

П-169/2

ISSN 0002-3124

АЗƏРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ХƏБƏРЛƏР ИЗВЕСТИЯ

Ј Е Р Е Л М Л Ə Р И

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

5 . 1981

УНБ

АЗƏРБАЙҘАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Кеолокија



СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Геология

№ 5

Писать разборчиво

Шифр

П-169/2

ис

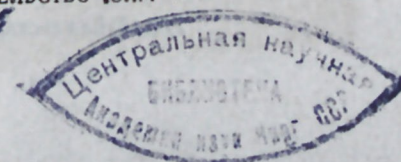
Автор

У. В. В. В.

Название

1981

„ЕЛМ“ НƏШРИЈАТЫ – ИЗДАТЕЛЬСТВО „ЕЛМ“
БАКЫ – БАКУ



УДК 551.31(575.4)

А. Д. СУЛТАНОВ, Э. Я. КРАВЧИНСКИЙ

**К ВОПРОСУ ВОЗМОЖНОСТИ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ
ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ
НИЖНЕКРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБРАМЛЕНИИ НА
ВОСТОЧНЫЙ ШЕЛЬФ ЮЖНОГО КАСПИЯ И ОЦЕНКА
ПЕРСПЕКТИВ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

Нефтяные и газоконденсатные залежи в нижнем красном цвете, обнаруженные в последние годы на поднятиях б. Жданова, б. Ливанова, б. Лам, Причелекенский купол, а также крупные нефтегазовые залежи в обрамлении свидетельствуют о высоких потенциальных возможностях не только Челекено-Ливановской зоны поднятия, но и всего восточного шельфа Южного Каспия.

Оценка перспектив нефтегазоносности нижнекрасноцветных отложений этого района между тем сопряжена с большими трудностями из-за отсутствия данных по коллекторам, особенно по средней и южной частям акватории.

В то же время повышению достоверности прогнозирования нефтегазоносности восточного шельфа будет способствовать, помимо прочих исследований, анализ и обобщение данных по фациально-литологической характеристике нефтегазоносных свит и качества коллекторов по обрамлению с целью последующей экстраполяции их на соседний район акватории. Это позволит с большей приближенностью предвидеть картину размещения коллекторов в условиях шельфа. Региональные исследования в этом направлении уже осуществляются и комплексное их использование в будущем будет содействовать успешному проведению поисково-разведочных работ на нефть и газ [1, 2, 3].

Восточный шельф — крупный тектонический элемент восточного обрамления Южнокаспийской впадины, приподнятый по отношению к западной глубоководной котловине. Район сложен мощным комплексом плиоцен-четвертичных отложений, структурно слабо дифференцирован и включает глубокопогруженные пологие поднятия, в большинстве случаев лишенные дизъюнктивных дислокаций.

Здесь выделяются три зоны поднятия (с севера на юг): Челекено-Ливановская, Северо-Огурчинская-Западно-Эрдеклинская и Грязевулканическая (вал НИМГЭ). Между вторым и третьим участками расположена плоская шельфовая зона (рис. 1).

Нижнекрасноцветные отложения, более глинистые в сравнении с верхним подъярусом, представлены переслаиванием глинистых пачек с пластами и пропластками песчано-алевритовых пород (рис. 2, 3).

Исследуемый район в обрамлении окружен шестью литофациальными зонами с типичной для каждой из них фациально-литологической характеристикой и качеством коллекторов (рис. 1). Мощность нижнекрасноцветных отложений по площади непостоянна. Максимальна она

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

К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ

В связи с увеличением стоимости печатных сортов бумаги с января 1982 года розничная цена одного экземпляра журнала составит 1 руб. 20 коп. Стоимость годовой подписки 7 руб. 20 коп.

© Издательство «Эам», 1981 г.

Адрес: г. Баку, Коммунистическая, 10. Редакция «Известий Академии наук Азербайджанской ССР (серия наук о Земле)».



Рис. 1. Карта коллекторов и нефтегазовых залежей нижнего краснорубца восточного обрамления Южного Каспия.

I. Челекено-Ливановская литофациальная зона. Мощность подъяруса 700—1550 м. Песчаность 23—35%. Пористость 13—20%. Проницаемость 50—150 мД. Карбонатность 13—16%. Этаж нефтегазоносности 250 м. Глубина залегания нефтегазоносных объектов 2800—3400 м; II. Котур-Тепе — Небитдагская литофациальная зона. Мощность подъяруса 500—1100 м (неполная). Песчаность 65—70%. Пористость 15—30%. Проницаемость 40—300 мД. Карбонатность 11—13%. Этаж нефтегазоносности 450—700 м. Глубина залегания нефтегазоносных объектов 2800—4200 м; III. Литофациальная зона Кызылкумского прогиба. Мощность подъяруса 400—800 м (неполная). Песчаность 50—60%. Пористость 20—26%. Проницаемость 80—270 мД. Карбонатность 18—24%. Этаж нефтегазоносности 250 м (неполный). Глубина залегания нефтегазоносных объектов 2700—3100 м; IV. Гограньдаг-Кардашлинская литофациальная зона. Мощность подъяруса 600—800 м (неполная). Песчаность 50—60%. Пористость 18—23%. Проницаемость 70—260 мД. Карбонатность 15—25%. Этаж нефтегазоносности 200 м (неполный). Глубина залегания нефтегазоносных объектов 2400—2900 м; V. Камышджа-Кеймирская литофациальная зона. Мощность подъяруса 700—900 м (неполная). Песчаность 35—40%. Пористость 16—25%. Проницаемость 60—250 мД. Карбонатность 15—25%. Этаж нефтегазоносности 350—500 м. Глубина залегания нефтегазоносных объектов 2400—2900 м; VI. Чикишляр-Аджиабская литофациальная зона. Мощность подъяруса 500—750 м (неполная). Песчаность 30—35%. Пористость 13—17%. Проницаемость 30—150 мД. Карбонатность 22—36%. Этаж нефтегазоносности 200 м (неполный). Глубина залегания нефтегазоносных объектов 2100—

в Челекено-Ливановской зоне и Центральном Прибалханье (1500—1650 м), в направлении на юг и восток она уменьшается в направлении зон выклинивания, либо фиксируется как неполная из-за нескрепленности подошвенных пачек краснойцвета. В направлении восточного шельфа мощность нижнекрасноцветных отложений, напротив, возрастает.

В литологическом отношении рассматриваемые отложения фациально непостоянны. Более песчанисты они (50—60%) в Центральном Прибалханье и в северной части Гограньдаг-Окаремского района. В других участках обрамления песчаность незначительна (28—35%). В самих литофациальных зонах отсутствует четкая направленность в изменении песчаности с глубиной, что сопровождается увеличением последних в одних районах и уменьшением — в других.

В гранулометрическом составе пород фракция >0,1 мм изменяется в зависимости от фациальных особенностей подъяруса. Она возрастает в Центральном Прибалханье и Гограньдаг-Кардашлинской зоне поднятия и уменьшается в Челекено-Ливановской и Чикишляр-Аджиабской зонах. Вместе с тем, в большинстве районов обрамления намечается увеличение фракции >0,1 мм со стратиграфической глубиной (рис. 2, 3). Карбонатность в площадном разрезе обрамления возрастает от 11—13% в Котур-Тепе-Небитдагской зоне до 15—25% в Гограньдаг-Кардашлинской. В направлении Аджиоба карбонатность возрастает, достигая 36%.

В прямой зависимости от количества цементирующего вещества находится открытая пористость песков и алевроитов. Последняя варьирует от 13 до 30% (Центральное Прибалханье). В направлении на юг пористость уменьшается до 22% (Кардашлы) и 17% (Аджиаб).

Минералогический состав пород нижнекрасноцветных отложений обрамления в общем сходен для подавляющего числа зон, для которых свойственна ассоциация одних и тех же минералов; различие лишь обнаруживается в их процентном содержании. В Центральном Прибалханье, например, во всех изученных образцах больше граната, чем циркона, а в Гограньдаг-Окаремском районе — наоборот. Аналогичное несоответствие наблюдается и для других минералов (роговая обманка, пироксены и др.).

Анализ фациально-литологического состава пород и коллекторов

3300 м; VII — залежи нефтяные, нефтегазовые; VIII — залежи газовые, газоконденсатные; IX — промышленные притоки нефти; X — промышленные притоки газа; XI — границы зон; XII — зоны выклинивания красноцветной толщи.

Тектонические элементы восточного шельфа Южного Каспия:

a — Челекено-Ливановская зона; б — Северо-Огурчинская — Западно-Эрдеклинская зона; в — зона шельфа; г — зона поднятия НИМГЭ.

Нефтегазовые месторождения и структурные поднятия:

1 — Ливанова Западная; 2 — Ливанова Центральная; 3 — Ливанова Восточная; 4 — Баринова; 5 — Губкина; 6 — Лам; 7 — Жданова; 8 — Причелекенский купол; 9 — Челекен; 10 — Овал-Товал — Банкали; 11 — Котур-Тепе; 12 — Барса-Гельмес; 13 — Бурун; 14 — Небит-Даг; 15 — Куйджик; 16 — Кум-Даг; 17 — Узанада; 18 — Эрдекли; 19 — Гограньдаг; 20 — Кардашлы; 21 — Камышджа; 22 — Окарем; 23 — Миасер; 24 — Кеймир; 25 — Порсу; 26 — Адам-Кудук; 27 — Чикишляр; 28 — Гасанкули; 29 — Аджиаб; 30 — Северо-Огурчинская; 31 — Западно-Эрдеклинская; 32 — Южно-Эрдеклинская; 33 — Южно-Огурчинская; 34 — XXV съезда; 35 — Западно-Огурчинская; 36 — Ульского; 37 — Северо-Окаремская; 38 — Камышджа-море; 39 — Ферсмана; 40 — Дмитриева; 41 — Западно-Окаремская; 42 — Восточно-Чикишлярская; 43 — Западно-Чикишлярская.

нижнего красноцвета обрамления свидетельствует об их изменении в регионе. Наилучшие коллекторы приурочены к Центральному Прибалханью и к северной части Гограньдаг-Окаремского района, к тем зонам, где обнаружены нефтегазовые месторождения.

Таким образом, тенденции, выявленные при литофациальном анализе пород в обрамлении, должны прослеживаться и на продолжении этих зон в акватории шельфа, а поэтому с определенной степенью достоверности можно оценить размещение пород-коллекторов в смежном шельфе Южного Каспия.

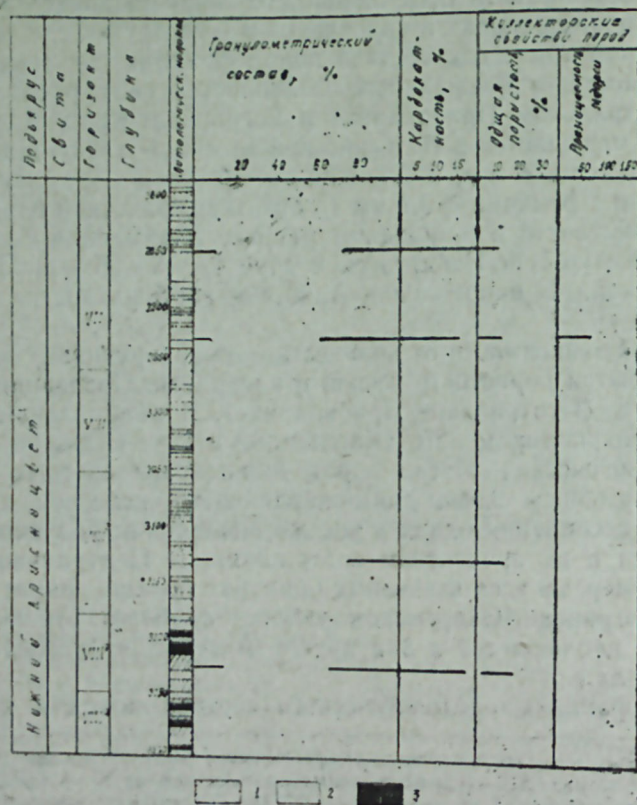


Рис. 2. Б. Жданова. Диаграмма коллекторских свойств пород нижнего красноцвета:
1 — глины; 2 — пески; 3 — нефтегазоносные и газоносные объекты.

Наилучшие коллекторы, на наш взгляд, должны быть сосредоточены в Северо-Огурчинской-Западно-Эрдеклинской зоне поднятия и частично в зоне шельфа. В пользу этого свидетельствует ряд геологических факторов (увеличение мощности подъяруса, процентного содержания песков в разрезе). Здесь следует ожидать, в соответствии со смежной зоной обрамления, повышения емкостных и фильтрационных свойств песчано-алевритовых пород нижнего красноцвета. С другой стороны, карбонатность пород здесь будет низкая, что, в свою очередь, немного повысит емкостные свойства последних.

Промышленные коллекторы, видимо, будут приурочены к подожным пачкам красноцвета, пока не вскрытых разведочными скважинами. Однако, в противоположность другим районам Южнокаспийской впадины, здесь следует ожидать своеобразного расположения песчаных линз в пределах поднятия и соответственно этому литологических залежей нефти и газа. Последние будут сосредоточены на далеких крыльях, обращенных к Кызылкумскому прогибу. В пользу нефтегазности рассматриваемой зоны свидетельствует и геотектоническое положение зоны.

Поднятия этой зоны, находясь на пути миграции углеводородов из погруженной части впадины в направлении бортов, должны быть лучше насыщены нефтью и газом, чем все последующие поднятия в обрамлении. Насколько это так, свидетельствуют материалы по Челекено-Ливановской зоне поднятия. Поднятие б. Лам, расположенное ближе к по-

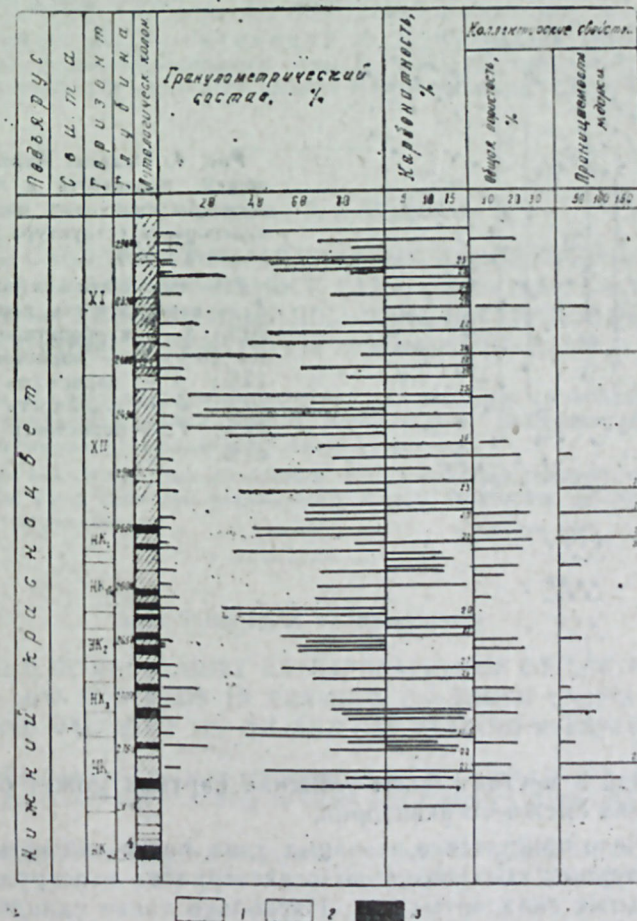


Рис. 3. Окарем. Диаграмма коллекторских свойств пород нижнего красноцвета:
1 — глины; 2 — пески; 3 — нефтегазоносные и газоносные объекты.

груженной части Южно-каспийской впадины, имеет больший этаж нефтегазонасыщения, чем б. Жданова, находящееся дальше от последней.

На юг, как свидетельствуют материалы обрамления, в акватории шельфа следует ожидать ухудшения фашиально-литологического состава пород. Заметно уменьшится в разрезе доля песчано-алевритовых пород и увеличатся глины; ухудшится отсортированность песчано-алевритовых пород, их емкостные и фильтрационные свойства. Более сложную картину приобретет распределение песчаных линз в разрезе нижнего красновата отдельных поднятий. На возможность этого указывают данные по Окарему—смежной структуре обрамления (рис. 4). В пределах последней песчаные линзы с высокими емкостными и фильтрационными свойствами сосредоточены своеобразно в северо-западной и южной частях поднятия.

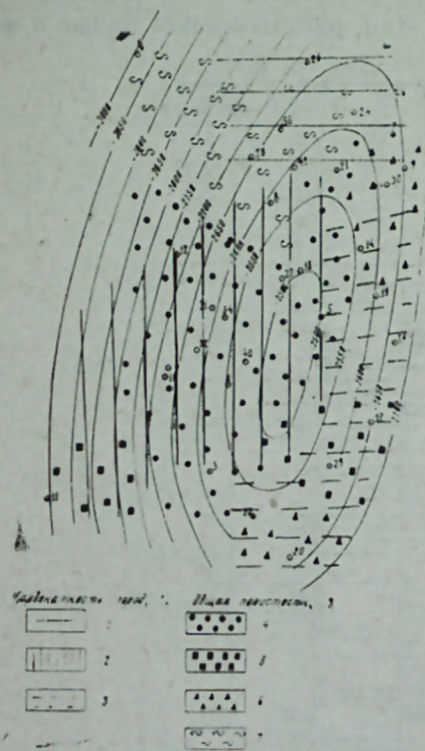


Рис. 4. Окарем. Карта изменения общей пористости и карбонатности песчано-алевритовых пород нижнего красновата (структура по кровле горизонта НК₃).

1 — карбонатность пород до 10%;
2 — карбонатность пород от 10 до 20%;
3 — карбонатность пород более 20%;
4 — пористость пород до 15%;
5 — пористость пород 15—20%;
6 — пористость пород 20—25%;
7 — пористость пород более 25%.

Аналогичная и местами более сложная картина может быть встречена в поднятиях смежного акватория.

Не исключено присутствие песчаных линз, насыщенных нефтью или газом в структурных выступах и пологих террасах в погруженных частях региональных складчатых зон. Насколько такие складчатые формы благоприятны для концентрации нефтегазовых залежей, свидетельствует о. Песчаный (на западном борту). Такие, на наш взгляд, несформировавшиеся антиклинали могут быть встречены в западной части восточного шельфа.

Таким образом, учитывая расположения фашиально-литологических зон и коллекторов в обрамлении и тенденции изменения в них отдельных литологических параметров, можно продолжить выявление закономерности и в смежных участках акватории.

Вместе с тем, необходимо проведение дальнейших региональных исследований с целью изучения закономерностей изменения фашиально-литологических параметров в обрамлении, более детального изучения форм и характера изменения песчаных линз в различных фашиально-литологических условиях и экстраполяции их на смежный участок акватории.

Литература

1. Кравчинский З. Я., Алиева А. Ю., Чиковани Э. В. О роли амплитуды складок и мощности нефтегазоносных толщ в размещении нефтегазовых скоплений. «ДАН Азерб. ССР», т. 30, 1974, № 9.
2. Султанов А. Д., Халилбейли Ч. А., Кравчинский З. Я. О промышленных коллекторах нижнекрасноватых отложений Челекено-Ливановской зоны поднятия. «ДАН Азерб. ССР», т. 33, 1977, № 4.
3. Султанов А. Д., Кравчинский З. Я. Корреляция красноватых отложений поднятий Челекено-Ливановской зоны Гограньдаг-Окаремского района и перспективы нефтегазоносности восточного шельфа Южного Каспия. «ДАН Азерб. ССР», т. 38, 1977, № 2.

Э. Ч. Султанов, З. Я. Кравчинский

ЭНАТЭ САҺАДЭ АЛТ ГЫРМЫЗЫ РЭНКЛИ ЧӨКҮНТҮ КОЛЛЕКТОРЛАРЫНЫН ЈЕРЛЭШМӘСИ ГАНУНАУЈҒУНАУГЛАРЫНЫН ЧӘНУБИ ХӘЗЭРИН ШӘРГ ШЕЛФИНЭ ЕКСТРАПОЛЈАСИЈАНЫН МҮМКҮНЛҮЈҮ МӘСЭЛӘСИНЭ ДАИР

Этраф саҺадэ алт гырмазы рэнкли чөкүнтүлэрин фасијасы вэ коллекторлары үзрә мә луматларын үмумиләшдирилмәси Чәнуби Хәзэрин шәрг шелфинин нефт гавылыг прогнозуни дэгиглијини артырымасына көмәк едәчәкдир.

Этраф саҺадэ коллекторларын јерләшмәси мә луматларыны гоншу шәрг шелфинэ екстраполјасија етмәк үчүн тәшәббүс едилмишдир. Гәмин акваторија рајонунун нефт-газлылыг прогнозу верилмишдир.

A. D. Sultanov, Z. Ya. Kravchinsky

PROBLEM OF REGULARITY EXTRAPOLATION OF COLLECTORS POSITIONS OF LOW RED BEDS IN FRAMING ON SOUTH CASPIAN EASTERN SHELF AND VALUE OF ITS OIL-AND-GAS BEARING PERSPECTIVES

Correctness of oil-and-gas bearing prediction of South Caspian eastern shelf will promote the data of generalization according to facies and collectors of low red beds in framing.

Collector position in framing is valued and an attempt has been made to extrapolate the data on adjacent eastern shelf. Oil-and-gas bearing prediction has been made on water area this region.

УДК [552.333:549.651.12](479.24)

С. А. МАХМУДОВ, М. Н. МАМЕДОВ

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОРОДАХ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ КЕЛЬБАДЖАРСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ МУЛЬДЫ

В последние годы, в связи с изучением состава верхней мантии, значительно усилился интерес к глубинным включениям в щелочных базальтах. Эти включения представлены мегакристаллами высокобарических минералов и обломками основных и ультраосновных пород.

Большинство отечественных [3, 8, 10, 11, 14, 15 и др.] и зарубежных [19, 20 и др.] петрографов считают, что глубинные включения представляют собой либо ксенолиты верхней мантии, изменившие свой первоначальный состав после выплавления базальтовой магмы, либо скопления мегакристаллов оливинов, пироксенов, калинатровых полевых шпатов, выделившихся из базальтовой магмы в глубинных магматических очагах при повышенном давлении.

Глубинные включения пород и минералов, как правило, приурочены преимущественно к щелочным базальтам. В связи с этим и другими факторами предполагается, что щелочная базальтовая магма, в отличие от толеитовой и высокоглиноземистой магм, генерируется в условиях нижних частей земной коры или же в верхней мантии.

Поэтому обнаружение новых участков развития щелочных базальтов с глубинными включениями представляет несомненный научный и практический интерес.

Четвертичный вулканизм, по составу отнесенный нами к щелочным базальтоидам и содержащий глубинные включения минералов и пород, представляет собой заключительный этап развития кайнозойского вулканизма на Малом Кавказе и приурочен к южному борту Кельбаджарской наложенной мульды.

В геотектоническом отношении данная мульда [1, 2, 18 и др.] приурочена к северо-западным погружениям Лачинского антиклинория Мисхано-Кафанской зоны.

В геологическом строении отмеченной структуры выделяются два несогласных — меловой и кайнозойский — структурных этажа. Продукты четвертичного вулканизма перекрывают неровные поверхности нижележащих миоплиоценовых вулканитов и по сравнению с последними менее распространены.

Очевидно, в развитии и размещении четвертичного вулканизма играло важную роль, с одной стороны, оживление, а с другой стороны, углубление ранее заложившихся разломов. В результате этого, вулканические центры мигрировали от Тертерского глубинного разлома к юго-западу и состав слагающих пород становился более щелочным.

Среди продуктов четвертичного вулканизма преобладающими являются породы лавовой фации, которые нередко в рельефе образуют вулканическое плато, а продукты эксплозивной деятельности относи-

тельно менее распространены. Глубинные включения в значительном количестве приурочены к породам лавовой и вулканокластической фаций, развитых в ореоле вулканических центров, а в удаленных частях лавовой фации они мало встречаются или же отсутствуют.

В петрологическом отношении среди производных базальтовой магмы выделяются три генетические серии: толеитовая, высокоглиноземистая и щелочная [5, 4, 19, 16, 13 и др.]. В минералогическом составе толеитовых базальтов участвуют субкальциевый клинопироксен или пижонит, ортопироксен и интерстиционный кварц. В породах субвулканической и интрузивной фаций участвуют упорядоченные разновидности пироксенов (т. е. клинопироксен содержит тонкие вроски ортопироксенов или же наоборот). Эти же пироксены с оливином нередко имеют реакционные взаимоотношения. В щелочных базальтах клинопироксен с оливином имеет котектическое взаимоотношение и для пироксенов наличие тонких вросков ортопироксена нехарактерно. При пересчете химических составов клинопироксенов из толеитовых базальтов на нормативный состав по методу CIPW устанавливается наличие нормативных гиперстена и кварца, а клинопироксенов из щелочных базальтов — нормативных оливина и нефелина. Кристаллизация в щелочной базальтовой серии обычно завершается выделением интерстиционного калиевого полевого шпата или же анальцима.

Принимая во внимание отмеченные особенности, авторы считают, что породы описываемого региона соответствуют дифференциатам щелочной базальтовой серии. Они представлены щелочными базальтами, трахибазальтами, трахиандезито-базальтами и трахиандезитами, под микроскопом имеют порфиристую и нередко афировую структуру. Вкрапленниками являются оливин, плагиоклаз, клинопироксен и роговая обманка. Основная масса витрофировая, пилотакситовая и нередко интерсертальная. В основной массе участвуют в переменном количестве микролиты плагиоклаза, клинопироксена, калиевого полевого шпата, магнетита и др. Микролиты калишпата в ассоциации с плагиоклазом и клинопироксеном нередко обтекают ранее выделившиеся вкрапленники, т. е. в структуре основной массы наблюдается флюидальное или же трахитоидное расположение микролитов.

Ввиду затрудненности применения петрографической классификации номенклатуры (из-за невозможности определения количественно-минерального состава пород в связи с полустекловатой или стекловатой структурой основной массы) мы использовали химическую классификацию, разработанную отечественными и зарубежными петрографами (см. [8]).

По пересчету результатов химического анализа пород исследуемой серии (табл. 1) на нормативные составы по методу CIPW (табл. 2) устанавливаются повышенные содержания ортоклазовой (8,9—22,3%) и наличие нефелиновой (0,8—13,8%) составляющих (рис. 1). В некоторых анализах вычисляются небольшие содержания нормативных гиперстена и кварца (рис. 2). Таким образом, согласно вышеотмеченной химической классификации породы четвертичного вулканизма относятся к щелочным базальтоидам (рис. 3). При этом фигуративные точки составов пород попадают в поле калиевой серии (рис. 4), породы получают названия представителей калиевых щелочных пород (рис. 5, 6) — трахибазальтов и щелочных базальтов.

Глубинные включения данных щелочных базальтоидов представ-

Таблица 1

Результаты химического анализа пород четвертичной дольно-базальтовой формации
Кельбаджарской наложенной мулды

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	27	343	309-2	56	30	46	28	50	6	15	2	4	14	3	290	309-3	282	332
SiO ₂	50,97	55,20	52,09	54,93	56,92	56,64	56,82	49,08	50,89	49,62	50,42	50,45	50,84	50,84	50,91	52,60	58,04	58,98
TiO ₂	0,70	0,65	1,25	0,55	0,68	—	1,34	—	—	1,14	1,36	1,02	1,32	1,07	0,90	1,18	0,71	0,37
Al ₂ O ₃	21,39	17,04	19,34	17,43	16,30	15,84	19,73	18,15	17,48	21,82	20,24	16,68	19,33	18,13	16,26	18,88	16,95	15,75
Fe ₂ O ₃	5,43	5,03	6,60	4,45	5,07	6,17	2,20	9,29	7,61	4,74	6,00	5,90	6,80	5,90	6,53	4,79	4,15	3,77
FeO	1,09	2,73	1,95	2,91	2,28	2,38	1,62	1,24	2,38	—	—	—	—	—	2,06	3,59	2,69	2,73
MnO	—	0,10	0,13	0,08	0,10	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,12	0,12	0,11
MgO	4,52	4,49	2,47	3,58	3,57	4,45	3,63	4,32	3,52	2,63	4,01	5,85	2,17	3,06	5,52	2,32	2,96	4,07
CaO	8,57	8,20	7,51	6,22	6,14	6,06	6,96	9,30	7,87	9,50	10,94	10,80	9,75	10,60	8,83	7,54	5,63	6,28
Na ₂ O	2,53	3,94	4,57	5,12	4,55	4,28	4,10	4,32	4,73	4,20	4,12	4,80	4,20	4,40	4,21	4,80	4,70	4,13
K ₂ O	1,55	2,49	3,05	3,23	3,12	2,74	3,14	3,74	2,61	3,00	2,40	2,68	3,20	3,20	2,75	3,00	3,60	3,14
SO ₃	—	0,02	0,23	0,12	0,60	—	—	—	—	0,53	0,28	0,30	0,62	0,17	0,14	0,18	0,08	0,14
P ₂ O ₅	—	0,55	0,50	0,75	0,62	—	0,29	—	—	0,43	—	—	—	—	0,90	0,52	—	0,47
П.л.л.	3,04	0,13	0,38	0,72	0,39	0,98	0,35	1,26	—	1,71	0,69	2,39	1,17	1,05	0,37	0,01	0,24	0,55
H ₂ O	—	—	0,31	0,22	—	0,11	0,18	0,06	—	—	0,09	0,66	1,49	1,14	0,18	0,13	0,63	0,25
Сумма	99,65	100,57	100,38	100,31	100,34	99,65	100,36	100,76	97,09	99,32	100,55	101,53	100,89	99,56	99,67	99,66	100,50	100,74
Возраст	Ранний плейсто-цен	Поздний плейстоцен																Голоцен
Автор	Мамедов, Махмудов (1957)	Ахвердиев (1970)			Кашкай (1939)			Атакишев (по Ахвердиеву, 1970)			Ахвердиев (1970)			Ахвердиев (1970)				

Таблица 2

Пересчет результатов химического анализа (табл. 1) на нормативный состав по методу СРВ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ilm	1,4	1,2	2,4	1,1	1,2	—	2,6	—	—	2,2	2,6	2,0	2,6	2,0	1,7	2,3	1,3	0,6
Hem	—	—	—	—	—	5,0	2,2	9,3	5,0	2,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Mgt	3,2	3,0	3,9	3,0	3,2	1,6	—	—	3,9	—	4,2	3,7	4,1	3,7	3,5	3,9	3,2	2,8
Or	8,9	14,5	17,8	18,9	18,4	22,3	18,4	22,2	15,6	17,8	13,9	16,1	18,9	18,9	16,1	17,8	21,1	18,4
Ab	21,5	33,6	29,9	36,7	38,3	36,2	34,6	13,1	29,3	19,4	21,5	14,7	26,0	23,6	24,4	30,9	39,8	35,1
An	42,6	21,4	22,2	15,0	15,0	12,8	26,4	18,9	16,4	31,4	29,8	16,1	24,5	20,3	17,5	21,1	14,5	15,3
Ne	—	—	5,7	3,7	—	—	—	12,8	8,0	8,8	7,1	13,9	5,3	7,4	6,1	5,1	—	—
Wo	—	8,0	6,3	6,6	6,4	7,2	3,4	11,3	9,4	6,4	9,6	6,2	8,2	8,2	10,9	6,7	5,5	6,6
En	—	4,5	2,9	3,5	3,6	4,8	2,4	8,5	5,9	4,5	7,6	3,9	5,8	7,6	3,2	3,0	3,0	3,9
Fs	—	3,1	3,3	2,9	2,5	1,8	0,6	1,7	1,6	1,3	0,9	1,8	1,7	2,4	3,6	3,6	2,4	2,4
Fo	—	1,3	1,8	3,8	—	—	—	1,6	2,0	1,4	1,7	1,0	1,3	4,3	1,8	—	—	—
Fa	—	0,8	2,4	3,6	—	—	—	0,2	0,4	0,4	0,2	0,4	0,6	0,4	1,5	2,2	—	—
En	10,7	4,9	—	—	5,3	6,2	6,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,2
Fs	5,0	3,3	—	—	3,7	1,5	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7
Q	3,3	—	—	—	0,8	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,1
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,9	3,8	—	—	—	—	—

лены мегакристаллами — клинопироксеном, ортопироксеном, оливином, калинатовым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, гранатом. Обломки глубинных пород соответствуют перидотитам и габброидам. Присутствие вкрапленников анортоклаза в этих лавах отмечал М. А. Кашкай (1939).

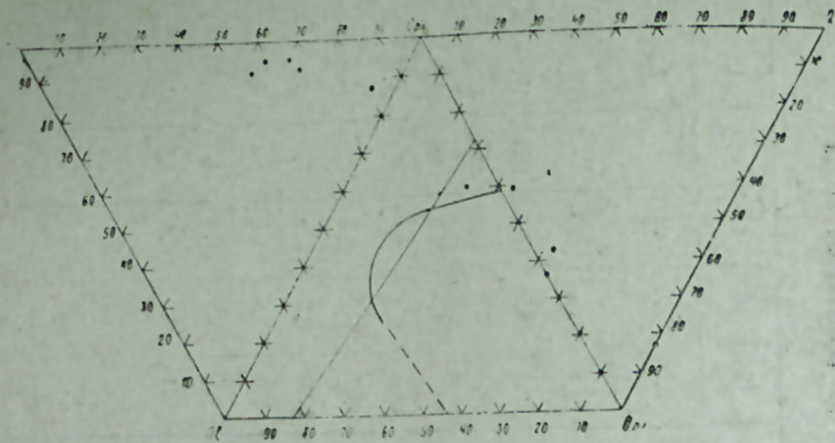


Рис. 1. Положение нормативных составов пород четвертичной щелочно-базальтовой формации Кельбаджарской наложенной муллы.

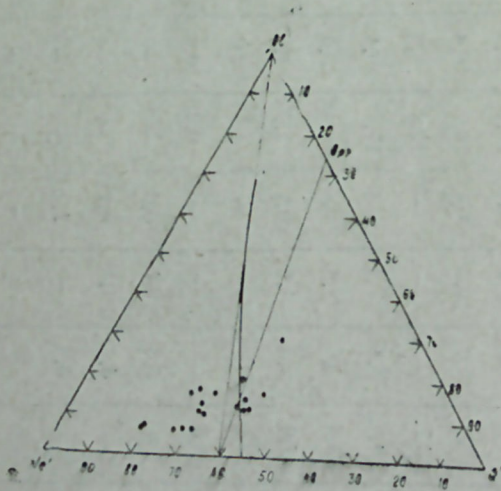


Рис. 2. Положение нормативных составов пород на $Ne^1-O^1-Q^1$ базальном основании тетраэдра Г. Йодера и К. Тсали.

Среди мегакристаллов наиболее широко распространены калинатовые полевые шпаты, впервые обнаруженные нами. Макроскопически представляют собой крупно-призматические выделения размером до 4—5 см в длину (рис. 7). Цвет их молочно-белый, нередко прозрачные. Встречаются и мелкие зерна. Как макроскопически, так и под микроскопом имеют отчетливо выраженные реакционные каймы. Часто наблюдается хорошая спайность по двум направлениям.

Рентгенографическое исследование калишпата проведено на диф-

рактометре ДРОН-2 на железном излучении, внутренним стандартом служила каменная соль. На дифрактограммах отражения 131 и 130 не расширены и не расщеплены, т. е. полевой шпат является моноклинным. По значениям межплоскостного расстояния 201 ($d=4,16-4,19 \text{ \AA}$), являющегося функцией состава калинатовых полевых шпатов, содержание ортоклазовой молекулы в различных мегакристаллах колеблется в пределах 58—73%. Распределение алюминия по тетраэдрическим

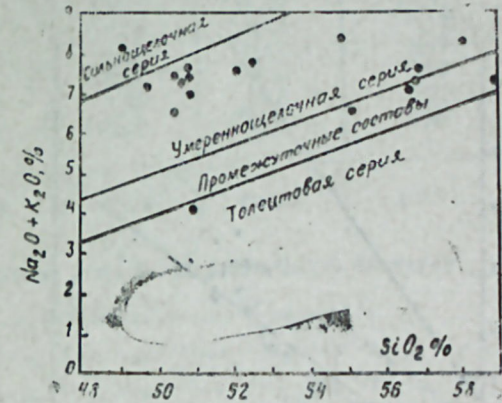
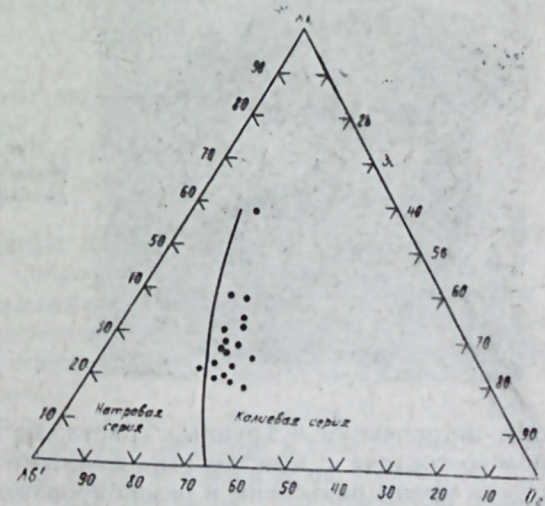


Рис. 3. Соотношения суммы щелочей и кремнезема в породах.

позициям $T_{10}+T_{11}$ варьирует в небольших пределах — 0,50—0,55 [6]. Таким образом, мегакристаллы калинатового полевого шпата являются высокими санидинами.

Химический состав одного из мегакристаллов санидина (рис. 7) был определен электронным микронзондом MS-46 «Сатеса», результаты которого приведены в табл. 3. Из крупного мегакристалла было отбито несколько зерен, каждое из которых проанализировано во мно-

Рис. 4. Положение пород на диаграмме $Ab^1-An-Og$.



гих точках. В таблице даны средние анализы по каждому зерну, а затем по всему мегакристаллу и их пересчеты на кристаллохимическую формулу. Среднее содержание ортоклазовой молекулы — 55%, что очень близко к данным, полученным из рентгенометрического опреде-

ления. Интересной оказалась бариеносность полевого шпата (в пределах 1—1,5% цельзиановой молекулы), впервые характеризующего для полевых шпатов Азербайджана. Результаты сканирующего микронзондового исследования показывают на неоднородность некоторых мегакристаллов полевого шпата по содержанию калия, натрия, кальция, алюминия и кремния даже в пределах 100 мк.

Наряду с калии-натровыми полевыми шпатами в небольшом коли-

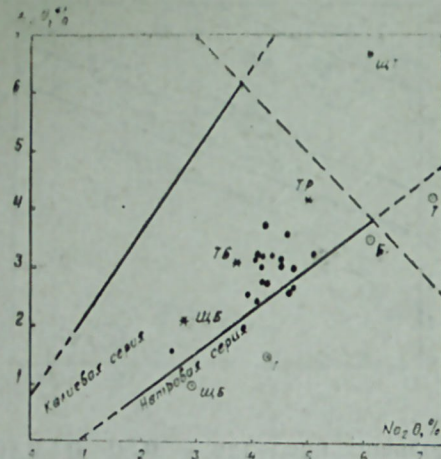


Рис. 5. Положение пород на диаграмме K_2O-Na_2O .

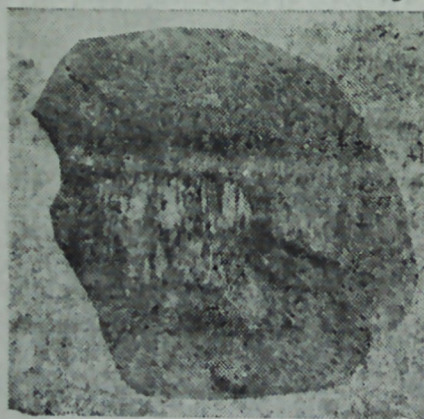


Рис. 7. Мегакристалл санидина с реакционной каймой. Карсбадский двойник. 0,6 натур. вел.

честве встречаются и крупные кристаллы плагиоклаза олигоклаз-андезиновой состава с нечетко выраженными контактными зонами. Они часто по краям разрезаны и резорбированы.

Мегакристаллы ортопироксена, клинопироксена, оливина, биотита и граната находятся в стадии исследования.

Включения ультраосновных пород в продуктах четвертичного вулканизма более распространены по сравнению с включениями основных пород. По петрографическому составу среди них различаются ортопи-

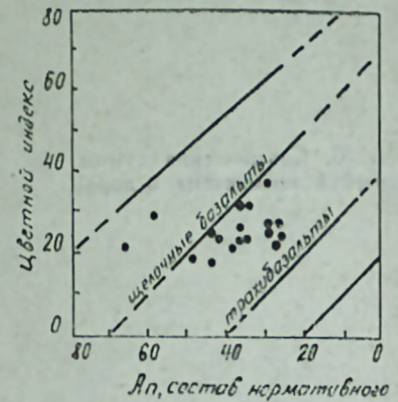


Рис. 6. Распределение пород на диаграмме нормативный цветной индекс — нормативный состав плагиоклаза.

Результаты микронзондового анализа химического состава мегакристаллов калии-натрового шпата

Компоненты	Зерна				Среднее
	1	2	3	4	
SiO_2	65,59	65,83	65,53	65,47	65,60
Al_2O_3	18,90	18,85	18,67	18,82	18,81
FeO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
CaO	0,22	0,20	0,12	0,18	0,18
BaO	0,90	0,58	0,61	0,69	0,69
Na_2O	4,95	5,02	4,66	5,05	4,92
K_2O	9,36	9,43	10,23	9,66	9,67
Сумма	100,06	100,05	99,96	100,01	100,01

Пересчет результатов анализа на кристаллохимическую формулу

- $(K_{0,543} Na_{0,436} Ba_{0,016} Ca_{0,011} Fe_{0,005})_{1,011} (Al_{1,012} Si_{2,980})_{3,982} O_8$
 - $(K_{0,545} Na_{0,441} Ba_{0,010} Ca_{0,010} Fe_{0,005})_{1,011} (Al_{1,007} Si_{2,985})_{3,982} O_8$
 - $(K_{0,585} Na_{0,412} Ba_{0,011} Ca_{0,008} Fe_{0,005})_{1,029} (Al_{1,002} Si_{2,985})_{3,985} O_8$
 - $(K_{0,561} Na_{0,446} Ba_{0,012} Ca_{0,009} Fe_{0,005})_{1,033} (Al_{1,009} Si_{2,978})_{3,987} O_8$
- Среднее $(K_{0,561} Na_{0,434} Ba_{0,012} Ca_{0,009} Fe_{0,005})_{1,021} (Al_{1,008} Si_{2,982})_{3,980} O_8$

роксениты, клинопироксениты и перидотиты. Последние характеризуются темно-серым цветом со светло-зеленым оттенком. В составе этих полнокристаллических пород в переменном количестве участвуют оливин, клинопироксен и ортопироксен. В составе включений габброидных пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен и магнетит. Клинопироксен участками амфиболизирован и по нему нередко развивается бесформенный магнетит.

Наличие реакционных оторочек на мегакристаллах санидинов и следы их частичного плавления в четвертичных базальтах указывают на неравновесность глубинных включений с минералами основной массы; кроме того, они ассоциируют с мегакристаллами пироксенов и ксенолитами перидотитов.

Судя по экспериментальным данным, мегакристаллы рассматриваются как ликвидусные или субликвидусные фазы, равновесные с базальтовым расплавом при высоких термодинамических параметрах (P , T). При подъеме магмы к поверхности и ее последующей кристаллизации условия равновесия нарушаются, что приводит к вышеотмеченным реакционным взаимоотношениям.

Экспериментально установлено, что в пределах 9—13,5 кбар из оливинового и щелочного оливинового базальта в виде ликвидусной фазы появляется оливин. При повышении давления он сменяется, в зависимости от состава системы, ортопироксеном (в оливиновом базальте) или клинопироксеном (в щелочном базальте). При достижении давления 27 кбар в качестве ликвидусной фазы из этих расплавов выделяется гранат.

Большинство исследователей [8, 9 и др.] считает, что санидин или же ортоклаз в базальтовых системах появляется при более низких параметрах по сравнению с вышеотмеченными фазами — давлению (<10 кбар) и температуре ($\approx 900^\circ\text{C}$). С другой стороны, включения перидотитов и габброидов также свидетельствуют о глубинной генерации базальтовой магмы. Согласно В. А. Кутolini (1972), габброидные и плагиоклазовые, клинопироксеновые и роговообманковые перидотитовые включения, по всей вероятности, относятся к родственным или же аккумулятивным образованиям. Генетическая природа этих включений связана с эволюцией инициальных расплавов в верхней мантии и различных уровнях земной коры. Другая категория глубинных включений ультраосновных пород, соответствующих лерцолитовым перидотитам, по всей вероятности, представляет собой мантийные отторженцы в щелочных базальтах.

Секи и Кеннеди [10] экспериментальными исследованиями установили, что натриевый санидин в водонесодержащей системе устойчив при температуре 1000°C до давления 60 кбар, а в водосодержащей системе — ниже 20 кбар воды. По данным Линсдли [10], санидин в сухой системе при давлении свыше 19 кбар плавится конгруэнтно, т. е. он может кристаллизоваться непосредственно из расплава в глубинных условиях.

В связи с этим, а также учитывая, что основной плагиоклаз при давлении свыше 10 кбар плавится инконгруэнтно, мегакристаллы санидина и натриевого плагиоклаза, очевидно, кристаллизовались непосредственно из магматического расплава в глубинных очагах.

Необходимо отметить, что некоторые геологоструктурные предпосылки обнаружения в данном регионе кимберлитовых трубок, как известно, характеризующихся высокими значениями P и T и специфическим составом, рассмотрены Э. Ш. Шихалибейли (1960).

Таким образом, можно прийти к следующим выводам:

1. Четвертичная вулканогенная формация Кельбаджарской наложенной мульды является щелочно-базальтовой, представляет завершающий этап развития вулканизма на Малом Кавказе и содержит, как это свойственно для подобной формации, включения высокобарических минералов и горных пород.

2. Глубинные включения представлены мегакристаллами калина-тровога шпата, оливина, ортопироксена, клинопироксена, биотита, граната, а также ксенолитами перидотитов и габброидов. Мегакристаллы шпата относятся к высоким санидинам.

3. В породах четвертичной щелочно-базальтовой формации установлены повышенные содержания редких щелочных элементов.

4. Проявления щелочно-базальтоидного вулканизма с глубинными включениями в центральной части Малого Кавказа в посторогенном этапе развития региона связаны с углублением ранее заложившихся разломов, способствовавших подъему подкорового вещества.

Литература

1. Аллахвердиев Г. И. Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды. Автореф. канд. дисс., Баку, 1967.
2. Ахвердиев А. Г. Четвертичный вулканизм Кельбаджарской наложенной мульды (М. Кавказ). Канд. дисс., Баку, 1970.
3. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования глубинных процессов минерало- и магнезиальных образований. Автореф. докт. дисс., М., 1976.

4. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
5. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
6. Каменцев И. Е., Сметанникова О. Г. Определение Al—Si упорядоченности и состава полевых шпатов методом порошка. Зап. ВМО, ч. 106, вып. 4, 1977.
7. Кашкай М. А. Геолого-петрографический очерк района Исти-су и геохимия источников. Изд-во АзФАН СССР, Баку, 1939.
8. Кепежискас В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М., «Наука», 1979.
9. Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиального образования. Новосибирск, «Наука», 1979.
10. Кутolini В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
11. Кутolini В. А., Агафонов А. В., Чепуров А. И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и гранатов в базальтовой магме и состав верхней мантии. «ДАН СССР», 1976, т. 261, № 5.
12. Мамедов А. И., Махмудов С. А. Об авгите из андезитов горы Сарымсаглы (Кельбаджарский р-н). «ДАН Азерб. ССР», т. XIII, 1957, № 10.
13. Петрография, ч. 1, Изд-во МГУ, 1976. (Под ред. А. А. Маракушева и Т. И. Фроловой).
14. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. «Геология и геофизика», 1972, № 2.
15. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способ образования магмы. В кн.: «Чтения им. В. И. Вернадского». М., «Наука», 1973.
16. Уилкинсон Д. Минералогия и петрография щелочно-базальтовых пород. В кн.: «Щелочные породы». М., «Мир», 1976.
17. Шихалибейли Э. Ш. Некоторые геолого-структурные предпосылки обнаружения в Азербайджане кимберлитовых трубок. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол. геогр. наук», 1960, № 4.
18. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1966, т. 2.
19. Kuno H., Aoki K. J. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. «Phys. Earth Planet. Inter.», v. 3, 1970, p. 273—301.
20. Ross C. S., Foster M. D., Meyers A. T. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. Amer. Mineral., v. 39, 1954, No. 9—10.

С. Э. Махмудов, М. Н. Мамедов

КЭЛБЭЧЭР ТЭРЭМЭ ЧӨКЭКЛИЈИН ДӨРДҮНЧҮ ДӨВР ГЭЛЭВИ БАЗАЛТ ФОРМАСИЈАСЫНДАКЫ ДЭРИНЛИК МИНЕРАЛ ВЭ СҮХҮР ЭЛЭВЭЛЭРИ

Мүэллиф тэрэфиндэн Дөрдүнчү дөвр вулканитлэри гэлэви базалтоид тэркибли һесаб едилимишдир. Бу вулканитлэрдэ илк дэфэ жүксэк тэзјиг вэ температурда эмэлэ кэлмиш дэринлик минерал вэ сүхур элавэлэри тапылмышдыр. Онлар моноклиник вэ ромбик пироксендэн, оливиндэн, гэлэви чөл шпатындан (санидин), плагиоклаздан, биотитдэн, гранатдан вэ амфиболдан ибарэтдир. Сүхур элавэлэри арасында еридотитлэрэ вэ габброидлэрэ раст кэлинир.

Ири өлчүлү минерал элавэлэриндэн санидин даһа чох јайылмышдыр. О, гурулуш вэ вјијэтинэ көрө жүксэк санидинэ ујғундур ($T_1+T_{1m}=0,50-0,55$) вэ тэркибиндэ ортоклаз молекулуунун мигдары 58—73%—дир.

Үмумијјэтлэ, адлары чэкилэн минерал вэ сүхур элавэлэри бу районда илк дэфэ тапылмышдыр.

S. A. Mahmudov, M. N. Mamedov

ABYSSAL INCLUSIONS IN THE ROCKS OF QUATERNARY ALKALI-BASALT FORMATION IN KELBADJAR SUPERIMPOSED TROUGH

Quaternary volcanism, concerned to the alkali-basaltoids on composition by authors and containing abyssal inclusions of minerals and rocks, represents the final stage of development of Cenozoic volcanism in the Minor Caucasus and time to the Southern border in Kelbadjar superimposed trough.

Abyssal inclusions are represented by megacrystals—clinopyroxene, orthopyroxene, olivine, alkali feldspar, plagioclase, biotite, garnet.

Fragments of abyssal rocks correspond to peridotites and gabbroides.

Alkali feldspars are widely spread among megacrystals firstly discovered by the authors. The feldspars are represented by monoclinic high sanidines with aluminium in tetrahedral positions $T_{1o}+T_{1m}=0.50-0.55$ and 58—73% content of orthoclase molecule ($d_{201} = 4.16 - 4.19 \text{ \AA}$) and microsondral analysis).

УДК [553.981/2.053:551.76](479.24)

В. Ю. КЕРИМОВ

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗЕРБАЙДЖАНА

Мезозойские отложения в пределах большинства депрессионных зон Азербайджана в связи со значительной их погруженностью являются наименее изученными. В Западном Азербайджане литолого-стратиграфические критерии поисков стратиграфических и литологических ловушек в мезозойских (верхнемеловых) отложениях в настоящее время в некоторой степени определены лишь для ЮЗ части области междуречья Куры и Иори, а также для бортовых частей Евлах-Агджабединского прогиба.

В междуречье Куры и Иори на основании комплексного анализа геолого-геофизического материала выделяются три основные зоны возможных литофаций мезозойского комплекса отложений [1]. Первая зона относится к Предмалокавказской бортовой моноклинали и с севера ограничена Южно-Куринским глубинным разломом, где мезозойские отложения представлены в основном в лавово-пирокластической литофации. В пределах второй зоны, расположенной в СВ части Предмалокавказского синклинория, развиты преимущественно карбонатно-терригенные образования, обогащенные пирокластическими разностями, образовавшимися главным образом за счет размыва вулканогенных образований первой зоны. К северу от Удабно-Эрикдарского разлома, в пределах третьей зоны, мезозойские осадки представлены в основном в терригенно-карбонатной литофации [2].

В распределении литофаций мезозойских отложений, по-видимому, основную роль играли глубинные разломы, в конечном итоге, являющиеся границами разнородных структурно-фациальных зон описываемой территории. Определенную роль в распределении литофаций мезозоя играли также и поперечные разломы.

Верхнемеловые отложения на территории междуречья Куры и Иори вскрыты бурением вблизи юго-западной границы с Кировабадской нефтегазоносной областью — в пределах Гырахкесаман-Хулуфской (Южно-Куринской) антиклинальной зоны — на Гырахкесаманской и Хатунлинской складках, а также на площади Мамедтепе. В непосредственной близости от территории междуречья Куры и Иори, в СЗ части Предмалокавказского синклинория, относящегося уже к Кировабадской нефтегазоносной области, отложения верхнего мела вскрыты бурением на площадях Тауз-Казах и Далляр-Тауз.

Наиболее древними из вскрытых отложений мела являются вулканогенные и пирокластические породы сеноман-туронского возраста, вскрытые на площади Далляр—Тауз.

Отложения верхнего мела на рассматриваемой территории пред-

ставлены в двух литофациях: вулканогенно-пирокластической, характерной для сеноман-сантонского стратиграфического интервала, и терригенно-карбонатной, характерной для верхних ярусов — кампанского, маастрихтского и датского. Данные комплексной интерпретации гравиметрических и магнитных съемок по территории междуречья позволяют предполагать замещение вулканогенно-пирокластической литофации нижней части верхнего мела терригенно-карбонатными разностями в направлении от Предмалокавказского прогиба к Чатминско-Геокчайскому антиклинорию.

На основании всестороннего анализа геолого-геофизических данных, а также сравнительного литолого-фациального анализа верхнемеловых отложений междуречья Куры и Иори, сопредельных районов Восточной Грузии и Западного Азербайджана, и по данным исследования геологической характеристики выявленных промышленных местоскоплений нефти и газа в сопредельных с междуречьем районах в качестве основных перспективно-нефтегазоносных литолого-стратиграфических комплексов мела выделяются карбонатный комплекс верхнего мела, включающий отложения верхнего сенона (кампан—даний), и осадки нижнего палеоцена, сложенные преимущественно известняково-мергельными породами, в пределах которого отмечались нефтегазопроявления и поглощения и который можно рассматривать как перспективно-нефтегазоносный массивный трещинный коллектор, с мощностью в изученной зоне до 400 м.

В направлении к внутренней зоне Среднекуриинского синклиория происходит как увеличение мощности отложений этого литолого-стратиграфического комплекса, так и замещение туфогенно-терригенной и туфогенно-пирокластической литофаций нижней части верхнемеловых образований терригенно-карбонатными осадками, что, безусловно, является благоприятным фактором, свидетельствующим об улучшении в указанном направлении фациальной характеристики этого массивного коллектора, а также о наличии благоприятных литологических предпосылок для формирования литологических ловушек, связанных с зонами повышенной трещиноватости известняков и перехода туфогенно-терригенной литофации в карбонатную.

В пределах зоны развития антикавказских выступов междуречья Куры и Иори предполагается наличие благоприятных стратиграфических предпосылок для формирования стратиграфических ловушек в верхнемеловых образованиях на участках возможного частичного их размыва (в приосевых частях выступов) и последующего несогласного перекрытия глинистыми породами эоцен-олигоцена.

В пределах Евлах-Агджабединского прогиба наиболее благоприятные литолого-стратиграфические предпосылки для формирования литолого-стратиграфических ловушек в мезозойских образованиях связаны с погребенными вулканогенными поднятиями, сформировавшимися в результате интенсивной вулканической деятельности, протекавшей с раннемелового и по начало позднемелового времени включительно.

В настоящее время условия, способствовавшие формированию литолого-стратиграфических ловушек в пределах вышеуказанных выступов, наиболее полно изучены на Мурадханлинском вулканогенном поднятии. В раннемеловое и в начале позднемелового времени площадь Мурадханлы была охвачена интенсивными вулканическими проявлениями, приведшими к накоплению эффузивных пород типа андезитов,

трахибазальтов и порфиритов. Максимальная мощность этих эффузивных образований, вскрытая в скв. № 6, составляет 1950 м. На погружениях Мурадханлинского вулканотектонического поднятия вулканические извержения происходили в условиях трансгрессии моря, что привело к накоплению здесь чередующихся вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (роговообманково-биотит-пироксеновых, биотит-роговообманково-пироксеновых, роговообманково-пироксеново-биотитовых порфиритов, андезитов, их брекчиевидных разностей, туфов, туфогравелитов и туфоконгломератов).

Поверхность эффузивных пород подвергалась глубокой эрозии и в повышенных частях поднятия была частично сnivelирована с образованием на отдельных участках коры выветривания мощностью от 50 до 100 м.

На погружении СВ крыла вулканогенного поднятия установлены карбонатные отложения кампан-маастрихтского возраста, несогласно перекрывающие поверхность эффузивных образований. Эти отложения представлены известняками белесовато-серыми, плотными, трещиноватыми, кристаллически-зернистыми, сгустковыми, песчанистыми, реже сферово-фораминиферовыми, фораминиферово-сферовыми, детритовыми, иногда пелитоморфными. Возможно, и на далеком погружении ЮЗ крыла Мурадханлинского поднятия также будут выявлены отложения кампан-маастрихтского возраста, представленные в аналогичной карбонатной литофации.

В результате трансгрессивного расширения бассейна осадконакопления, начавшегося в послемеловую эпоху, произошло трансгрессивное и несогласное перекрытие эродированных эффузивных образований верхнемелового возраста глинами верхнего эоцена, а затем и глинами майкопа, сыгравшими роль хороших покрышек и окончательно сформировавшими литолого-стратиграфические ловушки в зонах выветривания эффузивных образований верхнего мела, в которых образовались залежи нефти.

В связи со сходным геологическим строением других погребенных вулканотектонических поднятий, расположенных вдоль СВ прибортовой части Евлах-Агджабединского прогиба, в зоне его сочленения с ЮЗ склоном Кюрдамиро-Саатлинского выступа (Мильского, Зардобского, Амирархского, Гиндархского, Борсунлинского), а также Первомайского, выявленного в результате гравимагнитометрических исследований [3], следует ожидать благоприятных литологических предпосылок для формирования стратиграфических и литологических ловушек в пределах мезозойских образований, слагающих эти поднятия.

По данным проведенного разведочного бурения, в пределах СЗ центриклинального замыкания Евлах-Агджабединского прогиба в СЗ части Дальмамедлинской площади (скв. № 3, 4, 5, 27) установлено наличие резкого стратиграфического несогласия между вулканогенным комплексом верхнемелового возраста и эоценовыми отложениями, в результате которого в гипсометрически повышенных участках несогласного прилегания песчаных коллекторов низов верхнего эоцена к вулканогенным породам верхнего мела в стратиграфической ловушке образовалась залежь нефти. Возможно, в этом районе существуют благоприятные предпосылки для формирования литолого-стратиграфических ловушек в эрозионных вулканогенных отложениях верхнего мела, несогласно перекрытых глинистыми породами эоцена.

В Восточном Азербайджане в настоящее время литолого-страти-

графические критерии поисков стратиграфических и литологических ловушек нефти и газа в пределах мезозойского комплекса отложений в достаточной степени определены лишь для районов Кубино-Дивичинской зоны и прилегающих к ней районов Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и Хизинского синклинория, а также для некоторых районов ЮВ замыкания Терско-Среднекаспийской зоны [4].

Проведенными разведочными работами в пределах ЮВ части Хизинского синклинория, на площадях Советабд, Ситалчай, Гядысу в отложениях среднего альба, который представлен серыми, темными и желтовато-серыми глинами и серыми крупнозернистыми местами известковистыми песчаниками, получившими название «кюлюлинских песчаников», установлено резкое выклинивание этих песчаников к сводовым частям складок. В результате вышеуказанных особенностей на пл. Советабд была выявлена узкая литологически ограниченная залежь нефти в кюлюлинских песчаниках альба на СВ крыле складки. Сходные литолого-стратиграфические условия существуют на Ситалчайском и Гядысуанском поднятиях, где возможны аналогичные литологические ловушки ограниченных размеров в отложениях альбского яруса.

Благоприятные литолого-стратиграфические предпосылки для образования литолого-стратиграфических ловушек в верхнемеловых отложениях существуют в ЮВ подзоне Кубино-Дивичинской зоны осадконакопления в полосе несогласного контакта палеогеновых отложений с верхнемеловыми породами — вдоль зоны сочленения СВ склона Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и ЮЗ борта Кубино-Дивичинского прогиба. Здесь опрокинута залегающие маастрихт-датские отложения несогласно и трансгрессивно примыкают к отложениям сумгаита и коуна, что обусловило формирование литолого-стратиграфических ловушек, с которыми связаны залежи нефти на участке Заглы-Зейва, Амирханлы, Чандагар-Зорат. Аналогичные литолого-стратиграфические условия предполагаются и в северо-восточной подзоне — полосе сочленения СВ борта Кубино-Дивичинского прогиба и ЮЗ склона погребенного Кусаро-Хачмасского мезозойского поднятия.

В пределах ЮВ замыкания Терско-Среднекаспийской зоны (Присамурская зона) благоприятные литолого-стратиграфические условия формирования литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа в мезозойских отложениях установлены в пределах В—ЮВ погружения Кусаро-Хачмасского (Чархинского) выступа, где верхнебайосские отложения, сложенные в основном чередованием пачек плотных аргиллитов с пачками песчаников и алевролитов, вверх по региональному восстанию шарнира выступа подвергались размыву и в наиболее повышенных частях выступа полностью выпадали из разреза [4].

Трансгрессивное перекрытие глинистыми отложениями нижнего мела и миоцена размытых верхнебайосских отложений на далеких погружениях крыльев и периклиналях погребенных поднятий ЮВ части выступа (Хачмасское, Чархинское, Агзыбирчалинское) создало благоприятные условия для формирования здесь ловушек литолого-стратиграфического типа.

В полосе сочленения ЮЗ борта Касумкентского (Зейхурского) прогиба и СВ склона Кусаро-Хачмасского (Чархинского) выступа происходит стратиграфическое выклинивание мощного комплекса отложений нижнего (терригенно-карбонатные образования) и верхнего (карбонатные образования) мела, которые регрессивно и несогласно прилегают

к среднеюрским отложениям СВ склона Кусаро-Хачмасского выступа и трансгрессивно и несогласно перекрываются глинистыми породами миоцена. Все это также благоприятствовало формированию литолого-стратиграфических ловушек в указанном комплексе отложений.

В пределах расположенного к СВ Ялама-Худатского выступа установлено наличие благоприятных литолого-стратиграфических условий в нижнемеловых отложениях для формирования стратиграфических и литологических ловушек нефти и газа. В связи с особенностями развития Ялама-Худатского выступа в отрезок времени от конца неокома и до верхнего апта, когда формировались локальные поднятия I-го структурного этажа в результате непродолжительной регрессии пять песчаных пачек, разделяющие их глинистые разделы баррема были выведены на дневную поверхность и подверглись интенсивному размыву. При последующей верхнеаптской трансгрессии песчаные пачки оказались перекрытыми терригенно-карбонатной базальной пачкой верхнего апта, что обусловило образование в пределах локальных поднятий Ялама-Худатского выступа ловушек стратиграфического типа в I—V песчаных пачках баррема [5].

В связи с установленной разведочными работами резкой изменчивостью коллекторских свойств песчаных коллекторов терригенно-карбонатной базальной пачки апта в ней возможно формирование литологических ловушек.

В пределах верхнемелового карбонатного комплекса ряда локальных поднятий (Яламинского, Худатского, Имамкуликентского, Ширвановского) разведочными работами были выявлены отдельные локальные зоны развития трещиноватости, с которыми могут быть связаны структурно-литологические ловушки.

Литература

1. Авербух Б. М., Бабаев Р. Я. К разведке эоцен верхнемеловых отложений в междуречье Куры и Иори. АНХ, 1978, № 9.
2. Якубов А. А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку, «Элм», 1980.
3. Метакса Х. П. К вопросу о характере распространения магматических образований в разрезе мезозоя Среднекуринской впадины. АНХ, 1977, № 1.
4. Ализаде А. А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. М., «Недра», 1966.
5. Авербух Б. М. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности погребенных поднятий Присамурской зоны Азербайджана. Автореф. канд. дисс. Баку, АЗИНЕФТЕХИМ, 1973.

В. Я. Керимов

АЗЕРБАЙДЖАНЫН МЕЗОЗОЈ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНДӘ СТРАТИГРАФИК ВӘ ЛИТОЛОЖИ ТИПЛИ НЕФТ ВӘ ГАЗ ТӘЛӘЛЭРИ АХТАРЫШЫНЫН ЛИТОЛОЖИ- СТРАТИГРАФИК ЭСАСЛАРЫ

Мәғаләдә мезозој чөкүнтүләрində стратиграфик вә литоложи типли нефт вә газ тәләләрини ахтарыш прогнозуун эсаслары тәһлил едилір. Буун үчүн мезозој чөкүнтүләрини стратиграфик бүтөвлүјү, онун дахилиндә фәсилә вә үзгүнсүздүгләрини вәрәһғи вә литоложи тәркибинини дәјишилмә характери нәзәрдән кечирилір. Литоложи-стратиграфик типли нефт вә газ јатағларынын јаранмасы үчүн әлверилми зоналар олағ мезозој јашыл вулканокен төрәмәләрини кениш јайылмасы кестерилмишдир.

LITHOLOGO-STRATIGRAPHIC CRITERIA OF STRATIGRAPHIC AND
LITHOLOGICAL OIL AND GAS TRAPS PROSPECTING IN MESOZOIC
SEDIMENTS OF AZERBAIJAN

The article analyzes lithologo-stratigraphic criteria for forecasting stratigraphic and lithological oil and gas traps prospecting in Mesozoic sediments. The character of changing of stratigraphic completeness, the presence of disagreement within it are considered as stratigraphic criteria, and lithofacial content changing of Mesozoic as well as overlapping sediments is considered as a lithological criterion. The author has paid much attention to the wide development of Mesozoic volcanogenic formations which are favourable zones for formation of lithologo-stratigraphic oil and gas deposits.

УДК 551.214.6

М. И. РУСТАМОВ, Т. М. ТХОСТОВ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛЬДЕР
И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Термин «кальдера» обязан своим происхождением известному исследователю Канарских островов Л. Буху, применившему португальское слово caldera (котел) для обозначения крупных отрицательных элементов вулканического рельефа, имеющих чашеобразную форму.

Вот уже более полутора столетий кальдеры неизменно привлекают внимание вулканологов всего мира. Большой вклад в теорию кальдерообразования внесен советскими вулканологами В. И. Влодавцом [1], создавшим классификацию отрицательных вулканических форм, Е. К. Мархиным [5], обратившим внимание на связь кальдерообразования с периферическими магматическими очагами, И. В. Лучицким [3], обобщившим обширный материал по гипотезам происхождения кальдер и их классификациям, и др.

К сожалению, до настоящего времени нет единого мнения исследователей не только о происхождении кальдер, но и о том, к каким структурам применим сам термин «кальдера». Отсутствие четкого генетического определения кальдер привело к тому, что в работах одних авторов обширный, собирательный термин «кальдера» применяется к деструктивным формам самого различного происхождения, а в работах других ему придается узкое значение, ограниченное лишь одним генетическим типом кальдер и не охватывающее всего их разнообразия.

В геологической литературе, посвященной вулcano-структурам, на наш взгляд, зачастую ошибочно, кальдерами называются:

1. Обширные кратеры, образованные обрушением и обвалом стенок кратера или жерла [6, 8, 10 и др.]. Образование таких отрицательных вулканических форм не имеет непосредственной связи с кровлей периферического магматического очага, процессы обрушения происходят только лишь в жерловой части вулкана, а его подводной канал продолжает выполнять роль связывающего звена между магматическим очагом и кратером вулкана. Поэтому называть образованные формы обрушения кальдерами, а не кратерами только из-за внушительных размеров вряд ли допустимо. В поддержку таких представлений можно процитировать Х. Рекка [9]: «Кальдеры отличаются от кратеров не столько размерами, сколько отношением к магматической камере: они связаны с кровлей камеры, тогда как кратеры не отделены от жерловин».

В не так давно вышедшей работе Г. Макдоналда [4] кальдерами называются погружившиеся кратеры более 1 мили в диаметре. Возможно, что такой довольно произвольно выбранный диаметр отделит большинство кратеров от кальдер, но тем не менее, метрическое разделение ни в коей мере не должно затушевывать их генетического отличия.

2. Эрозионные формы вулканического рельефа, образованные

вследствие наложения процессов эрозии на кратеры или кальдеры [4, 10]. Являясь сторонниками строгого генетического разделения кальдер и кратеров, авторы настоящей статьи не придерживаются представлений об эрозионном преобразовании кратера в кальдеру. Процессы эрозии, наложенные на кратер, вызывают лишь поверхностное его изменение, оставляя неразрывной цепь кратер—жерло вулкана—периферический очаг, поэтому называть образованную форму обширным кратером более логично, чем эрозионной кальдерой. Применение термина «эрозионная кальдера» в случае расширения кальдеры какого-либо типа также связано с определенными трудностями, так как большинство кальдер носят следы эрозии и провести границу между просто кальдерой и кальдерой эрозионной часто не представляется возможным. К тому же при выделении самостоятельного типа эрозионных кальдер затушевывается первоначальный генезис эродированной структуры.

3. Эксплозионные вулканические формы, или так называемые «эксплозионные кальдеры». Следует отметить, что в термин «эксплозионная кальдера» часто вкладывается различный генетический смысл, вследствие чего вулкано-структуры, образованные мощными взрывами, обезглавливающими вулканическую постройку [2, 10], обрушением стенок кратера или жерла, сопровождающим эксплозионное извержение [8], обрушением или проседанием вулканической постройки после извержения большого объема пирокластического материала, называются эксплозионными.

На наш взгляд, только катастрофические эксплозии в неглубоко залегающем периферическом очаге, выбрасывающие всю толщу пород кровли, образуют эксплозионную кальдеру. Близповерхностные жерловые эксплозии могут привести к расширению кратера вулкана, а эксплозии очага и разных уровней вулканического канала, сопровождаемые выбросом большого объема пирокластов, способствуют образованию кальдер обрушения или проседания.

В работах большинства авторов описываются кальдеры, образованные обрушением кровли при устранении магматической поддержки вследствие извержения большого объема пирокластов. Несомненно, что большинство кальдер мира имеют именно такой механизм образования. Но и здесь часто однотипные структуры различными исследователями называются кальдерами обрушения, оседания, проседания, провала, опускания и т. д. С одной стороны, нет необходимости в такой обширной терминологии относительно кальдер, с другой стороны, следует делать четкое различие между процессами проседания и обрушения. Кальдеры проседания сформированы, в основном, блоками, скользящими по кольцевым разломам, у кальдер обрушения блоки расчленены хаотически и нагромождены друг на друга.

В классификациях ряда вулканологов, в том числе и советских, кальдеры составляют группу отрицательных форм вулканического рельефа, однако это не всегда так. В щитовых вулканах Гавайского типа мощные лавы, заполняющие кальдеру, менее эродированы, чем породы внешней части щита, поэтому они часто высоко выступают над рельефом, образуя таким образом положительную форму, а не отрицательную [3].

Все вышесказанное говорит о необходимости четкого генетического определения кальдер. Авторами предлагается следующее общее определение:

«Кальдеры — это отрицательные кольцевые вулкано-тектонические структуры, образованные вследствие нарушения равновесия сил, действующих на кровлю периферического магматического очага».

Такая формулировка позволит объединить все известные типы кальдер и в то же время отделить от них деструктивные вулканические формы, имеющие лишь внешнее сходство с кальдерами, но иной механизм образования. Следует отметить, что не всякое нарушение равновесия сил, действующих на кровлю, вызывает образование кальдеры, но все кальдеры образованы именно вследствие нарушения этого равновесия.

Предложенное определение кальдер положено в основу разработанной нами классификации (таблица). В ней выделены две основные генетические группы кальдер — эксплозионная и гравитационная. В каждой генетической группе выделяются типы кальдер, которые различаются по уровню глубин эксплозий, механизму опустошения очага и устранения магматической поддержки, а также по структурному признаку.

Кальдеры эксплозионной группы образуются, когда давление периферического магматического очага в момент катастрофической эксплозии настолько превышает силы гравитации и сцепления пород кровли, что происходит выброс всей толщи пород, лежащих над магматическим резервуаром.

Эксплозионная генетическая группа включает лишь один тип кальдер — эксплозионный, являющийся результатом сочетания двух главных благоприятных факторов в деятельности вулкана, а именно: близповерхностного расположения периферического магматического очага с относительно непроницаемой кровлей, способствующей скоплению значительного количества газов под огромным давлением и катастрофической эксплозии в очаге, приводящей к выбросу пород кровли с уничтожением вулканической постройки или ее части.

По нашим представлениям, энергия для гигантской кальдерообразующей эксплозии может аккумулироваться только в магматическом очаге, т. е. эксплозии типа Катмай, Безымянный, Бандай не являлись жерловыми. При этом допускается сложная морфология кровли периферического очага, являющаяся следствием его быстрого разрастания вверх в период, предшествующий катастрофическому взрыву. В случае подобной эксплозии в сравнительно глубоко залегающем периферическом очаге энергия трансформируется посредством жерла вулкана и ее разряжение не вызывает разрушения вулканической постройки (тип Пеле).

Эксплозионные кальдеры имеют небольшой диаметр, часто совмещаются с другими типами кальдер, имеющих многоэтапное развитие. Они сравнительно редки, распространены в регионах молодого вулканизма, по структурному признаку могут быть без кольцевых и радиальных разломов или же с коническими и радиальными разломами (рис. 1). Что касается палеокальдер, их реконструкция связана с определенными трудностями палеовулканического, геолого-тектонического, а также геоморфологического порядка.

Гравитационная генетическая группа включает большинство известных кальдер мира. Они образуются, когда силы гравитации пород кровли магматической камеры настолько превосходят силы их сцепления и остаточного давления в камере, что происходит погружение по-

род кровли в магматический резервуар, сопровождаемое проседанием или обрушением всей толщи цилиндрического блока, ограниченного кольцевыми разломами. Подчеркивая связь проседания и обрушения непосредственно с кровлей магматического очага, авторы выделяют гравитационные кальдеры от отрицательных вулканических форм, образованных обрушением стенок кратера или жерла.

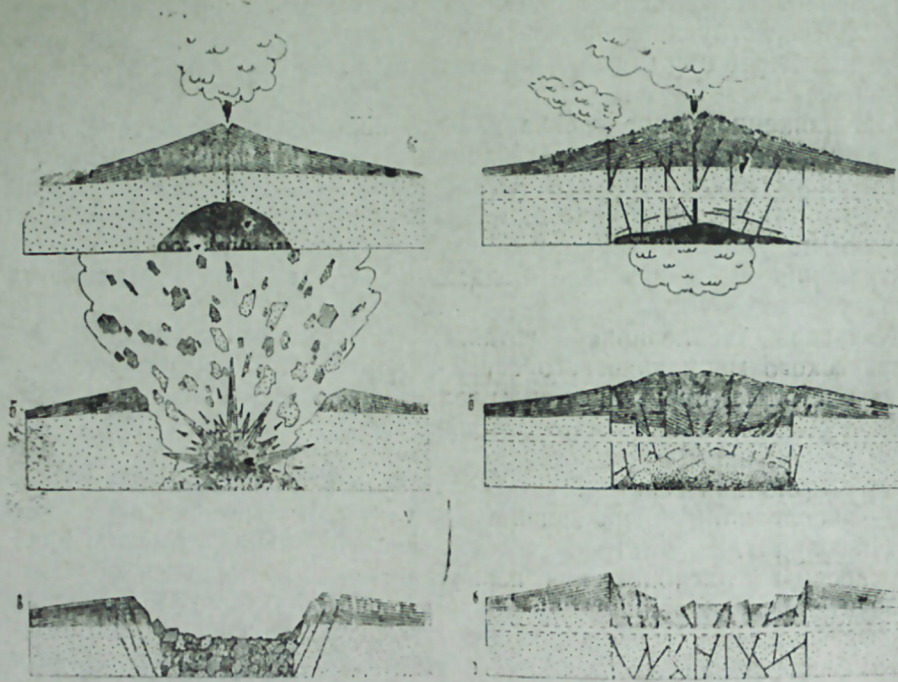


Рис. 1. Стадии образования эксплозивной кальдеры.

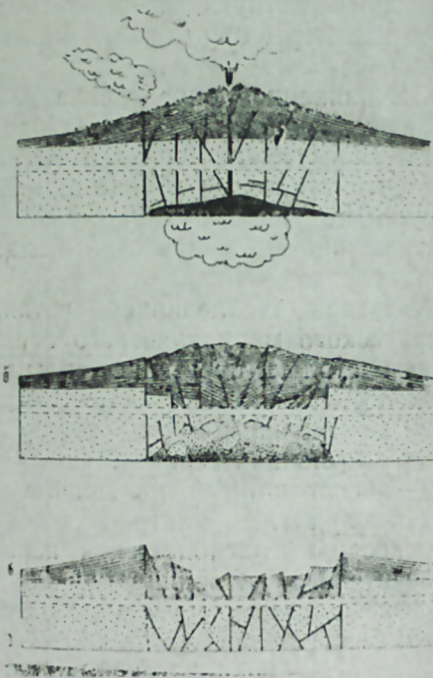


Рис. 2. Стадии образования кальдеры обрушения.

В гравитационной генетической группе выделяются следующие типы кальдер:

- кальдеры обрушения (Кракатау в Индонезии, Кратер-Лейк в США);
- кальдеры проседания (Вэллис в США);
- криптовулканические кальдеры (Гигантский котел в Центральной Европе) и кальдерные проседания (Гленко в Шотландии).

Для кальдер обрушения (рис. 2) характерно хаотическое погружение внутрикальдерных блоков вследствие быстрой разгрузки обширной неглубоко залегающей магматической камеры с кровлей, разбитой многочисленными разрывами и трещинами. Заложение последних в основании вулканической постройки происходит, по-видимому, еще до настоящего пароксизма вулканической деятельности.

В кальдерах проседания (рис. 3) блоки погружаются вдоль кольцевых разломов, сохраняя относительную упорядоченность. В отличие от кальдер обрушения, для них характерно более глубокое залегание магматического очага с кровлей, ослабленной кольцевыми и радиальными разломами, ограничивающими блоки проседания. Выплескивание или внедрение магмы по этим разломам еще больше ослабляет си-

лы сцепления пород и вызывает скольжение блоков под действием гравитационных сил.

В кальдерах обрушения и проседания опустошение периферического очага и устранение магматической поддержки являются результатом: 1) непрерывных или повторяющихся извержений большого объема пеплов и других пирокластов, иногда с лавовыми излияниями из центральных и побочных вулканов. При таком механизме изменения

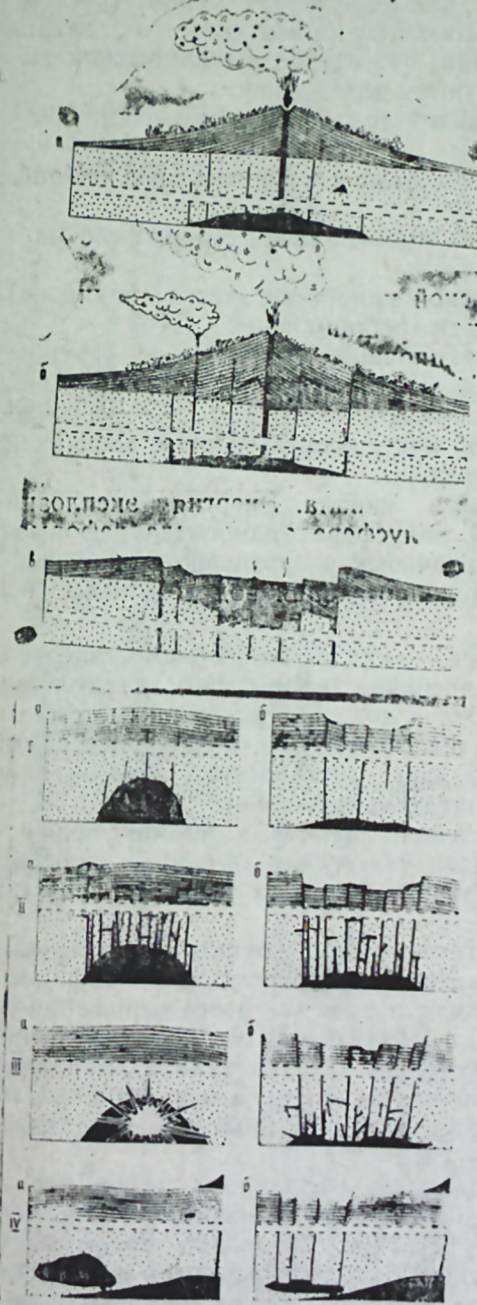


Рис. 3. Стадии образования кальдеры проседания.

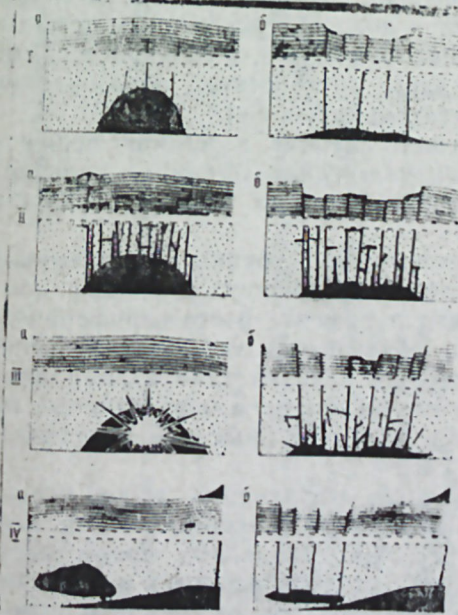


Рис. 4. Криповулканические кальдеры и стадии их образования.

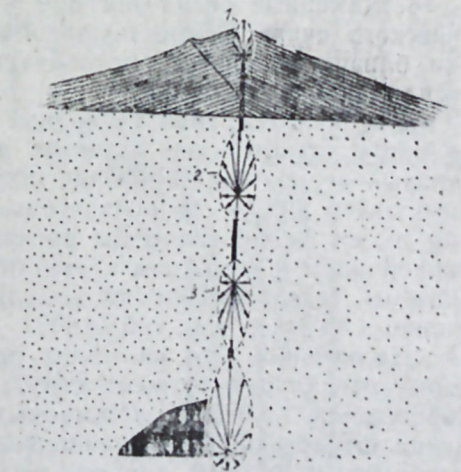


Рис. 5. Уровни глубин эксплозий.

режима периферического очага в зависимости от конкретных факторов (тип извержения, уровень эксплозий, скорость смены режима и др.) формируются кальдеры обрушения или проседания; 2) быстрых излияний лавы через трещины на склонах щитового вулкана, за его пределами и через кольцевые разломы. Это приводит, соответственно, к быстрому падению давления в периферическом очаге, что чаще всего вызывает образование кальдер обрушения.

Криповулканические кальдеры и кальдерные проседания (рис. 4) имеют механизм образования аналогичный с кальдерами проседания, но при других РТ условиях, в основном, без следов вулканической активизации на поверхности. Они образуются вследствие:

— изменения объема и формы очага под действием внешних динамических условий (рис. 4, I);

— внедрения многочисленных даек и силлов в породы кровли (рис. 4, II);»

— криповулканических эксплозий, выжимающих содержимое магматической камеры (рис. 4, III);

— падения давления в магматической камере за счет излияний через удаленные от кальдеры вулканы или трещины (рис. 4, IV).

При образовании кальдер гравитационной генетической группы большое значение имеет относительный уровень глубин эксплозий (рис. 5). В частности:

1. Выше основания вулканической постройки. Жерловые эксплозии образуют обширные кратеры, а не кальдеры.

2. В верхней части магматического канала. Энергия эксплозий разряжается, в основном, в верхней полусфере эллипсоида деформации. Такие эксплозии приводят к частичному разрушению вулканической постройки и образованию кальдер проседания под действием сил гравитации.

3. В нижней части магматического канала. Разряжение энергии взрыва на нижней полусфере эллипсоида деформации значительно превосходит. Такие эксплозии приводят к довольно ускоренным темпам опустошения периферического магматического очага, ослаблению связи между блоками пород кровли, что чаще способствует образованию кальдер обрушения под действием гравитационных сил.

4. Камерные эксплозии при большой глубине залегания периферического очага способствуют образованию гравитационных кальдер, а в близповерхностных условиях катастрофические взрывы образуют эксплозионные кальдеры.

Для кальдер гравитационной генетической группы характерным является значительное развитие разломов и трещин, имеющих длительный период формирования, начиная с момента роста периферического очага вплоть до окончательного образования кальдеры. Обычно они имеют концентрическое расположение, нередко заполняются инъекцией магм и в каждом конкретном случае развиты определенные их системы. В классификации выделяется 5 структурных типов гравитационных кальдер (см. таблицу).

Несомненно, что кальдеры различных структурных типов характеризуются определенными структурно-морфологическими типами месторождений полезных ископаемых [7], представленных преимущественно штокверковыми, цилиндрическими, столбообразными и жильными рудными телами, приуроченными к кольцевым, радиальным, коническим разломам и узлам их пересечения.

Классификация кальдер (М. И. Рустапов, Т. М. Тхостов)

Генетические группы	Типы кальдер	Уровень глубин эксплозий	Механизм опустошения очага и устранения магматической поддержки	Структурный признак
Эксплозионная Давление периферического магматического очага в момент катастрофической эксплозии настолько превышает силы гравитации и сцепления пород кровли, что происходит выброс пород, лежащих над магматическим резервуаром Гравитационная	Эксплозионные кальдеры Катман (Аляска) Кальдеры обрушения Кракатау (Индонезия) Кальдеры проседания Вэлланс (США) Криповулканические кальдеры и кальдерные проседания Гигантский котел (Центральная Европа) Гленко (Шотландия)	В неглубоко залегающем периферическом очаге В очаге или нижней части канала. Разряжение энергии эксплозий на нижней полусфере эллипсоида деформации значительно превосходит В верхней части канала. Энергия эксплозий разряжается в основном на верхней полусфере эллипсоида деформации. Кальдеры щитовых вулканов образуются вследствие проседания при лавовых излияниях. При криповулканической активизации эксплозии происходят в очаге и вызывают видоизменение даек, силлов, лакколитов и т. д.	Одиночные катастрофические эксплозии Непрерывные или повторяющиеся извержения большого объема пеплов, пемз, туфов и других пирокластов иногда с лавовыми излияниями через центральное жерло или бланз-расположенные каналы. Быстрые излияния лавы через трещины на склонах щитового вулкана, за его пределами и через кольцевые разломы Изменение состояния, объема и формы очага со слабыми излияниями или без них	1. Без кольцевых и радиальных разломов 2. С коническими и радиальными разломами 1. С кольцевыми или дуговыми и коническими разломами 2. С коническими или коническими радиальными разломами 3. Со слабо выраженными коническими и кольцевыми, широко развитыми радиальными нарушениями 4. С кольцевыми, коническими и радиальными разломами 5. С кольцевыми и радиальными разломами

Предложенная классификация позволяет все известные типы кальдер объединить в две генетические группы с дальнейшим расчленением по различным признакам, что создает удобство при пользовании ею.

Проблема кальдер в настоящее время далеко не полностью разрешена, необходимы детальные исследования этих интереснейших структур, контролирующих и вмещающих различные месторождения полезных ископаемых.

Литература

1. Володавцев В. И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. «Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5, с. 137—147.
2. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.—М.; Гл. ред. геол.-разв. и геодезич. лит., 1936, с. 572.
3. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 2. М., «Наука», 1971, с. 480.
4. Макдоналд Г. Вулканы, М., «Мир», 1975, с. 431.
5. Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. Тр. лаб. палеовулканол. КазИМС, Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 138—146.
6. Рэдудеску Д. П. Вулканы сегодня и в геологическом прошлом. М., «Недра», 1979, с. 255.
7. Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. «Сов. геология», 1967, № 9, с. 49—60.
8. Esher B. G. On the formation of calderas. In: Proc. of the IV Pacific sci. congress, v. 2. Java, 1929, p. 571—589.
9. Reck H. et al. Santorin, der Werdegang eines Vulkanes und sein Ausbruch 1925—1928, 3Bde. Berlin, 1936.
10. Williams H. Calderas and their origin. Bull. Calif. Univ. Dep. Geol. Sci. Berkeley and Los Angeles, v. 25. 1941, № 6, p. 239—346.

М. И. Рүстамов, Т. М. Тхостов

КАЛДЕРЛЭРИН КЕНЕТИК ХҮСУСИЙЯТЛАРИ ВЭ ТЭСНИФАТЫ

Мәгаләдә мәнфи һалгавары вулканик-тектоник структур кими гәбул едилән калдерларин јени кенетик тәрифи верилир.

Онларын әмәлә кәлмәси периферик магматик очағын таванына тәсир едән гүввәләрин мувазинәтинин позулмасы илә әлагәләндирилир.

Верилмиш тәрифә әсасән калдерларин комплекс тәснифаты һазырланмышдыр. Тәснифатда калдерларин ики әсас кенетик групу—эксплозив гравитасија ајрылыр вә һәр бир груп, өз нөвбәсиндә, мұхтәлиф әламәтләрә кәрә кичик дәстәләрә бөлүнүр.

M. I. Rustamov, T. M. Tkhostov

GENETIC CHARACTERISTICS OF CALDERA AND THEIR CLASSIFICATION

New genetic caldera determination is being proposed as negative annular volcano-tectonic structure, formation of which is connected with unbalance of forces, effected upon the roof of peripheral magmatic hearth.

Complex design classification is worked out on the base of the new determination including two main genetic caldera groups—explosive and gravitational with their further subdivision on different features.

С. А. АЛИ-ЗАДЕ

О ПРИЧИНАХ ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОРЕЙ КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Вопрос о причинах трансгрессий и регрессий четвертичных морей в Каспийской области был объектом исследований ряда ученых, взгляды которых настолько разноречивы, что стоит вкратце остановиться на существующих на этот счет точках зрения.

Не касаясь ранних высказываний о причинах колебания уровня Каспийского моря за четвертичный период, отметим, что в настоящее время вырисовываются следующие взгляды:

1. Причиной трансгрессий и регрессий Каспия как в современное время, так и в антропогене являются климатические условия.

2. Причиной указанных геологических явлений являются тектонические движения в прикаспийских областях.

3. Сочетание тектонических движений и климатических условий явилось причиной трансгрессий и регрессий четвертичных морей Каспийской области.

Ярым сторонником первой точки зрения является Д. А. Туголесов, который писал: «...трансгрессии и регрессии Каспия обязаны своим возникновением исключительно колебаниям климата, обусловившим соответствующие изменения водного баланса моря» [10].

Критикуя точки зрения В. П. Колесникова, И. П. Герасимова и других, считающих, что трансгрессии вызываются тектоническими причинами, Д. А. Туголесов считает, что тогда дно Среднекаспийской и Южнокаспийской впадин должно было быть приподнято и приводит даже расчет, из которого, по его словам, дно этих впадин должно было подниматься (подчеркнуто нами — С. А.) со скоростью 130 м в 100 лет. Далее он отмечает, что при увеличении площади моря увеличивающийся дефицит баланса должен пополняться за счет изменения объема моря, т. е. за счет поднятия дна Среднекаспийской и Южнокаспийской впадин [10].

Крупный исследователь четвертичных отложений Каспийской области П. В. Федоров также придерживается точки зрения, согласно которой основными причинами являются климатические условия. Он пишет: «...В пределах значительных территорий Средней Азии и Евразии бакинский век характеризовался теплым и влажным климатом... В условиях влажного климата в Каспийской впадине развивалась трансгрессия..., колебания уровня раннехазарского бассейна протекали в условиях стабильного гидрологического режима на фоне, вероятно, не слишком резких климатических изменений в конце миндельского оледенения и длительного миндель-рисского межледниковья..., позднехазарская трансгрессия падает на предледниковье... Великая хвалынская трансгрессия, несомненно, связана с таянием последнего оледенения... Развитие последующей новокаспийской трансгрессии, протекавшее в условиях увлажнения климата, характеризовалось неравномерным повышением уровня моря» [11].

Подобную точку зрения о колебаниях уровня Каспия как в прошлые геологические, так и в исторические этапы за счет климатических изменений поддерживает также И. А. Волков, согласно которому трансгрессии вызывались резким увеличением стока в Каспий и уменьшением испарения с его поверхности [4]. Аналогично высказывается и А. В. Мамедов, который в причинах трансгрессий Каспия видит климатические факторы [9].

Таковы точки зрения Д. А. Туголесова, П. В. Федорова, И. А. Волкова и А. В. Мамедова о причинах трансгрессии и регрессии четвертичных морей в Каспийской области. Эти четыре примера достаточны для того, чтобы уяснить односторонность суждения защитников климатического фактора в проявлении крупных геологических процессов в четвертичное время в Каспийской области.

Другая группа ученых считает, что причиной трансгрессии и регрессии четвертичных морей являются тектонические движения. Не касаясь всех авторов этой точки зрения, укажем, что наиболее отчетливо о причинах трансгрессии и регрессии четвертичных морей в Каспийской области высказывался В. П. Колесников. В статье «О закономерностях развития замкнутых бассейнов» он писал: «...движения земной коры в основном определяли режим замкнутых бассейнов», имея при этом в виду Каспийское море. Уточняя свои взгляды на этот вопрос, далее он указывал, что в послехвалынское время очертания Каспийского бассейна подвергались частым изменениям. Некоторые из них, возможно, стояли в зависимости от оледенений, но предхвалынская регрессия, несомненно, связана с сильными движениями на Кавказе. Хвалынская, сравнительно спокойная эпоха, ознаменовалась широкой трансгрессией. В послехвалынское время Каспийский бассейн сильно регрессировал, что опять-таки, по-видимому, было связано с усилением движений. Этот процесс продолжается до настоящего времени [7].

В своей другой статье В. П. Колесников писал, что «...связь хвалынской трансгрессии и послехвалынской регрессии с тектоническими явлениями, а не с изменениями климатических условий очевидна, так как если бы хвалынская трансгрессия шла за счет резко увеличивающегося притока пресных вод, а регрессия за счет их испарения, то соленость моря сильно менялась бы, а следовательно, изменялась бы и фауна... Разница между хазарской, хвалынской и современной каспийской фаунами весьма незначительна» [8].

Таково мнение одного из крупных знатоков геологии неогена и антропогена Каспийско-Черноморской области — В. П. Колесникова, который в течение долгого времени занимался как историей развития фауны, так и палеогеографией указанных бассейнов.

Из изложенного явно следует, что В. П. Колесников в причинах трансгрессий и регрессий четвертичных морей Каспия предпочтение отдает тектоническим движениям, хотя вскользь и отмечает возможную зависимость изменения очертания Каспия и от оледенений.

Касаясь трансгрессии и регрессии в Каспийской области, В. Е. Хаин пишет, что изменения климата в бассейне Каспийского моря, в свою очередь, связаны с тектоническими движениями. Эти изменения были вызваны, главным образом, чередованием оледенений и межледниковых периодов на Русской равнине и Кавказе — оледенениям соответствовали регрессии Каспия, межледниковым периодам — его трансгрессии. В основе же оледенений лежало волновое поднятие обширных прост-

ранств на севере Евразии и горных хребтов альпийской складчатой зоны [13].

Таким образом В. Е. Хаин за основу причин трансгрессий и регрессий в Каспийской области берет тектонические движения, считая их первопричиной указанных физико-географических и геологических явлений в региональном, субпланетарном масштабе.

Впервые о сочетании климатических условий с тектоническими движениями при трансгрессиях и регрессиях в Каспийской области высказался Н. И. Андрусов, который еще в 1900—1901 гг. писал: «Не подлежит никакому сомнению, что отступление Арало-Каспия прежде всего обязано климатическим причинам, однако, из этого еще не следует, что прежние береговые линии его сохранили вполне свое первоначальное положение, а не были хотя бы несколько деформированы... Таким образом, нынешние условия Понто-Каспийской области не могут быть объяснены допущением простых колебаний уровня в обоих бассейнах, но требуют предположения обширных деформаций земной коры, большей частью обнаруживающихся в виде опусканий» [2].

Естественно, что один из крупных ученых России, обладавший незаурядной способностью геолога-регионалиста, выдающегося знатока неогеновой фауны Понто-Каспия, именно так прозорливо мог решить сложную проблему причин трансгрессии и регрессии четвертичных морей в Каспийской области. Хотя в рассуждениях Н. И. Андрусова подчеркивается некоторая общая формулировка в виде деформации земной коры, тем не менее впервые им указывается на сочетание физико-географических и геотектонических явлений в изменениях уровня Каспия в четвертичное время.

Касаясь четвертичной истории севера Прикаспийской впадины, М. М. Жуков указывал, что причинами трансгрессий и регрессий в Каспийской области были изменения климатических условий, а также и новейшие тектонические движения [5]. В частности, он писал, что хвалынская трансгрессия была вызвана во время таяния ледника, когда приток воды в Каспий резко увеличился, а испарение с его поверхности не было сильным. В то же время в смене трансгрессий и регрессий известная роль принадлежала и тектоническим движениям. Следовательно, и этот автор к решению этой важной проблемы подходил комплексно.

Следует отметить, что вопрос расширения границ замкнутых бассейнов за счет сочетания климатических условий и тектонических движений не только для четвертичных морей, но и для более древних бассейнов рассматривался и А. А. Ализаде. Изучая палеогеографию бассейнов балаханского яруса (среднего плиоцена) Прикаспийской области, он впервые обратил внимание на расширение границ Балаханского бассейна в начальный период среднего плиоцена за счет обильного притока речных вод. Он пишет: «Несмотря на то, что темп погружения области аккумуляции терригенного материала почти соответствовал количеству приносимых осадков, избыток выпадающих в бассейн вод приводил к непрерывному захвату все новых участков суши».

Далее он пишет, что границы отдельных свит нижнего отдела продуктивной толщи постепенно передвигаются в северо-западном направлении, захватывая все новые площади, которые до этого представляли собой участки сноса терригенного материала [1].

Так как расширение границ бассейна в начале века шло за счет речных вод, а не в результате нисходящего движения его берегов, то

особенностей. Для подобных территорий количество притока речных вод особого значения в расширении границ бассейна не имело, так как геоморфологические особенности береговых зон затрудняли распространение морских вод в пространстве. Кроме того, этому препятствовало и погружение дна самого бассейна, где не прекращалось накопление терригенного материала, как в морских условиях, так и на аллювиальных равнинах. Речные потоки в этих областях могли внести существенные изменения в биоморфологию бассейнов, опресняя их дельтовые участки и крупные, и мелкие заливы.

Совсем иные условия существовали в областях, имеющих платформенное строение. В этих условиях приток речных вод, в зависимости от их количества, мог иметь решающее значение в масштабах трансгрессий и регрессий морей, хотя и медленное опускание и подъем этих областей также имели немаловажное значение.

На рис. 2 показан современный продольный профиль Каспийского моря, из которого ясно видно, что его дно отличается своим разнообра-

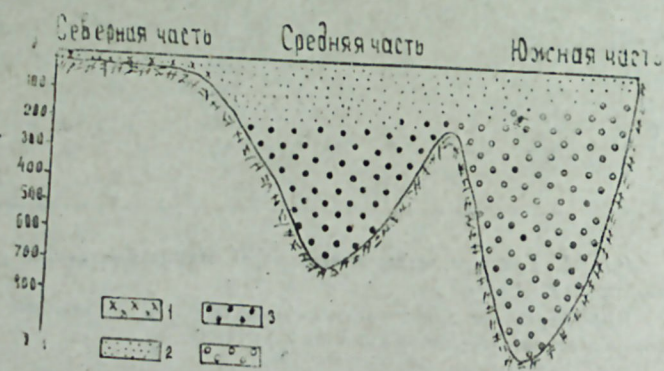


Рис. 2. Вертикальное распределение водных масс в Каспийском море в меридиональном разрезе.
1 — северокаспийская водная масса; 2 — верхнекаспийская водная масса; 3 — глубинная среднекаспийская водная масса; 4 — глубинная южно-каспийская водная масса.

зием, в связи с чем водные массы бассейна имеют различные количественные, физико-химические и биоморфологические характеристики.

Северокаспийская водная масса занимает северную часть моря, где наблюдается сильное опреснение вод. Она имеет незначительный объем — менее 1% от общего объема моря. Эта водная масса характеризуется пониженной даже для Каспийского моря соленностью, и она увеличивается с удалением от устьев Волги и Урала на юг от 0,1 до 11‰.

В Среднем Каспии объем водной массы составляет около 25%. Южный Каспий включает в себя более 2/3 всей каспийской воды [6]. Таким образом, из всех этих частей Каспия в эпоху половодья больше всех может реагировать Северный Каспий, учитывая, что его берега представляют собой обширные низменные пространства, названные Северо-каспийской равниной. На остальных участках побережья Каспия в четвертичное время не было условий для широкого разлива вод бассейнов, так как эти берега в средней части Каспия на западе ограниче-

ны передовыми хребтами Большого Кавказа, на востоке — крутыми уступами Мангышлакского, Кендерли-Коясинского, Устюртского и Красноводского плато.

Южный Каспий с запада окаймляется Нижнекуринской низменностью, с юга — узкой прибрежной низменностью Талыша и Эльбурса и с востока — Прикаспийской низменностью Западного Туркменистана.

Учитывая, что Южнокаспийская межгорная впадина относится к числу наиболее мобильных участков в орогенной стадии развития геосинклинальной области, здесь для трансгрессии и регрессии замкнутых морей создавались благоприятные условия, в зависимости от характера — знака колебательных тектонических движений.

П. В. Федоровым составлены схемы распространения верхнебакинского, нижнехазарского и нижневалынского бассейнов, из которых наглядно видно, что в наиболее максимальных стадиях развития трансгрессий этих морей захват новых участков суши водами имел место в Северокаспийской равнине, тогда как в средней и южной частях этих бассейнов особых и заметных изменений границ не происходило [12].

Верхнебакинская трансгрессия в Прикаспийской равнине (рис. 3) была распространена севернее широты оз. Эльтон и доходила до право-



Рис. 3. Верхнебакинский бассейн (схема) (по П. В. Федорову).

го берега р. Волги у Черного Яра. Воды этого бассейна покрывали пространство Волго-Уральского междуречья, а также вторгались далеко на восток в район р. Эмбы, у подножия северного чинка Устюрта и на северо-восток по долине р. Урал [12].

Нижнехазарские морские воды в Северокаспийской равнине по сравнению с верхнебакинскими имели несколько более широкое рас-

пространение, занимая Волго-Уральское междуречье и Эмбинский район.

П. В. Федоров пишет, что размеры нижнехазарского моря в период наибольшей трансгрессии (в начале века) превосходили площадь верхнебакинского бассейна. Касаясь причины расширения границ нижнехазарского бассейна, он отмечает, что эта трансгрессия была вызвана увеличением стока вод с суши в впадину Каспия.

Размер нижнехвалынского бассейна (рис. 4), согласно П. В. Федорову, примерно в два раза превосходил современный Каспий. Его

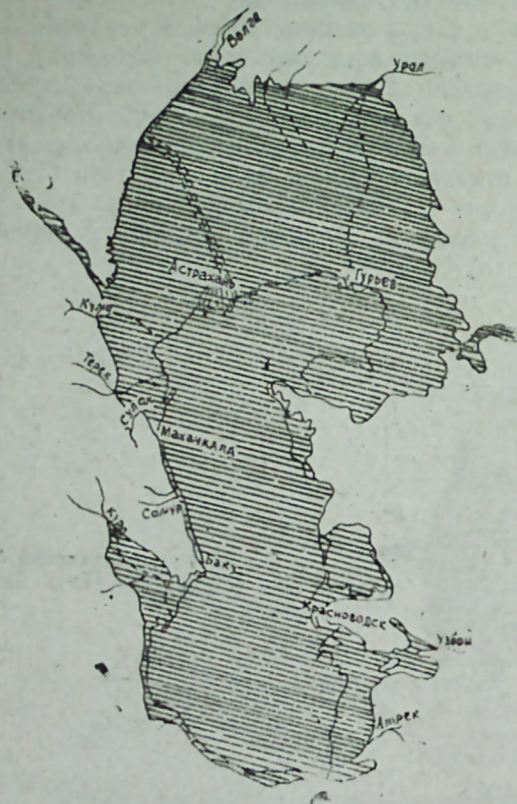


Рис. 4. Нижнехвалынский бассейн (схема) (по П. В. Федорову).

воды, в основном, широко разлились в Северокаспийской равнине, охватывая территорию на правом берегу Волги, выше Волгограда. Максимальная граница этого моря приурочена примерно к горизонтали 45—50 м [12].

Такое значительное расширение границ хвалынского моря Н. В. Федоров объясняет следующим образом: «Похолодание и увлажнение климата привело, с одной стороны, к уменьшению испарения с поверхности Каспийского моря, а с другой — к увеличению стока в него речных и пролювиальных вод, что вызвало трансгрессию моря... Наступала великая хвалынская трансгрессия Каспия, воды которой почти повсеместно перекрыли более древние бакинские и хазарские осадки» [12].

В то же время П. В. Федоров отмечает, что только в областях на более энергичных тектонических движениях (Кавказ, Талыш, видимо, Иранское побережье и район по среднему течению р. Эмбы) эти осад-

ки (т. е. бакинские и хазарские — С. А.) были высоко подняты и не абрадированы хвалыньскими водами» [12].

Ясно, что если в областях, окружавших Каспийский бассейн в хвалыньское время, происходят наиболее энергичные тектонические движения, то Северокаспийская равнина не могла остаться тектонически стабильной и она также должна была охвачена общими, хотя бы медленными движениями, что послужило, наряду с увеличением притока вод, причиной широкой трансфузии, подобно тому, что имело место в период накопления среднеплиоценовых отложений в Каспийской области.

В том, что на равнинах (платформенного типа) происходят медленные колебательные тектонические движения в новейшую эпоху, можно судить по следующему указанию В. В. Белоусова: «...скорость новейших колебательных движений в горах бывает до 5 мм/год и больше, а на равнинах не превышает 0,5 мм/год... Градиенты новейших колебательных движений для горных областей в среднем равны $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ т. е. они лишь немного меньше градиентов современных движений. Но для равнин они в 10—30 раз меньше последних [3].

Учитывая эти закономерности развития разных участков суши в неотектоническом этапе, можно подчеркнуть, что Северокаспийская равнина за четвертичное время испытывала (и сейчас испытывает) медленные колебательные движения, способствовавшие расширению и сокращению границ минувших морей. Достаточно отметить, что этим движениям, главным образом, подчинены мощности осадочных пород и их ритмичное строение, а также перемещение береговых линий бассейнов и высотные отметки террас четвертичных морей Каспийской области. Без учета этих данных невозможно уяснить себе причины трансгрессий и регрессий морей. Отрицание этого неспоримого факта может привести к большим ошибкам при решении важных геологических задач.

Уместно указать, что в своей замечательной монографии П. В. Федоров, касаясь тектонических условий залегания бакинского горизонта Северного Прикаспия, пишет, что эти отложения здесь «дислоцированы, что связано как с проявлениями солянокупольной тектоники, так и с вертикальными движениями обширных территорий... Высокое гипсометрическое положение бакинских отложений в Урало-Эмбенском районе и, напротив, глубокое их залегание в депрессии Северо-Западного Прикаспия, являются результатом вертикальных движений, захватывающих большие участки земной коры» [12].

Эти послебакинские, т. е. хазарские вертикальные тектонические движения, и явились основой при регрессии бакинского бассейна и они же были причиной затем трансгрессий и регрессий следующих четвертичных морей. Нельзя допускать, что тектонические движения на больших участках земной коры после бакинского времени были прекращены, а Северное Прикаспие превратилось в стабильный, в тектоническом отношении, участок земной коры. Естественно, что так не бывает, ибо как можно объяснить накопление бакинских слоев в юго-западном Прикаспии мощностью около 180 м? Само собой разумеется, что лишь колебательные движения могут контролировать накопление столь мощной глинистой толщи бакинского горизонта при усиленном прогибании депрессии, а также непрерывном росте источников сноса. Никакие климатические условия не могут обеспечить формирования указанной толщи при трансгрессии или регрессии морей.

Таким образом, подводя итог анализу причин трансгрессии и регрессии четвертичных морей в Прикаспийских областях, следует заклю-

читать, что в их образовании не может быть одностороннего подхода как с климатических, так и с тектонических точек зрения. Для каждого отдельного региона должны быть рассмотрены все аспекты истории геолого-геотектонического и палеогеографического развития, составляющих основу всех последующих процессов на нашей планете. Лишь с учетом сочетания различных природных явлений можно правильно решать проблемные задачи, к числу которых относятся и трансгрессии и регрессии в Каспийской области. Вышеприведенный обзор ясно показывает, что трансгрессии и регрессии в южной половине Каспийской области происходили на основе колебательных тектонических движений, а климатические условия в расширении и уменьшении границ решающего значения не имели, хотя они значительно способствовали изменению физико-географических условий этих бассейнов.

Что же касается северной части описываемой области, то из-за благоприятных геоморфологических условий, с одной стороны, и климатических — с другой, а также медленных положительных тектонических движений, главной причиной широкой трансгрессии в хвалынское время явилось увеличение притока речных вод, что свидетельствует о сочетании указанных палеогеографических и тектонических условий при расширении хвалынского моря.

Следовательно, несмотря на положительные тектонические движения в пределах Северокаспийской равнины, хвалынское море весьма широко разлилось по всей равнине, благодаря значительному притоку речных вод, в связи с чем это расширение границ бассейна должно быть отнесено не к трансгрессии, а к трансфузии.

Литература

1. Али-заде А. А. Палеография бассейна балаханского яруса. АзИНТИ, Баку, 1960, 46.
2. Андрусов Н. И. О древних береговых линиях Каспийского моря. Избр. труды, IV. «Наука», 1965, 350—351.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. «Недра», 1975, 20, 21.
4. Волков И. А. Позднечетвертичная субареальная формация. Тр. Ин-та геологии и геофизики. Сибирское отд. АН СССР, вып. 107. М., «Наука», 1971, 134.
5. Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В сб.: «Проблемы Западного Казахстана», т. 2, М., Изд. АН СССР, 1945.
6. Каспийское море. Изд. МГУ им. М. В. Ломоносова, 1969, 5, 222.
7. Колесников В. П. О закономерностях развития замкнутых бассейнов. «ДАН СССР», т. 23, 1939, № 8.
8. Колесников В. П. Развитие впадины Каспийского моря. «ДАН СССР», 1941, № 3, 208.
9. Мамедов А. В. Палеогеография Каспийского моря в позднем плиоцене и голоцене. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», 1979, № 6, 45.
10. Туголесов Д. А. О причинах трансгрессии и регрессии Каспийского моря. «Изв. АН СССР, серия геологическая», 1948, № 6, 134, 135, 139.
11. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. Изд. АН СССР, 1978, 141—153.
12. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1957, 111, 116, 141—153, 267, 272, 274, 277.
13. Ханн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтенздат, 1954, 61.

С. Э. Эливаде

ХЭЗЭРЭТРАФЫ САҢЭЛЭРДЭ ДӨРДҮНЧҮ ДӨВР ДЭНИЗЛЭРИНИН ТРАНСГРЕССИЈА ВЭ РЕГРЕССИЈА СЭБЭБЛЭРИ ҢАГГЫНДА

Шимали Хэзэрин платформа гурулушу саҗэлэриндэ Дөрдүнчү дөвр дэнизлэринин трансгрессиија вэ регрессиијасынын эсас сәбәби иглям шәраитинин дәјишилмәси вэ бунушлал сыхы элагәдә тәдричи еһтизази һәрәкәтләр олушду.

Кеосинклинал гурулушу Чәнуби Хэзэр саҗәсиндә исә трансгрессиија вэ регрессиија еһтизази тектоник һәрәкәтләр нәтижәсиндә баш вермишдир.

S. A. Ali-Zade

ON TRANSGRESSION AND REGRESSION REASONS OF THE CASPIAN AREA QUATERNARY SEAS

The climatic conditions combined with slow oscillating movements were determinant factors in transgressions and regressions of the Northern Caspian.

The oscillating tectonic movements were results of transgressions and regressions in Southern Caspian with geosyncline structure.

УДК 551.763.333

Х. АЛИЮЛЛА, А. Р. АЗИЗБЕКОВА, А. А. РАГИМЛИ

СООТНОШЕНИЕ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ И НАНОПЛАНКТОННЫХ ЗОН ВЕРХНЕГО МЕЛА МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАН)

В последние годы значительно возрос интерес микропалеонтологов к известковому нанопланктону. Вклад изучения известкового нанопланктона в мезозойскую, кайнозойскую биостратиграфию высоко оценен при проведении глубоководного бурения в Индийском, Атлантическом и Тихом океанах.

Последние работы ряда авторов по различным регионам мира [4, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10] показали, что нанофоссилии могут успешно применяться для зонального расчленения, определения возраста и установления региональной и межрегиональной корреляции.

Верхнемеловые отложения широко развиты в пределах Малого

Зональное расчленение верхнемеловых отложений Малого Кавказа по планктонным фораминиферам и нанопланктону

Ярус	Подъярус	Зоны по планктонным фораминиферам	Зоны по нанопланктону
Даний	в	<i>A. schakhdagica</i>	<i>C. danicus</i>
	н	<i>G. daubjergensis</i>	<i>C. tenuis</i>
Маастрихт	в	<i>A. mayaroensis</i>	<i>N. frequens</i> — <i>T. murus</i>
	н	<i>R. fructicosa</i>	<i>L. quadrans</i>
Кампан	в	<i>G. calcarata</i>	<i>B. parca</i>
	н	<i>G. stuarti</i>	<i>A. specillata</i>
Сантон	в	<i>G. subarca</i>	<i>C. arkhangeliskii</i> — <i>A. mirabilis</i>
	н	<i>G. concavata</i>	<i>M. furcatus</i>
Коньяк	в	<i>S. santonica</i>	<i>R. hayi</i>
	н	<i>G. angusticarinata</i>	<i>L. grilli</i>
Турон	в	<i>G. imbricata</i>	<i>M. decoratus</i>
	н	<i>H. helvetica</i>	<i>G. obliquum</i>
Сеноман	в	<i>R. turonica</i>	<i>L. alatus</i>
	с	<i>Th. deecke</i>	
	н	<i>Th. brotzeni</i>	

Кавказа. Они выполняют основные структурно-фациальные зоны региона: Сомхито-Агдамскую, Севано-Карабахскую, Араксинскую и представлены в терригенной, карбонатной и вулканогенно-осадочной фациях, охватывающих стратиграфический интервал от сеномана до дания.

В результате исследований было прослежено 16 комплексов по планктонным фораминиферам, характеризующих такое же количество зон и 13 зон по нанопланктону. Две зоны по нанопланктону носят местный характер и выделяются впервые (таблица). Выделенные зоны по планктонным фораминиферам и нанопланктону были сопоставлены.

Сеноманские отложения наиболее широко распространены в Мардакертском, Мартунинском, Тоурагачайском, Сарыбабинском, Хузабиртском и Гочасском прогибах [1].

Литологически эти отложения представлены глинами, аргиллитами с прослоями песчаников, туфопесчаников, известняков.

По планктонным фораминиферам в них прослежены три зоны: *Thalmanninella brotzeni*, *Th. deecke* и *Rotalipora turonica*.

По нанофоссилиям в сеномане выделяются две зоны: нижняя *Lithraphidites alatus*, верхняя—*Gartnerago obliquum*.

По планктонным фораминиферам нижняя зона *Thalmanninella brotzeni* по объему охватывает значительную часть нижнесеноманского подъяруса, где встречаются: *Gyroidinoides subconicus* (Vass.), *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Fraeglobotruncana stephani* (Gand.), *Thalmanninella appenninica* (Renz), *Edhemia edhemi* Alij., *Guembelitria senomana* (Kell.)

Средняя зона *Thalmanninella deecke* характеризуется следующим комплексом фораминифер: *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Hedbergella delrioensis* (Gars.), *Praeglobotruncana touragatschajensis* Alij., *Thalmanninella greenhornensis* (Morn.) и др.

Граница между нижней и средней зонами не совпадает с подъярусной границей. В низах этой зоны встречаются нижнесеноманские аммониты.

В верхней зоне *Rotalipora turonica* значительно обновляется видовой состав фораминифер, среди которых часты: *Quinqueloculina antiqua* (Franke), *Hedbergella caspia* (Vass.), *Praeglobotruncana plana* Alij., *Thalmanninella reichell* (Morn.), *Rotalipora cushmani* (Morn.) и др.

В комплекс нанопланктонной зоны *Lithraphidites alatus*, соответствующей зонам по планктонным фораминиферам *Thalmanninella brotzeni* и *Thalmanninella deecke*, входит вид-индекс *Lithraphidites alatus*, а также *Zygodiscus variatus* (Carat.), *Chiastozygus amphipons* (Bram. et Mart.), *Scapholithus stegnus* Bukry, *Parhabdolithus spendens* (Defl.) и др.

В комплекс верхней нанопланктонной зоны *Gartnerago obliquum*, соответствующей зоне *Rotalipora turonica*, входит вид-индекс *Gartnerago obliquum* (Stradn.), а также *Chiastozygus anceps* (Gorka), *Parhabdolithus embergeri* (Noel), *Zygodiscus acanthus* (Rein.) и др.

Анализируя распространение фораминифер сеномана Малого Кавказа, можно отметить, что ряд видов пока обнаружен только в Азербайджане, а остальные характерны для сеномана Северного Кавказа, полуострова Мангышлак, Днепровско-Донецкой впадины, Белоруссии и ряда других регионов.

Комплекс нанофоссилий зон сеномана хорошо сопоставляется с од-

новообразными комплексами, выделенными в океанических исследованиях [7, 8, 9].

Туронские отложения имеют весьма ограниченное распространение на Малом Кавказе. Они прослеживаются в центральной части и в Араксинской зоне, где выражены туфоконгломератами, аргиллитами, песчаниками, мергелями.

По планктонным фораминиферам в них прослеживаются две зоны: нижняя *Helvetoglobotruncana helvetica* и верхняя *Globotruncana imbricata*. По объему каждая из них соответствует подъярису [2].

По нанофоссилиям им соответствуют зоны: нижняя *Microrhabdulus decoratus* и верхняя *Lithastrinus grilli*.

Нижние зоны турона *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Microrhabdulus decoratus* характеризуются большим скоплением видов-индексов и типично туронских комплексов фораминифер и нанопланктона: *Bolivinosia praelonga* (Reuss), *Globorotalites hangensis* Vass., *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Microrhabdulus decoratus* Defl., *Biscutum blacki* Gart., *Corolithion exiguum* Strad. и др.

Наличие в верхней половине туронского яруса большого скопления *Globotruncana imbricata* и *Lithastrinus grilli* позволяет выделить одноименные зоны с характерной фауной фораминифер и нанопланктона: *Globorotalites multiseptus* (Brotz.), *Globotruncana imbricata* (Morn.), *Bolivinita eouvigeriniformis* Kell., *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.), *Lithastrinus grilli* Strad., *Cretarhabdulus decoratus* Defl., *Kamptnerius magnificus* Defl., *Tetralithus obscurus* Defl. и др.

Выделенные в туроне зоны по фораминиферам можно сопоставить с однообразными зонами Северного Кавказа, п-ова Мангышлак, Днепровско-Донецкой впадины, Белоруссии и др., а по нанопланктону — Крыма и Франции.

Коньякские отложения на Малом Кавказе распространены значительно шире по сравнению с туроном. Коньякская трансгрессия охватила почти весь Малый Кавказ.

Литологически ярус представлен глинами, песчаниками, мергелями, туфопесчаниками, известняками, порфиритами, туфобрекчиями.

В коньяке прослеживаются две зоны по планктонным фораминиферам: нижняя — *Globotruncana angusticarinata*, верхняя — *Striataella santonica*. Им соответствуют зоны по нанопланктону: нижняя *Rucinolithus hayi* и верхняя *Marthasterites furcatus*.

В нижнем коньяке обнаружены фораминиферы: *Verneuilina muensteri* Reuss, *Globotruncana tricarinata* (Quer.), *Tesseraella pseudotessera* (Cushman), а также нанопланктон: *Efelliolithus eximius* (Stov.), *Zygodiscus fibuliformis* (Reih.), *Rucinolithus hayi* Stov.

Верхняя микрофаунистическая зона — зона *S. santonica* по объему соответствует верхнеконьякскому подъярису и устанавливается по появлению некоторых представителей ребристых гетерогелицид, а зона по нанопланктону — по появлению вида-индекса *Marthasterites furcatus* (Defl.). Комплекс фораминифер содержит: *Eponides concinnus* Brotz., *Globotruncana subbotinae* Alij., *Striataella porosa* Alij., *Pseudotextularia plummerae* (Loett.), нанопланктона — *Marthasterites furcatus* (Defl.), *Microrhabdulus helicoides* Defl., *Corolithion rhombicum* (Strad. et Adam.).

Среди перечисленных фораминифер некоторые известны из турона, но большая часть — это, в основном, нижнесенонская фауна, получив-

шая большое географическое распространение в одноименных отложениях Кавказа, Крыма, Средиземноморья.

Комплексы известковых нанофоссилий, выделенные в коньякских отложениях, сходны по составу с однообразными Днепровско-Донецкой впадины, Крыма и Франции.

Сантонские отложения широко развиты в Сомхито-Агдамской, Араксинской и менее в Севано-Карабахской зонах.

Литологически они представлены в различных фациях: карбонатной, вулканогенно-осадочной и терригенной.

В них по планктонным фораминиферам выделяются две зоны: нижняя *Globotruncana concavata* и верхняя *Globotruncana subarctica*.

В нижней зоне встречается следующий комплекс фораминифер: *Gyroidinoides turgidus* (Hag.), *Stensioina mursataiensis* Vass., *Gavelinella costulata* (Marie), *Globotruncanella chalilovi* (Alij.), *Planoglobulina austinana* (Cushman) и др.

Верхняя зона характеризуется появлением представителей верхнесенонских глоботрунканид и значительным обновлением видового состава. Эта зона характеризуется комплексом фораминифер: *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Gavelinella umbilicatulata* (Mjatl.), *Globotruncana subarctica* Alij., *Gl. tricarinata mochratagica* Alij. и др.

Нужно отметить, что большая часть видов, распространенных в сантоне, известна из нижележащих слоев. Одни из них заканчивают свое существование в конце позднего сантона, другие известны и в более молодых отложениях верхнего мела.

По нанопланктону сантонский ярус пока не расчленяется подробнее. Здесь выделяется зона *Cribrosphaerella arkhangeliskii* — *Ahmuellella mirabilis*, которая характеризуется появлением видов-индексов а также *Hexalithus gardetae* Bukry, *Micula concava* Strad., *Broinsonia bevieri* Bukry и др.

Состав нанофлоры этой зоны сходен с сантонским комплексом нанофоссилий Крыма и Франции.

Кампанские отложения широко развиты на Малом Кавказе в пределах Сомхито-Агдамской зоны: в Казахском, Гянджачайском, Мардакертском, Мартунинском прогибах. В Араксинской зоне эти отложения прослеживаются вдоль р. Джагрычай и представлены преимущественно в карбонатной фации.

В них прослежены две зоны по планктонным фораминиферам: нижняя *Globotruncanella stuarti* и верхняя — *Globotruncana calcarata*, которым соответствуют зоны по нанофоссилиям: нижняя — *Arkhangelskiella specillata*, верхняя — *Broinsonia parca*.

Нижний кампан охарактеризован следующим комплексом фораминифер: *Heterostomella americana* Cushman, *Stensioina pommerana* Brotz., *Globotruncana conica* White, *Globotruncanella stuarti* (Lapp.), нанопланктона: *Arkhangelskiella specillata* Veksh., *Tetralithus aculeus* Strad., *Zygodiscus elegans* Str.

Верхняя зона кампана обоснована следующим комплексом фораминифер и нанопланктона: *Verneuilina movina* Cita, *Brotzenella monterelensis* (Marie), *Globotruncana calcarata* Cushman, *Gl. arca* (Cushman), *Bolivinosia miliaris* Hilt. et Koch., *Broinsonia parca* Strad., *B. enormis* Shum., *Tetralithus nitidus* Mart., *T. gothicus* Defl. и др.

Упомянутый комплекс фораминифер прослеживается на значительной территории. Среди перечисленных видов многие появляются в этом

подъярuse, получают пынное развитие и встречаются уже в маастрихтском ярусе.

Разнообразны местные виды, среди них некоторые имеют ограниченное распространение, встречаясь только в верхнем кампане — *Verneulina novina kernetschatagica* Aziz., *V. schadykendensis* Aziz.

Комплексы нанофоссилий кампана Малого Кавказа наиболее сходны с кампанской нанофлорой Франции и Крыма.

Маастрихтский ярус имеет большое распространение на территории Малого Кавказа. Он развит в тех же пунктах, что и кампанские отложения, но в более ограниченных масштабах.

В них по планктонным фораминиферам выделено три зоны: нижняя зона *Globotruncana contusa* отвечает по объему нижнему подъярусу, зоны *Racemiguembelina fructicosa* и *Abathomphalus mayaroensis* — верхнему подъярусу.

Нижняя зона охарактеризована следующей ассоциацией фораминифер: *Globotruncana contusa* (Cushm.), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Bolivina incrassata crassa* Vass., *Pseudotextularia elegans* (Rzeh.), и др.

В нижней зоне верхнего маастрихта встречаются: *Osangularia navarroana* (Cushm.), *Globotruncana gagnebini* Tilev, *Globotruncanifera andori* (Klasz), *Pseudotextularia bronnimanni* Seigl., *Racemiguembelina fructicosa* (Egger).

Верхняя зона верхнего маастрихта, помимо планктона, характеризуется большим количеством представителей агглютинирующих фораминифер.

Для этой зоны характерна следующая ассоциация фораминифер: *Osangularia lens* (Brotz.), *Rugoglobigerina petaloidea* Gand., *Globotruncana bollii* Gand., *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Trinitella scotti* Bronn., *Pseudotextularia elongata* Seigl.

По нанофоссилиям в маастрихте выделяются две зоны: нижняя — *Lithraphidites quadratus* и верхняя — *Tetralithus murus* — *Nephrolithus frequens*, соответствующие по объему подъярусам.

Верхняя граница зоны *L. quadratus* проходит несколько выше верхней границы зоны *Gl. contusa*.

Зона *Lithraphidites quadratus* характеризуется видом-индексом, а также *Microrhabdulus stradneri* Braml. et Mart., *Tetralithus trifidus* (Strad.), *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh.

Верхняя зона определяется появлением видов *Tetralithus murus* Mart., *Nephrolithus frequens* Brotz., *Ceratolithoides kamptneri* Braml. et Mart.

Верхняя граница маастрихтского яруса устанавливается весьма четко там, где вымирают представители меловых форм.

Комплексы известковых нанофоссилий, выделенных в маастрихте Малого Кавказа, хорошо сопоставляются с одновозрастными ископаемыми ГДР, Франции и Крыма.

Датские отложения развиты в бассейне рек Джагрычай, Ордубадчай, в Араксинской зоне и в Казахском, Агджакендском, Мартуинском прогибах Сомхито-Агдамской зоны.

Литологически они представлены пелитоморфными, песчанистыми известняками, мергелями, глинами, конгломератами.

В них прослеживаются две зоны по планктонным фораминиферам: нижняя *Globocosa daubjergensis* и верхняя *Acarinina schakhdagica*.

По известковым нанофоссилиям здесь также выделяются две зоны: нижняя *Cruciplacolithus tenuis*, соответствующая нижней зоне по

планктонным фораминиферам, и верхняя зона *Chiasmolithus danicus*, отвечающая верхней микрофаунистической зоне.

В нижней зоне обнаружены фораминиферы и нанофоссилии: *Stensioina caucasica* (Subb.), *Epistominella culter* (Park. et Jon.), *Anomalina danica* (Brotz.), *Globigerina inconstans* Subb., *Bolivinoidea delicatulus* Cushm., *Biantholithus sparsus* Braml. et Mart., *Coccolithus cavus* Hay et Mohl., *Cruciplacolithus tenuis* (Strad.), *Markalius inversus* Perch — Niels., *Micrantholithus fornicatus* Mart.

Верхняя зона охарактеризована следующей ассоциацией фораминифер и нанопланктона: *Globigerina varianta* Subb., *Subbotina triloculinoidea* (Plumm.), *Prinsius dimorphosus* (Perch — Niels.), *P. martinii* (Perch — Niels.), *Chiasmolithus danicus* (Brotz.), *Ellipsolithus macellus* (Braml. et Sull.), *Zygodiscus concinnus* Mart.

Выделенные верхнемеловые зоны по планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону хорошо коррелируются с одновозрастными зонами различных регионов мира.

Литература

1. Алиюлла Х. Верхний мел и развитие фораминифер Малого Кавказа. (Азербайджан). Баку, «Элм», 1977.
2. Алиюлла Х., Азизбекова А. Р. Зональное расчленение верхнемеловых отложений Нахичеванской АССР по фораминиферам. «Изв. АН Азерб. ССР», 1977, № 1.
3. Люльева С. А. О стратиграфических комплексах кокколитов из верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: «Тектоника и стратиграфия», вып. 4, 1971.
4. Шуменко С. И., Стеценко В. П. Зональное расчленение поздне меловых отложений Крыма по известковым нанофоссилиям. «ДАН СССР», т. 241, 1978, № 5.
5. Сеpek P., Hay W. W. Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Trans., v. 19, 1969, p. 323—336.
6. Manivit H. Nannofossils calcaires du Cretace Francais (Aptien-Maestrichtien). «These Doctorate d'Etat, Fac. Sci. d'Orse», 1971.
7. Roth P. H. Calcareous nannofossils. Leg 17, DSDP. Init. Rept. of the DSDP, v. XVII, 1973, p. 695—795.
8. Bukry D. Cretaceous and Paleogene Coccolith Stratigraphy. Leg 26, DSDP. Init. Rep. of the DSDP, v. XXVI, 1974, p. 669—673.
9. Thierstein N. Mesozoic Calcareous Nannoplankton. Biostratigraphy of Marine Sediments. «Mar. Micropal.», 1, 1976.
10. Sissingh W. Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton. Geol. Mij. bou., 56, 1977, p. 37—65.

Х. Алиюлла, А. Р. Азизбекова, А. Э. Рагимли

КИЧИК ГАФГАЗЫН ҮСТ ТЭБАШИР ФОРАМИНИФЕР ВЭ НАНОПЛАНКТОН ЗОНАЛАРЫНЫН ГАРШЫЛЫГЛЫ МҮНАСИБЭТИ

Мэгалэ Кичик Гафгазын Үст Тэбашир чөкүнтүлэринин фораминифер вэ нанопланктон гаршыларынын өрэнимэсинэ хэср едилмишдир.

Бурада Сеноман-Данимарка интервалы дахилинде 16 фораминифер вэ 13 нанопланктон зонасы ајрыларга, онларын гаршылыгы мунасибэти верилр.

Kh. Aliyulla, A. R. Azizbekova, A. A. Ragimly

CORRELATION OF UPPER CRETACEOUS PLANKTONIC FORAMINIFERA AND CALCAREOUS NANNOPLANKTON ZONES OF MINOR CAUCASUS (AZERBAIJAN)

Planktonic foraminifera and calcareous nannofossils were studied from Upper Cretaceous deposits of Minor Caucasus. As a result 16 foraminifera and 13 nannoplankton zones were proposed in stratigraphic interval from Cenomanian to Danian. Nannoplankton zones were correlated with planktonic foraminifera zones.

УДК 563.123

Л. И. КАЗИНЦОВА, А. Б. АББАСОВ

НОВЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИИ МАЛОГО КАВКАЗА

В последние годы количество местонахождений с позднемеловыми радиоляриями в породах кремнисто-вулканогенных образований на территории Малого Кавказа все увеличивается [1, 2].

К настоящему времени они известны в следующих районах: Азербайджанская ССР — 1) бассейн р. Тертер и ее притока Тутхун (район сел. Кылычлы, Надирханлы, Аджарис, Алчалы, Ванк, Джомарт, Кечиликая); 2) бассейн р. Шальва и ее притоков Горчучай и Пчанизчай (район сел. Лелобагирли, Эрикли, Кюртгаджи, Вагазин, Агджаязы, Фингя, Ипьяк, Гозлу); Армянская ССР — 1) бассейн р. Веди и ее притоков Хосров и Кюсуз (обн. X—I*, K—I, II); 2) сев.-вост. побережье оз. Севан (район сел. Гейсу — обн. Г—I, II, III, IV, VI, Шишкая — обн. III, р. Саринар — обн. С.—III; 3) бассейн р. Ахурян — верховье (район г. Амасия).

Многочисленные радиолярии хорошей сохранности обнаружены в шлифах и выделены из окремненных пород. В установленных комплексах содержится большое количество известных видов, имеющих широкое географическое распространение в верхнеюрских — меловых отложениях многих регионов [1, 2, 3]. Но наряду с известными видами установлено много новых.

Особо следует отметить находки многочисленных населярий с губчатой стенкой скелета. Это двух-, трех- и многокамерные скелеты, размеры которых в несколько раз превышают все остальные радиолярии. Обилие крупных губчатых форм выделяет Альпийскую область мелового периода от всех других регионов.

Из нижеописываемых последние два вида радиолярий из нескольких разрезов (район сел. Ипьяк, Фингя, Гозлу, Эрикли, Кылычлы, Баглыпея) были найдены непосредственно с фораминиферовой фауной. *Pseudovalvulineria aff. monterehensis* Maie, *Globotruncanella inornata* (Bolli), *G. cf. chalilovi* Alij., *Striataella porosa* Alij., *S. striata* (Ehrenberg) и др. нижнесенонского возраста.

Приводится описание 5 новых видов.

ОТРЯД SPUMELLARIA EHRENBERG, 1875
ПОДОТРЯД SPHAEROIDEA HAECKEL, 1881
СЕМЕЙСТВО DORYSPHAERIDAE VINASSA REGNY, 1898

Род *Dorysphaera* Hinde, 1890

Dorysphaera armenica Kasinzova sp. nov.

* Здесь и далее обозначения под такими номерами указаны по материалам сборов Л. И. Казинцовой и Л. Б. Тихомировой, 1975 г.

Название вида по месту нахождения — Армения.

Голотип. № 77д/2 из коллекции № 490 лаборатории Микрофауны ВСЕГЕИ. Поздний мел; Малый Кавказ, сев.-вост. побережье оз. Севан (с. Шишкая).



1, 2 — *Dorysphaera armenica* Kasinzova sp. nov.: голотип, главное сечение (1); сечение близкое к главному (2); 3, 4 — *Stylosphaera clivosa* Kasinzova sp. nov.: голотип, главное сечение (3); сечение близкое к главному (4); (5) — *Dicolocapsa? maxima* Kasinzova and Abbasov sp. nov.; 6, 7 — *Dictyocephalus phingjensis* Abbasov sp. nov.; фотоснимок (6); рисунок (7); 8, 9 — *Cyrtophormis azerbaijanensis* Abbasov sp. nov.: фотоснимок (8); рисунок (9).

Описание. Сферическо-овальный, крупный толстостенный скелет, состоящий из одной оболочки с главной радиальной иглой. Поверхность скелета пронизана округло-овальными порами, расположенными почти концентрично. В продольном сечении поры фигурные, имеют столбчато-лампочкоподобную форму. Несмотря на значительную толщину стенки скелета, в срезе он выглядит ажурным, благодаря крупным порам и сравнительно тонким межпоровым перегородкам, которые в 2—3 раза меньше диаметра пор. Межпоровые перегородки в продольном срезе имеют вид длинных каплевидных столбиков, которые вблизи внутренней поверхности скелета почти соединяются между собой. На экваторе сферы располагается до 30 пор. Радиальная игла

крупная, внутри полая, расширенная у основания и постепенно суживающаяся к заостренному концу.

Размеры в мк	Диаметр скелета	187,5—212,5
	Диаметр пор	12—20
	Ширина межпоровых перегородок	8—12
	Длина иглы	160—190
	Ширина иглы у основания	37,5—40
	Толщина стенки скелета	31,5—37,5

Изменчивость. Встречаются скелеты сферической и сферическо-овальной формы. Форма пор преобладает округло-овальная, но есть и просто округлые и овальные, и даже овально-многоугольные.

Обоснование выделения вида. От всех известных по литературе видов рода *Dorysphaera* описываемый вид отличается строением стенки скелета. В продольном срезе поры столбчато-лампочкоподобной формы, а межпоровые перегородки — в виде каплевидных столбиков. Такое строение стенки известно только у представителей населлярий — род *Holocryptocanium* (*H. barbui* Dumitrica, 1970). Но спумеллярии (рассматриваемый вид) отличаются толщиной стенки скелета (в 2 раза больше) и крупностью пор, отчего на экваторе среза их у спумеллярий до 30, а у населлярий до 70 пор.

Время существования и местонахождение. Поздний мел (альб — нижний сантон) Малого Кавказа: сев.-вост. побережье оз. Севан (с. Шишкая), бассейн р. Шальва (с. Фингя, Ипяк, Эрикли, Вагазин).

Материал. Несколько десятков различных сечений хорошей сохранности в шлифах из 5 образцов кремнистых пород.

СЕМЕЙСТВО STYLOSPHAERIDAE НАЕСКЕЛ, 1881

Род *Stylosphaera* Ehrenberg, 1847

*Stylosphaera clivosa** Kasinzova, sp. nov.

(рисунок 3, 4).

Голотип. № 178 б/5 из коллекции № 490 лаборатории микрофауны ВСЕГЕИ. Поздний мел; Малый Кавказ, бассейн р. Ипякчай (с. Ипяк—2).

Описание. Скелет состоит из двух концентрически расположенных оболочек с двумя полярными иглами. Внешняя оболочка толстостенная, бугорчатая. Бугорки одинаковых размеров, полусферические, поэтому периферический край сечений фестончатый. Каждый бугорок пронизан 5 мелкими порами прямоугольной формы в продольном сечении и разной длины, в зависимости от положения на бугорке. Поры расположены тесно, расстояние между ними составляет 0,5 диаметра пор. Внутренняя оболочка сферическая, пронизана мелкими округлыми порами, расположенными в шестиугольных ячейках. Диаметр внутренней оболочки более чем в 3 раза меньше диаметра внешней оболочки. Оболочки соединены довольно толстыми перемиками. От внешней оболочки отходят две противоположно направленные главные иглы. Иглы

* *Clivosa* — бугристая (лат.).

крупные, граненные, одинакового размера, постепенно суживающиеся к концам. Длина игл составляет приблизительно 1,5 диаметра внешней оболочки.

Размеры в мк.	Диаметр внешней оболочки	125—140—175
	Толщина стенки скелета	25—30
	Диаметр пор	10—12
	Диаметр внутренней оболочки	37,5—40
	Диаметр пор внутренней оболочки	4—6
	Толщина радиальных перемишек	6—10
	Длина иглы	162—250

Изменчивость. Изменчив диаметр внешней оболочки скелета (от 125 — до 175 мк) и у некоторых форм наблюдаются совсем тонкие перемишки, соединяющие оболочки.

Обоснование выделения вида. От всех представителей данного рода рассматриваемый вид отличается бугристой поверхностью стенки внешней оболочки. По строению внешней бугристой оболочки его можно сравнить лишь с видами *Xiphosphaera*: *X. umbilicata* (Rust, 1898, стр. 7, Табл. I, 9) и *X. tuberosa* (Tan Sin Hok, 1927, стр. 35, табл. 5, 8), но различие служит количество оболочек (у описываемого вида их две, а у сравниваемых — одна).

Время существования и местонахождение. Поздний мел (альб — нижний сантон) Малого Кавказа: сев.-вост. побережье оз. Севан (с. Гейсу); бассейн р. Веди (ср. теч. р. Кюсуз); бассейн р. Шальва (с. Вагазин, Ипяк-2, Фингя, Эрикли, Лелобагирли).

Материал. Более 30 главных, параллельных и тангенциальных сечений различной сохранности в шлифах из 8 образцов кремнистых пород. У многих экземпляров иглы наполовину обломаны.

ОТРЯД NASSELLARIA EHRENBURG, 1875

ПОДОТРЯД CYRTELLARIA НАЕСКЕЛ, 1881

СЕМЕЙСТВО CYRTOIDEA НАЕСКЕЛ, 1862

ПОДСЕМЕЙСТВО SETHOCYRTINAE НАЕСКЕЛ, 1887

Род *Dicolocapsa* Haeckel 1881

*Dicolocapsa? maxima** Kasinzova and Abbasov sp. nov.

(рисунок 5).

Голотип. № 373/1 из коллекции № 432 лаборатории микрофауны ВСЕГЕИ. Поздний мел; Малый Кавказ, бассейн р. Пчанизчай (с. Вагазин).

Описание. Губчатый, крупный, толстостенный, двухкамерный скелет. Первая камера — цефалис имеет овально-округлую форму и своею нижней частью погружена в полость второй камеры. В основании первой камеры присутствует небольшое округлое отверстие. Вторая камера — торакс округло-овальной формы, причем ее диаметр в 2 раза больше, чем диаметр предыдущей камеры. Толщина губчатой стенки

* *Maxima* — очень крупная (лат.).

торакса в 2 раза превосходит толщину стенки цефалиса. Губчатое строение стенки скелета крупнопористое.

Размеры в мк.	Высота скелета	430—437,5—445
	Высота цефалиса	175
	Ширина цефалиса	230—250
	Высота торакса	305—312—315
	Ширина торакса	440—450
	Толщина стенки торакса	40—44

Изменчивость. Несколько скелетов имеют цефалис меньших размеров и более округлой формы. Степень погружения цефалиса в тораксовую полость колеблется незначительно.

Обоснование выделения вида. Близких для сравнения форм среди известных в литературе представителей рода *Discolocarpa* не обнаружено. Так как скелет состоит из двух камер, он отнесен нами к роду *Discolocarpa*. Но отнесение к этому роду считаем условным, так как скелет имеет губчатое строение и своим крупным размером отличается от обычных радиолярий.

Время существования и местонахождение. Поздний мел (альб — нижний сантон) Малого Кавказа: бассейн р. Пчанизчай (с. Вагазин), бассейн р. Тертер (раз. Аджарис); сев.-вост. побережье оз. Севан (Шишкая).

Материал. Около 10 скелетов хорошей сохранности в шлифах из 6 образцов кремнистых пород. В основном имеются главные сечения.

Род *Dictyocephalus Ehrenberg, 1860*

Dictyocephalus phingjaensis Abbasov sp. nov.

(рисунок 6, 7).

Название вида от с. Фингя.

Голотип. № 2001, ИГ Азерб. ССР, Азербайджан, Малый Кавказ, с. Фингя; нижний сенон.

Описание. Скелет средних размеров, тонкостенный, двухкамерный, со слабо выраженным пережимом между камерами. Цефалис имеет форму близкую к сфере, нижняя часть которой погружена в торакс. Поверхность цефалиса гладкая, со следами пор. Его диаметр в 4 раза меньше диаметра торакса. Торакс бочонкообразной формы, слегка сужен к устью. Вся поверхность торакса покрыта тонкими продольными ребрами. На видимой поверхности скелета их уместается до 12. Межреберные пространства пронизаны мелкими круглыми порами, тесно расположенными продольно, однорядно. В одном ряду их насчитывается до 13.

Устье скелета ровное, гладкое.

Размеры в мк	Высота скелета	169—172
	Высота торакса	130—135
	Ширина торакса	143—147
	Диаметр цефалиса	35—40
	Диаметр пор	6—8

Изменчивость. Размеры скелета колеблются незначительно. Изменение наблюдается в степени погружения цефалиса в тораксовую полость.

Обоснование выделения вида. По внешней форме скелета, ребристой поверхности торакса наш вид похож на приведенный Думитрика (1975, табл. 2, рис. 18) и определенный им как *Dictyocephalus sp.* Но отличается гладкими ребрами (вместо волнистых) и строением пор. У малокавказского вида они имеют круглую форму и сближены друг с другом, а у сравниваемого они расположены в углублениях многоугольных ячеек.

Внешне описываемый вид также схож с *Dictyocephalus sp.* (Riedel, Sanfilippo, 1974, pl. 4, fig. 4, pl. 14, f. 1) из коньяк-сантонских отложений Индийского океана, но резко отличается от сравниваемого меньшим расстоянием между ребрами на поверхности торакса, формой устья (ровное, гладкое, а у сравниваемого — круглое с утолщенным валиком) и большим погружением цефалиса в тораксальную полость.

Время существования и местонахождение. Поздний мел (нижний сенон) Малого Кавказа; район сел. Фингя, Лелобагирли, Эрикли.

Материал. Около 10 экземпляров выделенных форм и несколько сечений в шлифах из 5 образцов красновато-бурых радиоляритов.

Род *Cyrtophormis Haeckel, 1887*

Cyrtophormis azerbaijanensis Abbasov, sp. nov.

(рисунок 8, 9).

Название вида по месту нахождения — Азербайджан.

Голотип. № 2002, ИГ Азерб. ССР, Азербайджан, Малый Кавказ, с. Фингя, нижний сенон.

Описание. Яйцевидный маленький тонкостенный скелет, сильно суживающийся на полюсах. Верхушка скелета слегка округлена, а нижняя — с приустьевой маленькой трубочкой. Для раковины характерны развитые на ее поверхности тонкие продольные ребра, чередующиеся с межреберными желобами. Количество ребер и желобов на видимой половине скелета — 12. Между ребрами на желобах вдоль роста скелета наблюдаются многочисленные поры, расположенные двух- или трехрядно ближе к шахматному порядку.

Размеры в мк.	Высота скелета	220—235—270
	Ширина скелета	130—137/—170
	Диаметр пор	6—7

Изменчивость. Изменчивы размеры скелета, расположение пор и толщина скелета. Форма скелета остается постоянной.

Обоснование выделения вида. Настоящий вид внешне близок к виду *Cyrtophormis costata* (Squinabol, 1903, pl. X, f. 3), описанный Сквинаболом из позднемиоценовых отложений Италии, но отличается от него значительно большим размером скелета, заметным суживанием к полюсам и двух- или трехрядным расположением пор вместо однорядного.

Данный вид по форме скелета и ребристой внешней поверхности очень напоминает *Hemicryptocarpa sp.* приведенный в работе Думитрика (1975, табл. 1, рис. 18) из сеноманских отложений Румынии, но отличается количеством камер (одна, вместо трех).

Время существования и местонахождение. Поздний мел (нижний сенон) Малого Кавказа, район сел. Абдуллаушаги, Фингя, Кохна Чорман, Лелобагирли.

Материал. Около 30 экземпляров выделенных форм из 15 образцов красновато-бурых радиоляритов.

1. Алиюлла Х., Аббасов А. Б. Находки поздне меловых фораминифер в радиоларитах бассейна р. Тертер. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», 1980, № 2.
2. Жамойда А. И., Казинцова Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1976, № 2.
3. Казинцова Л. И., Тихомирова Л. Б. Мезозойские радиоларии Малого Кавказа и этапы их развития. В кн.: «Планктон и органический мир пелагиалы в истории Земли». Тр. XIX сессии ВПО. Л., «Наука», 1979.
4. Dumitrica P. Cryptocephalis and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. Rev. Roum. Geol., Geoph., 1970, ser. geol., t. 14, N 1, 124 p.
5. Dumitrica P. Senomanian Radiolaria at Podul Dimbovitei. 14th European Micropaleontological Colloquium, Romania, 1975, p. 87.
6. Riedel W., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean Unit. Reports, DSDP, v. XXVI, 1974.
7. Rust D. New Beitrage zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. Paleontographica, Bd 45, 1898.
8. Tan Sin Hok. Over de samenstelling en het ontstaan van kriten mergelgesteenten van de Molukken. Jaarb. Mijnwesen Ned., Jndie, 1927, Verhand, 55, pt 3, 245 p.

Л. И. Казинцова, Ә. Б. Аббасов

КИЧИК ГАФГАЗЫН ҮСТ ТЭБАШИР ЈАШЛЫ ШҮАЛЫЛАРЫНЫН ЈЕНИ НӨВЛЭРИ

Кичик Гафгазда силисиумлу-вулканокен сүхурларда шүалы галыглар кениш интишар тапымышдыр. Мәгаләдә һәммин чөкүнтүләрден тапымыш шүалылардан беш јени нөвүн тәсвири, охшар нөвләрлә мугајисәси вә јайылма саһәләри кәстәрлир. Онларын јашы тәјин едиләркән һәммин чөкүнтүләрден тапымыш Алт Сенон јашлы фораминифера галыглары да нәзәрә алынмышдыр.

L. I. Kasintzova, A. B. Abbasov

NEW REPRESENTATIVES OF UPPER CRETACEOUS RADIOLARIANS FROM MINOR CAUCASUS

Monographical description of five new Radiolaria species and their distribution in Upper Cretaceous siliceous rocks of ophiolite zone of Minor Caucasus is presented in this paper.

УДК 56.07(086.3):330.115

Ш. А. БАБАЕВ

К ПРИМЕНЕНИЮ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

Последние годы характеризуются заметным ростом исследований, в которых используются математические методы и ЭВМ для решения различных задач палеонтологии и, в частности, микропалеонтологии.

Целесообразность использования математических методов в микропалеонтологических исследованиях диктуется тем, что они дают возможность построить описание палеонтологических объектов на основе точной информации и сопоставить их с помощью объективных критериев.

Математические методы позволяют повысить точность решения широкого спектра микропалеонтологических задач, начиная с уточнения таксономических границ описания морфологических особенностей таксонов и кончая оценкой изменчивости, обусловленной экологическими причинами.

Имея дело со сложными объектами или с большой совокупностью объектов, только с помощью математики и с использованием ЭВМ можно достигнуть автоматизации решения палеонтологических задач.

Математические методы, применяемые в микропалеонтологии, можно разделить на две группы. К первой группе относятся методы, в основном используемые для целей корреляции, расчленения разрезов, выяснения экологии отдельных групп и др.

Одним из широко распространенных и дающих убедительные результаты методов является метод статистического разграничения геологических объектов Д. А. Родионова [15, 16].

Сущность его применительно к решению задач стратиграфии заключается в выявлении в разрезе однородных участков путем статистической проверки гипотезы об их однородности. Преимуществом метода является возможность одновременного использования данных по любому числу признаков.

Этот метод был применен Д. А. Родионовым и др. [15] для уточнения имеющихся биостратиграфических подразделений и решения некоторых вопросов стратиграфии для отложений поздне мелового и раннепалеогенового возраста Русской платформы, Южного Мангышлака и Западной Туркмении по результатам изучения мелких фораминифер, для классификации представителей рода *Uvigerina* верхнеэоценовых отложений Туркмении, исследования соотношений песчаных и известковых фораминифер в разрезе и др.

В Азербайджане метод статистического разграничения геологических объектов был применен для расчленения средне-верхнеэоценовых отложений Сирабчая (Нах. АССР) по результатам изучения нуммулитид Ш. А. Бабаевым [2] и для расчленения палеогеновых отложений площади Мурадханлы по наннопланктону Х. Алиюлла, Ш. Бабаевым, Р. Кошкарлы.

Одним из очень важных вопросов стратиграфии, имеющим и большое практическое значение, является корреляция разрезов исследуемых отложений. Многие исследователи, работающие в области применения математических методов в геологии, не обошли вниманием этот важный вопрос. Так, Д. А. Родионов [15] предложил применить метод статистического разграничения геологических объектов для сопоставления стратиграфических разрезов. Ю. С. Салин [18] предложил для создания сводной шкалы и корреляции разрезов алгоритмы, пригодные для машинной и ручной обработки. М. П. Рубель [17] составил алгоритм биостратиграфической корреляции для обобщения данных о распределении таксонов по всем коррелируемым разрезам. Этот алгоритм был реализован программой ДИСТР на ЭВМ Минск-32 по данным распределения 172 видов остракод из 10 разрезов верхнего силура Прибалтики.

Весьма плодотворным является применение математических методов и ЭВМ для анализа состава и выяснения условий географической среды, видовых популяций микрофауны и микрофлоры, в биофациальных исследованиях и др.

Р. Прайс, П. Джордан [24] создали программу на алгоритмическом языке Fortran IV для стратиграфической корреляции и палеогеографической интерпретации по фораминиферам.

Эта программа была использована для корреляции 29 разрезов альба С3 Европы по фораминиферам. При этом следует отметить применение полуколичественных показателей при изучении верхнемеловых фораминифер юго-востока Большого Кавказа, Закаспия методом многократной корреляции для выявления характерных фораминиферных комплексов фациально различных участков одновозрастных отложений в различных стратиграфических уровнях верхнего эоцена Предкарпатского прогиба [7]. В экологии и палеоэкологии имеются большие потенциальные возможности для применения методов математического моделирования. При этом могут рассматриваться следующие задачи: а) моделирование на ЭВМ химических, питательных и энергетических систем; б) моделирование различий в распространении популяций как функции условий среды, в которой они не взаимодействуют друг с другом; в) моделирование популяций, которые взаимозависимы и взаимодействуют одна с другой. Так, например, для рассмотрения изменений в распространении ископаемых остатков во времени Фоксом [23] была предложена динамическая модель, вопросы применения модели жертва-хищник в палеоэкологии рассмотрены Рейментом [26], а модель совокупности остатков ископаемых организмов предложена Харбухом и Бонем-Картером [21]. Заслуживает внимания также применение тренд-анализа, временных рядов, которые помогут выявить в изучаемых разрезах интервалы регулярных, постепенных изменений и провести их корреляцию.

Ко второй группе относятся математические методы, применяемые при описании палеонтологических объектов и изучении их морфологических особенностей, сравнении объектов и диагностике, выяснении вопросов систематики и таксономии, филогенеза и эволюции, определении ареалов внутривидовых популяций и др.

Применение математических методов при описании может исключить или свести до минимума субъективность в характеристике скелетных остатков, отпечатков или фрагментов ископаемого организма.

При описании палеонтологических объектов и изучении их морфологических особенностей имеют значение как традиционная биометрия, координатный метод для исследования гладкостных остракод, так и политомическое кодирование и использование информационно-поисковых систем.

Числовое кодирование описаний палеонтологических объектов позволяет использовать ЭВМ для компактного хранения большого объема информации и оперативного извлечения ее по самым сложным запросам, а также дает возможность для математической обработки данных.

Проблемам политомического кодирования описаний палеонтологических объектов посвящены работы А. Н. Олейникова, Ю. Н. Печерского, А. В. Карелиной, К. Н. Негадаева-Никонова, И. А. Ванчура [3, 4, 12, 13] и др. Подобный метод кодирования палеонтологических описаний применен Э. И. Саперсон [19, 20] при выяснении вопросов систематики и сравнительной характеристики 79 видов палеогеновых аномалинид юга СССР и Ш. А. Бабаевым при составлении политомической таблицы 81 вида нуммулитов СССР. Среди различных способов формализованного представления признаков и самих палеообъектов выделяется мозаичное кодирование удобное для ввода информации о рисунке объектов в ЭВМ, для чего можно применять читающие автоматы.

По А. В. Карелиной [8], используя специальную систему операторов и результаты этого кодирования, можно решать задачи автоматического получения информации об объекте в числовом коде вывода на АЦПУ или графопостроитель «портрета» объекта, сравнительного исследования различных числовых кодов для оценки их эффективности и адекватности описания объектов, формирования некоторых количественных признаков палеонтологических объектов.

Выявление и создание наиболее полной морфологической характеристики объектов является одним из важнейших аспектов палеонтологических исследований.

В отношении применения математических методов к исследованию морфологии объектов выделяется работа Раупа [25], в которой дана модель спирально свернутой раковины и в качестве образующей кривой использована логарифмическая спираль.

Идеи и методы теории распознавания образов получили широкое распространение в палеонтологии и прежде всего в постановке и решении задач, связанных с диагностикой представителей палеонтологической фауны. Примером удачного применения теории распознавания объектов фауны. Примером удачного применения теории распознавания объектов фауны. Примером удачного применения теории распознавания объектов фауны. Примером удачного применения теории распознавания объектов фауны.

По содержанию задачи для построения этой системы из всего множества фиксированных признаков необходимо выбрать подмножество таких, у которых значения зависят от выбранного генетического фактора в большей степени, чем от других факторов. Требуемое подмножество признаков выбирается из всего фиксированного множества на основании дополнительной априорной информации о связях объектов. Следует отметить, что в программе предусмотрено использование и любого другого фактора, взамен генетического.

Математические методы широко используются при исследовании вопросов систематики и таксономии для выяснения весомости призна-

ков, использования с наибольшей полнотой данных морфологии и в то же время минимизации их, систематизации и классификации материала и выяснения соотношений таксонов.

При моделировании палеобиологических систем и решении задач классификации, как правило, возникает необходимость оценки степени сходства исследуемых объектов по определенным заданным критериям или их совокупности. В качестве критериев подобной оценки используются различные меры удаленности или близости сравниваемых объектов («таксономические расстояния»). А. Н. Олейников [12], используя критерий Танимото, предложил алгоритм «Таксон-2», который может быть использован как для классификации, так и для выявления синонимов среди заданной совокупности объектов. Этот алгоритм был использован Э. И. Саперсон [20] для классификации палеогеновых аномалид юга СССР. Ш. А. Бабаевым методами кластер-анализа проведена предварительная классификация нуммулитов СССР.

Барнетт [22] применил методы нумерической таксономии для группового анализа родов и 58 видов подсемейства Nummulitinae. В результате этого исследования автор пришел к выводу, что родовые названия Operculinoides, Neooperculinoides, Nummulitoides, Paleonummulites следует считать излишними.

К. В. Миклухо-Маклай [10] для оценки информативности признаков 4 видов шпанделин были использованы коэффициенты линейной дискриминантной функции. По относительной величине этих коэффициентов был выявлен таксономический вес признаков. В результате выяснено, что из 18 исследованных признаков таксономическую ценность имеют не более 7—9.

Е. Ф. Поповин [14] для оценки таксономического значения сильно изменчивых признаков представителей рода Operculina применил 4-мерный главный компонентный анализ. В результате было выяснено, что наибольшее таксономическое значение для оперкулин имеет максимальный диаметр и высота последнего оборота раковины.

При выяснении вопросов филогенеза и эволюции также возможно применение различных математических методов и моделирования. Так, например, Т. А. Мамедовым и Ш. А. Бабаевым [9] методами математической статистики были выяснены филогенетические отношения ряда видов нуммулитов.

Как видно из краткого обзора применения математических методов в микропалеонтологии, эти методы при корректной постановке вопросов микропалеонтологии, а использование их в широкой мере с применением ЭВМ в палеонтологии является настоящей необходимостью и в будущем.

Литература

1. Алиев М. М., Забелина Т. М., Садовникова Т. К. Применение полуколичественных показателей при изучении фораминифер верхнемелового флиша (на примере юго-востока Большого Кавказа). В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.
2. Бабаев Ш. А. Опыт статистического разграничения геологических объектов по крупным фораминиферам. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», 1979, № 2.
3. Ванчуров И. А. Математические модели в таксономии. В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.
4. Ванчуров И. А. Численное кодирование палеонтологических описаний. Экспр.-инф. «Математические методы исследований в геологии». М., ВИЭМС, 1975, № 2.

5. Ванчуров И. А., Самарин В. С. Решение задач о сходстве палеонтологических объектов по программе «Дендрограф». Экспр.-инф. «Математические методы исследований в геологии». М., ВИЭМС, 1975, № 2.

6. Забелина Т. М. Применение полуколичественных показателей при изучении развития верхнемеловых фораминифер Закаспия в связи с изменением условий обитания. В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.

7. Иваник М. М., Маслун Н. В. Применение метода многократной корреляции при изучении фораминиферовых сообществ. В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.

8. Карелина А. В. Автоматическое формирование изображений с помощью ЭВМ. В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.

9. Мамедов Г. А., Бабаев Ш. А. Филогенетические соотношения видов Nummulites laevigatus (Brugiere), N. brongniarti d'Archias et Heime, N. perforatus (Montf) на основе математической статистики. «Вопросы микропалеонтологии», 1972, вып. 15.

10. Миклухо-Маклай К. В. К оценке информативности признаков фораминифер. В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.

11. Нгуен Ван Льем, Немков Г. И., Тумаркин Г. Ц. Попытка применения электронно-вычислительных машин для определения видов фузулинид. «Изв. вузов, геология и разведка», 1976, № 7.

12. Олейников А. Н. Кодирование диагностических признаков. В кн.: «Цифровое кодирование систематических признаков древних организмов». М., «Наука», 1972.

13. Печерский Ю. Н., Карелина А. В., Нечадаев-Никонов К. Н. Математические методы в микропалеонтологии.

14. Поповин Е. Ф. О характере изменчивости некоторых видов оперкулин эоцена южных Ергеней. Тр. XII сессии ВПО. Ленинград. «Наука», 1968.

15. Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.

16. Родионов Д. А., Забелина Г. М., Родионова М. К. Полуколичественный анализ в биостратиграфии и палеоэкологии. М., «Недра», 1973.

17. Рубель М. П. Алгоритм биостратиграфической корреляции и его реализация на ЭВМ. В сб.: «Основные направления применения математических методов в палеонтологии». Кишинев, «Тимпул», 1976.

18. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М., «Наука», 1979.

19. Саперсон Э. И. Вопросы систематики и сравнительная характеристика некоторых анамалинид. «Вопросы микропалеонтологии», 1972, вып. 15.

20. Саперсон Э. И. Применение логического анализа при изучении палеогеновых фораминифер семейства Anomaliniidae. «Вопросы микропалеонтологии», 1974, вып. 17.

21. Харбух Дж., Бонем-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М., «Мир», 1974.

22. Barnett R. An application of mineral taxonomy to the classification of the Nummulitidae (Foraminiferida). «J. Paleontol.», 1974, 48, No. 6, 1249—1263.

23. Fox W. T. Simulation Models of Time-Trend Curves for Paleocologic Interpretation. Colloquium on Time Series Analysis, Computer Contribution 18, Kansas Geol. Surv., 1968, 18—29.

24. Price R. J., Jordan P. R. A Fortran IV program for Foraminiferid stratigraphic correlation and paleoenvironmental interpretation. Computers and Geosciences, vol. 3, 1977, pp. 601—615.

25. Raup D. M. Computer as Aid in Describing Form in Gastropod Shells. Sci., 1962, 138, 150—152.

26. Reyment R. A. Systems Analysis in Paleocology. Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar, 1968, 89, 440—447.

Ш. Э. Бабаев

МИКРОПАЛЕОНТОЛОКИЈАДА РИЈАЗИ МЕТОДЛАРЫН ТЭТЪГИНЭ ДАИР

Мэгалэдэ микропалеонтолокијада бир сыра нэээри вэ практики мэсэлэлэрин хэллн-
дэ истифадэ едилэн ријази методлар барэсиндэ мүфэссэл мэлумат верилмишидир. Бу ме-
тодлар мүэллиф тэрэфиндэн 2 група ажрылмышдыр:

биринчи група коррелласијада кәсилшләрин бөлүнмәсиндә, аҗры-аҗры группарын еко-
логијасынын өјрәнилмәсиндә; икинчи група исә палеонтологји объектларин тәсвириндә вә
морфологји хусусијәтларинин өјрәнилмәсиндә, объектларин мұгајисәси вә диагностикасын-
да, систематика вә таксономија мәсәләләринин ајдынлашдырылмасында вә с. истифадә
едилән методлар аид едилмишдир.

Sh. A. Babayev

MATHEMATIC METHODS APPLICATION IN MICROPALAEONTOLOGY

In this work the detailed survey of mathematic methods used in micropaleontological explorations is represented.

These methods have been divided into 2 groups. Methods are applied to breaks correlation, and their dismemberment is related to the 1st group.

Methods are applied to description of paleontological objects and their morfological special feature studying. Comparing of objects and their diagnostic, systematic and taxonomic problems ascertaining are related to the second group.

АЗӘРБАЈ АН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1981, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1981, № 5

УДК [550.343.4+550.348] (575)

Ф. Т. КУЛИЕВ, Э. К. ГЮЛЬ, А. Б. МАМЕДОВ

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ ПО МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ НА ПРИМЕРЕ ГАЗЛИ И БУХАРЫ

Авторами было проведено детальное обследование последствий Газлинского землетрясения 8 апреля 1976 г. в поселке городского типа Газли, городах Бухаре, Кагане, Навои и Самарканде. Каждый из обследованных населенных пунктов удален от эпицентра землетрясения на 30, 115, 125, 180 и 330 км, соответственно.

Обследование велось с 15. IV по 8. V 1976 г. Сбор макроданных проводился по методике [1, 3, 4, 6] для последующего сейсмического микрорайонирования пгт Газли и г. Бухара на их основе [2—6].

Следует отметить, что 8 апреля 1976 г. произошла серия землетрясений с $M=5$: в 02 40 23 главный толчок с $M=7,0$ и афтершоки в 02 59 00 с $M=6,0$ и в 12 03 37 с $M=5,0$ [7].

Таким образом, результаты макросейсмического обследования включают суммарный эффект воздействия главного толчка с $M=7,0$ и афтершока с $M=6,0$ на совокупность сооружений населенных пунктов.

В пгт Газли насчитывалось более 400 жилых зданий, большинство из которых было детально осмотрено. С целью более объективной оценки сейсмической балльности на произвольно выбранных участках поселка по 35 зданиям произведено полное описание степени повреждений. Средние значения степеней повреждений и соответствующие значения интенсивности по типам сооружений получены следующие: по типу А — $\bar{d}_A = 3,0$ и $\bar{J}_A = 7,4 \pm 0,2$ (по 10 случаям); по типу Б — $\bar{d}_B = 2,5$ и $\bar{J}_B = 7,9 \pm 0,1$ (по 22 случаям) и В — $\bar{d}_B = 1,7$ и $\bar{J}_B = 7,7 \pm 0,3$ (по 3 случаям).



Рис. 7. Обрушение части двухэтажного кирпичного здания с железобетонным перекрытием в северной части пгт Газли ($d_B = 4,0$ и $J_B = 9,2$).

Причем, $\sigma_{d_{A,B}} \pm 0,1$ и $\sigma_{d_B} \pm 0,2$. Разброс значений лежит в пределах от 6,8 до 9,2 балла, а значений d — от 1 до 4 (рис. 1).

В целом для всего пгт Газли среднее значение балльности $\bar{J}_r = 7,8 \pm 0,1$ балла. После нанесения на схему пгт Газли (сооружения приведены с разрядкой) индивидуальных значений интенсивности, определенных по степени повреждений для всех типов зданий, стало возможным с учетом погрешностей σ проведение линий, ограничивающих участки с различной сейсмической балльностью через 0,5 балла (рис. 2). Грунты достаточно однородны и представлены в основном песками. Данными об уровне стояния грунтовых вод авторы не располагали. Рельеф территории почти горизонтальный.

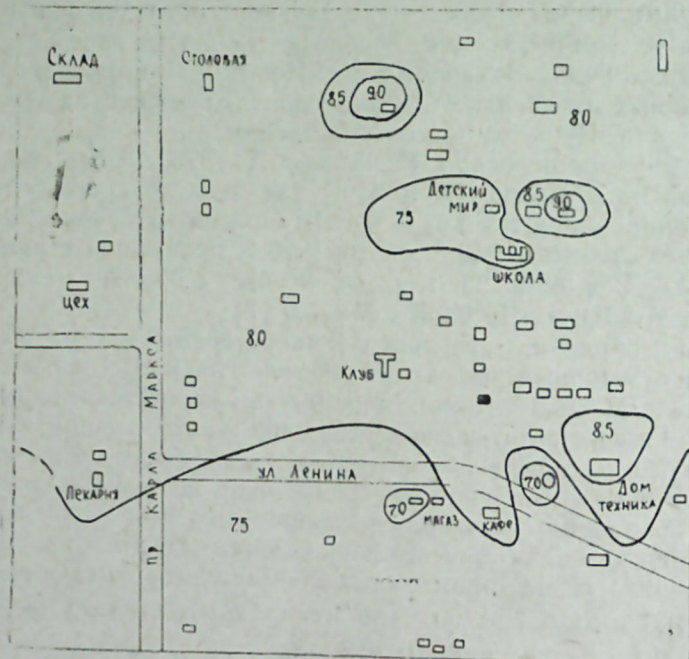


Рис. 2. Схема сейсмомикрорайонирования территории пгт Газли по результатам макросейсмического обследования.

Как видно из схемы (рис. 2), большая часть территории Газли (в основном, севернее ул. Ленина) испытала сотрясение в 8 баллов, а на отдельных ее участках оно достигало 9 баллов. Южнее ул. Ленина сейсмический эффект достигает 7,5 балла, а в отдельных участках — до 7,0 баллов.

Основное достоинство полученной схемы заключается в том, что она даже при кажущейся однородности грунтов доказывает участки относительно различной сейсмической опасности. Если округлить интенсивность землетрясения 08. IV 1976 г. в Газли с 7,8 до 8 баллов, то приращение балльности лежит в пределах ± 1 балла. Это, по-видимому, объясняется все же изменением в пределах небольшой территории п. Газли физико-механических свойств однородных грунтов, возможным наличием вблизи поверхности (2—3 м) грунтовых вод, а также такими факторами, как тип, глубина заложения фундамента зданий и другими.

Для центральной части г. Бухары мы располагали более подробными данными о грунтовых условиях [8]. Согласно этим данным территория города подразделяется на районы А, Б и В.

Район А сложен культурно-ирригационными отложениями, представленными пересланяющейся толщей суглинков, супесей и песков. Район А включает участки (A_1, A_2, A_3) с теми же отношениями, но различными по их мощности (h), уровню стояния грунтовых вод (угв) и допустимым давлением на грунт (P): A_1 — h до 1 м, реже более, угв — 0—1 м и $P=0,8; 1,2$ кг/см²; A_2 — h до 2 м, реже более, угв — от 1 м до 2 м и $P=0,8; 1,3$ кг/см²; A_3 — $h=2-3$ м, реже более, угв от 2 м до 3 м и $P=0,8; 1,2; 1,3$ кг/см².

Соответственно этим данным h , угв и P рекомендованы следующие глубины заложения фундаментов (H): для A_1 — $H=0,7$ м; A_2 — $H=0,7; 1,5$ м и A_3 — $H=0,7; 1,5$ и 2,0 м [8].

Район Б сложен культурно-городскими отложениями, представленными в основном супесями с большим содержанием бытового и строительного мусора (от 40 до 70%). В район Б в зависимости от приведенных выше характеристик грунтовых условий входят четыре участка: B_1 — h до 1 м, реже более; угв от 0 до 1 м, $P=0,6$ кг/см² и $H=0,7$ м; B_2 — h до 2 м, реже более, угв от 1 м до 2 м, $P=0,6$ кг/см² и $H=0,7$ м; B_3 — h до 3 м, реже более, угв 2—3 м, $P=0,6; 1,0; 1,2$ кг/см² и $H=0,7; 1,5$ и 2,0 м; B_4 — h от 3 до 10 м, угв 3—10 м и более, $P=0,6; 1,0; 1,2; 1,3$ кг/см² и $H=0,7; 1,5; 2,0$ м и более.

Район В включает в себя два участка. V_1 занят старыми и современными кладбищами, литологически представлен культурно-городскими отложениями с $h=2-4$ м, угв от 2—4 м и более. V_2 литологически представлен суглинками, супесями и песками, заболочен (грунтовая вода на дневной поверхности). Район В из-под застройки целиком исключен.

Уровень грунтовых вод для всех участков дан на период апрель—май, когда он максимально приближен к дневной поверхности. Интенсивность сейсмической опасности всех пригодных для строительства участков районов А и Б оценена в 5 баллов [8].

Из анализа инженерно-геологических условий г. Бухары явствует, что грунты на его территории довольно рыхлые с низко несущей способностью (P до 1,3 мг/см²), с высоким стоянием грунтовых вод (в основном 0—3 м). Наиболее распространенными являются грунтовые условия категории (района) А. Отношение площадей районов А:Б:В можно выразить примерной пропорцией 100:5:1. Рельеф города сравнительно спокойный, а на большом возвышении в старой части стоит один из великолепных памятников старины — цитадель Арк.

Всего по территории г. Бухары обследовано 113 зданий. Среднее значение интенсивности для Бухары в целом $\bar{J}=6,3 \pm 0,1$ балла при разбросе значений J_1 от 5,4 до 7,4 балла. По типам зданий получены следующие соответствующие значения интенсивности: $\bar{J}_A = 6,2 \pm 0,2$ (7 случаев), $\bar{J}_B = 6,2 \pm 0,1$ (64 случая) и $\bar{J}_V = 6,4 \pm 0,1$ (42 случая). Распределение средних значений интенсивности для соответствующих грунтовых условий следующее: $\bar{J}_{A_1} = 6,2 \pm 0,1$ (42 случая); $\bar{J}_{A_2} = 6,1 \pm 0,1$ (20 случаев); $\bar{J}_{A_3} = 6,2 \pm 0,1$ (25 случаев); $\bar{J}_{B_1} = 6,4 \pm 0,4$ (3 случая); $\bar{J}_{B_2} = 6,6 \pm 0,2$ (21 случай).

В связи с весьма незначительной площадью участков B_1 и B_2 в них не оказалось ни одного из числа обследованных зданий ($d=0, J=5,7$). Несмотря на разделение района А на три участка (h , угв, P), что нашло же довольно близко по своим характеристикам степени повреждений на этих отражение в близких средних значениях определить среднее значение интенсивности. Все это дает основание определить среднее значение интен-

сивности для районов А и Б и по ним выделить сравнительно лучшие грунтовые условия. Для района А в целом среднее значение $J_{1A} = 6,2 \pm 0,1$, а для Б (точнее — Б₄) $\bar{J}_B = 6,6 \pm 0,2$. Таким образом, сравнительно лучшие инженерно-геологические характеристики участка Б₄ относительно района А по результатам обследования не являются таковыми. В районе А число зданий со степенью повреждений d_1 , соответствующей интенсивности более 6,5 балла, 9 из 87 обследованных (примерно 10%), а в районе Б — 11 из 24 (около 45%). Результаты определения степени повреждения всех обследованных зданий были нанесены на план г. Бухары, обобщены и приведены на схеме (рис. 3). На ос-

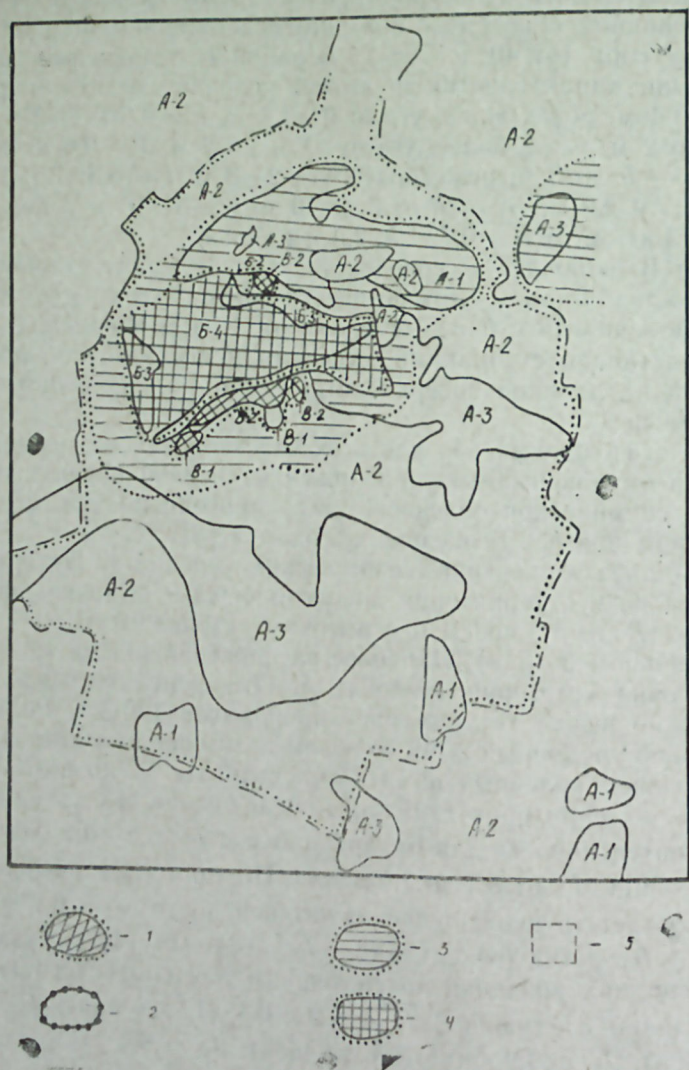


Рис. 3. Схема распределения грунтовых условий и проявления сейсмической интенсивности в г. Бухаре:
1 — участки, исключенные из строительства; 2 — от 5,7 до 6 баллов; 3 — 6,5 балла; 4 — от 6,7 до 7,4 балла; 5 — границы центральной части города.

нове полученных данных удалось выделить несколько участков с различным проявлением интенсивности. Как видно из схемы, на территории города выделяются участки в 6 и 7 баллов.

В г. Кагане обследовано 5 зданий (2 типа А и 3 типа Б). Переход от среднего значения степени повреждения к интенсивности дает для данного пункта среднее значение $J = 6,2 \pm 0,2$ балла.

В г. Навои обследовано 11 зданий (3 типа А, 6 типа Б и 2 типа В). Среднее значение интенсивности для этого пункта $\bar{J} = 6,3 \pm 0,2$ балла.

В г. Самарканде осмотрено зданий и опрошено жителей примерно по 20 соответственно. Большинство зданий (за исключением единичных случаев) было без каких-либо видимых повреждений, наблюдались осыпание побелки, скрип потолков, качания ламп. Некоторые ходящие это заметили, были случаи испуга, среди спящих просыпались не все. Подобные данные, как правило, соответствуют зонам перехода интенсивности от 5 к 6 баллам. При использовании данных только о степени повреждения $d=0$ всех типов зданий среднее значение интенсивности около 5,8 балла (от 5,3 балла для типа А до 6,3 балла для типа В). Это ведет к явно завышенному значению средней интенсивности. С использованием методических приемов [1, 4] средняя интенсивность для г. Самарканда по совокупности опросных данных и данных о степени повреждений зданий оценена в 5,3 ($\pm 0,2$) балла.

При обследовании г. Бухары (а также пгт Газли) наше внимание привлек следующий любопытный факт. В г. Бухаре имеется много красивых по своему внешнему оформлению и архитектурному решению древних сооружений более чем тысячелетней давности. С тех пор, хотя жилые (частные) дома и обновлялись во времени, традиция их строительства оставалась прежней. И сегодня почти все жилые дома (в основном, одноэтажные, реже — двухэтажные) строятся с деревянным каркасом, усиленными диагональными, продольными и поперечными перемычками, которые еще более повышают сейсмостойкость домов. Каркасы заполняются кирпичом.

Выбор наиболее сейсмостойкого типа конструкции жилого дома обусловлен вполне объективными и серьезными причинами. Так, в окрестностях г. Бухары (на территории, ограниченной параллелями от 39 до 41°, 5 с. ш. и меридианами от 62 до 64°, 5 в. д.) в 942, 1390 и 1821—1822 гг. произошли сильные землетрясения с магнитудой от 6,1 до 7,0 с интенсивностью в эпицентре J_0 до 8—9 баллов по шкале MSK — 64 [9]. Эти землетрясения вызвали большие разрушения и жертвы в г. Бухаре. В 1925 и 1929 гг. произошло два землетрясения (ближе к Газли) с $M=5,2$ каждое. Затем уже после известного землетрясения в мае 1976 г. с $M=7,2$ и J_0 равным более 9 баллов (афтершок 23. 06. с $M=5,1$) [7] и в июне 1978 г. с J_0 равным не менее 8 баллов [10].

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. На территории пгт. Газли разброс наблюдаемых значений интенсивности лежит в интервале 6,8—9,2 балла. В южной части поселка наблюдались участки с пониженным значением интенсивности (около 7 баллов). За исходную интенсивность для всей территории пгт Газли можно принять 8 баллов.

2. На территории г. Бухары разброс одиночных наблюдений значений интенсивности лежит в пределах 5,4—7,4 балла. В центральной части старого города выделяется один сравнительно небольшой участ-

ток с повышенным значением интенсивности (6,5—7,4 балла). За соответствующую интенсивность для территории г. Бухары можно принять 6 баллов.

3. Результаты сейсмического микрорайонирования пгт Газли и г. Бухары, а также средние оценки сейсмического эффекта Газлийского землетрясения 08. IV 1976 г. в обследованных населенных пунктах хорошо согласуются с данными других исследователей [11 и др.].

Литература

1. Кулиев Ф. Т., Шебалин Н. В. О возможности статистической интерпретации балльности. В кн.: «Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана». Душанбе, «Дониш», 1970.
2. Шебалин Н. В. О макросейсмической основе сейсмического микрорайонирования. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 13. М., «Наука», 1970.
3. Кулиев Ф. Т. Статистический прямой метод микрорайонирования территорий по макросейсмическим данным. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 13. М., «Наука», 1970.
4. Медведев С. В. Сейсмическое микрорайонирование. М., «Наука», 1977.
5. Назаров А. Г., Шебалин Н. В. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической эффективности. М., «Наука», 1975.
6. Шебалин Н. В. Сейсмическое микрорайонирование г. Махачкала. Изд-во Даг. ФАН СССР. Махачкала, 1970.
7. Оперативный сейсмологический бюллетень (ежедекадный), № 10—15. М., Изд-во МГК, 1976.
8. Проект детальной планировки центральной части г. Бухары (Пояснительная записка). УзНИИ по градостроительству. Ташкент, 1973. Фонды Горотдела по делам строит-ва и арх-ры г. Бухары.
9. Шебалин Н. В., Кондорская Н. В. Новый Каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., «Наука», 1977.
10. «Правда», 6 июня 1978 г.
11. Касымов С. М., Джураев А., Мадатов П. Карты изосейст Газлийского землетрясения 8 апреля и 17 мая 1976 г. Информационное сообщение № 184 Ин-та сейсмологии АН Узб. ССР, Ташкент, ФАН Узб. ССР, 1977.

Ф. Т. Гулиев, Е. Г. Күл, А. Б. Мәммәдов
МАКРОСЕЙСМИК МЭЛУМАТЛАРА ЭСАСЭН
СЕЙСМИК МИКРОРАЈОНЛАШДЫРМА

(Газлы ш. т. г. вә Бухара шәһәри тимсалында)

1976-чы ил апрелин 8-дә баш вермиш күчлү Газлы элзәләсинин топланмыш макросейсмик мәлуматлары мұәллифләр тәрәфиндән анализ едилір.

Мүһәндис-геоложи шәрантин макросейсмик мәлуматларда анализләринин нәтичәләри Газлы ш. т. г. Бухара шәһәринин сейсмик микрорајонлашма схемләрини гурмага әсас верир. Алынмыш мәлуматлар, 17. V 1976-чы илдә вә 5. VI 1978-чи илләрдә баш вермиш күчлү Газлы элзәләсинин макромәлуматлары әсасында гурулмуш аналожи схемләрә ујғун кәлир.

F. T. Kuliyeu, E. K. Gyuil, A. B. Mamedov

SEISMIC MICROZONING ON MACROSEISMIC DATA (ON THE EXAMPLE
OF GAZLIH SETTLEMENT AND CITY OF BUKHARA)

Macroseismic data of large earthquake in Gazli (April 8, 1976) collected by the authors are analyzing.

Results of macroseismic analysis with the engineer-geological conditions data allowed to plot diagrams of seismic zoning of Gazli settlement and city of Bukhara. Obtained data are in good agreement with adequate diagrams plotted on macrodata of catastrophic earthquakes in Gazli (May 17, 1976 and June 5, 1978).

УДК 553.3/4

Г. В. МУСТАФАЕВ
К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ
АЗЕРБАЙДЖАНА

В выявлении закономерностей размещения месторождений и условий их формирования значение металлогенического районирования общеизвестно. Последнее базируется на геотектоническом районировании, взгляды на которое по мере накопления нового фактического материала со временем меняются. Соответственно, изменяются схемы металлогенического районирования.

В течение длительного времени как в Азербайджане, так и в сопредельных районах доминировало поясовое районирование [1, 2, 8, 9, 13, 16], однако в последние годы тектоническое и металлогеническое районирование рассматривается также с позиций новой глобальной тектоники и концепции тектоно-магматической активизации.

Поясовое районирование или металлогенические зоны

Большой Кавказ. В пределах Большого Кавказа выделяются две зоны.

Тфанская металлогенетическая зона раннегеосинклинальной стадии тектоно-магматического развития, куда входят рудные месторождения Азербайджана и Дагестана, охватывает восточную часть Главного Кавказского хребта. Часто эту зону называют Белокачно-Шекинской, что неверно, поскольку она составляет часть Тфанской металлогенической зоны, границы которой совпадают с границами одноименного Тфанского антиклинория, сложенного преимущественно юрской песчано-сланцевой толщей. В пределах данной зоны широко развиты спилит-диабазовая и габбро-диабазовая формации, с которыми связано формирование месторождений меди, свинца и цинка колчеданной формации (Филизчай, Кацдаг, Катех и др.). Тфанская металлогеническая зона перспективна также для открытия месторождений ртути, молибдена, кобальта и ряда других элементов.

Вандамская металлогеническая зона охватывает одноименную структурно-формационную зону в предгорной части Большого Кавказа. На севере зона ограничена Зангинским глубинным разломом, на юге значительная часть ее перекрыта современными отложениями. Вандамский антиклинорий имеет сложное геологическое строение. Это двойное антиклинальное поднятие, разделенное срединной синклиналью [6], с блоковым строением и воздыманием шарнира в западном направлении. С приподнятыми блоками связаны основные выходы вулканогенных пород байосского возраста. Характеризуясь в целом раннегеосинклинальной стадией развития, отдельные блоки Вандамской структурно-формационной зоны испытали как позднегеосинклинальное, так и очевидно, орогенные стадии развития. Об этом сви-

детельствует установление [1] поздне меловой трахибазальтовой и палеогеновой щелочно-габброидной формаций в крайне восточном сегменте зоны (бассейны рек Геокчай, Ахохчай и др.). В пределах Вандамской металлогенической зоны рудных залежей пока не установлено, однако по геологическому строению и геохимическим данным зона является перспективной для обнаружения залежей полезных ископаемых.

Малый Кавказ. В этом регионе границы металлогенических зон в целом совпадают с тектоническими зонами, но в ряде случаев они не укладываются в привычные рамки структурно-формационных зон.

Сомхито-Агдамская металлогеническая зона. Предмалокавказский и Мровдагский глубинные разломы четко очерчивают границы данной металлогенической зоны, отделяя ее от Куринской межгорной впадины на северо-западе и шовной офиолитовой зоны на юго-западе. Зона испытала ранне и позднегеосинклинальные стадии развития. Орогенный этап считается редуцированным.

В раннегеосинклинальной стадии рудоносными являются среднеюрские андезит-базальт-липаритовая (байос) и андезит-базальтовая (бат) вулканогенные и плагиогранитовая (верхний байос) интрузивная формации, с которыми связаны залежи меди, свинца и барита колчеданной, медно-порфировой и барит-полиметаллической рудной формаций (Кедабекское, Хархарское, Човдарское и ряд других).

В позднегеосинклинальной стадии развития с рудоносной верхнеюрской базальт-андезит-дацитовой вулканогенной формацией связано образование крупного месторождения алунитов (Загликское), а в связи с формированием рудоносных гранитоидных комплексов габбро-диорит-гранодиоритовой формации (верхняя юра — нижний мел) — месторождений железа (Дашкесан), кобальта (Нижний Дашкесан), полиметаллов (Мехмана) и др. скарновой, кобальтовой и полиметаллической плутоногенно-гидротермальной рудной формаций.

Карабахская металлогеническая зона охватывает площадь одноименного антиклинория, ограниченного с юго-запада Севано-Акеринским рифтом, с северо-востока Предмалокавказским глубинным разломом. В тектоническом плане данная структура рассматривается в составе то Сомхито-Кафанской, то Севано-Карабахской, то Сомхито-Карабахской. По нашему мнению, это самостоятельный блок малокавказского мегантиклинория с автономной историей геологического развития. Данный антиклинорий отличается от смежных Сомхито-Агдамской и Кафанской структур характером складчатости, глубоким расположением фундамента и металлогенией, а от Севано-Акеринской зоны (кроме перечисленных) еще и составом пород. Он характеризуется раннегеосинклинальной стадией развития и широким развитием основных вулканических пород средней и верхней юры. Металлогения данной зоны характеризуется незначительными проявлениями медно-серноколчеданного оруденения, что не отражает потенциальных перспектив такой крупной структуры. Необходимы комплексные исследования для оценки рудоносности Карабахской металлогенической зоны.

Кафанская металлогеническая зона в юрское время, очевидно, была единой с Сомхито-Карабахской зоной, но, начиная с мелового времени, была разделена глубинными разломами и характеризуется позднегеосинклинальной историей развития (в отличие от соседней раннегеосинклинальной Карабахской подзоны, от которой отделена Севано-Акеринским рифтом).

Выделение самостоятельной Кафанской металлогенической зоны обусловлено отношением исследователей к тектонической позиции данной структуры. Поэтому в одних схемах Кафанская металлогеническая зона выделяется, в других — нет. Компромиссную позицию заняли авторы Карты полезных ископаемых Азербайджана (1977 г.), которые выделяют просто Кафанский рудный район без принадлежности к той или иной металлогенической зоне. Другими словами, с одной стороны, признается автономность данной площади, с другой, возможно, малочисленность рудных проявлений воспрепятствовала выделению его как металлогенической единицы более высокого ранга, чем рудный район. Однако эта зона характеризуется промышленными рудными месторождениями за пределами административной границы Азербайджана — металлогенической единицы более высокого ранга, чем рудный район. логическое строение, так и оруденение Кафанской зоны идентифицируется исследователями с таковыми Сомхито-Агдамской металлогенической зоны.

Севано-Акеринская металлогеническая зона. Нами в данную зону, включена только офиолитовая ассоциация пород на современном эрозионном срезе с весьма типичной для нее хромитовой, ртутной и другой минерализацией.

Севано-Акеринская зона, по нашему мнению, является межконтинентальным рифтом. Поэтому данная металлогеническая зона перспективна ввиду возможности открытия новых месторождений полезных ископаемых.

Далидаг-Зангезурская металлогеническая зона. Тектонические границы данной зоны дискуссионны, но в целом она охватывает области развития палеогеновых образований. Рудоносность палеогенового магматизма предопределил металлогенический облик данной зоны. С гранитоидами связаны промышленные месторождения медно-молибденовых, с субвулканическими образованиями сурьмяно-мышьяковых руд.

История геологического развития данной зоны с позиций геосинклинальной теории рассматривалась до сих пор как орогенная стадия развития малокавказской геосинклинали. Однако в последние годы установлено [11], что это — область тектоно-магматической активизации.

Араксинская металлогеническая зона. Характеризуется широким развитием осадочных и карбонатных отложений палеозоя и охватывает крайнюю северо-восточную часть Иранского среднего массива. Из рудных месторождений установлено пока только полиметаллическое, генезис которого является дискуссионным. Ряд авторов утверждает о более молодом возрасте месторождения, связывая его образование с палеогеновым магматизмом.

Талышская металлогеническая зона охватывает систему Талышских гор и часть прибрежной полосы Каспийского моря, характеризуется позднегеосинклинальной стадией развития, широким развитием щелочных магматических формаций и в связи с этим редкометальной минерализацией. На прибрежной полосе Каспия известны осадочные скопления титано-магнетитовых руд. В выделении самостоятельной Талышской металлогенической зоны нет единогласия среди исследователей.

Металлогеническое районирование с позиций гипотезы тектоники плит

Геотектоническое строение Большого и Малого Кавказа с позиций гипотезы тектоники плит рассматривалось неоднократно. Однако наиболее подробно металлогения с позиций данной гипотезы рассмотрена только для Сомхито-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа [5]. Месторождения эндогенных рудных формаций сгруппированы в раннегеосинклинальной — начальной (средняя юра), инверсионной—зрелой (поздняя юра—ранний мел) и позднегеосинклинальной (поздний мел) завершающей стадиях развития Сомхито-Кафанской палеостроительной дуги.

Металлогеническое районирование с позиций гипотезы тектоно-магматической активизации

В последние годы блоковое строение Малого Кавказа рассматривается с точки зрения гипотезы тектоно-магматической активизации. Так, Зангезурский блок выделяется [11] как сводово-глыбовое поднятие, сформированное в четыре стадии тектонической активизации: нижнеэоценовую, миоценовую и антропоценовую, где оруденение медно-молибденового комплекса контролируется субширотными сводово-глыбовыми поднятиями и сопровождающимися их полукольцевыми радиальными глубинными разломами и малыми интрузивами.

Блоковому строению прилегающих к Азербайджану частей Малого Кавказа также уделяется значительное внимание. Группой исследователей [7] при изучении палеогенового вулканизма Армении был установлен целый ряд характерных особенностей, сближающих его с процессами тектонической и магматической активизации. Более определенно высказываются исследователи [3, 15], принимающие весь Малый Кавказ за область тектоно-магматической активизации, начиная с раннеальпийского времени, с чем, конечно, невозможно согласиться.

Геологическая история развития Малого Кавказа нам представляется так. В северо-восточной части мегантиклинория (Сомхито-Агдамская и Кафанская зоны, охватывающей южную окраину Закавказского срединного массива, в раннеальпийское время устанавливается эвгеосинклинальный режим. В среднеальпийское время (верхняя юра—нижний мел) эвгеосинклиналь характеризуется инверсией, складчатостью и интенсивным гранитоидным магматизмом. Начало позднеальпийского времени (верхний мел) характеризуется формированием наложенных структур (Казахский, Агджакендский, Мартунинский) на консолидированной геосинклинальной области. Орогенная стадия развития считается редуцированной. Границу эвгеосинклинальной области Малого Кавказа на юге определяют [2, 16] границей распространения палеозойских (девонских) отложений Иранской плиты или по Ани-Ордубадскому разлому, при этом Мисхано-Зангезурскую зону исследователи включают в область Малокавказской эвгеосинклинали, считая ее орогенной стадией геосинклинального развития. Однако, по нашему мнению, данная зона заложена на северной окраине Иранского срединного массива.

В меловое время на стыке между Иранским срединным массивом с еще платформенной стадией развития и Закавказским срединным мас-

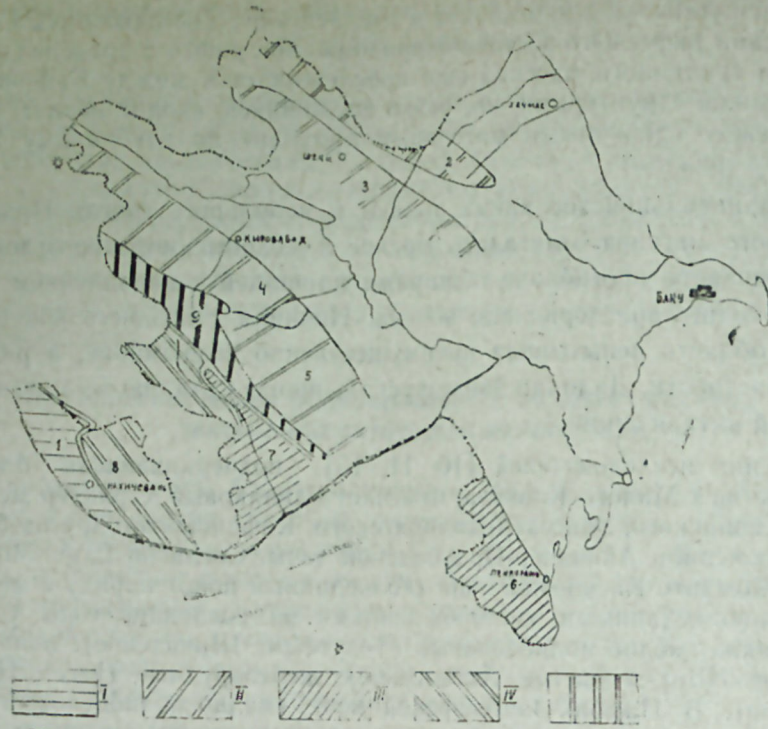
сивом, испытывавшем прогибание в средней юре, закладывается Севано-Акеринский рифт. Юго-восточное продолжение рифта в пределах Закавказского срединного массива еще прослеживается между Кафанской и Карабахской структурами, но, резко суживаясь, сходит на нет. А граница между срединными массивами проходит по глубинному Гирратахскому разлому.

В раннеальпийское время только в небольших трогах Иранского срединного массива отлагались юрские и меловые морские отложения, но интенсивное прогибание обширных площадей с накоплением терригенных толщ характерно для эоцена. Начиная с позднего эоцена-олигоцена область испытывала преимущественно воздымание; а ряд блоков, в частности, Далидаг-Зангезурский, прошел стадию тектоно-магматической активизации.

Группа исследователей [10, 11, 15], подчеркивающая блоковое строение юга Малого Кавказа, отмечает одинаковый характер металлогении Севанского, Зангезур-Далидагского, Кафанского и других блоков, за исключением Айоцзор-Ордубадской зоны. Согласно С. А. Мовсесян [15] в Сомхито-Кафанской зоне (колчеданный пояс) наряду с медными и медноколчеданными месторождениями за последние годы установлены также медно-молибденовые (Техутское, Шикахское), полиметаллические (Шаумяновское, Ахталское), железорудные (Кохб, Цакери-Дашское). В Памбак-Зангезурской зоне (медно-молибденовый пояс) наряду с известными месторождениями установлены медно- и медноколчеданные (Сварисское, Лиское), полиметаллические (Личкавказское, Пхрутское, Газминское), железорудные (Разданское и др.), а также других металлов. В Севано-Амасисской (офиолитовой) зоне с хромито-ртуть-сурьмяномышьяковой специализацией распространены медно-медноколчеданные (Тигранабердское, Агбулагское и др.), серноколчеданные (Танзут), медно-молибденовые (Антониевское, Назан-Юрт, полиметаллическое (Арманисское), железорудное (Базумское) месторождения, являющиеся обычными и для других структурно-формационных зон. Таким образом, металлогеническая зональность Малого Кавказа согласно С. А. Мовсесян теряет свое значение. Однако при всем том нельзя не учитывать, что каждый из выделенных блоков характеризуется своей спецификой, преобладанием месторождений определенных групп металлов, что большая часть месторождений приурочена к глубинным разломам и имеет линейное расположение и т. д., а возраст ряда известных месторождений значительно омолаживается (Алавердинская группа по Р. Мелконяну и др.), что свидетельствует о гетерогенности формирования последних. В таком случае нахождение в зонах с преобладающим типом месторождений представителей иных рудных формаций и иного возраста становится понятным и открывает перспективы обнаружения новых месторождений в известных уже рудных районах.

Выводы

На основе обобщения результатов предыдущих исследователей и собственных исследований металлогеническое районирование Азербайджана представляется нами в следующем порядке (рисунок).



Металлогенические зоны по геологическим стадиям развития: I — Платформенная стадия: 1 — Араксинская; II — Раннегеосинклинальная стадия: 2 — Тфанская, 3 — Вандамская, 4 — Сомхито-Агдамская, 5 — Карабахская; III — Позднегеосинклинальная стадия: 6 — Талышская, 7 — Кафанская; IV. Стадия тектоно-магматической активизации: 8 — Зангезур-Далидагская; V. Межконтинентальный рифт: 9 — Севано-Акеринская.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Самедова Р. А. Геология и петрология магматических формаций Вандамской зоны юго-восточного Кавказа в кн.: «Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976.
2. Асланян А. Т. Геология СССР, т. XIII, Тектоника. М., «Недра», 1970.
3. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение С-З Армении и особенности размещения магматических рудных проявлений. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1971, № 8.
4. Габриелян А. А. Тектонические основы металлогенического районирования Армении. «Изв. АН Арм. ССР, серия наук о земле», 1978, № 5.
5. Гаджиев Т. Г., Аксельрод М. А., Потапова Е. И. Геотектоническое развитие и металлогения Сомхито-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. Обзор ВИЭМС. Общая и региональная геология.
6. Геология СССР, т. 47, Азербайджанская ССР, М., «Недра», 1972.
7. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М., «Наука», 1968.
8. Курбанов Н. Қ., Ибрагимов И. И. Особенности металлогенической зональности Белокано-Шекинской колчеданосной провинции. Тр. ЦНИГРИ, вып. 99. М., 1971.

9. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюллетень МОИЛ, отд. геол. т. 24, 1949.
10. Магакьян И. Г. Металлогения Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1954.
11. Мамедов Э. А. Новейшая тектоническая активизация, магматизм и рудообразование юга Малого Кавказа. «Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, серия геол.-геогр. наук», № 5—6, 1975.
12. Мещерякова В. Б., Меликсетян Б. М. и др. Тектоническое районирование южной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1977, № 1.
13. Металлогения Азербайджана. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1962.
14. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
15. Мовсесян С. А. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. М., «Недра», 1979.
16. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. II, III. Изд. АН Азерб. ССР, 1966, 1967.

Г. В. Мустафаяев

АЗЕРБАЙДЖАНЫН МЕТАЛЛОГЕНИК РАЈОНЛАШДЫРЫЛМАСЫНА ДАИР.

Мәғаләдә тәдғигат ишләри нәтижәсиндә әлдә едилән јени кеоложи мә’луматлар вә мә’лум олаң дәлиләр арасында Азербайжанын јени металлогеник рајонлашдырылмасы верилр.

Регионда еразинин кеоложи инкишафында асылы олараг платформа (Араз зонасы), кеосинклиналын илкин (Тфан вә Сомхито-Гарабағ) вә сон (Талыш, Вандам, Гафан) пилдәси, тектоник вә магматик активләшмә зонасы (Дәлидаг-Зангезур) вә һәмчинин континентарасы рифтә (Севан-Әкәрә) мәхсус металлогеник рајонлар ајрылыр.

G. V. Mustafayev

METALLOGENIC ZONATION IN AZERBAIJAN

New scheme of metallogenic zonation in Azerbaijan is given in the article. Platformal (the Araksyn zone), earlygeosynclinal (Tfansk and Somkheto-Karabah) and lategeosynclinal (Vandam, Talysh and Kafan) stages, regions of tectonomagmatic activation (Dalidag-Zangezur) and also intercontinental rift (Sevano-Akerinsk) are distinguished according to the geological structure.

УДК — 551:49018

Д. М. СУЛЕЙМАНОВ, Э. А. МКРТЫЧАН

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ И СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ МИНГЕЧАУРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Мингечаурское водохранилище является наиболее крупным водохранилищем Закавказья и служит для многолетнего регулирования стока р. Куры. Оно расположено в мульдообразной депрессии Куринской впадины, переходящей по периферии в антиклинальные поднятия окаймляющих ее хребтов Боздага с юга и Коджашена с севера. Площадь акватории водохранилища составляет 620 км² при средней ширине 8 км и объеме 16 км³ (рис. 1).



рис. 1. Схема расположения пунктов взятия образцов донных осадков Мингечаурского водохранилища, 1976 г.

В геологическом строении прибрежной зоны водохранилища принимают участие отложения от акчагыльских до современных, выражены они в основном глинами, суглинками, песчано-алевритовыми разностями, пеплами, а в пределах подводного склона и дна — алевритово-глинистыми и глинистыми илами, алевритами и песками.

В формировании донных осадков участвуют взвешенные и влекомые наносы рек Куры, Алазани и Иори, материалы, поступающие в водоем с берегов, вследствие нарушения устойчивости склонов, пораженных оползневыми процессами и карстовыми явлениями.

Большой материал, собранный по донным осадкам водохранилища, его обработка позволили осветить особенности формирования и распределения донных осадков, их литологический состав и физико-механические свойства.

В Мингечаурском водохранилище после 25 лет эксплуатации продолжается существенная перестройка грунтового комплекса, сформировавшегося в первые годы существования.

Для суждения о современной динамике береговой зоны, общая протяженность которой составляет 210 км, проводились геоморфологические исследования — снимались нивелирные профили, велось описание обнажений и морфологии береговых образований.

Очертания береговой линии Мингечаурского водохранилища обусловлены вещественным составом пород, слагающих берега, и гидродинамическими особенностями водоема.

Форма берегов водохранилища связана в основном с характером первоначального рельефа, затопленного водой. В частности, оказались затопленными низкие террасовые поверхности северного берега, а на южном берегу уровень воды срезает крутые берега, сложенные серией сложнослоистых чередующихся пластов глин, песчаников и пеплов верхнетретичного возраста. На южном склоне Коджашена, отличающемся изрезанностью, наличием оврагов, отдельных друг от друга высокими гребневидными останцами, отмечаются интенсивные процессы денудации.

Вследствие сильной расчлененности Боздага наблюдаются многочисленные обнажения коренных пород. Берега разбиваются глубокими вертикальными трещинами, вдоль которых происходит обрушение больших масс грунтов. Интенсивность обвальных явлений так велика, что волнение не успевает переработать поступивший с берега материал и последний накапливается на поверхности подводного склона, в результате чего происходит формирование подводной террасы оплывания шириной от 3—4 до 15—20 м.

Под действием волнения в основании берегового обрыва образуются многочисленные волноприбойные ниши различных размеров, которые наблюдаются выше плотины на северо-восточном склоне водохранилища.

В береговой зоне водохранилища выделяются следующие типы берегов: аккумулятивные участки; абразионный берег — а) абразионно-обвальный; б) абразионно-оползневой берег; в) низкий ровный берег затопления и г) низкий бухтовый берег затопления. Аккумулятивные участки развиты главным образом в зоне подгорных шлейфов между отрогами хребтов, опускающихся к водохранилищу. Они отмечаются на северо-восточном и частично на юго-западном склоне водохранилища. Абразионные берега фестончатого типа наблюдаются в южной части водохранилища. Абразионно-обвальный тип берега характерен для северо-восточного берега, где отроги Боздага вдаются в водохранилище и подвергаются интенсивному подмыву и обрушению. Абразионно-оползневой тип берега развит на южном берегу у плотины. Низкий бухтовый берег затопления характерен для юго-восточной части береговой зоны водохранилища. Правый берег водоема характеризуется наличием крупных аккумулятивных форм. При частом чередовании пород различного состава такой берег приобретает расчлененный вид. Кроме того, этому берегу свойственно наличие оползней и обвалов, карстовых воронок и пещер. На подводном склоне развивается процесс выработки профиля равновесия, в особенности в верхней части склона, где уже достигнута известная выровненность донного рельефа за счет абразии выступов и аккумуляции наносов незатопленной поверхности. Левый берег имеет более плавные очертания и относится по своей геоморфологической особенности к аккумулятивно-

бухтовым берегам. Здесь полоса пляжа и современной террасы довольно широкая, а на подводном склоне расположены серии песчаных валов.

В приустьевой зоне водохранилища накопление наносов в верхней части подводного склона обусловило обмеление и выполаживание дна на этом участке.

Донные осадки распределяются по площади водохранилища неравномерно, варьируя в мощности от 0,5 до 6,0 м. Наибольшие мощности осадков приурочены к устьевым зонам впадающих в водохранилище рек.

Исследования донных осадков, которые отбирались из разных пунктов водохранилища трубкой ГОИН и дночерпателем Петерсона, заключались в определении их гранулометрического, минерального и химического составов, в изучении глинистых минералов, органического вещества, малых элементов, а также физико-механических свойств пород, слагающих берега и дно. При лабораторном изучении донных осадков исследовались состав и стратификация их с применением литологического и геохимического анализов.

На характер формирования осадков влияет и абразионная деятельность водоема, которая приводит к переформированию его берегов и размыву дна.

Донные отложения подводного склона в основном являются более крупнозернистыми, чем отложения глубоких частей водоема. По изменению гранулометрического и вещественного составов, органики, мощности осадков можно выделить прибрежные отложения, осадки подводного склона и глубоких частей водоема.

В колонках донных осадков подводного склона отмечается сезонная слоистость. Наиболее часто встречающиеся слои разделов в колонках грунта позволили выявить некоторую ритмичность, которая более четко выражена в верхней части колонок грунта; в нижней части она почти не улавливается.

Скорость осадконакопления в указанной зоне колеблется в пределах 4—10 см в год.

Стратификацию осадков водохранилища характеризуют: наличие в илистых грунтах песчаных присыпок, глинистых примазок, сажистых веществ, являющихся разделами слоев; изменение цвета грунта с глубиной от желтого и желтовато-серого до черного.

Колонки с частыми желтовато-серыми илистыми прослоями встречаются в приустьевой маловодной зоне и вдоль берегов водохранилища и указывают на малое количество органического вещества, которое не в состоянии перевести окисное соединение железа в закисное. Охристые примазки могли образоваться в результате замедления темпа седиментации, которая ведет к развитию процессов железистого выветривания.

Стратификация осадков, как и изменение окраски слоев с серого на темно-серый и черный, зависит от колебания уровня в водохранилище. Гранулометрический анализ колонок грунта показал, что серые илы дают одновершинные графики, слои же темные имеют двухвершинные графики, что можно объяснить наличием карбонатов кальция (табл. 1, рис. 2).

Оценка количественного распределения минеральных видов на бе-

Таблица 1

Глубина, м	Карбонатн. %	Фракции, мм, %						Наименование грунта
		0,5— —0,25	0,25— —0,10	0,10— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	<0,005	
39,7	9,8	1,2	6,5	6,6	10,7	19,6	53,0	Глинистый ил
31,3	7,6	1,5	20,6	8,0	16,3	19,4	34,2	Алевритово-глинистый ил
24,7	9,0	2,6	18,6	20,4	15,5	10,0	22,9	Алеврит
27,6	6,4	2,17	49,9	7,6	12,4	11,2	17,33	Песок

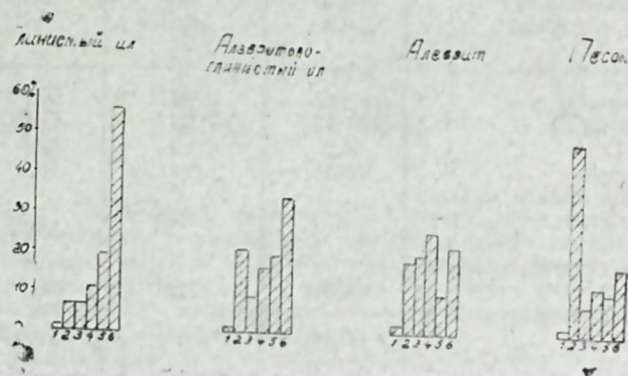


Рис. 2. Гистограммы гранулометрического состава донных осадков по типам пород (фракции, мм, %; 10 см — 100%): 1 — 0,5—0,25; 2 — 0,25—0,10; 3 — 0,10—0,05; 4 — 0,05—0,01; 5 — 0,01—0,005; 6 — <0,005.

регах и подводном склоне показывает, что породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты и обломки глинистых минералов. Наибольшим распространением в тяжелой фракции пользуются рудные минералы, эпидот и цоизит, амфиболы, пироксены и др. (табл. 2, рис. 3).

В алевритово-глинистых и глинистых илах в легкой фракции преобладают глинистые минералы, которые большей частью представлены гидрослюдами и монтмориллонитами.

Исследования физических свойств донных осадков включают определения влажности, удельного и объемного веса, коэффициента пористости и др. (табл. 3). Общая пористость алевритово-глинистых и глинистых илов находится в обратной зависимости от удельного и объемного веса. Пористость осадков изменяется в пределах 28—52%. В нижней части колонки полужидкая масса осадка переходит в осадки с рыхлой структурой, высокой гидротированностью и отсутствием межчастич-

Таблица 2

Название минералов	Типы пород			
	глинистый ил	алевроитово-глинистый ил	алевроит	песок
Тяжелая фракция, %	0,19	0,23	0,24	0,10
Рудные минералы	30,57	26,8	26,5	27,8
Пироксены	6,3	9,4	18,3	5,5
Мусковит, биотит	13,8	18,6	16,94	20,0
Хлорит	4,6	3,5	3,3	1,8
Эпидот цонзит	17,8	21,6	18,1	23,7
Амфиболы	15,7	5,02	8,88	8,5
Акцессорные минералы	1,8	1,26	0,46	0,74
Аутигенные минералы	3,33	5,18	2,42	4,58
Измененные минералы	6,0	8,34	5,1	7,35
Легкая фракция, %	99,81	99,77	99,76	99,90
Полевые шпаты	18,43	41,43	46,77	48,22
Кварц	4,2	9,1	12,8	10,5
Обломки пород	38,1	28,4	18,6	18,7
Вулканическое стекло, анальцим, кальцит, глауконит	5,63	1,86	1,58	2,81
Диатомы, спикулы губок, растительные остатки, споры и пыльца	0,50	2,2	0,76	0,77
Измененные и глинистые минералы	33,14	18,8	19,49	18,9

ного сцепления. В этой зоне происходит постепенное уплотнение осадка и снижение влажности до 35%, молекулярная влагоемкость не превышает 36%. Удельный вес донных осадков, имеющих жидкотекучую консистенцию, колеблется от 2,72 до 2,84. Объемный вес осадков и его изменение связаны с содержанием органического вещества. Уменьшение содержания органического вещества ведет к увеличению объемного веса, который меняется в пределах 1,62—2,23. Пластические свойства осадков характеризуются следующими параметрами: величина предела текучести — 24—60, предела пластичности — 14—30 и числа пластичности — 7—35. Сравнение естественной влажности осадков с пределами текучести и пластичности говорит о их переувлажненной консистенции, величина коэффициента водонасыщенности меняется в пределах 0,48 — 0,99.

Таким образом, все исследованные донные осадки по состоянию и свойствам находятся в текучем состоянии, т. е. в первой стадии формирования илистых грунтов.

Проведенные исследования, основанные на изучении вещественного состава современных донных осадков и их физико-механических свойств, могут быть использованы при рассмотрении вопросов заиления водохранилищ и разработки мероприятий по защите берегов от размыва.



Рис. 3. Гистограммы минерального состава донных осадков Мингечаурского водохранилища (по типам пород).

Тяжелая фракция: 1 — рудные минералы; 2 — пироксены; 3 — мусковит, биотит; 4 — хлорит; 5 — эпидот, цонзит; 6 — амфиболы; 7 — акцессорные минералы; 8 — аутигенные минералы; 9 — измененные минералы.

Легкая фракция: 1 — полевые шпаты; 2 — кварц; 3 — обломки пород; 4 — вулканическое стекло, анальцим, кальцит, глауконит; 5 — диатомы, спикулы губок, растительные остатки, споры и пыльца; 6 — измененные минералы.

Таблица 3

Физические свойства донных осадков Мингечаурского водохранилища

№ обр.	Естествен. влажн., %	Удельный вес	Пористость %	Коефф. пористости	Полная влагем., %	Коефф. водонасыщен.	Предел текучести	Предел пластичн.	Число пластичн.	Объемный вес
1	15,1	2,80	36,0	0,563	20,1	0,75	52	17	35	2,16
2	31,2	2,80	47,5	0,905	32,3	0,97	59	23	36	1,93
4	12,8	2,78	33,0	0,492	17,7	0,72	47	20	27	2,10
5	30,2	2,81	46,6	0,870	31,0	0,97	47	24	23	1,96
6	14,8	2,80	35,0	0,538	19,2	0,77	49	20	29	2,09
8	35,2	2,81	50,0	1,000	35,6	0,99	60	26	34	1,91
9	14,4	2,80	30,3	0,435	15,5	0,93				2,23
10	17,9	2,84	35,8	0,557	19,6	0,91				2,15
12	13,0	2,74	28,7	0,402	14,7	0,88				2,20
14	9,4	2,75	35,0	0,544	19,6	0,48	28	19	9	1,96
15	22,3	2,76	43,0	0,755	27,4	0,81	29	22	7	1,93
16	11,5	2,78	37,5	0,600	21,6	0,53	33	19	14	1,94
17	27,6	2,73	45,1	0,820	30,0	0,93	24	14	10	1,91
18	35,5	2,72	48,3	0,980	36,4	0,94	26	30	16	1,83
20	26,5	2,77	52,0	0,990	41,5	0,60	47	24	23	1,62

Литература

1. Боровиков Л. И., Бураков Ю. К. Генезис и классификация осадочных пород. Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК. М., «Наука», 1968.
2. Бутерин Н. В. Гидродинамические процессы и динамика водных масс в водохранилищах волжского каскада. Л., «Наука», 1969.
3. Кондратьев Н. Е. Расчеты береговых формирований на водохранилищах. Л., Гидрометеониздат, 1960.
4. Курдин В. П. О классификации и происхождении грунтов водохранилищ. Бюлл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, № 8—9, 1960.
5. Сулейманов Д. М., Мехтиев Ш. Ф., Мкртычан Э. А. Органическое вещество в современных донных осадках Мингечаурского водохранилища. «ДАН Азерб. ССР», т. XXIII, 1966, № 12.
6. Сулейманов Д. М., Мкртычан Э. А. Стратификация донных осадков Мингечаурского водохранилища. «Изв. АН Азерб. ССР», 1971, № 3.

Д. М. Сулейманов, Э. А. Мкртычан

МИНКЭЧЕВИР СУ ҺӨВЗЭСИ МҮАСИР ДИБ ВӘ САҺИЛ ЗОНАСЫ ЧӨКҮНТҮЛӘРИНИН ЭМӘЛӘ КӘЛМӘ ХҮСУСИЈҖӘТЛӘРИ

Мәғаләдә Минкәчевир су һөвзәси диб вә саһил зонасы чөкүнтүләринин эмәлә кәлмәсинә сүхурларын литоложи тәркиби вә кеоложи гурулушунун тәсири мәсәләси ајдынлашдырылмышдыр ки, бу да һөвзәдә диб чөкүнтүләринин јайылмасы, онларын минераложи, кимјәви тәркиби вә физики-механики хассәләри, һөвзәнин лиаләнмәси мәсәләсини өјрәнмәк үчүн бөјүк әһмијјәт кәсб едир.

210 км узунлуғунда һөвзәнин саһил зонасынын мүасир динамикасыны өјрәнмәклә кеоморфоложи тәдғигатлар апарылмышдыр ки, бу да нивелир кәсәлишиндән, чыхышларын тәсвиридән вә саһилин морфоложи эмәлә кәлмәсиндән ибарәтдир.

D. M. Suleymanov, E. A. Mkrtchyan

PECULIARITIES OF FORMATION OF LITTORAL ZONE AND RECENT BOTTOM SEDIMENTS IN MINGECHAUR RESERVOIR

Problems of influence of geological structure and lithological composition of rocks on the formation of littoral zone and bottom of Mingechaur reservoir, distribution of bottom sediments, their material composition and physico-mechanical properties are illuminated in the article which is of great importance on consideration of reservoir silting problems. For judgement of recent dynamics of littoral zone, general extension of which makes 210 km, geomorphological investigations were carried out, level profiles were made, description of exposure and morphology of littoral formation were led. Investigations, based on the study of engineer-geological properties of rocks consisting of coasts and reservoir bottom, can be used on the consideration of problems of reservoir silting and development of measure on coast defence from washout.

УДК 551.495(479.24)

Ф. С. АЛИЕВ, Р. Ю. ЯХЬЯЕВ, Ю. Г. ЯКУБОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОХРАНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В СВЯЗИ С РАЦИОНАЛЬНЫМ ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТЕРРИТОРИИ БАКУ

В пределах г. Баку известно немалое количество напорных и безнапорных подземных вод, которые подвергались изучению различными организациями. Параллельно с ведением изыскательских работ по трассам Бакинского метро Бакметропроектом велись определенные гидрогеологические исследования, выразившиеся в различного вида опытных работах, изучении общей минерализации, химического состава, температуры воды и др. Число проб воды, отобранных из различных глубин участков Бакинского метрополитена и других объектов, подвергавшихся качественному исследованию, более 600.

С целью ориентировочного определения водообильности и водопроницаемости водоносных горизонтов были проведены пробные откачки из одиночных скважин. Для определения водопроницаемости грунтов, радиуса действия скважин при откачках, взаимосвязи водоносных горизонтов, а также других фильтрационных свойств проводились опытные кустовые откачки. В результате обобщения этих материалов стало возможным судить (до разведанной глубины — 80 м) в определенной степени о химизме и режиме указанных вод на различных участках. Изучены также факторы и причины, определяющие изменение гидрогеологических условий.

Систематизация и анализ гидрогеологических материалов трассы Бакинского метрополитена показали, что подземные воды, залегающие в западной нагорной части Бакинского плато на относительно больших глубинах, в основном приурочены к апшеронским известнякам-ракушечникам, песчаникам, редко пескам и супесчаным породам и в целом характеризуются выдержанным химическим составом и почти постоянной температурой.

Своеобразные гидрогеологические условия участков трассы Бакинского метро, проходящие через северо-западную нагорную часть города (микрорайоны 3 и 4 и часть поселка Мусабекова), свидетельствуют о разобщенности водонасыщенных зон, приуроченных к одной и той же стратиграфической разности. Это объясняется тектоническим смещением пород, происходящим в краевой части Бакинского плато в процессе его формирования, и образованием зон повышенной фильтрационной способности. Этим и объясняется отсутствие в пределах описанного района г. Баку явно выраженных и напорных водоносных горизонтов.

Управлением геологии Азербайджанской ССР в 1972—1978 гг. отмечается подъем уровня грунтовых вод в западной части Бакинского амфитеатра с постепенным опреснением их во времени. Гидрогеологи-

ческими исследованиями 1980—1981 гг. отмечен поток подземных вод от восточного берега оз. Ганлыгель на юго-восток.

Подземные воды, распространенные в низменной и центральной частях, а также на склонах амфитеатра, залегают на сравнительно небольшой глубине, в разнородных по своей литологии песчано-суглинистых грунтах четвертичных отложений, не выдержанных ни в горизонтальном, ни в вертикальном направлениях.

Эти воды подвергаются воздействию многих климатических и антропогенных факторов. Так, применяемые некоторые методы мелиорации грунтов (искусственное водопонижение и другие виды водоотлива) показали, насколько уровень этих вод подвергается изменению даже при слабом гидравлическом воздействии на их поток.

Общая минерализация указанных вод на разных участках оказалась различной, к тому же в пределах каждого участка она на протяжении ряда последних лет не претерпела существенных изменений. Тем не менее увеличились верхние пределы общей минерализации, что объясняется строительством новых жилых массивов, расширением сети канализационных и фекальных линий, утечка из которых способствует увеличению общей минерализации, а также содержанию ионов хлора, азотной кислоты, солей группы аммония и натрия. В большинстве проб воды, отобранных из водоносных горизонтов, залегающих на сравнительно больших глубинах и распространенных, в основном, в восточных районах амфитеатра, отмечается заметное содержание йода, брома и нафтеновых кислот, что связано с поступлением в них значительного количества сточных нефтепромысловых и других вод.

Полученные в последнее время данные о химизме подземных вод по отдельным участкам свидетельствуют и об обратном процессе, т. е. опреснении грунтовых вод за счет поливов зеленых насаждений и утечек из водопроводной сети.

В целом условия формирования грунтовых вод территории г. Баку, в основном, зависят от климатических, геологических, геоморфологических и антропогенных факторов. Высокое гипсометрическое положение краевых частей Бакинского плато, чашеобразная геологическая структура, хорошая водопроницаемость четвертичных отложений и моноклиналиное залегание третичных отложений, слагающих северную, западную и восточную часть плато, создают благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод на сравнительно большие глубины. Конденсация водяных паров из воздуха также является важным фактором в формировании грунтовых вод Бакинского плато.

Воды на территории г. Баку до революции использовались через многочисленные колодцы, а еще с XV в. посредством кягризов-водосборных тоннелей значительного протяжения. Часть колодцев была заброшена в 1917 г. в связи с пуском первого Шолларского водопровода, а остальная часть в период 1935—1940 гг., что способствовало общему подъему уровня грунтовых вод. По данным гидрогеологической экспедиции Азербайджанской ССР, только за период с 1948 по 1963 г. уровень грунтовых вод повышался со средней скоростью 0,06 м/год. Согласно сведениям гидрогеологической экспедиции (1969 г.) и по данным Бакметропроекта на некоторых участках подъем уровня подземных вод характеризуется различными амплитудами колебаний (рис. 1 и 2). Повышение уровня происходило за счет инфильтрации атмосферных осадков и поливных вод, подпитывания их напорными водами, сброса неф-

тепромысловых и заводских вод, утечек из водопроводных и канализационных линий, являющимися основными антропогенными факторами при формировании грунтовых вод.

Последние годы все чаще и чаще наблюдается затопление подвальных помещений жилых и административных зданий, просачивание воды в некоторые выработки метро, ранее построенными в обезвожен-

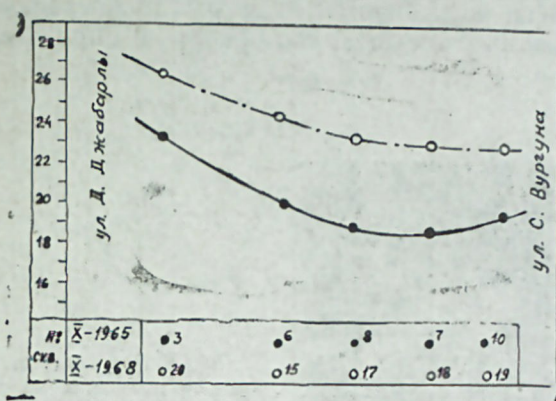


Рис. 1. График подъема уровня грунтовых вод по ул. Бакиханова г. Баку: по вертикали — условные высотные отметки, м; по горизонтали — № скважин.

ных грунтах, и развитие заболоченности поверхности земли. Если ранее эти явления были приурочены к низменной части территории города, то сейчас они имеют почти повсеместное распространение, что также объясняется общим региональным подъемом уровня подземных вод.

При обследовании некоторых жилых и административных зданий, расположенных на отдельных участках территории г. Баку, выявлены

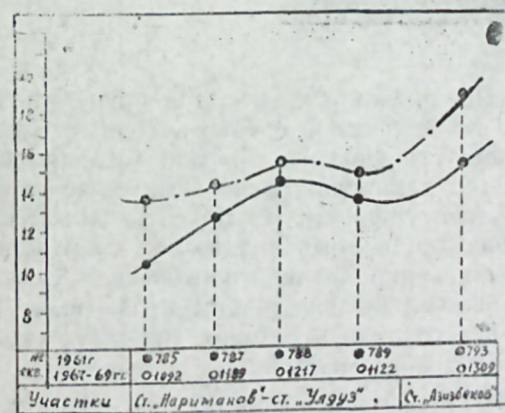


Рис. 2. График подъема уровня грунтовых вод между станциями метро «Нариманов» — «Улдуз» и у станции «Азизбеков»: по вертикали — условные высотные отметки, м; по горизонтали — № скважин.

различные виды деформаций в результате воздействия подземных вод, в связи с подъемом их уровня. Так, предварительным обследованием одного уникального здания, являющегося архитектурным памятником, определены трещины в несущих стенах. Проверка несущих конструкций показала, что большинство из них под воздействием влаги отсырело, деревянные полы прогнили, металлические балки монолитных перекрытий и сердечники несущих колонн подвержены значительной коррозии, в результате чего в продольных балках, уложенных по этим колоннам, образовались трещины. В целом отмечались значительные потери прочности указанных конструкций.

В связи с региональным подъемом уровня грунтовых вод на территории г. Баку также развиваются оползневые подвижки, создаются новые участки, подвергающиеся подобным и другим явлениям. Поэтому необходимо предотвратить процессы, способствующие подъему уровня подземных вод, особенно на тех участках, где геологические условия склонны к этим явлениям, ибо обводнение песчано-глинистых грунтов приводит к нарушению внутренних связей между частицами, что в конечном итоге ослабляет их несущую способность и прочностные свойства (рис. 3).

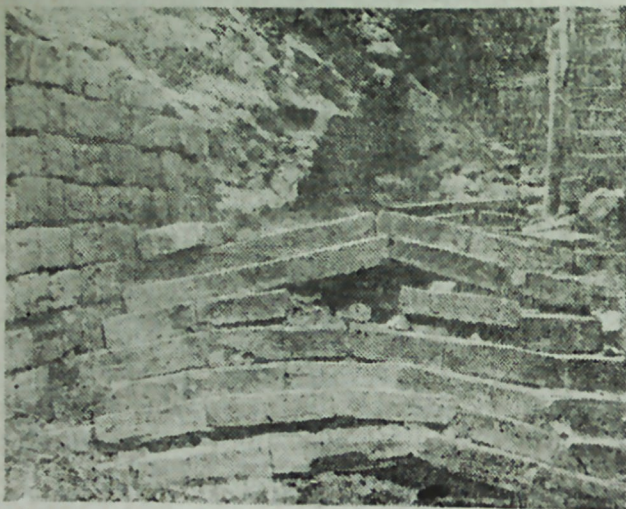


Рис. 3. Результат оползневых подвижек на ул. Парковой, г. Баку.

Строительство метро и других подземных объектов осуществляется с учетом требований охраны геологической среды, исходя из гидрогеологической обстановки каждого строящегося участка. Так, при проектировании ряда станций мелкого заложения и подземных переходов Бакметропроектом разрабатывались специальные проекты кольцевого дренажного устройства для отвода подземных вод из-под сооружения. В результате не только улучшились инженерно-геологические условия указанных объектов, но и стабилизировался режим подземных вод участков. В конечном счете на них создались условия, препятствующие процессам развития подъема уровня подземных вод.

Одним из главных факторов прекращения процесса развития подъема уровня подземных вод (возможно, и их снижения) являются различные методы эксплуатации подземных вод на нужды народного хозяйства. Учитывая остроту водной проблемы г. Баку и принимая во внимание, что до 1930 г. населением были широко использованы подземные воды как для питьевых, так и других целей, целесообразно региональное понижение уровня подземных вод (обратный процесс) путем систематической эксплуатации этих вод определенными способами или артезианскими скважинами, пробуренными и оборудованными в различных частях города. Для этого необходимо произвести дифференцированный баланс подземных вод Бакинского плато с целью определения их резервов и эксплуатационных ресурсов.

Предварительная обработка результатов гидрогеологических материалов трассы метро (пересекавших большую часть плато) свидетельствует о том, что на различных глубинах содержатся значительные эксплуатационные ресурсы подземных вод с небольшими минерализациями и определенным химическим составом (особенности вод хазарского горизонта и апшеронского яруса), пригодными для хозяйственно-бытовых, технических и других целей. Рациональная эксплуатация указанных вод с учетом определенного понижения уровня подземных вод и отмеченных положительных факторов, позволит одновременно улучшить инженерно-геологические условия строительства работ, санитарного состояния территории г. Баку и, конечно, предотвратить ряд неблагоприятных физико-геологических процессов.

По данным Р. А. Гаджиева, эксплуатационные ресурсы подземных вод территории г. Баку на 1968 г. со средней минерализацией (по сухому остатку) 3 г/л определяется 108000 м³/сут, из коих на комплекс пород четвертичной системы падает 0,95 м³/с, а на апшеронский ярус— 0,13 м³/с.

Предварительные расчеты Бакметропроекта, проведенные в последние годы по отдельным участкам линии Бакинского метро, показывают, что эксплуатационные ресурсы подземных вод хазарского горизонта и апшеронского яруса, пригодные для хозяйственно-бытовых нужд территории г. Баку, значительно больше, чем они были определены 10—15 лет назад.

Ниже, по данным Бакметропроекта, приводится краткая гидрогеологическая характеристика территории г. Баку по отдельным участкам и водоносным горизонтам с границами резких и качественных изменений.

Гидрогеологические условия в пределах западной части Бакинской мульды характеризуются развитием верхнего подъяруса апшеронских отложений, содержащего два полезных водоносных горизонта. Воды верхнего горизонта слабо минерализованы и характеризуются величиной сухого остатка в среднем 1840 мг/л; температура воды при глубине 42—59 м в декабре, феврале, марте и сентябре составляет 17—18°C. Наиболее водообильным является нижний горизонт с гидростатическим напором до 40 м, заключенный в известняках мощностью 15—30 м. Воды с минерализацией 1,5—4,0 г/л относятся к сульфатно-хлоридно-калиево-натриевым. Высоконапорные водоносные горизонты верхнего подъяруса апшеронских отложений, залегающие у западной нагорной части территории города, представляют интерес в вопросе водоснабжения для технических целей. Указанные воды верхнего горизонта могут быть пригодны также для поливов зеленых насаждений, а нижнего горизонта — для хорошо проливаемых почв, после специальных мелиоративных мероприятий (при разбавлении пресной водой). На основании данных санэпидемической станции эти воды, в случае необходимости, также могут быть использованы для питья.

В центральной части города на участках распространения четвертичных осадков, до разведанной глубины, также обнаружены водоносные горизонты с минерализацией 14—16 мг/л, которые относятся к хлоридно-сульфатно-калиевым и обладают сульфатной агрессивней. Значительная часть подземных вод, залегающая в центральной части Бакинской мульды, согласно данным Бакметропроекта, относится к хлоридным водам. При этом анионы хлора являются основными показате-

лями при оценке пригодности воды для использования. Подобные воды, не пригодные для питья и орошения, могут быть использованы для технических целей.

В юго-восточной части города за пересадочной станцией, в глинах бакинского горизонта, прослеживаются маломощные водоносные песчаные прослои с минерализацией воды 1,3—4,2 г/л, которые из-за незначительной производительности не представляют эксплуатационного интереса.

Гидрогеологические условия северо-восточной части города характеризуются развитием хазарских отложений, содержащих два водоносных горизонта. Минерализация воды верхнего горизонта, сложенного известняками, колеблется от 1,2 до 4 г/л; эти воды могут быть применены для поливов зеленых насаждений в смеси с другими менее минерализованными водами, а в редких случаях (где содержание хлора менее 300 мг/л) при поливах без смеси. Второй водоносный горизонт с минерализацией 4,7—7 г/л заключен в песчаных породах, где содержание хлора превышает другие анионы. Увеличение минерализации данного водоносного горизонта происходило за счет подпитывания водоносных горизонтов чуждых вод, поступающих из соленых озер и других водоемов. Этим и объясняется весьма разнообразный состав вод хазарского горизонта.

В гидрогеологическом отношении северо-западная нагорная и крайняя западная нагорная части города характеризуются сравнительно ограниченным развитием водоносных горизонтов. Встреченные здесь скважинами водоносные горизонты, как правило, безнапорные, имеют локальное (линзообразное) распространение, где водовмещающими породами являются связные грунты, содержащие тонкие прослои песка. Хотя воды здесь почти пресные (930—1200 мг/л), производительность этих горизонтов весьма незначительная.

Район, расположенный между западной краевой нагорной частью города и западной низменной частью Бакинской мульды, характеризуется развитием нескольких водоносных горизонтов. Если в начале района, на участке западной краевой части города, нижний горизонт является безнапорным, то в середине района напор его достигает 30—35 м, где общая минерализация этих вод от 1,1 до 3,8 г/л. Следующий водоносный горизонт мощностью 12—50 м, распространенный от середины указанного района, заключен в известняках, песчаниках и песках. Минерализация воды его возрастает в направлении движения подземного потока от 936 до 2328 мг/л. Третий по счету снизу водоносный горизонт, мощностью 5—8 м, заключен в глинистых песках и супесях среднего подъяруса апшеронских отложений, который также распространен в средней части района, где общая минерализация варьирует от 1332 до 6800 мг/л. Отмеченная, местами повышенная минерализация объясняется глинистым характером водовмещающих пород и замедленной фильтрацией в осолоненных морских минерализованных отложениях.

Описанные воды апшеронских отложений, заключенные в трех горизонтах, в большинстве случаев могут быть пригодными для полива зеленых насаждений.

По данным НИИ курортологии и физических методов лечения им. С. М. Кирова г. Баку, воды различных участков, отобранные из 15 водопонижающих скважин метро, по основному химическому составу, биологически активным и токсическим микроэлементам являются иден-

тичными с разливаемыми в качестве столовых и лечебно-столовых вод «Бадамлы № 5», «Махачкала», «Ижевск», «Крымская» и «Крымский нарзан».

Таковы общие вопросы охраны геологической среды, некоторые мероприятия по предотвращению неблагоприятных явлений, вызванных общим подъемом уровня подземных вод на территории г. Баку.

Литература

1. Алиев Ф. С., Яхьяев Р. Ю. Гидрогеологические условия и способы мелиорации пород трассы первой очереди метро в г. Баку. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», 1977, № 2.
2. Гаджиев Р. А. Изменение режима уровней грунтовых вод Бакинского амфитеатра и его причины. «ДАН Азерб. ССР», т. 23, 1967, № 10.
3. Котлов Ф. В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М., «Недра», 1978.
4. Сазонов Г. Н. Исследование инженерно-геологических процессов, возникающих при проходке горных выработок Московского метрополитена. М., 1973.
5. Яхьяев Р. Ю. Опыт водопонижения подземных вод на строительстве Бакинского метро. Мат-лы II техн. совещ. по искусств. понижению уровня подземных вод при строительстве метрополитенов, тоннелей и других сооружений. М., 1972.

Ф. С. Әлијев, Р. Ј. Јəһјјев, Ј. Г. Јагубов

БАКЫДА ЈЕРАЛТЫ СУЛАРЫН РАСИОНАЛ ИСТИФАДЭ ОЛУНМАСЫ ИЛӘ ЭЛАГӘДАР КЕОЛОЖИ МҮНІТИН МҮНӘФИЗЭСИНІН БӘЗІ МӘСӘЛӘЛӘРИ

Мәгаләдә Бакыда кеоложи мүнитин мүнәфизэсинин үмуми мәсәләләри вә јералты суларын сәвијјэсинин үмуми галхмасы илә элагәдар олараг, элвиршисиз һадисәләрин гаршысыны алмагла бәзи мәсәләләр музакирә едилир.

F. S. Aliev, R. Yu. Yahyayev, Yu. G. Yagubov

SOME QUESTIONS OF THE GUARDING OF THE GEOLOGICAL SURROUNDINGS IN CONNECTION OF THE RATIONAL UTILIZATION OF THE GROUND WATERS IN BAKU

This article reports about the general questions of the geological surroundings, some actions by preventing of the unfavourable phenomena, which are caused by common ascent of the level of the underground waters in Baku.

УДК 556.332.52:626.8

Ф. Ш. АЛИЕВ, Н. А. МУСАЕВ

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ МИЛЬСКОЙ СТЕПИ

Многолетний опыт гидрогеолого-мелиоративных исследований (В. А. Димо, 1911; В. А. Ковда, 1947; В. А. Приклонский, 1946; Ф. П. Саваренский, 1930; В. Р. Волобуев, 1959; Н. В. Роговская, 1959; Г. Ю. Исрафилов, 1962; Д. М. Кац, 1963; А. К. Бехбудов, 1978; Ф. Ш. Алиев, 1972 и др.) показывает, что хозяйственная деятельность общества и, в частности, орошаемое земледелие, связанное с проведением ирригационно-мелиоративных мероприятий, коренным образом меняет структуру естественного сложившегося водно-солевого баланса грунтовых вод, определяя тем самым изменения режима и гидрогеолого-мелиоративных параметров [1—8].

В аридных климатических условиях вегетационные и промывные поливы, с одной стороны, обеспечивают повышение плодородия земель, создавая благоприятный водотемпературный режим в зоне аэрации и корнеобитаемом слое, вымывая водорастворимые токсичные соли, формируя на огромных площадях опресненный слой ирригационно-грунтовых вод на высокоминерализованных собственно грунтовых водах и т. д. С другой стороны (как это имеет место в Мильской степи после ввода в эксплуатацию каналов Орджоникидзевской системы и Верхнего Карабахского), из-за низкой естественной дренированности территории, отсутствия необходимой протяженности коллекторно-дренажной сети, несоблюдения поливных норм, непроизводительных потерь из ирригационной сети на поливных землях приводит к накоплению запасов грунтовых вод и неуклонному подъему их уровня к дневной поверхности.

В результате интенсивно возрастает расход грунтовых вод на суммарное испарение, а их упаривание в корнеобитаемом слое благоприятствует развитию процесса «вторичного» засоления орошаемых земель.

Для прослеживания специфики этих изменений необходимо вскрыть динамику развития площадей орошаемых земель, оросительной и коллекторно-дренажной сети — основных комплексов антропогенной метаморфизации гидрохимического режима грунтовых вод.

В Мильской степи из-за недостатка воды и засоленности почвогрунтов, до установления Советской власти в Азербайджане орошение земель было развито на небольших площадях, в основном, в привершинной части конусов выноса рек Аракс и Каркарчай. В основном это были небольшие поля и приусадебные участки населения. Оросительные системы (за исключением системы канала им. Орджоникидзе, построенной в 1946 г.) были весьма примитивными, орошение проводилось «чальным» способом. Низкий КЗИ допускал кочующие («островные») землепользования.

Первая оросительная инженерная система им. С. Орджоникидзе, длиной 60 км была построена в 1946 г. для орошения земель с питанием из р. Аракс, с пропускной способностью 25 м³/с. Подвешенная к ней площадь составляла 72 тыс. га. Однако в вегетационный период в р. Аракс воды недостаточно, поэтому в настоящее время как и было предусмотрено, система дополнительно питается из Главного Мильского канала. Для отвода ирригационно-грунтовых вод параллельно каналу построен Главный коллектор. Между каналом и коллектором развита густая ирригационно-дренажная сеть.

По данным В. А. Приклонского (1928 г.), грунтовые воды здесь до освоения этой территории залегали на глубине 20—30 м, с минерализацией более 25—30 г/л [7]. После пуска канала произошел подъем их уровня и вследствие этого сформировались здесь ирригационно-грунтовые воды, которые в настоящее время залегают на глубине 1—3 м. Район сложен преимущественно глинами, суглинками, реже супесями, песками делювиально-пролювиального генезиса. Уклон рельефа падает от предгорий Малого Кавказа к Главному коллектору и составляет 0,005—0,007. Несмотря на наличие дренажной сети, грунтовые воды здесь под влиянием длительного орошения на фоне искусственного дренажа опреснились до величины общей минерализации 2,5—5,0 г/л, а на прилегающей выше по рельефу территории их минерализация в настоящее время колеблется в пределах 20—25 г/л.

Орошение территории, расположенной между каналом им. С. Орджоникидзе и предгорьями Малого Кавказа, общей площадью 178 тыс. га будет обеспечено из Главного Мильского канала, который получает питание (97 м³/с) из Горадизского водохранилища на р. Аракс. Подача воды из канала будет осуществляться в Верхне-Мильский канал с расходом 25 м³/с, в две машинные ветки с расходом по 11 м³/с, в Орджоникидзевский канал с расходом 25 м³/с и в нулевой распределитель.

Огромная территория в центральной части Мильской степи не освоена под орошаемое земледелие и является зимним пастбищем.

После строительства Верхне-Карабахского канала и вышеперечисленных водных объектов в Мильской степи расширились площади орошаемых земель. Однако, несмотря на то, что начато строительство дренажных систем, незасоленные земли, занятые под орошаемое земледелие, по хозяйствам составляют 19,8 тыс. га, или 18% всей (101,7 тыс. га) орошаемой территории (табл. 1).

Таблица 1

Засоленность земель по колхозам и совхозам в Мильской степи
 (по данным ММиВХ Азерб. ССР).

Наименование районов	Число хозяйств	Площадь орошаемых земель (тыс. га)					
		Всего	в том числе				
			не засоленные	слабо засоленные	средне-засоленные	сильно засоленные	очень засоленные
Агджабединский	27	35,8	11,2	20,0	3,4	0,7	0,5
Ждановский	24	38,0	8,6	16,4	4,7	5,3	3,0
Имишлинский	21	27,9	—	9,2	10,8	6,0	1,9
	72	101,7	19,8	43,6	18,9	12,0	5,4

Большие мелиоративные мероприятия намечены в юго-восточной части Мильской степи на территории Имишлинского и Ждановского административных районов.

Управлением геологии Азербайджанской ССР организован опытно-балансовый участок (на площади 1,96 км²) на территории Имишлинского опытно-дренажного участка Азербайджанского научно-исследовательского института гидротехники и мелиорации. На данном участке начаты совместные водно-балансовые исследования по определению фильтрующих свойств пород зоны аэрации и водовмещающих пород по изучению динамики и закономерности засоления и изменения солевого состава почвы и грунтовых вод во времени, определению элементов водного баланса (испарение и транспирация) лизиметрическим методом, изучение процесса рассоления почво-грунтов в зависимости от нормы водоподдачи и от глубины залегания грунтовых вод лизиметрическим методом и т. д.

Здесь в разрезе преобладают тяжелые грунты (пльвуны), дренажные системы плохо отводят промывные и поливные воды, о чем свидетельствует высокий уровень грунтовых вод в наблюдательных скважинах и небольшие амплитуды и сезонные колебания. На опытном участке функционируют 6 закрытых дрен для обеспечения отвода ирригаци-

Таблица 2

Распределение площадей орошаемых земель по оросительным системам и источникам орошения (по данным ММиВХ Азерб. ССР)

Наименование оросительных систем	Орошаемая площадь тыс. га	Источники орошения
Канал им. Орджоникидзе	61,34	р. Аракс
Верхне-Карабахский канал	17,37	Мингечаурское водохранилище (р. Кура)
Главино-Мильский канал	—	р. Аракс
Расул-арх	7,25	р. Кура
Боз-Тапа-арх	5,41	р. Кура
Субартезианские скважины	3,33	Подземные воды четвертичных отложений
Внутрихозяйственная сеть	1,80	реки Кура и Аракс

онно-грунтовых вод с площади 63 га. Грунты—засоленные, а грунтовые воды имеют высокую минерализацию (2—20 г/л). Расстояние между дренами 200 и 400 м. На промывку почво-грунтов зоны аэрации за 1976—1978 гг. по данным АзНИИГиМ подано суммарно 88723 м³ воды, или 1408,4 м³/га.

Модули дренажного стока колеблются в пределах 0,3—0,8 л/с·га, расход дренажного стока составляет 3,3—8,6 л/с.

Величина модуля дренажного стока находится в парагенетической зависимости от интенсивности и продолжительности инфильтрационного питания, водопроницаемости пород зоны аэрации, роли водонапорных систем (включая напорное питание нижележащими водоносными горизонтами), междренних расстояний и т. д.

Грунты и грунтовые воды здесь имеют высокую степень минерализации, которая предопределена условиями осадконакопления и аридностью климата. Поэтому после прекращения водоподдачи величина дре-

нажного стока колеблется в пределах 19—21 г/л. В химическом составе подземных вод преобладает хлоридное засоление, содержание которого в дренажном стоке — 6,3—6,5 г/л. За период промывки на территории опытного участка вынос солей составляет 4843,7 т, или 421,9 т/га. В составе дренажного стока 37% составляет содержание хлора, что свидетельствует о фоновом хлоридном засолении почво-грунтов зоны аэрации.

Мелиоративное состояние земель Мильской степи с увеличением водоподдачи с повышением уровня грунтовых вод за счет интенсивного испарения ухудшается.

Площади орошаемых земель в связи с вводом в эксплуатацию Главного Мильского канала увеличивались на 178 тыс. га.

Недостаток воды на орошение ежегодно восполняется за счет подземных вод. По данным учета и использования подземных вод (2-ТП-водхоз) по Мильской степи добыча подземной воды для орошения земель за 1976 г. составляет (млн. м³/год) 93,3; 1977—103,0; 1978—223,8, 1979—229,7.

Таким образом, добыча подземной воды для орошения земель за 1976—1979 гг. увеличилась почти в 3 раза.

До последних лет в Мильской степи, к сожалению, имело место орошение земель дренажными водами (в основном частными лицами) под бахчевые культуры, используя воды Главного Мильского коллектора, с минерализацией 4—10 г/л.

Неупорядоченное водопользование, сопровождающееся сбросом огромного количества излишне забранной поливной воды, неинженерное использование земли под островное орошение с последующим оставлением осолончаковывающихся участков — все это еще в дореволюционный период постепенно привело к широкому развитию «вторичного» засоления почв. Да и в последние годы отсутствие строительства коллекторно-дренажной сети, планировки и промывки земель, т. е. разрыв между подачей и отводом дренажной воды, обусловили дальнейшее ухудшение мелиоративного состояния земель и снижение урожайности сельскохозяйственных культур. Проблема водообеспеченности орошаемых земель решалась, как правило, не за счет повышения ирригационных систем, а путем увеличения водозабора на орошение. В результате в водном балансе орошаемых территорий происходит увеличение запасов грунтовых вод, подтопление отдельных пониженных частей, о чем свидетельствуют наблюдения за их режимом (табл. 3).

Таблица 3

Сопоставление площадей с разной глубиной залегания уровня грунтовых вод за 1930—1978 гг.

Глубина залегания УГВ, м	Площадь, % от общей территории					
	по В. А. Приклонскому	по Г. Ю. Исрафилову			по Ф. Ш. Алиеву	
		1930 г.	1952 г.	1960 г.	1962 г.	1977 г.
0—2	13,4	43,7	48,0	53,9	52,4	33,3
0—3		76,5	73,3	75,4	87,4	76,7
0—5	53,8	96,8	95,6	92,0	99,2	97,0
>5	46,2	3,2	4,4	8,0	0,8	3,0

Дренажный сток за 1979 г. по Мильской степи (А. К. Алимов, АзНИИГим)

Наименование систем	Объем, млн. м ³												Итого
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
В р. Куру по руслам рек	35,11	24,18	26,81	28,82	45,02	26,81	21,42	20,62	30,92	19,61	20,82	27,81	327,35
В р. Куру по КДС	26,81	24,71	26,71	26,81	39,51	31,21	29,92	26,88	26,62	23,71	25,72	26,42	335,03
В Каспийское море по Мильскому коллектору	14,71	7,41	11,81	12,70	12,15	13,11	13,81	12,30	11,62	5,71	11,91	12,11	139,35
Итого:	76,63	56,30	65,33	68,63	96,68	70,56	65,15	54,80	69,16	49,03	57,94	66,34	801,73

Поскольку после зарегулирования стока р. Куры в Прикуринской полосе УГВ снизился, то в данной таблице нечетко проявляется разница подъема УГВ под влиянием орошения.

Следует отметить, что до регулирования стока р. Куры (1954 г.) Мингечаурским водохранилищем, в периоды паводков территория Мильской степи, особенно Прикуринская зона, затапливалась водами рек Куры и Аракса. Поэтому из табл. 3 не прослеживается изменение площадей под влиянием орошения.

Влияние дренажной системы на уровень грунтовых вод наблюдается в последние годы. Общая площадь дренируемых земель составляет 103 тыс. га.

По данным АзНИИГим (К. А. Алимов), дренажный сток по Мильской степи за 1979 г. составляет 801,73 млн. м³, в том числе за первый промывной период (IX—III) — 440,79 млн. м³, за второй промывной период — 361,0 млн. м³.

Как видно из табл. 4, наибольший расход дренажного стока соответствует первому периоду промывки, так как в этом периоде помимо местного питания грунтовые воды получают региональное питание за счет атмосферных осадков.

Под влиянием орошения в условиях отсутствия дренажных систем произошло увеличение минерализации грунтовых вод, сократились площади с минерализацией до 1,0 г/л в первые годы освоения земель, но за счет формирования бугров ирригационно-грунтовых вод сократились и площади с высокой минерализацией (5—10 и 50 г/л) (табл. 5).

Таблица 5

Сопоставление площадей с разной величиной минерализации грунтовых вод за 1951—1978 гг.

Минерализация грунтовых вод, г/л	Площадь, % от общей территории			
	по Г. Ю. Исрафилову		по Ф. Ш. Алиеву	
	1951 г.	1962 г.	1977 г.	1978 г.
до 2,0	16,6	20,6	16,0	22,4
2—5	19,6	22,3	19,6	20,8
5—10	16,5	12,4	10,4	7,8
10—50	31,4	26,5	50,1	42,4
> 50	15,9	18,2	3,9	6,6

В химическом составе грунтовых вод в основном преобладают хлоридные натриевые, сульфатно-хлоридные натриевые и сульфатные натриево-магниевые соли.

С изменением водного и водно-солевого баланса исследуемого района антропогенными процессами, как явствует из вышеописанного, нарушен естественный режим подземных вод, осложнилось мелиоративное состояние земель.

Для развития площадей орошаемого земледелия, повышения урожайности сельскохозяйственных культур, помимо других видов агро-мелиоративных мероприятий, необходима коренная мелиорация земель Мильской степи с учетом элементов водно-солевого баланса подземных вод и закономерностей формирования их режима.

Литература

1. Алиев Ф. Ш., Фиалко Е. Р. Влияние мелиорации земель на изменение природной обстановки в районах ирригационно-мелиоративного строительства. Раздел Кура-Араксинской низменности. В кн.: «Гидрогеология СССР». Вып. 4. М., «Недра», 1973.
2. Бехбудов А. К. Мелиорация засоленных земель. «Кенд. хаяты», 1967, № 8.
3. Волобуев В. Р. Генетические формы засоления почв Кура-Араксинской низменности. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
4. Исрафилов Г. Ю. Грунтовые воды Кура-Араксинской низменности. Баку, «Маариф», 1972.
5. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М., «Колос», 1976.
6. Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М., Изд. АН СССР, 1946—1947, ч. I и II.
7. Приклонский В. А. Формирование грунтовых вод в засушливых областях на примере Кура-Араксинской низменности. М., «Изв. АН СССР», 1946, № 4.
8. Саверенский Ф. П. Кура-Араксинская низменность, ее грунтовые воды и процессы их засоления. М., «Почвоведение», 1929, № 1, 2.

Ф. Ш. Әлијев, Н. А. Мусајев

МИЛ ДҮЗҮНҮН ГИДРОКЕОЛОЖИ-МЕЛИОРАТИВ ШӘРАИТИНӘ АНТРОПОКЕН АМИЛЛӘРИН ТӘСИРИ

Кур, Араз вә Гаргар чајларынын, метеорологи просесләрин, ирригасија-дренаж системләрин, агротехники просесләрин вә с. аерасија зонасынын торпаг гатынын вә грунт суларынын су-дуз режиминә тәсири өјрәнилмишдир. Кәнд тәсәррүфаты биткиләринин мәнсулдарлығыны јуксәлтмәк үчүн Мил дүзүндә мелиорасија ишләринин әсаслы шәкилдә јажшылашдырылмасынын вачиблији, о чүмләдән мелиоратив тәдбирләрин бу рајонун кеоложи, гидрокеоложи, мүнәндиси-кеоложи, торпаг-иглим шәраитинин, һәмчинин јералты суларын су-дуз балансынын вә режиминин ролу нәзәрә алмагла апарылмасы көстәрилмишдир.

F. Sh. Aliyev, N. A. Musayev

THE INFLUENCE OF ANTHROPOGEN FACTORS ON HYDROGEOLOGY-RECLAMATIVE CONDITIONS IN MYL STEPPE

On the base of systematic analysis of natural and Anthropogen factors, taking into account agroeclamative and hydrogeological investigations, hydrogeology-reclamative conditions are being analysed.

УДК 550.42—552.143

Г. А. МУСТАФАЕВ

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГАЛЛИЯ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАГЕСТАНА

Целью работы является изучение поведения галлия в литологических разностях юрских отложений Дагестана, относящихся к разным фациальным и тектоническим зонам осадконакопления, и выявить возможность использования галлия в палеореконструкциях.

Распределение большинства элементов-гидролизатов, в том числе галлия, в осадочных породах разного возраста в зависимости от тектонического и литологического факторов изучено достаточно хорошо [1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10].

Галлий при гидролизе образует нерастворимые гидроокислы, и если в условиях континентов он считается одним из самых инертных элементов, то в морских условиях он достаточно подвижный [4, 8, 10].

В осадочных образованиях Ga в основном входит в состав глиноземных минералов, может концентрироваться как в окислах и гидроокислах Al, так и минералах Fe, генетически быть связанным с TiO₂ [1, 10].

В взвеси морских и речных вод соотношение Ga/Al в 2,5 раза выше, чем в литосфере, что влияет на накопление Ga относительно Al в морских осадках. С уменьшением терригенного взвешенного вещества в центральных зонах бассейна наблюдается уменьшение содержания Ga.

В щелочных и нейтральных условиях Ga растворяется больше, поэтому соотношение Ga/Al в морской воде в 10 раз выше, чем в речных водах.

В условиях относительного покоя химическое выветривание проявляется сильнее. С повышением в водах концентрации сульфата иона и углекислоты органического вещества содержание растворенного Ga тоже увеличивается [12].

По результатам количественно-спектрального анализа нам удалось выявить следующие особенности распределения Ga в зависимости от фациального (табл. 1) и тектонического (табл. 2) факторов осадочных пород юрских отложений рек Ахтычай и Чирахчай Дагестана, а также р. Кишичай Южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана, образование которых происходило в довольно хорошо очерченном палеобассейне геосинклинали Большого Кавказа.

Изученные разрезы юрского комплекса северного и южного склонов Большого Кавказа включает следующие фациальные зоны [7, 9, 13].

I. Прибрежная фация (глинисто-песчаные отложения). Унадагская (J_{2a2ud}) нижнебайосская (J_{2b1i}) и Хиналугская (J_{2b1j}) свиты.

II. Мелководная фация (тонкоритмичные песчано-алевролитоглинистые отложения). Цейлаханская (J_{1tr3cl}), Ногабская (J_{1tr3ng}), Микрекская (J_{2a1ph}), Песчано-сланцевая (J_{2a2}²) свиты.

Таблица 1

Содержание Ga по фаціальным типам пород, г/т

Разрез	Возраст	Глинистые сланцы	Алевриты	Песчаники	Отношение Ga _{гл.сл.} /Ga _{песч.}
Прибрежная фація					
Чирахчай	J ₂ bj ₁	28 (6)	18 (5)	15 (8)	1,87
Чирахчай	J ₂ a ₂ ud	20 (5)	17 (3)	15 (4)	1,33
Кишчай	J ₂ bj	10 (2)	15 (2)	9 (2)	1,11
Мелководная фація					
Ахтычай	J ₂ a ₁ mh ₃	27 (9)	17 (2)	15 (3)	1,80
Ахтычай	J ₂ a ₁ mh ₂	24 (6)	21 (3)	12 (2)	2,00
Ахтычай	J ₂ a ₁ mh ₁	26 (10)	25 (2)	13 (2)	2,00
Ахтычай	J ₁ tr ₃ ng ₂	24 (4)	27 (2)	17 (5)	1,41
Ахтычай	J ₁ tr ₃ ng ₁	26 (4)	14 (2)	16 (2)	1,62
Ахтычай	J ₁ tr ₃ Cl	25 (4)	15 (4)	16 (3)	1,56
Кишчай	J ₂ a ₂ ²	28 (4)	26 (2)	14 (3)	2,00
Глубоководная					
Ахтычай	J ₂ a ₂ Jk ₁ ²	26 (7)	21 (1)	10 (1)	2,60
Ахтычай	J ₂ a ₂ Jk ₁ ¹	31 (12)	22 (3)	12 (2)	2,58

Примечание: В скобках — количество образцов.

III. Глубоководная фація (глинистые отложения). Ялаккамская свита (J₂a₂Jk).

По скоростям седиментации в палеобассейне осадкообразования вышеуказанных свит можно выделить две группы:

I. Образований при активной седиментации: Унадагская, Цейлаханская, Ногабская, Хиналугская свиты.

II. Образования при медленной седиментации: Микрекская, Ялаккамская, Нижнебайосская и Песчано-сланцевая свиты.

Как видно из табл. 1, содержание галлия в глинистых сланцах прибрежной фації колеблется от 10 до 28, в алевриты — от 15 до 18, а в песчаниках — от 9 до 15 г/т.

Содержание Ga в глинистых сланцах и в песчаниках мелководной фації изменяется незначительно, от 24 до 28 и от 12 до 17 г/т соответственно, тогда как в алевриты оно изменяется почти в два раза — от 14 до 27 г/т.

Отчетливое разделение галлия в зависимости от размера зерен пород наблюдается в отложениях глубоководной фації. Здесь концентрация Ga в глинистых сланцах достигает 31 г/т, а в песчаниках уменьшается до 10 г/т.

Результаты соотношения Ga — глинистый сланец/Ga—песчаник в

Таблица 2

Содержание Ga по зонам седиментации, г/т.

Разрезы	Возраст	Глинистый сланец	Алеврит	Песчаник	Отношение Ga _{гл.сл.} /Ga _{песч.}
Зона активной седиментации					
Чирахчай	J ₂ a ₂ ud	20 (5)	17 (3)	15 (4)	1,33
Ахтычай	J ₁ tr ₃ ng ²	24 (4)	27 (2)	17 (5)	1,41
Ахтычай	J ₁ tr ₃ ng ₁	26 (4)	14 (2)	16 (2)	1,62
Ахтычай	J ₁ tr ₃ Cl	25 (4)	15 (4)	16 (3)	1,56
Кишчай	J ₂ bj	10 (2)	15 (2)	9 (2)	1,11
Зона медленной седиментации					
Чирахчай	J ₂ bj ₁	28 (6)	18 (5)	15 (8)	1,87
Ахтычай	J ₂ a ₂ Jk ₁ ²	26 (7)	21 (1)	10 (1)	2,60
Ахтычай	J ₂ a ₂ Jk ₁ ¹	31 (12)	22 (3)	12 (2)	2,58
Ахтычай	J ₂ a ₁ mh ₃	27 (9)	17 (2)	15 (3)	1,80
Ахтычай	J ₂ a ₁ mh ₂	24 (6)	24 (3)	12 (2)	2,00
Ахтычай	J ₂ a ₁ mh ₃	26 (10)	25 (2)	13 (2)	2,00
Кишчай	J ₂ a ₂ ²	28 (4)	26 (2)	14 (3)	2,00

Примечание: В скобках—количество образцов.

отложениях прибрежной и мелководной фації существенно не отличаются, хотя у вторых оно сравнительно высокое. Только в глубоководных отложениях это соотношение увеличивается в 2,6 раза, что значительно выше среднего [14].

Таким образом, в литологических разностях глубоководной фації отмечается зависимость содержания галлия от размерного состава. Кроме того, в глубоководных отложениях отмечается общее увеличение количества галлия, что, вероятно, связано с обогащением пелагических песков и глин геосинклинали Большого Кавказа Al₂O₃ и TiO₂ [11].

В отличие от фаціального расчленения отложений по двум типам седиментации (активной и медленной) поведение G становится зависимым от палеотектонических условий (табл. 2). Содержание Ga в литологических разностях зоны активной седиментации изменяется неупорядоченно. Кроме того, соотношение Ga_{гл.сл.}/Ga_{песч.} в этих отложениях значительно ниже среднего. Наоборот, в литологических типах зоны медленной седиментации наблюдается упорядоченное распределение Ga, где отношение Ga_{гл.сл.}/Ga_{песч.} существенно превышает среднюю величину — 1,60.

Таким образом, в литологических разностях среднеюрских отложений Дагестана установлено:

1) При активной седиментации, независимо от фаціальных условий распределение галлия имеет неупорядоченный характер.

2) При медленной седиментации распределение галлия зависит от литологического типа, т. е. содержание Ga от песчаников к глинистым сланцам закономерно увеличивается.

Как известно, распределение Ga в песчаниках в значительной мере зависит от степени сортировки обломочного материала и от интенсивности химического выветривания. Эти факторы, зависят, в свою очередь, от палеогеографических условий образования осадка, от состава исходного материала, геотектонического режима, рельефа дна бассейна, палеоклимата, геохимических условий среды и т. д. В тектонически активных зонах, например, в отложениях J_2b_1 , J_2a_2ud и J_1tr_3 химическое выветривание ослаблено и привносимый материал плохо отсортирован по величине зерен. В таких условиях содержание Ga мало отличается от первоначального.

Как указывают А. Б. Ронов и др. [11], соотношение Al_2O_3/Na_2O от Русской платформы к Кавказской геосинклинали существенно уменьшается, что говорит о более резком преобразовании в платформенных условиях, а также о большей роли гидрогенного Al (Ga) на платформе, чем в Кавказской геосинклинали. Кроме того, снижение общего содержания Al_2O_3 в геосинклинальной зоне, вероятно, способствовало уменьшению концентрации галлия. Но следует отметить, что такого уменьшения содержания Ga в геосинклинальных образованиях не наблюдается, вдобавок по сравнению с платформенными отложениями, здесь количество Ga даже выше (1,4), что, видимо, связано только с химическим составом источников сноса.

В глинистых породах исследуемого района глинистое вещество в них не сохраняло своего первоначального состава и изменялось в зависимости от характера первичного материала, от фациальных условий седиментогенеза и от вторичных изменений в процессе диагенеза и катагенеза.

Ранее было показано [3], что содержание Ga в пресноводных глинах выше, чем в морских глинах. При этом, в приустьевой части происходит осаждение мути вследствие замедления движения речного потока и коагуляции коллоидной части. Но во многих последующих работах по современным осадкам было показано, что с удалением в пелагиаль содержание галлия значительно увеличивается [5, 6]. Особенно высокие содержания галлия отмечены в пелагических осадочных породах [8], что, вероятно, связано с преобладанием здесь наиболее тонкого осадочного материала и большим развитием аутигенных форм галлия. Большая разница концентрации Ga в пресноводных и морских глинах и понижение содержания Ga в байосских отложениях разреза р. Кишчай, вероятно, зависит от степени разбавления карбонатным материалом, так как в биогенных (карбонатных и кремнистых) минералах концентрации Ga всегда невысокие.

В литологических разностях разреза р. Чирахчай содержание карбонатного материала значительно выше, чем в остальных. Но здесь мы не наблюдаем уменьшения содержания Ga, что, вероятно, связано с высоким количеством органического материала. В р. Кишчай, наоборот, из-за интенсивной седиментации содержание органического вещества и соответственно галлия значительно уменьшается.

Из вышеуказанной характеристики распределения галлия в литологических разностях юрских отложений Дагестана ясно, что диагенетические преобразования почти не повлияли на миграцию галлия. Поэтому по имеющимся количественным данным, учитывая специфику поведения Ga в седиментогенезе, мы можем мысленно восстановить ха-

раактер накопления галлия в осадочном цикле юрского палеобассейна Дагестана. Из источников сноса северо-восточной суши привносился материал с большим содержанием галлия, что, вероятно, происходило при выветривании кислых пород в умеренно-влажном палеоклимате. В прибрежных фациальных условиях в приустьевой зоне происходило осаждение большей части литогенного галлия. Поэтому несмотря на большое количество известкового материала (р. Чирахчай) содержание Ga в литологических разностях высокое. В глинистых сланцах J_2b_1 (р. Чирахчай) из-за медленной седиментации происходило более глубокое химическое выветривание, что привело к большему накоплению в них гидрогенного галлия. В песчаниках J_1tr_3cl , J_1tr_3ng , $J_1tr_3ng_2$ содержание Ga существенно высокое, что указывает на большую роль механической дифференциации галлия в палеобассейне осадконакопления. В байосских отложениях Южного склона (р. Кишчай) концентрация Ga закономерно уменьшается. Здесь следует, вероятно, учесть, что, во-первых, в формировании этих отложений большое место имеет подводный вулканизм основного состава, а во-вторых, высокая известковистость байосских отложений понижает концентрацию галлия.

При упорядоченном повышении содержания Ga от песчаников к глинистым сланцам отношение $Ga_{гл. сл.}/Ga_{песч.}$ более чем 1,60, что указывает на медленную скорость седиментогенеза.

Таким образом, на основе проведенных исследований мы можем считать вполне возможным использование галлия в палеореконструкциях активной или медленной скоростей седиментации в Большекавказской геосинклинали.

Литература

1. Борисенок Л. А. Геохимия галлия. Изд. МГУ, 1977.
2. Вершковская О. В. Галлий. В кн.: «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. М., «Наука», 1964.
3. Кейт М. А., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. В кн.: «Геохимические исследования». М., ИЛ, 1961.
4. Лавренчук В. Н., Теняков В. А. О среднем содержании галлия в глинах. «ДАН СССР», 1963, 151, № 2.
5. Лисицына Н. А., Довредка О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. К геохимии элементов гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана. «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 6.
6. Лукашин В. Н., Лисицын А. П. Галлий. В кн.: «Геохимия элементов гидролизатов». М., «Наука», 1980.
7. Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1969.
8. Мигдисов А. А., Борисенок Л. А. К геохимии галлия в гумидном литогенезе. «Геохимия», 1963, № 12.
9. Мидановский Е. Е., Хан В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
10. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. «Геохимия», 1965, № 2.
11. Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных толщ «Геохимия», 1965, № 8.
12. Скрипка И. П. Биогеохимия галлия. В кн.: «Галлий», М., «Наука», 1973.
13. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М., Изд-во МГУ, 1965.
14. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth crust. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 72, 1961, № 2.

Н. А. Мустафәев

ДАҒЫСТАНЫН ЈУРА ЧӨКҮНТҮЛЭРИНДЭ ГАЛЛИУМУН
ЈАЈЫЛМАСЫНА ДАИР

Мәгаләдә мұхтәлиф фәснал вә тектоник зоналарда эмәлә кәлмиш Дағыстанын Јура јашлы чөкмә сұхурларында галлиум элементини јайылмасы ганунаујғундуглары арашдырылып. Ашкар едилмишдир ки, Бөјүк Гафгаз кеосинклиналынын палеоһөвзәсиндә чөкмә просесини күчлү вә ја зәиф кетдијини тәјин етмәк үчүн галлиум елементи индикатор кими ишләдилә биләр.

H. L. Mustafayev

ON GALLIUM DISTRIBUTION IN JURASSIC DEPOSITS OF DAGHESTAN

Gallium distribution is considered in lithological differences of Jurassic deposits in Daghestan, concerning different facies and tectonic zones of sedimentation. It was ascertained that regular decrease of gallium concentration on clayey shale-aleurolite-sandstone gradation was observed in separate facies conditions (near-shore, shallow, abyssal), especially in slow sedimentation.

Relation of gallium clay shale on gallium sandstone can be used in paleoreconstructions of active or slow rate of sedimentations in geosyncline of the Major Caucasus.

АЗӘРБАЈ АН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1981, № 5

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1981, № 5

УДК 553.411:552.3

Э. С. СУЛЕЙМАНОВ, Т. Н. НАСИБОВ, В. Г. РАМАЗАНОВ,
С. А. АБАСОВ

О ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЯХ В СВЯЗИ С ОФИОЛИТОВЫМ
КОМПЛЕКСОМ

В геологической литературе укоренилось представление, что золоторудные месторождения в зонах развития офиолитов являются наложенными, причем источник оруденения увязывается с молодыми гранитоидными интрузивами, внедрившимися при активизации тех крупных разломов, которые контролируют позиции более древних ультраосновных и тесно связанных с ними габброидных интрузивных образований.

В настоящее время располагаем весьма различными данными, не вполне укладывающимися в известную «модель» формирования золотого оруденения в пределах офиолитовой зоны. Следует отметить, что разломы, контролирующие положения серпентинизированных ультрабазитовых и габброидных массивов являются региональными, прослеживающимися по существу по всей Севано-Карабахской тектоно-магматической зоне. Однако зона эта не всюду характеризуется золотоносностью.

Вывод этот обосновывается не только выявленными месторождениями и коренными золотопроявлениями, но и результатами площадных шлиховых работ, установивших наличие знаков золота лишь на отдельных локальных участках.

В ряде работ рассматривается тесная связь золотого оруденения с листовитными, возникшими в зонах размещения ультраосновных и основных интрузивных пород. Однако подавляющее большинство листовитных тел, широко развитых в пределах рассматриваемой области Малого Кавказа, не содержат золота хотя бы в минимальных количествах: коэффициент их золотоносности от 0,05 до 0,20 (иногда более), в среднем 0,10—0,15.

Теперь относительно генетического значения молодых гранитоидов, о чем говорится во многих работах [1, 3, 4 и др.]. Следует отметить, что, действительно, в районах развития послесреднеэоцен-олигоценых гранитоидов нередко устанавливаются проявления золота [3]. Однако, как показали проведенные в последние десятилетия геологические исследования (Г. И. Аллахвердиев, Т. Н. Насибов и др.), размещенные в ультрабазитовых зонах «малые» интрузивные тела кварцевых диоритов в подавляющем большинстве случаев являются верхнемеловыми, а не послесреднеэоцен-олигоценовыми, и поэтому рассмотрение золотого оруденения в парагенетической связи с ними, как это делалось до сих пор, не имеет под собой почву.

Для разработки генетических рассуждений относительно источника рудного вещества определенный интерес представляет изучение распределения золота в магматических горных породах, развитых в пределах Севано-Карабахской зоны. Данные эти сведены в таблицы (ана-

лизы выполнены в Институте ядерной физики АН Узбекской ССР и ЦНИГРИ нейтронно-активационным методом, чувствительность — $p \cdot 10^{-7} \%$.

Из полученных аналитических данных можно сделать следующие выводы. Во-первых, обращают на себя внимание низкие содержания золота в габброидах и особенно в серпентинизированных ультрабази-тах — средние значения соответственно 3,01 и 1,51 мг/т, что ниже кларка золота для соответствующих пород. Следует отметить, что ограниченность определений из разных типов ультрабазитов и, что не менее важно, из пород находящихся в разной степени серпентинизации, не позволяет прийти к более определенным выводам о характере распределения золота в породах ультрабазитового комплекса.

Однако можно сказать, что наиболее низкие значения золота были установлены в серпентинитах и измененных их разностях — 0,6—1,6 мг/т (что в 8—3 раза ниже кларка), уменьшаясь в карбонатизированных и оталькованных серпентинитах до 0,4 мг/т. Относительно повышенные содержания (1,3—2,1 мг/т) в основном характеризуют менее серпентинизированные разности. В двух определениях из дунитов получены результаты: 119,5 и 38,4 мг/т. Высокое значение золота — 81,3 мг/т было зафиксировано также в пиритизированных плотных серпентинизированных перидотитах, тогда как в оталькованных серпентинитах, вмещающих линзовидные тела кварц-карбонатных пород, количество золота минимальное — 0,8—1,4 мг/т. И еще об одном любопытном факте, касающемся Гейдаринского участка: в одном из подготовленных протоколов из дунита с хромитовым оруденением был отмечен знак золота, оливина, а также магнетита, пирита и была установлена концентрация золота, достигающая 200—400 мг/т, иногда до 1 г/т.

Данные по распределению золота в ультрабазидах позволяют сделать следующее предварительное заключение, что первично высокое количество золота в ультрабазидах впоследствии, по всей вероятности, подвергается выносу, уменьшаясь в серпентинитах и их измененных разностях до 1,6—0,4 мг/т. Какая роль в этом процессе принадлежит серпентинизации и другим интенсивным изменениям, связанным с метаморфизмом ультрабазитов в зонах повышенной тектонической активности, в настоящее время ответить не представляется возможным, тем не менее, можно полагать, что освободившееся при этом золото в определенных условиях могло создать локальные концентрации. Сколько бы ни был понятен механизм этого процесса, все же предполагается, что он окажется более интенсивным в условиях высоких температур и проявления по разломам «наложенных» молодых магматических образований, способных создать высокотемпературные гидротермальные растворы, столь необходимые не только для «вымывания» из ультрабазитов золота, но и для растворения его и создания в конечном счете локальных концентраций.

Аналогичные рассуждения в конечном счете можно сделать и в отношении габброидов, тесно связанных с ультрабазитами, хотя в отличие от ультрабазитов процесс непосредственного формирования габброидов, вероятно, сопровождался образованием собственных гидротермальных золотопроявлений. Как видно из таблицы, содержание золота в них в два раза выше, чем в серпентинитах, однако ниже его кларка. Обращает на себя внимание большой разброс содержания золота в габброидах — от 0,9 до 11,9 мг/т, причем преобладают низкие его значения (1,0—3,0 мг/т). Разброс этот особенно проявляется в анализах,

касающихся Гылычлинского габброидного массива, где отмечен следующий предел содержания золота (в мг/т): 1,1—4,3 (среднее 2,3). Отмеченное выше повышенное значение золота (11,9 мг/т, что в 3 раза выше кларка) характеризует Гылычлинский массив. При этом в аналогичных габброидах фиксируется небольшое содержание золота — порядка 1,5—2,0 мг/т.

Породы	Возраст	Место взятия проб	Кол-во анализов	Содержание, мг/т	
				Пределы	Среднее*
Серпентинизированные ультрабазиты (перидотиты и дуниты)	В. мел	Гылычлинская площадь Алмалы-Гейдаринской антиклинальной полосы (в основном)	15	0,6—2,1	1,51 (6,0 в перидотитах)
Габброиды	—	Из Левчайского, Гылычлинского и др. массивов	30	0,9—11,9	3,01 (4)
Габброиды (первая фаза гранитоидов)	Послесредне-эоцен-олигоцен	Верховья р. Тутхун (Тутхунский рудный район)	9	1,3—5,0	3,36 (4)
То же пиритизированные	То же	То же	8	0,8—143,0	36,96
Гранитоиды	"	"	11	1,2—22,5	8,09 (8,7)
Андезитовые порфириты	Средний эоцен	Верховья р. Тертер	6	1,8—6,0	3,60 (4)
Андезито-дациты	Миоцено-		8	1,5—10,0	5,0 (4)

* В скобках — кларк золота в соответствующих породах по [1, 2]

Представляет несомненный интерес установление золотоносности Гылычлинского массива: кроме шлиховых ореолов золота высокие концентрации его были установлены в зонах разрывных структур, пересекающих габброиды в различных направлениях. Наибольшее количество его было отмечено в сульфидизированных и измененных зонах — до 0,2—0,4 г/т и более в ассоциации с медью; было обнаружено и видимое золото, обычно медистое.

При анализе данных относительно возможной связи золотого оруденения с «офиолитовыми» габброидами получены следующие дополнительные результаты. Сульфидная минерализация в связи с габброидами была отмечена на многочисленных участках (Камышлинский, Левская группа, Гелларский, Наримановский и др.), обнаруживающая слабую золотоносность при специальных исследованиях. При этом рудоносные жилы и зоны, выходя из габброидов, постепенно выклиниваются среди вмещающих их серпентинизированных ультрабазитов. Это отчетливо можно наблюдать на Наримановском участке (Сеютлучайское рудное поле), где кварцево-сульфидные жилы, в разных направлениях пересекающие измененные габброиды, при переходе в серпентиниты, слабо преломляясь, постепенно выклиниваются. О том, что эти слабо-золотоносные проявления во времени не очень оторваны от габброидов, говорит, в частности, выявление в базальном слое верхнего седона сульфидизированных обломков габброидов, находящихся в ассо-

циации с обломками пород офиолитового комплекса. Таким образом, возможное значение габброидов в качестве источника золотого оруденения определяется не только фактором мобилизации его после окончательного формирования габброидов, но и образованием тесно связанных с ними кварцевосульфидных жил и зон, содержащих золото. Последнее было установлено также в кварцевых прожилках и жилках, пересекающих габброиды. Нередко выделяются протяженные зоны взаимно пересекающихся тонких прожилок, создавших штокверковое строение.

В свете рассмотренного выше материала можно разяснить и генезис золотоносных верхнемеловых конгломератов (развитых в центральной части Малого Кавказа), увязав их с размывом золотоносных габброидных массивов. Подобное предположение обуславливается как составом этих конгломератов, так и историей геологического развития области. О том, что именно верхнемеловой офиолитовый комплекс «виновен» в золотоносности этих конгломератов, свидетельствуют и следующие косвенные данные. В случае наличия в регионе более древних золотых объектов, «следы» их можно было бы видеть, в частности, в мощных базальных конгломератах, слагающих низы сеноманских отложений в бассейне нижнего течения р. Левчай. Однако в специально подготовленных из этих конгломератов протоочных пробах не было отмечено знаков золота. И еще об одном факте. На отдельных участках бассейна р. Сеютлучай отмечены не поддающиеся расшифровке шлиховые ореолы золота. Знаки эти, как теперь выясняется, связаны с т. наз. габброидными конгломератами, сохранившимися в виде ксенолитов на раздробленных серпентинизированных ультрабазитах (участок Истибулах) или же образующими горизонты в разрезе верхнесеноманских отложений (басс. р. Сеютлучай, участок Зульфугарлы и т. д.).

Полученные предварительные результаты о возможной роли ультраосновных и основных пород в определении золотоносности офиолитовой зоны Малого Кавказа не противоречат выделению более молодых золоторудных месторождений, связанных, например, с верхнеэоцено-олигоценными гранитоидами или же миоплиоценовыми субвулканическими образованиями липарито-дацитов. Установление причастности офиолитов к золотой металлогении имеет важное научно-практическое значение, позволяя в первом приближении выделить т. наз. офиолитовый тип золотопроявлений.

Следует отметить, что здесь приводятся лишь предварительные результаты исследований, выполненных главным образом в Тертерском отрезке офиолитового пояса Малого Кавказа. В дальнейшем необходимо провести комплекс исследований, среди которых особое место должно занимать геохимическое, основывающееся на результатах высокочувствительных определений золота в разных типах пород офиолитовой ассоциации, в особенности в комплексах ультраосновных и основных пород, слагающих их минералы. Геохимические же исследования, как нам кажется, должны служить основой разработки критериев по выявлению и оценке золотого оруденения офиолитового типа.

Литература

1. Аношин Г. Н. Золото в магматических горных породах. Новосибирск, «Наука», 1977.
2. Виноградов А. Д. Среднее содержание химических элементов в главных

типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

3. Кашкай М. А., Алиев В. И. и др. Петрология и металлогения магматических пород бассейна реки Тутхун. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1967.

4. Шербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота. «Геохимия», 1964, № 6.

Е. С. Сүлейманов, Т. Н. Нәсибов, В. К. Рамазанов,
С. А. Абасов

ОФИОЛИТ КОМПЛЕКСИ ИЛӘ ЭЛАГӘДАР ГЫЗЫЛ ТЭЗӘҺҮРЛӘРИ ҺАГТЫНДА

Мәгаләдә ультрабазит вә габброид сүхурлары комплекси илә элагәдар офиолит типли гызыл јатагларынын ајрымасы, зәруријјәти музакирә едилир. Бу чәһәт эсасән кеоложи-кеокимјәви мә луматларын дикәр мөвгедән арашдырымасындаи ирәли кәлир.

E. S. Suleimanov, T. N. Nasibov, V. G. Ramazanov,
S. A. Abasov

ABOUT GOLD MANIFESTATION IN CONNECTION WITH OPHIOLETE COMPLEX

The necessity of isolation of gold ore fields of ophiotele type connected with complexes of ultrabasic and gabbroid rocks is discussed. This attempt is based on received preliminary geology-geochemical data analysed with absolutely different positions than it was known earlier.

УДК 622. 807. 003

Н. М. КЕРИМОВ

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ БОРЬБЫ С ПЫЛЬЮ НА КАМЕННЫХ КАРЬЕРАХ

Проблема борьбы с пылью на каменных карьерах приобретает актуальное значение. Поэтому усовершенствование существующих и изыскание новейших способов борьбы с пылью на сегодняшний день является важнейшей задачей.

Исследования, проведенные на Карадагском карьере, показали, что нормальный состав общей атмосферы карьера может быть обеспечен за счет снижения запыленности воздуха у всех источников пылеобразования. Этого можно достигнуть только при использовании комплекса мероприятий борьбы с пылью, устанавливаемого на основе анализа климатических данных районов расположения карьера, рассмотрения схем его естественного проветривания и горнотехнических условий, оценки фактической интенсивности пылевыделения внутренних и внешних источников, применения технологии и оборудования, обеспечивающих минимальные объемы работ, связанных с измельчением и транспортировкой стеного камня, а также целого ряда организационных мероприятий.

Основные мероприятия должны быть направлены на предупреждение поступления пыли в атмосферу карьера с помощью различных способов и средств подавления, связывания и улавливания пыли непосредственно у источников пылеобразования. Для пылеподавления при работе бульдозеров, экскаваторов, погрузке камня и отвальных работах орошение должно проводиться в летнее время не менее двух раз в смену через каждые три часа. Для увлажнения штыба перед уборкой бульдозерами, погрузкой камня орошение может осуществляться с помощью поливочных машин типа ПМ-8.

На экскаваторных и бульдозерных работах и на отвалах могут быть применены гидромониторы или орошение из шланга. Наиболее эффективным средством борьбы с пылью на прибрежных карьерных дорогах является обработка дорог гранулированным хлористым кальцием и 0,1% раствором НЧК. Срок действия хлористого кальция два дня, а эффект зависит от ее концентрации.

На основе проведения анализа и экспериментальных работ, проведенных в лабораторных и производственных условиях, рекомендуются следующие инженерно-технические мероприятия: оптимальные расходы и режим применяемых смачивающих жидкостей для основных источников выделения пыли в карьере.

При работе камнерезной машины СМ-89М и надуступных машин НКМ-2 и НКМ-58 горный массив следует увлажнять водой или 0,1% раствором НЧК с помощью поливочной машины ПМ-8 при расходе 3 дм³/м² воды и 2 дм³/м² 0,1% раствора НЧК. Оптимальное увлажнение

массива водой — 8%, режим орошения — два раза в смену через каждые 3 ч. Оптимальное увлажнение 0,1% раствором НЧК — 6%; режим орошения — один раз перед каждой сменой.

Для уменьшения выдувания пыли, образующейся при работе камнерезной машины СМ-89М, на обратной стороне ее нижней рамы следует установить пылеотбойные щитки. Для локализации очагов пылеобразования при работе надуступных машин НКМ-2 и НКМ-58 следует применять защитные колпачки на дисковых пилах. Работу целесообразно организовать таким образом, чтобы камнерезные машины СМ-89М эксплуатировались в одну смену, а надуступные — в другие смены.

Для снижения интенсивности пылеобразования камнерезных машин в 3—5 раз нужно использовать дисковые пилы крупного скола. При экскаваторных работах необходимо послойное (до 0,4 м) орошение штыба водой в процессе экскавации, через каждые 2 ч. с расходом воды 100 дм³/т. Оптимальная влажность штыба — 8%. Орошение штыба — один раз в смену 0,1% раствором НЧК или 0,1% раствором НЧК и 3% хлористого кальция с расходом 80 дм³/т. Оптимальное увлажнение — 6%. При бульдозерных работах необходимо периодическое (через каждые 2 ч) орошение штыба водой с расходом 80 дм³/т. Оптимальное увлажнение штыба — 8%. Орошение штыба 0,1% раствором НЧК или 0,1% раствором НЧК и 3% СаСl₂ один раз в смену. Оптимальное увлажнение 0,1% раствором НЧК 6%, расход раствора — 60 дм³/т.

Во время ручной уборки штыба и погрузки камня орошение следует вести через каждые 3 ч водой с помощью поливочной машины ПМ-8. Расход воды 2 дм³/м². Оптимальное увлажнение — 5%. Орошение один раз в сутки 0,1% раствором НЧК с расходом 1,5 дм³/м².

Значительные мероприятия нужно вести с целью предупреждения сдувания пыли с площадок при скорости ветра более 4 м/с. При отсутствии механического разрушения поверхности орошение площадок нужно вести два раза в смену водой с расходом 3 дм³/м². При оптимальном увлажнении — 8% или же один раз в сутки 0,1% раствором НЧК и 3% раствором хлористого кальция с расходом 2 дм³/м² при оптимальном увлажнении 6%.

При механическом разрушении поверхности и скорости ветра более 4 м/с орошение водой поверхности рабочих площадок нужно вести три раза в смену с расходом воды 3 дм³/м² или же один раз в сутки — раствором 0,1% НЧК и 3% раствором хлористого кальция.

На карьерных дорогах нужно вести периодическую уборку штыба и мелочи с поверхности дорог. При отсутствии средств борьбы с пылью предельная скорость движения автомашин — 5 км/ч. Эффективную обработку карьерных дорог нужно проводить гранулированным хлористым натрием или кальцием с расходом 400 г/м². Срок действия 30% хлористого кальция — четыре дня без ограничения скорости движения машин. Орошение через каждые 2 ч дорог водой с расходом 3 дм³/м². Оптимальное увлажнение — 8%. Допустимая предельная скорость движения автомашин — 15 км/ч. ПДК обеспечивается при скорости 10 км/ч.

При отвальных работах нужно вести периодическое орошение действующих отвалов 0,1% раствором НЧК с расходом 2 дм³/м²: при скорости ветра менее 4 м/с — один раз между сменами; при скорости ветра более 4 м/с — через каждые 2 ч. Орошение недействующих отвалов следует осуществлять водой раз в неделю.

С целью экономической оценки эффективности применения орошения определим годовую стоимость затрат на гидрообеспыливание.

Гидрообеспыливание. Экономия от применения орошения составит:

$$\Delta = P_{\text{общ}} - Z_{\text{общ}}, \text{ руб.}, \quad (1)$$

где $P_{\text{общ}}$ — общая экономия от орошения; $Z_{\text{общ}}$ — общие затраты на приобретение и обслуживание оросительных установок для всего карьера.

Общая экономия от орошения равна:

$$P_{\text{общ}} = P_3 + P_m + D_n, \text{ руб.}, \quad (2)$$

где P_3 — годовая экономия твердого сплава при применении орошения водой; P_m — годовая экономия электроэнергии при орошении водой; D_n — общая экономия за счет ликвидации простоев при орошении водой.

Годовая экономия твердого сплава равна:

$$P_3 = P_c - P_m, \text{ руб.}, \quad (3)$$

где P_c и P_m — соответственно стоимость твердого сплава, расходуемого в течение года при работе машин без орошения и с орошением.

Стоимость твердого сплава равна:

$$P_c = A \cdot T \cdot R, \text{ руб.}, \quad (4)$$

где A — годовая производительность карьера, тыс. шт. камня; T — расход твердого сплава на выпиливание 1 тыс. шт. камня, кг; R — стоимость 1 кг твердого сплава равна 14 руб.

Годовая стоимость электроэнергии при выпиливании камня без орошения

$$P = AVDC, \text{ руб.}, \quad (5)$$

где V — объем одного камня, равный 0,013 м³; D — расход электроэнергии на выпиливание 1 м³ массива, равный 9,9 кВт/ч; C — стоимость кВт/ч электроэнергии, руб.

По данным исследований, при орошении водой на Карадагском карьере производительность камнерезной машины увеличивается на 6%. Исходя из этого, снижение расхода электроэнергии принимаем равным 6%. Следовательно, расходы на электроэнергию в течение года орошения водой снизятся на

$$P_m = \frac{P_c \cdot 6}{100}, \text{ руб.}, \quad (6)$$

Для оценки экономической эффективности проводимых мероприятий необходимо учитывать не только прямые доходы, связанные с сокращением простоев, повышением производительности труда, уменьшением профессиональной заболеваемости, но также и специальные и психологические аспекты, не поддающиеся экономическому учету, но, безусловно, играющие значительную роль в деятельности предприятия в целом.

Экономический эффект от сокращения простоев

$$\Delta \Delta = \sum (P_1' - P_2') b'', \text{ руб.}, \quad (7)$$

где P_1' и P_2' — число часов простоя предприятия при отсутствии профилактических мероприятий и при их проведении; b'' — стоимость одного часа простоя того или иного агрегата или механизма.

При отсутствии средств борьбы с пылью общие экономические потери за счет простоев составят:

$$D_n = P_1 (b_k N_k + b_3 N_3 + b_6 N_6 + b_{ak} N_{ak} + b_{ac} N_{ac} + b_3 N_3), \text{ руб.}, \quad (8)$$

где P_1 — число часов простоя карьера при отсутствии средств борьбы с пылью, ч; $b_k, b_3, b_6, b_{ak}, b_{ac}, b_3$ — соответственно фактическая стоимость простоев оборудования в течение одного часа для камнерезной машины, экскаватора, бульдозера, автокрана, автосамосвала и загрузчиков камня; $N_k, N_3, N_6, N_{ak}, N_{ac}, N_3$ — соответственно число указанных выше механизмов и загрузчиков;

По нашим данным, простой из-за ветра для карьеров прибрежной зоны составляют 58 дней, или 1392 ч в год;

Суточный расход воды при увлажнении горной массы для камнерезных машин в отвалах и на карьерных дорогах можно определить по формуле:

$$Q = S \cdot q \cdot m \cdot n, \text{ м}^3, \quad (9)$$

где S — орошаемая площадь карьера, м²; q — расход воды, дм³/м²; m — количество поливов в смену; n — число смен работы.

Затраты на орошение водой при различных технологических процессах составят:

$$B = Q \cdot k \cdot c, \text{ руб.}, \quad (10)$$

где Q — суточный расход воды при различных технологических процессах, м³; k — количество дней при использовании орошения в течение года; c — стоимость 1 м³ воды, руб.

Гидрообеспыливание 0,1% раствором НЧК. Условно принимаем, что общая годовая экономия ($P_{\text{н общ}}$) от применения 0,1 раствора НЧК в орошения пресной водой, одинакова, т. е.

$$P_{\text{н общ}} = P_{\text{в общ}}, \text{ руб.}, \quad (11)$$

Затраты на воду при использовании 0,1% раствора НЧК при различных технологических процессах составят:

$$B = k(Q_v \cdot c_v + Q_n \cdot c_n), \text{ руб.}, \quad (12)$$

где k — количество дней использования орошений в течение года; c_v — стоимость 1 м³ воды; c_n — стоимость 1 т НЧК.

Сравниваются полученные данные и выбирается экономичное эффективное средство борьбы с пылью.

Литература

1. Никитин В. С., Битколов Н. З. Проветривание карьеров. М., «Недра», 1975.
2. Чулоков П. Ч. Теория и практика обеспыливания атмосферы карьеров. М., «Недра», 1973.

Н. М. Каримов

ДАШ КАРХАНАЛАРЫНДА ТОЗА ГАРШЫ МУБАРИЗЭНИН ИГТИСАДИ ЭФФЕКТИВЛАЙНИН ГИЙМЭТЛЭНДИРИЛМЭСИ

Мэгалэдэ истейсалат вэ лабораторија шэрантиндэ апарылан тэчрүбэ ишлэринин нэтичэлэри верилиншидир.

Това гаршы су вә 0,1%-ли НГК (нейтралашдырымыш гара контакт) мәнлулары васитәсилә мубаризә үсулларынын мугәјисәси вә онларын игтисади мәнәтдән гүјмәтләв-дирилмәси методикасы ишләниб һазырланмышдыр.

N. M. Kerimov

ECONOMIC EVALUATION STRUGGLE EFFECTIVENESS WITH DUST ON STONE QUARRIES

The results of experimental works carried out in production and laboratory conditions are given in the article. Comparative evaluation of hydrogenation by water and 0.1 per cent of neutralized black contact solution is given and method of economic evaluation of struggle effectiveness with dust on stone quarries is developed.

УДК 556,3 (282.247.411)

А. А. МУСАЕВ, П. М. КЕРИМОВ, А. М. ПАНАХОВ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ДОЛИНЫ РЕКИ КАРҚАРЧАЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Развитие народного хозяйства Азербайджана тесно связано с использованием водных ресурсов как для орошения, так и для водоснабжения городов и промышленных объектов. В водном балансе республики немаловажное значение имеют также подземные воды, которые широко используются в различных областях народного хозяйства. В последние годы много внимания уделяется изучению и эксплуатации пресных подземных вод речных долин. В связи с этим изучение предгорных речных долин имеет актуальное значение.

Одним из таких объектов является долина р. Каркарчай, являющейся правым притоком р. Куры. Каркарчай дренирует подземный и поверхностный стоки восточной части Малого Кавказа. Ширина долины реки в предгорной полосе, от сел. Асрерана до гор. Агдама, превышает 1,5 км. Площадь водосбора 783 км². По водному режиму река относится к группе рек с паводковым режимом в теплое время года. Среднегодовой расход реки — 2,78 м³/с, максимальный — 9,18 м³/с (май), минимальный — 0,79 м³/с (январь). В основном питание реки происходит за счет дождевых вод (47%). Роль талых и подземных вод в питании реки почти одинакова (20—30%). Вода гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией 0,3—0,4 г/л. Климат района умеренно теплый с сухой зимой. Многолетняя среднегодовая температура воздуха 11°C, среднегодовое количество атмосферных осадков — 543 мм.

В геологическом строении бассейна р. Каркарчай принимают участие отложения мезозоя, которые характеризуются от весьма плотных до интенсивно трещиноватых, местами закарстованных. Эти отложения выражены порфиритами, туфопесчаниками, песчаниками, туфоконгломератами, известняками, доломитами, глинистыми сланцами и т. д. Величина водопроницаемости и водообильности указанных пород изменяется в широких пределах. В силу резкой расчлененности рельефа в горной зоне единого выдержанного водоносного горизонта не отмечается и потоки подземных вод дренируются речной сетью.

Вулканогенно-туфогенные породы характеризуются очень низкими фильтрационными свойствами, а также слабой водообильностью. Большую роль в водообильности указанных образований играет степень трещиноватости. В зоне резкого расчленения эти отложения способствуют высокому коэффициенту поверхностного стока. Родники, приуроченные к этим трещинам, характеризуются равномерным дебитом, порядка 0,2—0,5 л/с, обусловленным климатическими условиями и продолжительностью снежного покрова.

Высокими коэффициентами фильтрации и водообильностью отличаются карбонатные породы. Высокая плотность и трещиноватость карбонатных пород почти всегда обуславливает их водоносность. Значи-

тельную роль при этом играет наличие водоупора, представленного осадочно-пирокластической фацией. Поэтому в зоне развития отложений этой фации, где они контактируются с трещиноватыми карбонатными отложениями, встречаются многочисленные и высокодебитные родники. Карбонатные породы крутых складок и пригребневых частей отрогов почти безводны. В отдельных случаях встречаются родники с незначительным дебитом.

Трещинно-жильные воды, встречающиеся в виде маломощных спорадических потоков, дренируются р. Каркарчай и ее притоками. Однако их значение в питании подруслового потока незначительно и модуль стока не превышает 1 л/с·км².

Долина реки в исследуемой зоне выполнена современными аллювиальными образованиями. Борта долины сложены аллювиально-пролювиальными отложениями, представленными гравийно-галечниковым материалом. Мощность этих водообильных отложений в районе с. Аскеран не превышает 60 м. Однако к северу, в сторону гор. Агдам, вдоль левого берега реки в древних руслах, вследствие крутого падения коренного ложа, мощность этих водоносных отложений доходит до 170 м.

Аллювиально-пролювиальные отложения распространены в долине левого безымянного притока р. Каркарчай, слагая его конус выноса. Эти отложения слабо водообильны. Удельный дебит отдельных разведочных скважин, пробуренных в этих отложениях, варьирует в пределах 0,05—0,15 л/с·м при величине водопродимости — 20—43 м²/сут. Эти воды мало перспективны для эксплуатации.

Аллювиальные отложения р. Каркарчай представлены гравийно-галечниковыми образованиями с песчаным заполнителем. Коэффициент их фильтрации изменяется в пределах 13,5—31,5 м/сут. Глубина залегания грунтовых вод составляет 0,00—1,65 м при мощности водоносного горизонта 100—170 м. Направление потока соответствует уклону реки (0,009—0,01). Дебит разведочных скважин колеблется в пределах 18—24 л/с, при удельном дебите 6,22—12,2 л/с·м. Величина водопродимости варьирует в пределах 1543—2785 м²/сут. Вода пресная, минерализация ее изменяется в пределах 0,4—0,8 г/л. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатно-кальциевые. В отдельных случаях наблюдается увеличение содержания ионов SO₄ и Mg. Реже встречаются сульфатно-натриевые воды. Изменения химического состава и минерализации подземных вод, как и их уровень режим, всецело связаны с гидрологическим и гидрохимическим режимом реки.

Содержание микроэлементов в подземных водах бассейна р. Каркарчай во всех случаях ниже предела допустимой концентрации.

В санитарном отношении подземные воды хорошего качества. Изучение подруслового потока р. Каркарчай в разведочном створе, расположенного у с. Аскеран, показало, что при ширине подземного потока 1,5 км и мощности водоносного горизонта 60—70 м, расход его составляет 323,5 л/с. Уклон подземного потока равен 0,012.

Для подсчета запаса подземных вод долины р. Каркарчай нами приняты следующие гидрогеологические расчетные параметры (таблица).

При подсчете эксплуатационных запасов подземных вод гидрогеологические условия схематизированы в виде пласт-полосы с границей постоянного напора (линия параллельная р. Каркарчай—ширина 500 м) и непроницаемой границей (контур уменьшения величины водопродимости аллювиальных отложений до 50 м²/сут.).

В связи с развитием промышленности в бассейне р. Каркарчай в

Эффективная мощность водоносного горизонта, м	Допустимое понижение уровня воды S _к = 0,5 Н, м	Коэффициент фильтрации, м/сут.	Коэффициент проницаемости, м ² /сут.	Коэффициент отдачи	Величина уровня проницаемости, м ² /сут.
87,8	43,9	16,7	1470	0,2	7,3×10 ³

растущей потребности в пресной воде проводимые исследования приобретают важное значение.

Подсчет запасов подземных вод долины р. Каркарчай показывает, что при допустимом понижении уровня подземных вод (44 м) можно добывать более 100 м³ воды в сутки. Достаточно отметить, что перспективный план потребности в воде на хозяйственно-питьевые и технические нужды строящихся объектов составляет не более 10% от подсчитанного общего запаса подземных вод долины р. Каркарчай.

Э. А. Мусаев, П. М. Керимов, А. М. Панатов

ГАРГАРЧАЈ ДЭРЭСИН ИН ГЕОЛОГИЯСЫН СУЛАРЫН ЭМЭЛЭЖЭЛМЭ ВЭ ЯАЙЛАМА ХҮСҮСИЙЭТ-ЛЭРИН ИСТИФАДЭ ЕДИЛМЭСИ ПЕРСПЕКТИВЛЭРИ

Мөгалэдэ Гаргарчај дэрэси геологисын интишар тапдыгы аллувиал чөкүйтү-лэрин сукечиричилији, галынлыгы, жатагалты суларын эмэлэжэлмэ вэ жајылама хүсүсийэт-лэри хагында этрафлы мө думат верилир. Эразинин гидрогеоложи шэрантинин тэдгиги нэтижесинде геологисын ентижаты мүэјјэнлэшдирилмишир.

A. A. Musayev, P. M. Kerimov, A. M. Panakhov

UNDERGROUND WATERS OF THE KARKARCHAY RIVER VALLEY AND PERSPECTIVES OF THEIR USE

Conditions of formation and expansion of underground water of Karkarchay river valley, thickness and filtrational properties of alluvial deposits are described in the article.

Fulfilled investigations gave an opportunity to estimate the ground water resources of the valley.

УДК 551.763.333

Р. О. КОШКАРЫ

ПОРОДООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗВЕСТКОВОГО НАНОПЛАНКТОНА В РАННЕПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ

Как известно, древние осадочные породы более чем на половину состоят из карбонатных осадков. Широкий круг исследователей занимается вопросами выяснения процессов карбонатообразования. На долю карбонатных отложений биогенного типа приходится более 95% современных карбонатных отложений пелагиали [1], причем основная роль в биогенном осадконакоплении здесь принадлежит планктонным организмам, в первую очередь фораминиферам и нанопланктону.

В исследованном палеогеновом бассейне Среднекуринской депрессии, Агджакендского и Ордубадского прогибов выявлены большие скопления планктоногенных карбонатных организмов. Среди них известковый нанопланктон занимает особое место. Являясь исключительно морскими организмами, сильно развиваясь в бассейнах экваториальных и умеренных широт, известковый нанопланктон практически встречается на всех широтах при температуре не ниже 2°C. В процессе осадконакопления он является одним из основных поставщиков карбонатного материала [1]. Этим и объясняются нередкие находки в пределах изученных нами районов чисто кокколитофоридовых или чаще фораминиферо-кокколитофоридовых типов осадков.

Практически остатки кокколитов в малом или большом количестве присутствовали во всех опробированных образцах. В значительном числе образцов на известковый нанопланктон приходилось более 10% осадка. Самые обильные скопления этих ископаемых почти повсеместно были приурочены к сильно известковистым глинам, мергелям и биогенным известнякам.

Интересные сообщения приведены Бакри [2], изучившим вопросы проникновения кокколитов в Черное море с мирового океана. Обнаруженные в Черном море тонкозернистые кальцитовые осадки после исследований под сканирующим и трансмиссионным электронными микроскопами, имеют биогенное происхождение и состоят почти исключительно из панцирей *Emiliania huxley* (Lohman).

Если для мезозоя характерно обилие нанопланктона в позднемеловую эпоху, то для кайнозоя особо можно выделить эоценовую эпоху. «Хотя в эоцене дело не дошло до образования типичного писчего мела, но мелоподобные мергели распространены на всех континентах» [3]. Именно в эоцене получает развитие большое количество различных групп нанопланктона, условно отнесенных к кокколитофоридам. Это, во-первых, дискоастеры, характерные в основном для палеогеновых отложений, во-вторых, сфенолиты, нанинфулы, рабдосферы, пенталиты и др. Вместе с кокколитами данные группы принимают активное участие в образовании эоценовых пород.

В Среднекуринской депрессии фораминиферо-кокколитофоридовые осадки приурочены в основном к мергельным слоям верхнего эоцена и верхнего палеоцена. На территории Ордубадского синклинория такие осадки обнаружены как в среднем эоцене по разрезу Джараджур, где они приурочены к сильно известковистым глинам, так и в нижнем эоцене и в верхнем палеоцене разреза Керимкулидиза, где они составляют значительную биогенную массу известковистых песчаников, мергелей и песчанистых известняков.

Как видно из вышеизложенного, большие скопления нанопланктона в пределах изученных регионов наблюдались в довольно разнофациальных типах осадков. В большей части нижнепалеогеновых разрезов Среднекуринской депрессии и Ордубадского прогиба проводилось параллельное изучение нанопланктона и планктонных фораминифер. Почти всегда обильным находкам планктонных фораминифер сопутствовала богатая флора нанопланктона и, наоборот, отсутствию планктонных фораминифер соответствовал обедненный комплекс нанопланктона. Это говорит о едином участии двух основных групп планктона в карбонато-накоплении. Малые размеры и очень устойчивая форма панцирей коккосфер-крошечных кокколитов очень удобны для захоронения. Возможно, поэтому иногда удается наблюдать только кокколитовый тип осадка, где значительно более крупные и менее устойчивые камеры фораминифер отсутствуют. Определенная часть исследованных образцов представляла собой детрит-породу, сложенную из фрагментов панцирей фораминифер и нанопланктона различной степени цементации.

Приведенные Бурнс [4] данные по выяснению численности и видового состава ассоциаций наноостатков в осадках от континентального шельфа до открытой части бассейна показывают, что изменения в количестве нанофоссилий, приуроченных к шельфовым осадкам склона и возвышенностей, довольно существенные.

В пределах Ордубадского прогиба и Среднекуринской депрессии также удалось проследить изменчивость содержания нанопланктона при переходе от прибрежных осадков к глубоководным. Прибрежные осадки, изученные по Ордубадскому прогибу, в большом количестве содержат разнообразных представителей родов *Sphenolithus*, *Braarudosphaera*.

В разрезе Парадаш-2 в отдельных образцах было обнаружено большое количество прибрежных форм родов *Pemina*, *Micrantholithus*, *Braarudosphaera*, *Helicopontosphaera* и др. Их участие в породообразовании здесь значительно выше, чем у представителей кокколитофорид. В глубоководных осадках, изученных в Агджакендском прогибе (разрезы Шорбулаг, Дозулар) и по Среднекуринской депрессии, в большей части образцов в породообразовании участвуют в основном кокколитофориды, в меньшей — дискоастеры, а участие пенталитов, сфенолитов и других групп нанопланктона очень незначительно.

Остатки панцирей известкового нанопланктона довольно стойки к растворению, поэтому мы имеем возможность наблюдать целые кокколиты и очень редко коккосферы, так как последние после гибели клетки на глубине 200 м распадаются на отдельные щитки (1). Данные по количественному содержанию известкового нанопланктона в осадках, приводимые различными исследователями по многим регионам мира, подтверждают интенсивное участие данной группы в осадконакоплении. Например, для экваториальной части Тихого океана в 1 л воды зафик-

сировано до 1,6 мл клеток [5], а в Атлантическом океане в 1 м³ 3 млрд. [3].

В целях выяснения порообразующего значения нанопланктона в изученных районах был произведен подсчет процентного содержания его в породе. Подсчет производился под обычным биологическим микроскопом при увеличении в 1350 раз, по широко применяемому в практической петрографии планиметрическому методу. В результате подсчетов установлено существование прямой пропорциональной зависимости между карбонатностью породы и содержанием в ней остатков известкового нанопланктона.

Особо обильные образцы были также исследованы под электронным микроскопом. Результаты исследований значительно обогатили наше представление о порообразующей роли нанопланктона. В итоге были выявлены образцы пород, состоящие в основном из остатков панцирей коккосфер. Многочисленные представители кокколитофоров составляют основную массу этих ископаемых, остальная же часть приходится на дискоастериды и другие группы известкового нанопланктона неясного систематического положения.

Литература

1. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
2. Вукгу D. Coccolith intrusion in the Black Sea since the ice age. Okeanus, 15, N. 4, p. 21—22.
3. Шуменко С. И. Тез. докл. XXI сессии ВПО. Л., 1978.
4. Burns D. A. Structural analysis of flanged coccoliths in sediments from the SW Pacific ocean. ESP. Micropal, v. 5, N. 1, 1973.
5. Семин Г. И. Планктон Тихого океана. М., «Наука», 1974.

Р. О. Гошкарлы

ЭНЭНКЛИ НАНОПЛАНКТОН ГАЛЫГЛАРЫНЫН АЛТ ПАЛЕОЖЕН ДӨВРҮНДЭ СҮХУРЭМЭЛЭКЭТИРМЭ ПРОСЕСИНДЭ РОЛУ

Мөгалэдэ Орта Күр депрессиясы, Агчакэнд вэ Ордубад чөкөкликлериндэ јайылмыш палеожен чөкүнтүлэриндэки энэнкли нанопланктон галыгларынын өјрөнилмэси эсасында, һәмин груп организмлеринин Алт Палеожен дөврүндэ сүхурэмэлэктирмэ ролу эсасландырылдыр.

Бэзи рајонларда кокколитофорид вэ ја фораминифералы-кокколитофорид типли чөкүнтүлэрини даһа ээнки јайылма саһэлэри ашкар едилмшдир.

R. O. Koshkarly

ROCKFORMING ROLE OF CALCAREOUS NANNOPLANKTON IN EARLY PALEOGENE EPOCH

The important rockforming role of calcareous nannoplankton in early Paleogene epoch is based on the studying of their Paleogene sediments of Middle Kura depression, Agdjakend and Ordubad cavings.

Particularly abundant sediments pertaining to coccolithophorids or foraminifera-coccolithophorids types of sediments were revealed in some regions.

МҮНДЭРИЧАТ

Э. Ч. Султанов, Э. Ж. Кравчински. Эһатэ саһэдэ алт гырымыз рэнкли чөкүнтү коллекторларынын јерләшмэси ганунаујунлуларынын Чөнуби Хэзэрин шэрг шелфинэ екстраполјасиянын мүмкүнлүјү мәсэлэсинэ даир	3
С. Э. Маһмудов, М. Н. Мәммэдов. Кэлбэчэр төрэмэ чөкөклијин дөрдүнчү дөвр гэлэви базалт формасиясындакы дэринлик минерал вэ сүхур эләвэлэри	10
В. Ј. Кэримов. Азэрбајчанын мезозој чөкүнтүлэриндэ стратиграфик вэ литоложи типли нефт вэ газ тэпэлэри ахтарышынын литоложи-стратиграфик эсасы	21
М. И. Рүстэмов, Т. М. Тхостов. Калдерлэрин кенетик хүсусијјэтлэри вэ тэснифаты	27
С. Э. Элизадэ. Хэзэрэтрафы саһэлэрдэ Дөрдүнчү дөвр дэниэлэринин трансгрессия вэ регрессия сәбәблэри һаггында	35
Х. Элијулла, А. Р. Эзизбэјова, А. Э. Рәһимли. Кичик Гафгазын үст тәбашир фораминифер вэ нанопланктон зоналарынын гаршылыглы мүнәсибэти	46
А. И. Казинтсова, Э. Б. Аббасов. Кичик Гафгазын үст тәбашир јашлы шүалыларынын јени нөвлэри	52
Ш. Э. Бабајев. Микропалеонтолокијада ријази методларын тәтәбигинэ даир	59
Ф. Т. Гулијев, Е. Г. Күл, А. Б. Мәммэдов. Макросејсмик мәлуматлара эсасэн сејсмик микрорајонлашдырма	65
Г. В. Мустафајев. Азэрбајчанын металлоксеник рајонлашдырылмасына даир	71
Ч. М. Сүләјманов, Е. А. Мкртычјан. Минкәчевир су һөвзәси мүасир диб вэ саһил зонасы чөкүнтүлэринин эмәлэ кәлмэ хүсусијјэтлэри	78
Ф. С. Элијев, Р. Ј. Јәһјајев, Ј. Г. Јагубов. Бақыда јералты суларын рационал истифада олунмасы илә эләгәдар кеоложи мүһитин мүһафизэсинин бәзи мәсәлэлэри	85
Ф. Ш. Элијев, Н. А. Мусајев. Мил дүзүни гидрокеоложи-мелиоратив шэраитинэ антропоген амиллэрин тәсири	92
Һ. А. Мустафајев. Дағыстанын Јура чөкүнтүлэриндэ галлиумун јайылмасына даир	99
Е. С. Сүләјманов, Т. Н. Нәсибов, В. К. Рамазанов, С. А. Абасов. Офиолит комплекс илә эләгәдар гызыл тәзәһүрлэри һаггында	105
Н. М. Кэримов. Даш карханаларында тоза гаршы мүбаризэнин игтисади ефективлијинин гижмәтләндирилмәси	110
Э. А. Мусајев, П. М. Кэримов, А. М. Пәнаһов. Гаргарчај дәрәсинин јералты суларын истифада едилмәси перспективлэри	115
Р. О. Гошкарлы. Эһэнкли нанопланктон галыгларынын Алт Палеожен дөврүндэ сүхурэмэлэктирмэ просесиндэ ролу	118

СОДЕРЖАНИЕ

А. Д. Султанов, Э. Я. Кравчинский. К вопросу возможности экстраполяции закономерностей размещения коллекторов нижнекрасноцветных отложений в обрамлении на восточный шельф Южного Каспия и оценка перспектив его нефтегазоносности	3
С. А. Махмудов, М. Н. Мамедов. Глубинные включения в породах четвертичной щелочно-базальтовой формации Кельбаджарской наложенной мульды	10
В. Ю. Керимов. Литолого-стратиграфические критерии поисков стратиграфических и литологических ловушек нефти и газа в мезозойских отложениях Азербайджана	21
М. И. Рустамов, Т. М. Тхостов. Генетическая характеристика кальдер и их классификация	27
С. А. Ализаде. О причинах трансгрессий и регрессий четвертичных морей Каспийской области	35
Х. Алиюлла, А. Р. Азизбекова, А. А. Рагимли. Соотношение фораминиферных и нанопланктонных зон верхнего мела Малого Кавказа (Азербайджан)	46
Л. И. Казинцова, А. Б. Аббасов. Новые представители позднемеловых радиолярий Малого Кавказа	52
Ш. А. Бабаев. К применению математических методов в микропалеонтологии	59
Ф. Т. Кулиев, Э. К. Гюль, А. Б. Мамедов. Сейсмическое микрорайонирование по макросейсмическим данным на примере Газли и Бухары	65
Г. В. Мустафаев. К металлогеническому районированию Азербайджана	71
Д. М. Сулейманов, Э. А. Мкртычан. Особенности формирования береговой зоны и современных донных осадков Мингечаурского водохранилища	78
Ф. С. Алиев, Р. Ю. Яхьяев, Ю. Г. Якубов. Некоторые вопросы охраны геологической среды в связи с рациональным использованием подземных вод территории Баку	85
Ф. Ш. Алиев, Н. А. Мусаев. Влияние антропогенных факторов на гидрогеолого-мелиоративные условия Мильской степи	92
Г. Л. Мустафаев. О распределении галлия в юрских отложениях Дагестана	99
Э. С. Сулейманов, Т. Н. Насибов, В. Г. Рамазанов, С. А. Абасов. О золотопроявлениях в связи с офиолитовым комплексом	105
Н. М. Керимов. Экономическая оценка эффективности борьбы с пылью на каменных карьерах	110
А. А. Мусаев, П. М. Керимов, А. М. Панахов. Подземные воды долины реки Каркарчай и перспективы их использования	115
Р. О. Кошкарлы. Породообразующее значение известкового нанопланктона в раннепалеогеновую эпоху	118

Сдано в набор 31/VIII-1981 г. Подписано к печати 15. I 1982 г. ФГ 04114. Формат бумаги 70×100^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура шрифта академич. Печать высокая. Печ. лист 10,85. Уч. изд. лист 9,31. Тираж 615. Заказ 395. Цена 80 коп.

Издательство «Элм».

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

Типография АН Азербайджанской ССР, Баку, проспект Нариманова, 31.

80 гэл.
коп.

Индекс
76397