсүлу әра-
зинини бир сыра кәмијјәт хүсусијјәтләрини вә енержи шүәләшдирән зоналарын сейсмо-
логи параметрләрини нәзәрә алмыр. Иәбат олунур ки, чыхыша мәхсус сейсмиклији дә-
гиг нәзәрә алмадыгда сейсмиклијә давамлыг тикинтиләрин гижмәти 30%-ә гәдәр артыр.
Реал көзләнгән сейсмик тәсирә јахын чыхыша мәхсус балы гижмәтләндирмәк үчүн лазым
олан бир сыра әсас параметрләр тәклиф олунур.

F. T. Kuliev ON THE METHODICS OF THE INITIAL SEISMIC INTENSITY SPECIFICATION

It is showed that the existent method of the initial seismic intensity specifica-
tion doesn't take into account the raw of quantitative characteristics of the
territory and the seismological parameters of the energoradiative zones.

It is proved that by a rough estimation of the initial seismic intensity the value
of the seismostable buildings may increase to 30 per cent.

A row main parameters are proposed which need be accounted to estimate the
initial intensity with purpose to state the expected seismic influence near to the
real.

УДК 622.021.241(479.24)

М. И. ИСАЕВА, Г. П. ВОРОБЬЕВА

**МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОБРАЗЦОВ КЕРНА
 СААТЛИНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-1**

Исследование магнитных свойств кернов позволяет получить данные о физико-химических процессах, вызывающих образование горных пород. Такую информацию несут магнитные минералы, чрезвычайно чувствительные к условиям изменения среды. Свойства и сохранность во времени естественной остаточной намагниченности во многом определяются физико-химическими процессами, протекающими в горных породах.

Актуальность данных исследований заключается не только в том, что изучались магнитные свойства уникального керна одной из двух сверхглубоких скважин, бурящихся на территории СССР, но еще и в том, что эти исследования направлены на решение предусмотренной комплексной программы геолого-геофизических исследований, связанных с анализом состава и состояния земной коры, с изучением условий проявления метаморфизма на больших глубинах [1].

Исследования магнитных характеристик и термомагнитный анализ проведены для 255 образцов керна, любезно предоставленных нам руководителем лаборатории вулканологии ИГ АН Азербайджанской ССР проф. Р. Н. Абдуллаевым. Величины магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности измерены на астатическом магнитометре МА-21, изменение остаточной намагниченности насыщения от температуры (определение точек Кюри) произведено на термомагнитометре системы К. И. Буракова.

До глубины 3546 м бурением вскрыты осадочные образования, представленные в основном, известняками. Эти образцы пород обладают очень незначительными величинами магнитных характеристик. На глубине 3546 м скачком увеличиваются величины магнитных характеристик; на этой глубине проходит граница осадочных и вулканогенных пород (рис. 1). Магнитная восприимчивость изменяется от $8 \cdot 10^{-4}$ до $56 \cdot 10^{-4}$ СГС при среднем значении $\chi = 20 \cdot 10^{-4}$ СГС. Величина естественной остаточной намагниченности меняется от $4 \cdot 10^{-4}$ до $25 \cdot 10^{-4}$ СГС, при средней величине, равной $12 \cdot 10^{-4}$ СГС. Породы, взятые с этих глубин, незначительно меняют величины магнитных характеристик, что говорит об относительно однородном составе ферромагнитных минералов и равномерном распределении их в породах.

Величины магнитных характеристик: магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности для кернов с глубин 4350—5310 м примерно такие же, как для вышележащих пород (см. рис. 1). Величина магнитной восприимчивости изменяется от $5 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ СГС при среднем значении $\chi = 20 \cdot 10^{-4}$ СГС. Значения естественной остаточной намагниченности меняются от $2 \cdot 10^{-4}$ до $40 \cdot 10^{-4}$ СГС при средних значениях $10 \cdot 10^{-4}$ СГС.

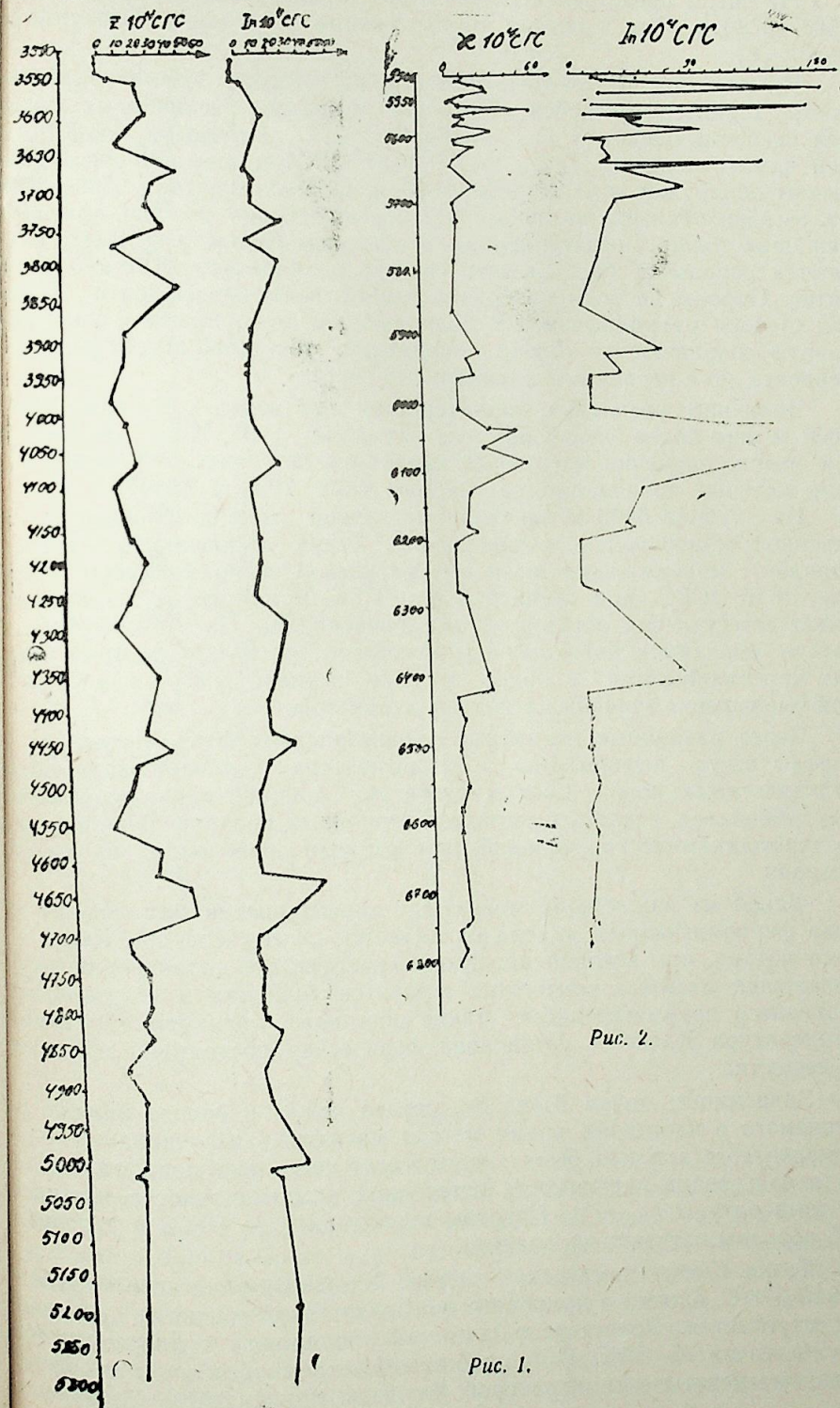


Рис. 2.

Рис. 1.

На рис. 2 представлены магнитные характеристики пород с глубин 5500—6780 м. Они остаются почти такими же, как у вышележащих пород [2].

На глубине 5500 м бурением вскрыт горизонт 150-метровой мощности, характеризующейся аномально высокими величинами магнитной восприимчивости ($\chi_{\max} = 160 \cdot 10^{-4}$ СГС). Примерно такой же магнитной намагниченности ($I_{\text{п. ср}} = 180 \cdot 10^{-4}$ СГС) и естественной остаточной намагниченности обнаружен и на глубине 6000 м. Породы с глубин 5500—8000 м более разнообразны по своему петрографическому составу, чем вышележащая толща, представленная, в основном базальтами. Здесь встречаются породы от базальтового состава до андезитодацитов и порфиритов. Породы во всем интервале глубин подвержены почти одинаковой степени метаморфизма. В подавляющем большинстве случаев в породах сохраняют не только первичные текстурно-структурные особенности, но и первичный минеральный состав.

Величины магнитных характеристик для пород с глубины 7000—8000 м еще более уменьшаются, составляя $1 \cdot 10^{-4}$ СГС (рис. 3). Такие низкие значения магнитных характеристик присущи кислым породам, которые появляются на глубине около 7000 м (6806).

На глубине 6400 м значения магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности резко уменьшаются (почти в 10 раз): максимальная величина магнитной восприимчивости составляет $8 \cdot 10^{-4}$ СГС, при средней $3 \cdot 10^{-4}$ СГС, примерно те же величины имеет естественная остаточная намагниченность. На этой глубине базальты сменяются породами среднекислого состава, в которых магнетит кристаллизуется в более мелких зернах, что влечет за собой уменьшение величин магнитных характеристик.

Через различные магнитные характеристики ферромагнитных минералов несут информацию о геологических условиях формирования вулканогенных пород. Состав, структура, концентрация ферромагнитных минералов, степень и характер вторичных преобразований зависят от термодинамических условий, при которых происходила их кристаллизация.

Одной из важнейших магнитных характеристик химического состава ферромагнитных минералов является их температура Кюри, температура, при которой происходит разрушение упорядоченного расположения атомных магнитных моментов (спинов) и ферромагнетик становится парамагнетиком; такие переходы являются обратимыми. Температура Кюри — устойчивая физическая постоянная для данного вещества.

Зависимость точки Кюри от состава лежит в основе широко применяемого в настоящее время метода магнитных исследований — термомагнитного анализа. Этот анализ имеет несколько модификаций: одна из них — это анализ, при котором используется зависимость остаточной намагниченности насыщения от температуры $I_{\text{гс}}(T)$. Нагревы проводились до 700°C с интервалом 50° , образцы нагревались дважды.

Точка Кюри химически чистого стехиометрического магнетита равна 578°C , однако в природных условиях такой магнетит практически не встречается. Присутствие примесей понижает температуру Кюри магнетита на $10\text{—}15^\circ\text{C}$. В природных образованиях обычно встречаются титаномагнетиты с температурой Кюри от 100 до 580°C [3, 4].

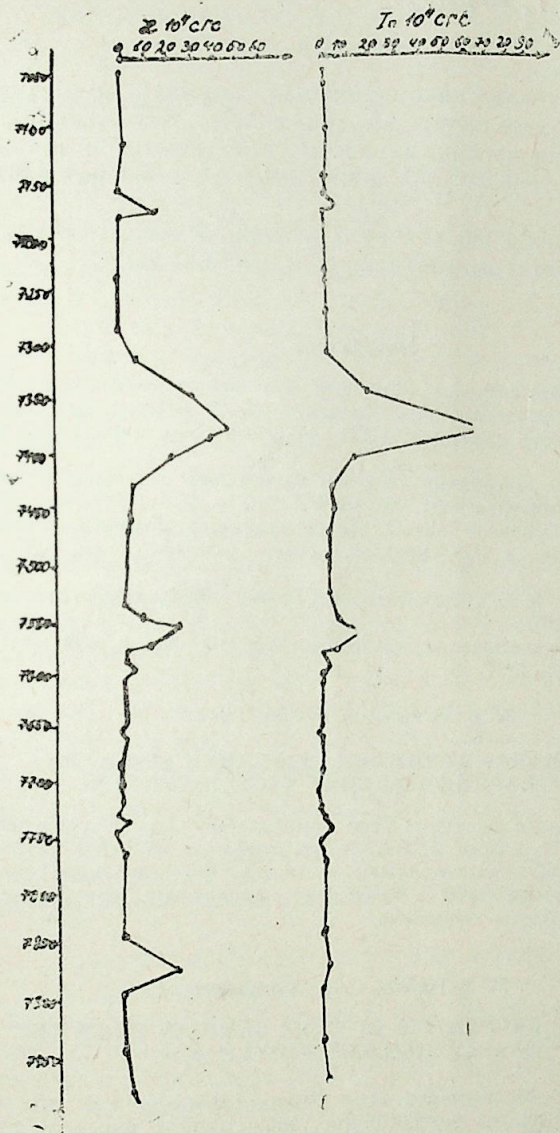


Рис. 3.

Состав первичного титаномагнетита отражает $T\text{—}P_{\text{O}_2}$ условия в магматическом очаге: камере накопления расплава или в промежуточной камере, в месте последнего равновесного состояния — температуры и давления, парциального давления кислорода. Состав титаномагнетита выражен его температурой Кюри, поэтому намечается прямая зависимость между T_c пород и глубиной магматического очага [5, 6]. Для определения минералов, ответственных за $I_{\text{п.}}$, изучались зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры. Результаты термомагнитного анализа характеризуют наличие в породе магнетита, ко-

горый присутствует в зернах разного размера (точка Кюри $T_c = 580^\circ\text{C}$) и титаномагнетита с $T_c = 180^\circ\text{C}$.

Выводы

1. Изученная вулканогенно-осадочная толща по магнитным характеристикам подразделяется на три толщи. Естественная намагниченность и магнитная восприимчивость уменьшаются с глубиной. Границы между толщами четко прослеживаются на глубинах 6400 и 7050 м соответственно.

2. Магнетизм пород юрской вулканогенной толщи обусловлен присутствием в них титаномагнетита ($T_c = 180-240^\circ\text{C}$) и магнетита ($T_c = 580-600^\circ\text{C}$).

Литература

1. Новрузов З. А. // Автореф. дис. ... канд. геол. минерал. наук. Баку, 1985.
2. Исаева М. И., Воробьева Г. П., Мамедова Н. Р. Расчленение вулканогенных пород района Саатлинской скважины СГ-1 по магнитным характеристикам // АНХ 1984. № 11.
3. Колесников Л. В. Магнитные свойства природных ферритов — окислов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1965.
4. Комаров А. Г. Основной закон распределения параметров естественной остаточной намагниченности в изверженных горных породах // Докл. АН СССР, 1965. № 5.
5. Печерский Д. М. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975.
6. Шолто Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977.

М. И. Исаева, Г. П. Воробьева

СААТЛЫ ИФРАТ ДЭРИНЛИК ГУЈУСУНУН СГ-1 КЕРН НУМУНЭЛЭРИНИН МАГНИТ ХҮСУСИЈЈЭТЛЭРИ

Саатлы ифрат дэринлик гујусунун керн нумунэлэринэ асасэн магнитик хусусијјэтлэри өјрэнилмишдир. Сухурларын магнитлик һәссаслығына вә тәбии галыг магнитләнмәсинә асасланараг гујунун чөкмә-вулканик гатыны үч һиссәјә бөлмәк мүмкүн олмушдур. Мүэјјән едилмишдир ки, 6400 м вә 7050 м дэринликләрдә сухурларын магнитлик хусусијјэтлэри кәскин сүр'әтлә дәјишилр.

M. I. Isaeva, G. P. Vorobyova

MAGNETIC PROPERTIES OF CORE SAMPLES FROM THE SAATLY SUPERDEEP WELL SG-1

Magnetic properties of a unique core from superdeep well are studied. The values obtained for magnetic susceptibility and natural remanent magnetization allowed to divide the drilled volcanogenic-sedimentary series into three parts, their boundaries can be clearly traced in the depths of 6400 and 7050 m. The ferromagnetic minerals being magnetization carriers are determined.

УДК 549:550.38:551.263.037:622.241.6(479.24)

З. А. НОВРУЗОВ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО КОМПОНЕНТНОМУ СОСТАВУ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ РАЗРЕЗА СААТЛИНСКОЙ СКВАЖИНЫ

Анализ вулканитов, вскрытых Саатлинской скважиной (глубины 3540—8126 м), установил, что снизу вверх наблюдается изменение состава их от кислых (риодацитов, дацитов) к средним (андезитам) и основным (андезито-базальтам, базальтам) разностям, характеризующим антидромную последовательность эволюции вулканического процесса [1]. Наряду с этим отмечается развитие низкотемпературного метаморфизма (глубины 3540—7000 м), а начиная с отметки 7000 м и глубже происходит полное превращение пород во вторичные кварциты, что обусловлено как процессами низкотемпературного метасоматоза, так и гидротермальными процессами.

Компонентному анализу естественной остаточной намагниченности I_n предшествовали исследования ферромагнитного состава пород [2] и электронного микронзондирования рудных минералов [3], основные результаты которого излагаются в данной работе.

Магнитные исследования включали оценки стабильности I_n по отношению к разным размагничивающим воздействиям в сравнении с аналогичными данными для I_{rt} (термоостаточной намагниченности) и I_{ri} (идеальной намагниченности), анализ температурных изменений произвольно выбранной угловой координаты $\Delta\varphi^\circ(T)$ вектора I_n , оценки отношения I_{rv}/I_n и I_n/I_{rt} , при этом I_{rt} и I_{ri} создавались в лаборатории в поле 0,5Э, а I_{rv} (вязкая остаточная намагниченность) оценивалась по методике, принятой в палеомагнитных исследованиях [4].

I_{rv} — наиболее нестабильный вид остаточной намагниченности и может быть сравнительно легко разрушена относительно небольшими переменными магнитными полями или температурами 200—250°C [6]. Наиболее устойчивой к размагничивающим воздействиям является I_{rt} — термоостаточная намагниченность [5]. Переменной стабильностью обладают I_{rc} — химическая остаточная намагниченность [6]. Если для однодоменного состояния магнитных зерен стабильности I_{rc} и I_{rt} одинаковы, то в случае многодоменного состояния стабильность I_{rc} существенно ниже стабильности I_{rt} .

С использованием указанных свойств проводятся сравнения стабильностей I_n , I_{rt} и I_{ri} при воздействии переменного магнитного поля или температуры [7, 8].

Важные сведения о природе I_n могут дать угловые координаты вектора. Однако керн Саатлинской скважины не был ориентирован в пространстве при бурении. Поэтому на произвольно выбранном образце фиксировалось какое-либо условное направление вектора I_n и затем при терморазмагничивании измерялось $\Delta\varphi^\circ(T)$; это ока-

залось возможным сделать на автоматическом термомагнитометре по изменению фазы сигнала. Используемый методический прием произвольной фиксации угловой координаты и измерения $\Delta \varphi^\circ(T)$ оказался весьма плодотворным при анализе происхождения (вида) I_n пород неориентированного керна.

Отметим, что те образцы, которые обладали существенной I_{rv} (т. е. 40% и более от I_n), предварительно в течение нескольких дней выдерживались в пермалоевых экранах термомагнитометра с целью частичного ее удаления.

Как было показано в работе [2], подавляющее большинство вулканитов содержат титаномагнетиты с низким содержанием титана и магнетиты, при этом максимальный разброс температур Кюри достигал 510—580°C. Однако в наиболее глубокой части разреза (7000 м и глубже) встречены окисленные магнетиты с температурой Кюри 600°C. Нагревание пород до 600°C в лабораторных условиях не приводит к существенным изменениям ферримагнитных минералов.

Магнитные исследования состава дают интегральные характеристики, поэтому понять, какие генерации рудных зерен представляют ферримагнитную фракцию, на основании этих исследований затруднительно. В силу этого выборочно около 20 образцов из разных горизонтов разреза были подвергнуты рентгеноспектральному анализу.

Электронное микрозондирование [3] выполнено на французском рентгеноспектральном анализаторе «Camebax» с тремя спектрами волновой дисперсии. Анализ осуществлялся на образцах, помещенных в сплав ВУДА, пришлифованных и тщательно отполированных. В качестве эталона для определения содержания железа, титана и алюминия использовался хромит с содержанием FeO — 26,74%; Al₂O₃ — 8,68% и TiO₂ — 4,62%. Перед анализом образцы и эталоны напылялись тонким слоем углеводорода для придания им хорошей проводимости. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе 10 нА и диаметре зонда 1—3 мкм. Время счета в точке составляло 10 с. Зондирование выполнено на породах лавовой фации, вулканокластическая фация не анализировалась. Микрозондированию подвергались, как правило, зерна рудных минералов, размер которых более площади, захватываемой зондом (т. е. более 1—2 мкм). При микрозондировании получены данные как об общей характеристике рудных зерен, так и о неоднородностях и достаточно крупных включениях (сканирование по профилям). Сканирование выполнено в основном по Fe и Ti. Примеси, содержание которых в зернах не превышало 0,5%, не анализировались. Результаты этих исследований следующие [3].

1. Микрозондирование вулканитов верхней части разреза (3540—5500 м) обнаружило две генерации ферримагнитных зерен, практически не измененных процессами низкотемпературного метаморфизма. Первая генерация представлена крупными гомогенными и со структурой распада зернами титаномагнетита с малым содержанием Ti, отвечающая первичной стадии кристаллизации и гетерофазному высокотемпературному окислению. Вторая генерация относится к мелкой фракции зерен магнетита правильной огранки, которая образовалась после охлаждения лавы при $T < T_c$ магнетита, вероятнее всего, за счет низкотемпературного метаморфизма в «закрытой» системе.

2. При рентгеноспектральном анализе вулканитов нижней части разреза (5500—8126 м) обнаружено несколько тенденций: а) в ин-

тервале глубин 5500—7000 м рудные крупные зерна начинают сильно уменьшаться по объему за счет развития «мозаичной» структуры, обусловленной процессами низкотемпературного метаморфизма; зерен «магнетитовой» генерации становится все меньше; б) в интервале глубин 7000—8126 м, кроме интенсивного развития «мозаичных» структур, образуются так называемые «пятнистые» структуры по крупным и средним титаномагнетитовым зернам, при этом титан сосредоточивается за счет взаимодействия рудных зерен с сернистыми флюидами в процессе низкотемпературного метасоматоза [9]; в этом же интервале глубин практически отсутствуют магнетитовые зерна правильной огранки, характерные для верхней части разреза и исчезающие, вероятно, за счет процессов низкотемпературного метасоматоза; в) в интервале 7000—8126 м проявляются тонкие «иглы» гематита и зерна пирита правильной и неправильной огранки за счет процессов низкотемпературного метасоматоза.

Таким образом, можно прийти к выводу, что данные микрозондирования и магнитных исследований дают полную уверенность утверждать, что вулканиты разреза Саатлинской скважины обладают полностью или частично сохранившейся первичной I_{rv} и вторичной I_{rc} . Следует отметить также, что поскольку, обычно, фиксировались ферримагнитные зерна крупного (10—100 мкм) и среднего (2—10 мкм) размеров, то эти зерна отвечают, главным образом, многодоменному или псевдооднодоменному состоянию [10].

Полученные результаты могут быть использованы при определении вида естественной остаточной намагниченности магнитных минералов вулканитов разреза Саатлинской скважины.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Салаева Ф. О., Салахов А. С. // В сб.: Вопросы минералогии и литологии / Тр. АЗИНЕФТЕХИМа. Баку, 1984. С. 85—90.
2. Багин В. И., Новрузов З. А. Условия образования магнитных минералов керна Саатлинской сверхглубокой скважины (интервал глубин 3540—7500 м) / Ин-т геологии АН АЗССР. Баку: 1984. 14 с. Деп. в ВИНТИ 22 июня, 1984, № 4287—84.
3. Багин В. И., Новрузов З. А., Цельмович В. А. Изучение рудных минералов в вулканитах разреза Саатлинской скважины (глубины 3540—8126 м) по данным рентгеноспектрального анализа / Ин-т геологии АН АЗССР. Баку, 1985. 35 с. Деп. в ВИНТИ февр. 1985, № 1269—85.
4. Храмов А. Н. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
5. Петрова Г. Н. Сб. — Геомагнитные исследования. М., «Радио», 1977, № 19, с. 40—49.
6. Kobayashi K. Magnetization—Blocking process by volume development of eirromagnetic fine particles. Т. Phys. Soc. Тарап, 17, В-1, 1962, р. 31—46.
7. Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М.: Изд. АН СССР, 1961, 161 с.
8. Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. М.: МГУ, 1973. 275 с.
9. Рябчиков И. Д. // В сб. I Межд. геохим. конгресс / Магматические процессы. М.: Изд. АН СССР, 1972. С. 197—314.
10. Щербаков В. П., Щербакова В. В. // В сб. Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136—148.

З. А. Новрузов

СААТЛЫ ГУЈУСУНУН КӘСИЛИШИНДӘКИ ВУЛКАНИТЛӘРИН
ТӘБИИ ГАЛЫГ МАГНИТЛӘНМӘСИНИН КОМПОНЕНТ ТӘРКИБИ
ҮЗРӘ БӘЗИ МӘЛҮМАТЛАР

Микрозонд вә магнит тәдигатларынын анализи нәтижәсиндә инамла тәсдиг етмәк олар ки, Саатлы гујусу кәсилишиндәки вулканитләр там вә ја гисмән сахланмыш илкин

термогалыг вэ икинчи нөв кимјэви магнитлэнмэјэ маликдирлэр. Гејд олунмуш ферромагнит зэррәчиклэри бөјүк (10—100 мкм) вэ орта (2—10 мкм) өлчүлү олдугундан бу зэррәчиклэр чохдоменли вэ псевдотәкдоменли һала үјгүн кәлир.

Алынмыш нәтичәлэр Саатлы гујусунун кәсидишиндәки магнит минералларынын тәбни галыг магнитләнмәләринин нөвүнүн тәјин едилмәсиндә истифадә едилә биләр.

Z. A. Novruzov

SOME DATA ON COMPONENT COMPOSITION OF NATURAL RESIDUAL MAGNETIZATION OF SAATLY WELL LOG VOLCANITES

As the results of the analysis of microsoundings and magnetic investigations data it may be confirmed that volcanites of Saatly well log possess completely or partially the preserved primary thermoresidual magnetization and secondary chemical magnetization. The fixed ferromagnetic grains are of large (10—100 mkm) and medium (2—10 mkm) sizes, that's why these grains are in multidomain or pseudo-onedomain states.

The obtained results can be used when determining the type of natural residual magnetization of magnetic minerals of Saatly log well volcanites.

УДК 550.838.5:551.763.33(479—12)

А. А. ХАЛАФОВ, В. В. КОРОБАНОВ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НИЖНЕСЕНОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВАНДАМСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ТАЛЫСТАНЧАЙ—МЮДЖИЧАЙ)

Получение достоверных палеомагнитных характеристик нижнесенонских отложений Вандамского антиклинория сопряжено с трудностями, обусловленными их ограниченной площадью распространения, преимущественным развитием в карбонатной (слабомагнитной) литофации и отсутствием фаунистических данных. Между тем они крайне необходимы при решении ряда геологических задач в тектонически сложном и сейсмоактивном регионе.

Целью исследования явилось составление и детализация палеомагнитной шкалы коньяк-сантонских отложений Вандамского антиклинория.

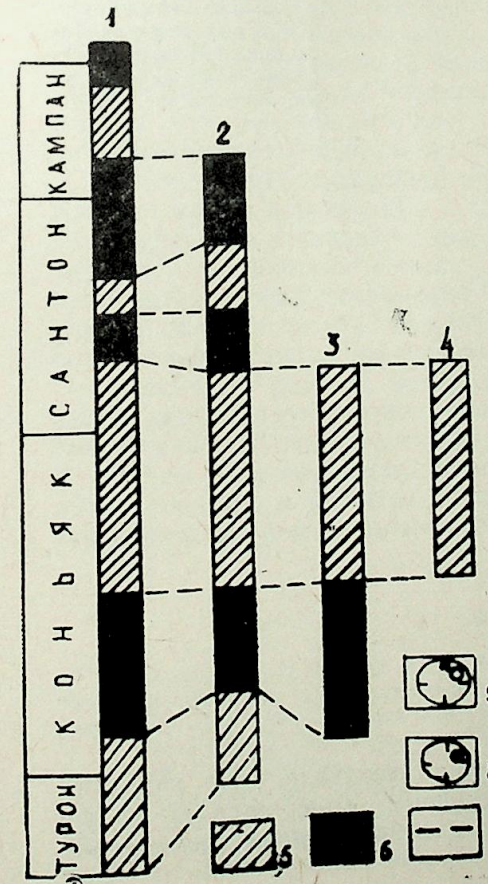


Рис. 1. Схема корреляции палеомагнитно-стратиграфических разрезов коньяк-сантонских отложений: 1 — палеомагнитная шкала верхнего мела СССР; 2 — сводный разрез Азербайджана; 3 — Мюджичайский разрез; 4 — Талыстанчайский разрез; 5 — зона прямой намагниченности; 6 — зона обратной намагниченности; 7 — линия корреляции; 8 — проекция векторов J_n на нижнюю полусферу; 9 — проекция векторов J_n на верхнюю полусферу

В пределах исследованного района изучены два наиболее полных и фаунистически хорошо охарактеризованных разреза — Талыстанчайский и Мюджичайский, принадлежащих различным складчато-глыбовым структурам. Талыстанчайский разрез расположен на южном крыле Гендобского поднятия Ахохчай-Гирдыманчайского приподнятого отрезка, а Мюджичайский — на южном крыле Ниалдагского поднятия Гирдыманчай-Ахсунинского опущенного отрезка.

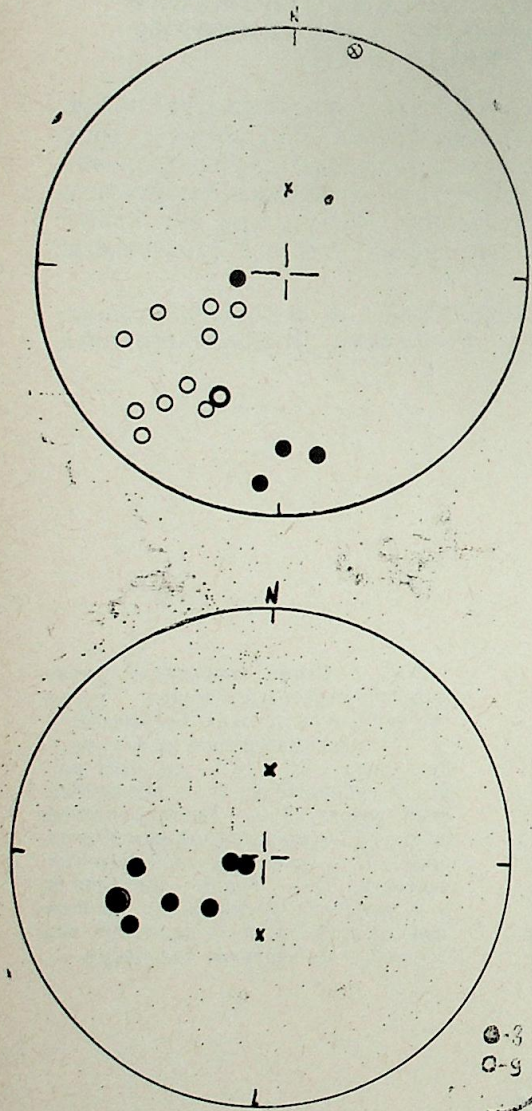


Рис. 2. Распределение направлений J_n прямо и обратно намагниченных пород разрезов Талыстанчай-Мюджичай условные обозначения те же, что и на рис. 1).

Результаты лабораторных исследований показали, что намагниченность нижнесенонских отложений первична, колеблется от $0,5$ до $275 \cdot 10^{-3}$ А/М и отражает направления магнитного поля времени образования пород.

Для выделения первичной компоненты, обладающей более высокой стабильностью естественной остаточной намагниченности, применялись лабораторные и полевые методы исследования [4]. После чистки переменным магнитным полем на стереограмме выделилась одна группа векторов J_n (рис. 1). Такое распределение векторов, очевидно, связано с локальными тектоническими движениями исследованного региона.

На основании проведенных работ составлена палеомагнитная шкала нижнесенонских отложений района исследования (рис. 2).

Мюджичайский разрез по ней выражен двумя зонами различной намагниченности. Низы разреза представлены зоной обратной намагниченности, соответствующей коньякскому ярусу, которая вверх по разрезу сменяется зоной прямой намагниченности, соответствующей верхнему коньяку — нижнему сантону. Вычисленные координаты его магнитного полюса составляют: $\Phi = 59^\circ$ с.ш., $\Lambda = 167^\circ$ в.д.

Талыстанчайский разрез характеризуется одной зоной прямой намагниченности, по-видимому, соответствующей верхнему коньяку — нижнему сантону. Вычисленные координаты его магнитного полюса составляют: $\Phi = 27^\circ$ с.ш., $\Lambda = 134^\circ$ в.д.

Выделенные зоны хорошо согласуются с аналогичными Азербайджана, Туркмении, Северо-Востока СССР [1—3] и опорной палеомагнитной шкалой А. Н. Храмова [4].

Анализ материалов исследований указывает на различные величины углов поворотов блоков рассмотренных разрезов.

Блок Талыстанчайского опрокинутого разреза повернут на 71° по часовой стрелке, а блок Мюджичайского разреза — на 29° по часовой стрелке, что свидетельствует о различном характере тектонических движений блоков Гендобского и Ниалдагского поднятий.

Изучение мюджичайского разреза выявило положение возрастной границы между коньякскими и сантонскими отложениями, для которых по микрофауне установлен коньяк-сантонский, а по палеомагнитным данным — коньякский возраст. Это несоответствие, вероятно, обусловлено неточностями корреляции местных стратиграфических схем с единой палеомагнитной шкалой, устранение которых потребует дополнительных стратиграфических и палеомагнитных исследований.

Некоторый разброс величин координат палеомагнитных полюсов указывает на структурную неоднородность и локальный характер тектонических движений блоков земной коры.

Таким образом, проведенные палеомагнитные исследования позволили дополнить и уточнить имеющиеся представления о геологическом строении и истории развития изученного района.

Литература

1. Халафов А. А., Исаева И. И., Исмаил-Заде Т. А., Насиров А. Я. Палеомагнетизм верхнемеловых вулканогенно-осадочных пород восточной части Малого Кавказа // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1986. № 1. С. 100—106.
2. Печерский Д. М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР // В кн.: Палеомагнитная биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера и Дальнего Востока, Магадана. Новосибирск: Наука, СО АН СССР. 1970. С. 58—59.
3. Назаров Х. Палеомагнитные горизонты в юрских и меловых отложениях Туркмении // Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного по-

ля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973. Ч. 3. С. 116—117.
4. Храмов А. Н. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982, 312 с.

Е. А. Халэфов, В. В. Коробанов

**ВАНДАМ АНТИКЛИНАЛЫНЫН ШӨРГ ЫССӘСИННИН АЛТ
СЕНОН ЧӨКҮНТҮ СҮХУРЛАРЫНЫН ПАЛЕОМАГМАТИЗМИ
(ТАЛЫСТАНЧАЈ—МУЧУЧАЈ)**

Мәгаләдә Алт Сенон чөкмә сүхурларынын мугәјисәли кәсилишинин тәһлили ве-
рилмиш, палеомагнит гүтбләринин координатлары тәјин едилмишдир. Һәмчинин Кон-
јак-Сантон чөкмә сүхурларынын јаш сәрһәдди дә дәгигләшдирилмишдир.

Палеомагнит тәдгигатлар бу бахымдан өјрәнилән рајонун кеоложи инкишаф тари-
хини дәгигләшдирмәјә имкан вермишдир.

A. A. Khalafov, V. V. Korobanov

**PALEOMAGNETISM OF THE LOWER-SENONIAN DEPOSITS
OF EAST PART OF THE VANDAM ANTICLINORIUM
(TALYSTANCHAY-MUGUDZHUCHAY)**

The article deals with the results of investigations of the Lower-Senonian
deposits of the Vandam anticlinorium. An age boundary location between the
Coniacian and Santonian deposits was revealed. The paleomagnetic investigations
carried out allowed to complete and correct available data about the geological
structure and development history of the area studied.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1989, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989, № 1

УДК 550.4:550.347.62(479.24)

М. М. МАМЕДҶАРОВ

**ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ПОДЗЕМНЫХ ВОД НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР**

Нахичеванская АССР по условиям формирования подземных вод
может быть подразделена на два гидрогеологических подрайона: гор-
ные сооружения, занимающие 2/3 области, и низменности, примыкаю-
щие непосредственно к горным сооружениям и охватывающие 1/3 изу-
чаемой территории. В пределах Нахичеванской АССР в каждом гид-
рогеологическом подрайоне можно выделить две гидродинамические
зоны: активного водообмена и глубокой циркуляции.

1. Горные сооружения

1. Зона активного водообмена охватывает толщу горных пород
выше местных базисов дренирования и характеризуется нисходящим
типом циркуляции подземных вод. Подземные воды зоны активного
водообмена горной части охватывают Зангезурский и Даралагезский
хребты, склоны которых прорезаны многочисленными реками: Восточ-
ным Арпачаем, Нахичеванчаем, Алинджачаем, Гилянчаем и Орду-
бадчаем. Подземные воды этой зоны приурочены к различным литоло-
го-стратиграфическим горизонтам: девону, карбону, перми, триасу,
юрю, мелу, палеогену и неогену. Все эти отложения относятся к гид-
рогеологическим областям трещинных вод, водоупорным системам Ма-
лого Кавказа. Эти области занимают возвышенное положение, имеют
глубоко расчлененный рельеф (до 1,0—2,0 км) и характеризуются зна-
чительной дислоцированностью пород, что приводит к сравнительно
глубокому проникновению подземных вод с верхней части земной
коры.

Питание подземных вод зоны активного водообмена осуществля-
ется в результате как инфильтрации атмосферных осадков, так и тая-
ния ледников и снегов.

Водообильность пород зоны активного водообмена практически
ничтожна. Развитые здесь туфогенные и вулканогенные образования
обладают низким фильтрационным свойством. Развитые здесь трещин-
ные ультрапресные воды разгружаются на более низких отметках в
виде восходящих и нисходящих родников. Водопроницающие свойства в
этих породах проявляются лишь в узких локализованных участках.

2. Зона глубокой циркуляции характеризуется длительным пере-
мещением вод, во время которого подземные воды обогащаются рядом
химических соединений и углекислотой.

Геолого-литологические особенности этого региона, с одной сторо-
ны, а с другой — его тектоническое строение, многочисленные следы
позднейшего вулканизма создают благоприятные условия для форми-
рования минеральных вод. Что касается получения напорных вод в зо-
не глубокой циркуляции, следует отметить, что в гидрогеологии нет бо-

2,938 г/л. По химическому составу она относится к гидрокарбонатно-хлоридно-магниево-натриево-магнийному типу.

Второй водоносный горизонт по геологическому возрасту относится к сарматским отложениям.

Скважина № 14, расположенная на расстоянии 1,7 км к югу от скв. № 13, с глубины 197,1 м дала напорные воды с сарматских отложений с пьезометрическим уровнем +3,55 и дебитом 4,23 л/с. при понижении на 1,16 м. Вода минерализованная — 5,2 г/л, по химическому составу относится к хлоридно-гидрокарбонатно-магниево-натриево-магнийному типу.

Скважина № 11, расположенная в с. Халадж Ильичевского р-на и пробуренная на глубину 206 м, с сарматских отложений дала напорную воду с дебитом 14,4 л/с при понижении 2,05. Минерализация воды — 0,4 г/л. По химическому составу она относится к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриево-магнийному типу.

Пробуренные скважины в районе селений Шахтагы и Карабаглар на сарматских отложениях дали тоже положительные результаты. Скважина в районе с. Шахтагы вскрыла среди нижнесарматских отложений три водоносных слоя, приуроченных к отложениям песчаника. Вода солоноватая с запахом сероводорода, пригодная для отгонного животноводства. Минерализация воды — 2,8 г/л. По химическому составу относится к сульфатно-хлоридно-натриево-кальциево-магнийному типу. Дебит скважины при понижении на 4,5 м составляет 0,21 л/с.

Скважина в районе с. Карабаглар сарматских отложений вскрыла один водоносный слой. Уровень воды установился на глубине 4,7 м ниже устья скважины. При понижении уровня на 2,64 м дебит равнялся 0,6 л/с. Вода имеет минерализацию 1,2 г/л. По химическому составу вода относится к сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциево-магнийному типу.

Результаты изучения гидродинамических условий формирования подземных вод Нахичеванской АССР являются исходным материалом для поисково-разведочных работ.

Литература

1. *Победоносцев И. М.* Краткий гидрогеологический очерк Нахичеванской равнины // Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна. 1931. Вып. 11.
2. *Победоносцев Н. М.* Геология Азербайджана. Гидрогеология. Баку: Изд. АН АзССР. 1961.
3. Научно-практическая конференция «Проблемы регионального использования природных ресурсов и развития производительных сил в Нахичеванской АССР» // Тезисы докладов. Баку: Элм, 1984.

М. М. Маммеджаров

НАХЧЫВАН МССР ЈЕРАЛТЫ СУЛАРЫН ҺИДРОДИНАМИК ӘМӘЛӘКӘЛМӘ ШӘРАИТИ

Јералты суларын әмәләкәлмә шәраитинә керә Нахчыван МССР ики гидрогеоложи һиссәјә бөлүнүр: дағлыг һиссә вә дүзәнлик. Һәр бир гидрогеоложи һиссә ики гидродинамик зонаја ајрылыр ки, бунлар да фәал су мүбадиләси вә дәрин дөвретмә зоналарыдыр.

а) Дағлыг һиссә. Фәал су мүбадиләси зонасы јерли дреңләмә базисиндән јухарыда јерләшән дағ сүхурларыны әһатә едир вә јералты суларын енмә дөвретмәси типинә һарактеризә едилир.

Дәрин дөвретмә зонасы иһә узун сүрән јердәјишмә илә һарактеризә олуноур ки, бу заман јералты сулар мүхтәлиф кимјәви элементләр вә карбон газы илә зәнкинләшир.

б) Дүзәнлик һиссә. Фәал су мүбадиләси јерли дреңләмә базисиндән ашағыда јерләшән сүхурлары әһатә едир вә јералты суларын енмә дөвретмә типинә һарактеризә олуноур. Фәал су мүбадиләсинин дәрин һиссәсиндә Абшерон вә Сармат чөкүнтүләринә мүнчәр олмуш ики су горизонту вардыр.

М. М. Мамедьяров

HYDRODYNAMIC CONDITIONS OF UNDERGROUND WATER FORMATION IN THE NAKHICHEVAN ASSR

The Nakhichevan ASSR can be subdivided into two hydrogeological subregions according to underground water formation conditions: mountain structures and lowland. Two hydrodynamic areas are singled out within each hydrogeological subregion: active water exchange area and deep circulation area.

I. Mountain structures: a) Active water exchange area includes rock series upper than local base level drainage and is characterized by descending type of underground water circulation; b) Deep circulation area is characterized by continuous migration during which underground waters are enriched by a number of chemical compounds and carbon dioxide.

II. Lowland. Active water exchange area includes rock series lower than local base level drainage and is characterized by descending type of underground water circulation. There are two water-bearing horizons in deep area of active water exchange referring to the Quaternary and Sarmat deposits.

УДК 553.492.6:551.263.037 (479.24)

КРАТКОЕ НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

А. Г. СЕИДОВ, И. А. БАБАЕВ, И. ДЖ. АЛИЕВ, В. Р. ЗОХРАБОВА

О НОВОМ ПРОЯВЛЕНИИ АЛУНИТА В МЕЛОВЫХ
 ВУЛКАНИТАХ АГДЖАКЕНДСКОГО ПРОГИБА
 (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

До настоящего времени на Малом Кавказе был известен ряд месторождений и проявлений алунита, приуроченный к вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям юры (СВ склон М. Кавказа) и палеогена (Нахичеванская складчатая область, Шемахино-Гобустанский молласовый прогиб).

Однако в результате проведенных нами полевых и детальных лабораторных исследований установлено, что процессы алунизации, каолиннизации и серицитизации имели место также в районах распространения меловых вулканитов в пределах Агджакенд-

ского прогиба на территории Ханларского района.

Здесь андезиты и литокластические липаритовые туфы интенсивно подверглись метасоматическому изменению. Метасоматические измененные породы состоят из скопления алунита, каолинита, серицита, кварца и рудного минерала. Породы сильно ожелезнены, в некоторых образцах наблюдается халцедон и опал.

На электронно-микроскопических снимках пород видны кристаллики алунита, имеющие псевдогексагональный облик (рис. 1).

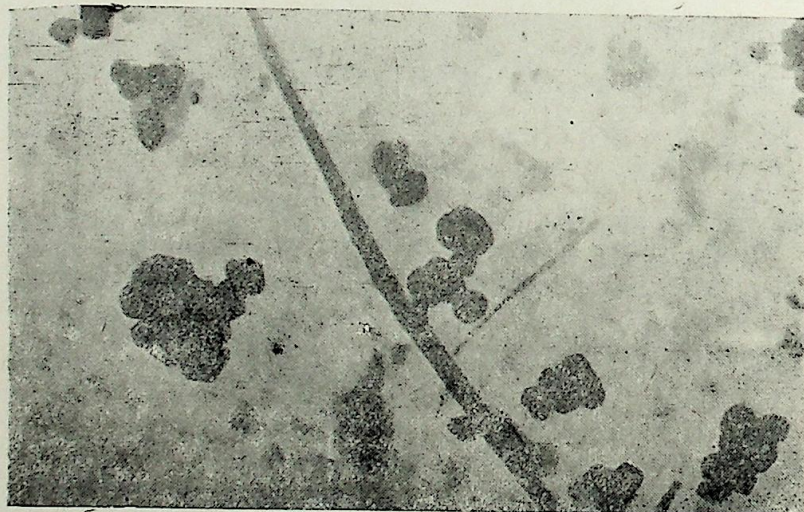


Рис. 1. Электронно-микроскопический снимок алунита (ув. $\times 24000$)

Ханларское проявление алунита расположено вблизи шоссеной дороги г. Кировабад — оз. Гей-гель. На дневной поверхности оно представлено двумя участками, расположенными недалеко друг от друга. Первый участок

при ширине 26 м. прослеживается на расстоянии 300 м, второй — шириной 200 м и длиной 250 м — приурочен к разрыву с азимутом падения СЗ 305° под углом 85° (рис. 2).

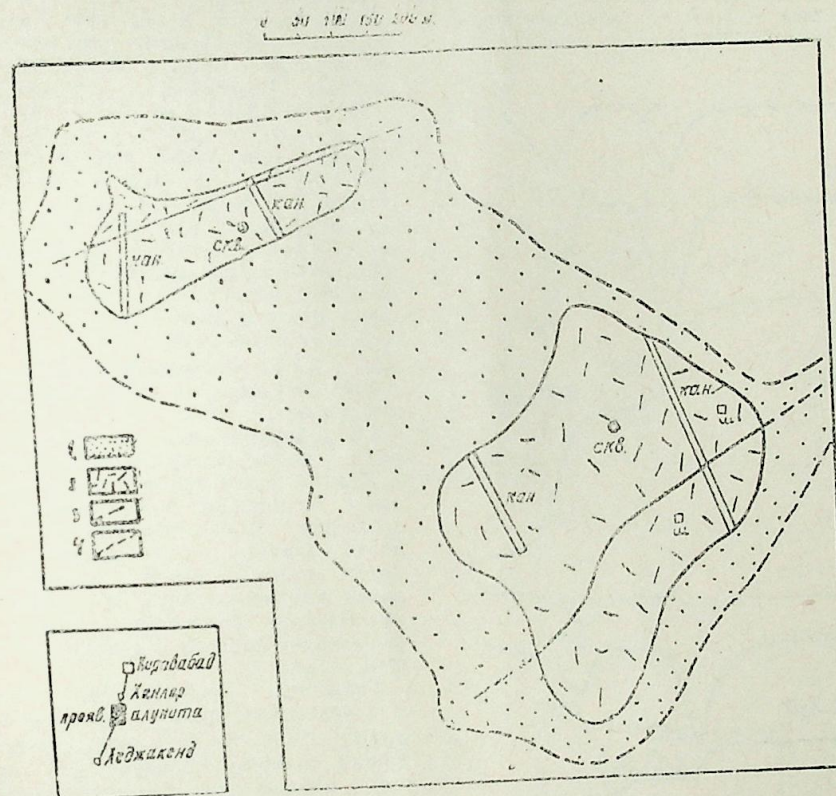


Рис. 2. Схематический геологический план Ханларского проявления алунита:
 1 — древнечетвертичные отложения; 2 — алунизированные и каолинизированные породы; 3 — тектонические нарушения; 4 — границы предполагаемой площади алунизированных и каолинизированных пород, покрытой древнечетвертичными отложениями

Компоненты	Алунит	Алунизированная порода	
SiO ₂	12,25	46,46	54,37
TiO ₂	1,26	0,38	1,91
Al ₂ O ₃	23,68	13,83	15,66
Fe ₂ O ₃	2,26	7,10	1,91
MgO	—	1,81	0,96
CaO	—	7,52	8,33
Na ₂ O	3,09	0,86	1,04
K ₂ O	5,79	1,42	0,92
SO ₃	31,27	11,02	10,17
п.п.п.	11,49	8,49	6,29
Σ	100,28	99,34	100,66
H ₂ O	0,42	7,06	4,31

Аналитик

Аналитическая лаборатория Института геологии АН АзССР

ЦХЛ Управления геологии АзССР

В таблице I приводится химический состав алунита и алунитизированных пород из Ханларского проявления.

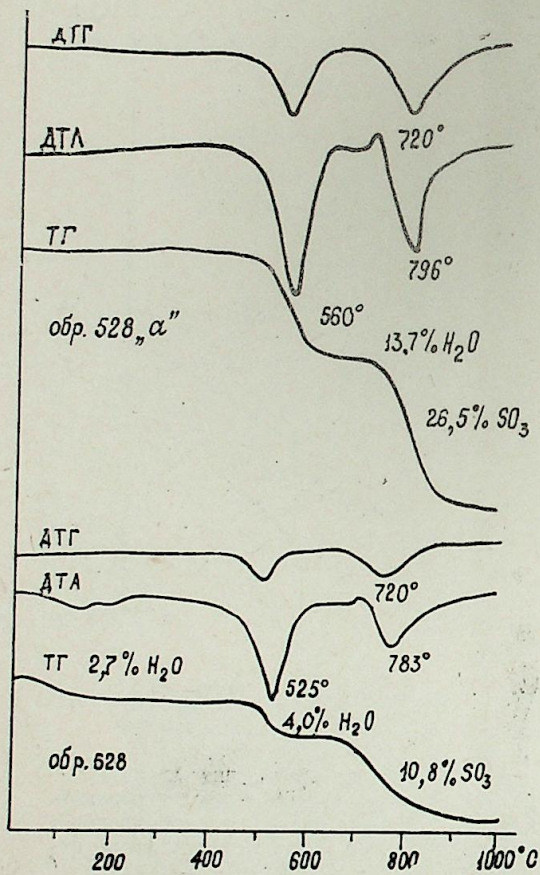


Рис. 3. Дифференциально-термические кривые (ДТА) и кривые потери веса (ТГ) алунита (обр. 528 «а») и алунитизированных пород (обр. 528)

Поликоличественно-спектральным анализом в алунитах и алунитизированных породах установлены следующие редкие элементы (вес. %): Ga — 0.0028; V — 0.0095; J — 0.0018; Cu — 0.013; Jb — 0.00033; Zr — 0.0010; Ba — 0.0058; Sc — 0.0025; Ni — 0.0017; Sr — 0.0032.

Термограмма алунита (обр. 528 а) и алунитизированных пород (обр. 528) характеризуется двумя эндотермическими и одним экзотермическим эффектами (рис. 3), присущими упомянутому минералу. Содержание алунита в породе составляет 40% и более.

Дифрактограммы алунитизированных пород (рис. 4, обр. 528) характеризуются интенсивными дифракционными линиями в области межплоскостных расстояний d (101) = 5.69 — 5.70; d (012) = 4.92—4.95; d (110) = 3.47—3.69; d (015, 113, 012) = 2.97—2.98; d (006) = 2.84—2.85; d (0.24) = 2.45—2.40; d (107) = 2.28—2.29; d (206, 211) = 2.26—2.27; d (116, 122) = 2.20—2.21; d (026, 125, 033) = 1.89; d (220) = 1.74 Å и др., характерными для алунита. На дифрактограмме обр. № 528а почти все зафиксированные линии соответствуют алуниту, за исключением очень слабых линий при d = 4.24 и 3.33 Å, соответствующих кварцу, присутствующему в виде незначительной примеси.

На дифрактограмме обр. № 528, наряду с интенсивными линиями алунита и кварца, фиксируются также слабые линии гидрослюда, монтмориллонита и каолинита. В обр. № 530, наоборот, линии алунита не фиксируются, но зато очень сильно выделяются линии монтмориллонита, что связано с уменьшением содержания первого и увеличением второго в составе указанного образца.

Каолиниту соответствуют линии с межплоскостными расстояниями d (001) = 7.12—7.14 Å, d (002) = 3.50 Å и другие, которые стабильны при обработке образца органическими жидкостями (глицерином), при нагреве до 200 и 400°C и полностью исчезают при 600°C, что очень характерно для каолинита (см. рис. 3, кривые а, б, в, г, д).

Монтмориллонит характеризуется появлением первого базального рефлекса при значении d = 14.00—14.6 Å, увеличивающегося до 16.6 Å после насыщения образца глицерином (см. рис. 3, кр. б) и сокращающегося до 9.8 Å при нагревании до 600°C (см. рис. 3, кр. д), что связано с проникновением органических молекул в межслоевое пространство, раздвижением структурных элементов и, наконец, расширением кристаллической решетки в направлении оси «С» в первом случае, и удалением межслоевой воды, обменных катионов, сближением структурных элементов и сжатием кристаллической решетки — во втором.

Для гидрослуд характерны рефлексы с межплоскостными расстояниями d (001) = 9.8—9.9 Å; d (002) = 4.99—6.01 Å; d (003) = 3.32—3.33 Å и др., стабильные как при насыщении образ-

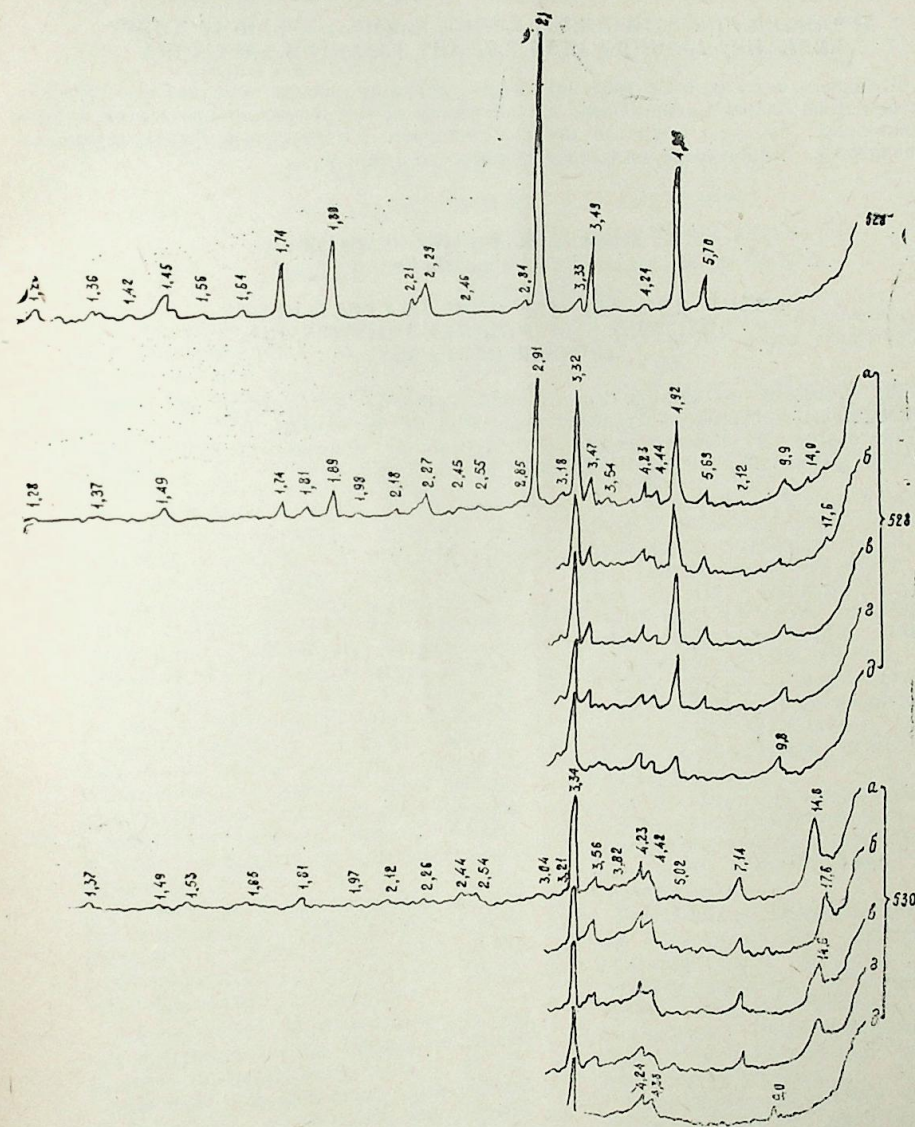


Рис. 4. Дифрактограммы алунитизированных пород (обр. 528) из Ханларского района: а — естественное состояние образца; б — насыщенный глицерином; в, г, д — нагретые соответственно до 200, 400, 600°C.

ца глицерином, так и при нагревании до 600°C.

На основании проведенных работ можно сделать следующие выводы.

1. Научно обосновано и практически подтверждено наличие алунита в меловых вулканитах Малого Кавказа.

2. Алунитизации, каолинитизации и серицитизации подверглись породы под

воздействием гидротермальных растворов, связанных с меловым вулканизмом. В окончательном формировании измененной толщи немаловажную роль сыграли также наложенные процессы связанные с кислыми растворами, образовавшиеся с окислением сульфидных минералов.

А. Н. Сеидов, И. Э. Бабаев, И. Ч. Алиев, В. Р. Зохрабова
АГЧАКЭНД ЧӨКЭКЛИЈИНДЭ (КИЧИК ГАФГАЗ) ТЭБАШИР ДӨВРҮ
ВУЛКАНИТЛЭРИНДЭ ЈЕНИ АЛУНИТ ТЭЗАҢҮРИ ҺАГГЫНДА

Агчакэнд чөкөклијиндэ тэбашир дөврү вулканитлэриндэ мүөлфлөр тэрэфин-
дөн илк дөфө олараг алунитлэшмэ, каолинлэшмэ вэ сериситлэшмэ просеслэри мүэјјөн
едилмишдир. Мөгалэдэ алунитли метасоматитлэрин физики-кимјөви тэдгигатларынын
нәтичэлэри вэ бу просеслөр һаггында мүлаһизэ сөјләнилир.

A. G. Seidov, I. A. Babayev, I. Dj. Aliyev,
V. R. Zokhrabova

ABOUT THE ALUNITE SHOW IN CRETACEOUS
VOLCANITES OF AGJAKEND DEPRESSION
(LESSER CAUCASUS)

The processes of alunization, koalinization and sericitization are exposed in
the Cretaceous volcanites of Agjakend depression by the authors.

The results of physico-chemical researches of alunites are given, the views
about the genesis of alunites are expressed in the article.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1989, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989, № 1

УДК 553.981/2 (479.24)

КРАТКОЕ НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

Э. А. АГАМИРЗОЕВА, Т. А. ГУСЕЙНОВА

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
ПАЛЕОГЕН-МИОЦЕНОВЫХ НЕФТЕЙ
АПШЕРОНА

На Апшероне из палеоген-миоце-
вых отложений нефть получена только
в западной части полуострова — в Ма-
сазыре, Бинагадах, Зигильпири, Чах-
нагляре, Сулутепе, Шубанах, Шабанда-
ге, Карзайбате и др.

Нефти этих площадей смолистые —
30—40%. Выход низкокипящих фрак-
ций составляет всего 30%, при
этом потенциал бензина и лигроина не
превышает 10—15%. В юго-западной
части Апшерона состав нефтей имеет
несколько иной характер. Выход низко-
кипящих фракций еще более сокращен.
Содержание бензиновых веществ не
превышает 1—2%. Смолистость возраст-
ает до 66—70%, причем за счет имен-
но кислых компонентов. Увеличено со-
держание парафина до 8—9% (Кара-
даг), в то время как на площадях
центральной и северной частей Запад-
ного Апшерона содержание парафина
в нефтях составляет не более 1,0—1,5%,
а чаще выражено в десятых долях
процента.

Удельные веса рассматриваемых неф-
тей изменяются от 0,821—0,871 г/см³ в
Масазыре и Шубанах до 0,896—0,921
г/см³ в Зигильпири, Чахнагляре, Сулу-
тепе, Карзайбате и Карадаге.

Для изучения физико-химических ус-
ловий (среды) в этих нефтях, играющих
важную направляющую роль в их ес-
тественных превращениях, произведены
исследования водородных показателей
(рН) и окислительно-восстановитель-
ных потенциалов (Еh).

При проведении рН-метрии палеоген-
миоценовых нефтей Западного Апшере-
на, несмотря на существование целого
ряда нефтеносных площадей, ввиду
консервации многих из них, пришлось
ограничиться небольшим числом проб.

Коунская нефть, например, исследо-
вана только на площади Сулутепе из
единственно действующей скв. 194. В
этой нефти значение водородного по-
казателя рН=5,6, окислительно-восста-
новительного потенциала Еh=436 мВ
(таблица).

Чокракская нефть исследована также

по одной скв. 323 на площади Кара-
даг. В этой нефти рН=7,5, Еh=
=376 мВ.

Диатомовая нефть исследована на
площади Масазыр по нескольким скв.
№ 17, 36, 84, 100, 112, 119, благодаря
проводимой здесь планомерной экс-
плуатации залежи.

В масазырских пробах обычно рН=
5,0—5,3, реже 4,5. Окислительно-восста-
новительный потенциал — Еh почти во
всех пробах равен 396 мВ, и только в
двух из них наблюдается небольшое
отклонение от этой величины то к
уменьшению до 376 мВ, то к
увеличению до 416 мВ (см. таблицу).

Характеризуя в целом физико-хими-
ческие условия существующие в неф-
тях палеоген-миоценовых отложений
Западного Апшерона, можно отметить
следующее.

Потенциалы свидетельствуют об од-
нообразии протекающих в них умерен-
ных окислительных процессов с наибо-
лее часто встречающимся значением
Еh=396 мВ.

Естественные превращения этих неф-
тей происходят при свойственных им
умеренно-кислых условиях, когда ак-
тивность водорода (рН=4—5) преоб-
ладает над активностью кислорода,
способствуя гидрогенизации и накоп-
лению восстановленных нейтральных
компонентов в нефти.

Исключение составляет карадагская
проба чокракской нефти, которая су-
щественно отличается от остальных ис-
следованных проб своими физико-хими-
ческими условиями, что четко отрази-
лось на ее водородном показателе
(рН=7,5). Среда в этой нефти прин-
ципиально иная — слабощелочная, ког-
да активность водорода способствует
интенсификации реакций образования
кислородосодержащих и других гетеро-
органических соединений. Этим объяс-
няется тот факт, что карадагская нефть
существенно отличается от остальных
исследованных нефтей высокой смоли-
стостью, окисленностью и слабой бензи-
нностью.

Площадь	Стратиграфический объект	№ скв.	Данные измерений	
			pH	Eh, мВ
Масазыр	Днатом	17	5,0	396
"	"	36	5,1	396
"	"	84	4,5	396
"	"	100	5,3	376
"	"	112	5,3	396
"	"	119	4,5	416
Сулутеле	Коун	194	5,6	436
Карадаг	Чокрак	323	7,5	376

Таким образом, в результате исследований окислительно-восстановительного потенциала и водородного показателя в палеоген-миоценовых нефтях

Апшерона выяснен характер их превращений в природе и важная роль среды в формировании компонентного состава и других свойств этих нефтей.

Е. А. Агамирзэева, Т. А. Гусейнова

АБШЕРОНУН ПАЛЕОКЕН-МИОСЕН НЕФТЛЭРИНИН ФИЗИКИ-КИМЈӨВИ ХУСУСИЈЛӘТИ

Абшеронун палеокен-миосен чөкүнтүлэриндә јатан нефтлэрин мүһити өјрөнилмиш вә онун бу нефтлэрин кимјөви тәркиблэринин әмәлә кәлмәсиндә ролу кәстәрилмишдир.

E. A. Agamirzoyeva, T. A. Guseinova

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS IN APSHERON PALEOGEN-MIOCENE OILS

The results of oxidizing potential recovery investigations and water indication in the paleogen-miocene deposit oils in the west part of the Apsheron peninsula are considered in the article.

ХРОНИКА

ПЕРВОЕ СОВЕЩАНИЕ СПЕЦИАЛИСТОВ СТРАН СЭВ ПО ЭНЕРГОНОСИТЕЛЯМ

Решение о создании первой в мировой практике международной организации экономического сотрудничества братских социалистических стран — Совета Экономической Взаимопомощи (СЭВ) — было принято почти 40 лет назад на январском (1949 г.) московском совещании представителей Болгарии, Венгрии, Польши, Румынии, Советского Союза и Чехословакии (впоследствии членами СЭВ стали ГДР — с 1950, Монголия — с 1962, Куба — с 1972 и Вьетнам — с 1978 г.). СЭВ на практике воплощает самые демократические принципы межгосударственных отношений: пролетарский интернационализм, полное равноправие, уважение государственного суверенитета и национальных интересов, товарищескую взаимопомощь и взаимную выгоду.

С первых лет создания СЭВ одну из многих сторон его деятельности занимает сотрудничество в области геологии. Главной задачей этого сотрудничества является обеспечение потребностей народного хозяйства стран — членов СЭВ важнейшими видами минерального сырья на длительную перспективу. Координации усилий специалистов братских социалистических стран по решению этой задачи посвящена разработанная в 1986 г. Комплексно-целевая программа (КЦП) «Земная кора» Проблемной комиссии по многостороннему сотрудничеству академий наук социалистических стран (МС АН СС).

При этом очевидна особая важность энергетического обеспечения этих стран, представляющего собой одну из кардинальных проблем науки наших дней и обозримого будущего и характеризующегося в мировом масштабе тенденций постоянного возрастания актуальности этой проблемы.

Именно поэтому на состоявшемся в мае 1987 г. в Софии (НРБ) сессии совещания Проблемной комиссии МС АН СС было решено выделить в рамках КЦП «Земная кора» самостоятельный проект «Энергоносители разновозрастных складчатых областей и плит», по которому запланировано до 1995 г. проведение комплексных исследований по всестороннему совместному изуче-

нию всей гаммы энергоносителей (помимо атомного). В созданную для решения поставленных перед этим проектом задач рабочую комиссию с самого начала вошли специалисты НРБ, ГДР, ПНР, СРР, СССР и ЧССР. Нашу страну в ней представляли ученые академических институтов Москвы, Минска, Таллина и Махачкалы, а координатором всего проекта был определен известный эстонский ученый в области горючих сланцев Вяйно Пуура.

С начала нынешнего года по рекомендации крупнейших советских геологов вице-президента АН СССР академика А. Л. Яншина и академик-секретаря Отделения геологии, геохимии, геофизики и горных наук АН СССР академика Б. С. Соколова в состав исполнителей этого проекта включен и Институт геологии Академии наук Азербайджана, являющийся одним из ведущих научных центров страны и определенный решением АН СССР «головой организацией в области нефтегазовой геологии по Югу СССР».

В соответствии с утвержденной программой, члены рабочих групп проекта ежегодно должны встречаться в одной из стран-участниц для обсуждения и совместного решения отдельных конкретных задач.

Первая такая встреча состоялась в Советском Союзе и прошла сначала в Дагестане, а затем в Азербайджане. В каждой из этих республик были проведены организационные совещания, научные сессии и полевые исследования. В этих мероприятиях принимали участие представители Болгарии, Румынии, Чехословакии и Советского Союза, представленного учеными Москвы, Баку, Таллина и Махачкалы.

В дагестанской части программы, организованной в гор. Махачкале Институтом геологии Дагестанского филиала АН СССР и прошедшей на высоком научно-организационном уровне, от Баку участвовал автор этих строк.

Оргкомитет по проведению этих мероприятий в Баку возглавлял академик-секретарь Отделения наук о Земле АН Азербайджанской ССР член-корреспондент АН СССР М. Т. Абасов.

В азербайджанской части программы, организованной в гор. Баку Институтом геологии АН Азербайджана, состоялись организационное совещание, три научные сессии и несколько полевых маршрутов и заседаний рабочей группы.

В первом пленарном заседании участвовал директор Института геологии член-корр. АН Азербайджанской ССР Ак. А. Али-Заде. С обзорной лекцией на тему «Геология и нефтегазоносность Азербайджана» выступил видный советский ученый-нефтяник академик Ш. Ф. Мехтиев.

С обстоятельными докладами выступили представители социалистических стран: Петр Петров (НРБ) — о гидротермальных системах Балканского региона, Михай Мику (СРР) — о палеогеографии Румынских Восточных Карпат, Йозеф Пашек (ЧССР) — об определении преобразованности углей и Юрай Францу (ЧССР) — о модели образования углеводородов в Восточно-Словацком неогеновом бассейне.

Оживленные дискуссии развернулись вокруг докладов московских ученых: профессоров В. Н. Холодова — о проблемах происхождения грязевых вулканов и Б. М. Валяева — о генезисе углеводородов по данным изотопных исследований, а также махачкалинского профессора В. В. Суетнова — о терморазведке месторождений энергоносителей (нефть, газ, термальные воды) на суше и на море и таллинского ученого В. В. Катая — о закономерностях изменения состава и свойств залежей горючих сланцев эстонских месторождений.

Большой интерес участников вызвали доклады азербайджанских ученых: члена-корреспондента республики С. Г. Салаева о битумах и битуминозных породах Азербайджана и кандидатов геолого-минералогических наук И. С. Гулиева — о нефтегазовом потенциале Южно-Каспийской впадины и нетрадиционных источниках углеводородов, Р. Я. Суджадинова — о геологической эффективности малоглубинной терморазведки, А. А. Аббаслы — об изучении вод грязевых вулканов и автора этих строк — о грязевых вулканах Азербайджана.

Кстати, обсужденные в Баку и Махачкале доклады советских и иностранных ученых составят основную часть капитального сборника, который будет опубликован в 1991 г. Академией наук Эстонской ССР.

Участники бакинских мероприятий побывали в основных лабораториях Ин-

ститута геологии и обсудили методики и результаты выполненных в них исследований.

Ряд проведенных совместных полевых работ позволил разобраться в особенностях геологического строения по маршруту Баку—Шемаха, обследовать выходы битуминозных пород на Ченлдаге (Гобустан) и «вечные горящие огни» на склоне г. Янардаг (Апшеронский п-ов), ознакомиться с «лунным пейзажем» в кратере газонефтяного вулкана Дашгиль и другими геологическими феноменами, которыми так щедро одарена азербайджанская земля. «Потрясенным на всю оставшуюся жизнь» назвал один из иностранных коллег морское путешествие на Нефтяные Камни и ознакомление на месте с историей создания и современной жизнью этого легендарного «города на сваях».

Помимо так называемых «профессиональных показов», мы сделали все возможное для того, чтобы ознакомить иногородних коллег с нашим городом и некоторыми культурными достопримечательностями. По единодушному признанию участников, у всех остались неизгладимые впечатления от «культурной программы», охватившей осмотр фрагментов «открытого музея нефти» на Бибиэйбате (к сожалению, приходится опять констатировать, что известный на весь мир как «город нефти» Баку до сих пор все еще не имеет Музея Нефти!), наскальных изображений в Гобустане, сураханского храма огнепоклонников «Атешгях», Девичьей башни и других достопримечательностей Ичери шехер и посещение Музея изобразительных искусств имени Р. Мустафаева, где иногородние участники прежде всего открыли для себя совершенно новый «сказочный мир Саттара Бахлулзаде». Не менее значительное впечатление осталось у всех и как от внешнего вида и внутреннего оформления театра Оперы и балета имени М. Ф. Ахундова, так и от великолепного балетного спектакля «Тысяча и одна ночь» с очаровательной музыкой незабвенного Фикрета Амирова, буйством неповторимых красок Тогрула Нариманбекова (но, к великому огорчению, здесь не обошлось без «ложки дегтя»: в этот вечер зрители не только слушали в записи блистательный «закадровый голос» Фидан Касумовой, что для балетных спектаклей можно считать в целом нормальным явлением, но и вынуждены были по неизвестной причине смотреть весь балет «без дирижера и оркестра»; для всех наших коллег это «нововведение», кстати, не отраженное на афи-

шах и в программе, было откровенным и один из них довольно едко заметил, что в эпоху массового перехода на хозрасчет такой пример «фонограммного балета» без дирижера и оркестра может оказаться весьма заразительным и со временем «завоевать» и оперные спектакли).

Подводя общие итоги проведенных в Баку мероприятий «Энергоносители-88», необходимо подчеркнуть, что венцом явился довольно обстоятельный протокол, предусматривающий как разработку единых целей и направлений совместных полевых и лабораторных работ членов рабочих групп в Советском Союзе (в 1989 г.), ЧССР (в 1990 г.), НРБ (в 1991 г.) и СРР (в 1992 г.), так и конкретизацию программ дальнейших

совместных комплексных исследований на ключевых объектах-полигонах до 1995 г. И примечательно, что все участники бакинских мероприятий единодушно подтвердили, что территория Азербайджана и прилегающая акватория Южного Каспия являются в этом смысле уникальным ключевым полигоном для решения совместными усилиями актуальнейшей проблемы энергоносителей, а высокий уровень проводимых в Институте геологии АН Азербайджанской ССР научных исследований в различных областях современной геологии и геохимии нефти и газа является гарантом плодотворности дальнейших совместных работ как на этом, так и на других полигонах.

З. А. Буннат-Заде.

А. А. Элизаде, Ш. Б. Асланов, В. И. Вернадски: биосферадан ноосферагадэк	3
А. А. Дадашов, И. С. Гулиев. Палчыг вулканларында метан карбонунун изотоп тэркиби Чэнуби-Хэзэр чөкөклижинде газларын эмелә кәлмәси вә горунмасы шәраитинин кәстәричиси кими	7
М. Б. Хейров, Ад. А. Элиев, О. Б. Сәфәрова. Палчыг вулканларынын пүскүрмә мәһсулу олан килли сүхурларын минераложии тәркиби	13
Ф. Э. Мурадова, А. А. Эфендијев. Орта Күр чөкөклижинин кеотермик режиминин хусусијјәтләри	21
Ф. Н. Дадашов, А. М. Дадашов, Ј. Б. Галант, Г. Л. Брескина, Ј. Д. Севдимова. Шамхор су амбары тикнитиси рајонунун газ-кеокимјәви хусусијјәтләри	31
Р. И. Рүстәмов. Күр вә Гәрби-Түркмәнистан чөкөкликләринин Плиоцен чөкүнтүләринин әсас гидрокеоложи гаунаујјунлулары	37
М. И. Рүстәмов. Иран-әрәб континетинин шимал Дәрәләкөз зонасынын Палеозой магматизми	44
К. А. Панахи, С. А. Кантор. Кимјәги элементләрин тәмәркүз сәһәләринин «Баш истигамәт» үсулу илә тәјин едилмәси	52
О. Н. Ширинов. Шимал-шәрги Азәрбајчанда јени тектониканын вә морфоструктурларын еволјусијјасынын бәзи хусусијјәтләри	59
Н. И. Лысенко, Г. Э. Элиев. Неринендләрин тарихи инкишафында Алб бәһраны	63
Л. Ч. Мәмәдова. Нахчыван МССР-ин Ессен чөкүнтүләриндә раст кәлинән маргинулинописләр	70
Р. Э. Элиев. Азәрбајчанын Уст Тәбашир чөкүнтүләриндә аммонитләрин стратиграфик јайылмасы	77
Р. О. Гошгарлы. Азәрбајчанын Палеокен Prinsiacea нын стратиграфик әһәмијјәти вә онларын инкишафы	82
Л. А. Бурјаковски, Р. Ј. Элијаров, Р. Ч. Гулиев, З. Б. Стефанкевич. Азәрбајчанын дәринликдә јатан коллектор сүхурларынын лајы моделләшдирән шәраитдә акустик хәссәләринин експериментал тәдгиги	93
Т. Н. Кәнкәрли, Н. Э. Вәлиев. Исмајыллы-Шамахи сейсмоактив полигонунда эәлзәләнин електрик хәбәрверичи амилләри	101
Ф. Т. Гулиев. Чыхыша мәхсус сеймиклији дәгигләшдирмә методуна даир	109
М. И. Исајева, Г. П. Воробјева. Саатлы ифрат дәринлик гујусунун СГ-1 Керн нүмунәләринин магнит хусусијјәтләри	114
З. А. Новрузов. Саатлы гујусунун кәсилишиндәки вулканитләрин тәбии галыг магнитләнмәсинин компонент тәркиби үзрә бәзи мәлуматлар	119
Е. А. Хәләфов, В. В. Коробанов. Вәендам антиклиналынын Шәрг һиссәсинин Алт Сенон чөкүнтү сүхурларынын Палеомагматизми (Талыстачај—Мүчүчај)	123
М. М. Мәмәдјаров. Нахчыван МССР јералты суларын гидродинамик әмәләкәлмә шәраити	127
А. Н. Сејидов, И. Э. Бабајев, И. Ч. Элиев, В. Р. Зәһрабова. Агчакәнд чөкөклижиндә (Кичик Гафгаз) Тәбашир дөврү вулканитләриндә јени алуит тәзаһүрү һаггында	132
Е. А. Ағамирзәјева, Т. А. Нүсәјнова. Абшеронун Палеокен-Миоцен нефтләринин физики-кимјәви хусусијјәти	137

А. Ализаде, Ш. Б. Асланов, В. И. Вернадский: от биосферы до ноосферы	3
А. А. Дадашев, И. С. Гулиев. Изотопный состав углерода метана грязевых вулканов как показатель условий формирования и сохранения газов в недрах Южно-каспийской впадины (ЮКВ)	7
М. Б. Хейров, Ад. А. Алиев, О. Б. Сафаров. Минералогический состав глинистых пород — продуктов извержений грязевых вулканов	13
Ф. А. Мурадова, А. А. Эфендиев. Особенности геотермического режима среднекуринской впадины	21
Ф. Г. Дадашев, А. М. Дадашев, Ю. Б. Галант, Г. Л. Брескина, Е. Д. Севдимова. Газогеохимическая характеристика района строительства Шамхорского водохранилища	31
Р. И. Рустамов. Основные гидрогеологические закономерности плиоценовых отложений Куринской и Западнотуркменской впадин	37
М. И. Рустамов. Палеозойский магматизм даралагеца — северной окраины Ирано-Аравийского континента	44
К. А. Панахи, С. А. Кантор. Определение участков концентрации химических элементов методом «преобладающего направления»	52
О. Н. Ширинов. Некоторые особенности новейшей тектоники и развития морфоструктур северо-восточного Азербайджана	59
Н. И. Лысенко, Г. А. Алиев. Альбский кризис в истории развития нериненд	63
Л. Д. Мамедова. Маргинулинописсы из эоценовых отложений Нахичеванской АССР	70
Р. А. Алиев. Стратиграфическое распространение аммонитов в верхнем мелу Азербайджана	77
Р. О. Кошкарлы. Стратиграфическое значение палеогеновых Prinsiaceae Азербайджана и их развитие	82
Л. А. Буряковский, Р. Ю. Алиярров, Р. Д. Кулиев, З. Б. Стефанкевич. Экспериментальные исследования акустических свойств глубокозалегающих пород-коллекторов Азербайджана в условиях моделирующих пластовые	93
Т. Н. Кенгерли, Г. О. Велиев. Электрические предвестники землетрясений Исмаиллы—Шемахинского сейсмоактивного полигона	101
Ф. Т. Кулиев. К методике уточнения исходной сейсмичности	109
М. И. Исаева, Г. П. Воробьева. Магнитные свойства образцов керна Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1	114
З. А. Новрузов. Некоторые данные по компонентному составу естественной остаточной намагниченности вулканитов разреза Саатлинской скважины	119
А. А. Халафов, В. В. Коробанов. Палеомагнетизм нижнесенонских отложений восточной части Вандамского антиклинория (Талыстанчай—Мюджичай)	123
М. М. Мамедъяров. Гидродинамические условия формирования подземных вод Нахичеванской АССР	127

Краткое научное сообщение

А. Г. Сеидов, И. А. Бабаев, И. Дж. Алиев, В. Р. Зохрабова. О новом проявлении алунита в меловых вулканитах Агджакендского прогиба (Малый Кавказ)	132
Э. А. Агамирзоева, Т. А. Гусейнова. Физико-химические свойства палеоген-миоценовых нефтей	137

Хроника

З. А. Буниат-Заде. Первое совещание специалистов стран СЭВ по энергоносителям.	139
--	-----

Сдано в набор 24.03.89. Подписано к печати 03.10.89.

ФГ 11267. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1.

Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист 11,7.

Усл. кр.-отт. 11,7. Уч.-изд. лист 11,3. Тираж 515. Заказ 192. Цена 1 руб.20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок, Главное здание.

Типография АН Азербайджанской ССР.

Баку, проспект Нариманова, 31.