

77-169/2  
2

ISSN 002—3124

АЗƏРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫ  
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

---

# ХƏБƏРЛƏР ИЗВЕСТИЯ

Ј Е Р Е Л М Л Ə Р И  

---

Н А У К И О З Е М Л Е

2 • 1983

УНБ

АЗƏРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Э Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

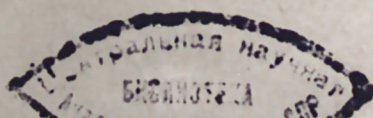
★

СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

№ 2

1983

«ЕЛМ» НƏШИЈАТЫ—ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЭЛМ»  
БАҚЫ—БАҚУ



Б. А. БУДАГОВ

УДК 551.435.6

## ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ И ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОПОЛЗНЕЙ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

### 1. История исследования

Изучение причин возникновения и развития оползней на территории Азербайджанской ССР приобретает все более важное значение, однако им посвящены немногочисленные научные работы. Работы по оползням Азербайджанской ССР можно отнести к двум этапам изучения. Первые из них относятся к периоду до 1950 г., когда оползнями был нанесен ущерб отдельным народнохозяйственным объектам и разрушен ряд селений. Второй этап связан с планомерным изучением строения рельефа республики среднемасштабной геоморфологической съемкой. Этот этап начался в 1951—1952 гг. и продолжался до 1965 г., когда вся горная территория республики была покрыта среднемасштабной геоморфологической съемкой. Начиная с 1966 г. проводились крупномасштабные геологические и геоморфологические съемки, охватывающие отдельные части горной территории. В них принимали участие сотрудники управления СМ Азербайджанской ССР по геологии, институтов геологии и географии АН Азербайджанской ССР и других организаций. Оползни территории Азербайджанской ССР изучались в различные годы отдельными исследователями.

В середине апреля 1943 г. в бассейне р. Атачай возникли крупные оползневые движения, которые были обследованы А. А. Ализаде, М. А. Кашкаем, М. Д. Заири [1]. Авторы описали геологическое строение, характер развития оползней и обвалов в Хизинском районе, причины их возникновения, археологические находки, обнаруженные на оползневых участках в Ю. Фындыгане, а также рекомендовали ряд мер борьбы с ними. К причинам образования оползней и обвалов в Хизинском районе были отнесены повторяющиеся сильные снегопады или дожди в совокупности со следующими геоморфологическими особенностями местности: а) наличие делювиальных отложений свыше 30 м; б) преимущественное распространение пластичных глинистых пород апта-баррема; в) пересеченный рельеф с пологой поверхностью (10—15°), согласно падению нижнемеловых слоев; г) частые уступообразные формы поверхностей склонов, вследствие чего родниковые воды выступают в более высоких участках и этим обуславливают заболоченность отдельных участков; д) обильные снегопады и дожди, которые дают большое количество воды, проникающей по трещинам в подпочвенные слои; е) тектонические нарушения как местного, так и регионального значения» [1, стр. 39]. При известных благоприятных условиях (дождь, снегопад и др.) землетрясения также могут явиться причиной начала оползня, так как Хизинский район попадает в одну

пз наиболее интенсивно проявляющихся сейсмических областей Азербайджана [1, стр. 59].

Авторы довольно интересной статьи, исходя из частного проявления оползней различного масштаба, а также ущерба, нанесенного ими селам, посевам, площадям и дорогам, считают необходимым проведение в дальнейшем «специальных исследований в Хизинском и сопредельных районах для принятия необходимых предупредительных мер, как это делается в районах классических оползней на побережье Черного моря, р. Волги, в Крыму, затем в Альпах, Швеции и т. д.» [1, стр. 63]. Следует отметить, что с 1943 г. в области исследования оползней нет каких-либо существенных сдвигов, которые были бы значительны как в отношении теории прогноза их возникновения, так и рекомендации эффективных мер борьбы с ними на территории Азербайджанской ССР.

Н. К. Керемов [16] описал ряд оползней-потоков и оползневых участков в Хизинском районе, куда входили, по его данным, бассейны р. Гильгильчай, Атачай, Тугчай (Тыхчай) и Чикилчай (Чекилчай). По его сообщению, в апреле 1943 г. активизировались оползни Нохурлар Дивичинского района, расположенного на северном склоне г. Агдаг.

Самый крупный оползень здесь произошел в 1920—1921 гг., в результате с. Беюк-Ахмедюрд было полностью переселено на новое место. По Н. К. Керемову, в мае 1908 г. в с. Старый Тирджан произошел крупный оползень длиной до 5 км, шириной 2,5 км, полностью снесший в течение трех суток с. Тирджан с населением 1500 человек. Вследствие оползней с. Тирджан два раза меняло свое место.

В статье Н. К. Керемова [17] имеется ряд ценных сведений об образовании оползневых озер в различных районах юго-восточного Кавказа, а также некоторые сообщения об оползнях южного склона Большого Кавказа.

Ш. Б. Керимов, находясь в составе геоморфологической экспедиции Института географии АН СССР в качестве коллектора, работал под нашим руководством на северном склоне юго-восточного Кавказа. На основании материалов, собранных в период экспедиции, он опубликовал статью [18], в которой дано схематическое описание оползня-потока Атуч, а также освещена общая картина оползня на левом склоне этой реки. Атучский оползень начинался с 1795 м абсолютной высоты и на расстоянии 1,5 км протягивался до русла р. Вельвеличай.

В работах Б. А. Будагова [4, 5] подробно рассмотрены оползни северного склона юго-восточного Кавказа. После обзора предшествующих литературных источников автором рассмотрены площадные оползни, представленные древнезакрепленными и молодыми оползнями, оползнево-селевыми потоками (оползни-потоки), оползне-обвальные явления. К причинам интенсивного проявления оползней на указанной территории были отнесены: состав горных пород, интенсивность складчатости, осложненной тектоническими надвигами, разрывами и трещинами, наличие выходов грунтовых вод, выпадение обильных атмосферных осадков, крутизна склонов долин, повышенная сейсмичность и большие мощности склоновых отложений. В работах рекомендован ряд мер по борьбе с оползнями (проведение каналов для отвода грунтовых и поверхностных вод, штолен и галлерей,

спуск вод существующих на оползнях озер и облесение склонов). В них дана карта-схема оползней северного склона юго-восточного Кавказа, схемы Ерфинского, Атучского и Халанджского оползне-селевых потоков, составленные на основании полевых материалов автора с использованием аэрофотосъемок, проведенных в 1953 г., и разработаны к ним легенды. В дальнейших своих исследованиях Б. А. Будагов собрал и обобщил значительный материал по оползням не только северного склона, но и южного склона юго-восточного Кавказа [10]. Он подробно обследовал оползни южного склона Большого Кавказа, по своим морфологическим особенностям заметно отличающиеся от оползней других территорий юго-восточного Кавказа. Им были выявлены не только общая площадь оползней, но и причины их возникновения. Следует отметить, что южный склон имеет очень сложное тектоническое строение. Здесь горные породы юры и мела собраны в узкие складки, пересеченные первичными и вторичными тектоническими трещинами: тектонические зоны ограничены разломами, надвигами, флексурами, которые обусловили ступенчатое строение горного рельефа. Нами были впервые установлены живые гравитационные неотектонические трещины, еще более осложнившие строение современного рельефа, а также усилившие серию современных экзогенных рельефообразующих процессов, что обусловило появление мощных оползней, подпитывающих сели твердыми частицами раздробленных горных пород [6, 7, 10].

В работе Б. А. Будагова и А. А. Микаилова [8] на основании полевых материалов 1960—1965 гг. изложены основные особенности оползней южного склона юго-восточного Кавказа. Общая площадь оползней на этой территории достигает 1640 км<sup>2</sup>. Даны основные особенности оползней, образованных в 1963—1965 гг. в бассейнах р. Гирдыманчай Ахсу, Пирсаатчай и Сумгаитчай (верховья р. Чикилчай и Козлучай).

В период полевых исследований Б. А. Будагова и А. А. Микаилова [8] появились новые, ранее не существующие оползни-потоки на правом склоне долины р. Гирдыманчай (против с. Лагич и Арагит), на левом склоне долины р. Вельвеличай (у с. Ферек), которые соответственно названы Лагичским и Ферекским оползнями-потоками. Оползень-поток Агишгын (левый склон долины р. Гирдыманчай) у местности Нохурлар был покрыт лесом, где возраст отдельных деревьев превышал 70—80 лет. В 1973 г. произошло мощное движение оползня-потока, который снес все покрывающие его леса, вынес колоссальный объем грязевого потока в русло р. Гирдыманчай. Интенсивность движения не затухала от амфитеатра оползня до восточной оконечности его древнего потока. Новые оползневые террасы создали ступенчатость на поверхности этого оползня-потока. На склонах долин среднего и верхнего течения р. Гегчай, Гирдыманчай, Пирсагатчай, Сумгаитчай, Тугчай, Атачай, Гильгильчай, Вельвеличай, Карачай, Кудиалчай и др. появились новые площадные оползни и оползни-потоки. Таким образом, на всей горной территории республики, особенно в среднегорном поясе, оползни получили широкое распространение. Этот процесс начался во второй половине 1963 г. и продолжался три года, после чего наступило постепенное затухание. Оживление оползней по всей республике наблюдалось в 1943, 1963 и 1981 гг., когда среднегодовая норма осадков увеличивалась в 1,5—2 раза.

Одним из интенсивных оползневых районов юго-восточного Кавказа является бассейн р. Атачай, где помимо площадных оползней имеются оползни-потоки Бахышлы, Халадж, Юхары Фындыган, Тумарханлы, Бекахмедюрд. Исследованием оползней бассейна р. Атачай вообще и оползня-потока Халадж занимались Б. А. Будагов, Н. Ш. Ширинов [9]. Особое внимание было уделено изучению оползня-потока (оползне-селевого потока), план которого был снят в августе 1954 г. Н. Ш. Шириновым и Ш. Б. Керимовым. Длина Халаджского оползня-потока достигает 4 км, ширина от 40—50 м в верхней части до 300—400 м в нижней части. Авторами была разработана особая легенда к Халаджскому оползневому потоку, а также описаны оползни Бахышлы и Юхары Фындыган, длина которых соответственно достигает 10 и 4 км. В статье разработан ряд мероприятий с целью борьбы с оползнями в бассейне р. Атачай.

Одним из районов интенсивного развития оползней является южный склон юго-восточного Кавказа. Сведения об оползне-потоке у с. Зарнов в 1941 г. имеются у Я. Д. Козина [19]. Оползни южного склона юго-восточного Кавказа подробно исследованы и Д. А. Лилиенбергом [22].

Д. М. Сулейманов, И. С. Башинджагян [27] обследовали и описали оползни и оплывины района Ахсуинского перевала. По предложению авторов, с целью борьбы против активизированных оползней необходимо расширить имеющиеся инженерные сооружения, на определенных участках построить новые, посадить деревья со стержневой корневой системой, забить сваи в районах развития оплывин и провести дерновое покрытие. Д. С. Сулейманов, И. С. Башинджагян в статье [28], проведя краткий обзор о распространении оползней на территории республики, выделили отдельные районы развития — 1) долина среднего течения р. Куры, 2) южный склон Большого Кавказа, 3) восточный склон Малого Кавказа, 4) зона юго-восточного погружения Главного Кавказского хребта и 5) северо-восточный склон Талышского хребта. По ходу описания оползней отдельных районов было сказано об условиях образования оползней, а также рекомендован ряд мер по борьбе с ними.

Одним из активных оползневых районов республики являются восточный, юго-восточный склоны Бакинского амфитеатра. Оползни, охватывающие район ул. Мехти Гусейна (бывшая Парковая улица), восточную часть порта им. Кирова, районы бывших Чемберкенда, зоопарка, Баиловского склона описал Р. А. Гаджиев [12]. Он на основании фактических материалов, собранных метростроем г. Баку весной 1965 г. близ метро Баксовет, отмечает, что на глубине 10 м от поверхности обнаружена подземная полость объемом около 200 м<sup>3</sup>, которая была заполнена пльвуном. По данным Р. А. Гаджиева, свод подземной «пещеры» имел высоту 7,5 м, при ширине 6—7 м, нижняя часть ее «уходила вглубь в сторону моря» [12, стр. 49]. Бакинская оползневая партия в 1952 и 1953 гг. провела обследование оползней в районе парка им. С. М. Кирова и на прилегающих к нему склонах. Древние оползни имеются и в районе Зыха г. Баку.

В статье И. С. Башинджагяна [2], о классификации оползней в горных районах по существу имеется лишь описание двух оползней: Ашан (Мартунинский район) и Велачала (Лерикский район) без их классификации. Автор отметил активизацию двух оползней — потоков

в с. Ашан (Мартунинский район) и с. Велачала (Лерикский район), которые проявились после обильных атмосферных осадков в 1962—1963 гг.

Из анализа полевых материалов, собранных нами в 1962 и 1963 гг. по юго-восточному Кавказу, следует, что выпадение обильных атмосферных осадков привело к разбуханию склоновых отложений, увеличению их общего объема и уменьшению механической прочности. Благодаря этому оживилась деятельность полужакрепленных, а также древнезакрепленных оползней [11].

Х. К. Танрывердиев (1970) в своей краткой информации дал сведения о наличии оползней в верхних притоках р. Акеричай — р. Шалвачай и Горчучай, где они развиты в среднегорном поясе на абсолютных высотах 1500—2300 м, которые совпадают с верхней частью леса и нижней полосой субальпийских лугов. Общая площадь их достигает 4—5 тыс. м<sup>2</sup>.

В работе Д. М. Сулейманова и Ф. С. Алиева (1958) говорится об оползневых явлениях у с. Гаралар Кубатлинского района Азербайджанской ССР, которые произошли в 1955 г. С. Гаралар расположено у слияния р. Баргуштчай и Акера. Длина данного оползня составляла около 150 м, ширина 75—80 м. Он был вызван непланомерной деятельностью человека, выражающейся в «...бессистемной поливке зеленых насаждений и засыпке трещин глинистой породой с последующей ее трамбовкой».

И. М. Коновалов [21] на основании собранных данных по бассейну р. Атачай отметил, что «...оползень-сель выделяют как своеобразный переходный тип от оползневого смещения к селевому потоку» (стр. 53). Рельеф оползня-селя в общем плане разделяется на три морфологические зоны: зона цирка отложений, зона детрузивного потока, зона флювидного условия.

В книге И. В. Попова [25] проведена классификация оползней по водоносности отложений, слагающих оползневой склон, по данным Института ВОДГЕО. По этой классификации оползневые склоны подразделяются по трем признакам: 1 — по условиям питания: а) питание сверху, б) питание снизу, в) боковое питание за счет подземных вод; 2 — по гидродинамическим признакам водоносных горизонтов: а) с ненапорными водами, б) с напорными водами; 3 — по условиям залегания водоносных горизонтов, образующих: а) сложные потоки, б) этажные потоки, в) прослойки, г) мешки подземных вод (замкнутые или незамкнутые).

И. М. Коновалов и А. К. Гюль [20] отмечали как положительные, так и отрицательные стороны данной классификации и внесли в нее существенное дополнение. Ими составлена схема систематизации оползней Апшеронского полуострова и северной части юго-восточного Кавказа по характеру обводненности оползневых склонов. Они выделили три типа оползней, каждый из которых исходя из геологического возраста подразделяется на два подтипа: I — ископаемые оползни: а) хазарские, б) хвалынские; II — древние оползни: а) верхнехвалынские, б) бакинского времени; III — современные оползни: а) крутых и террасированных склонов, б) пологих и террасированных склонов. В этой схеме типы и подтипы характеризуются по глубине залегания водоносного горизонта, характеру гидрорельефа водоносного горизонта, степени выдержанности водоносного горизонта, типа и сте-

пени минерализации грунтовых вод, источникам обводнения склона и геолого-литологической характеристике оползневого склона. Авторы в этой схеме особое внимание уделили характеру увлажнения оползневых склонов, что является одним из наиболее обоснованных факторов оползнеобразования. К источникам обводнения склонов авторы относят не только естественные факторы — атмосферные осадки, грунтовые и родниковые воды, но и антропогенные факторы, промышленные воды, утечку вод из водопроводящих и водовмещающих систем и другие искусственные источники увлажнения.

## 2. Вопросы классификации оползней.

Среди оползневых форм рельефа выделяются многочисленные характерные типы. Поэтому при классификации типов оползней необходимо учесть в основном их значимость при решении тех или иных научных и практических проблем.

Как в отечественной, так и в зарубежной литературе приведено значительное количество классификаций оползней.

По сведениям А. Е. Шейдеггера (1981), «Хейм (1932) разделил оползни в основном по слагающему материалу (рыхлые грунты, скальные породы). Важно знать, образовалась ли поверхность скольжения во время оползня или она существовала ранее» (стр. 114).

В. Каменов, А. Алиев, С. Шведов, Е. Аврамова и Г. Симонова (1971) классифицировали оползни по глубине залегания их поверхности скольжения (стр. 114). Близкой к этой является классификация К. Зарубы и Менцл (1969). Они «...также систематизировали оползни в зависимости от материала и глубины поверхностного скольжения». Немкон и др. (1972) классифицировали оползневые движения по скоростям ползучести, скольжения, течения и обрушения. По их мнению, скольжения «...дополнительно могут быть подразделены по глубине и форме поверхности скольжения».

Е. П. Емельянова [15] привела классификации ряда исследователей: А. П. Павлова (1903), шведских ученых (1917, 1955), К. И. Богдановича (1911), И. В. Попова (1946), Е. П. Емельяновой (1969). Помимо указанных имеется классификация Давида Дж. Варгаса [13].

А. П. Павлов (1903) в своей классификации, учитывая в основном направление смещения оползней, подразделил их на деляпсивные и детрузивные. Деляпсивные (соскользающие) оползни в основном возникают в нижней части склонов. Они распространяются вверх по склону по мере того, как оползающие нижележащие массы лишают опоры вышележащие. Детрузивные (толкающие) оползни в противоположность начинаются в верхней части склона. Определенная масса оползших горных пород, двигаясь, давит на нижележащие и приводит их в движение. При этом возникают смятие и выдавливание.

Одной из оригинальных по структуре является классификация шведских исследователей (1917, 1955), приведенная в работе Е. П. Емельяновой [15, стр. 621]. Они также выделяют два типа оползней, формирование которых находится в зависимости от продолжительности времени их образования.

К первому из них относятся оползни, возникающие при *единовременном нарушении равновесия*, ко второму — оползни, образующиеся при *последовательном возникновении ряда этапов нарушения равновесия*. Последний тип оползня в зависимости от направления

его движения делится на два подтипа: а) прогрессивные, растущие в сторону движения; б) регрессивные, растущие в сторону, противоположную направлению движения.

Прекрасный знаток и неутомимый исследователь юго-восточного Кавказа К. И. Богданович [3] дал классификацию по характеру захвата горных пород оползнями. К первому типу он относит оползни *первого порядка*, которые характеризуются *захватом ранее несмещавшихся пород*. Иными словами, этот тип представляет собой оползни, появившиеся на том или ином участке впервые. Ко второму типу относятся оползни *второго порядка*, образующиеся в теле ранее возникающих оползней.

Ф. П. Саваренский (1934) при составлении своей классификации избрал другой путь, положив в основу структуру оползневого склона, положение поверхности смещения. С учетом этих признаков он выделил три типа оползней (асеквентные, консеквентные и инсеквентные).

1. *Асеквентные* — оползни в однородных неслоистых породах с криволинейной поверхностью скольжения, положение которой зависит от величины трения и сцепления пород.

2. *Консеквентные* — оползни, у которых скольжение происходит по наклонной поверхности, предопределенной строением склона (по поверхности наслоения, трещине и т. п.).

3. *Инсеквентные* — оползни, у которых поверхность скольжения пересекают слои разного состава.

И. В. Попов [25] дал классификацию оползней *по возрасту и фазам* развития, где два главных типа представляют современные и древние оползни.

1. *Современные* оползни, образовавшиеся при современном базисе эрозии и уровне абразии, делятся на: а) движущиеся, б) приостановившиеся, в) остановившиеся, г) закончившиеся.

II. *Древние оползни*, разделяемые на *открытые и погребенные*, имеют те же характеристики, что и по классификации И. В. Попова (1946). По его данным, на поверхности открытых оползней имеются почвы и элювий, а погребенные отложения перекрыты позднейшими отложениями.

Древние оползни, образовавшиеся при ином базисе эрозии и уровне абразии, включают: д) открытые, которые ничего кроме почвы и элювия на поверхности не имеют; е) погребенные (перекрытые позднейшими отложениями).

По нашему мнению, в классификации И. В. Попова [25] подразделение современных оползней на четыре подгруппы излишне, так как из них наблюдаются лишь два вида: остановившиеся и движущиеся, что касается древних оползней, то они подразделяются на две группы — открытые и погребенные по морфологическим палеогеографическим признакам.

Е. П. Емельянова [15] «старые» оползни подразделила на три вида: приостановившиеся, остановившиеся и закончившиеся. По ее мнению, морфологические черты старых оползней на поверхности земли сглажены поверхностными процессами. Ко второй возрастной градации она относит «свежие» оползни, морфологические черты которых почти не изменены последующими. Третью возрастную градацию образуют «активные» оползни, которые в течение определенного периода время от времени смещаются или деформируются.

В возрастном и фазовом делении Е. П. Емельяновой «старые» и

Классификация оползней по различным генетическим особенностям и признакам их образования

1	2	3
По характеру развития смещения (по А. П. Павлову, 1903)	Классификационные единицы	Основные генетические особенности (характеристики)
По характеру захвата горных пород (по К. И. Богдановичу, 1911)	Делящиеся (соскальзывающие)	Оползни, возникающие в нижней части склона и расплывающиеся вверх по мере того, как оползающие нижележащие массы лишают опоры вышележащие
	Детрузивные (толкающие)	Оползни, начинающиеся в верхней части склона, которые после отделения дают на нижележащие массы и приводят в движение, вызывая смятие и выдавливание
По структуре оползневого склона и положению поверхности смещения	Асеквентные	Оползни, образующиеся при единовременном нарушении равновесия
	Консеквентные	Оползни, образующиеся при последовательном возникновении ряда этапов нарушения равновесия: а) прогрессивные — растущие в сторону движения; б) регрессивные — растущие в сторону противоположную направлению движения
(по Ф. П. Саваренскому, 1934)	Инсеквентные	Захватывают ранее несмещавшиеся породы
		Возникают в теле ранее образовавшихся оползней

Оползни в однородных несложных породах с криволинейной поверхностью скольжения, положение которой зависит от величины трения и сцепления пород

Оползни, у которых скольжение происходит по наклонной поверхности, предопределенной строением склона (по поверхности наслоения, трещине и т. д.)

Оползни, у которых поверхность скольжения пересекает почти наслоения, трещины и т. д.)

Классификация шведских исследователей (1917, 1955)

По характеру захвата горных пород (по К. И. Богдановичу, 1911)

По структуре оползневого склона

и положению поверхности смещения

(по Ф. П. Саваренскому, 1934)

Окончание табл.

1	2	3
По возрасту и фазам их развития		
По И. В. Попову (1946)	Современные	Оползни, образующиеся при современном базисе эрозии и уровне абразии: а) движущиеся; б) приостановившиеся; в) остановившиеся; г) закончившиеся
	Древние	Оползни, образовавшиеся при ином базисе эрозии и уровне абразии: д) открытые (ничего, кроме почвы и элювия на поверхности не имеют); е) погребенные (перекрытые позднейшими отложениями)
По Е. П. Емельяновой (1972)	«Старые»	Оползни: а) приостановившиеся; б) остановившиеся; в) закончившиеся
	«Свежие»	Морфологические черты их на поверхности земли сглажены поверхностными процессами
	«Активные»	Морфологические черты их почти не изменены последующими процессами
По Б. А. Будатову (1982)	Современные	В течение определенного периода оползни время от времени смещаются или деформируются
	Древние	а) активные (действующие почти постоянно или же время от времени); б) полупассивные (частично действующие в верхней или в нижней части оползневого тела); в) свежие (морфологически полностью сохранены в современном рельефе)
По типам оползней (по Давиду Дж. Варнсу, 1981)	Оползни скольжения	а) открытые (по И. В. Попову); б) погребенные (по И. В. Попову)
	Оползни выдавливания (детрузивные)	А. С вращением (мало пакетов и глыб) скальных пород, обломочных и глинистых масс (сплывы)
	Оползни-потоки (делящиеся)	Б. Консеквентные (с пакетами и глыбами) смещение блоков скальных пород, смещение пакетов обломочных и глинистых масс по плоскости
	Сложные оползни	Смещение скальных пород с зоной перемещений и выпора; обломочных пород с выдавливанием и смещением глинистых пород с выпором в языке

Глыбы-блоки скальных пород с явлениями ползучести: потоки обломочной массы, потоки глинистых пород с ползучестью рыхлых грунтов

Сочетание двух и более основных видов движения

«свежие» оползни по существу являются оползнями, прекратившими свои действия, но по морфологическим признакам резко отличающимися друг от друга. Нам кажется, что целесообразно, как это сделал И. В. Попов [25], придерживаясь двухтипной возрастной и фазовой градаций, подразделяя оползни на древние и современные. Древними считать те оползни, внешний морфологический облик которых почти полностью сглажен или исчез и только геоморфологическое строение склонов позволяет говорить о них как об участках древних оползней. А в типе современных оползней есть смысл выделить два подтипа: а) «свежие», б) «активные» в интерпретации Е. П. Емельяновой.

Обобщая классификации оползней по возрасту и фазам развития, проведенные И. В. Поповым и Е. П. Емельяновой и, незначительно дополняя и уточняя их, мы предлагаем следующую схему классификации:

Современные оползни:

- а) Активные оползни
- б) Полуактивные оползни
- в) Свежие оползни

Древние оползни:

- а) Открытые оползни
- б) Погребенные оползни

Часть *современных оползней* по своим условиям развития, в первую очередь, является активной, так как постоянно или периодически (в короткий отрезок времени) все тело оползневой массы находится в движении. К активным оползням можно отнести Нуранский оползень-поток (Ахсуинский район Азербайджанской ССР), который почти постоянно находится в движении с различной степенью интенсивности. В полуактивных оползнях основная масса неподвижна: в движении находятся их верхние или нижние части. В свежих *оползнях* в данное время приостановились всякие движения, но внешние морфологические черты оползневого рельефа сохранились.

Определенный интерес представляет классификация, предложенная Е. П. Емельяновой [14, 15], по которой с учетом основных закономерностей оползневых процессов выделены четыре классификационные единицы. Самая крупная из них включает оползни первого порядка, которые, в свою очередь, подразделяются последовательно на группы, классы и типы. *Группы* охватывают: I — нормальные (истинные) и II — особенные (т. н. псевдооползни) оползни. Нормальные оползни делятся на глубокие и поверхностные *классы*. Из особенных, т. е. псевдооползней выделяются три класса: проседание над пустотами, проседание при выплывании пльунов и оседание при уплотнении. В пределах каждого класса выделяются отдельные *типы* (всего 12). Судя по схеме общей классификации первого порядка Е. П. Емельяновой, выделение отдельных единиц проводилось по определенному принципу.

Во-первых, Е. П. Емельяновой оползни, обусловленные общими гравитационно-склоновыми процессами, представляют собой оползни первого порядка, хотя они не относятся к какой-либо классификационной единице. В состав группы были включены оползни истинные, т. е. оползни, образованные природными факторами, и особенные, так называемые псевдооползни, имеющие антропогенную основу. В классах учтены оползни с глубоким охватом коренных пород и склоновых от-

ложений, предрасположенных в благоприятных гидрогеологических условиях к оползанию. В основу выделения типов взяты различные принципы. В одном случае типы выделены с учетом залегания коренных пород (глубокие оползни в почти горизонтальных слоях и т. д.), во втором случае внимание обращалось в основном на уклон поверхности рельефа (глубокие оползни по наклонным поверхностям ослабления), а в третьем — на однородность коренных пород (глубокие оползни в однородной и изотопной среде).

В особенных — псевдооползнях выделенные в класс проседания над пустотами образованы в результате подземного размыва (карсты), после подземных пожаров (выгорания) и искусственным путем.

Следует отметить, что, во-первых, проседания над пустотами не являются оползнями, так как они обусловлены особыми геоморфологическими процессами и генетически отличаются от оползней. Во-вторых, неизвестно почему особенные оползни отнесены к псевдооползням. Проседания над пустотами и оседания при уплотнении могут быть обусловлены как антропогенными, так и естественными факторами. Следовательно, их можно было бы отнести к классификационной единице «типы» и подразделить на: а) естественные и б) антропогенные.

В нормальных (истинных) оползнях «поверхностный» класс делится на «оползни покровных образований» и на «оплывины», хотя по существу и те и другие формируются и действуют на покровных образованиях. Следовательно, не было необходимости разделения их на два типа оползней. Как видно из схемы общей классификации оползней первого порядка, Е. П. Емельянова частично использовала классификационные единицы.

Е. П. Емельянова [15] дала классификацию оползней по максимальным и средним типичным объемам различных оползней. В основу ее были положены поверхностные и глубокие оползни с классификационными подразделениями — уникальные (от 1 до 100 км<sup>3</sup>), грандиозные (от 1 мин м<sup>3</sup> до 1 км<sup>3</sup>), крупные (от 100 тыс. м<sup>3</sup> до 1 мин м<sup>3</sup>), средние (от 10 тыс. м<sup>3</sup> до 100 тыс. м<sup>3</sup>), малые (от 100 м<sup>3</sup> до 10 тыс. м<sup>3</sup>) и, наконец, очень малые (от 10 м<sup>3</sup> до 100 м<sup>3</sup>). Как видно, эта классификация базируется на количественном показателе общего объема того или иного оползня, учет которого имеет большое научно-практическое значение.

Оползни азербайджанской части Большого Кавказа по морфологическим признакам делятся на два типа: площадные оползни и оползни-потоки (оползне-селевые потоки), а также оплывины (Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, Б. А. Будагов, 1962).

Анализ и обобщение литературных источников показывает, что оползни являются самостоятельными активными рельефообразующими процессами. Оползни, формируясь на склонах, в определенный период времени под действием комплекса факторов, завершаются почти внезапно, в течение 10—15 минут. После единовременной разгрузки склонов часть их, исходя из индивидуальных особенностей, продолжает движение в более узком масштабе и с гораздо меньшей скоростью, чем это наблюдалась в начале основного движения.

Одной из основных проблем современной геоморфологии является систематизация и классификация склоновых процессов. Как было указано, оползни тоже входят в общий процесс, протекающий на склонах.

Е. П. Емельянова [15] дала схематическую классификацию склонов по генетическим признакам, существенным для развития оползней.

Она подразделяет склоны на две группы — насыпные и врезанные. В пределах последних выделяются денудационные и тектонические. Денудационные склоны расчленяются на три подраздела: эрозионные, абразионные, экзарационные. Ею также приведена схема взаимоотношений гравитационных склоновых процессов. Самой крупной единицей этой схемы являются гравитационные склоновые процессы, которые, в свою очередь, распадаются на собственные гравитационные и усложненные процессы. Далее указываются склоновые процессы (обрушение, осыпание, оползание и т. д.). Как видно, Е. П. Емельянова лишь схематично сумела отразить общий ход протекания склоновых процессов.

Одной из весьма интересных работ, посвященных оползням, является книга «Оползни. Исследование и укрепление» (М., «Мир», 1981), изданная под редакцией Р. Шутера и М. Кризека. В этой книге дана классификация склоновых процессов, которые подразделяются на пять основных типов: обвалы, опрокидывание, оползни скольжения, выдавливание и потоки. Причем к склоновым процессам относятся также и солифлюкация, проседание поверхности земли, снос масс пород вследствие разрушения склонов в тропических арктических областях, движения, обусловленные замерзанием воды и оттаиванием льда, снежные и ледниковые лавины.

Давид Дж. Варнс отмечает, что примечательным в его работе является использование термина «движение склонов» (склоновые процессы) вместо термина «оползни» в названии главы «Движения склонов, типы и процессы» и классификация (стр. 32). Исходя из этого, классификация склоновых процессов дана в более широком смысле этого понятия, но при этом основой данной классификации служат оползни.

Как видно из схемы классификации, склоновые процессы, по Давиду Дж. Варнсу, выделены в шесть типов движения: I — обвалы, II — опрокидывание, III — оползни скольжения, IV — оползни выдавливания (детрузивные), V — оползни-потоки (деляпсивные) и VI — сложные оползни. В пределах каждого из типов движения выделены два подтипа в зависимости от типа пород (скальные и грунты). Причем в каждом подтипе указывается характер разрушения и движения пород (опрокидывание или смещение блоков скальных пород, смещение обломочных или глинистых масс по плоскости, поток глинистых или обломочных масс и т. д.). В сложных оползнях сочетаются два и более основных видов движения. В статье даны рисунки и объяснительный текст к каждому из выделенных типов движений, а также указаны типы пород.

Как видно из вышеизложенного, оползни являются частью общих склоновых процессов, которые протекают в горах, местами в возвышенных частях равнин. Для полноты исследования необходимо рассмотреть общие вопросы склоновых процессов, определив место оползней в них.

#### Литература

1. Ализаде А. А., Кашкай М. А., Заури М. Д. Крупные оползни в Хизинском районе. «Изв. АН Азерб. ССР», 1943, № 5.
2. Башинджагян И. С. Классификация оползней в горных районах. «ДАН Азерб. ССР», 1967, т. 23.

3. Богданович К. И. Землетрясения 22 декабря 1910 г. в северных цевях Тянь-Шаня. «Изв. геолкома», 1911, т. XXX, № 188.
4. Будагов Б. А. Геоморфология северного склона Юго-Восточного Кавказа. Тр. Ин-та географии АН Азерб. ССР, т. VII, 1957.
5. Будагов Б. А. Об оползнях северного склона Юго-Восточного Кавказа (в пределах Азербайджана и Армении). Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 74, т. 18, 1958.
6. Будагов Б. А. Роль новейших тектонических явлений в селеобразовании, защита железных дорог от селевых потоков. М., 1962.
7. Будагов Б. А. Вертикальная поясность современных денудационных процессов южного склона Главного Кавказского хребта в связи с формированием селей. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол.-геогр. наук, 1963, № 1.
8. Будагов Б. А., Михайлов А. А. Оползни южного склона Юго-Восточного Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр. наук, 1966, № 2.
9. Будагов Б. А., Ширинов Н. Ш. Оползневые явления бассейна р. Атачай. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 1.
10. Будагов Б. А. Геоморфология южного склона Большого Кавказа. «Элм», 1969.
11. Будагов Б. А. Геоморфология Азербайджанской ССР. В кн.: «Геология СССР», т. 47, М., «Недра», 1972.
12. Гаджиев Р. А. Еще о древних оползнях Бакинского амфитеатра. «ДАН Азерб. ССР», 1966, т. 22, № 5.
13. Давид Дж. Варнс. Движения склонов, типы и процессы. В кн.: «Оползни, исследования и укрепления». М., «Мир», 1981.
14. Емельянова Е. П. О применении количественных методов в инженерной геологии. В кн.: Труды научно-техн. совещ. по гидрологии и инженерной геологии. М., «Недра», вып. 5, 1969.
15. Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972.
16. Керемов Н. К. Об оползнях Хизинского р-на. «Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова», 1955, № 7.
17. Керемов Н. К. Об оползнях южного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). «Уч. зап. АГУ», сер. геол.-геогр., 1959, № 6.
18. Керимов Ш. Б. Оползни долины реки Вельвеличай. «Уч. зап. АГУ», 1955, № 4.
19. Козин Я. Р. Оползни у с. Заркова. «Изв. АЗФАН СССР», 1941, № 1.
20. Коновалов И. М., Гюль А. К. Обводненность оползневых склонов. «ДАН Азерб. ССР», 1956, т. 12, № 9.
21. Коновалов И. М. Оползень-сель и оползень-поток разжиженного грунта. «ДАН Азерб. ССР», 1953, т. 9, № 9.
22. Лилленберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М., 1962.
23. Оползни, исследование и укрепление. «Мир», 1981.
24. Папов А. П. Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. Мат-лы к познанию геол. строения России, вып. II, 1903.
25. Попов И. В. Принципы естественной классификации оползней. «ДАН СССР», 1946, т. 54, № 2.
26. Попов И. В. Инженерная геология. М., 1951.
27. Сулейманов Д. М., Башинджагян И. С. Оползневые явления на северо-восточном борту Нижнекуринской депрессии. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр., 1964, № 4.
28. Сулейманов Д. М., Башинджагян И. С. Оползни Азербайджана, их типы и условия образования. Баку, 1968.

Б. Э. Будагов

#### АЗƏРБАЙҶАН ССР СҮРҮШМƏЛƏРİNİN ТƏДГІГАТ ТАРІХІ ВƏ ОНЛАРЫН ТƏСНІФАТЫ

Мəгəлəдə АзəрбајҶан əразисиндə апарылмыш тəдгигатлардан, сүрүшмəлəрин мənшəннə, морфолокијасына, типинə, гидрокеоложи шəраитинə, сүрүшмəлəрə гаршы олан мұбаризə тəдбирлəринə аид јазылардан данышылыр. Кечмиш тəдгигатлар ајры-ајры сүрүшмəлəрə нəср олундугундан республика əразиси үчүн кениш тəдгигат əсəри олмышдыр.

Истәр өлкәмизин, истәрсә дә харици өлкә тәдигатчыларынын әсәрләринин анализ кәстәрир ки, онлар сүрүшмәләрин баш вердији вахты, кенетик хусусијјәтини, сүрүш-мүш материаллары һәммини вә ја јаш амилини әсас кәтүрмүшләр. Бу тәснифатлары һәр бири елми әсасларла верилмишдир. Онларын практики әһәмијјәти дә бәјүкдүр.

**B.A. Budagov**

THE HISTORY OF RESEARCH AND QUESTIONS OF  
CLASSIFICATION OF THE AZERBAIJAN SSR

The article deals with research history of landslide in the territory of the Azerbaijan SSR. The analyses of works pertinent to morphology, genesis and hydrological conditions of formation and dynamics of landslide are given, the ways of control for landslides are recommended. Almost all works of preceding investigators are devoted to description or analysis of a separate landslides developed in republic.

Analysis of works of prominent Soviet and foreign investigators gives possibility to speak about the classification of landslides, based in one case on genetic peculiarities of landslides, in another case—on mixing the landslides in time, in the third case—on the size of landslides, etc., in the fourth case—on types of their movements. The given classifications are of great scientific and practical importance.

УДК 518.61:550.8:528

**М. Т. АБАСОВ, И. С. ДЖАФАРОВ, Н. М. ДЖАФАРОВА**

**МЕТОДИКА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДВОЙНЫХ РЯДОВ  
ФУРЬЕ ДЛЯ ЗАДАЧ ГЕОКАРТИРОВАНИЯ**

Двойные ряды Фурье могут быть применены в классе геологических задач, аналогичных тем, для которых используется полиномиальный тренд-анализ. Однако, когда данные содержат пространственно повторяющиеся элементы, ряды Фурье оказываются более подходящими аппроксимирующими функциями, чем степенные ряды [1, 2, 3].

Известно, что сложный периодический сигнал можно представить в виде суммы большого числа простых синусоидальных волн. Амплитуды и фазовые углы этих простых волновых форм можно определить исходя из условия близости рядов гармоник синусоидальных и косинусоидальных волн к исходным данным.

Аналогичным образом сложную геологическую поверхность можно рассматривать как сумму двух взаимодействующих множеств двумерных синусоидальных волновых форм, каждая из которых содержит набор гармоник с различными амплитудами и фазовыми углами. Очевидно, что используя двойные ряды Фурье, можно построить сколь угодно сложную поверхность.

Определение двойных рядов Фурье с конечными пределами суммирования, которое используется при построении поверхностей тренда, записывается следующим образом:

$$\begin{aligned}
 X(U, V) = & \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^m CC_{ij} \cos(2\pi i u/\lambda_1) \cos(2\pi j v/\lambda_2) + \\
 & + \sum_{i=0}^n \sum_{j=1}^m CS_{ij} \cos(2\pi i u/\lambda_1) \sin(2\pi j v/\lambda_2) + \\
 & + \sum_{i=1}^n \sum_{j=0}^m SC_{ij} \sin(2\pi i u/\lambda_1) \cos(2\pi j v/\lambda_2) + \\
 & + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m SS_{ij} \sin(2\pi i u/\lambda_1) \sin(2\pi j v/\lambda_2),
 \end{aligned}$$

где  $U, V$  — взаимно перпендикулярные координатные оси карты,  
 $X(U, V)$  — картируемая переменная,  
 $\lambda_1, \lambda_2$  — длины основных волн (т. е. длины волн первых гармоник) вдоль осей  $U, V$  соответственно.  
 $n$  — число гармоник в  $U$  — направлении,  
 $m$  — число гармоник в  $V$  — направлении,

$CC_{ij}, CS_{ij}, SC_{ij}, SS_{ij}$  — коэффициенты рядов.

Имея дело с циклическими явлениями, мы не можем заранее установить длины основных волн; поэтому приходится в качестве оценок для  $\lambda_1, \lambda_2$  выбирать произвольные значения  $L_1, L_2$ . Выбор оценок  $L_1, L_2$  длин двух основных волн  $\lambda_1, \lambda_2$  и начала отсчета для двумерных рядов, вообще говоря, произволен. Если подобрать достаточно число гармоник двойных рядов Фурье, то при различных длинах основных волн и началах отсчета можно получить одинаковые карты тренда. Несмотря на то, что вклады отдельных гармоник будут меняться от карты к карте, форма поверхности тренда в сущности останется неизменной. Если оценки  $L_1, L_2$  меньше, чем размеры картируемой площади, поверхность Фурье несколько раз уложится на этой площади. Обычно  $L_1, L_2$  выбираются так, чтобы они превышали длину и ширину карты в направлениях  $U, V$ ; при этом повторения не произойдет.

Ряды Фурье линейны относительно коэффициентов, поэтому для вычисления последних может быть использован метод наименьших квадратов. Система нормальных уравнений в матричной записи будет иметь вид

$$S \hat{\beta} = g.$$

Решение определится как

$$\hat{\beta} = S^{-1} g,$$

где  $\hat{\beta}$  — вектор-столбец коэффициентов,  $S$  — матрица суммы и смешанных произведений,  $g$  — вектор-столбец суммы смешанных произведений между наблюдаемыми значениями и различными гармониками.

Чтобы записать  $S, \hat{\beta}$  и  $g$  в явном виде, введем обозначения:

$$\begin{aligned} A_i &= \cos(2\pi i u/\lambda_1) & B_j &= \cos(2\pi j v/\lambda_2) \\ C_i &= \sin(2\pi i u/\lambda_1) & D_j &= \sin(2\pi j v/\lambda_2) \end{aligned}$$

Структура матрицы сумм и смешанных произведений  $S$  станет яснее, если мы введем обозначения для ее строк и столбцов (верхняя строка и крайний левый столбец на рис. 1). Матрица  $S$ , вычисленная на основании разложения в ряд Фурье с числом гармоник  $n$  в направлении  $U$  и  $m$  — в направлении  $V$ , будет иметь вид (рис. 1).

Векторы  $\hat{\beta}$  и  $g$  будут иметь вид:

$$\hat{\beta} = \begin{bmatrix} CC_{00} \\ CC_{10} \\ \vdots \\ CS_{34} \\ \vdots \\ SS_{nm} \end{bmatrix}, \quad g = \begin{bmatrix} \sum_{U,V} X(U,V)A_0C_0 \\ \sum_{U,V} X(U,V)A_1C_0 \\ \vdots \\ \sum_{U,V} X(U,V)A_3D_1 \\ \vdots \\ \sum_{U,V} X(U,V)B_nD_m \end{bmatrix}$$

Из формулы (1) видно, что для каждой гармоники необходимо вычислить 4 коэффициента:  $CC, CS, SC$  и  $SS$ . Это приводит к тому, что

The diagram shows a matrix  $S$  with rows and columns labeled with harmonic coefficients:  $A_0C_0, A_1C_0, \dots, A_3D_1, \dots, B_nD_m$ . The matrix elements are sums of products of these coefficients over the grid area  $U, V$ . For example, the first row is  $\sum_{U,V} (A_0C_0)^2, \sum_{U,V} A_0C_0A_1C_0, \dots, \sum_{U,V} A_0C_0A_3D_1, \dots, \sum_{U,V} A_0C_0B_nD_m$ . The matrix is symmetric, and the diagonal elements are sums of squares of the coefficients.

Рис. 1

матричное уравнение при большом числе гармоник становится очень сложным.

Вследствие непрерывности рядов Фурье их члены могут быть сгруппированы различными способами, в частности, поверхности тренда могут быть построены с помощью группировки членов в соответствии с их длинами волн:

$$\begin{aligned} X(U, V) = & CC_0 + [CC_{01}\cos(2\pi V/\lambda_2) + CS_{01}\sin(2\pi V/\lambda_2) + \\ & + CC_{10}\cos(2\pi U/\lambda_1) + CC_{11}\cos(2\pi U/\lambda_1) \times \\ & \times \cos(2\pi V/\lambda_2) + CS_{11}\cos(2\pi U/\lambda_1)\sin(2\pi V/\lambda_2) + \\ & + SC_{10}\sin(2\pi U/\lambda_1) + SC_{11}\sin(2\pi U/\lambda_1)\cos(2\pi V/\lambda_2) + \\ & + SS_{11}\sin(2\pi U/\lambda_1)\sin(2\pi V/\lambda_2)] + \\ & + [CC_{20}\cos(4\pi V/\lambda_2) + \dots] \dots \end{aligned} \quad (2)$$

Фигурные скобки в формуле (2) заключают те члены двойных рядов Фурье, которые имеют основные длины волн, т. е.  $\lambda_1, \lambda_2$ .

Далее будут следовать все члены, имеющие длины волн  $\lambda_1/2, \lambda_2/2$  и т. д. На рис. 2 показаны коэффициенты Фурье, соответствующие этой группировке. Заштрихованные столбец и строка соответствуют нулевым элементам.

При расположении коэффициентов, изображенном на рис. 2, блок 0 содержит только один член, проходящий горизонтальную плоскость, соответствующую значению этого коэффициента. Блок 1 состоит из 8 членов, которые представляют поверхности, соответствующие длинам основных волн. Блоки 0 и 1 в совокупности составляют коэффициенты первой гармоники поверхности тренда. Блок 2 содержит 16 дополнительных членов, которые представляют поверхность второй гармоники, имеющей длины волн, равные половинам длин основных волн. Полная

вторая гармоника поверхности тренда содержит коэффициенты блоков

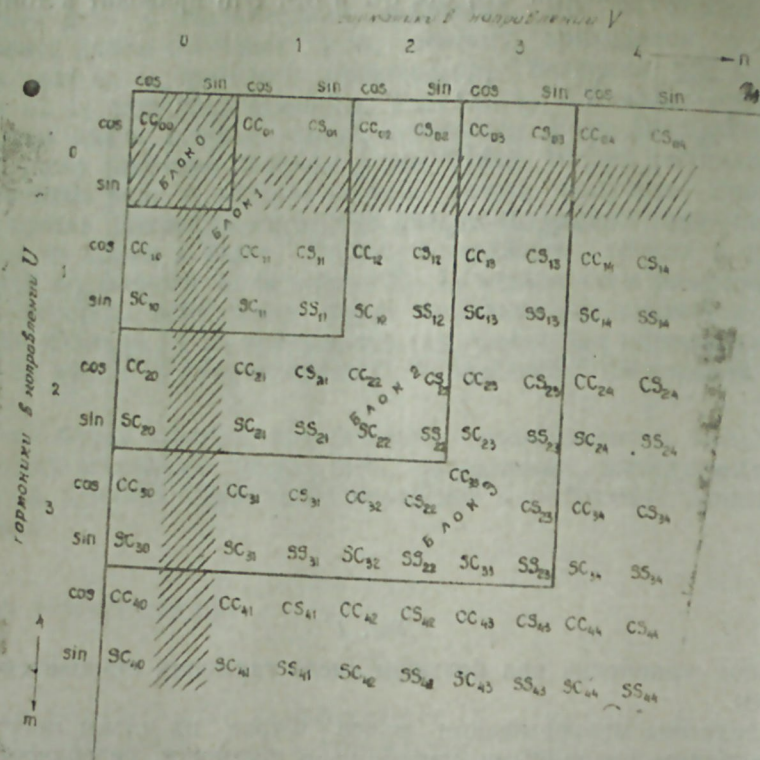


Рис. 2

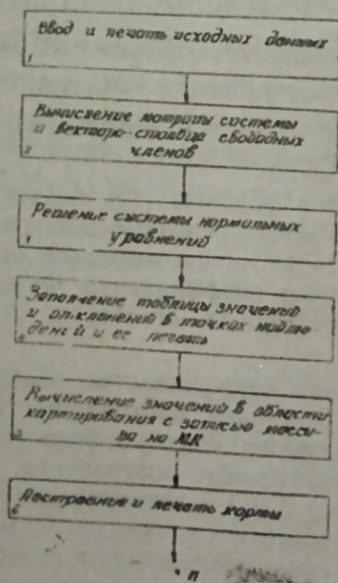


Рис. 3

0,1 и 2. Каждая последующая гармоника поверхности тренда строится с помощью членов следующего блока.

В связи с тем, что порядки матриц, с которыми приходится оперировать, оказываются очень большими, на ЭВМ удается вычислить лишь несколько гармоник. Например, на рис. 2 показано, что для получения двойного ряда Фурье всего лишь с 3 гармониками требуется вычислить 49 коэффициентов, а матрица, обращение которой требуется для нахождения этих коэффициентов, содержит 2450 элементов. При этом необходимо учитывать не только допустимый объем памяти ЭВМ, а также ошибки округления, которые быстро растут при обращении матриц очень больших порядков.

Блок-схема программы, реализующей описываемый алгоритм, показана на рис. 3. Программа написана на языке ФОРТРАН для ЭВМ БЭСМ-6. Блок 3 использует системную программу МАТИН 1.

Программа опробована при построении структурной схемы по подошве свиты «перерыва» в районе юго-восточной части Апшеронского порога.

#### Литература

- 1 James W. R., FORTRAN IV program using double Fourier series for surface fitting of irregularly spaced data. Kansas Geological Survey Computer Contribution, 5, 19 p.
- 2 Robinson J. E., Charleworth H. A. K., Ellis M. J. Structural analysis using spatial filtering in interior plains of South-central Alberta. Bull. American Assoc. Petroleum Geologists, 53, 3241—2367, 1969.
- 3 Robinson J. E. Spatial filtering of geological data. Review of the Inter Statistical Inst., 38, 21—32, 1970.

М. Т. Абасов, И. С. Чэфэров, Н. М. Чэфэрова

#### ИКИГАТ ФУРЈЕ СЫРАЛАРЫНЫН КЕОЛОЖИ ХЭРИТЭЛЭРИН ГУРУЛМАСЫ МЭСЭЛЭЛЭРИНДЭ ИСТИФАДЭ ЕДИЛМЭСИНИН МЕТОДИКАСЫ

Магаләдә кеоложи хәритәләрин мөвчуд материалларын гејри-мүнтәзәм дүзүлүшү заманы гурулмасы мәсәләләриндә икигат фүрје сыраларынын истифадә едилмәсинин методикасындан бәһс олунур.

М. Т. Abasov, I. S. Djafarov, N. M. Djafarova

#### METHODICS OF USING THE DOUBLE FOURIER SERIES FOR THE PROBLEMS OF GEOCARTING

The methodics is presented which uses the double Fourier series for surface fitting of irregularly spaced data.

Г. В. МУСТАФАЕВ, А. А. ГАНЗЕЕВ, С. М. ЛЯПУНОВ

### К ПЕТРОЛОГИИ ДАШКЕСАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Изучение вещественного состава, в том числе микроэлементного, магматических серий имеет первостепенную важность для их типизации в металлогенических целях. В последнее время предпринимаются активные попытки увязать металлогеническую специализацию конкретных магматических комплексов с особенностями их вещественной характеристики. Под этим углом зрения нами рассматривается Дашкесанский массив как типичный представитель верхнеюрской-нижнемеловой плутонической серии Малого Кавказа. Это хорошо дифференцированный комплекс, сложенный габбро, нерасчлененными диоритами (тоналитами) и гранитоидами повышенной основности. Подобные многофазные магматические системы дают возможность рассмотреть эволюцию вещества в ходе глубинной дифференциации и судить о возможности возникновения повышенных концентраций тех или иных полезных компонентов [2]. Несмотря на существование обширной геологической литературы, посвященной мезозойскому магматизму региона, многие вопросы связи оруденения с конкретными магматическими проявлениями остаются дискуссионными. В частности, неясно, почему разновозрастные и однотипные Дашкесанский и Кедабекский массивы ассоциируют с совершенно различным оруденением. Поэтому на первом этапе мы попытались рассмотреть с помощью новых аналитических данных некоторые особенности петрохимического и геохимического состава Дашкесанского массива именно в сравнении с Кедабекским массивом.

Всеми исследователями отмечается высокая степень подобия магматических комплексов двух упомянутых массивов. Состав фаз, последовательность их внедрения, химический и минеральный состав пород — все эти признаки являются аналогичными. Нередко силикатные анализы однотипных пород двух массивов (к ним присоединяются Кабахтепинский и некоторые другие массивы) объединяются, что вполне оправдано для некоторых целей петрологического анализа. Одинаковый возраст массивов подтверждается взаимоотношениями с вмещающими породами и определениями абсолютного возраста.

Действительно, сходство составов пород подтверждается единством трендов на диаграммах ГМА и К—Са—Na (рис. 1), на которые нанесены новые результаты силикатных анализов и средние по [5]. Для сравнения приведены характеристики среднеюрских плагиогранитов района, которые выделяются очень большим преобладанием Na над K. В целом серия принадлежит к наиболее распространенному среди интрузивных пород известково-щелочному типу, характеризуется полнотой, завершенностью и гомодромным типом эволюции. Для

получения более детальной характеристики пород были использованы графики  $A_c$  по [1]. В вычислении универсального показателя кислот-

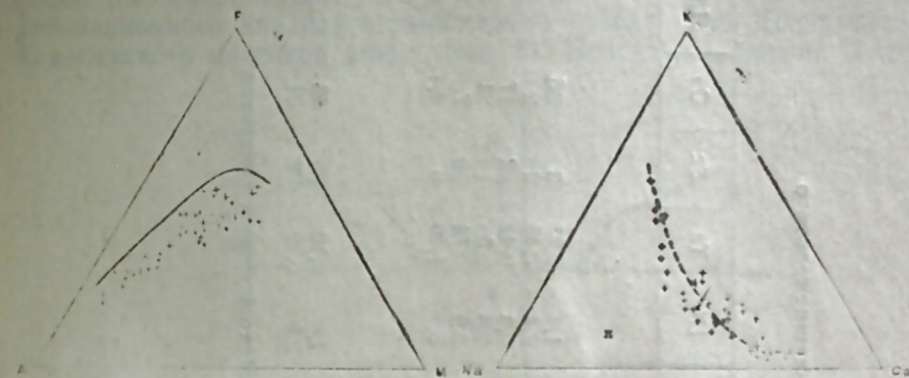


Рис. 1. Диаграммы ГМА и К—Са—Na для пород интрузивного комплекса J<sub>3</sub>—K<sub>1</sub>, +—новые частные анализы, +—средние по Г. В. Мустафаеву, x—среднее значение для плагиогранитов по Г. В. Мустафаеву.

ности-основности  $A_c$  участвуют все компоненты, определяемые полным силикатным анализом, за исключением летучих. На диаграмме рис. 2

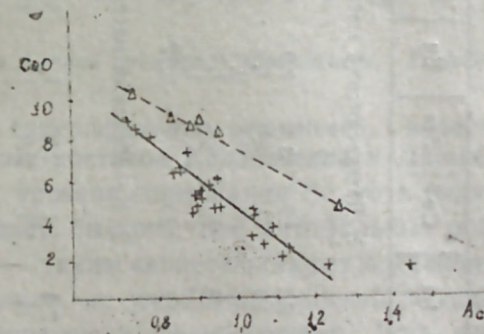


Рис. 2. Диаграмма CaO— $A_c$  для пород Дашкесанского (+) и Кедабекского (Δ) массивов.

тренд CaO Кедабекского массива отчетливо отделен от тренда Дашкесанского массива: это две независимые и неперекрывающиеся прямые с заметным превышением содержания Ca в однотипных породах Кедабекского массива по отношению к Дашкесанскому массиву. Принимая во внимание сходный минеральный состав одноименных пород двух массивов, объяснение упомянутых петрохимических различий необходимо искать в различии составов породообразующих минералов. При детальном исследовании петрографии плутонических пород района отмечался более основной состав плагиоклаза в породах одинаковой кремнекислотности Кедабекского массива по сравнению с Дашкесанским [3, 4]. Компенсация превышения Ca в породах Кедабекского

Содержание примесных компонентов в породах верхнеюрского-нижнемелового интрузивного комплекса (г/г)

№	№	Ас	Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Th	Hf	Ta	Sc	Co	(La/Yb)N
1. Дашкесанский массив																
1	350	0,78	Габбро	8,1	19	3,0	1,0	0,53	1,5	0,30	<1	1,5	0,27	31	25	3,1
2	350	0,85	Габбро-диорит	13	31	4,0	1,5	0,68	1,7	0,29	0,7	2,4	0,46	29	21	4,3
3	355	0,88	Диорит	33	66	6,8	2,1	1,0	2,5	0,41	7,3	4,3	0,42	22	17	7,3
4	320	0,90	Диорит	18	40	4,9	1,4	0,76	2,1	0,35	2,8	2,8	0,55	18	21	5,0
5	3,6	1,04	Тоналит	26	47	4,1	1,1	0,65	2,4	0,43	9,9	5,9	0,74	10	7,6	6,2
6	3,4	1,23	Адамеллит	12	25	2,7	0,72	0,74	2,6	0,42	13,0	5,7	1,10	6	4,4	2,7
2. Кедабекский массив																
7	294	0,84	Габбро-диорит	7,4	21	2,0	1,2	0,57	1,5	0,29	<1	1,0	0,10	25	43	2,8
8	2,0	1,27	Адамеллит	11	28	2,9	1,5	0,41	1,4	0,20	1,2	2,0	0,±2	22	31	3,4

Примечание: в последнем столбце приведены значения La/Yb в нормированном виде по отношению к хондритам.

массива происходит в основном за счет K и Na, содержания которых (особенно калия) выше уже в породах Дашкесанского массива.

Дополнительные интересные данные о геохимической специализации рассматриваемой серии получены по результатам нейтронно-активационного анализа ограниченного числа проб Дашкесанского и Кедабекского массивов (табл., рис. 3). Поведение скандия аналогично

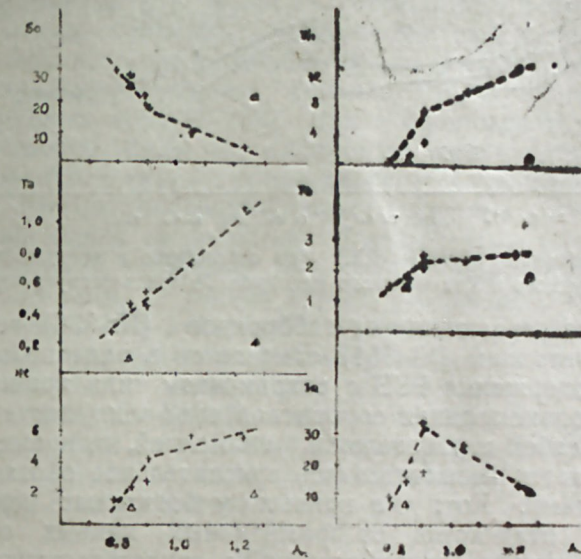


Рис. 3. Диаграммы Ас для примесных компонентов. Условные обозначения см. рис. 2.

поведению других сидерофильных примесей, в частности кобальта\*: в области базитовых составов Кедабекские и Дашкесанские комплексы имеют сходный уровень содержания Sc, но в ряду дифференциации Дашкесана он падает быстрее. Все литофильные редкие элементы — PЗЭ, Ta, Hf и Th — также свидетельствуют о наличии двух различных трендов распределения, но уже Дашкесанский комплекс обогащен литофилами по отношению к Кедабекскому. При переходе к кислым членам серии содержания литофильных примесных элементов возрастают монотонно (Ta), либо с изломом графика (Th, Hf, Yb). Для легких лантаноидов La и Ce (в качестве наиболее характерного приведен график La) отмечается экстремум в области значений диоритов, т. е. пограничной области между двумя интрузивными фазами, после чего содержания этих металлов начинают падать. В целом породы серии (это особенно справедливо по отношению к Кедабекскому массиву) заметно обеднены литофильными элементами-примесями в сравнении с кларками.

Нормированные графики распределения PЗЭ в породах серии (рис. 4) свидетельствуют, с одной стороны, об однотипности их состава

\* Сравнительный анализ распределения некоторых примесных компонентов, и в их числе Co, в породах серии был выполнен ранее [5].

вов в обоих массивах, а с другой — о существовании заметных различий между массивами в характере поведения Eu. В пределах Дашкесанского и Кедабекского массивов.

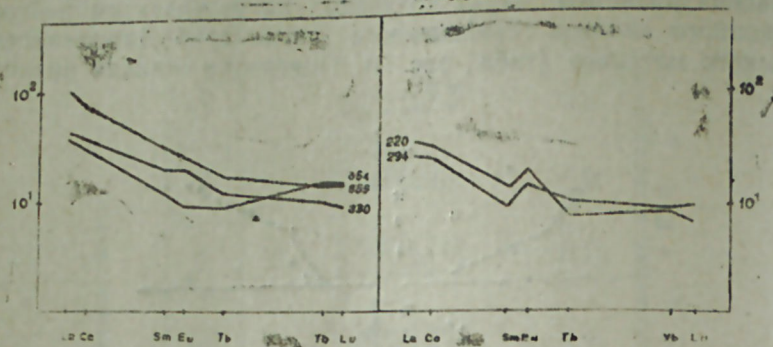


Рис. 4. Нормированные графики РЗЭ (по отношению к хондритам) для пород Дашкесанского и Кедабекского массивов. № соответствует табл.

санского массива эволюция от габброидов (№ 330) через диориты (№ 355) к гранитоидам (№ 354) отмечается в виде небольших колебаний уровня содержания РЗЭ с сохранением типа кривых; при этом очень слабая положительная европиевая аномалия постепенно сменяется столь же слабой отрицательной аномалией, и, кроме того, в гранитоидах отмечается незначительное относительное обогащение тяжелыми лантаноидами. Хотя тип кривых у базитовых пород рассматриваемой серии отличается от примитивных кривых океанического толеита, нормированные отношения La/Yb свидетельствуют о том, что источником магматического выплавления была не континентальная кора, а материал, близкий по составу к базальтам океанической коры [6].

Резко выраженная европиевая аномалия у пород Кедабекского массива ( $Eu/Eu^* = 1,7-1,8$ ) может быть обусловлена различными причинами. Наиболее эффективный механизм, лежащий в основе фракционирования Eu, заключается во вхождении этого элемента в плагиоклаз ранних стадий кристаллизации с последующей отгонкой его в виде фенокristов, отделенных тем или иным способом от расплава (следы подобного процесса мы видим в эволюции кривых Дашкесанского массива, когда по мере дифференциации остаточный расплав обедняется европием). Если сопоставить графики рис. 4 и 2, то можно представить модель кристаллизации, условием которой было изначальное обогащение расплава, давшего начало Кедабекскому массиву, основным плагиоклазом. В соответствии с существующими представлениями это модель образования кумюлята, однако в данном случае речь идет не об отдельной магматической фазе, а о целом комплексе, включающем весь дифференцированный ряд пород Кедабекского массива. В этом случае относительно повышенное содержание щелочей в Дашкесанском комплексе объясняет также и обогащенность его литофильными редкими элементами по отношению к другим массивам серии: при дифференциационной кристаллизации щелочные металлы характеризуются общностью поведения с литофильными элементами-примесями и летучими.

Комплекс выполненных исследований приводит к заключению о том, что Кедабекский и Дашкесанский магматические комплексы несмотря на большое сходство их обладают рядом существенных различий. Анализ большого фатического материала показал, что изменение условий кристаллизации магматических серий обязательно отражается на характере распределения как породообразующих, так и особенно примесных элементов [1]. Из этого совершенно естественно следуют различия и металлогенической специализации тех магматических серий или комплексов, которые различаются по геохимической специализации, поскольку именно условия кристаллизации определяют как ход накопления рудных компонентов, так и возможность отщепления рудоносных растворов. Судя по различной интенсивности проявления скарнообразования в связи с Дашкесанским и Кедабекским массивами, по-видимому, при формировании первого из них летучие компоненты обладали наибольшей активностью. Поэтому, если оценивать потенциальную возможность появления эндогенного оруденения в связи с упомянутыми массивами, то можно сейчас утверждать, что полезная минерализация (если она действительно связана с интрузивными комплексами — мы сознательно не рассматриваем потенциальную рудоносность комагматичных вулканитов) Дашкесанского массива будет отличаться от таковой Кедабекского массива. Это один из главных выводов, вытекающих из различий в геохимической характеристике интрузивных комплексов верхнеюрского-нижнемелового возраста северо-восточной части Малого Кавказа.

#### Литература

1. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных горных пород. М., «Наука», 1981.
2. Изох Э. П. Магматические формации и проблемы их рудоносности. В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири. Новосибирск, 1981.
3. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд-во АН Азерб. ССР, т. I, II, 1961, 1963.
4. Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана. М., «Недра», 1965.
5. Мустафаев Г. В. Мезозойские гранитоиды Азербайджана и особенности их металлогении. Баку, «Элм», 1977.
6. Taylor S. K. Chemical composition and evolution of the continental crust (in: The Earth, 1979).

h. В. Мустафаев, А. А. Ганзеев, С. М. Ляпунов

#### ДАШКЭСАН ГРАНИТОИД МАССИВИНИН ПЕТРОЛОКИЯСЫ ЫАГГЫНДА

Дашкесан габбро-гранит интрузивинин петрокимјасы кеокимјасы ејни типли вә ејни јашлы Кедабек интрузиви илә мугјисә едиләрек араларындакы фәрг ашкар едилмишдир. Бу фәргләр ән чох СаО, элемент гатышыглары вә надир торпаг элементләринин јайылма ганунаујунлугларында өзүнү көстәрир.

G. V. Mustafayev, A. A. Ganzeyev, S. M. Lyapunov

#### ON DASHKESAN MASSIF PETROLOGY

Petrochemistry and geochemistry of Dashkesan massif are compared with monotypic and coeval rocks of Kedabek massif. They are contrasted to trace elements and rare-earth elements on CaO content.

УДК 552.31:553.27

Г. И. КЕРИМОВ, А. Б. ШИРАЛИЕВ

### МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ КЕХНАМЕДАН-КАЦДАГСКОЙ ЗОНЫ БЕЛОКАНО-ЗАКАТАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КAVKAZA)

Кехнамедан-Кацдагская рудоносная зона приурочена к отложениям всячего бока одноименного взброса—надвига и охватывает Кацдагское колчеданно-полиметаллическое месторождение и медно-пирротиновые проявления Кехнамедан и Кацмалы.

Слагающие район проявлений рассматриваемой зоны геттанг нижнеплинсабахского возраста отложения кацдагской свиты характеризуются переслаиванием глинистых сланцев, рассланцованных песчаников и алевролитов с многочисленными дайками и пластовыми интрузиями. Толща эта разбита довольно мощными разрывными нарушениями, к большинству которых приурочены рудные зоны, насыщенные рудоносными кварцевыми жилами и прожилками.

Магматические образования в пределах этой зоны имеют широкое развитие и представлены всеми тремя субформациями габбро-диабазовой формации: спилито-диабазовой, андезито-дацито-липаритовой и габбро-габбро-диабазовой.

Спилито-диабазовая субформация представлена здесь лишь в субвулканической фации: диабазами, микродиабазами и диабазовыми порфирами, наиболее широко распространенными в районе р. Сагатор, Буланлыгчай, а также в районе Кацдагского месторождения. Диабазы и микродиабазы макроскопически зеленоватого цвета, плотного сложения, средне- и мелкозернистые. Под микроскопом структура их диабазовая, афитовая, такситовая и микродиабазовая. Местами в диабазах с афитовой структурой тонкие длинные лейсты плагиоклаза врезаются в пироксены, образуя радиально-лучистое строение с чередованием пироксена с плагиоклазом. Микродиабазы отличаются от диабазов лишь по своей микродиабазовой структуре основной массы.

Диабазовые порфиры являются самыми распространенными среди пород рассматриваемой субформации. Порода плотная, массивная, среднезернистая, нередко и крупнозернистая. Структура их полнокристаллически-порфировая (рис. 1). Порфировые выделения в них представлены плагиоклазом и сильно хлоритизированным пироксеном.

Основная масса их преимущественно имеет диабазовую структуру и состоит из беспорядочно расположенных лейстов плагиоклаза, в промежутках которых наблюдаются сильно хлоритизированные, кальцитизированные, эпидотизированные пироксены и значительное количество магнетита и титаномагнетита.

Вторичные изменения в базисе диабазовых порфиритов представлены серицитизацией и кальцитизацией плагиоклаза и полной хлоритизацией и кальцитизацией цветных минералов.



Рис. 1. Диабазовый порфирит субвулканический р. Мазымчай. Николи+, увел. 40.  
Рис. 2. Андезит субвулканический р. Карабчай. Николи+, увел. 50.

Породы андезито-дацито-липаритовой субформации, представленные субвулканическими андезитами, андезито-дацитами, липарито-дацитами и липаритами, морфологически выражены в основном пластовыми интрузиями. Эти породы наиболее широко распространены в среднем течении р. Мазымчай, Карабчай, Буланлыгчай, а также в районе Кацдагского и Филлизчайского месторождений.

Андезиты пользуются довольно значительным развитием. Макроскопически это темно-серого цвета, плотного сложения среднезернистые породы. Структура их порфировая, основная масса пилотакситовая и гиалопилитовая (рис. 2).

Фенокристаллы в них представлены почти исключительно андезином № 35—45. В основной массе плагиоклаз присутствует в двух поколениях лейстов. Одни из них тонкие, удлиненные, размерами не менее 0,2 мм, образуют простые и полисинтетические двойники, тогда как другие под микроскопом мелкие, еле заметны; крипнокристаллические и лучистые пироксены обычно замещены хлоритом и образуют сноповидные выделения, расположенные между лейстами плагиоклазов.

Андезито-дациты макроскопически светло-серые или зеленовато-серые порфировые породы с средне- и мелкозернистой массой. Структура их полнокристаллически-порфировая, основная масса фельзитовая, микрогранит-фельзитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 25—35 и кварцем. Кварц-полевошпатовая фельзитовая, участками микрогранит-фельзитовая основная масса слабо хлоритизирована и загрязнена значительным количеством точечного агрегата магнетита. Породы лейкократовые и фемические минералы почти отсутствуют. Липариты и липарито-дациты представляют собой средне- и мелкозернистые и сравнительно равномернозернистые, плотного сложения, желтовато-серого и светлого цвета.

Структура их порфировая, основная масса микрогранитовая, микрогранит-фельзитовая и фельзитовая. Порфировые выделения представлены, главным образом, плагиоклазом № 15—25 и кварцем. Основная

масса хорошо раскристаллизована, сложена агрегатом зерен кислого плагиоклаза и кварца.

Породы габбро-габбро-диабазовой субформации представлены в гипабиссальной интрузивной фации и являются наиболее поздними магматическими образованиями и представлены габбро-габбро-диабазами, диоритовыми порфиридами и плагиогранит-порфирами. Они образуют различной формы отчетливо выраженные секущие тела и в подавляющем большинстве случаев породы их являются сравнительно свежими и обладают массивным сложением. Габбро и габбро-диабазы представляют собой средне- и крупнозернистые породы темного, зеленовато-серого и темно-серого цвета. Структура их габбровая, афитовая, пойкилоофитовая и реже гипидиоморфнозернистая (рис. 3). В



Рис. 3. Габбро-диабаз р. Мазымчай, Николи+; увел. 50.

минеральном составе их принимают участие, преимущественно, основной плагиоклаз, пироксен, магнетит, уралит, хлорит и кальцит. Плагиоклазы № 55—65 преимущественно образуют полисинтетические двойники. Многочисленные трещины в них обычно заполнены вторичными минералами. Пироксены характеризуются некоторым непостоянством по содержанию и нередко крупные кристаллы их включают в себя несколько лейстов плагиоклаза, образуя пойкилоофитовую структуру; часто между лейстами плагиоклаза встречаются хлорит и вторичный кальцит, образовавшиеся по пироксенам. Магнетит в скелетной форме приурочен к пироксену, а точечные зернышки его рассеяны по всей массе породы. Из вторичных минералов наибольшим развитием пользуется хлорит, менее эпидот и кальцит. Диоритовые порфириды встречаются главным образом в среднем течении р. Мазымчай, Буланлыгчай, а также в верховьях р. Цыльтыгчай. Макроскопически породы серого цвета с зеленоватыми оттенками, полнокристаллические, среднезернистые. Под микроскопом структура их порфировая, нередко с микролитовой структурой базиса. Вкрапленники преимущественно представлены плагиоклазом, реже пироксеном. Основная масса породы сложена разноориентированными микролитами плагиоклаза, размеры которых колеблются в пределах 0,05—0,20 мм. Цветной минерал базиса полностью замещен хлоритом, который заполняет промежутки между микролитами плагиоклаза. Плагиогранит-порфиры встречаются лишь в среднем течении р. Карабчай и Мазымчай. Макроскопически это светло-серого, почти белого цвета полнокри-

сталлические породы. Структура их гранит-порфировая. Среди мелкозернистой, аплитовидной основной массы присутствуют отдельные сравнительно крупные кристаллы кислого плагиоклаза и кварца. Общее количество порфировых выделений составляет до 15% объема породы. Основная масса представлена мелким неправильной формы кварцпалевошпатовым агрегатом с гипидиоморфнозернистой и микропегматитовой структурами. Участками основная масса микрогранитовая и микрогранит-фельзитовая.

Химический состав, петрохимические и характерные коэффициенты пород приводятся в табл. 1 и 2.

Петрохимический состав пород показывает, что в распределении отдельных окислов— $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ — отчетливо наблюдаются некоторые изменения, зависящие от условий образования отдельных разновидностей пород. Так, во всех разновидностях пород отношение  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$  больше единицы и в среднем составляет 14,40 — в основных; 4,80 — в средних и 1,25 — в кислых.

Описываемая зона сложена ассоциацией пород с широким диапазоном изменения их состава от основных до кислых. Как видно из табл. 1, содержание кремнезема в них в зависимости от состава пород изменяется в широких пределах и колеблется от 45,38% в габбро-габбро-диабазе до 71,50 в плагиогранит-порфирах. С возрастанием содержания кремнезема постепенно возрастает также суммарное содержание щелочей. Вместе с тем на диаграмме Заварицкого линия средних составов пород описываемой зоны располагается между вариационными линиями пород Лассен-Пик и Пеле и относится к известково-щелочной серии. Как видно из табл. 2, фемический параметр «в» закономерно уменьшается по направлению к породам кислой фации и составляет величины: 29, 25—39, 67 — для основных; 13,08—23,19 — для средних и 5,22—16,27 — для пород более кислого состава. Серийный индекс «с» А. Ритмана колеблется в пределах 0,20—1,45 (табл. 2), в двух образцах (обр. № Р-7, 4222) 3,30, 2,60 связано с постмагматическими изменениями их составов.

По М. А. Пикоку ( $K_1=54,0$  при  $\text{CaO}=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4,2$ ), магматические породы описываемой зоны относятся к щелочно-известковой серии (между ассоциациями Литл-Белт и Гори Креси). Из диаграмм Е. Ф. Осборна и АФМ видно, что эволюция состава магмы габбро-диабазовой формации на ранних стадиях шла по толентовому, а в более поздних — известково-щелочному пути кристаллизации.

Нормативный состав пород спилито-диабазовой и габбро-габбро-диабазовой субформации характеризуется повышенным содержанием альбита (Ав), анортита (Ап) и диопсида (di), а породы андезито-дацит-липаритовой субформации альбита (Ав), кварца (Q) и ортоклаза (Or).

Касаясь вопросов рудоносности, следует отметить, что в этой зоне наиболее крупным и промышленно-важным объектом является Кацдагское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Однако последнее достаточно охарактеризовано в работах [4, 7, 10—12]. Поэтому на характеристике Кацдагского месторождения мы здесь не останавливаемся, ограничившись описанием Кехнамеданского и Кацмалинского проявлений.

Кехнамеданское и Кацмалинское проявления, приуроченные к Кехнамедан-Кацдагскому разлому глубокого заложения (взбросо-надвига), расположены в непосредственной близости друг от друга. Кех-



Числовые характеристики и характерные коэффициенты пород габбро-диабазовой формации

Коэфф.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>a</i>	8,37	5,27	5,52	7,56	9,37	9,25	6,70	9,97	12,57	9,24	9,32	13,29	12,77	11,79
<i>c</i>	6,25	6,40	9,63	6,91	0,91	0,92	0,90	0,67	0,52	0,86	1,41	3,86	3,63	2,97
<i>b</i>	28,03	29,40	28,40	8,19	18,22	19,80	22,67	19,87	16,58	2,35	19,67	5,22	6,65	9,38
<i>s</i>	57,35	58,93	56,45	68,34	71,50	70,03	69,73	69,56	66,3	61,35	73,00	77,13	76,95	75,86
<i>a</i> <sup>1</sup>	37,47	17,52	—	34,27	43,57	41,45	39,20	42,14	38,51	39,86	66,42	18,18	26,26	36,15
<i>m</i> <sup>1</sup>	46,33	35,84	36,41	43,54	33,21	40,46	38,52	43,81	40,88	40,14	21,51	61,14	56,57	46,37
<i>c</i> <sup>1</sup>	16,20	46,24	54,36	22,19	23,22	18,49	21,88	14,05	20,61	20,00	12,07	2,78	17,17	16,68
<i>n</i>	98,31	4,54	0,23	94,83	83,83	84,51	80,77	86,67	94,74	87,48	85,53	59,00	98,95	54,91
<i>t</i>	2,97	1,45	1,76	0,76	1,18	0,84	0,92	1,05	1,09	0,7	0,67	0,52	0,52	0,67
<i>φ</i>	9,11	7,26	11,97	20,22	2,86	7,89	15,34	16,05	16,89	13,21	5,28	10,39	12,12	9,26
<i>Q</i>	—8,29	0,92	—7,77	20,65	23,35	20,64	25,16	18,58	7,80	19,36	25,15	24,62	24,73	25,10
<i>a</i> : <i>c</i>	1,34	0,82	0,57	8,29	10,30	10,14	7,43	16,67	13,57	10,74	6,61	3,44	3,52	3,98
Характерные коэффициенты														
<i>a</i>	3,30	0,99	2,12	0,69	1,06	0,23	0,58	0,2	2,18	1,8	0,88	1,46	1,36	1,22
<i>sl</i>	33,84	36,51	39,58	17,35	18,21	13,41	18,36	12,43	13,87	15,29	12,51	6,35	6,90	8,16
<i>alkal</i>	—33,6	—13,44	—33,46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>F</i>	59,28	19,13	20,53	17,28	19,81	19,86	17,33	16,50	23,41	19,54	18,99	22,56	22,38	21,31
<i>f</i>	0,45	0,44	0,40	0,66	0,59	0,79	0,64	0,76	0,66	0,67	0,64	0,75	0,77	0,74
<i>M</i>	40,72	41,30	45,02	21,64	27,72	19,82	23,18	14,55	21,21	21,24	23,66	15,66	15,23	18,52
<i>T</i>	9,24	4,81	5,26	3,85	9,46	5,51	5,48	7,55	7,6	6,29	9,41	10,34	9,16	9,65
<i>E</i>	0,25	0,15	0,15	0,27	0,32	0,31	0,26	0,13	0,36	0,31	0,36	0,37	0,36	0,36
<i>a</i>	42,90	54,84	63,56	10,74	8,85	9,15	11,84	5,68	6,82	8,51	13,14	22,51	22,13	19,88

Коэфф.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
<i>a</i>	0,40	3,71	5,45	4,58	4,37	3,85	4,21	5,04	4,1	4,5	8,34	9,37	7,29	8,95
<i>c</i>	4,67	5,51	5,51	6,81	7,04	6,95	7,76	7,42	8,98	7,02	4,53	3,69	1,85	2,11
<i>b</i>	39,67	36,81	35,79	32,57	32,54	35,24	31,61	31,55	29,25	32,75	13,8	15,61	15,22	10,13
<i>s</i>	55,25	53,91	53,17	56,04	56,05	53,96	56,43	56,99	57,76	55,64	74,05	71,33	75,64	78,81
<i>a</i> <sup>1</sup>	15,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,21	32,73	36,13	—
<i>f</i> <sup>1</sup>	36,26	34,77	36,57	35,18	34,66	31,45	33,63	46,93	45,18	38,43	51,65	34,55	40,76	61,69
<i>m</i> <sup>1</sup>	48,5	46,49	50,10	43,59	53,57	53,71	55,99	35,62	36,55	49,26	34,96	27,72	23,11	38,31
<i>c</i> <sup>1</sup>	—	18,74	13,13	21,32	11,77	14,84	11,28	17,45	18,27	12,31	—	—	—	10,00
<i>п</i>	66,67	96,43	97,51	96,97	96,88	96,43	96,67	98,51	96,30	96,97	62,07	61,40	69,12	—
<i>t</i>	3,03	2,71	3,08	1,98	3,17	2,55	1,98	2,28	2,19	2,38	1,36	1,39	0,34	0,67
<i>φ</i>	12,48	14,05	14,86	8,53	12,61	12,51	11,06	19,34	16,75	14,01	18,68	15,45	22,69	27,27
<i>Q</i>	5,02	—5,17	10,15	—3,89	—3,68	—6,70	—3,31	—3,52	—1,48	4,92	26,89	2,23	34,85	37,61
<i>a</i> : <i>c</i>	0,09	0,67	0,98	0,67	0,62	0,55	0,54	0,68	0,45	0,65	1,84	2,54	3,93	4,24
Характерные коэффициенты														
<i>a</i>	1,37	0,74	2,60	0,97	0,74	1,10	0,77	1,47	1,07	1,10	1,4	1,34	0,66	0,84
<i>sl</i>	38,31	39,06	38,74	36,81	42,31	44,56	43,54	26,40	28,30	37,82	18,08	17,81	15,85	16,78
<i>qz</i>	—28,18	—25,70	—35,46	—22,29	—22,38	—27,14	—21,26	—30,28	—2,08	—26,83	—	—	—	—
<i>alkal</i>	14,63	13,25	14,91	15,50	15,67	14,93	16,39	16,35	19,81	15,71	17,98	20,41	17,48	15,10
<i>F</i>	58,02	58,05	57,38	59,42	54,06	52,03	52,62	7,175	61,13	58,74	73,68	72,46	77,08	74,47
<i>f</i>	0,43	0,43	0,42	0,44	0,31	0,36	0,38	0,57	0,55	0,44	0,60	0,59	0,64	0,62
<i>M</i>	41,98	41,95	42,62	40,58	45,94	47,97	47,38	29,25	30,87	41,26	26,32	27,04	22,92	25,53
<i>T</i>	6,70	6,53	7,16	5,99	5,57	6,27	5,52	6,13	6,61	6,31	10,47	10,75	2,51	6,14
<i>E</i>	0,22	0,16	0,21	0,16	0,14	0,13	0,12	0,16	0,09	0,15	0,32	0,30	0,32	0,48
<i>a</i>	92,13	61,02	50,63	59,79	61,70	64,35	64,88	69,55	69,13	60,46	35,20	28,25	20,24	19,08

Примечание:  $\alpha = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$  — сернистый индекс по А. Ритману;  $Sl = \frac{Fe_2O_3 - FeO + MgO + Na_2O + K_2O}{MgO}$  — индекс затвердевания по Ю.М. Шейнману;  $alkal = \frac{SiO_2 - [5(Na_2O + K_2O) + Al_2O_3 + CaO + 2Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO]}{(Na_2O + K_2O + Al_2O_3 + CaO + 2Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) - 10}$  — индекс насыщения по Ю.М. Шейнману;  $alkal = \frac{Fe_2O_3 - FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$  — коэффициент железистости по А.А. Маракшеву;  $f_j = \frac{f}{f + m}$  — коэффициент железистости по Д.С. Штейнбергу;  $M = \frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$  — коэффициент известковистости по А.А. Маракшеву;  $T = \frac{TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 + MnO} \cdot 10$  — коэффициент титанистости;  $\alpha = \frac{\alpha}{\alpha + c}$  — коэффициент известковистости по Д.С. Штейнбергу

намедаанское проявление представлено двумя почти параллельными субширотными рудными зонами, приуроченными к взбросо-надвиговому типу разрывным нарушениям. Рудоносные зоны здесь характеризуются общей зараженностью вкрапленного и прожилкового типа медно-пирротиновым оруденением. Нередко на отдельных участках сгущение разноориентированных рудных прожилков приводит к возникновению штокверкового типа оруденения. Местами рудные зоны осложнены более молодыми поперечными разрывными нарушениями, преимущественно небольшой амплитуды смещения или смяты, образуя флексурные перегибы.

Кацмалинское проявление, расположенное севернее Кехнамедаанского, по существу, является промежуточным между последним (с юга) и Жихихским месторождением (с севера). Здесь всего известно 4 субпараллельные рудоносные зоны того же общекавказского направления, с падением на северо-восток, под углом от 30 до 50°. По рудоносным зонам глинистые сланцы преимущественно несут интенсивное прожилково-вкрапленное медно-пирротиновое оруденение.

Небезынтересно отметить, что здесь по рудоносным зонам нередко встречаются линзообразной формы, массивного сложения медно-пирротиновые рудные тела. Заслуживает внимания обнаружение в первой рудоносной зоне обломков массивной пирротиново-полиметаллической руды и пластообразного пирротинового рудного тела, сопровождающегося ареолом тонкопрожилковых и вкрапленных руд.

Наиболее перспективной из всех указанных рудных зон является четвертая зона.

В целом, следует заметить, что все четыре рудоносные зоны Кацмалинского проявления, несмотря на их достаточно солидную протяженность и довольно значительную мощность по поверхности, характеризуются невысоким содержанием меди и очень низким содержанием цинка и свинца, что, на первый взгляд, свидетельствует о неперспективности или, по крайней мере, малоперспективности участка для выявления крупных скоплений медно-пирротиновых и отчасти полиметаллических руд. Однако, принимая во внимание, что все пробы по рудным зонам, взятые с поверхности, характеризуют лишь окисленные интервалы зоны, где первичный минерал — медь-халькопирит является весьма неустойчивым и легко выщелачивается. При этом в зоне окисления образуется сульфат меди, который выносится в нижние части и на уровне грунтовых вод, благодаря соответствующим обменным реакциям, происходит образование различных минералов меди (халькозин, ковеллин и др.), сконцентрированных в зоне вторичного сульфидного обогащения. Кроме того, есть основание ожидать наличие богатого оруденения на глубоких горизонтах зоны, так называемых, первичных руд. Об этом, в частности, свидетельствует тенденция на отдельных участках увеличения концентрации оруденения с глубиной.

Все это безусловно свидетельствует о значительных перспективах этой рудоносной зоны для обнаружения на глубине промышленных скоплений руд.

По своему минеральному составу руды Кехнамедаан-Кацмалинских рудоносных зон относятся к медно-пирротиновой субформации колчеданной формации.

Необходимо подчеркнуть, что Кехнамедаан-Кацмалинские рудные зоны наиболее выгодно отличаются от всех рудных зон месторождений и проявлений медно-пирротиновой и колчедано-полиметаллической субформаций Белокано-Закатальского рудного района в смысле отчетливости генетической связи оруденения с магматизмом и его происхождения. Здесь, на протяжении довольно небольшого участка, зафиксировано около десяти мощных и протяженных интрузий (даек и силлов), преимущественно, субвулканической и интрузивной фации, густо переплетенных и перемеживающихся с четырьмя рудоносными зонами, дорудный возраст которых отчетливо наблюдается. Отчетливо выражено развитие довольно мощных даек и силл габбро-диабазов и диабазовых порфириров, протягивающихся почти параллельно рудным зонам, чередуясь с ними.

#### Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев Г. И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского района (Большой Кавказ). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1975, № 4.
2. Байрамалибейли Э. Т., Алиев Г. И. Дайковый комплекс северной части Белокано-Закатальского рудного района. (Азербайджанская часть южного склона Большого Кавказа). Матер. IV Всесоюз. петр. совещ. 1969.
3. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К. Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского рудного района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 4.
4. Велизаде С. Ф. Минеральный состав и условия формирования руд Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения (южный склон Большого Кавказа). Автореф. канд. дисс. 1981.
5. Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. «Советская геология», 1971, № 2.
6. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
7. Зулфугаров С. Б. Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических залежей филизчайского рудного поля. Автореф. канд. дисс. 1969.
8. Керимов Г. И., Григорьянц Б. В., Ширалиев А. Б. Структурные условия проявления магматизма и связанного с ним оруденения Белоканского рудного района (южный склон Большого Кавказа). Минералогический сборник. Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана, Баку, «Элм», 1981.
9. Керимов Г. И., Ширалиев А. Б. Геолого-структурное положение и петрохимические особенности габбро-диабазовой формации южного склона Большого Кавказа (Азербайджанская ССР). «Изв. АН Азерб. ССР», сер. наук о Земле, 1979, № 5.
10. Курбанов Н. К., Алиев Г. И., Велиев Г. А. Закономерности размещения и структурные условия локализации колчеданно-медно-пирротиновых месторождений Белокано-Закатальского рудного района. Труды ЦНИГРИ, вып. 99, 1971.
11. Романов В. И. Роль субвулканических малых интрузий в локализации колчеданно-полиметаллических залежей Кацдагского месторождения (Большой Кавказ). Труды ЦНИГРИ, вып. 92, 1970.
12. Романов В. И. Структурные условия локализации колчеданного оруденения Кацдагского-Филизчайского рудного узла (южный склон Большого Кавказа). Автореф. канд. дисс. 1975.
13. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.

И. И. Керимов, Э. Б. Ширалиев

#### БАЛАКӘН-ЗАГАТАЛА ФИЛИЗ РАЈОНУ КӨҢНӘМӘ'ДӘН-КАСДАГ ЗОНАСЫНЫҢ МАГМАТИЗМИ ВӘ ФИЛИЗЛИЛИЈИ (БӨЈҮК ГАҒҒАЗЫН ЧӘНУБ ӘТӘКЛӘРИ)

Мағаләдә Көһнәмә'дән-Касдаг филиз зонасынын әтраф сүхурларынын гыса, орада јайылмыш магматик сүхурларын исә там петрограммик вә петрохимјәви характеристикасы верилмишдир. Даһа сонра һәммин зонаја дахил олан Көһнәмә'дән, Касмалы тәзаһүр-

лариний бүтүн зоналары өрнөйлүшүп өз Касмалы тээһүрүчү дөрдүнчү зонасынын перспективилиги гејд едилишидир.

H. I. Kerimov, A. B. Sniraliyev

MAGMATISM AND MINERALIZATION OF KEKHAMEDAN  
KATSDAG ZONES OF BELOKAN-ZAKATALA  
METALLIFEROUS REGION  
(THE SOUTH SLOPE OF MAJOR CAUCASUS)

Kekhamedan-Katsdag ore-bearing zone is timed to the deposits of hanging wall of the same name of thrust-fault and includes Katsdag pyrite-polymetallic occurrence and copper-pyrrhotite manifestations of Kekhamedan and Katsmaly.

Magmatic formations within this zone have wide development and are represented by three subformations: spilite-diabasic, andesite-dacite-liparite and gabbro-diabasic.

Ores of Kekhamedan-Katsmaly oil-bearing zones concern copper-pyrrhotite subformation of pyrite formation on their mineral composition.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1983, № 2

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1983, № 2

УДК /551.263.037+551.762.38/(479.24)

М. А. МУСТАФАЕВ

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ СОМХИТО-АГДАМСКОЙ ЗОНЫ  
МАЛОГО КAVKAZA

Палеофациальные особенности вулканических и интрузивных образований Малого Кавказа изучены недостаточно. Специальные исследования в этом аспекте почти не проводились, но отдельные вопросы фациального анализа нашли свое отражение в монографических работах [1, 2, 5, 6, 11].

Основываясь на геологическом положении, внутреннем строении, условиях образования вулканогенных толщ, а также взаимоотношении отдельных генетических типов пород между собой и с вмещающими породами, в отличие от предыдущих исследователей автор в строении верхнеюрских вулканогенных толщ Сомхито-Агдамской зоны предлагает выделить лавовую, эксплозивную и корневую фации и ряд субфаций, соответствующие известным классификациям генетических типов пород [7, 8], но несколько измененные применительно к особенностям позднеюрских вулканогенных образований Малого Кавказа.

**Лавовая фация** представлена потоками и покровами лав и лавобрекчий, наибольшее накопление которых установлено в пределах Шамхорского, Агдамского и Мровдагского поднятий, где они приурочены к нижней и верхней частям разреза толщ. Лавовые потоки, приуроченные к низам разрезов, обычно маломощные (от 3—5 до 10—15 м), имеют незначительную протяженность по простиранию, залегают среди слоистых пирокластических пород и выдержаны по мощности. По составу они отвечают базальтам и андезито-базальтам. Потоки и покровы, встречающиеся в верхах разрезов, имеют сравнительно большие мощности (до 50—60 м) и значительную протяженность по простиранию. Состав их меняется от андезитов до дацитов, с преобладанием андезито-дацитов. В районах Гаджибулаги (Шамхорское поднятие) и г. Гонахкермаз (Дашкесанский синклиорий) обнажается существенно лавовая пачка, сложенная серией потоков диабазов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов, между которыми заключены маломощные (до 1 м) прослойки и линзы туфов. В верхней части этой пачки несколько потоков лав залегают друг на друге непосредственно без прослоев туфов. Контакты между потоками в подавляющем большинстве случаев четкие и слабоволнистые, без следов изменения поверхностной корки нижележащего потока. Наблюдаются также участки (г. Кямардаг Шамхорское поднятие), где между потоками андезито-дацитов отмечены неровные контакты, указывающие на наличие некоторого перерыва между отдельными лавовыми образованиями.

Таким образом, для лавовых потоков и покровов характерным является четкое стратифицированное положение в разрезе и значительная выдержанность их горизонтов как по мощности, так и по латерали.

Лавобрекчии распространены очень ограниченно. Они состоят из угловатых и полуокатанных обломков андезитов, андезито-дацитов, меньше базальтов и дацитов, сцементированных лавой того же состава. В отличие от сходных с ними лав для них не наблюдается строгой стратиграфической приуроченности к определенным частям разреза. Лавобрекчии имеют развитие, в основном, в пределах Шамхорского поднятия, где они участвуют в строении Байрамлинского, Асрик-Джирдаханского и Ковлярского разрезов и имеют мощности от 3 до 5—10 м. В Асрик-Джирдаханском разрезе общая мощность потоков лавобрекчий достигает 100 м, что составляет примерно 10% от мощности всего разреза.

Сравнительно широко распространенной текстурой пород лавовой фации является миндалекаменная. Потоки с шаровой текстурой встречаются на восточном склоне Кямардагского палеовулкана (р. Асрикчай). Они имеют сложное строение, а в последовательности их образования наблюдается некоторая ритмичность: потоки с шаровым строением сменяются потоками массивных лав и лавобрекчий. Переход между ними постепенный.

**Эксплозивная фация** представлена вулканогенно-обломочными породами, которые генетически связаны с эксплозивной деятельностью палеовулканов. Они целиком или существенно состоят из эффузивных и пирокластических материалов, сцементированных лавой, сваренных или сцементированных гидрохимическим путем, иногда с примесью осадочного материала в количестве менее 50% [3, 9]. Исходя из этого определения, мы считаем целесообразным выделить среди пород эксплозивной фации пирокластическую и вулканогенно-осадочную субфации. Наиболее распространенными среди них являются породы пирокластической субфации.

К пирокластической субфации относятся различные по составу туфы и туфобрекчии. По величине преобладающих обломков выделяются следующие разновидности туфов (Малеев, 1963): глыбовый агломератовый (>200 мм), агломератовый (30—200 мм), лапиллиевый (10—30 мм), гравийный (2—10 мм), псаммитовый (0,1—2 мм), алевритовый (0,01—0,1 мм), пелитовый (<0,01 мм). В то же время предлагается объединять последние три разновидности под общим названием пепловые туфы [9]. Туфобрекчиями следует называть туфы размером преобладающих обломков от 2 до 30 мм, а агломератовыми туфами — более крупнообломочные разности [4]. Объединение туфов в три группы нам кажется вполне приемлемым и соответствует требованиям палеовулканологических построений.

Благодаря палеовулканологическим реконструкциям позднеюрского вулканизма Сомхито-Агдамской зоны установлено исключительно широкое развитие пород пирокластической субфации как в пределах поднятий, так и прогибов. Причем в поднятиях они своим происхождением обязаны андезито-дацитовому, а в прогибах — андезито-базальтовому вулканизму. Установлено широкое развитие более грубообломочных разновидностей (агломератовые туфы) пирокластических образований в пределах Агджакендского и Дашкесанского прогибов, а относительно мелкообломочных (пепловые туфы и туфобрек-

чий) — в пределах Шамхорского, Агдамского и Мровдагского поднятий. Коэффициент палеоэксплозивности для продуктов андезито-базальтового вулканизма больше 80%, а для продуктов андезито-дацитового — меньше.

В соответствии с тектоническим режимом отдельных структур региона породы пирокластической субфации подразделяются на два типа, отличающиеся друг от друга по составу и условиям формирования.

Пирокласты первого типа свойственны областям поднятий и по составу являются существенно андезитовыми и андезито-дацитовыми. Среди них преобладают кристаллокластические, литокластические и литокристаллокластические туфы, для которых характерны горизонтальная и косоволнистая слоистость. Часто в них встречаются пепловый град, линзы песчаников с копьевидными зубами рыб, а также конкреции известняков с отпечатками фауны. Окраска описанных пирокластов преимущественно светло-зеленая. В некоторых участках Шамхорского поднятия (Асрик-Джирдаханский и Коха-Набинские разрезы) удается наблюдать чередования пепловых туфов с туфобрекчиями, имеющих черты как мелководных, так и наземных образований. Указанные особенности пирокластов первого типа определенно характеризуют их формирование в прибрежной полосе морского бассейна, в часто меняющихся фациальных условиях.

Пирокласты второго типа характерны для прогибов. Состав их соответствует базальтам и андезито-базальтам и характеризуется отсутствием слоистости и сортировки обломочного материала. Форма обломков преимущественно угловатая, поверхность неровная, текстура миндалекаменная, часто пористая. Обломки пород сцементированы туфовым материалом, пропитанным гидроокислами железа, вследствие чего пачки пирокластов приобретают красно-бурую окраску. По структурным признакам пирокласты второго типа довольно однообразны и представлены агломератовыми брекчиями и туфами с подавляющим преимуществом первых. Одной из характерных особенностей описанных пирокластов является тесная ассоциация их с вулканогенно-осадочными образованиями. В целом повсеместное красно-каменное изменение пород, опацификация роговых обманок и многие другие факты говорят о формировании пирокластов второго типа в субаэральных условиях.

Вулканогенно-осадочная субфация охватывает образования, состоящие из фрагментов вулканических и осадочных материалов, причем последний в составе вулканогенно-осадочных образований составляет менее 50%. Породы описанной субфации широко развиты в пределах Агджакендского прогиба в виде чередующихся прослоев различной мощности (от 0,1 до 15—25 м), в других структурах они образуют прослойки, линзы небольшой (до 0,5 м) мощности, невыдержанные как по мощности, так и по простиранию.

В исследованном районе она представлена в основном туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоалевролитами и конгломерато-брекчиями. Для последних устанавливается пролювиально-лахаровое происхождение. Они состоят из обломков основных и средних пород, а также осадочно-терригенных материалов, в различной степени окатанных. Породы субфации в пределах Агджакендского прогиба встречаются в основном в средней части разрезов толщи и образуют пач-

ку мощностью до 265 м. Описываемая субаквальная (озерная) пачка характеризуется горизонтальной и линзовидной слоистостью, а также латеральной изменчивостью пород. Отдельные прослои их имеют шаровую текстуру.

**Корневая фация** отличается от эффузивных аналогов морфологией, степенью раскристаллизации, наличием рвущих контактов, меньшей измененностью, разнообразием текстурных особенностей и пр. По форме они представлены экструзивными куполами, некками, дайками и силлами, по времени формирования очень близкими к вмещающим вулканогенным толщам. Под корневой фацией нами подразумевается обобщающий термин для группы пород магматического происхождения, связанной с заключительными этапами эффузивной деятельности вулканов, застывшей в близповерхностных или частично наземных условиях, слагающей корневые зоны вулканов и характеризующейся наличием рвущих интрузивных контактов. По механизму формирования, условиям залегания и заполнения магматических камер среди пород корневой фации выделяются три субфации: экструзивная, жерловая и субвулканическая.

Экструзивная субфация включает различные по составу купола, образование которых связано с давлением газов [8]. Они формируются либо в жерле вулкана в виде пробки, либо самостоятельно в форме купола и выжимаются на дневную поверхность. В настоящее время трудно представляется возможным выделить среди верхнеюрских вулканогенных толщ экструзивные купола из-за разрушенности эрозией центральных частей вулканических построек. Тем не менее нам удалось выделить и реконструировать куполовидные структуры массивных лав в пределах Шамхорского поднятия (Кызылдагский липаритовый экструзив), Агджакендского и Дашкесанского прогибов (Бузлугский андезит-базальтовый и Гонахгермазский диабазовый экструзивы). Для первого характерны веерообразная, а для последних двух — концентрически дугообразная трещиноватость. Все три экструзивных купола грубоизометричны, иногда удлинены в плане, имеют секущие контакты и локализованы в центральных частях вулканических построек. Во всех случаях они опоясаны у подножия грубообломочными пирокластами. Купольные структуры, сложенные эксплозивными брекчиями, встречаются в Агджакендском прогибе (Сарысуинский палеовулкан) и Шамхорском поднятии (Кямардагский палеовулкан).

Жерловая субфация включает слабо-возвышенные и трубообразные выходы вулканических пород, вскрытых эрозией, заполняющих узкие подводящие каналы вулканических аппаратов и представляющие собой непосредственное продолжение вглубь экструзивного купола. Они представлены компактными лавами и лавобрекчиями, а по морфологии относятся к неккам.

Палеовулканологические исследования позволили реконструировать в пределах изученных структур ряд некк, являющихся глубоко эродированными корнями: Кямардагские, Байрамлинские, Азаплинские, Дондар-Кушинские и Кулахлиджинские некки в Шамхорском поднятии, Джанбазская группа некков в Агджакендском прогибе. Кямардагские, Байрамлинские некки сложены лавобрекчиями. В рельефе они представлены округлым выходом высотой до 5—7 м. Фор-

ма их овальная, слабо вытянутая с северо-запада на юго-восток согласно общему простиранию магмаконтролирующих разломов. Породы этих некков плохо сортированы. Преобладающий размер обломков 0,1—0,5 м, встречаются также глыбы размером до 4—5 м. Форма глыб округлая. Состав пород андезито-дацитовый.

Остальные некки сложены массивной лавой. Среди них по составу выделяются две группы некков. Первая группа (Азаплинские и Джанбазские) — сложена базальтовыми порфиритами. Форма их изометричная, а высота около 10 м. Вторая группа (Дондар-Кушинские и Кулахлиджинские) — сложена липаритовыми и дацитовыми порфирами. Из них первый некк имеет изометричную, а второй — дайкообразную форму. Высота их 1—5 м. Для обеих некков характерны радиально-расходящиеся трещины.

Породы жерловой субфации характеризуются массивной, брекчиевидной и флюидалной текстурой. Лишь в одном случае в Азаплинском некке удалось наблюдать подушечную отдельность.

Субвулканическая субфация охватывает различные штоки, силлы, дайки, образовавшиеся на сравнительно небольшой глубине с рвущим контактом по отношению к вмещающим породам.

Штоки включают несколько крупных изометричных тел, развитых в основном на склонах вулканических построек. В пределах Шамхорского поднятия, в районе междуречья Таузчай—Дзегамчай установлены многочисленные субвулканические штоки, пространственно приуроченные к корневой зоне позднеюрских палеовулканов. Состав слагающих их пород изменяется от базальтов до дацитов, с преобладанием андезитовых и андезито-дацитовых разновидностей. В Агджакендском прогибе они развиты в междуречье Бузлуг—Сарысу и представлены андезито-базальтами.

Силловые образования развиты слабо. Силлы мощностью 5 м встречены в Агджакендском прогибе в районе с. Сарысу и сложены кварцевым диоритовым порфиритом. В пределах Агдамского поднятия выход силла установлен в правобережье р. Каркарчай, по составу отвечает биотит-роговообманковому диоритовому порфириту и слагает корневую зону Шеллинского палеовулкана.

Среди пород субвулканических образований наибольшим развитием пользуются дайковые тела. В Шамхорском поднятии выделяются три группы широкого развития дайкового комплекса, приуроченные к участкам вулканических аппаратов: Кулахлиджинская, Кямардагская и Кызылдагская. В других структурах дайковые образования имеют ограниченное развитие.

Формированием пород корневой фации завершается жизнь позднеюрского вулканизма в пределах исследованной территории.

Таким образом, изучение фациального состава верхнеюрской вулканогенной толщи Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа показало, что в течение позднеюрского времени в пределах прогибов господствовал андезито-базальтовый, а в поднятиях — андезито-дацитовый вулканизм. Продукты их, объединяемые в базальт-андезит-дацитовую формацию, формировались в связи с позднегеосинклинальной стадией развития Малого Кавказа. Судя по результатам петро-геохимических исследований [10], разнофациальные породы формаций являются производными дифференциации высокоглиноземистых толеитовых базальтов континентального класса, мантийного происхождения.

## Литература

1. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
2. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
3. Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: Проблемы вулканизма. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
4. Грешнер С. Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М., «Наука», 1976.
5. Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана. М., «Недра», 1966.
6. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
7. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменноизмененных вулканогенных пород Казахстана). М., «Недра», 1967.
8. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 2. Древние вулканы. М., «Наука», 1971.
9. Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
10. Мустафаев М. А. Закономерности распределения микроэлементов в породах позднеюрской формации Сомхито-Агдамской зоны (Малый Кавказ). «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1976, № 4.
11. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд-во АН Азерб. ССР, т. 1, 1964.

М. А. Мустафаев

### КИЧИК ГАФГАЗЫН СОМХИТ—АГДАМ ЗОНАСЫНЫН УСТ ЖУРА ВУЛКАНОКЕН СҮХУРЛАРЫНЫН ФАСИАЛ АНАЛИЗИ

Мәгаләдә үст жура сүхурларынын фасиал хусусијјәтләри вә онларын мұхтәлиф фасијјәларда группашмалары тәсвир олунмагла јанашы, мұхтәлиф фасијјәлә сүхурларын бир-бири илә мұнасибәти, әмәләкәлмә шәраитләри, сәчијјәви хусусијјәтләри кими дикәр мәсәләләрә дә бахыламышдыр.

M. A. Mustafaev

### FACIES ANALYSIS OF UPPER JURASSIC VOLCANOGENOUS FORMATIONS OF SOMHITO-AGDAM ZONE OF THE MINOR CAUCASUS

Facies characteristics of Upper Jurassic volcanogenous formations of Somhito-Agdam zone of the Minor Caucasus are discussed. The author suggests to distinguish the explosive, lava and root facies and a series of subfacies.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1983, № 2

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1983, № 2

УДК 551.494:662

Н. А. МУСАЕВ

### О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ВОД НОВООРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ МИЛЬСКОЙ СТЕПИ

(на примере Мильского опытно-балансового участка)

Мильская степь, площадью 3838 кв. км, является одним из сельскохозяйственных экономических районов Азербайджана, 70,5% площади которой нуждаются в корейной мелиорации [2]. Степь характеризуется тяжелыми гидрогеолого-мелиоративными условиями, обусловленными засоленностью почвогрунтов, высоким залеганием минерализованных грунтовых вод, плохой и весьма затрудненной дренажностью, аридностью климата.

Орошение земель в условиях отсутствия дренажных систем приводит к неуклонному подъему уровня грунтовых вод. В настоящее время уже более 87% территории степи грунтовые воды залегают на глубине до 3,0 м [1], а в 1952 г., т. е. до развития орошаемого земледелия, глубины до 3,0 м занимали около 55% площади [4]. В результате за счет интенсивного испарения с поверхности уровня грунтовых вод, на землях степи развивался процесс «вторичного» засоления орошаемых площадей.

В настоящее время в Мильской степи ведутся крупные агрономелиоративные работы по освоению земель, с каждым годом расширяются площади орошаемых земель, ежегодно увеличивается протяженность коллекторно-дренажной сети.

Для разработки гидрогеолого-мелиоративных мероприятий, изучения режима грунтовых вод на фоне искусственно дренируемых земель, взаимосвязи грунтовых и напорных вод, определения величины испарения, транспирации и инфильтрации поливных вод и атмосферных осадков, величины суммарного испарения с поверхности грунтовых вод при различных их глубинах залегания лизиметрическим методом, теплового баланса зоны аэрации и т. д. в 1976—1979 гг. на территории Имишлинского опытно-дренажного участка АзНИИГиМ Управлением геологии Азербайджанской ССР был построен опытно-балансовый участок.

Мильский опытно-балансовый участок площадью 1,92 км<sup>2</sup> расположен в периферийной части конуса выноса реки Аракс. Здесь почвы лугово-светлые с засоленностью 1—3%. В геологическом строении участка принимают участие аллювиально-пролювиальные отложения р. Аракс, представленные, в основном, песчано-глинистыми фациями и небольшими по мощности слоями грубообломочных пород, к которым приурочены взаимосвязанные грунтовые и напорные водоносные горизонты четвертичного возраста. Грунтовые воды залегают на глубине 2,0—3,5 м и в гидродинамическом отношении соответствуют зоне транзита и рассеивания потока грунтовых вод [1]. По условиям формирования потоков грунтовых вод Кура-Араксинской низмен-

ности и степени собственной дренированности эта территория относится к бессточному бассейну. Поэтому здесь основной статьей их расхода являются суммарное испарение и дренажный сток. Величина минерализации грунтовой воды колеблется от 3,0 до 15 г/л, по химическому составу вода относится к хлоридному, хлоридно-сульфатному и сульфатно-хлоридному натриевому типу.

Степень засоленности пород зоны аэрации (до глубины 2,5 м) относится, по В. Р. Волобуеву [3], к сильно засоленному (2—3%) и средnezасоленному (0,5—1,0%) типу.

Величина коэффициента фильтрации водосодержащих пород изменяется от 0,87 до 3,27 м/сут. Режим грунтовых вод описываемого участка формируется под влиянием как естественных (климатических и др.), так и искусственных факторов (орошение, промывка, ирригационно-дренажные системы и т. д.).

Наиболее динамичными факторами формирования режима грунтовых вод являются поливные и промывные воды, атмосферные осадки, а также питание за счет напорных вод.

Режим грунтовых вод междурядного участка, который был занят под сельхозкультурами, изменяется за счет поливных вод. Как видно из рис. 1, во всех скважинах (№ 4—17), расположенных на этом поле,

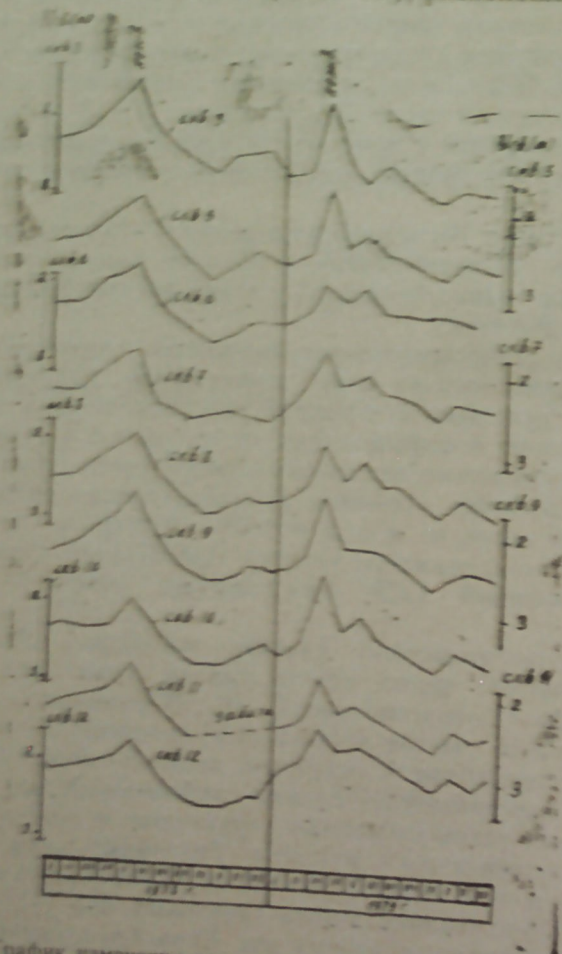


Рис. 1. График изменения уровня грунтовых вод (под зерновыми культурами).

фиксируется ярко выраженный подъем УГВ во время полива — в мае (1978 г.) и во время влагозарядкового полива — в марте (1979 г.).

Таблица 1

Таблица амплитуды колебания уровня грунтовых вод в зависимости от расстояния от дрены (Д-5) (в знаменателе—№ скв., в числителе—расстояние от дрены, м)

Год	Амплитуда колебания, м							Примечание
	1 102	2 52	3 22	5 2	6 2	9 52	10 102	
1978	1,98	н.д.	1,98	1,45	1,62	1,79	2,2	Скв. 1, 2, 3, 5 расположены на левой, а скв. 6, 9, 10 на правой, стороне дрены
1979	2,15	1,77	1,68	1,75	1,60	1,81	2,10	

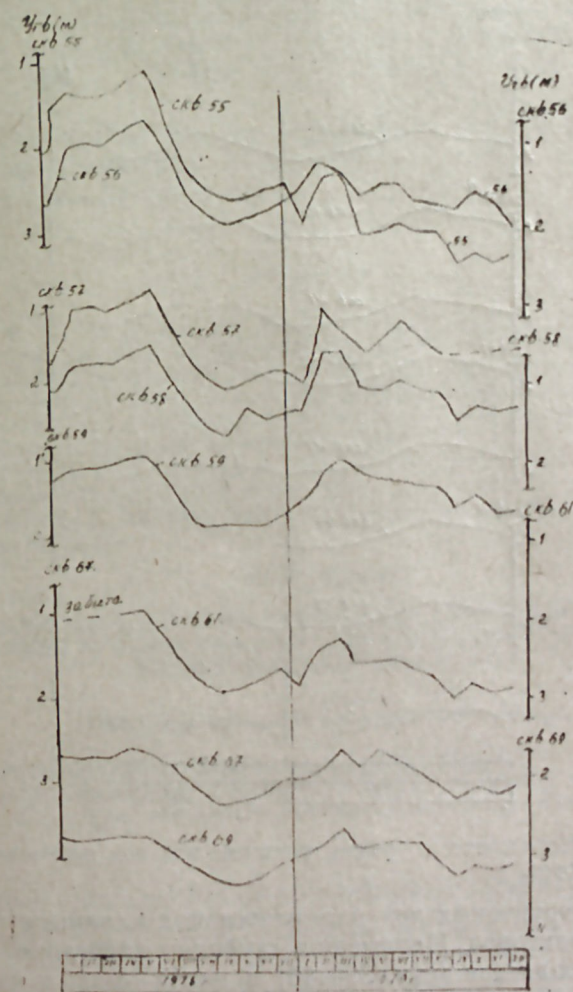


Рис. 2. График изменения уровня грунтовых вод на промывном участке.

Амплитуда колебания уровня грунтовых вод, кроме мощности зоны аэрации и величины вододачи, зависит еще от местоположения скважин по отношению дренажных систем. Наибольшие значения амплитуды колебания уровня грунтовых вод (до 2,15 м) наблюдаются в центральной части междренного поля, наименьшие значения — ближе к дрены (табл. 1).

Режим уровня грунтовых вод промываемой территории подчиняется режиму промывки почвогрунтов зоны аэрации, а периоды и амплитуда их экстремумов зависят от их количества и времени подачи. Наивысшее значение глубины залегания уровня грунтовых вод (рис. 2) соответствует в невегетационный период, т. е. соответствует времени промывных работ. В отличие от поливных участков наивысшие значения на промывной территории продолжают в течение нескольких месяцев. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод достигает 2,0 м. Среднегодовое значение глубины залегания уровня грунтовых вод изменяется от 2,1 до 2,9 м. Как видно из рис. 3, на неорошаемой пло-

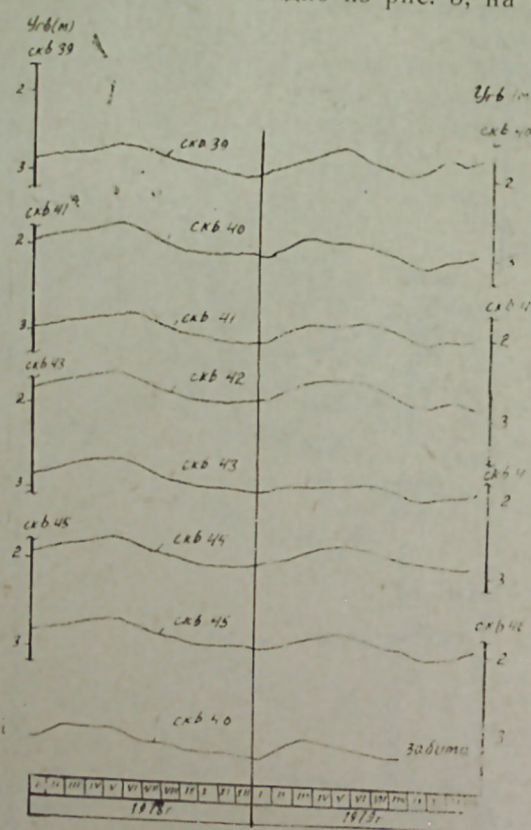


Рис. 3. График изменения уровня грунтовых вод под действием естественно-климатических факторов.

щади режим грунтовых вод изменяется под влиянием естественно-климатических факторов. Наивысшая глубина залегания уровня грунтовых вод наблюдается (скв. 39—46) в марте—мае, с мая до конца вегетационного периода идет спад уровня грунтовых вод и в это время наблюдается наименьшая глубина залегания уровня грунтовых вод.

Среднегодовая глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется от 2,60 до 3,20 м. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод незначительна и составляет 0,33—0,62 м. Температурный режим грунтовых вод изучался в температурном кусте, который состоит из 5 скважин глубиной 5,0; 7,0; 10,0; 15,0; и 20,0 м с донным поступлением воды. Максимум температуры грунтовой воды (18,5—20,5°C) на всех исследуемых глубинах приходится на октябрь—ноябрь, а минимум (15,1—18,0°C) — на апрель—май. Наивысшее значение температуры грунтовых вод наблюдается при минимальной глубине их залегания, а минимальная температура грунтовых вод — при максимальной глубине их залегания. Амплитуда колебания температуры грунтовых вод уменьшается с увеличением мощности потока (табл. 2).

Таблица 2

Год	Мощность потока грунтовых вод (глубина замера), м				
	Амплитуда колебания, °С				
1979	3,5	5,00	8,0	13,00	18,00
	5,5	4,50	4,00	3,00	2,00

Среднегодовая температура грунтовых вод на всех указанных глубинах почти одинаковая (17,0—18,0°C), на 2,5—3,5° больше, чем среднегодовая температура воздуха.

#### Литература

1. Алиев Ф. Ш. О режиме подземных вод орошаемых массивов межгорных впадин и некоторые вопросы их прогноза для целей мелиорации. Тезисы докладов третьего межведомственного совещания по вопросам прогнозирования гидрогеологических, инженерно-геологических и почвенно-мелиоративных условий. Вып. 2М, 1976.
2. Бехбудов А. К. Экспериментальные основы проведения мелиорации засоленных земель Кура-Араксинской низменности. Баку, 1977.
3. Волобуев В. Р. Генетические формы засоления почв Кура-Араксинской низменности. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1965.
4. Исрафилов Г. Ю. Грунтовые воды Кура-Араксинской низменности. Изд-во «Маариф», Баку, 1972.

Н. А. Мусаяев

#### МИЛ ДУЗУНУН ЈЕНИ СУВАРЫЛАН ТОРПАГЛАРЫНДА ГРУНТ СУЛАРЫ РЕЖИМИНИНІ ФОРМАЛАШМАСЫНЫН БӘЗИ ГАНУНАУЈГУНЛУГЛАРЫ

(Мил тәчрүбә-баланс сәһәсинин тимсалында)

Мил тәчрүбә-баланс сәһәсиндә јума вә суварма нормаларындан асылы олараг грунт суларынын сәвијјә режиминин дәјишмәси ганунаујгунлуғлары мүәјјәләшдирилмиш, дәриликдән асылы олараг температур режиминин дәјишмәси көстәрилмишдир.

N. A. Musayev

#### ON SOME REGULARITIES OF FORMATION OF REGIME OF GROUND WATERS OF NEW-IRRIGATED LANDS IN MYL STEPPE (ON AN EXAMPLE OF MYL EXPERIMENTAL-BALANCE TERRITORY)

The change of regime of ground waters of new-irrigated lands of Myl steppe under the influence of washing, watering, naturally climatic factors on the example of Myl experimental-balance territory is considered.

УДК [550.4-551.763.781.31.038] (479.24)

Т. Н. НАСИБОВ, Г. И. АЛЛАХВЕРДИЕВ, С. А. АБАСОВ,  
З. А. ВЕЛИЕВ, А. М. ЭЛЕНБОГЕН

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕНОМАНСКИХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Геохимическое изучение сеноманских и палеогеновых песчано-глинистых отложений офиолитовых прогибов Малого Кавказа представляет научно-практический интерес с самых различных позиций. Здесь вопрос этот рассматривается в сравнительном аспекте, причем в отношении ограниченного круга элементов (Сг, Ni, Со, Mg, Mn, V и др.). Как выбор разновозрастных отложений и набор элементов, так и основное содержание сообщения определены соображениями, направленными на получение определенных геохимических данных, способных, с нашей точки зрения, пролить свет на решение некоторых вопросов офиолитовой проблемы Малого Кавказа. Наиболее кардинальным является возраст офиолитов, поскольку этот фактор нередко служит основанием для формирования различных представлений об их природе.

В отличие от укоренившегося мнения о нижнесенонском возрасте ультрабазитов в настоящее время утверждается более древний — доальбский (среднеюрский, нижнеюрский и даже доюрский) возраст их [3—6, 9]. При этом ультрабазитам придается весьма динамичная модель, считая, что они внедрялись в холодном виде в высокие горизонты земной коры, сопровождаясь большими горизонтальными перемещениями [5, 9]. Здесь нами сделана попытка на основании изучения характера распределения типоморфных для офиолитов элементов (Сг, Ni, Со, Ti, Mg, V и др.) в разновозрастных, но однотипных осадочных породах, выявить геохимические критерии, позволяющие выделить доофиолитовый комплекс отложений от пестофиолитовых, формировавшихся в условиях размыва пород офиолитовой ассоциации. К числу последних, по общему признанию, относятся палеогеновые песчано-глинистые отложения, развитые в пределах Чичакли-Конурской синклинали (СЗ часть Сарыбабинского прогиба). Действительно, отложения эти на отдельных участках трансгрессивно залегают на ультрабазитах и в них содержатся продукты размыва последних, особенно обильные в низах разреза. Вполне естественно, что мы в данном случае должны фиксировать минералого-геохимические следы этого процесса в палеогеновых отложениях. Что касается выбора сеноманских отложений, то мы исходили из того, что, во-первых, существуют весьма противоречивые утверждения относительно взаимоотношения сеноманских отложений с офиолитами и, во-вторых, фация сеномана близка к палеогеновым, что делает геохимическое сопоставление более целесообразным. Отметим, что аналогичное геохимическое

исследование ранее было выполнено нами в отношении нижнемеловых и верхнесенонских известняков. Полученные данные позволили прийти к выводу о формировании офиолитов в интервале постнижнемелового-докампанского времени [7].

В качестве объекта изучения сеноманских отложений были взяты Алмалы-Гейдаринская антиклинальная и Агдагская (Зинджирли-Карадырнах) синклинали соответственно Сарыбабинского и Тоурагачайского синклинориев. В пределах первой структуры низы сеноманских отложений не обнажаются, зато эту границу всюду можно проследить в пределах Тоурагачайского прогиба (полоса Зинджирли-Карадырнах), где мощная (>400 м) песчано-глинистая толща сеномана налегает на карбонатно-вулканогенный альб [1]. На сеномане в стратиграфически нормальных условиях залегает турон-нижнесенонская кремнисто-вулканогенная формация, к которой приурочены все основные массивы ультраосновных и основных пород. Разрез сеномана всюду однообразен и представлен чередованием темно-серых аргиллитов (преобладают), разномерных песчаников и реже гравеллитов.

Геохимическое изучение сеноманских и палеогеновых отложений осуществлено отбором проб по разрезам, направленным вкострости отложений. Общее количество разрезов — 18 (12 из сеноманских и 6 из эоценовых отложений). Расстояние между разрезами 1,0—1,5 км. Пробы были отобраны в основном через первые десятки метров (обычно 20—30 м); иногда это расстояние уменьшено до нескольких метров. В случае чередования песчаников и аргиллитов каждая разновидность была опробована отдельно. Кроме геохимических проб из некоторых разрезов отобраны протолочные пробы для минералогической характеристики различных горизонтов сеноманских и эоценовых отложений. Количество проб из каждого разреза от 15—20 до 50, редко 70 (Карадырнахский, Гюнейпейинский и др.). Общее количество использованных проб 424 (270 из сеноманских, 154 из палеогеновых отложений). Пробы подвергнуты количественному спектральному анализу<sup>1</sup>, а результаты — машинной обработке.

В табл. 1 сведены статистические параметры распределения ряда химических элементов в сеноманских и палеогеновых отложениях — различно для песчаников (А) и аргиллитов (Б). Обращает на себя внимание резкое различие статистических параметров в одних и тех же породах (песчаники и аргиллиты), имеющих разный возраст. Это отличие особенно заметно в отношении Сг, Ni, Со, а также Mn, Ti, Mg (см. ниже) и некоторых других элементов. Ниже кратко охарактеризуем различия, основанные на совокупности статистических параметров, особенно средних, установленных на основании достаточного большого количества представительных проб (от 57 до 126 для каждой разновидности). Из таблицы видно, что среднее содержание Сг в песчаниках сеномана составляет 0,0025% (в редких пробах до 0,020%), тогда как в палеогеновых песчаниках это составляет около 0,055%, достигая в отдельных пробах 0,3%, что в 22 раза превышает содержание Сг в первых; резко различаются дисперсии и коэффициенты вариации. Содержание Ni в палеогеновых песчаниках в 14 раз выше, чем в

<sup>1</sup> Около 5% от общего количества проб (содержащие повышенное количество Ni, Сг и др. по спектральным данным) дополнительно подвергнуты химанализу, сходимость удовлетворительная.

Таблица 1

Распределение содержаний химических элементов в палеогеновых и сеноманских отложениях (в числителе данные по палеогену, в знаменателе — по сеноману)

Химические элементы	Пределы изменения	Среднее	Стандарт	Вариация	Закон распределения
А. Песчаники (количество анализов $\frac{87}{57}$ )					
Mn. 10 <sup>-2</sup>	0,5—100,0	8,4	11,2	1,3	логнормальный
	0,5—20,0	4,0	5,2	1,3	
Cr. 10 <sup>-3</sup>	1,5—300,0	55,2	110,8	2,0	логнормальный
	1,5—20,0	2,5	2,5	1,0	
V. 10 <sup>-3</sup>	0,5—20,0	8,0	5,8	0,7	не установлено
	0,5—10,0	7,9	13,0	1,7	
Ni. 10 <sup>-3</sup>	0,5—100,0	18,3	28,3	1,6	логнормальный
	0,5—10,0	1,3	0,6	0,5	
Co. 10 <sup>-3</sup>	0,5—3,0	1,0	0,6	0,6	логнормальный
	0,5—3,0	1,0	0,4	0,4	
Cu. 10 <sup>-3</sup>	0,3—10,0	1,4	1,2	0,9	не установлено
	0,5—12,0	2,3	1,8	0,8	
Zn. 10 <sup>-2</sup>	0,15—0,30	0,2	0,07	0,4	не установлено
	Обнаружен в единичных пробах				
Б. Аргиллиты (количество анализов $\frac{71}{126}$ )					
Mn. 10 <sup>-2</sup>	0,5—30,0	3,4	3,6	1,0	логнормальный
	0,5—5,0	5,5	9,8	1,9	
Cr. 10 <sup>-3</sup>	1,5—200,0	29,7	39,0	1,3	логнормальный
	0,5—100,0	6,0	13,8	2,3	
V. 10 <sup>-3</sup>	0,5—20,0	9,0	5,7	0,7	нормальный
	0,5—100,0	10,4	12,9	1,2	
Ni. 10 <sup>-3</sup>	1,0—100,0	15,5	19,1	1,2	не установлено
	0,5—300,0	7,2	29,6	4,1	
Co. 10 <sup>-3</sup>	0,5—3,0	1,1	0,6	0,5	логнормальный
	0,5—20,0	1,9	2,7	1,4	
Cu. 10 <sup>-3</sup>	0,5—5,0	1,6	1,0	0,6	не установлено
	0,3—10,0	2,4	1,9	0,8	
Zn. 10 <sup>-2</sup>	0,15—3,0	0,4	0,6	1,5	не установлено
	Обнаружен в единичных пробах				

Примечание: 1. В тех случаях, когда распределение содержаний не противоречит логнормальной модели, в качестве оценок среднего и стандарта принимаются максимально правдоподобные оценки; 2. При записи «не обн.» величины содержаний химических элементов принимаются равными половине порога чувствительности спектрального анализа.

песчаниках сеномана. Что касается Co, то он присутствует в равных количествах, создавая лишь небольшие превышения в палеогеновых песчаниках, к тому же последние почти в два раза больше содержат

Mn, чем сеноманские. Для Cu характерны низкие содержания в палеогеновых песчаниках. Не останавливаясь на рассмотрении поведения тех же элементов в аргиллитах (что видно из табл. 1), следует отметить, что Cr и Ni в палеогеновых аргиллитах, как и в песчаниках, образуют повышенные концентрации, превышающие их содержания в сеноманских соответственно в 5 и 2 раза. V и Mn в аргиллитах палеогена и сеномана присутствуют в относительно сопоставимых количествах, а Cu, Zn и Co большие содержания создают в сеноманских отложениях. Не находит пока объяснения «стерильность» палеогеновых пород относительно цинка: он представлен в единичных пробах от 0,003 до 0,010%, в низких количествах в сеноманских. Hg же в повышенных значениях появляется в сеноманских песчаниках из зон разрывов, что говорит о ее наложенной гидротермальной природе.

Таблица 2

Корреляционная матрица содержаний химических элементов в отложениях палеогена (верхний треугольник—песчаники, нижний—аргиллиты)

	Mn	Cr	Ni	V	Cu	Co	
Mn	1	0,58	0,55	0,36	0,03	0,48	Mn
Cr	0,56	1	0,84	0,47	0,08	0,51	Cr
Ni	0,48	0,78	1	0,48	0,25	0,50	Ni
V	0,34	0,79	0,65	1	0,39	0,53	V
Cu	-0,28	0,21	0,24	0,33	1	0,06	Cu
Co	0,54	0,54	0,46	0,48	0,07	1	Co

Примечание: Допустимые значения коэффициентов при 1% уровне значимости: для песчаников 0,29, для аргиллитов 0,31.

Таблица 3

Корреляционная матрица содержаний химических элементов в отложениях сеномана (верхний треугольник—песчаники, нижний—аргиллиты)

	Hg	Mn	Zn	Cr	Ni	V	Cu	Co	
Hg	1	0,11	-0,19	-0,03	-0,03	-0,17	-0,22	0,15	Hg
Mn	0,01	1	-0,47	-0,19	-0,07	-0,15	-0,06	-0,06	Mn
Zn	-0,09	-0,15	1	0,10	0,16	0,27	0,31	0,09	Zn
Cr	-0,01	0,06	0,21	1	0,62	0,46	0,34	0,40	Cr
Ni	-0,02	0,09	0,17	0,52	1	0,54	0,52	0,52	Ni
V	-0,06	-0,11	0,10	0,09	0,11	1	0,45	0,42	V
Cu	0,09	-0,34	0,14	0,24	0,27	0,30	1	0,26	Cu
Co	0,02	0,21	0,20	0,23	0,55	0,17	-0,13	1	Co

Примечание: Допустимые значения коэффициентов при 1% уровне значимости: для песчаников 0,34; для аргиллитов 0,23.

Коэффициенты корреляций между содержаниями химических элементов приведены в табл. 2 и 3. Обращают на себя внимание тесные корреляционные связи между всеми элементами группы железа и слабая связь меди с остальными химическими элементами палеогено-

вых отложений. Для сеноманских же отложений характерна отрицательная связь ртути и марганца с большинством химических элементов, как для песчаников, так и для аргиллитов. Несколько неожиданно слабая корреляционная связь V с другими элементами группы железа для аргиллитов.

Таким образом, изученные разновозрастные песчано-глинистые отложения четко отличаются по содержанию Cr и Ni. Последние в палеогеновых аргиллитах и песчаниках образуют повышенные концентрации, намного превышающие сеноманские. Обращает на себя внимание высокая дисперсия этих же компонентов в палеогеновых песчаниках и аргиллитах. Выяснено, что повышенные значения Cr и Ni в разрезе палеогеновых отложений появляются на различных уровнях, но часто в низах. Содержания Cr и Ni в обогащенных слоях и горизонтах (мощностью 15—20 м) колеблются соответственно от 0,05—0,20% (достигая иногда 0,30%, редко и более) и до 0,03—0,10% (редко 0,20%). Причем эти высокие содержания характерны для песчаников; в тех же интервалах содержания Cr и Ni в аргиллитах уменьшаются по сравнению с песчаниками в 4—5 раз и более (иногда около одного порядка). Представляется возможным выделить из разреза палеогена группы слоев песчаников или пачек, преимущественно сложенных из песчаников, которые обогащены Cr, Ni, а также Mn, Co и др. Такие пачки были отмечены по всем разрезам. По разрезу верховья р. Надырханлысу в выделенной пачке в песчаниках (5 анализов) отмечены следующие результаты (%) (в скобках — средние значения): Cr—0,05—0,10 (0,08); Ni—0,03; Co—0,001—0,002 (0,0014); Mn—0,01—0,10 (0,082); V—0,01; Cu—0,001—0,002 (0,0014); Zn—0,001; Mg—более 1% (в двух анализах); Ti—0,30—0,50 (0,40). В прослойках аргиллитов из того же интервала разреза (4 анализа): Cr—0,03—0,05 (0,04); Ni—0,02—0,03 (0,025); Co—0,001; Mn—0,01—0,05 (0,025); V—0,01—0,02 (0,012); Cu—0,02—0,03 (0,025); Zn—0,00—0,01; Mg—более 1% (в одном анализе); Ti—0,20—0,30 (0,25).

Из этих данных видно, что, во-первых, содержание ряда элементов (в особенности Cr, Ni, Mn, Ti) в песчаниках значительно превышает таковые в аргиллитах и, во-вторых, разброс содержаний элементов в аргиллитах небольшой, что нельзя сказать в отношении песчаников. В аргиллитах происходит как бы уравнивание количеств элементов, в особенности для Mn, V, Co, Cu, частично Ni, лишь иногда образующих повышенные содержания, о чем свидетельствуют и значения дисперсий, рассчитанных без ураганых проб (см. табл. 1, Б). Причины этого явления требуют дополнительных исследований. Здесь же отметим проявления высокой концентрации ртути (0,0013%) в среднезернистых песчаниках (у сел. Гюнейпая), переслаивающиеся с аргиллитами, образуя мелкую складчатость. В этом же районе и на участке Джамилли были зафиксированы наиболее высокие в песчаниках значения Cr (0,20—0,30%) и Ni (до 0,10—0,20%) при почти постоянстве Co (0,002%), Cu (0,001—0,002%), V (0,01—0,02%), а также Mn (0,10—0,20%). Наибольшие колебания в содержаниях наиболее характерны для сеноманских песчаников и аргиллитов, для которых установлены следующие наиболее преобладающие значения элементов (%): Cr—0,003 (редко до 0,02 в аргиллитах), Ni—0,01—0,002, Co—0,0%) Cu—0,001—0,003. В содержаниях же Mn и V отмечаются значительные

вариации (0,003—0,02% и 0,005—0,20% соответственно): B (0,0005—0,0046%), Ba (0,01—0,03%); Mg (0,03—1%) и Ti (0,3—0,5%) проанализированы около 10% от общего количества проб. Обращает внимание повышенное содержание Mg в палеогеновых отложениях; во всех пробах он более 1%, тогда как в сеноманских Mg находится на уровне от 0,03—0,5 до 1,0% (среднее 0,83 и 0,62% соответственно в аргиллитах и песчаниках).

Анализ полученных геохимических данных в соответствии с минералогическими исследованиями специально подготовленных прозрачных шлифов (главным образом из прослоев песчаников) и изучение прозрачных шлифов позволяют заключить, что повышенные содержания Cr, Ni, Mg, а также Mn и V в породах палеогена вызваны размывом ультрабазитов и других членов офиолитовой ассоциации пород, занимающих определенное положение в верхнемеловом разрезе Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа. О том, что размыв этих образований и поступление обломков их в палеогеновый бассейн действительно имело место, говорят и прямые геологические наблюдения — трансгрессивное залегание палеогеновых песчано-глинистых отложений как на серпентинизированные ультрабазиты, так и на вмещающие их нижнесенонские вулканогенно-осадочные отложения с базальными слоями, включающим обильные обломки пород офиолитовой ассоциации, в частности обломки серпентинизированных ультрабазитов, а также связанных с ними минералов. На ряде участков граница их с серпентинитовыми массивами осложнена разрывами, по которым местами выжились серпентиниты, что не позволяет наблюдать нормальный трансгрессивный контакт. Однако при детальном рассмотрении песчаников в них отмечаются обломки серпентитов. Последние были отмечены не только в низах, но и стратиграфически на высоких уровнях (включая сами верхи), что говорит о длительном размыве серпентинизированных ультрабазитов.

Сравнивая результаты минералого-геохимических исследований палеогеновых и сеноманских отложений, можно прийти к выводу, что последние были сформированы без какого-либо участия пород офиолитового комплекса, о чем свидетельствуют низкие содержания в сеноманских отложениях Cr, Ni, Mg, Mn, V и др. Установлено, что средние содержания их находятся даже ниже кларка (Cr) или же примерно соответствуют кларковым значениям (Ni, V, Mn и др.) соответствующих пород. При этом следует отметить, что Ni и особенно Cr, являющиеся наиболее информативными компонентами, в значительных количествах проб не были установлены<sup>2</sup> (Cr не определен в около 30%, а Ni—до 10%). Вполне определенные данные дали результаты минералогического изучения искусственных шлифов, в которых не были зафиксированы продукты размыва ультрабазитов. В этой связи необходимо коснуться указаний исследователей относительно обнаружения обломков серпентинитов в сеноманских отложениях, а также установления повышенных содержаний Cr, Ni, Co в них [4, 5, 10]. Однако, согласно новейшим исследованиям, эти отложения оказались нижнесенонскими [11]. Правомерность исследования минералого-геохимических критериев для выделения сеноманских отложений от сходных с ними ниж-

<sup>2</sup> Присутствуют ниже чувствительности анализа, что составляет для Cr — 0,003, а для Ni — 0,001%.

несенонских проверена на одном из интереснейших участков — Кылычлинском, являющемся объектом весьма разноплановых мнений. Здесь на основании детальных геологических исследований и палеонтологических данных установлена [11] ошибочность включения части терригенного разреза в сеноман. Геохимическим опробованием получены статистические параметры, отличающие сеноманские отложения от обогащенных Cr, Ni, Mg, Ti, Co и др. компонентами «офиолитового ряда» нижнего сеномана.

Изложенное, несомненно, исключает разрыв пород офиолитового комплекса в сеноманское время, что можно было бы ожидать при варианте доальбского возраста данного комплекса, о чем утверждают некоторые исследователи [3—6, 9].

Таким образом, полученные геохимические данные по распределению ограниченной группы элементов как в терригенных отложениях палеогена и сеномана, так и в карбонатных породах нижнего мела и верхнего сеномана, о чем уже сообщалось [7], позволяет определенно говорить о времени формирования офиолитов Малого Кавказа. По этим данным устанавливается, что их образование происходило в интервале времени после сеномана и до кампана. Вывод этот хорошо согласуется и с геологическими и с палеонтологическими данными [1, 2, 8, 11].

#### Литература

1. Аллахвердиев Г. И. Геологическое строение Сусузлугской антиклинали. «ДАН Азерб. ССР», 1981, т. 37, № 10.
2. Аббасов А. Б. Позднемеловые радиоларии Сарыбабинского синклинория Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Баку, 1982.
3. Гасанов Т. Аб. Тектоническое положение и история формирования офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Автореф. докт. дисс. Тбилиси, 1980.
4. Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитов Малого Кавказа. «Геотектоника», 1971, № 5.
5. Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. «Геотектоника», 1971, № 6.
6. Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Баку, «Элм», 1973.
7. Насибов Т. Н., Аллахвердиев Г. И., Абасов С. А., Велиев З. А., Эленбоген А. М. Сравнительная геохимическая характеристика неокомских и верхнесенонских известняков среднего течения р. Тертер (центр. часть Малого Кавказа). «Изв. АН Азерб. ССР», сер. наук о Земле, 1979, № 5.
8. Насибов Т. Н. Закономерности размещения и условия формирования ртутных месторождений центральной части Малого Кавказа. Автореф. канд. дисс. Баку, 1973.
9. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
10. Сулейманов С. М., Насибов Т. Н. Значение контактовых зон ультраосновных пород в локализации ртутного оруденения (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). «Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова», серия геол.-географ. наук, 1967, № 1.
11. Шихалибейли Э. Ш., Аллахвердиев Г. И., Казинцева Л. И. Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. наук о Земле, 1980, № 3.

Т. Н. Насибов, Г. И. Аллахвердиев, С. А. Абасов, З. А. Велиев, А. М. Еленбоген

КИЧИК ГАФГАЗЫН ОФИЛИТ ЧӨКӨКЛИКЛЭРИНДЭ СЕНОМАН ВЭ ПАЛЕОКЕН ГУМДАШЛЫ-КИЛЛИ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН МҮГАЈИСӘЛИ КЕОКИМЈӘВИ СӘЧИЈӘСИ

Магаләдә Кичик Гафгазын офиолит зонасында јайылмыш сеноман вә палеокен чөкүнтүләриндә гипербазитләр үчүн сәчијјәви олан элементләрни пәјланмасы мугајисәли

шәкилдә арандырылып. Бу элементләрни палеокен чөкүнтүләриндә јүксәк мигдары офиолитләрни ашыммасы илә, сеноман чөкүнтүләриндәки чүзи мигдары илә бу чөкүнтүләрни офиолитләрдән гәдим оймасы илә изаһ олуноур. Бу дәлил офиолитләрни сеномандан гәдим оймасы фикрини тәкзиб едир.

T. N. Nasibov, G. I. Allahverdiyev, S. A. Abasov, Z. A. Veliyev,  
A. M. Elenbogen

COMPARABLE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF CENOMANIAN  
AND PALEOGEN SANDSTONE-CLAY DEPOSITS  
OF THE OPHIOLITE SAGGINGS OF THE MINOR CAUCASUS

The geochemical investigation defined the parameters of distribution of Cr, Ni, Mg, Mn, Co and other elements in Cenomanian and Paleogen sandstone-clay deposits in the central part of the Minor Caucasus.

УДК 551.24(479.24)

А. М. ГУРБАНОВ, А. И. МАМЕДОВ, Р. А. БАГИРОВ,  
И. С. ЮСИФОВ, А. М. ОМАРОВ

**К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И УСЛОВИЯМ  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА  
МЕГАНТИКЛИНОРИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА  
(МЕЖДУРЕЧЬЕ КУРМУХЧАЙ—ГЕОКЧАЙ) В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ**

Восточный сектор мегантиклинория Большого Кавказа является сложностроенным горным сооружением и одним из основных объектов, где ожидается открытие новых месторождений твердых полезных ископаемых. Несмотря на длительную историю геологического изучения, до сих пор остаются невыясненными некоторые аспекты строения данной территории, от которых зависит правильное познание геологического строения региона и оценки перспектив как рудоносности, так и нефтеносности. К таким вопросам относятся, несомненно, особенности истории геологического развития, а также поперечное блоковое строение региона.

В настоящей статье рассмотрена история геологического развития региона в юрское время в свете новых данных, установление которой необходимо для выявления полезных ископаемых на исследуемой территории.

История геологического развития мегантиклинория Большого Кавказа отражена в работах [1—9 и др.]. В статье использованы материалы групповой съемки, проведенной авторами в 1971—1976 гг. с учетом данных прошлых лет. Для более детального изучения истории геологического развития и условий осадконакопления в регионе авторами сняты последние разрезы мезозойского комплекса по бассейнам рек Вандамчай, Кудиалчай, Дамирапаранчай, Бумчай, Шинчай и Курмухчай. По указанным разрезам установлены направления изменения мощности отдельных толщ и фаций по ярусам, определено процентное соотношение отдельных литологических типов пород по ярусам и разрезам.

Из работы [3] известно, что в калдонском цикле в пределах Большого Кавказа существовала суша, а с наступлением герцинского этапа здесь происходило прогибание и начала свое существование палеозойская геосинклиналь в осевой полосе Большого Кавказа. В раннее альпийское время начинается расширение и углубление этой геосинклинали и развитие Большекавказской миогеосинклинали альпийского этапа, а также заложение вдоль северной окраины Закавказской геосинклинали узкой эвгеосинклинали Большого Кавказа. Все это хорошо согласуется со схемой тектоники фундамента, составленной С. Г. Мамедовым (ЮжВНИИ Геофизика) по данным ГСЗ, КМПВ и гравиметрии. Сопоставление этих данных со схемой тектоники юрских отложений (рис. 1) позволяет заключить, что в пределах Большого Кав-

каза тектонические единицы ранних эпох не совпадают со структурами в современном плане и постепенно поворачиваются на юг, отклоняясь от общекавказского направления.

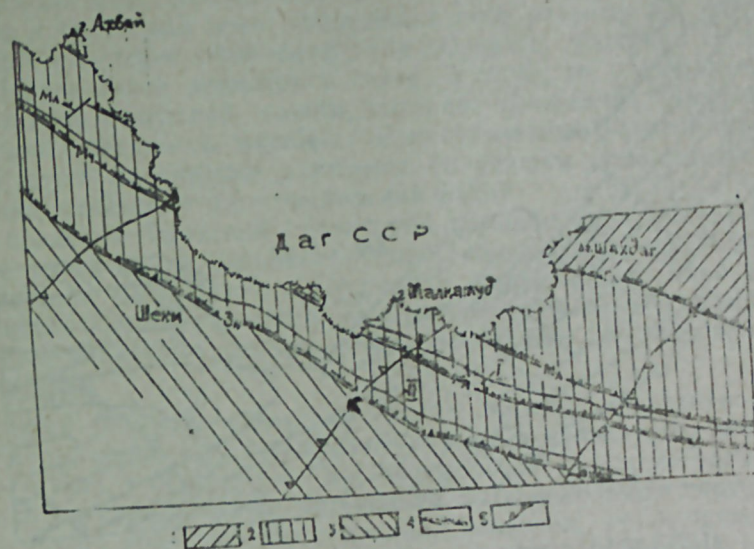


Рис. 1. Тектоническая схема района: 1 — Шахдаг-Дивичинский прогиб; 2 — Тфанское (Центральное) поднятие, 3 — Вандамская складчато-глибовая зона; 4 — разрывные нарушения (Гл—Главнокавказское, Мл—Малкамудское, Мч—Мечехское, Зн—Запнское); 5 — границы поперечных блоков, 1 — Мечехдаурское поднятие, П — Дуруджинское поднятие.

В пределах исследованной территории из вскрытых на обнажениях отложений самыми древними являются отложения ааленского возраста, и поэтому история геологического развития региона рассматривается с начала ааленского века.

На всей площади исследованной части мегантиклинория Большого Кавказа в начале ааленского века происходило накопление осадков в исключительно глинистой фации, что связано с интенсивным прогибанием дна морского бассейна (до 1200 м). К концу нижнего аалена режим осадконакопления постепенно меняется и в верхах нижнего аалена песчаники явно преобладают над глинами. В этот же период в районах Ахвайского перевала и с. Маза вдоль Главнокавказского разлома интрузивные тела местами прорывают глинисто-сидеритовую свиту нижнего аалена, что свидетельствует о начале активизаций тектонических движений в раннем аалене и о том, что Главнокавказский разлом является проводником магмы основного типа.

В начале верхнего аалена дифференциация дна морского бассейна ослабевает (накапливаются лишь глины), а к концу — активизируется, благодаря чему в разрезе глины постепенно сменяются песчаниками. С этого времени начинается воздымание центральной части мегантиклинория Большого Кавказа (рис. 2). Общее прогибание дна ааленского морского бассейна доходило до 2200—2500 м.

Анализ процентного соотношения отдельных литологических типов пород показывает, что наличие алевролитов, песчаников и глин в раз-

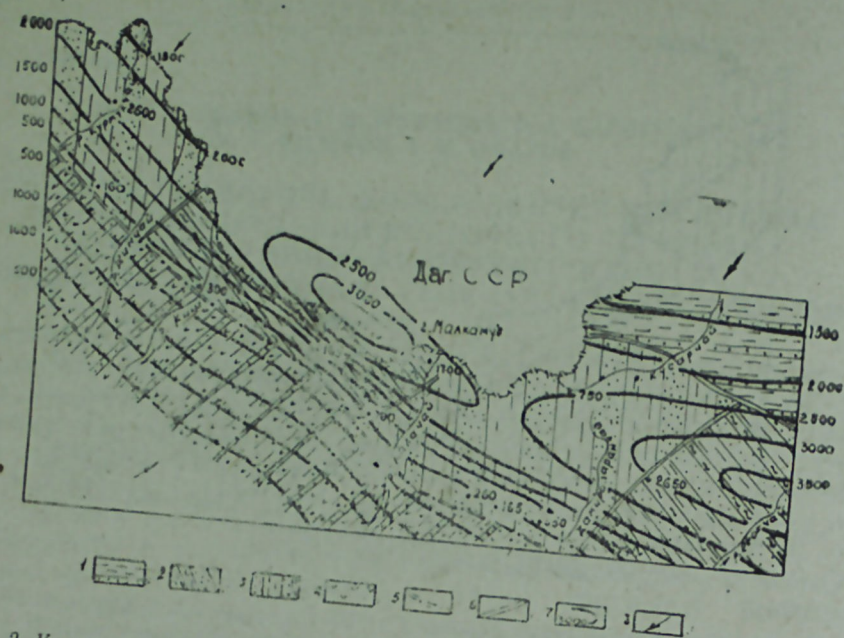


Рис. 2. Карта литофаций и мощностей среднеюрской эпохи: фации: 1 — глинисто-сланцевая, 2 — глинисто-сланцево-песчано-алевролитовая, 3 — песчано-сланцевая, 4 — андезит-порфирито-алевролитовая, 5 — граница литофациальных подзон, 6 — граница структурно-формационных зон, 7 — линия изомощностей, 8 — направления prevailing terrigenous material.

резе аалена по всей территории распределено неравномерно. Так, в бассейне р. Курмухчай в разрезе аалена песчаники и алевролиты составляют 20—28%, глины — 72—80%, соответственно по р. Ятыгчай — 31—43% и 57—69%, по р. Дамирапаранчай — 17—28% и 72—83%, по р. Вандамчай — 17—30% и 70—83% и по р. Кудиалчай — 20—30% и 70—80%.

Полная мощность нижнего аалена не установлена, закономерность распределения мощности отложений аалена определена по мощностям верхнего аалена. Так, мощность верхнего аалена в районе с. Сарыбаш и г. Ахвай — до 1400 м, по р. Шинчай и Гдымчай более 1500 м, в районе г. Малкамуд — до 1500 м, по р. Ятыгчай — до 1400, Дамирапаранчай — до 1000 м, Кудиалчай — 850 м и Агчай — до 1000 м (рис. 4).

Таким образом, выясняется, что в процентном соотношении количество песчаников от р. Ятыгчай к западу и востоку постепенно возрастает, а мощность аалена в этих направлениях уменьшается, что связывается с началом образования поперечных тектонических блоков и их сравнительным воздыманием.

По данным [8], основная роль в формировании ааленской подформации принадлежит северной суше в районе р. Самур и южной суше в районе Куринской депрессии. На наш взгляд, в этом процессе

главная роль принадлежит северной суше и возникшим с конца нижнего аалена отдельным очагам внутреннего размыва.

Район исследования характеризуется появлением двух резко обособленных Тфанской и Вандамской структурно-формационных зон доааленского века, соответствующих ступенчатому блоку. Если первая зона в байосском веке продолжала свое развитие на фоне новых тенденций (усиление обмеления дна морского бассейна от сводовой части Центрального поднятия к северу и югу), то вторая зона развивалась в виде отдельной глыбы, которая составляла северный борт Куринского срединного массива. Вышеуказанные ступени отделялись друг от друга Зангинским разломом, сыгравшим большую роль в определении особенностей распределений фаций.

В пределах Тфанской структурно-формационной зоны отложения данного яруса имеют широкое распространение и представлены алевро-песчаными материалами. Песчаники косослоистые, характеризуются волноприбойными знаками по поверхности и включениями черного галечника, глинистых сланцев, линз песчаников, пластов конгломератов и брекчий.

Грубый гранулометрический состав, плохая отсортированность и окатанность пород и наличие вышеуказанных признаков в разрезе байосского яруса указывают на то, что мощная толща песчаников образовалась за счет размыва интенсивно воздымающейся сводовой части Центрального поднятия. Исследования показали, что в байосском веке в пределах восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа имели место два бассейна, которые соответствовали современному Хыналыг-Хурайскому и Рустамбаз-Илисуьскому синклиориям, отделявшимися друг от друга подводным Базардюзи-Сарыбашским поднятием, что свидетельствует о возрастании активности Центрального поднятия мегантиклинория Большого Кавказа.

Анализ процентного соотношения различных литологических типов пород байосского яруса показывает, что в разрезе данного яруса по р. Кудиалчай алевро-песчаные материалы составляют 60%, глины — 40%, соответственно по р. Вандамчай — 82% и 18%, по р. Дамирапаранчай — 91% и 9%, по р. Ятыгчай — 69% и 34%, по р. Шинчай — 64% и 36% и по р. Курмухчай — 55% и 45%. При этом следует отметить, что средне- и грубозернистые песчаники распределяются в следующем порядке: по р. Кудиалчай — 26%, по р. Ятыгчай — 38%, по р. Шинчай — 30% и по р. Курмухчай — 29%. Мощности отложений байосского яруса составляют: в районе с. Сарыбаш и г. Ахвай — 725 м; по р. Шинчай — 870 м, Гдымчай — 1000 м, в районе г. Малкамуд — 950 м, по р. Ятыгчай — 875 м, Дамирапаранчай — 625 м, Кудиалчай — 325 м и Агчай — 800 м (см. рис. 4).

Эти данные свидетельствуют о том, что к началу байосского века усилилось развитие поперечных тектонических сооружений, таких как Сарыбашское поднятие, Дашагильский прогиб, Куткашенское поднятие и Восточно-Салаватский прогиб (см. рис. 1), которые отделяются друг от друга глубинными тектоническими разломами, возраст которых предполагается доааленского века.

В отличие от Тфанской структурно-формационной зоны, в пределах Вандамской зоны в байосском веке происходило накопление вулканогенно-осадочной толщи, сложенной порфиритами и их туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, редко слан-

цами и аргиллитами. Наиболее интенсивное проявление байосской вулканической деятельности, которая была тесно связана с тектоническим строением региона, отмечается в междуречье Ахохчай—Вандамчай, где содержание вулканокластического материала составляет 85—90% при общей мощности яруса до 900—1000 м. Аналогичные выходы этих отложений на поверхности имеются в районе г. Шеки и Кахи, а сами процессы вулканизма приурочены к отдельным очагам извержений, расположенных в бортовых частях опущенных блоков.

В батском веке контуры Центрального поднятия постепенно расширяются к югу и юго-востоку и соответственно бассейн осадконакопления также несколько перемещается в этом направлении, где происходило накопление кривослоистых средне- и грубозернистых песчаников и глинистых сланцев, составляющих ленточное чередование песчаников и глин. Подобное чередование указывает на частую смену знака колебательных движений, то есть в батском интервале времени в пределах Центрального поднятия происходило чередование относительных поднятий и прогибаний. Мощность отложений батского яруса увеличивается в сторону поперечных поднятий (с Сарыбаш — 300 м, р. Ятыгчай — 330 м, Дамирапаранчай — 330 м, Кудиалчай — 175 м) от опущенных блоков (р. Шинчай, Гдымчай — 350 м, г. Малкамуд — 340 м и р. Агчай — 450 м). В батском веке поперечные блоки развиваются медленнее, чем в байосском веке.

Следует отметить, что в конце бата завершается раннегеосинклинальная стадия развития Большого Кавказа с накоплением песчано-сланцевой формации в пределах Тфанской структурно-формационной зоны и андезито-базальтовой — в пределах Вандамской зоны (см. рис. 2).

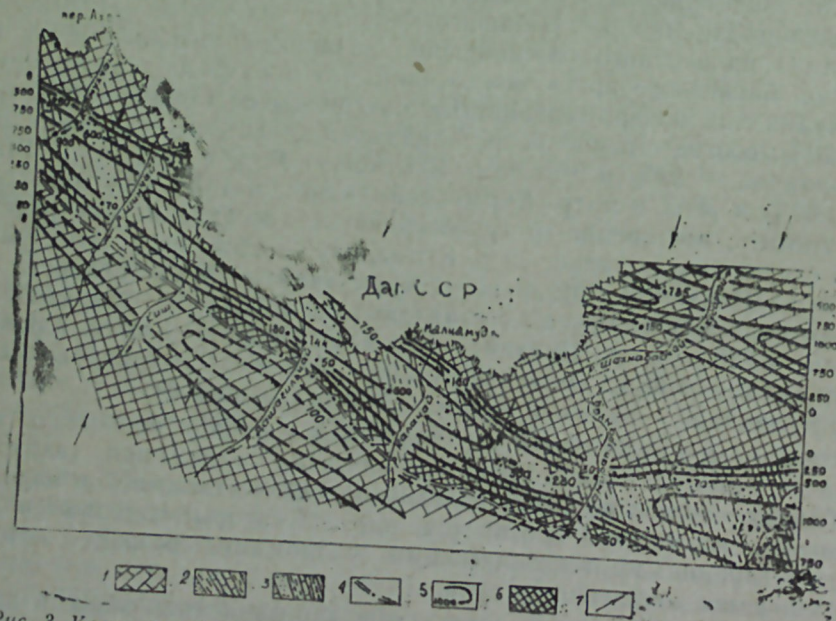


Рис. 3. Карта литофаций и мощностей верхнеюрской эпохи: фации: 1 — карбонатная, 2 — глинисто-карбонатно-песчаная, 3 — глинисто-карбонатно-алевролитовая, 4 — граница структурно-формационных зон, 5 — линия изомощностей, 6 — суши, 7 — направления привноса терригенного материала.

В период перехода от раннегеосинклинальной стадии к позднегеосинклинальной Большой Кавказ претерпевает инверсию тектонического режима. В этот период в пределах района наших исследований на периферии геосинклинали возникают новые поднятия и прогибы, первые из которых становятся участками внутреннего размыва (рис. 3). Одновременно с этим начинается постепенное прогибание Вандамской зоны, где на отдельных, более погребенных участках происходило осадконакопление (незначительной мощностью) грубообломочных материалов верхней юры. В связи с интенсивным воздыманием Центрального поднятия и соответственно слагающих его поперечных блоков отложения келловей-оксфорда незначительной мощностью (150 м по р. Ятыгчай и Дамирапаранчай) отлагались в отдельных прогибах. Не исключено, что усиление дифференцированных тектонических движений в начале верхней юры связано с оживлением продольных (Главнокавказский, Малкамудский, Мечехский и Зангинский) и поперечных глубинных разломов. Последние отделяли поперечные блоки друг от друга.

Начало кимериджского века совпадает с эпохой, когда в пределах геосинклинальной зоны Большого Кавказа наступает относительно спокойный палеотектонический режим, а площадь накопления осадков значительно расширяется за счет трансгрессии кимериджского моря.

Отложения данного яруса развиты в пределах Рустамбаз-Илсуйского синклинория и к югу, в прогибе современного Закатало-Ковдагского синклинория, где они литологически выражены терригенно-карбонатным чередованием пелитоморфных известняков, карбонатных песчаников, алевролитов, глин, глинистых сланцев и аргиллитов. Мощность их распределена в следующем порядке: по р. Шинчай — 300 м, Гдымчай — 350 м, Калачай — 340 м, Ятыгчай — 325 м, Дамирапаранчай — 250 м, Агчай — 575 м. Такая разнообразность литологического состава пород и неравномерное распределение мощностей указывает на то, что в кимериджском веке вновь возобновляется чередование колебательных движений дна бассейна и постепенное развитие поперечных тектонических блоков.

Как было отмечено выше, в начале верхнеюрской эпохи поднятие Тфанского антиклинория заметно усиливается, параллельно с этим контуры суши в этой полосе достаточно расширяются к югу и юго-востоку. К началу этого времени (позднеюрского) происходит обособление Дуруджинского поднятия по южной периферии современного Закатало-Ковдагского синклинория и, параллельно этому поднятию, на северной периферии указанного синклинория Мечехчадаурского поднятия. Достоверным фактом является наличие трансгрессивного залегания отложений кимериджа на отложениях аалена, на северном крыле Дуруджинского поднятия в районе бассейна р. Дашагильчай, Бадалдере, Кюнгутчай и Чхотурмас [5].

Исходя из вышесказанного, приходим к выводу, что Закатало-Ковдарский синклинорий образовался на заключительном этапе позднеюрского времени между Дуруджинским и Мечехчадаурским поднятиями (см. рис. 1).

В титонском веке бассейн осадконакопления в пределах Тфанской структурно-формационной зоны заметно суживается и перемещается к югу, к юго-востоку, где накапливается пестроцветный флиш, состоящий из слабокремнистых пелитоморфных известняков, алевролитов, известковистых песчаников и глин, облеченных в сланцевую оболочку.

Мощность этих отложений (690—700 м по р. Шинчай и Гдымчай) от поперечных прогибов к поперечным поднятиям постепенно уменьшается (до 275 м по р. Дамирапаранчай), а количество песчаников — увеличивается, это свидетельствует о заметной активизации воздымания Сарыбашского и Куткашенского поперечных поднятий, в пределах которых широким развитием пользуются серно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления.

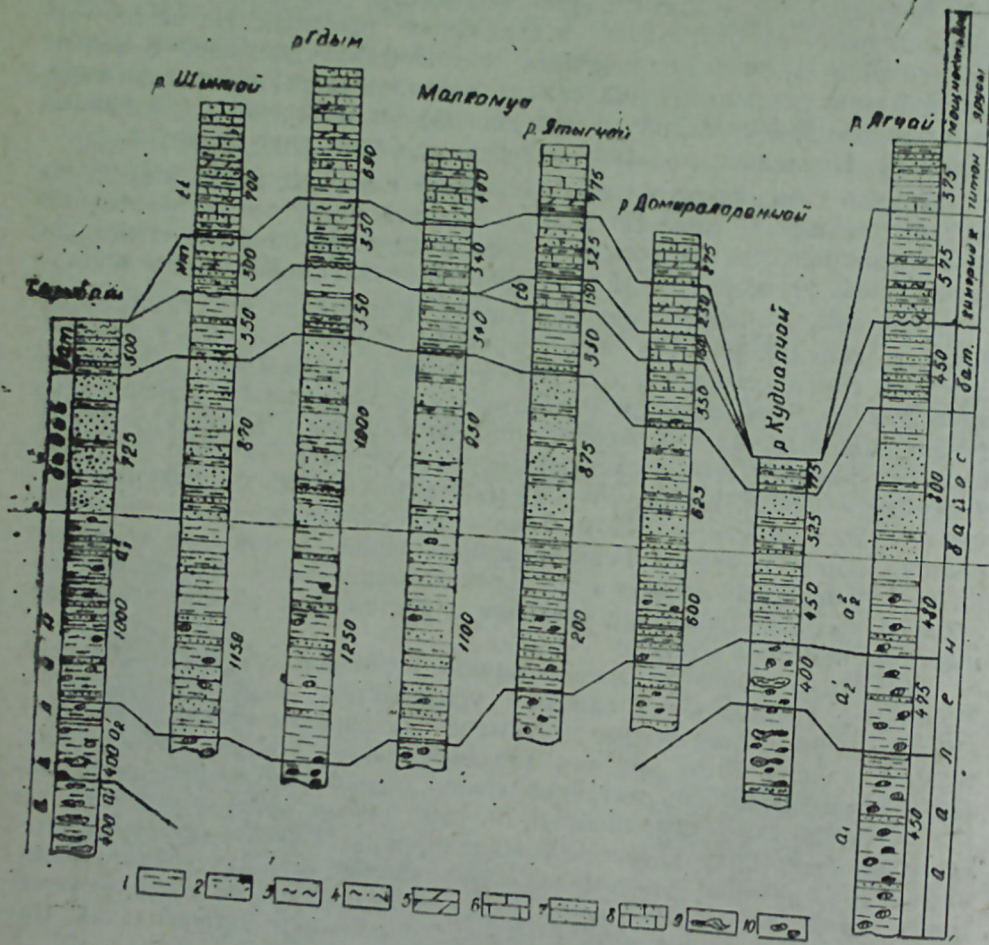


Рис. 4. Схема сопоставления юрских отложений и их мощностей. 1 — сланцы; 2 — песчаные сланцы; 3 — аргиллиты, 4 — песчаные аргиллиты, 5 — мергели, 6 — песчаные известняки, 7 — песчаники, 8 — известковые песчаники, 9 — конкреции аргиллита, 10 — конкреции сидерита, пирита и песчаника.

В пределах рассматриваемого района нами изучены и выявлены 18 рудопоявлений, из которых 11 (Гамзаличайское, Вандамское, Хыналыгское, Юзбашеванское, Джафарайлагское, Мечехчадаурское, Восточно-Салаватское, Кудиалчайское, Быдйское, Сейтарчайское и Дамирапаранчайское) попадают на долю Куткашенского, 1 (Сары-

башское) — на долю Сарыбашского поперечных блоков, 4 (Баш-Лайское, Дамарчинское, Карабулахское и Фильфилинское) — на долю бортовых частей и лишь 2 (Дашагильское и Аглыхское) — на Центральную часть Дашагильского поперечного блока. Все эти проявления — гидротермально-измененные зоны с сульфидной минерализацией — приурочены к определенным структурам, которые граничат с глубинными разломами, являющимися рудоконтролирующими элементами данного региона. Одним из факторов, утверждающим наличие указанных поперечных блоков, является увеличение в среднем высоты Главного Кавказского хребта в следующем порядке: в междуречье Курмухчай—Дашагильчай с востока на запад на 600 м, в междуречье Дашагильчай—Тиканлычай с запада на восток на 500 м, в междуречье Тиканлычай—Дамирапаранчай с запада на восток на 1000 м. Указанные высокогорья соответствуют приподнятым поперечным блокам, зафиксированным нашими геологическими данными в междуречье Калачай—Дамирапаранчай и к западу от р. Шинчай.

В титонском веке прогибание Вандамской зоны постепенно усиливается и по южной периферии Дуруджинского поднятия происходит накопление грубообломочных терригенных и карбонатных пород. По [1], возраст этих пород соответствует кимеридж-титонскому периоду. Начиная с завершающего этапа данного века в пределах восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа контрастность вертикальных движений усиливается и в результате этого на фоне воздымания юрского ядра отдельных структур образуются новые прогибы и поднятия, которые отделены друг от друга тектоническими разломами. С этого времени усиливается прогибание Вандамской части северного борта Курунского доюрского срединного массива [6]. Тектонические элементы этой зоны не совпадают с общекавказским направлением и в северо-западном направлении имеют несогласное угловое сочленение с Дуруджинским поднятием Тфанской зоны. Все это свидетельствует о том, что указанные структурно-формационные зоны развивались обособленно и Вандамская региональная структура, безусловно, возникла значительно раньше, чем Тфанское поднятие.

В верхнеюрскую эпоху для Тфанской структурно-формационной зоны основным источником сноса терригенного материала являлась северная суша — среднеюрское ядро Тфанского антиклинория, а для Вандамской структурно-формационной зоны источниками сноса терригенных материалов служили внутренние поднятия и Дуруджинское подводное поднятие.

Анализ изменений фации и мощностей верхнеюрских образований показывает, что к северу и югу от Дуруджинского и Мечехчадаурского поднятий наблюдается значительное отличие как по фации, так и по мощности одних и тех же ярусов. Так, если на северном крыле Мечехчадаурского поднятия отложения этих ярусов представлены больше терригенными породами, то на южном его крыле наблюдается заметное повышение карбонатности в породах, а их мощность заметно возрастает с севера на юг. Все это говорит о том, что эти поднятия с начала верхнеюрского времени являлись барьерами и в виде «узких кордильер» протягивались в общекавказском направлении и постепенно размывались в последующие этапы развития мегантиклинория Большого Кавказа.

Отложения титонского яруса обнажаются и в Шахдагской зоне

северного склона Большого Кавказа и по своим литолого-фациальным особенностям отличаются от таковых южного склона Большого Кавказа. Здесь эти отложения представлены сплошными органогенными известняками — часто кремнистыми и кристаллическими. Наши исследования показали, что эти отложения накапливались далеко на севере и после гоетивского века были перенесены в Шахдагскую зону (этому вопросу нами посвящена отдельная статья).

В верхнеюрскую эпоху в восточном сегменте мегантиклинория Большого Кавказа образовалась терригенно-флишевая подформация, являющаяся нижней частью терригенно-карбонатно-флишевой формации (см. рис. 3).

#### Выводы

В нижнем аалене по всей территории междуречья Курмухчай—Геокчай происходили глинистые осадконакопления, связанные с интенсивным прогибанием дна морского бассейна. В конце нижнего аалена наблюдается частая смена колебательных движений и интенсивное оживление Главного Кавказского глубинного разлома, являющегося проводником магмы основного типа. В начале верхнего аалена интенсивность дифференциальных движений дна морского бассейна ослабевает и к концу этого периода наблюдается новая активизация в воздымании центральной части мегантиклинория Большого Кавказа. Это способствует постепенному возникновению и соответствующему развитию серии поперечных тектонических блоков коры.

До байосского века выделяются две структурно-формационные зоны — Тфанская и Вандамская, соответствующие отдельным ступеням, отделяющимся друг от друга Зангинским разломом.

В конце батского века раннегеосинклиальная стадия завершается и в ее аален-батском интервале образуются песчано-сланцевая и частично андезито-базальтовая формации, составляющие верхнюю часть раннегеосинклиального структурного этажа.

В начале позднегеосинклиальной стадии происходила перестройка тектонического режима Большого Кавказа, возникли новые поднятия и прогибы. К этому времени была приурочена активизация дифференцированных колебательных движений, которые привели к оживлению глубинных разломов и усилению развития поперечных тектонических блоков.

На заключительном этапе позднеюрской эпохи между Мечехчаурским и Дуруджинским поднятиями образовался прогиб, соответствующий современному Закатало-Ковдагскому синклинию.

#### Литература

1. Агаев В. Б. Стратиграфия среднеюрских отложений Северо-Восточного Азербайджана и Южного Дагестана. Баку, Азернешр, 1966.
2. Белоусов В. В. К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. «Проблемы сов. геологии», 1937, № 1.
3. Геология СССР, т. XLVII, М., «Недра», 1972.
4. Григорьянц Б. В. Тектоническое соотношение складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Автореф. канд. дисс. Баку, 1956.
5. Гурбанов А. М., Мамедов А. И., Нагиев В. Н., Омаров А. М., Юсифов И. С., Ахмедов Г. Ю., Косабян А. А., Мурадов М. Х. К тектонике азербайджанской части южного склона Большого Кавказа в свете новых данных. «Уч. зап. АГУ», 1978, № 1.
6. Керимов К. М. Глубинная структура и особенности тектонического развития азербайджанской части Куринской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности (по материалам геофизических исследований) Авт. докт. дисс. Баку, 1975.

7. Ханн В. Е. Кавказ в начале альпийского цикла (лейас). «ДАН СССР», нов. серия, 1947, т. VIII, № 6.

8. Ханн В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азербайджанский геологический институт, Баку, 1950.

9. Шихалибеyli Э. Ш. Геотектоническое развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.

Э. М. Гурбанов, Э. И. Мамедов, Р. Э. Багыров, И. С. Юсифов, А. М. Омаров

#### БӨЈҮК ГАФГАЗ МЕГАНТИКЛИНОРИУМУНУН ШӘРҢ СЕГМЕНТИНИН (ГУРМУХЧАЈ-КӨЈЧАЈ ЧАЈЛАРАРАСЫ) ЈУРА ДӨВРҮНДӘ КЕОЛОЖИ ИНКИШАФ ТАРИХИ ВӘ СҮХУРЛАРЫН ЧӨКМӘ ШӘРАИТИ ЫАГГЫНДА

Мәғаләдә Бөјүк Гафгаз мегантиклинориумунун Гурмухчай вә Көјчай вадиләрарасы сәһәнин јура дөврүндә кеоложи инкишаф тарихи вә бу дөврдә сүхурларын чөкмә шәраити изаһ едилир. 1971—1976-чы илләрдә чөл тәдгигаты ишләри нәтичәсиндә топ-ланмыш, дәрч олунуш вә фонд материалларынын кенш вә һәртәрәfli анализи нәтичәсиндә бу сәһәнин кеоложи инкишаф тарихи јура дөврүнүн һәр бир мәртәбәси үзрә ајры-ајрылыгдә изаһ едилмәклә һәр мәртәбәјә ујғун кәлән кеоложи әсрләрдә сүхурларын чөкдүрүлмәси шәраити вә онларын јујулма мәнбәләри дөгитләшдирилир.

Тәдгигат ишләри нәтичәсиндә мүәјјән едилир ки, Бөјүк Гафгаз антиклинориумунун кеоложи гурулушунда Үмүмгафгаз истигамәтли узунуна тектоник вәһидләрлә јанашы бу истигамәтә перпендикулјар енинә тектоник вәһидләр дә иштирак едир. Тәдгигат апарылан сәһәдә дөрд белә тектоник вәһид ајрылыр ки, буларын да һәрәси бир енинә тектоник блока ујғун кәлир. Бу блокларын дахилиндә јура чөкүнтүләринин ајры-ајрым кәсилиш вә мәртәбәләр үзрә фасија вә галынлығынын дәјишмә истигамәти, һәм дә фәјдәли газынты элементләринин јайылма фазинә әсасән онларын кеоложи инкишаф тарихи вә араларындакы сәрһәд мүәјјән едилир.

A. M. Gurbanov, A. I. Mamedov, R. A. Bagirov, I. S. Yusifov, A. M. Omarov

#### ON THE HISTORY OF GEOLOGICAL EVOLUTION AND SEDIMENTATION ENVIRONMENT OF THE EAST SEGMENT OF MEGANTICLINORIUM OF THE GREAT CAUCASUS (BETWEEN THE RIVERS KURMUKHCHAY AND GEOLOKCHAY) DURING EURA

The history of geological evolution and sedimentation environment of the East segment of meganticlinorium of the Great Caucasus during Yura is considered in the article. The research data are based on field materials collected by authors during 1971–1976 years with data account of previous years. For solving of this problem six layer-by-layer sections of Jurassic complex are taken, the direction of thickness change of separate strata and facies by stages are determined, the percentage of separate lithological types of rocks by stages and taken sections are also determined.

The research data indicate that before Bajocian time Tfan and Vandom structural-formational Zones stand out, they correspond to the separate stages, the first is independent, and the second is the northern side of Middle Kura median massif. A presence of transverse tectonic blocks and the time of foundation of Zakatalo-Covdag sinclinorium between Durudjinian and Mecchekchadurian uplifts are also determined.

УДК: 546.821:552.14:551.242.3(479—11)

З. М. АЛИ-ЗАДЕ, Г. Л. МУСТАФАЕВ

### О ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТИТАНА В РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В настоящей работе рассматривается поведение титана в глинистых сланцах и в их гранулометрических фракциях ааленских отложений восточной части Большого Кавказа, относящихся к разным фаціальным зонам гумидного осадконакопления.

Титан — типичный элемент гидролизат. Он гидролизуется в кислых растворах при значениях водородного режима рН около 2. Можно предполагать, что низкое значение рН, необходимое для выпадения Тi в осадок, преграждает путь дальнейшей его миграции в осадочном процессе, что дает возможность судить об избирательном, т. е. первичном содержании Тi в осадочных породах. Следует добавить, что среднее кларковое содержание Тi в глинах [25] тождественно его содержанию в глубоководных глинистых осадках и во взвеси речных вод [4, 6], когда концентрация многих других элементов в указанных типах пород значительно изменяется. Этот факт тоже указывает на инертность титана в осадочном процессе. Но наряду с вышеуказанными данными, следует учесть накопление Тi в углях, связанное с образованием гуматных комплексов [23], присутствие титана в железо-марганцевых конкрециях океанических осадков [5], наличие подвижных форм Тi в тонких фракциях пелагических осадков [5, 14], что твердо указывает на некоторое перераспределение его в осадочных породах. Вероятно, от последних зависит повышение отношения Тi/Al [2].

Использованы данные количественно-спектрального анализа, выполненного в спектральной лаборатории ИМГРЕ на спектрографе ДФС-13. Также рассмотрены результаты анализов  $TiO_2$ , проведенные в ИГАН Азербайджанской ССР рентгено-спектральными и химическим (10% HCl вытяжки) методами по средним пробам глинистых сланцев [13].

Используя литературные данные [1, 7, 18, 19, 20, 21, 22], а также литологические признаки снятых нами разрезов, мы разделили их на три фаціальные зоны.

1. Глубоководная зона, составлена из глинистых отложений с небольшим содержанием алевролитов и песчаников. Р. I — Военно-Груз. дорога (Сев.-Осет. АССР), Р. VI — р. Ахтычай, Р. IX — р. Курмухчай, Р. X — р. Джар, Р. XI — р. Катехчай, Р. XII — р. Военно-Груз. дорога (Груз. ССР).

2. Мелководная зона, здесь в основном участвуют чередующиеся глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. Р. II — р. Аварское Койсу, Р. V — р. Вандамчай, Р. VI — р. Дамирапаранчай, Р. VII — р. Бумчай.

3. Прибрежная зона, куда входят Р. III — р. Чирахчай и Р. VIII —

р. Кишчай, которые в основном представлены грубочередующимися песчаниками и алевролитами и редкими глинистыми сланцами.

В табл. 1 выдаются данные содержания  $TiO_2$  по рентген-спектральному анализу и по 10% HCl вытяжкам.

Данные по содержанию Тi в глинистых сланцах значительно выше в среднеюрских отложениях Белокано-Закатальского рудного района [16] и сравнительно ниже данных по западному Дагестану [3].

Как видно из табл. 1, Тi по 10% HCl вытяжкам обнаружен в разрезах из глубоководной фаціальной зоны, где исключение составляет Р. XII, в котором Тi отсутствует, а также Р. IX из мелководной фаціальной зоны, где отмечается подвижная форма титана.

Таблица 1

Содержание  $TiO_2$  в средних пробах глинистых сланцев аалена  
Восточной части Большого Кавказа, %.

Вид анализа	Р. I	Р. II	Р. III	Р. IV	Р. V	Р. IX	Р. XII	Р. XII
Рентген-спектральный	1,01	0,81	1,18	0,92	0,89	0,96	0,95	0,96
10 % HCl вытяжки	0,20	н.об	н.об	0,23	н.об	0,21	н.об	н.об

По валовому содержанию титана в глинистых сланцах (табл. 2) обнаружено, что оно во всех исследованных разрезах находится на нижекларковом уровне и колеблется от 0,22% — до 0,38%. В западной части ааленского палеобассейна (Р. I и Р. XII) концентрация Тi чуть повышается, а в остальных районах остается равномерной. Из указанного факта вытекает, что при формировании глинистых пород северо-западный источник сноса характеризовался наиболее высокой концентрацией титана.

Одним из основных фаціальных признаков осадконакопления является изучение распределения Тi в гранулометрических фракциях, что может способствовать более достоверному установлению генетической природы глинистых пород и послужить важным критерием при палеорекострукциях ааленского палеобассейна в восточной части Большого Кавказа.

Во фракциях глинистых сланцев (<0,01 мм и >0,01 мм) обнаружено, что концентрация титана значительно различается (кроме Р. III). Наблюдается рост содержания Тi от крупной (>0,01 мм) к тонкой фракции (<0,01 мм). Обратное явление отмечалось только у глинистых сланцев р. Аварское Койсу. По площади ааленского палеобассейна повышенное содержание Тi отмечено в >0,01 мм фракции глинистых сланцев в северо-западной части, а пониженное — в северо-восточной части, тогда как в разрезах из южного склона Большого Кавказа концентрация Тi остается равномерной.

В пелитовой фракции глинистых сланцев (0,01 мм) содержание Тi колеблется в большом интервале от 0,20% (Р. III) — до 0,50% (Р. I). По площадному распределению Тi в пелитовой фракции глинистых сланцев отмечается увеличение его содержания с востока на запад в разрезах южного и северного склонов Большого Кавказа.

В пелитовой и алевритовой фракциях глинистых сланцев р. Ахтычая отмечаются средние данные, что указывает на влияние южного и северного источников сноса.

Как известно, в гранулометрическом спектре речных вод определено, что титан главным образом концентрируется в пелитовой и субколлоидной фракциях, в алевроитовых его несколько меньше, причем наиболее высокие содержания наблюдаются во взвеси с повышенным количеством органического вещества [4, 5, 6, 10, 11, 14, 15, 23]. Главными источниками поставки титана в мировой океан являются терригенный материал почв [2], органическое вещество при высоких количествах [23] и подводный вулканизм [17]. Следует отметить, что в прибрежных областях основным носителем Ti является терригенное вещество [11], а в глубоководных фациальных условиях главную роль играют планктонные организмы [24]. Таким образом, изучение характера распределения титана во фракциях глинистых сланцев показало, что наиболее богатые титаном пелитовые частицы были вовлечены в западную часть изученного палеобассейна. Кроме того, глинистые минералы из-за долгого пребывания в морской воде в глубоководных зонах более обогащались титаном, чем в северном и северо-восточном районах исследованного бассейна.

В табл. 2 приведены данные по содержанию титана в алевролитах и песчаниках, что дает возможность сопоставлять концентрации Ti по различным литологическим типам пород.

В алевролитах наиболее высокие содержания отмечены в двух разрезах: Военно-Груз. дорога (Сев.-Осет. АССР) и р. Вандамчай. Если первые отложения в целом относятся к глубоководной зоне, к центральным частям геосинклинали, то вторые — к мелководной фациальной зоне и к перифериям Б. Кавказской геосинклинали. В других разрезах и в глинистых сланцах содержание титана варьирует в небольшом интервале — 0,21—0,28%.

В песчаниках Ti распределяется своеобразно: если в разрезах Аварское Койсу и р. Вандамчай содержание Ti возрастает соответственно до 0,30—0,35%, то в остальных разрезах, наоборот, уменьшается. Кроме того, отчетливо обнаруживается снижение содержания Ti от р. Вандамчай в западном и северо-западном направлениях, к разрезам р. VI и р. IV.

Сопоставление содержаний Ti по литологическим разностям пород показывает, что в большинстве случаев концентрация его падает по ряду — глинистые сланцы — алевролиты — песчаники. Степень снижения содержания Ti от глинистых сланцев к песчаникам нами указана отношением содержания Ti в этих двух литологических разностях, оно колеблется от 0,66 (р. V) до 0,25 (р. XII).

В глубоководной фациальной зоне отношение  $Ti_{гл.сл.} / Ti_{песч.}$  варьирует от 1,5 — до 2,5; в мелководной 0,66—1,9; в прибрежной 1,2—1,5. Как видно из приведенных данных, по отношению  $Ti_{гл.сл.} / Ti_{песч.}$  в зависимости от фациального типа осадконакопления наблюдается некоторое разделение концентрации титана между глинистым и песчаным материалами, особенно, в глубоководной зоне. Если брать средние данные по осадочным породам в глинистых сланцах — 0,45% и в песчаниках — 0,15% [25], где их отношение равно 3,1, то в ааленских отложениях оно значительно ниже. Такое распределение Ti в отложениях данного района указывает на специфичное распространение Ti в гумидном геосинклиналином осадкообразовании, что совершенно отличается от платформенного распределения Ti [8, 9, 12]. Наблюдаемое повышение содержания от песчаников к глинистым сланцам в глубоководной фациальной зоне зависит от того, что происходит наиболее полная отсортировка фракций и растворяется некоторая часть аллотигенного материала, что соз-

Таблица 2

Содержание Ti в литологических разностях и в гранулометрических фракциях ааленских отложений Восточной части Большого Кавказа, %

Фракция	Р. I	Р. II	Р. III	Р. IV	Р. V	Р. VI	Р. VII	Р. VIII	Р. IX	Р. X	Р. XI	Р. XII
Глинистые сланцы	0,8	0,32	0,25	0,24	0,23	0,26	0,25	0,22	0,25	0,20	0,24	0,36
	0,33	0,38	0,18	0,28	0,20	—	—	—	0,23	—	0,23	0,25
	0,5)	0,30	0,20	0,41	0,28	—	—	—	0,34	—	0,38	0,45
Отношение	1,5	0,8	1,1	1,5	1,4	—	—	—	1,5	—	1,7	1,9
Колич. обр.	6	18	6	5	6	9	14	4	12	28	27	4
Алевролиты	0,35	0,23	0,3	0,25	0,30	0,25	0,21	—	0,27	0,23	0,22	0,25
	5	13	5	8	7	7	12	—	5	6	9	4
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Песчаники	0,16	0,30	0,16	0,22	0,35	0,18	0,13	0,18	0,12	0,15	0,16	0,14
	6	18	8	7	5	6	8	3	11	4	7	4
	2,4	1,1	1,5	1,5	0,7	1,5	1,9	1,2	0,1	1,9	1,5	2,5
Колич. обр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Отношение	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$Ti_{гл.сл.} / Ti_{песч.}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

дает условия для накопления гидрогенного и адсорбированного Ti в литовых частицах [5, 15].

Повышенное содержание Ti в песчаниках и в крупной фракции (>0,01) глинистых сланцев р. Аварское Койсу, вероятно, указывает на существование северного источника сноса, играющего большую роль при формировании этих отложений. При осадконакоплении в ааленском палеобассейне закон механической дифференциации действует более сильно, чем химической, т. е. накопление более грубозернистого материала в прибрежных зонах сопровождалось выносом мелкозернистого материала в центральные, отдаленные от берега участки бассейна. Следует отметить, что прибрежные отложения аалена исследованного региона на северных окраинах палеобассейна скрыты под мощной толщей мезокайнозойских отложений и поэтому судить о возможных границах россыпи титана трудно. Но следовало бы ожидать, что под влиянием волнового воздействия с активным гидродинамическим режимом [15] может происходить накопление преимущественно хорошо отсортированных отложений фации пляжей и отмелей с повышенным содержанием титана.

### Выводы

По распределению Ti в литологических разностях пород, а также по отношению  $Ti_{\text{гл-сл}}/Ti_{\text{песч}}$  обнаружена некоторая зависимость от глубокководности палеоводоёма.

При седиментации глинистых пород наиболее богатой концентрацией титана характеризовался северо-западный источник сноса.

Для породы из р. Аварское Койсу источником сноса служила северная область, материалы которого привносились с близкого расстояния.

Наличие подвижной формы Ti в глинистых сланцах из глубоководной фациальной зоны, вероятно, указывает на роль органического вещества и комплексобразования.

По характеру распределения Ti в литологических разностях пород и их гранулометрических фракциях можно выделить четыре источника сноса в период ааленского осадконакопления в восточной части Большого Кавказа: северный, северо-восточный, северо-западный и южный.

### Литература

1. Алиев А. Г., Акаева В. П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.
2. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1950.
3. Гаврилов Ю. А. Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана. Литология и полезн. ископ., 1982, № 2.
4. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959.
5. Лиенцын А. П., Лукашин В. Н., Емельянов Е. М., Зверинская Н. Б. Титан. В кн.: «Геохимия элементов-гидролизатов». М., «Наука», 1980.
6. Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах. Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
7. Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1962.
8. Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. «Геохимия», 1960, № 2.
9. Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. В кн.: «Химия земной коры», М., Изд-во АН СССР, т. I.

10. Момджи Г. С. Титан. В кн.: «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука», 1964.

11. Надеждина Е. Д., Каленик В. Н., Сидорова И. С. Литологические типы и фации титаноносных отложений Среднего Тимана. В кн.: «Рудоносность осадочных пород». М., «Наука», 1973.

12. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. «Геохимия», 1965, № 2.

13. Ронов А. Б., Ратынский В. М. Метод установленных средних проб. «ДАН СССР», 1952, т. 86, № 4.

14. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. II, 1960.

15. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976.

16. Султанов А. Д., Байрамалибейли Э. Т. Геохимические особенности пород юрского комплекса Белокано-Закатальского рудного района. (Азербайджанская часть южного склона Большого Кавказа). «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о земной коре. М., Мир, 1972.

17. Тейлор С. Геохимия андезитов. В кн.: «Распространенность элементов в земной коре». М., Мир, 1972.

18. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (в примере юрских отложений Дагестана). М., Изд-во МГУ, 1965.

19. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М., «Наука», 1982.

20. Чихрадзе Г. А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. «Мецниереба», 1979.

21. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.

22. Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., «Наука», 1978.

23. Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. «Геохимия», 1956, № 5.

24. Martin J., Knauer G. The elemental composition of plankton. Geochim. et cosmochim. acta, 1973, № 7.

25. Turekian K., Wedepohl K. Distribution of the elements in some major units of the earth crust. Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, № 2.

З. М. Элизаде, Н. Л. Мустафаев

### БӨЈҮК ГАФГАЗЫН ШЭРГ ЁИССӘСИНДӘ ИЛК КЕОСИНКЛИНАЛ ЧӨКМӘ СҮХУРЛАРДА ТИТАНЫН ПАЈЛАНМАСЫНЫН ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИНӘ ДАИР

Мәгаләдә Бөјүк Гафгазын шәрг ёиссәсинин аален јашлы чөкүнтүләриндә титан элементинин пајланма хусусијјәти кәстәрилир. Титанын сүхур типләриндә, гранулометрик фраксијаларда вә хлор туршусунда һәлһәлмә мигдары тәјин едилмишдир. Титанын чөкмә просесиндә индикатор хусусијјәтләри верилмиш вә онун һумид типли кеосинклинал чөкмә просесиндә давраыш ганунаујугулуғлары арашдырылмышдыр.

Z. M. Ali-zade, H. L. Mustafayev

### ON THE CHARACTER OF TITANIUM DISTRIBUTION IN EARLY GEOSYNCLINAL SEDIMENTS OF THE EASTERN PART OF THE MAJOR CAUCASUS

Data on the titanium distribution in aalen deposits of the eastern part of the Major Caucasus are given in this work.

Middle contents of titanium in lithological type of rocks granulometric fractions of muriatic extract are established.

Estimation of indicator titanium peculiarity is given, the main tendencies of titanium behaviour in humid geosynclinal sedimentation are established.

М. А. ГЮЛЬДУСТ

## РАЗЛОМЫ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ ПРОГИБАНИЯ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

На территории Куринской впадины на наличие разрывов и разломов впервые было указано К. И. Богдановичем, В. В. Богачевым, В. П. Ревгартенем, А. А. Али-заде, В. В. Фединским, Ш. Ф. Мехтиевым, Э. Ш. Шихалибеги, а детальное изучение их производилось [6, 7, 10, 12, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 24 и др.]. Однако восстановление роли и влияния разломов в седиментогенезе, тектогенезе и нефтегазоносности осадочной формации является одним из основных вопросов геологии, что требует конкретного определения их динамики развития, типа, класса и трассирования, в связи с чем мы задались целью осветить эти вопросы на основе анализа геолого-геофизических данных в Южно-Каспийской области прогиба в целом и в Куринской впадине в частности. В качестве основных критериев для выделения разломов использованы геологические, геоморфологические и геофизические материалы, а также седиментационные и магматические признаки совокупное изучение которых дало возможность определить категорию разломов, установить их принадлежность к той или иной системе и выяснить наличие и положение ряда разломов, но нашедших отражения в литературе как по трассированию, так и по назначению.

Региональные разломы Южно-Каспийской области прогиба, простираясь далеко за ее пределы, составляют крупные системы двух ориентаций: кавказской и антикавказской, к которым приурочены многочисленные гипоцентры землетрясений и эруптивы вулканов, действовавшие во время преобладания восходящих движений и сильной деформации. К кавказской ориентации в Куринской впадине относятся пять основных разломов (I—V); Узюмликенд-Кюрсангинский (Северо-Куринский), Дальмамедли-Кырмызыкендский (Южно-Куринский), Алазано-Алятский (Куринский), Предмалокавказско-Пред-Талышский, Удабно-Дайкендский (Куринский), входящих соответственно в состав Имеритино-Акмаинской, Дальмамедли-Кызылатрекской, Кахетино-Каракалинской, Арвино-Предаладагской, Курино-Горганрудской систем разломов региона<sup>1</sup> и четыре (VI—IX); Боздаг-Шорсулинский, Борсуны-Новоголовский, Казанбулаг-Буроварский и Иорский, имеющие распространение лишь в пределах Куринской впадины (рис. 1, 2).

Узюмликенд-Кюрсангинский (Северо-Куринский) разлом прослеживается через Аджиноур и Кюрсангя до мыса Бяндован. Впервые наличие его в Средне-Куринской части впадины (под названием Северо-Аджиноурского) отмечено [28] как западное продолжение Аджичай-Алятского и отнесено к категории шовного разлома. Однако данные бурения и геофизики последних лет показывают, что западным

<sup>1</sup> В связи с изменением кинематики на разных этапах орогенеза имеет место смещение их линии простирания в системе, что в отдельных случаях невозможно определить.

продолжением последнего является Алазано-Аджичайский разлом, а Узюмликенд-Кюрсангинский прослеживается через Кюрсангя [12, 16] на юго-восток, где предполагается и наличие древней мезозойской зоны поднятия [13]. По данным КМПВ и электроразведки, этот разлом фиксируется в фундаменте и развитие его ограничивается в раннем палеогене, с амплитудой до 1 км. Судя по наличию Кюрдамирского максимума, сло-

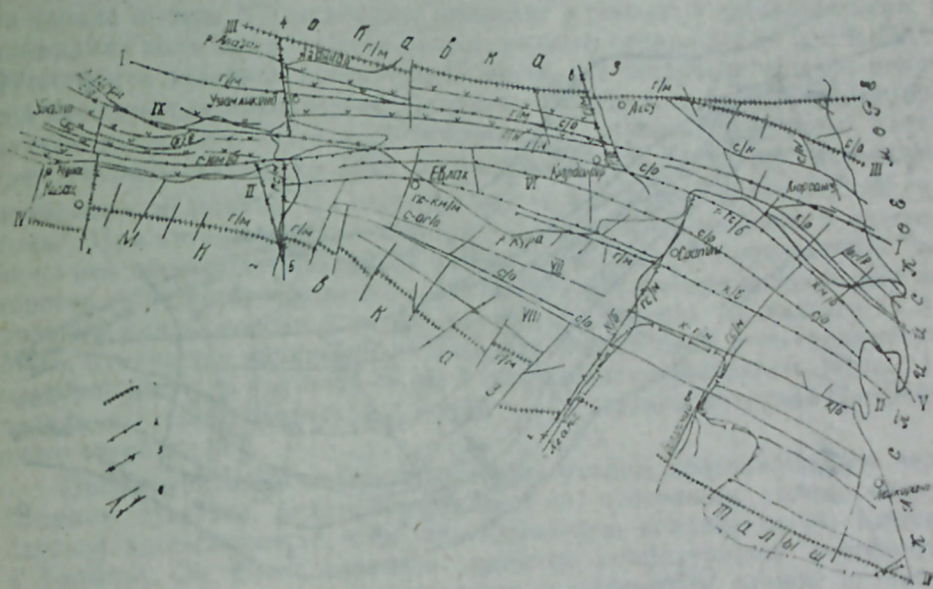


Рис. 1. Карта региональных разломов Куринской впадины. Региональные разломы (субширотные) I—IX; Узюмликенд-Кюрсангинский (Северо-Куринский), Дальмамедли-Кырмызыкендский (Южно-Куринский), Алазано-Алятский, Предмалокавказско-Талышский, Удабно-Лайкендский (Куринский), Боздаг-Шорсулинский, Борсуны-Новоголовский, Казанбулаг-Буроварский и Иорский (название субмеридиональных разломов 3—8 см. рис. 2). 1 — краевые разломы, 2 — надгеоблоковые разломы, 3 — межгеоблоковые разломы, 4 — внутригеоблоковые разломы, разрывы и надвиги. Г/М — исследованные гравиметрией (в числителе), затрагивающие поверхность МОХ (в знаменателе); К/б — исследованные КМПВ, затрагивающие базальтовые слои; Г/С/О — исследованные ГСЗ, зарегистрированные в осадочном чехле; К/б — исследованные из Космоса, затрагивающие базальтовые слои; О/Г/Г — исследованные МОГТ, зарегистрированные в палеоген-мезозое; С/Н — исследованные сейсмикой, зарегистрированные в неоген-палеогене.

женного магматическими образованиями (вызванного деятельностью вулканизма), перекрытым маломощной осадочной толщей, следует полагать, что этот разлом имеет доюрское заложение. Разломы Имеритино-Акмаинской системы, по сейсмическим данным, прослеживаются до подкорового слоя Гутенберга. По этой системе вдоль центральной части Курино-Западно-Туркменской мегавпадины отмечается опускание поверхности Мохо на несколько километров, а в районе максимума Година — наоборот. На западной части этой системы распространены эффузивные породы юрского возраста — порфириды Турдойского, Карацверского и других пунктов [9].

Дальмамедли-Кырмызыкендский (Южно-Куринский) разлом ограничивает Куринскую кордильеру [12] с юга, четко выражается в естественных полях и подтверждается бурением с амплитудой по поверхности мезозоя до 1200 м. По КМПВ и ГСЗ, разлом проникает до подкорового субстрата — Мохо, а по космическим исследованиям [17] — затрагивает базальтовые слои. Он имеет доюрское заложение и принадлежит к Даль-

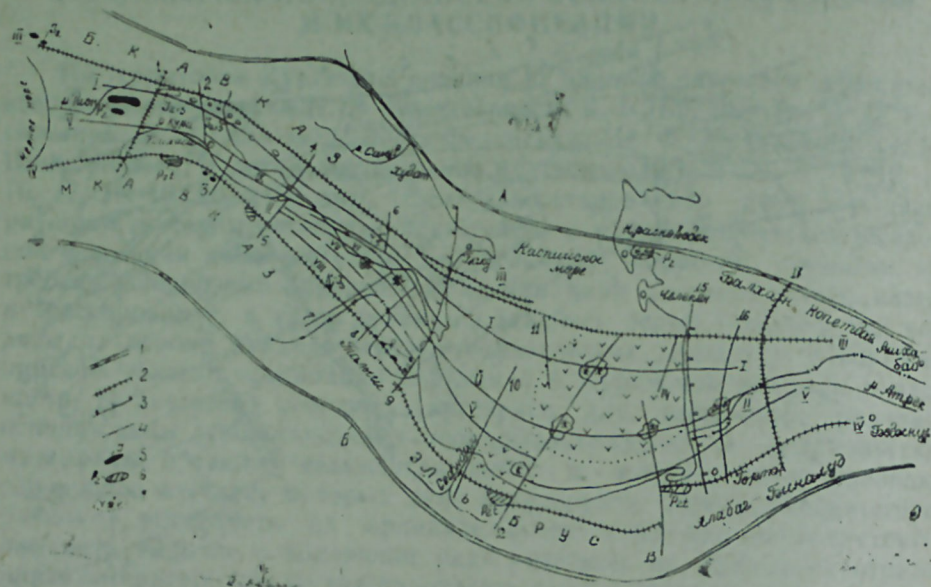


Рис. 2. Карта трассирования системы разломов Южно-Каспийской области прогибания.

1 — перикратонные разломы (краевые швы), разделяющие альпийскую геосинклиналь от Скифско-Туранской платформы на севере (А) и от палеотетиса на юге (Б); 2 — краевые разломы (структурные швы), отделяющие меговпадины (Закавказо-Зап. Туркменского срединного массива) от складчатых сооружений; 3 — межсегментные разломы; 4 — внутроструктурные разломы; 5 — участки распространения интрузивных пород; 6 — выходы древних метаморфизованных пород; 7 — участки распространения эффузивных пород и очаги вулканизма.

Системы субширотных разломов: I — Имеретинно-Армаинская, II — Дальмамедли-Кызылатрекская, III — Кахетинно-Каракалинская, IV — Артвино-Предалагская, V — Куринно-Горганрудская.

Субмеридиональные разломы: 1 — Дзирульский, 2 — Арагвийский, 3 — Акстафачайский, 4 — Агричайский, 5 — Гянджачайский, 6 — Гирдыманчайский, 7 — Араксинский, 8 — Болгарчайский, 9 — Советабд-Яшминский, 10 — Сефидрудский, 11 — Шатский, 12 — Хазарский, 13 — Ника, 14 — Огурчинский, 15 — Чилляр-Гогурандагский, 16 — Шорджа-Геокчайский, 17 — Зирик-Чадский.

мамедли-Кызылатрекской системе, простирающейся параллельно Имеретинно-Армаинской. По данным МОВ, выражена зоной отсутствия интрузии в осадочной толще, а в поле силы тяжести проникает до мантии. По гравиметрии поверхность центральной части фундамента меговпадины также опущена с амплитудой 1—1,5 км. Это подтверждается геофизическими исследованиями, указывающими на седловинную форму поверхности Конрада в районе Куринской впадины [25]. С активным раз-

витием разломов этих двух систем одновременно с антикавказскими связано образование магматических очагов, что оказалось причиной заложения ряда максимумов — вулканических массивов (Кюрдамир, Саатлы, Година и др.).

Алазано-Алятский разлом отделяет впадину от Б. Кавказа. По данным бурения, подтверждается наличие дизъюнктива сбросового типа в Аджиноуре и Алятской гряде, где меловые отложения приподнятой зоны на западе и низы ПТ на востоке приходят в контакт с четвертичными. В аномалиях поля силы тяжести разлом находит отражение по поверхности фундамента линейной протяженной зоной, а в осадочной толще — цепочкой интенсивных максимумов (Белоканы-Исмаиллы и др.). Зарегистрированные вдоль него очаги землетрясений [3], гипоцентры которых достигают глубины 40—60 км [22], подтверждают его глубинное заложение, доходящее до мантии. Он входит в состав Кахетинно-Каракалинской системы<sup>2</sup>. При интенсивном развитии в позднем меле и особенно в палеогене по ней происходит опускание на юге и образование протяженных зригорстов — горных сооружений — на севере. Эта система находит свое выражение как в осадочной толще, так и в фундаменте. По данным ГСЗ и МОВ, отмечается нарушение сплошности земной коры, а по гравиметрии она проникает до глубины 40 км и затрагивает поверхность Мохо. На западе, в районах Келасури и Гораб, с ней связаны интрузии среднеюрского возраста [1].

Предмалокавказско-Предталышский разлом прослеживается через Шамхор, Мадагиз, Агдам, Бегманлы и по северному склону Иштерсарской возвышенности, отделяет Куринскую впадину от М. Кавказа и Талыша. Он имеет сложную линейную конфигурацию и пересечен многими антикавказскими разломами и разрывами разной интенсивности. Этот разлом находит четкое выражение в естественных полях, проявляющихся протяженными линейными полосами изоаномалии, а также локальными — Шамхорским и Мартунинским гравитационными максимумами. К северу вдоль разлома отмечается опускание поверхностей консолидированной коры и Мохо. Местами с ним связано выделение интрузии и метаморфических пород [8, 29], а также покровы эффузивных образований. Разлом является достаточно активным, где зарегистрированы многочисленные землетрясения [3]. Он включается в состав Артвино-Предалагской системы<sup>3</sup>, отдельные отрезки которой в районе Рудсерского древнего выступа и в восточной части Горганской равнины установлены в [5, 21]. Развитие ее создало условия заложения меговпадины на севере и ограничивало М. Кавказо-Эльбруско-Аладагские складчатые системы на юге. В геофизических полях она характеризуется сгущением и вытянутостью изолинии, а также перепадом глубин соответствующих поверхностей.

Удабно-Дайкендский разлом проходит между Саждагом и Мамедтепе на западе, Нефтечалой и Шорсулу на востоке. Образование его в конце мезозоя вызвало формирование двух разных структурно-формационных зон прогибов [6, 12]. По данным КМПВ и ГСЗ, он выражен тектонической ступенью по фундаменту и в осадочной толще с перепадом

<sup>2</sup> Восточная часть ее в Каспийском море и в зоне сумбарской синклинали отмечена в [14, 23].

<sup>3</sup> По мнению [2], Предаладаг-Предэльбурской разлом не является восточным продолжением Предмалокавказско-Предталышского.

поверхностей отдельных комплексов соответственно до 5 и 3,5 км. К югу от Карамарьям и Кюрювдаг по гравиметрическим исследованиям он затрагивает поверхность Мохо, а на западе очень четко выделяется МОГТ по кровле мезозойских отложений с амплитудой более 700 м. По данным бурения отмечается опущенность к северу от разлома более чем на 4 км. Этот разлом развит в составе Курино-Горганрудской погребенной системы, которая лишь в зоне Триалета и Западно-Копетдагском районе обнажается на поверхности (в Южно-Каспийской впадине часть ее, граничащая с максимумом Година, фиксируется в [11]). По гравиметрическим данным, она по рельефу консолидированной коры выражена в виде интенсивных градиентов силы тяжести, а по аэромагнитным данным, линейной вытянутостью аномалии с отрицательными значениями. На южной прибрежной части Каспия она, по данным ГСЗ, выделяется резким сокращением мощности осадочной толщи — от 15—20 км в районе Решт-Мазандаранского прогиба до 5—10 км по периферии Каспия, т. е. в северном борту прогиба. Аналогичная картина в зоне этой системы за счет подъема и глубокого размыва осадков подтверждается данными бурения и на западе — по северному борту Карабаг-Муганского прогиба, в районе Куринской кордильеры [12], а также в Триалетской зоне [11].

Боздаг-Шорсулинский, Борсуны-Новоголовский и Казанбулаг-Буроварский региональные разломы осложняют строения борта Карабаг-Муганского прогиба, а Йорский — западную часть Аджиноур-Ширванского, Западная часть Казанбулаг-Буроварского (Казанбулаг-Советлярский) описана [27] как Предмалокавказский (под названием разлом — флексуры), в состав которого позже включили и Буроварский, выделенный [19]. Отметим, что затухание до плиоцена (местами) Казанбулаг-Советлярского разлома, с одной стороны, и погружение Ярдымлинской синклинали к югу от Буроварского разлома до конца мнотененового времени, — с другой, не позволяет считать его граничным — Предмалокавказско-Предталышским разломом. В магнитном поле он выражен в виде малоинтенсивных градиентов, а по данным КМПВ, пересекает фундамент впадины с амплитудой по поверхности консолидированной коры около 5 км.

Строение впадины осложнено также разломами антикавказской ориентации: Арагвийский разлом выделяется нами на основе анализа геолого-геофизических материалов, между Карталинским и Гарёкахетинским геоблоками, резко отличившимися по структурно-фациальным признакам (в пределах первого низы кайнозоя отсутствуют). Агричайский разлом впервые выделен [16] под названием Алазанского. По данным геофизики отмечается спад кровли фундамента в 1,5—2 км к востоку от него. По данным бурения (на площадях Мирзаани, Коджашен и др.) амплитуда смещения его по верхнему неогену составляет около 1000 м. Гирдиманчайский разлом отделяет Баскальский покров от Исмаиллинской синклинали и, по данным КМПВ, выражается резким погружением фундамента к востоку, с амплитудой 4—5 км, доходящей по поверхности мезозоя до 1,5—2 км. Объединяя этот разлом с восточным окончанием Улабно-Дайкендского (Куринского) разлома и флексурой на водоразделе ЮВ Кавказа, его назвали Зап. Каспийским разломом [24]. Отметим, что он имеет палеозойское заложение и вместе с Узюмликенд-Кюрсангинским являлся поставщиком внутримантийных продуктов, образовавших Кюрдамирский максимум (вулканический массив), а Улабно-Дайкендский разлом заложен к концу мезозоя. Они по гене-

зису и по динамике развития отличаются друг от друга, поэтому их можно объединить условно. Акстафачайский разлом отделяет Казахскую мульду от Шамхорского выступа. По данным гравиметрии и ГСЗ, ему соответствует спад поверхности консолидированной коры и Мохо к западу от него, а в осадочном чехле он выделяется бурением с амплитудой по кровле мезозоя около 500 м. Гянджачайский разлом установленный между Евлах-Агджабединским и Шамхорским геоблоками, выражен двумя ветвями, параллельно идущими по руслам Кошгарчай и Гянджачай. В районе Сафаралиева к востоку от него по данным ГСЗ регистрируется опускание поверхности фундамента с амплитудой 2 км. Он находит свое отражение также в материалах бурений, где майкопские отложения контактируют с меловыми. Араксинский разлом, разделяющий геоблоки Карабаг-Муганского прогиба, впервые выделенный [26], подтверждается и бурением, где по меловым отложениям амплитуда его составляет около 2 км, а по данным ГСЗ прослеживается до внешней мантии. По гравиметрии он разграничивает поднятие Мурадханлы и Мартунинский максимум от Саатлинского и Карадонлинского максимумов. Болгарчайский разлом прослеживается параллельно Араксинскому и отделяет Карадонлинский выступ от Ярдымлинской синклинали. Он находит четкое выражение в материалах ГСЗ в фундаменте и в осадочном чехле, отражен также в дешифрованных линияментах [17]. К западу от него зарегистрированные гравитационные максимумы Саатлы и Карадонлы оказались приподнятыми по фундаменту.

В пределах Южно-Каспийской впадины на основании наличия древних выступов (Рудсерского и Мианкалинского) и максимумов (Сефидрудского и Година), заложение и выявление которых обязаны разломам, нами предполагается наличие трех субмеридиональных разлома: Сефидрудский, Хазарский и Ника, в районе максимума Година осложняют строение последнего, а на юге, разделяя Рештский и Мазандаранский геоблоки, ограничивают Сефидрудский максимум, Рудсерский и Мианкалинский выступы. Кроме этих, в пределах мегавпадины регистрируются разломы Дзирульский и Зирикчадский (разграничивающие), Советабд-Яшминский и Чикишляр-Гогурдагский (разделяющие ее на сегменты) — рис. 2.

Типизация и классификация ряда разломов впадины даны в [7, 10, 12, 15, 18, 20, 26], однако проведенные анализы, позволившие установить блоковое строение фундамента впадины [4, 6, 12, 28], несколько дополняют эти взгляды. Как установлено, большинство разломов способствовало заложению и развитию самостоятельных прогибов и геоблоков, следовательно, классификация разломов должна соответствовать характеру развития и роли их в формировании этих геоструктурных элементов. Разломы Куринской впадины делятся на три категории: глубинные (пересекающие земную кору), коровые (проникающие до подошвы коры, верхнекоровые (затрагивающие осадочный чехол). К первому относятся Алазано-Алятский, Предмалокавказско-Предталышский, Узюмликенд-Кюрсангинский, Дальмамедли-Кырмазыкендский, Улабно-Дайкендский, Казанбулаг-Буроварский разломы субширотного простирания и Акстафачайский, Гянджачайский, Араксинский, Гирдиманчайский и Болгарчайский — субмеридионального (рис. 1). Ко второму — Йорский и Агричайский, а к третьему — все остальные

разломы. Следует подчеркнуть, что два последних типа (коровые и верхнекоровые) по характеру своего пространственного развития вызывают сомнение о возможности самостоятельного образования, развития (с амплитудой смещения, достигающей иногда до нескольких километров) и затухания с глубиной в пределах коры Земли или осадочного чехла. Если принять во внимание сплошность литосферы и ее субстрата, такое суждение заключает в себе некоторое противоречие. Поэтому предполагается, что эти категории разломов являются продуктами деятельности некогда существовавших глубинных разломов, ныне, возможно, являющихся погребенными (горизонтальное перемещение их, вероятно, вызвано миграцией тектогенеза). Даже в случае, если заложение этих разломов происходит самостоятельно, они, развиваясь, позже сливаются с глубинными более сложными (прямыми или косвенными) путями проникновения, включаясь в состав их зоны или системы, а не затухают с глубиной в коре и осадочном чехле. Это объясняется тем, что в процессах разломообразования существует унаследованность, поэтому выделение этих типов является сугубо условным, поскольку пока мы не располагаем достаточными данными, подтверждающими их несвязанность. Отметим, что многие разломы и разрывы, установленные в верхней части осадочной толщи (по данным бурения), с глубиной обязательно сливаются — слабые и мелкие с активными и крупными, а аналогичное явление для глубокопроникающих разломов возможно в будущем подтвердит интерпретация данных новых геофизических методов.

По классификации разломы делятся на: 1) структурные швы, куда относятся Кахетино-Каракалинская, Артвино-Предаладагская системы разломов, Дзиркульский и Зирик-Чадский разломы; 2) внутрискрутурные разломы, куда входят все разломы и разрывы мегавпадины, исходя из функции влияния которых разделяются на: а) межсегментные, б) надгеоблоковые, в) межгеоблоковые и г) внутригеоблоковые. Первые разделяют фундамент региона на отдельные сегменты — Советаб-Яшминский и Чикишляр-Гогурандагский. К надгеоблоковым относятся разломы, полностью пересекающие фундамент, не согласуясь с существованием разновозрастных геоблоков. К ним относятся системы разломов Имеретино-Акмаинский, Дальмамедли-Кызылатрекский, Курино-Горганрудский, а к межгеоблоковым разломам, разделяющим фундамент мегавпадины на отдельные геоблоки, относятся: Иорский, Арагвийский, Агрчайский, Гирдыманчайский, Акстафачайский, Гянджачайский и Араксинский, Сефилрудский, Хазарский, Ника и Шорджа-Гекчинский. Остальные разломы и разрывы являются внутригеоблоковыми. Среди них особое место занимают Болгарчайский, Падар-Нефтечалинский, Каламадын-Бяндованский и многие другие.

#### Литература

1. Адамия Ш. А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси, «Мецниереба», 1977.
2. Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш. Альпийский геосинклинальный пояс. «Геотектоника», 1966, № 6.
3. Али-заде А. А. Земля и землетрясения. Баку, Азерб. АЗЕРИШПР, 1960.
4. Али-заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана. «Геотектоника», 1966, № 3.
5. Алиев М. М., Забанбарг А. Геологическое строение и нефтегазоносность Ирана. Баку, «Элм», 1974.

6. Ахмедов Г. А., Гюльдуст М. А. Тектонические критерии перспектив нефтегазоносности Куринской впадины. «Сов. геология», 1981, № 12.
7. Баба-заде О. Б. Глубинные разломы и сейсмичность Азербайджана. Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку, «Элм», 1974.
8. Байрамов А. Д., Гаджиев Т. Г., Али-заде С. А. Геологическая карта Азербайджанской ССР, 1975.
9. Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины восточной Грузии. Л., Гостоптехиздат, 1960.
10. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азерб. АЗЕРИШПР, 1965.
11. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, «Мецниереба», 1967.
12. Гюльдуст М. А. Роль разломов в формировании Куринской межгорной впадины и их связь с тектогенезом и нефтегазоносностью. «ДАН Азерб. ССР», 1979, т. XXXV, № 8.
13. Гюльдуст М. А., Панахи Ш. А. О некоторых тектонических особенностях и направлении поисков залежей нефти и газа в разрезе мезокайнозойских отложений. «Уч. зап. АЗИНЕФТЕХИМА», сер. IX, 1974, № 4.
14. Исмаилов К. А., Гасанов И. С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой. Труды АЗНИИ ДН, вып. XVII. Геофизическая разведка на Каспийском море. Л., Недра, 1966.
15. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова А. В., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
16. Куликов В. И., Раджабов М. М., Насруев Н. В., Андреев Л. И. Геотектонические особенности строения фундамента осадочных пород на территории Азербайджана в сопоставлении с сейсмичностью. Матер. конф. по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. «Элм», 1974.
17. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. «Геотектоника», 1974, № 3.
18. Мамедов А. В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку, «Элм», 1973.
19. Мехтиева Ш. Ф., Байрамов А. С. О Предталышском краевом прогибе и его внутреннем строении. АНХ, 1967, № 4.
20. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
21. Мостофи Б., Фрей Е. Основные осадочные бассейны Ирана и перспективы их нефтегазоносности. V международный нефтяной конгресс, т. I. Гостоптехиздат, 1961.
22. Рагимов Ш. С. Вопросы изучения строения Земли. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1966.
23. Семенович В. В., Мирзаханов М. К. Область альпийской складчатости (Зап. Туркменской впадины). Геология СССР, т. XXII, Туркм. ССР, М. «Недра», 1972.
24. Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях. Бюлл. Московского общества испыт. природы, отд. геол., № 2, 1966.
25. Шенгелая Г. Ш. Трехмерная гравитационная модель глубинного строения земной коры Кавказа. «Сов. геология», 1978, № 12.
26. Шихалибейли Э. Ш. Роль разломов и структур глубинного заложения в металлогении складчатых зон (на примере Кавказа). Кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, М., «Наука», 1964.
27. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1966, кн. 2.
28. Шихалибейли Э. Ш. Глубинные разломы Азербайджана. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1970, № 1.
29. Шихалибейли Э. Ш. Глубинные разломы. Геология СССР, т. XVII, Азерб. ССР, геологическое описание. М., «Недра», 1972.

ЧӨНУБИ ХЭЗЭР ЧӨКӨКЛИЈИ ЭЈАЛЭТИНИН ГЫРЫЛМАЛАРЫ ВЭ ОНЛАРЫН ТЭСНИФАТЫ

Геоложи-геофизики фактлар эсасында Чөнуби Хазэр чөкөклији эјалэтинде вэ елэчэ дэ Күр чөкөклијинде олан гырылмалар ајдынлашдырылып, системләшдирилди вэ онларын биринин дикэринден төрөнмөси изаһ едилди. Чөкөклијин кеоблоклара бөлүнмөсинэ керэ гырылмаларын тэснифаты вэ неву тэјин олунур.

М. А. Guldust

THRUSTS OF A SOUTH-CASPIAN REGION OF DEPRESSION AND THEIR CLASSIFICATION

In this paper on the base of geological and geophysical criteria systems of regional thrusts of a South-Caspian region of depression as a whole and of a Kurian depression as a part are picked out and positions of series of these thrusts are elucidated. With establishing their types a derivativeness of upper-crust thrusts from crust breaks and the latter—from deep thrusts is marked. Regional thrusts are divided into structural seams and inner-structural thrusts. The inner-structural thrusts are subdivided into: 1) upper-geoblocking; 2) inter-geoblocking and 3) inner-geoblocking.

УДК 551.781(47+57):518

Ш. А. БАБАЕВ, А. А. БАБАЕВ

ИЗУЧЕНИЕ НУММУЛИТОВ МЕТОДОМ КЛАСТЕР-АНАЛИЗА

Классификация — распределение объектов по однородным группам в заданной системе признаков. Во многих разделах геологии она проводится достаточно субъективно, на основании интуиции и опыта работы ученого в данной отрасли науки.

Неудовлетворенность субъективностью традиционных методов классификации в последние годы привела к переработке новых методов, которые находятся в соответствии с возможностями современных ЭВМ.

Одним из таких детально разработанных многомерных статистических методов, успешно применяющихся при классификации геологических объектов, является кластер-анализ [6, 7, 10], который позволяет использовать различные количественные и качественные показатели для выяснения близости таксонов.

Сущность кластер-анализа заключается в том, чтобы на основании некоторого множества характеристик определением расстояния, коэффициента корреляции или другой меры связи между всеми возможными парами объектов разбить множество из  $n$  объектов на  $m$  классов ( $m < n > m$ ), причем каждый объект должен принадлежать только одному классу, объекты одного класса должны быть сходными.

Выявление однородных групп и определение координат центров тяжести их позволяет построить диаграмму последовательных зависимостей этих групп, т. е. дендрограмму  $Q$ -типа, которая в силу наглядности не требует дополнительной обработки.

Нами для классификации 81 вида нуммулитов СССР использован метод кластер-анализа. Для этой цели выбраны 37 признаков, характеризующих наиболее важные черты морфологии раковины и стратиграфическое положение нуммулитов. Эти признаки были закодированы по балльной системе, выраженной целыми числами [2].

Следует отметить, что Б. Т. Голев [5] предложил классификацию нуммулитов, основанную на морфологических признаках. Однако в ней не учитывались филогенетические связи.

В качестве меры связи между всеми возможными парами объектов была использована функция расстояния. Функцией расстояния являются евклидово расстояние,  $l_1$ -норма, супремум-норма,  $l_p$ -норма, Махаланобиса и др. [7].

Нами в качестве меры расстояния выбрана  $l_p$ -норма. По этой функции расстояние между  $i(X_i)$  и  $j(X_j)$  объектами вычисляется по формуле:

$$d_1(X_i, X_j) = \left[ \sum_{k=1}^p |X_{ik} - X_{jk}| \right];$$

Здесь  $k$  — номер признака,  $X_{ik}, X_{jk}$  — значение  $k$ -го признака у  $i$ -го  $j$ -го объектов,  $d_1(X_i, X_j)$  — расстояние между этими объектами. Для сравнения результатов измерений признаков, выраженных в разных масштабах, значение признака каждого вида делится на сумму всех измерений этого признака, т. е.

$$X_{ik} = \frac{X_{ik}}{\sum_{i=1}^n X_{ik}}$$

Здесь  $n$  — количество всех объектов, на которых измерен признак  $k$ . Рабочая программа кластер-анализа написана на алгоритмическом языке PL/I для ЭВМ ЕС-1022. По этой программе матрица порядка  $81 \times 37$  обработана за 16 мин 20 сек. В итоге кластеризации нуммулиты СССР разделены на 8 групп (рис.).

Первая группа состоит из 2 подгрупп. В первую подгруппу, в свою очередь, разделяющуюся на 2 части, входят *Nummulites fraasi* de la H., *N. subplanulatus* Hantk. et Mad., *N. praexilis* Mamedov, *N. tadjikistanensis* Aschurov, *N. soerenbergensis* Schaub (I часть), *N. exilis* Douv., *N. chartersi* Menegh., *N. mefferti* Panteleev, *N. planulatus* (Lamarck) (II часть), а во вторую — *Nummulites pulchellus* de la H., *N. ananurensis* Mrevl. *N. garnieri* Boussac.

В пределах первой подгруппы выделяются 3 пары наиболее близких видов: *N. fraasi*—*N. subplanulatus*, *N. exilis*—*N. chartersi*, *N. mefferti*—*N. planulatus*.

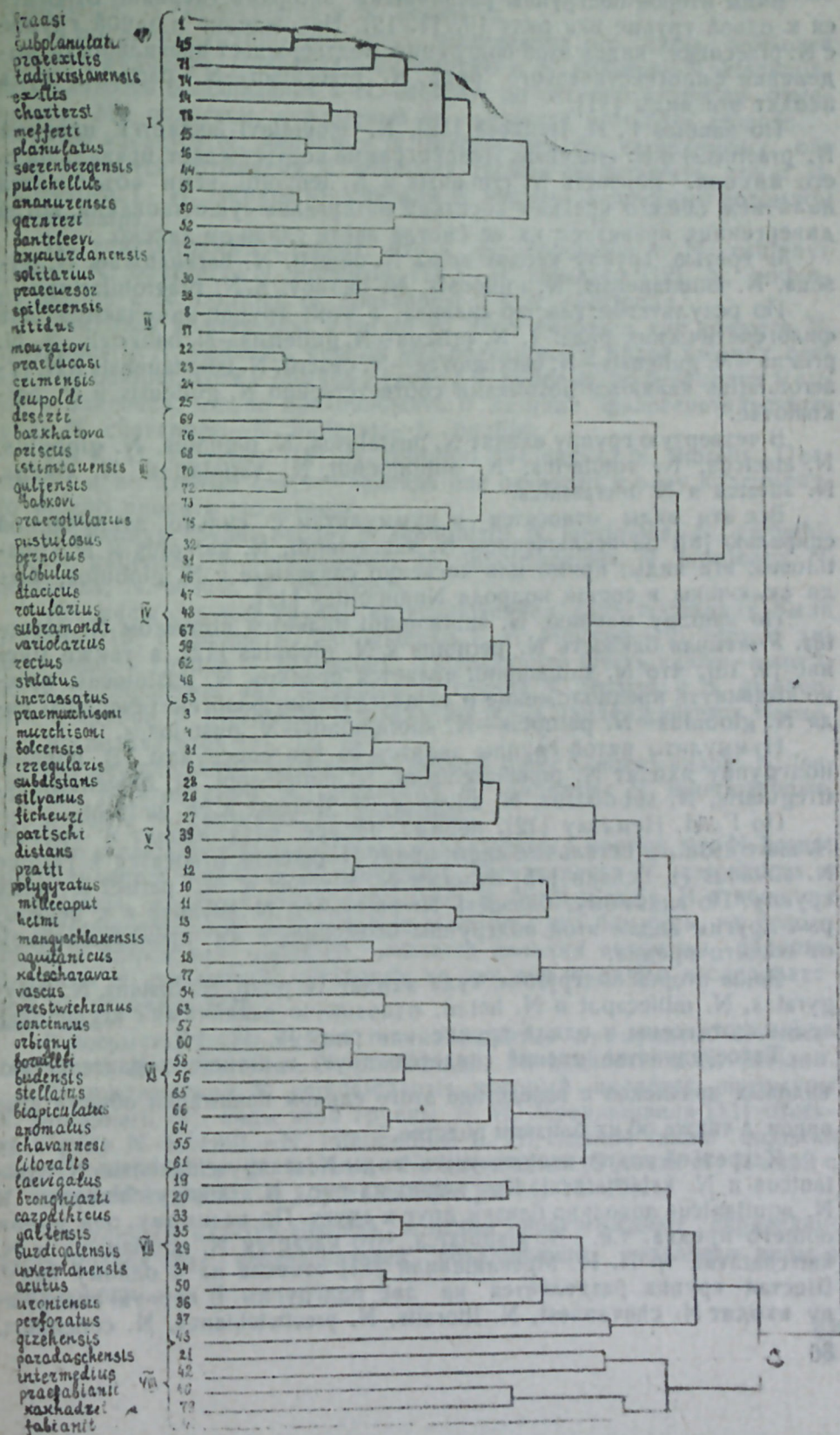
За исключением *N. soerenbergensis*, *N. subplanulatus*, *N. tadjikistanensis*, мнения различных исследователей о близости видов первой подгруппы сходятся (1, 8, 10, 11, 14). Хотя первые два вида были отнесены к группам *N. burdigalensis* (14), *N. globulus*, куда включен также *N. tadjikistanensis* (1), и к ряду *N. fraasi*—*N. nitidus* (11), тем не менее близость этих видов между собой верно установлена указанными исследователями.

Виды второй подгруппы *N. pulchellus*, *N. garnieri* Г. И. Немковым и Н. И. Мревлишвили [11, 12] относились к одной группе или ряду, но предковым видом для пучка видов, куда были включены эти виды, в первом случае был принят *N. deserti*, а во втором—*N. solitarius*. Новым является выяснение близости *N. ananurensis* с *N. pulchellus* и *N. garnieri*, хотя сам автор вида был другого мнения [11].

Вторая группа состоит из двух подгрупп. В первой подгруппе выделяются две пары близких видов: *N. panteleevi*—*N. akkuurdanensis* и *N. solitarius*—*N. praecursor*. Сюда входят также *N. spileccensis* и *N. nitidus*. Ко второй подгруппе относятся две пары близких видов: *N. mouratovi*—*N. praelucasi* и *N. crimensis*—*N. leupoldi*.

Мнения различных исследователей сходятся в том, что *N. solitarius* является предком *N. praecursor* [9, 11, 12]. Новым является выяснение близости *N. nitidus* с видами первой подгруппы, а также то, что виды *N. panteleevi* и *N. akkuurdanensis* автором их были отнесены к разным группам [11], а результаты кластер-анализа показывают их несомненную близость.

Учитывая, что и по результатам кластер-анализа *N. panteleevi* и *N. spileccensis* входят в одну группу, можно согласиться с мнением, что *N. spileccensis* является ближайшим потомком *N. panteleevi* [3].



Виды второй подгруппы различными авторами уверенно относятся к одной группе или ряду (9, 11, 12). Нахождение в одной группе с *N. praecursor* видов этой подгруппы подтверждает правильность выделения филогенетического ряда *N. praecursor*—*N. partschi*, куда входят эти виды [11].

По данным Г. И. Немкова [12], *N. mouratovi* является предком *N. praecursor* и *N. crispensis*. Дендрограмма подтверждает правильность его мнения. Близость *N. crispensis* и *N. leupoldi* нами объясняется наличием общего предка и коротким интервалом существования, когда дивергенция признаков их не смогла зайти слишком далеко.

В третью группу входят виды *N. deserti*, *N. barkhatovae*, *N. priscus*, *N. istimtauensis*, *N. gullensis*, *N. babkovi* и *N. praerotularius*.

По результатам кластер-анализа, в этой группе намечаются два филогенетических ряда: 1. *N. priscus*—*N. gullensis*—*N. babkovi*; 2. *N. priscus*—*N. gullensis*—*N. barkhatovae*—*N. deserti*. *N. istimtauensis* и *N. praerotularius* являются потомками соответственно *N. gullensis* и *N. barkhatovae*.

В четвертую группу входят *N. pustulosus*, *N. pernotus*, *N. globulus*, *N. atacicus*, *N. rotularius*, *N. subramondi*, *N. variolarius*, *N. rectus*, *N. striatus* и *N. incrassatus*.

Все эти виды относятся к нуммулитам с сильно закрученной спиралью [8]. За исключением *N. subramondi*, *N. pernotus* и *N. pustulosus*, эти виды, прямо или косвенно связанные с *N. globulus*, были включены в состав подрода *Nummulites* [12].

По нашему мнению, *N. subramondi* является потомком *N. pernotus*. Учитывая близость *N. pernotus* к *N. globulus* [12], а также мнение [9, 15], что *N. subramondi* является предком *N. pustulosus*, можно выдвинуть предположение о существовании филогенетического ряда *N. globulus*—*N. pernotus*—*N. subramondi*—*N. pustulosus*.

Нуммулиты пятой группы делятся на три подгруппы. В первую подгруппу входят *N. praemurchisoni*, *N. murchisoni*, *N. bolcensis*, *N. irregularis*, *N. subdistans*, *N. silvanus*, *N. fischeuri* и *N. partschi*.

По Г. И. Немкову [12], первые четыре вида входят в группу *N. murchisoni*, а остальные виды, кроме *N. partschi*, относятся к группе *N. silvanus*. H. Schaub [15] относил *N. silvanus* и *N. partschi* в одну группу. По-видимому, близость *N. partschi* к *N. silvanus* и к некоторым другим видам этой подгруппы объясняется их происхождением от общего предка.

Виды второй подгруппы, куда входят *N. pratti*, *N. distans*, *N. polygyratus*, *N. millescarat* и *N. helmi*, однозначно различными исследователями отнесены к одной группе или ряду [9, 11, 12].

Такое единство мнений свидетельствует о четкой характеристике видовых признаков и вследствие этого едином понимании объема этих видов, а также об их близком родстве.

К третьей подгруппе относятся виды *N. mangyschlakensis*, *N. aquitanicus* и *N. katscharavai*. Как видно из рис., *N. mangyschlakensis* и *N. aquitanicus* довольно близки друг к другу. По-видимому, они имели общего предка, т.е. *N. planulatus*. Что касается *N. aquitanicus* и *N. katscharavai*, то Н. И. Мревлишвили [11] отнесла их к одному ряду. Шестая группа разделяется на две подгруппы. В первую подгруппу входят *N. chavannesi*, *N. litoralis*, *N. prestwichianus*, *N. concinnus*,

*N. orbigny*, *N. bouillei* и *N. budensis*. Вторую подгруппу составляют *N. stellatus*, *N. biapiculatus* и *N. anomalus*.

В пределах группы (см. рис.) выделяются две пары наиболее близких видов; *N. concinnus*—*N. orbigny* и *N. stellatus*—*N. biapiculatus*. Близость *N. concinnus* к *N. orbigny* до сих пор никем не отмечалась. Мы полагаем, что первый вид является потомком второго.

Что касается *N. stellatus* и *N. biapiculatus*, то, по-видимому, оба вида являются потомками *N. anomalus*. Нужно подчеркнуть, что Н. Н. Бархатова, Г. И. Немков [3] считали *N. stellatus* возможным потомком *N. anomalus*.

Из дендрограммы следует, что к *N. concinnus* и *N. orbigny* близки *N. bouillei* и *N. budensis*. По Г. И. Немкову [12], *N. budensis* близок к *N. bouillei*, *N. chavannesi* и к *N. concinnus*.

Учитывая изложенное, а также то, что в разрезах, где имеются *N. chavannesi* и *N. budensis*, первый вид появляется в более нижних слоях, а *N. bouillei*, хотя и обычен в слоях с *N. budensis*, но переходит и выше в олигоцен, можно предположить о наличии филогенетического ряда *N. chavannesi*—*N. budensis*—*N. bouillei*.

По Г. И. Немкову [12], *N. orbigny* дал начало *N. litoralis*. Поскольку и по данным кластер-анализа они отнесены в одну подгруппу, то можно принять это мнение.

В седьмую группу входят *N. brongniarti*, *N. laevigatus*, *N. carpathicus*, *N. gallensis*, *N. burdigalensis*, *N. inkermanensis*, *N. uroniensis*, *N. perforatus*, *N. acutus*, *N. gizehensis*.

Все виды седьмой группы за исключением двух последних были отнесены [9] к группе *N. burdigalensis*. Г. И. Немков [12] первые два вида отнес к группе *N. brongniarti*, последующие шесть видов—к группе *N. burdigalensis*, вид *N. acutus*—к группе *N. striatus*, а *N. gizehensis*—к группе *N. gizehensis*. Близких взглядов придерживается также ряд исследователей [11, 13, 16].

По дендрограмме выделяются четыре пары близких видов: *N. laevigatus*, *N. brongniarti*, *N. carpathicus*, *N. gallensis*, *N. inkermanensis*, *N. acutus* и *N. perforatus*, *N. gizehensis*.

Все исследователи нуммулитид единодушны в мнении, что *N. brongniarti* является потомком *N. laevigatus*. Что касается *N. carpathicus* и *N. gallensis*, то они являются потомками *N. burdigalensis*. В отношении *N. inkermanensis* и *N. acutus* можно заметить, что близость их несомненна и второй вид, вероятно, является дальним потомком первого. Близость *N. perforatus* и *N. gizehensis* до сих пор ни одним исследователем не отмечена.

В восьмую группу входят только сетчатые нуммулиты: *N. paradaschensis*, *N. intermedius*, *N. praefabianii*, *N. kakhadzei* и *N. fabianii*.

За исключением *N. paradaschensis*, который является потомком *N. brongniarti* [8], виды этой группы Н. И. Мревлишвили [11] отнесла к ряду *N. fabianii*—*N. intermedius*. Г. И. Немков также выделял ряд *N. praefabianii*—*N. fabianii*—*N. intermedius*. О связи *N. fabianii* с *N. intermedius* писали и другие авторы [4, 14, 13, 16].

Результаты кластер-анализа в целом подтверждают справедливость мнения этих исследователей, объединивших названные виды в одну группу.

## Выводы

1. Применение кластер-анализа, позволяющего использовать различные количественные и качественные показатели, дает возможность уменьшить субъективизм при классификации нуммулитов, присущий классификационным построениям, основанным на отдельных качественных показателях.

2. На основе кластер-анализа нуммулиты СССР разделены на 8 групп. Анализ взаимоотношений видов, входящих в отдельные группы, а также их связей с видами других групп дает возможность оценить достоверность филогенетических и классификационных построений различных авторов в отношении палеогеновых нуммулитов и создать реальную основу для построения филогенетической схемы нуммулитов СССР.

## Литература

1. Ашуров А. А., Немков Г. И. Палеогеновые нуммулиты Таджикской депрессии, их палеоэкология и стратиграфическое распределение. Душанбе, «Ирфон», 1978.
2. Бабаев Ш. А., Бабаев А. А. О разработке кода признаков и полнотомической таблицы нуммулитов СССР. В кн.: Систематика и морфология микроорганизмов. М., «Наука», 1981.
3. Бархатова Н. Н., Немков Г. И. Крупные фораминиферы Мангышлака и Северного Приаралья и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1965.
4. Габриелян А. А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. «ДАН Арм. ССР», 1957, 25, № 3.
5. Голев Б. Т. К вопросу о классификации нуммулитов. Тр. Львов. геол. об-ва, сер. палеонт., вып. 2, 1977.
6. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М., «Мир», 1956.
7. Дюран Б., Одед П. Кластерный анализ. М., «Статистика», 1977.
8. Мамедов Т. А. Материалы к изучению нуммулитов эоцена Нахичеванской АССР. Тр. Азерб. индустр. ин-та, вып. 17, 1957.
9. Мамедов Т. А., Бабаев Ш. А. Типы спирали у нуммулитов и их систематическое значение. Вопросы микропалеонтологии, вып. 25. М., «Наука», 1982.
10. Мазиллов В. Н., Кашик С. А. Применение кластер-анализа при минералогических исследованиях. Сб. Основные методы математической геологии и результаты исследований. Якутск, 1980.
11. Мрелишвили Н. И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси, Изд-во Тбилисск. ун-та, 1978.
12. Немков Г. И. Нуммулиты Советского Союза и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1967.
13. Abrard R. Contribution a l'etude de l' evolution des Nummulites. Bull. Soc. Geol. France, ser. 4, 1928, 28, N 3-5.
14. Boussac J. Etudes paleontologiques sur le nummulitique alpin. Mem. Serv. Geol. France, Paris, 1911.
15. Schaub H. Stratigraphie und Paleontologie des Schliessenfleyschen mit besonderer Berücksichtigung der paleocenen und untereocenen Nummuliten und Assilinen. Schweiz. Paleont. Abh., Bd 68, 1951.
16. Sigal J. Foraminiferes. In: "Traite de Paleontologie", I. Pivetau (Ed.) Paris, 1952.

## Ш. Е. Бабаев, А. Е. Бабаев НУММУЛИТЛАРИН КЛАСТЕР-АНАЛИЗ ҮСУЛУ ИЛӘ ТӘДГИГИ

Совет Иттифагы эразисиндә җайлмыш нуммулит нөвләри кластер-анализ үсүлүнүн тәтбиги илә 8 група бөлүнмүшдүр.

Аҗры-аҗры групплардакы нөвләрин гаршылыгы алағәләринин вә һәмчинин онларын башга групплара аид олан нөвләрлә мүнәсибәтләринин тәдгиги мұхтәлиф мұәллифләрин нуммулитләрә даир вердији тәснифатлары гижмәтләндирмәјә вә нуммулитләрин филогенетик схемини тәртиб етмәк үчүн реал әсас җаратмаға имкан верир

Sh. A. Babayev, A. A. Babayev

## STUDY OF NUMMULITES BY CLUSTER-ANALYSIS

Nummulites in the USSR are divided into groups by application of cluster-analysis with the use of 37 qualitative and quantitative indexes.

Analysis of species interrelation entering separate groups and their relations with other groups species allows to create a real base for drawing a phylogenetic scheme of nummulites in the USSR.

УДК 551.763

Х. АЛИЮЛЛА, Ш. А. БАБАЕВ, Р. О. ҚОШҚАРЛЫ

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СТАТИСТИЧЕСКОГО РАЗГРАНИЧЕНИЯ  
 ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
 ПЛОЩАДИ МУРАДХАНЛЫ ПО НАННОПЛАНКТОНУ**

В биостратиграфии проведение границ в изученных разрезах при рассмотрении комплекса фауны, нередко приводит к неодинаковым результатам у разных исследователей. Такое разногласие возникает также, когда граница обосновывается по результатам изучения одного признака или совокупности признаков, рассматриваемых отдельно друг от друга.

Только совместное рассмотрение всех характеристик может дать достаточно обоснованный и надежный результат. Одним из таких методов, позволяющих одновременно использовать данные по любому числу признаков, является статистический метод разграничения геологических объектов [1, 2, 3]. Сущность его применительно к решению задач стратиграфии заключается в выявлении в разрезе однородных участков путем статистической проверки гипотезы об их однородности.

Метод статистического разграничения геологических объектов по комплексу признаков был применен при расчленении палеогеновых отложений площади Мурадханлы, вскрытых большим количеством скважин.

Как известно, микронные размеры наннопланктона позволяют обнаружить полный его комплекс в 1—2 г породы, а при благоприятном для скопления наннопланктона типе осадка (сильно известковистые глины, мергели) можно вести исследование еще при меньшем количестве осадка. Поэтому, при подсчете количества особей в 1 образце мы довольствовались изучением 5 временных препаратов. Для целей подсчета принята следующая полуколичественная балльная система: отсутствие флоры—0, от 1 до 2 экз.—1, от 2 до 5 экз.—2, от 5 до 10 экз.—3, более 10 экз.—4.

Так, в скв. № 12 отобрано 14 образцов и произведено расчленение эоценовых отложений на основании количественного распределения известкового наннопланктона (табл. 1).

В средне- и верхнеэоценовых отложениях скв. № 12 выделяются пять границ, разделяющих на шесть однородных участков. Первая граница проходит между образцами 11 и 12 ( $V_k=48,86$ ,  $m=13$ ;  $V_{крит.}^*_{q=0,05}=22,36$ ). Это незначительно выше границы верхнего и среднего эоцена, установленной по планктонным фораминиферам между зонами *Globigerina copulenta* и *Globigerina turkmenica*, а по наннопланктону проходит внутри зоны *Isthmolithus recurvus*.

\* Здесь и далее  $V_{крит.}$  — табличное значение  $\chi^2_{qm}$  при  $q=0,05$  и  $m$  — степенях свободы.

Вторая граница проходит между образцами 9 и 10. Она проводится внутри зоны *Globigerina turkmenica* и совпадает с основанием зоны *Reticulofenestra umbilica* ( $V_k=27,67$ ;  $m=12$ ;  $V_{крит.}^*_{q=0,05}=21,03$ ).

Таблица 1

Матрица распределения полуколичественных показателей наннопланктона по скв. № 12 площади Мурадханлы

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$V_h$	27,61				24,50		(7,79)			27,67				48,86
Подотдел	E <sub>2</sub>										E <sub>3</sub>			
Интервал глубин	4384—4389	4356—4359	4325—4328	4348—4250	4217—4221	412—4197	4172—4176	4115—4121	4087—4085	448—4052	3937—3942	390—394	3855—3861	3752—3757
Зоны по наннопланктону														
Комплексы наннопланктона			D. subloboensis		N. fulgens					R. umbilica		J. recurvus		
<i>Sphenolithus ciperoensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Braarudosphaera bigelowi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discoaster furus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>D. adamanteus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Corannulus germanicus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Helicopontosphaera lophota</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Helicopontosphaera sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discoaster tant tant</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Isthmolithus recurvus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Syracosphaera labrosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Reticulofenestra umbilica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Tremalithus jugatus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Chiasmolithus sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Heliolodiscoaster barbadiensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discoaster tant nodifer</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rhabdosphaera gladius</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neococcolithus dubius</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Zygodiscus sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Coccolithus eopelagicus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochoaster simplex</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nannolettrina fulgens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cyclococcolithus formosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Chiasmolithus solithus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discoaster molengraff</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>D. elegans</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>D. saipanensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Chiphragmalithus sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Coccolithus stavensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discoaster barbadiensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>D. subloboensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>D. germanicus</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Третья граница установлена между образцами 6 и 7 ( $V_k = 57,79$ ,  $m = 12$ ;  $V_{крит.} = 21,03$ ), Участок разреза между второй и третьей границами соответствует нижней части зоны *Globigerina turkmenica* и верхней части зоны *A. rotundimarginata*, а по наннопланктону в этот участок входит верхняя часть зоны *Nannotetrina fulgens*.

Четвертая граница установлена между образцами 4 и 5. Эта граница как бы отделяет нижнюю часть *Nannotetrina fulgens* и *A. rotundimarginata*. Участок разреза между третьей и четвертой границами соответствует средней части зон *Nannotetrina fulgens* и *Acarinina rotundimarginata*.

Пятая граница установлена между образцами 1 и 2 ( $V_k = 27,61$ ,  $m = 14$ ;  $V_{крит.} = 23,68$ ), по наннопланктону она совпадает с основанием зоны *Discoaster sublodoensis*. Участок разреза между четвертой и пятой границей объединяет в себе нижнюю часть зоны *Acarinina rotundimarginata* и верхнюю часть зоны *Acarinina bullbrookii*.

Для установления равноценности данных границ или справедливости альтернативной гипотезы нами вычислена  $\chi^2_{k-2}$ . Исползованные при этом данные приведены в табл. 2. Полученное значение  $\chi^2_{5-2} = 4,76$  меньше чем  $\chi^2_{0,05, 5-2} = 7,81$ . Таким образом, рассматриваемые границы нужно считать равноценными и среди них нельзя выделить главные и второстепенные разграничения  $\chi^2_{0,05, 5-2}$  — табличное значение  $\chi^2_{\alpha}$  при уровне значимости 0,05 и степени свободы 3.

Таблица 2

h	$V_h$	$m_h$
1	48,86	13
2	27,67	12
3	57,79	12
4	24,5)	8
5	27,61	14

Следует отметить, что полученные путем статистического разграничения отдельные уровни внутри среднеэоценовой зоны *Nannotetrina fulgens*, имеют следующее объяснение: отложения, образовавшиеся за время существования комплекса зоны *Nannotetrina fulgens*, по значительным изменениям в составе наннопланктона можно разделить на три части. Нижняя часть отличается преобладанием видов, перешедших с нижележащей зоны *Discoaster sublodoensis*. Для этой части характерны редкие *Nannotetrina fulgens* (Stradner), почти отсутствуют *D. tani tani* Bram. et Riedel, *D. tani nodifer* Bram. et Riedel. В средней части значительно увеличивается число *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *D. distinctus* Martini и других видов с раздвоенным характером конца лучей. Здесь появляются представители родов: *Pemina*, *Micrantholithus*, количество *Nannotetrina fulgens* (Stradner) значительно больше. Верхняя часть характеризуется появлением первых *Reticulofenestra ex gr. umbilica* (Levin), *Discoaster tani tani* Bramlette et Riedel, *D. tani nodifer* Bramlette et Riedel и др.

Для сводного разреза палеогеновых отложений площади Мурадханлы произведены подобные же расчеты, которые дали возможность

в разрезе палеогена площади Мурадханлы установить 3 границы (табл. 3).

Таблица 3

Подотдела	Зоны по известковому наннопланктону	№ зон	Значение $V_k$
$E_3$	<i>Sp. pseudoradians</i>	11	189,63
	<i>I. recurvus</i>	10	
	<i>Ch. oamaruensis</i>	9	
$E_2$	<i>R. umbilica</i>	8	112,96
	<i>N. fulgens</i>	7	
	<i>D. sublodoensis</i>	6	
	<i>D. lodoensis</i>	5	
$E_1$	<i>M. tribrachiatus</i>	4	66,65
	<i>D. binodosus</i>	3	
	<i>M. contortus</i>	2	
$P_c$	<i>D. multiradiatus</i>	1	

Первая граница проходит между зонами *Globigerina corpulenta* и *Globigerina turkmenica* по планктонным фораминиферам и между зонами *Chiasmolithus oamaruensis* *Reticulofenestra umbilica* по наннопланктону (зоны №8 и №9) и соответствует границе среднего и верхнего эоцена.

Вторая граница проходит между зонами *Acarinina rotundimarginata* и *A. bullbrookii* или между зонами *Nannotetrina fulgens* и *Discoaster sublodoensis* среднего эоцена.

Третья граница проходит между зонами *Marthasterites contortus* *D. multiradiatus* или по планктонным фораминиферам между зонами *Globigerina subbotinae* и *Acarinina acarinata* и соответствует границе нижнего эоцена и верхнего палеоэоцена (зоны №1 и №2).

Таким образом, данный метод подтвердил установленные биостратиграфические границы палеоэоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена, что свидетельствует о его большой надежности и позволяет получить более достоверные результаты, когда положение границ расплывчато.

Для установления равноценности выявленных границ или справедливости альтернативной гипотезы нами подсчитана  $\chi^2_{k-2}$ . В табл. 4 приведены исходные данные для ее вычисления. Значение  $\chi^2_{3-2} = \chi^2_{\alpha-2} = 11,87$ . Поскольку  $\chi^2_{0,05} = 3,84$ , а  $\chi^2_1 = 11,87$  значительно превосходит 3,84, то полученные границы неравноценны.

Для выявления главных и второстепенных границ нами вычислены  $t$ .

Таблица 4

h	$V_h$	m
1	189,63	47
2	112,96	58
3	66,65	23

Из полученных результатов только  $t_{1,2} = 3,26$  значительно превышает допустимое значение  $t^*_{0,05} = 1,96$ . Остальные значения  $t(t_{1,2} =$

\*  $t^*_{0,05}$  — значение критерия Стьюдента, соответствующее пятипроцентному уровню значимости

=1,34 и  $t_{2,3} = 1,35$ ) много меньше 1,96, что позволяет принять гипотезу о равноценности второй и третьей границ, а первую границу, значимо отличающуюся от второй, считать главной.

Указанные примеры расчленения палеогеновых отложений площади Мурадханлы, как и имеющиеся в литературе данные [1, 2], указывают на большие потенциальные возможности метода статистического разграничения геологических объектов.

Использование полуколичественных данных способствует более объективному выявлению изменений в вертикальном распределении фауны и получению дополнительных сведений о естественных изменениях ее качественных характеристик в процессе эволюции, что свидетельствует о важности и большой научно-практической ценности данного метода.

#### Литература

1. Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.
2. Родионов Д. А., Забелина Т. М., Родионова М. К. Полуколичественный анализ в биостратиграфии и палеоэкологии. М., «Недра», 1973.
3. Родионов Д. А. Статистические решения в геологии. М., «Недра», 1981.

Х. Элиулла, Ш. Э. Бабаев, Р. О. Гюшгарлы

#### МУРАДХАНЛЫ САҲЭСИ ПАЛЕОКЕН ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН БӨЛКҮСҮНДӘ СТАТИСТИК ҺҮДУДЛАНМА ҮСУЛУНУН НАННОПЛАНКТОНА ӘСАСӘН ТӘТБИГИ

Мәгаләдә Мурадханлы саһэсинин палеокен чөкүнтүлэринин кәсилиши боју наннопланктон галыгларынын мигдарча пәланмасынын изләнмәси әсасында кеоложи объектларин статистик һудудланма үсулунун тәтбиги әсасында стратиграфик сәрһәдләр мүнәжән олунмушдур.

Бу сәрһәдләр наннопланктон вә фораминифер комплексларинә әсасән тәртиб едилмиш биостратиграфик ваһидларин сәрһәдларинә ујгун кәлир.

Kh. Aliyulla, Sh. A. Babayev, R. O. Koshkarly

#### APPLICATION OF HALFQUANTITATIVE NANNOPLANKTON ANALYSIS FOR PARTITION OF PALEOGENE DEPOSITS OF MURADHANLY AREA

As a result of application of statistic method for partition of Muradhanly paleogene deposits the former bounds of paleocene, lower, middle and upper Eocene deposits are confirmed.

УДК 563.12(479.24)

А. А. ГЕОДАКЧАН, Л. А. ПОРОШИНА

#### НАХОДКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА OSANGULARIA (FORAMINIFERA) В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗЕРБАЙДЖАНА

В меловых отложениях Азербайджана часто встречаются представители рода *Osangularia*, достигшие здесь значительного видового разнообразия и большой численности особой каждого вида. Между тем в отечественной литературе сведения об этом роде очень скудны. В опубликованных работах изучение *Osangularia* ограничивается приведением описаний отдельных форм с указанием на их стратиграфическое распространение. Систематическое положение этого рода, вопросы морфологии раковин и филогенетические взаимоотношения между видами затрагиваются лишь в работе В. П. Василенко [2]. Вопросы строения стенки не освещаются ни в одной работе.

Впервые род *Osangularia* был установлен Бротценом в 1940 г. [8] с типовым видом *Os. lens*. По современным представлениям [6], характеристика рода такова: раковина трохонидная, плотно-свернутая, от плоско-выпуклой до линзовидной. Все камеры различимы со спинной стороны, а на брюшной стороне виден только последний оборот, часто с пупочной шишкой. Септальные швы на обеих сторонах изогнутые или скошенные. Устье в виде узкой и короткой щели протягивается в основании септальной поверхности последней камеры, а затем заходит на эту поверхность, где располагается более или менее наклонно к ее основанию и имеет форму узкой или более широкой, обычно короткой щели; иногда обособляются два устья — одно внутреннее, другое ареальное. Стенка зернистая, двухслойная.

Род *Osangularia* А. Лебlichem, Е. Таппан [6] вместе с другими родами включен в семейство *Osangulariidae* Loeblich and Tappan.

Нами были тщательно исследованы морфологические особенности раковин и строение стенки *Osangularia*, встречаемых в меловых отложениях Азербайджана. Наблюдения показали, что всем им присущи морфологические признаки, указанные в характеристике рода *Osangularia*, а исследование продольных и поперечных сечений раковин подтвердило данные Леблича и Таппана о двухслойном строении их стенки. Изложенное позволяет принять *Osangularia* в качестве обоснованного рода в объеме, установленном автором, как это делают Леблич и Таппан [6].

В ходе исследования в меловых отложениях Азербайджана установлено восемь известных видов *Osangularia*, имеющих важное корреляционное значение. Наряду с ними были обнаружены виды, не описанные в литературе, которые и выделены нами в качестве новых.

Эти новые находки *Osangularia* на территории Азербайджана значительно дополняют наши сведения о составе и филогении этой малоизученной группы фораминифер.

Ниже приводится описание новых представителей *Osangularia*, установленных в меловых отложениях Азербайджана.

СЕМЕЙСТВО *Osangulariidae* Loeblich and Tappan, 1964

РОД *Osangularia* Brotzen, 1940

*Osangularia porrecta* Poroschina, sp. nov.



а — спинная сторона, б — брюшная сторона, в — вид с периферического края.

1 а—в — *Osangularia porrecta* sp. nov. Голотип № 870; Азербайджан, с. Копахкенд; нижний мел, средний альб; 2 а—в — *Osangularia circulata* sp. nov. Голотип № 871; Азербайджан, с. Копахкенд; нижний мел, средний альб; 3 а—в — *Osangularia clara* sp. nov. Голотип № 872; Азербайджан, г. Келевудаг, нижний мел, средний альб; 4 а—в — *Osangularia atatsaica* sp. nov. Голотип № 873; Азербайджан, р. Атачай; верхний мел, коньяк; 5 а—в — *Osangularia bella* sp. nov. Голотип № 874; Азербайджан, р. Атачай; верхний мел, сантон. Во всех случаях. Увеличение 58.

Рис., 1 а, б, в

Название вида от *porrectus* лат. — вытянутый.

Голотип — ИГ АН Азерб. ССР, № 870; Азербайджан, с. Копахкенд; нижний мел, средний альб.

Описание. Раковина овальная, низко-трохоидная, двояковыпуклая, часто с более выпуклой брюшной стороной, с приостренным вначале ровным, а к концу оборота слабо волнистым периферическим краем. Оборотов 1,5—2. В последнем обороте 9—11 сильно изогнутых камер, быстрее возрастающих в ширину, чем в длину. Очертание их на спинной стороне треугольно-изогнутое, затем прямоугольно-изогнутое. На брюшной стороне камеры также имеют прямоугольно-изогнутую форму. Пупочная область с пупочной шишкой, составляющей около 1/5 диаметра раковины. Септальные швы сильно изогнутые, расширенные в средней части и суженные к периферии, выступающие за счет отложения скелетного вещества. Септальная поверхность последней камеры

треугольная, выпуклая и слегка вдавленная у основания. Устье и стенка обычные для рода.

Размеры, мм:  $D$  0,39—0,45, голотип 0,42;  $d$  0,30—0,39, голотип 0,30;  $T$  0,14—0,16, голотип 0,15.

Изменчивость проявляется в степени выпуклости последней камеры, размерах пупочной шишки, ширине и выпуклости септальных швов на обеих сторонах.

Сравнение. От *Os. infracraeata* (Bucalova), описанной из нижнего альба Северо-Западного Кавказа [1], отличается меньшим числом оборотов спирали, характером септальных швов, более изогнутых и сильно расширенных в средней части у описанного вида.

От *Os. circulata* sp. nov., описанного в этой же работе, отличается формой раковины, меньшей выпуклостью спинной стороны, меньшим числом оборотов и камер, большей изогнутостью и выпуклостью септальных швов, формой последней камеры.

Распространение. Нижний мел, средний альб Азербайджана. Материал. Более 70 экземпляров хорошей сохранности.

*Osangularia circulata* Poroschina, sp. nov.

Рис., 2 а, б, в

Название вида от *circulatus* лат. — округлый.

Голотип — ИГ АН Азерб. ССР, № 871; Азербайджан, с. Копахкенд; нижний мел, средний альб.

Описание. Раковина округлая, с уплощенной или слабо выпуклой брюшной и куполообразно выпуклой спинной сторонами, с ровным или слабо волнистым приостренным периферическим краем. Состоит из 2,5 оборотов. В последнем обороте 10—12 дуговидно-изогнутых, постепенно увеличивающихся в размерах камер. Из них самая поздняя камера с брюшной стороны имеет клювовидное очертание. Септальные швы дуговидно-изогнутые, широкие и слегка выпуклые. Пупочная область закрыта плоским стекловатым натеком, занимающим до 1/4 диаметра раковины. Устье и стенка обычные для рода.

Размеры, мм:  $D$  0,45—0,52, голотип 0,52;  $T$  0,18—0,27, голотип 0,24.

Изменчивость. Незначительно изменяется степень выпуклости брюшной стороны, изогнутость и выпуклость септальных швов.

Сравнение. От *Os. infracretacea* (Bucalova), приводимой из нижнего альба Северо-Западного Кавказа, отличается обратной выпуклостью сторон, большим числом камер в последнем обороте и более постепенным расширением оборотов спирали.

Распространение. Нижний мел, средний и верхний альб Азербайджана.

Материал. Около 40 экземпляров различной сохранности.

*Osangularia clara* Poroschina, sp. nov.

Рис., 3 а, б, в

Название вида от *clarus* лат. — ясный.

Голотип — ИГ АН Азерб. ССР, № 872; Азербайджан, г. Келевудаг; нижний мел, средний альб.

Описание. Раковина плоско-выпуклая, с округлым или овальным контуром, с приостренным ровным периферическим краем. На уплощенной спинной стороне отчетливо различаются три оборота спирали, образованной многочисленными трапециевидного очертания камерами, постепенно увеличивающимися по мере нарастания. В последнем обо-

роте 12—16 камер. Очертание их на конически выпуклой брюшной стороне узко-треугольное и лишь последняя камера имеет клювовидное очертание. Пупочная область закрыта стекловидным натеком, занимающим около 1/4 диаметра раковины. Септальные швы узкие поверхностные, скошенные на спинной и радиальные прямые или слабо волнистые на брюшной стороне. Септальная поверхность последней камеры узко-треугольная, плоская и слегка вдавленная у основания. Устье в виде базальной щели и отходящего от нее почти под прямым углом короткого септального отверстия.

Размеры, мм:  $D$  0,31—0,40, голотип 0,39;  $T$  0,18—0,22, голотип 0,21.

Изменчивость проявляется в степени выпуклости брюшной стороны, числе камер последнего оборота и характере септальных швов на брюшной стороне, которые могут быть прямыми или слегка волнистыми.

Сравнение. От морфологически сходного *Os. spectabilis* L. Vassilenko, описанного из сеномана Восточной Атлантики [3], отличается большим количеством камер в оборотах, обратной выпуклостью сторон, отсутствием кия.

Распространение. Нижний мел, средний альб Азербайджана. Материал. Более 30 экземпляров хорошей сохранности.

*Osangularia atatchaica* Geodaktchan, sp. nov.

Рис., 4 а, б, в

Название от р. Атачай.

Голотип — ИГ АН Азерб. ССР, № 873; Азербайджан, р. Атачай; верхний мел, коньяк.

Описание. Раковина округлая, двояковыпуклая, с ровным контуром. Периферический край заостренный с тонким килем. На равномерно-выпуклой спинной стороне различаются 3—3,5 узких оборота спирали. Камеры начальных оборотов округло-треугольные, затем округло-четыреугольные, а в последнем обороте слабо скошенные, трапезиевидные. На брюшной стороне шесть—семь камер последнего оборота имеют округло-треугольное очертание и постепенно возрастают в размерах по мере навивания. Септальные швы на спинной стороне вначале слегка изогнутые, далее скошенные, тонкие, поверхностные, на брюшной — слабо изогнутые. Пупочная область со слабо выступающей шишкой, занимающей 1/2 — 1/3 диаметра раковины. Устье и стенка обычные для рода.

Размеры, мм:  $D$  0,22—0,30, голотип 0,30;  $T$  0,12—0,15; голотип 0,15.

Изменчивость проявляется в выпуклости спинной стороны и в размерах пупочной шишки.

Сравнение. Отличается от *Os. spectabilis* L. Vassilenko большим числом оборотов спирали, тонкими изогнутыми септальными швами, большими размерами шишки.

Распространение. Верхний мел, коньяк Азербайджана.

Материал. Более 35 раковин хорошей сохранности.

*Osangularia bella* Geodaktchan, sp. nov.

Рис., 5 а, б, в

Название вида от *bellus* лат. — красивый.

Голотип — ИГ АН Азерб. ССР, № 874; Азербайджан, р. Атачай; верхний мел, сантон.

Описание. Раковина сильно выпуклая с брюшной и плоская со спинной стороны. Периферический край заостренный, со слабо волнистым контуром. На спинной стороне отчетливо различаются три постепенно расширяющихся оборота спирали; в начальном обороте 5 округлых, в последующем семь вытянуто-квадратных, а в последнем — шесть или семь крыловидных, постепенно возрастающих камер. На брюшной стороне камеры имеют треугольное очертание и плотно сходятся в центре раковины. Септальные швы на спинной стороне узкие, слегка изогнутые, на брюшной — поверхностные, изогнутые, широкие, сужающиеся к периферии. Киль узкий, но очень четкий вокруг всей раковины. Устье, характерное для рода.

Размеры, мм:  $D$  0,24—0,40, голотип 0,37;  $T$  0,16—0,25, голотип 0,22.

Изменчивость проявляется лишь в размерах раковины.

Сравнение. От *Os. lens* (Brotzen), приводимой В. П. Василенко [2] из датского яруса Мангышлака, наш вид отличается меньшим количеством оборотов спирали, камер, слабо изогнутыми септальными швами, а также уплощенной спинной стороной.

Распространение. Верхний мел, сантон-кампан Азербайджана.

Материал. Около 25 экземпляров различной сохранности.

#### Литература

1. Букалова Г. В. Аномалииды альбских отложений левобережья Лабы и Урупа (Северное Предкавказье). Тр. ВНИГРИ, 1956, вып. 9.
2. Василенко В. П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 171, Л., 1961.
3. Василенко Л. В. Бентосные фораминиферы сеномана в скважине 398 Д/Рейс 47, проект глубоководного бурения. В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л., 1980.
4. Каптаренко-Черноусова О. К., Плотникова Л. Ф., Липник Е. С. Фораминиферы мела Украины. Палеонтологический справочник. Киев, Наук. думка, 1979.
5. Brotzen F. Flintransans och trindelfransans Geologi. Sver. Geol. Undersok., 1940, Bd 34, N 5, Ser. C, N. 425.
6. Loeblich A. and Tappan H. Treatise on Invertebrate Paleontology, P. C, Protista 2, Sarcodina, Chiefly "The Camoebians" and Foraminiferida. Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press, 1964, v. 2.

А. А. Геодакчан, Л. А. Порошина

#### АЗЕРБАЙДЖАНЫН ТЭБАШИР ЧӨКҮНТҮЛЭРИНДЭН OSANGULARIA (FORAMINIFERA) ЧИНСИНН НУМАЈЭНДЭЛЭРИНИН ТАПЫЛМАСЫНА ДАИР

Мәгалә эңф өҗрәнилмиш *Osangularia* чинсинин габыгларынын морфолокијасы вә гурулушунун өҗрәнилмәсинә һәср олунмушдур.

Нәтичәдә һәмни чинсин мөвчудлуғу тәсдиғ едиләрәк, онун беш јени пөвүнүн тәсвири верилмишдир. һәмни чинсин нумајәндәләри Азербайҗан әразисиндә илк дәфә тәсвир олунур.

A. A. Geodaktchan, L. A. Poroshina

#### FINDS OF REPRESENTATIVES OF OSANGULARIA (FORAMINIFERA) GENUS IN CRETACEOUS DEPOSITS IN AZERBAIJAN

The study of morphology and structure of wall of little-studied *Osangularia* genus is given. Genus validity is corroborated, five new species from cretaceous deposits of Azerbaijan part of the south-eastern Caucasus are described. This genus was not described by anybody on the territory of Azerbaijan before.

УДК [551.7.21.003:543.5] (477—7)

А. Г. СЕИДОВ, О. Б. САФАРОВА, В. Р. ЗОХРАБОВА, А. К. ПОКИДИН,  
И. Дж. АЛИЕВ, Г. А. МАМЕДОВА, Р. З. КАМАЛЬДИНОВА С. А. РАШИДОВ

### РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТВЕРДЫХ ВЫБРОСОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

С целью изучения твердых выбросов грязевых вулканов Керченско-Таманской области было отобрано свыше 400 образцов, которые детально исследовались в плоскопараллельных шлифах и в иммерсионных препаратах, а также комплексом термического, электронно-микроскопического, рентгеноструктурного и других анализов.

По петрографическому составу среди изученных выбросов грязевых вулканов присутствуют песчаники, алевролиты, карбонатные породы (известняки, доломиты, сидериты, мергели), реже глины.

По вещественному составу и цементу среди песчаных и алевролитовых пород выделяются: кварцевые песчаники с кальцитовым цементом, глауконитово-кварцевые песчаники и алевролиты с известковистым и глинисто-известковистым цементом (рис. 1, а, б). Кварцевые песчаники исследованы из вулканов (Ахтанизовский, Северо-Кизилташский, Круглый, Гнилой, Владиславовский и др.). Макроскопически они буровато-серые, серые, плотные, с кальцитовым цементом, типа базального, коррозионно-порового соприкосновения. В шлифах зерна кварца окатаны, полуокатаны, угловатые, нередко корродированные. Полевые шпаты (5—6%) представлены плагиоклазом и микроклином, есть обломки кремнистых, эффузивных и пелитоморфных известняков.

Глауконитово-кварцевые песчаники в большинстве своем окрашены в зеленовато-серый, темно-серый цвета, плотно и слабо сцементированные. По гранулометрическому составу основная масса их относится к породам средне- и мелкозернистым. Состоят они также из угловатых, угловато-окатанных зерен кварца (60,0—80,0), полевых шпатов (5,0—20,0%) и глауконита (12,0—20,0%). Основными минералами тяжелой фракции являются: лейкоксен (40,5—48,0%), лимонит (8,0—42,0%), циркон (3,5—7,0%) и др.

Термографическое исследование песчаников показало, что все образцы характеризуются наличием на кривой ДТА (дифференциального термического анализа) небольшого эндотермического эффекта при температуре 575°C, присущего кварцу. В отдельных образцах (388, 442) обнаруживается примесь глинистых минералов, которые дают небольшие эндотермические эффекты около 110° и 540°C, им соответствуют потери веса на кривой ТГ (термографического анализа) за счет выделения адсорбированной (1,0—1,3%) и кристаллизационной (1,7—2,7%) воды (рис. 2, а). В образцах 379 и 384 встречено значительное содержание доломита (около 38%), давшего на кривой ДТА два интенсивных эндотермических эффекта в температурных интервалах 830—840°C и 900—910°C.

Рентгенодифрактометрическим исследованием установлено, что основным пороодообразующим минералом песчаников и алевролитов с

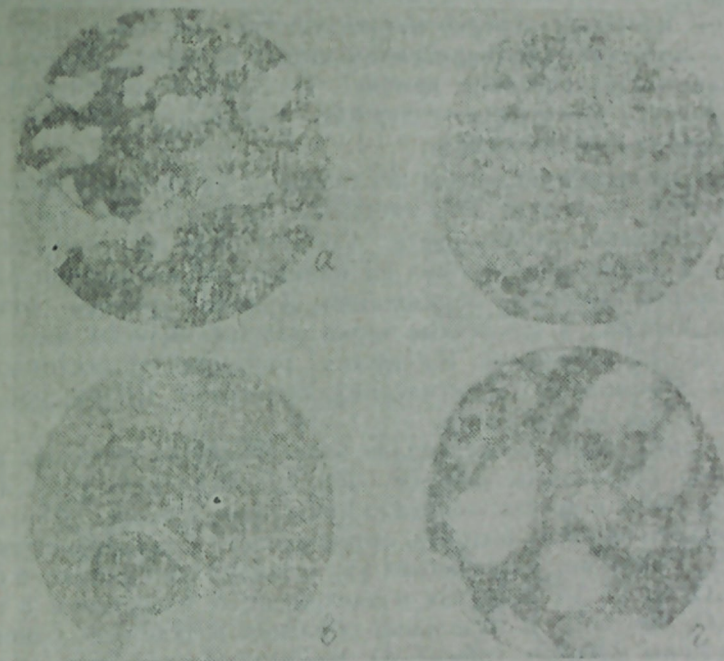


Рис. 1. а — песчаник кварцевый с цементом уплотнения, Булганакский, николи II, х 68; б — алевролит глауконитово-кварцевый, кварцитовидный, Карабетовский, николи II, х 68; в — органогенно-детритовый известняк, Горелый, николи II, х 68; г — крупно-детритовый известняк, Владиславовский, николи II, х 68.

глинистым цементом (обр. 420 — Бугазский и 388 — Миска) является кварц, характеризующийся сильными дифракционными линиями с межплоскостными расстояниями 4,21—4,22; 3,32—3,34 Å° и др. (рис. 3). Присутствуют каолинит, гидрослюда и смешаннослойный минерал гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Дифрактограммы обр. 379 и 384 с сильно известковистым и доломитовым цементом характеризуются линиями (рис. 3), относящимися к кварцу (4,21; 3,34 Å° и др.), кальциту (3,82; 3,00 Å° и др.) и доломиту (3,69; 2,89 Å° и др.).

Карбонатные породы присутствуют среди продуктов выбросов всех исследованных грязевых вулканов и представлены известняками, доломитами, сидеритами, реже мергелями. В зависимости от структурных признаков вещественного состава и генезиса среди известняков выделяются органогенные, сгустковые, обломочные, оолитовые и глинистые разновидности (рис. 1, в-г). Органогенный (сферовый) известняк был изучен из выбросов вулкана Шуго (обр. 531). Порода плотная, массивная, серого цвета. Под микроскопом представлена сферами округлой формы, диаметром от 0,02 до 0,1 мм. Сферы состоят из оболочки и полости, заполненных кальцитом. Органогенно-детритовые известняки имеют широкое распространение. Визуально они светло- и темно-серые,

массивные, нередко брекчированные. В шлифах породы состоят из крупного и мелкого сильно перекристаллизованного органогенного детрита. Есть раковинки хорошей сохранности. Цементом этих пород является микро- и крупнозернистый кальцит. Сгустковые известняки чаще белесые, плотные, нередко микрослоистые породы, состоящие из сгустков и комочков скрытокристаллического кальцита, содержащихся в микрозернистом кальцитовом цементе. По данным химического анализа, сгустковые известняки содержат  $\text{CaCO}_3$  от 58,0 до 80,0%;  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  от 15,60 до 31,98%.

Глинистые известняки были исследованы из грязевых вулканов Горелый, Шуго и Джау-тепе. Это массивные до плитчатых, плотные породы серого, желтовато-серого цвета. Состоят они из тонкодисперсной карбонатной массы, содержащей на вулкане Шуго мелкие раковинки фораминифер и сферовые образования. В виде примеси отмечаются глинистый минерал и единичные зерна кварца, полевых шпатов, глауконита и других минералов. Из других разновидностей известняков были встречены обломочные (Джигинский), оолитовые (Шуго), обломочно-оолитовые (Джигинский) и др.

Термографическое исследование известняков из грязевых вулканов Гнилой (обр. 383), Шуго (обр. 68, 69), Джигинский (обр. 476, 479), Миска (обр. 399) и других показало наличие на кривой ДТА одного эндотермического эффекта большой интенсивности в интервале температур 730—960°C. Среди них встречаются как относительно чистые, с содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 95 до 98%, так и алевритистые известняки с содержанием  $\text{CaCO}_3$  80—90%. В отдельных образцах в виде небольшой примеси обнаружены доломит (рис. 2, б), рассеянное органическое вещество (РОВ) и гипс.

На дифрактограммах известняков зафиксированы очень сильные дифракционные линии с межплоскостными расстояниями 3,82—3,83; 3,00—3,03; 2,87—2,89Å и др., соответствующие только кальциту. Слабые дифракционные линии с межплоскостными расстояниями 4,21—4,26; 3,32—3,34 Å и др. указывают на наличие незначительной примеси кварца в их составе. Мергели среди выбросов встречаются значительно реже известняков. По внешним признакам и по составу эти породы (Шуго, Джау-Тепе) сходны с глинистыми известняками. На кривых ДТА мергелей отмечаются два эндотермических эффекта при 110—120°C и 545—590°C, характерные для гидрослюд и монтмориллонита. Содержание  $\text{CaCO}_3$ , судя по количеству выделившегося при нагревании  $\text{CO}_2$ , колеблется от 39% (обр. 582) до 48—50% (обр. 580, 483) (рис. 2, в).

Результаты рентгенодифрактометрического анализа образцов 483 (Джигинский), 76 (Шуго) и 419 (Сев. Кизилташский) показывают, что основными породообразующими минералами их являются кальцит (3,82—3,85; 3,00—3,04; 2,82—2,84; 2,46—2,48; 2,26—2,28; 2,07—2,08Å) и глинистые компоненты, представленные, в основном, каолинитом, гидрослюдой и незначительно смешанным минералом (гидрослюдисто-монтмориллонитового типа) (рис. 3). Дифракционная картина образца 419 указывает на марганцовистую разновидность кальцита, который характеризуется дифракционными линиями со значениями 3,82Å\* и др.

Доломиты присутствуют почти во всех грязевых вулканах исследуемой области. Макроскопически это темно-серые, буровато-серые, серовато-бурые, массивные, плотные, брекчированные (Гнилой, Белый хутор) и ноздреватые породы. Структура этих пород пелитоморфная и

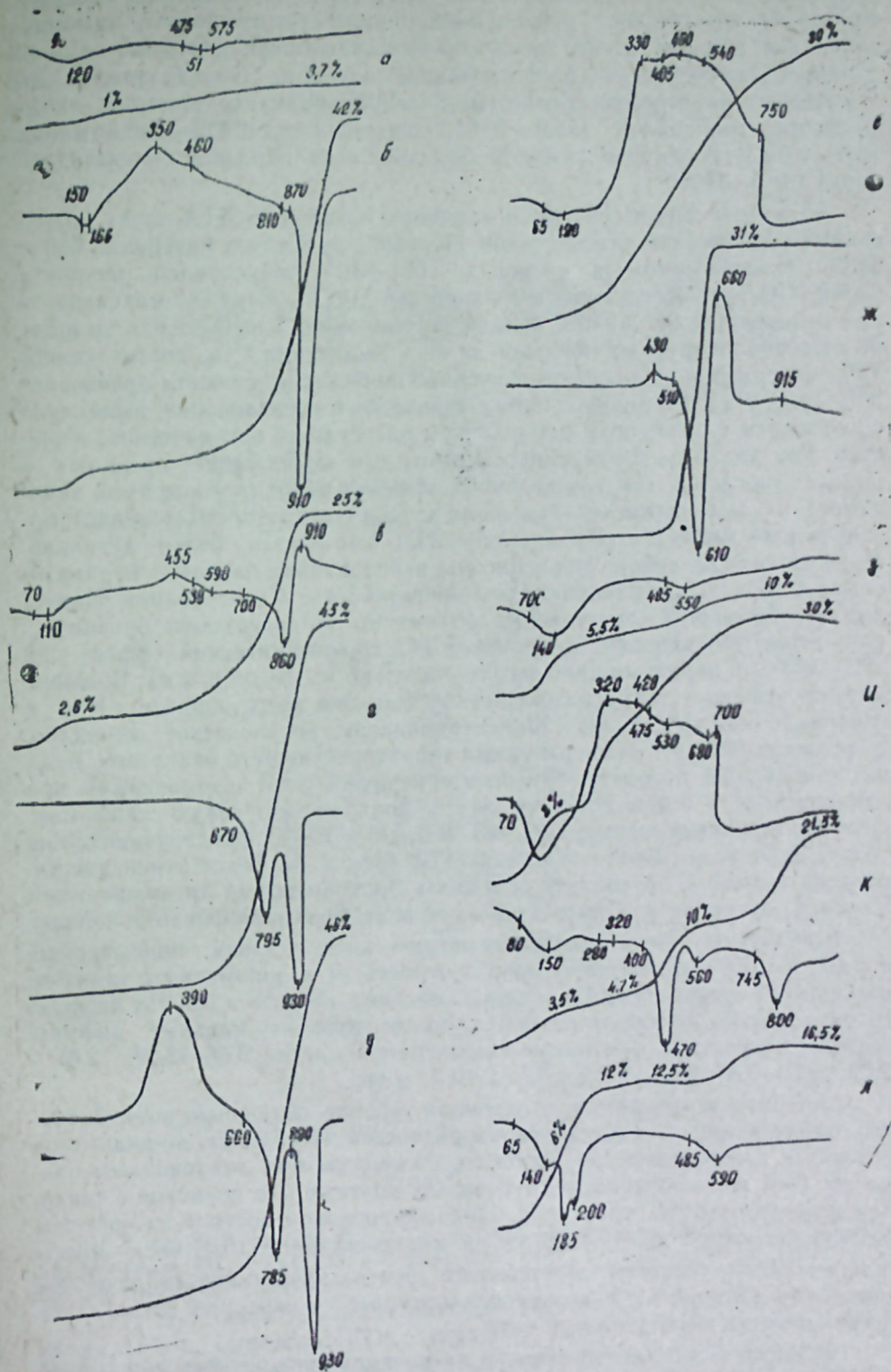


Рис. 2. Термограммы выбросов грязевых вулканов.

микрозернистая. В массе отмечаются единичные зерна кварца, полевых шпатов. Из аутигенных образований присутствуют пирит, лимонит, хальцедон, кальцит, цеолит, фосфатизированные рыбы чешуйки. Среди доломитов на вулканах Ахтанизовский, Пучина, Белый хутор и др. отмечаются выветрелые разности, в легкой фракции которых много фосфатных минералов (13,0—70,0), цеолитов (до 30%) и органики (8,0—9,0%). В составе тяжелой фракции этих образцов преобладает пирит (88,5—98,0%).

Доломиты характеризуются наличием на кривых ДТА двух интенсивных эндотермических эффектов. Первый с началом в интервале 630—740°C и максимумом в пределах 760—810°C обусловлен распадом  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  и последующей диссоциацией  $\text{MgCO}_3$ . Второй с максимумом при температуре 920—940°C вызван диссоциацией  $\text{CaCO}_3$ . Судя по потере веса анализируемых образцов за счет выделения  $\text{CO}_2$ , достигающего 45%, содержание доломита в изученных породах в основном превышает 90% (рис. 2, з). По данным термографического исследования, выделяют доломиты с различным содержанием рассеянного органического вещества. Как видно из приведенных термограмм, содержание органики в породах различно, так как величина эффекта находится в прямой зависимости от количества ее. Один из образцов с высоким содержанием органического вещества (Пучина, обр. 262) был изучен более детально. Морфологически порода представлена чередованием плотных буровато-серых и пористых коричневатых слоев до 3 мм. Исследования показали, что оба слоя представлены доломитом, но содержание органического вещества, дающего на кривой ДТА экзотермический эффект при 375—390°C, в пористых прослоях значительно выше (рис. 2 д). Большой интерес вызывает термограмма легкой фракции этого образца. Как и следовало ожидать, в ней сконцентрировалось органическое вещество, но резко изменились температурные характеристики его окисления. Если на кривых ДТА исходных образцов отмечается один экзотермический максимум при температурах 375 или 390°C, то легкая фракция дает целую серию максимумов при температурах 330, 405, 460, 540 и 750°C, фиксирующихся на общем фоне резко поднятой кривой ДТА (рис. 2, е). Такое изменение характера кривой ДТА следует объяснить происшедшими превращениями в составе органического вещества в процессе фракционирования породы.

Результаты рентгенодифрактометрического анализа описываемых образцов также доказывают принадлежность их к доломитам с незначительной примесью кальцита, кварца, полевых шпатов и др. На дифрактограмме (рис. 3) видны соответствующие доломиту сильные дифракционные эффекты с межплоскостными расстояниями 3,66—3,69; 2,88—2,89; 2,65—2,67; 2,52—2,53; 2,39—2,40 Å и др.

Сидериты встречаются, в основном, в виде отдельных конкреционных образований и тонкоплитчатых разностей. Последние, по-видимому, относятся к небольшим по мощности сплошным или линзовидным прослоям. Они желтовато-серые, буроватые, плотные или пористые с тонкоили микрозернистой структурой. Под микроскопом состоят из кристаллически-зернистой (0,04—0,06 мм) и микрозернистой (0,01 мм) массы сидерита. Есть трещины, заполненные более крупно-кристаллическим кальцитом (Круглый), и выщелоченные поры, в которых отлагались тонкие шетки кристаллов кальцита.

На дифференциальных кривых нагревания сидеритовых пород наб-

людается интенсивный эндотермический эффект, присущий сидериту с максимумом в температурном интервале 535—615°C. Эта реакция вызвана разложением карбоната железа и выделением  $\text{CO}_2$ . Эндотермический эффект вследствие протекающей следом реакции окисления непосредственно переходит в экзотермический, его максимум колеблется в пределах 580—675°C (рис. 2, ж).

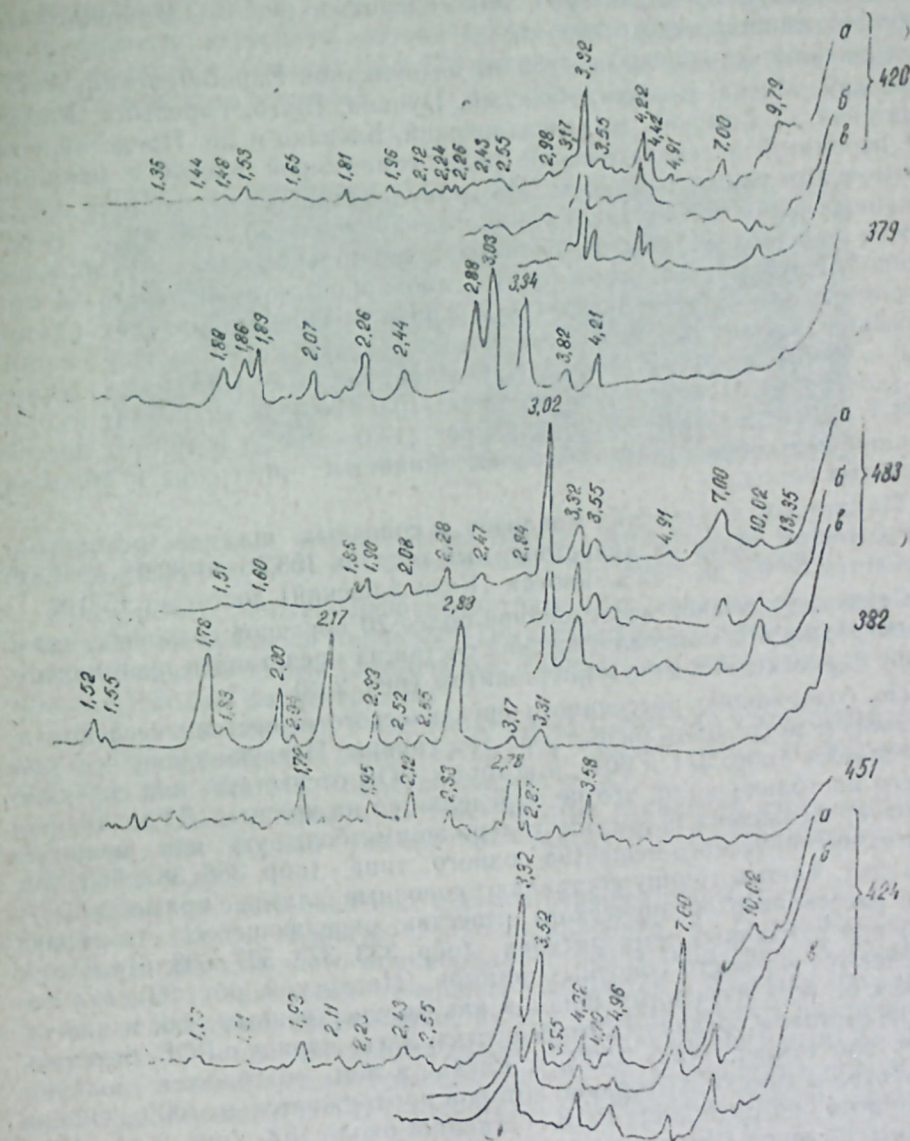


Рис. 3. 420 — Бугазский; 379 — Гнилой; 483 — Джиги I; 382 — Гнилой; 451 — Сев. Нефтяной; 424 — Круглый, а — воздушно-сухой; б — насыщенный глицерином, в — нагретый до 600°C; излучение  $\text{SiK } \alpha$

Судя по кривой ТГ, показывающей потерю веса образца при нагревании, за счет выделения  $\text{CO}_2$  содержание сидерита в породах колеблется от 47 до 81%. Наибольшее его содержание приурочено к выбросам грязевых вулканов Сев, Нефтяной, Миска и Шуго (60—81%), наимень-

шее (47—59%) встречено в выбросах вулканов Кизилташский и Карабетовка. В некоторых образцах встречаются РОВ.

Как показывает рентгенодифрактометрический анализ ряда образцов, для сидерита характерны дифракционные эффекты с межплоскостными расстояниями 3,56—3,58; 2,77—2,79; 2,55—2,56; 2,33—2,34 Å и др., среди которых линия со значением 2,77—2,79 Å отличается повышенной интенсивностью, что характерно для сидерита (рис. 3). В некоторых пробах отмечается родохрозит (2,88 Å).

Сопочные шламы были изучены из вулканов Карабетовский, Ахтанизовский, Миска, Борисоглебовский, Пучина, Шуго, Горелый, Камышевский, Солдатский, Владиславовский, Блевако и др. Представлены они перемятой зеленовато-серой, реже темно-серой массой с мелкими обломочками различных пород. По гранулометрическому составу среди изученных пород преобладает глинистая фракция (50,2—87,4%). В основном сопочные шламы известковистые, только отдельные образцы (Гнилой, Круглый, Ахтанизовский) слабокарбонатные (1,2—6,8). В минералогическом составе алевритовой фракции в одних образцах (Ахтанизовский, Карабетовский, Кизилташский и др.) преобладает пирит (35,0—76,0%), в других (Миска, Бугазский, Круглый, Шуго и др.) лимонит (до 76,0%). Присутствуют мусковит (5,0—30,0%), глауконит (8,0—15,0%), лейкоксен (5,0—27,0%), хлорит (13,0—18,0%) и др. В легкой фракции всех образцов преобладают глинистые минералы и обломки глинистых пород.

По данным химических анализов, в сопочных шламах основными компонентами является нерастворимый остаток (53,56 до 82,9%). СаО колеблется от 0,6 до 7,32%, иногда (Кизилташский) достигает 15,0%.

Термографическое исследование более 70 образцов сопочных шламов показало, что минералогический состав их представлен преимущественно гидрослюдой и монтмориллонитом (рис. 2, з).

По содержанию рассеянного органического вещества исследованные шламы могут быть разбиты на три группы. Первую группу составляют шламы (обр. 371 и 604), в которых РОВ отсутствует или содержание его настолько мало, что не определяется на кривых ДТА. Вторая группа представлена шламами, содержащими большую или меньшую примесь органического вещества одного типа (обр. 386, 387, 565, 258, 563 и др.). Третью группу составляют сопочные шламы с примесью двух типов рассеянного органического вещества, окисляющегося (выгорающего) при различных температурах (обр. 333, 373, 597, 608, 614 и др.). Встречаются разности сопочных шламов (Насирский, обр. 89), отличающиеся от всех изученных шламов как количественным, так и качественным составом органического вещества. Здесь наряду с РОВ, окисляющимся при температурах 320°C и 420°C, в нем содержится большое количество органики, выгорание которой продолжается до 700°C. Общая потеря веса при выгорании РОВ составляет около 15% (рис. 2, и). Есть образцы (Хырсыз-Шибанский, обр. 573), имеющие в своем составе до 50% ярозита (рис. 2, к) и гипс (Хырсыз-Шибанский, обр. 573; Борисоглебовский, обр. 104 и 296) (рис. 2, л). Многочисленные образцы сопочных шламов были подвергнуты также электронно-микроскопическим исследованиям, по которым выделяются сопочные шламы, содержащие в своем составе значительное количество крупнодисперсных частиц разме-

ром от 1 до 3 мкм (обр. 371, 604, 565 и 259) и шламы, представленные преимущественно тонкодисперсными частицами размером 0,5 мкм и менее (обр. 546, 597, 614). Основным глинистым породообразующим минералом в них является гидрослюда, на электронных микрофотографиях представленная преимущественно полупрозрачными, изометричными пластинками с четкими очертаниями. В меньшем количестве присутствует монтмориллонит, представленный рыхлыми частичками (рис. 4). В виде примеси встречены каолинит, хлорит, удлиненно-пластинчатая гидрослюда, а в образцах 89 и 128 встречено большое количество частичек органического вещества.



Рис. 4. Электронные микрофотографии фракций менее 0,001 мм шламов грязевых вулканов. Увеличение 15000. а — Булганакский, б — Хырсыз Шабанский.

Результаты рентгенодифрактометрического анализа сопочных шламов грязевых вулканов Керченско-Таманского полуострова показывают, что по количественному соотношению глинистых и песчаных частиц их можно разделить на две группы:

- 1) сопочные шламы, в составе которых глинистая часть преобладает над песчаной (обр. 443, Белый хутор; 371, Гнилой; 597, Новосельский; 424, Круглый; 563, 546, Владиславовский и др.);
- 2) сопочные шламы, в составе которых глинистая часть подчинена песчаной (обр. 380, 386—Гнилой, 387—Миска, 86—Карабетовский; 119—Джау-тепе и др.).

Глинистая часть сопочных шламов первой группы состоит в основном из каолинита, гидрослюды, монтмориллонита и смешаннослойного минерала гидрослюдисто-монтмориллонитового типа (рис. 3). Содержание указанных глинистых минералов колеблется в больших пределах и по количественному соотношению их нам удалось выявить различные типы пород: 1) монтмориллонито-гидрослюдисто-каолинитовый; 2) гидрослюдисто-монтмориллонито-каолинитовый; 3) каолинито-монтмориллонито-гидрослюдистый; 4) гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовый.

Основным породообразующим минералом неглинистой (песчаной) части сопочных шламов первой группы является кварц, в виде примеси присутствуют полевые шпаты, реже кальцит, сидерит, доломит.

В составе образцов сопочных шламов второй группы песчаная часть, как и в первой, представлена кварцем и примесью полевых шпатов, а в отдельных случаях также примесью кальцита (обр. 380, 86, 422), гипса (обр. 103, 104). На основе количественных соотношений указанных ком-

понентов выделяются следующие типы пород: 1) полевошпатово-глинисто-кварцевые; 2) известковисто-глинисто-кварцевые; 3) загипсовано-глинисто-кварцевые.

Дифрактограммы полевошпатово-глинисто-кварцевых пород (604, 386) характеризуются появлением очень сильных линий, соответствующих кварцу (4,21—4,25; 3,32—3,33 А°), средне-сильных линий полевых шпатов (3,17 А°), каолинита (7,0—7,11; 3,50—3,52 А°) и др.

На дифрактограммах известковисто-глинисто-кварцевых пород (обр. 119) характерная линия кальцита при 3,02 А° зафиксирована со средне-сильной интенсивностью, что связано с увеличением содержания кальцита.

Характерной особенностью дифрактограмм загипсовано-глинисто-кварцевых пород (обр. 104) является появление рефлексов при 7,58; 3,78 А° и др., соответствующих гипсу и которые по интенсивности уступают только рефлексам кварца (4,24; 3,34 А°), а рефлексы других минералов, присутствующих в составе указанных образцов, фиксировались слабее.

Минералогический состав характерных аллотигенных и аутигенных минералов может быть использован в качестве индикатора палеогеографии района развития грязевого вулканизма как корреляционный признак для сопоставления минералогического состава продуктов грязевых вулканов отдельных регионов.

Результаты полученных исследований, наряду с другими геологическими данными, позволяют судить о генезисе грязевых вулканов и рекомендовать грязевулканическую брекчию в качестве минерального сырья для изготовления керамзита.

#### Литература

1. Авдусин П. П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции (петрографические исследования). Изд-во АН СССР, М.-Л., 1948.
2. Шарданов А. Н. и др. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова. Тр. кф. ВНИИнефть, геол. сб., 10, 1962.
3. Шнюков Е. Ф. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев, «Наукова думка», 1971.
4. Якубов А. А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку, «Элм», 1980.

А. Г. Сеидов, О. Б. Сафарова, В. Р. Зохрабова, А. К. Покидин,  
И. Ч. Әлиев, Г. Ә. Мәмәдова, Р. З. Камаләдинова,  
С. А. Рашидов

#### КЕРЧ-ТАМАН ВИЛАЈӘТИНДӘКИ ПАЛЧЫГ ВУЛКАНЛАРЫНЫН СҮЛБ ТУЛЛАНТЫЛАРЫНЫН ЛИТОЛОЖИ ВӘ ФИЗИКИ-КИМЈӘВИ ТӘДГИГАТЛАРЫНЫН НӘТИЧӘЛӘРИ

Палчыг вулканларынын сүлб туллантыларынын мадди тәркибинин тәдигаты нәтичәсиндә мүүжән едилмишдир ки, гум дашлары вә алевролитләр әсәсән кварс вә глауконит-кварс, карбонат сүхур исә СаСО<sub>3</sub> тәркибинә маликдир. Палчыг вулканларынын сүхур әмәлә кәтирән кил минераллары әсәсән гидромусковит, бәзән исә монтмориллонитдән ибарәтдир. Гарышыг шәкилдә хлорит, каолинит, глауконит вә кетит иштирак едир. Ајры-ајры вулканларын мәнсулларында бәзән кетит вә јарозитин миндари артарак 50%-ә чатыр. Бир чох һалларда сәпәләнмиш үзви маддәләр гејд олунур.

Палчыг вулканларынын мәнсулларында мүүжән едилмиш аллотикен вә аутикен минераллар һәмин вулканларын јайылдыгы рајонларын палеогеографјасыны ајдынлашдыраркән индикатор ролуну ојнајыр.

Апарылан тәдигатлар нәтичәсиндә палчыг вулканларынын кенезиси барәсиндә мұлаһизәләр јүрүдүлмүш вә палчыг вулканларынын брекчијаларында керамзит һазырламаг үчүн хаммал кими истифадә етмәк тәклифи ирәли сүрүлмүшдүр.

A. G. Seidov, O. B. Safarova, V. R. Zokhrabova, A. K. Pokidin, I. Dzh. Aliyev,  
G. A. Mamedova, R. Z. Kamaltdinova, S. A. Rashidov

#### THE RESULTS OF LITHOLOGICAL AND PHYSICO-CHEMICAL INVESTIGATIONS OF FRAGMENTAL PRODUCTS OF MUD VOLCANOES IN KERCH-TAMAN AREA

Material composition of fragmental products of mud volcanoes: quartz and glauconitic-quartz composition of sandy and aleurolite rocks with the prevalence of CaCO<sub>3</sub> among carbonaceous deposits is ascertained. Hydromica and lesser degree of montmorillonite are the rockforming argillaceous minerals of mud volcanoes. Chlorite, kaolinite, glauconite and goethite are met in admixture state. Dispersed organic matter is met in most cases. In mud volcanoes goethite and jarosite content is sharply raised up to 50 %. Mineralogical composition of typical allothigenic and authigenic minerals can be used in the character of paleogeography indicator of development region of mud volcanism, as correlational evidence for comparison of mineralogical composition of mud volcano products of separate regions.

The results of investigations, side by side with the other geological data, allow to judge about the genesis of mud volcanoes and recommend the mudvolcanic breccia in the character of mineral products for producing of keramsite.

УДК 550.348.22(479.24):55

Р. А. АГАМИРЗОВ, С. Р. АГАМИРЗОВ

### АНОМАЛИИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НЕКОТОРЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Макросейсмические сведения о землетрясениях использовались ранее, в основном, для сейсмогеографических построений. Однако уже во второй половине XVIII в. исследователи обратили внимание на вытянутость изосейст землетрясений вдоль крупных складчатых структур альпийского орогена [1—3].

В 1902 г. В. И. Вебер отметил, что интенсивность шемахинских землетрясений к северо-западу затухает быстрее и «паникадило»\* их не проходит на правый берег р. Гирдыманчай. Физическую сущность этого явления он не смог объяснить и, будучи на грани открытия одной из важных особенностей сейсмического поля, не связал этот эффект с геологическим строением.

В 1964 г. Ш. С. Рагимов впервые составил график спадания балльности шемахинских землетрясений с расстоянием, выявил аномальное затухание их сейсмического эффекта и объяснил это, как отражение сейсмических волн от плоскости разлома [6].

Анализ полей курунских землетрясений позволил установить две меридиональные полосы интенсивного поглощения сейсмического эффекта, совпадающие с зонами глубинных разломов [5].

В 1970 г. И. В. Ананьин на основании анализа зоны затухания землетрясений Кавказа выделил активно живущие глубинные разломы [2].

Анализ и расчеты макросейсмических полей землетрясений Азербайджана, по формуле Н. В. Шебалина [7], показали, что среднее затухание их интенсивности имеет коэффициенты  $\gamma = 3,5—3,7$ , хотя в ряде полей выделяются аномальные участки, где коэффициенты затухания достигают 7—9 или падают до 1,2—1,5. По-видимому, в первом случае происходит интенсивное поглощение или, возможно, отражение сейсмических волн, тогда как во втором случае аномальное увеличение интенсивности сейсмического эффекта, возможно, вызвано возбуждением гравитационно неустойчивой среды, которая является в данном случае дополнительным источником колебаний или испытывает резонансное явление.

По своей сущности аномальные эффекты могут быть классифицированы как: I—отрицательные, характеризующиеся высокими коэффициентами затухания интенсивности землетрясения; II—положительные, — малыми коэффициентами затухания. К положительным аномалиям отнесены и те случаи, когда продольная ось плейстосейстовой области в 2—3 раза длиннее горизонтальной составляющей очага.

Аномалиями считают только случаи нарушения макросейсмических полей хорошо обследованных землетрясений с учетом влияния инженерно-геологических условий на сейсмический эффект.

\* Продольная ось плейстосейстовой области землетрясения.

В азербайджанской части Большого Кавказа положительные и отрицательные аномалии проявляются в макросейсмических полях, как местных, так и удаленных землетрясений, сейсмический эффект от которых ощущается в пределах рассматриваемого региона.

Среди местных землетрясений четко выделяются аномалии в макросейсмических полях шемахинских, лагичских, исмаиллинских, худатского, хачмасского, конахкендского и каспийских землетрясений (рис. 1).

Резко выраженная отрицательная аномалия макросейсмического поля характерна для шемахинских землетрясений 13 мая и 11 июня 1952 г., глубины очагов которых  $h=2—5$  км. Обследование этих двух событий показывает, что в северо-западном направлении по линии, совпадающей с руслом р. Гирдыманчай, интенсивность сейсмического эффекта падает с 5 баллов до неощущаемости (см. рис. 1, 8). Рассматриваемая отрицательная аномалия протягивается в меридиональном направлении от широты г. Ахсу на юге до с. Гендоб на севере. Эта же зона отрицательной аномалии четко выделяется в поле шемахинского землетрясения 1972 г., когда четырехбалльная изосейста резко обрывается на левом берегу г. Гирдыманчай (см. рис. 1, 10). Аналогичное спадание интенсивности сейсмического эффекта в этой полосе отмечается и при сильных шемахинских землетрясениях 1828 и 1902 гг. Глубины очагов всех землетрясений  $h=10$  км.

Такой же эффект наблюдается при лагичских землетрясениях 1965 и 1970 гг. Распространение землетрясений в северо-западном направлении резко ограничивается в полосе, совпадающей с руслом р. Гирдыманчай (см. рис. 1, 11 и 12). Интенсивность сейсмического эффекта спадает здесь от 4 и 3 баллов до неощущаемости. Очаги лагичских землетрясений находятся на глубине  $h=2—3$  км. Полоса, где происходит аномальное затухание этих землетрясений, протягивается в меридиональном направлении от широты г. Баскал на юге до подножья г. Бабадаг—на севере.

Однсываемая полоса отрицательных аномалий макросейсмических полей хорошо выделяется и при землетрясениях, очаги которых находятся к западу от нее. При исмаиллинском землетрясении 1968 г. с глубиной заложения очага  $h=10$  км сейсмический эффект в юго-восточном направлении резко спадает на правом берегу р. Гирдыманчай от 6—5 баллов до 3 баллов (см. рис. 1, 9). Восточнее р. Гирдыманчай в области трехбалльного сейсмического эффекта исмаиллинского землетрясения выделяются две узкие полосы положительных аномалий, протягивающихся в субширотном направлении западнее и севернее г. Шемаха.

Отрицательные аномалии выделяются и в макросейсмическом поле конахкендского землетрясения 1970 г. Очаг этого землетрясения располагается на глубине  $h=7$  км. Плейстосейстовая область на юго-востоке и на северо-западе ограничивается полосами отрицательных аномалий, где интенсивность сейсмического эффекта спадает от 4 баллов до неощущаемости. За пределами этих полос сила землетрясения вновь достигает 3 баллов (рис. 2, 20).

Отрицательная аномалия, вытянутая в СВ-ЮЗ направлении, севернее г. Хачмас, выделяется по макросейсмическим полям худатского землетрясения 1963 г. с глубиной очага  $h=5$  км и каспийских землетрясений 1961—1963—1968 гг. (см. рис. 1, 18, 21, 22). Последние так же аномально затухают вдоль линии Джейранкечмес, Дженги, Коби и Локбатан. Сейсмический эффект здесь спадает от 5—6 баллов

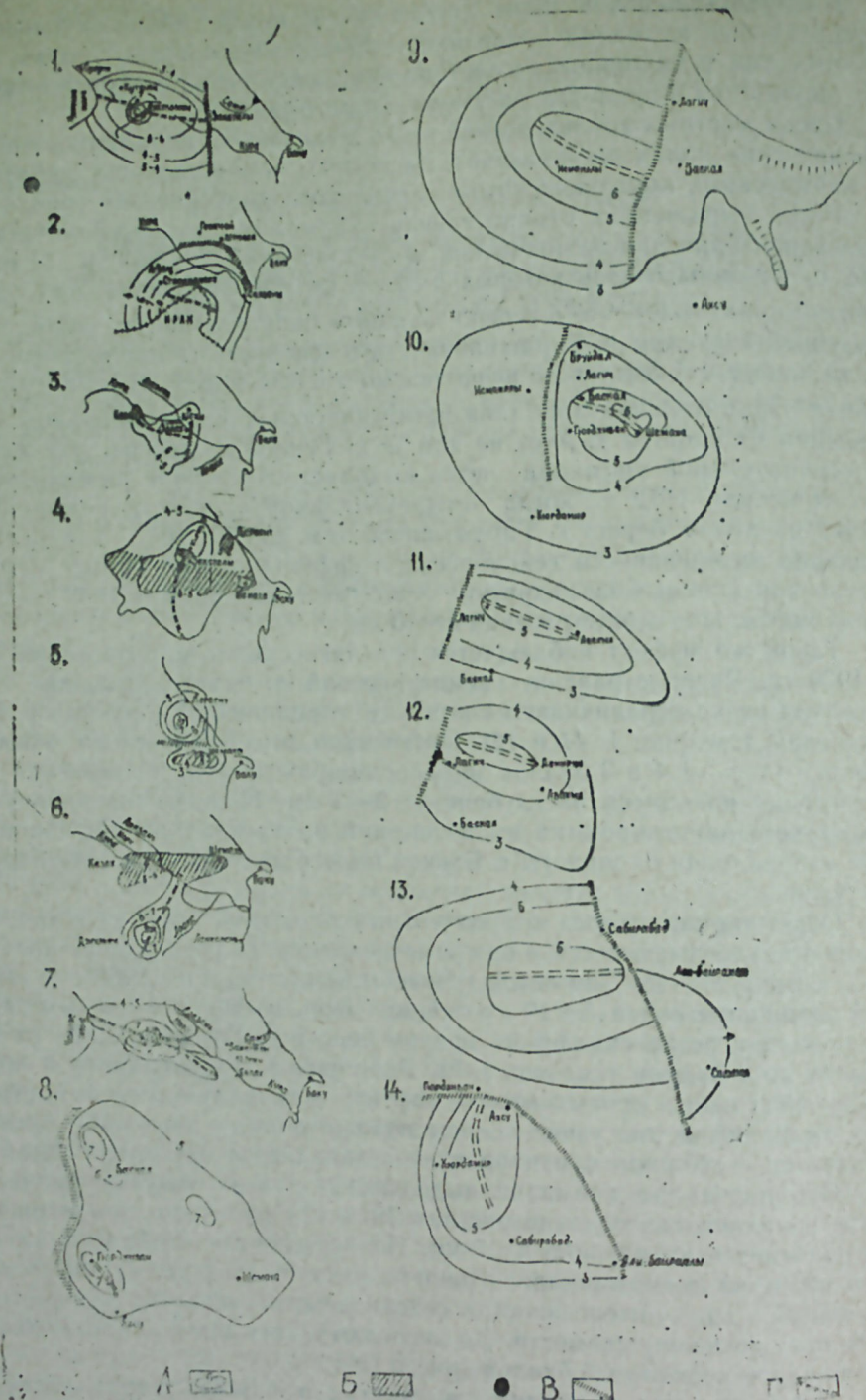
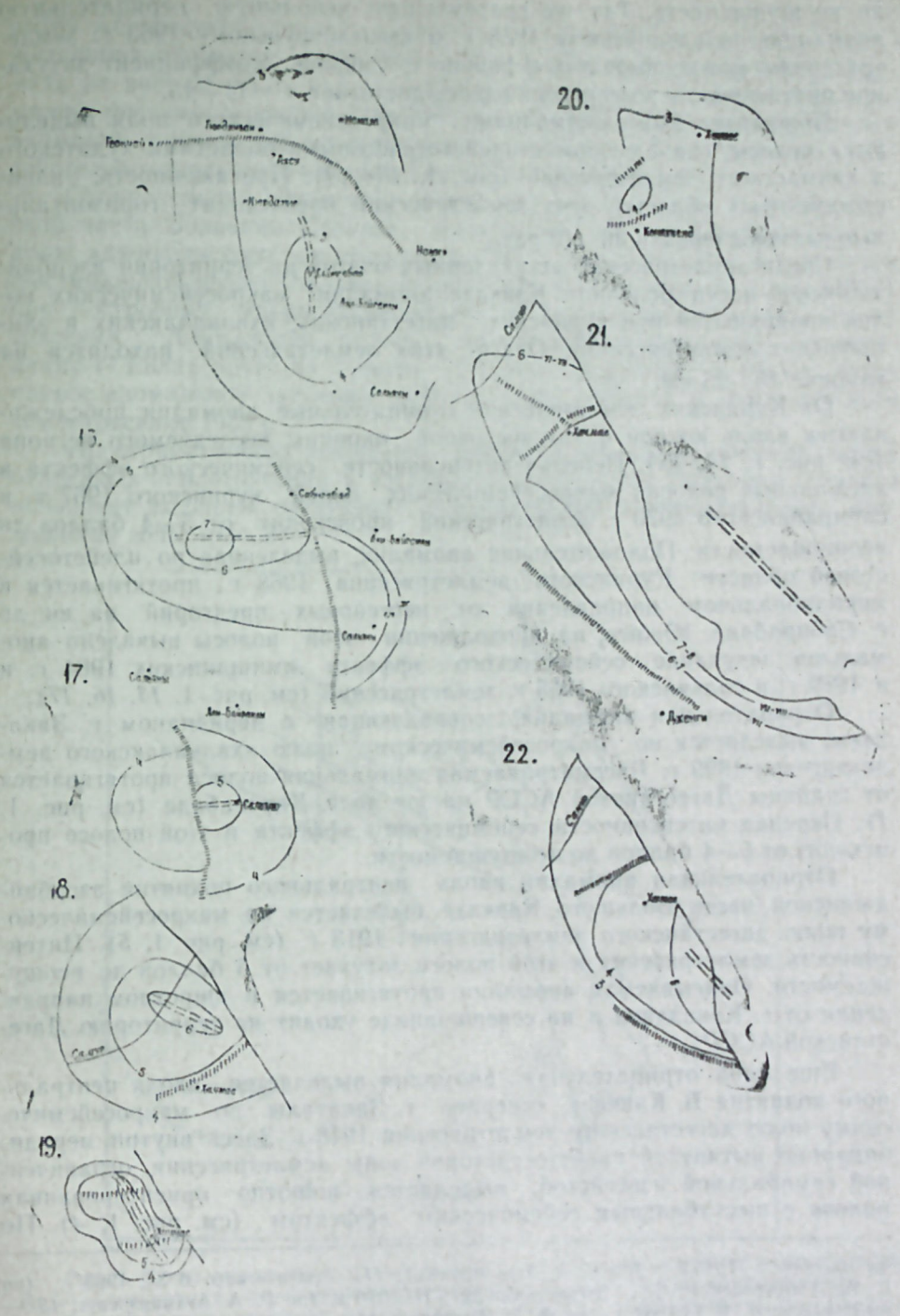


Рис. 1. Аномалии макросейсмических голей местных и больших Кавказских землетрясений. А. Изосейсты и интенсивност. землетрясения в баллах; Б. Положительная аномалия макросейсмического поля землетрясений; В. То же отрицательная; Г. Сейсмогенный шов. Макросейсмические поля землетрясений: 1 — ахалкалакского 19 XII.1899 г. (по И. В. Мушкетову); 2 — ардебильского 19 II.1924 г. (по Н. В. Малиновскому);



3 — аджикендского 21 XII.1939 г. (по И. В. Кирилловой); 4 — дагестанского 29 V. 1948 г. (по И. В. Кирилловой); 5 — дагестанского 25 III. 1913 г. (по Л. А. Варданяну); 6 — зангезурского 24 IV.1931 г. (по Г. П. Горшкову); 7 — табаскурского 7—8 V.1940 г. (по И. В. Кирилловой); 8 — шемахинских 13 V. и 11 VII.1952 г. (по А. А. Сорскому); 9 — исмаиллинского 17 VI.1968 г. (по Р. А. Агамирзоеву); 10 — ше-

до неощущаемости. Так же сравнительно небольшую отрицательную аномалию по каспийскому 1968 г. и кызылбурунскому 1963 г. землетрясениям можно выделить в районе г. Сиазань. Коэффициент затухания интенсивности землетрясений здесь достигает  $\nu = 11-13$ .

Положительными аномалиями макросейсмического поля выделяются полосы, совпадающие с плейстоценовыми областями худатского и хачмасского землетрясений (рис. 1, 18—19). Протяженность, плейстоценовых областей этих землетрясений превосходит горизонтальные размеры очага в 30—40 раз.

Среди землетрясений от удаленных очагов на территории азербайджанской части Большого Кавказа аномалии макросейсмических полей проявляются при куринских, дагестанских, ахалкалакских и зангезурских землетрясениях. Очаги этих землетрясений находятся на глубине 15—25 км.

От Куринских землетрясений отрицательные аномалии прослеживаются вдоль южной и юго-восточной окраины исследуемого региона (см. рис. 1, 14, 15). Перепад интенсивности сейсмического эффекта в аномальных полосах макросейсмических полей куринского 1967 г. и сабирабадского 1970 г. землетрясений происходит от 5—4 баллов до неощущаемости. Положительная аномалия, выделенная по плейстоценовой области Куринского землетрясения 1968 г., протягивается в меридиональном направлении от неогеновых предгорий на юг до г. Сабирабада. Южнее, на продолжении этой полосы выявлено аномальное затухание сейсмического эффекта имишлинских 1964 г. и в 1969 г. и сальянского 1965 г. землетрясений (см. рис. 1, 13, 16, 17).

Отрицательная аномалия, совпадающая с меридианом г. Закаталы, выделяется по макросейсмическому полю ахалкалакского землетрясения 1899 г. Рассматриваемая аномальная полоса протягивается от границы Дагестанской АССР на юг до г. Кировабада (см. рис. 1, 1). Перепад интенсивности сейсмического эффекта в этой полосе происходит от 5—4 баллов до неощущаемости.

Отрицательная аномалия вдоль центрального поднятия азербайджанской части Большого Кавказа выделяется по макросейсмическому полю дагестанского землетрясения 1913 г. (см. рис. 1, 5). Интенсивность землетрясения в этой полосе затухает от 5 баллов до неощущаемости. Описываемая аномалия протягивается в широтном направлении от г. Конахкенд и на северо-западе уходит на территорию Дагестанской АССР.

Еще одна отрицательная аномалия выделяется вдоль центрального поднятия Б. Кавказа севернее г. Закаталы по макросейсмическому полю дагестанского землетрясения 1948 г. Здесь внутри меридионально вытянутой плейстоценовой зоны землетрясения, ограниченной шестибальной изосейстой, выделяется широтно ориентированная полоса с шестибальным сейсмическим эффектом (см. рис. 1, 4). По

мянского 3 II 1972 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 11 — дагестанского 6 XI, 1965 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 12 — дагестанского 22 VIII 1970 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 13 — имишлинского 9 XI 1964 г. (по Ф. Т. Кулиеву); 14 — куринского 24 VI 1968 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 15 — сабирабадского 21 XI 1970 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 16 — имишлинского 9 XI 1964 г. (по Ф. Т. Кулиеву); 17 — сальянского (по Ф. Т. Кулиеву); 18 — худатского 10 V 1963 г. (по Ш. С. Рагимову); 19 — хачмасского 9 XI 1966 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 20 — конахкендского 8 XI 1970 г. (по Р. А. Агамирзаеву); 21 — каспийских 18 IX 1961 г. и 27 I 1963 г. (по Ш. С. Рагимову); 22 — каспийского 5 X 1968 г. (по Р. А. Агамирзаеву).

этому же землетрясению по изосейстам 5—6 и 4—5 выделяется положительная аномалия, вытянутая в широтном направлении от г. Шемаха на востоке до г. Телави и Рустави на западе. Ширина этой аномалии местами достигает 30—40 км. Описываемая положительная аномалия почти в тех же контурах выделяется по 5—6 бальной изосейсте зангезурского землетрясения 1931 г. (см. рис. 1, 6).

Отрицательная аномалия, поперечная к структуре азербайджанской части Большого Кавказа, выделяется по макросейсмическому полю аджикендского землетрясения 1938 г. Эта аномалия в затухании шестибальной изосейсты была отмечена И. В. Кирилловой и др. (1960) при построении макросейсмического поля рассматриваемого землетрясения. Аномальная полоса протягивается примерно по меридиану г. Евлах почти до широты г. Шеки. В районе г. Шеки отмечается аномальное затухание сейсмического эффекта и варташенского землетрясения 1963 г.

Пространственное положение аномалий макросейсмических полей отдельных землетрясений в азербайджанской части Большого Кавказа позволяет выделить следующие положительные и отрицательные аномальные зоны (рис. 2).

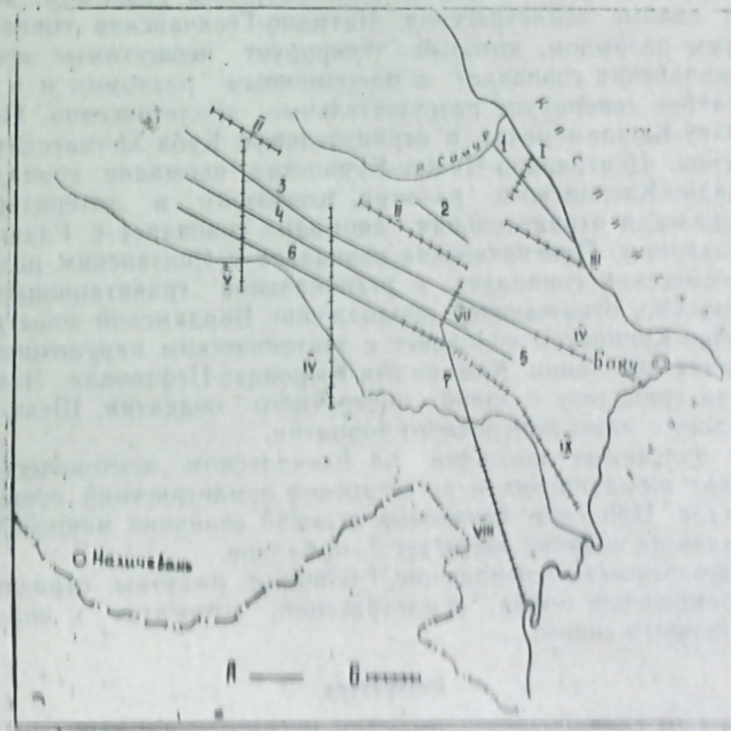


Рис. 2. Схема линейментов по аномалиям макросейсмических полей землетрясений. А — линейменты по положительным аномалиям; В — то же по отрицательным. Аномалии положительные: 1 — Худат-Хачмасская; 2 — Шахагская; 3 — Вандамская; 4 — Давил-Амированская; 5 — Аджичайская; 6 — Чатмино-Геокчайская; 7 — Ахсу-Курдамирская. Аномалии отрицательные: 1 — Куба-Хачмаская; 2 — Большекавказская; 3 — Присазаанская; 4 — Джейранкечмеская; 5 — Закатало-Шамхорская; 6 — Шеки-Евлахская; 7 — Гирдыманчайская; 8 — Центрально-Нижне-Куринская; 9 — Восточно-Куринская.

Положительные аномалии: Худат-Хачмасская, Шахдагская, Вандамская, Дашюз-Амированская, Аджичайская, Чатмино-Геокчайская, Ахсу-Курдамирская.

Отрицательные аномалии: Куба-Хачмасская, Большекавказская, Присазанская, Джейранкечмеская, Закатало-Шамхорская, Шеки-Евлахская, Гирдыманчайская, Центрально-Нижне-Курунская, Восточно-Курунская.

Сопоставление выделенных макросейсмических аномалий со структурой азербайджанской части Большого Кавказа показывает, что все они связаны с разрывными дислокациями. Худат-Хачмасская положительная аномалия совпадает с разрывом, осложнившим строение одноименных поднятий. Этот разрыв, картированный по материалам глубокого бурения, отражается в магнито-теллурическом поле, генерирует ощутимые землетрясения. Шахдагская положительная аномалия совпадает с разрывом, осложнившим Куруш-Конахкендский антиклинорий. Разрыв был выделен по геологическим данным. Кроме того, здесь генерируются разрушительные землетрясения. Вандамская положительная аномалия совпадает с шовной зоной, в которой генерируются разрушительные и катастрофические землетрясения. Дашюз-Амированская совпадает с Северо-Аджиноурским разломом, который генерирует слабые землетрясения. Чатмино-Геокчайская совпадает с одноименным разрывом, который генерирует неощутимые землетрясения. Аджичайская совпадает с одноименным разломом и в Шемахинском районе генерирует разрушительные землетрясения. Положительная Ахсу-Курдамирская и отрицательные Куба-Хачмасская, Гирдыманчайская, Центрально-Нижне-Курунская аномалии совпадают с зоной Западно-Каспийского разлома, известного в литературе [4]. Большекавказская отрицательная аномалия совпадает с Главно-Кавказским разломом. Присазанская совпадает с Сиазанским разломом. Джейранкечмеская совпадает с региональной гравитационной ступенью, возможно, отражающей продолжение Вандамской зоны на восток. Восточно-Курунская совпадает с тектоническим нарушением, протягивающимся по линии Каламадын-Кюровдаг-Нефтечала. Закатало-Шамхорская совпадает с зоной поперечного поднятия. Шеки-Евлахская совпадает с зоной поперечного поднятия.

Кроме описанных аномалий на Баскальском тектоническом покрове эффект шемахинских и дагестанских землетрясений повышается на 1—2 балла. При учете грунтовых условий величина макросейсмической аномалии на покрове достигает 2—3 баллов.

В морфологическом отношении глубинные разломы, отразившиеся в макросейсмических полях землетрясений, относятся к краевым и глыбовым шовным зонам.

#### Литература

1. Абих Г. В. Землетрясение в Шемахе и Эрзуруме в мае 1859 г. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва, 5, 1862.
2. Ананьин И. В. Автореф. канд. дисс., М., 1970.
3. Вебер В. Н. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г. Тр. геол. ком., нов. сер. вып. 9, 1903.
4. Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР, М., «Недра», 1972.
5. Кулиев Ф. Т., Ананьин И. В., Бабазаде О. Б. «ДАН Азерб. ССР», 1960, т. XXV, № 12.
6. Рагимов Ш. С. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1964, № 7.
7. Шебалин Н. В. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1955, № 4.

#### АЗƏРБАЙЧАНДА БƏЗИ ЈЕРТƏРПƏНМƏЛƏРИН МАКРОСЕЙСМИК САҲƏЛƏРИНИН АНОМАЛИЈАСЫ ВƏ ОНЛАРЫН КЕОЛОЖИ ТƏБИƏТИ

Мəгалəдə Азəрбајчан ССР вə Гафгаз əразилəриндə гəјдə алынмыш кۈчлۈ јертəрпəнмəлəрин макросеймик саҲəлəри тəдгиг едилмиш, сеймик эффектин сənмə эмсалы һесаблинмыш, макросеймик саҲəлəрин мۈсбət вə мənфи аномалијалары ажрылмышдыр. Əразинин əсас енинə вə узунуна дəринлик гырымалары макросеймик саҲəлəрин аномалијаларында əкс олунур. Бу бахымдан аномалијаларын кеоложи тəбиəти тəһлил едилмишдир.

R. A. Agamirzoyev, S.R. Agamirzoyev

#### MACROSEISMIC FIELD ANOMALIES OF SOME EARTHQUAKES OF AZERBAIJAN AND THEIR GEOLOGICAL NATURE

Macro seismic fields of major earthquakes of Azerbaijan and Caucasus are studied. Attenuation ratio of their seismic effect is calculated. Negative and positive macro seismic field anomalies are distinguished. Their geological nature is studied in terms of spatial coincidence with tectonic elements. Macro seismic field anomalies show main longitudinal and transverse deep faults of the region.

Т. А. ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А. Х. ИБАДОВ

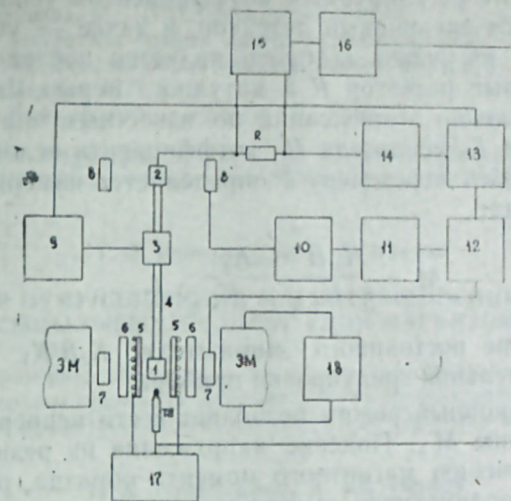
**МАГНИТОМЕТР ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ НАМАГНИЧЕННОСТИ НАСЫЩЕНИЯ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД**

Магнитные свойства образцов горных пород являются сложной производной минерального состава, концентрации и размеров ферромагнитных включений, магнитной предыстории. При решении вопросов идентификации минерального состава, а также возможных его изменений при термических воздействиях на образцы пород важная роль отводится различным модификациям термомагнитных исследований, в частности изучению температурной зависимости намагниченности насыщения  $J_s(\bar{T})$  и определению по полученным кривым  $J_s(T)$  температуры Кюри  $T_c$  перехода различных магнитных фракций из ферромагнитного в парамагнитное состояние. При этом основой для интерпретации кривых  $J_s(T)$  являются известные значения температуры Кюри химически чистых минералов магнетита (578°C), гематита (675°C), пирротина (в зависимости от модификации 320°C или 350°C), а также характер изменения  $T_c$  твердых растворов, например, магнетит-ульвошпинель  $X \cdot \text{Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot (1-X) \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4$ , ильменит-гематит  $X \cdot \text{FeTiO}_3 \cdot (1-X) \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ , в зависимости от состава ( $0 < X \leq 1$ ) [4-6].

Для изучения намагниченности насыщения как слабомагнитных материалов, так и материалов с большой магнитной проницаемостью в настоящее время наиболее широкое применение получили различные типы вибрационных магнитометров [1-3,8]. Их преимуществом является линейная зависимость между магнитным моментом образца  $M$  и измеряемым сигналом, высокая чувствительность, простота снятия угловых, полевых и температурных зависимостей магнитного момента.

Принцип действия вибрационного магнитометра заключается в измерении эдс, наведенной в системе измерительных катушек индуктивности при вибрации образца, обладающего магнитным моментом насыщения  $M_s$ , созданного внешним постоянным однородным магнитным полем.

Функциональная схема разработанного нами магнитометра, представляющего собой вибрационный магнитометр автокомпенсационного типа, показана на рисунке. Закрепленные на одном штоке 4 образец 1 и катушка индуктивности меры магнитного момента 2 приводятся с помощью электродинамического вибратора 3 и генератора 9 в колебательное движение относительно системы измерительных 7 и компенсационных катушек 8. Как показывают расчеты [3, 7], для системы измерительных катушек любой конфигурации эдс, наводимая в них вибрирующим намагниченным образцом, который рассматривается в виде диполя с магнитным моментом  $M_s$ , определяется выражением



Магнитометр для изучения температурной зависимости намагниченности насыщения образцов горных пород.

$$E_1 = K_1 M_s A \nu,$$

где  $K_1$  — коэффициент, зависящий от числа витков, конфигурации катушек и их расположения по отношению к образцу,  $A$  — амплитуда вибрации,  $\nu$  — частота вибрации.

Магнитный момент меры  $M$  и соответственно эдс в системе компенсационных катушек  $E_2$  пропорциональны величине протекающей через катушку меры тока  $M = Bi$ ;  $E_2 = K_2 ABi \nu$ , где коэффициент  $K_2$  определяется теми же факторами, что и  $K_1$ .

Измерительный преобразователь 7 представляет собой систему из четырех катушек индуктивности (каждая содержит 2500 витков провода ПЭВ1-0,06), расположенных симметрично относительно образца. Катушки включены последовательно-встречно, что обеспечивает сложение полезной эдс, наводимой в каждой из них, и взаимную компенсацию сигнала помехи, обусловленного внешними переменными магнитными полями, включая пульсации поля электромагнита ЭМ, на полюсах которого они закреплены. Система компенсационных катушек дублирует измерительный преобразователь.

Использование компенсационной схемы делает результаты измерений независимыми от амплитуды и частоты вибрации и тем самым исключает ошибки, связанные с возможной нестабильностью параметров вибрации ( $A=1$  мм,  $\nu=77$  Гц).

Эдс, наведенная в измерительном преобразователе вибрирующим намагниченным образцом, подается на вход дифференциального усилителя 12, выполняющего функцию элемента сравнения. На второй его вход поступает после усилителя 10 и аттенюатора 11 сигнал с компенсационных катушек. Сочетание усилителя 10 и аттенюатора 11 в цепи сигнала компенсации позволяет перекрыть весь диапазон измеряемых величин магнитного момента образца (от  $10^{-7}$  до  $10^{-1}$  А·м<sup>2</sup>) при одних и тех же значениях тока в катушке меры магнитного момента на раз-

ных пределах измерений. Сигнал разбаланса усиливается избирательным усилителем 13 с регулируемым коэффициентом усиления ( $K \leq 10^6$ ), включающим в себя синхронный детектор, и далее — усилителем постоянного тока 14, нагрузкой которого является последовательно соединенные образцовый резистор  $R$  и катушка меры магнитного момента. При достижении компенсации по известным значениям коэффициента усиления  $K_3$  усилителя 10, коэффициента ослабления  $K_4$ , аттенюатора 11 и тока  $i$  через меру 2 определяется измеряемый магнитный момент образца:

$$M_s = \frac{K_2 B}{K_1} \cdot \frac{K_3}{K_4} \cdot i.$$

Численное значение постоянного множителя  $K_2 B / K_1$  находится в процессе предварительной градуировки прибора.

Автокомпенсационный режим позволяет вести непрерывную запись измеряемой величины  $M_s$ . Падение напряжения на резисторе  $R$ , пропорциональное значению магнитного момента образца, регистрируется с помощью двухкоординатного самопишущего потенциометра 15 типа Н 306. На горизонтальный вход потенциометра с усилителя постоянного тока 16 подается сигнал, пропорциональный температуре образца. Измерительная термopapa ТП располагается в непосредственной близости от вибрирующего образца. Нагрев образца до температуры  $800^\circ\text{C}$ , превышающей температуру Кюри  $T_c$  всех известных ферромагнитных минералов, осуществляется с помощью цилиндрической электрической печи сопротивления 5, нагревательным элементом которой служит бифилярно намотанный нихромовый провод. Образец размером  $6 \times 6 \times 6$  мм<sup>3</sup> помещается внутри печи посредством соединенного со штоком кварцевого держателя. Система регулирования температуры 17 включает в себя электронный задатчик линейно изменяющегося со временем опорного напряжения, устройство сравнения последнего с сигналом помещенной в печь термopapы, усилитель и силовой узел с выходной мощностью 300 Вт, питающий электрическую печь. Она обеспечивает автоматическое изменение температуры образца по линейному закону от комнатной температуры до  $800^\circ\text{C}$ , варьирование значений максимальной температуры нагрева  $T_m$  в интервале  $20 - 800^\circ\text{C}$ . Охлаждаемый водой радиатор 6 предохраняет систему измерительных катушек от нагрева печью 5. Напряженность действующего на образец постоянного магнитного поля между полюсами электромагнита изменяется от нуля до 300 кА/м. Питание электромагнита осуществляется с помощью высокостабильного источника постоянного напряжения 18, выходное напряжение которого регулируется от 0,1 В до 35 В при максимальном токе 10 А и уровне пульсаций  $< 3\text{ мВ}$ . В пределах указанных значений магнитных полей ( $\pm 300$  кА/м) прибор позволяет также получать и кривые намагничивания образцов.

#### Литература

1. Голанд К. М., Веселаго В. Г. Простой вибрационный магнитометр для исследования ферромагнетиков. ПТЭ, 1975, 4.
2. Кусков Г. С., Антонов В. Г. Вибрационный магнитометр ЭМ2-15 для измерения магнитного момента насыщения образцов ферромагнитных материалов. «Измерительная техника», 1975, 5.

3. Кусков Г. С., Ларионов Л. В. Измерение намагниченности насыщения СВЧ-материалов вибрационными магнитометрами. Обзоры по электронной технике, сер. «Ферритовая техника». М., ЦНИИЭлектроника, 1970.
4. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965.
5. Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., «Недра», 1977.
6. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., 1978.

7. Mallinson J. Magnetometer Coils and Reciprocity. J. Appl. Phys., 1965, 37, 6.
8. Foner S. Versative and Sensitive Vibrating-Sample Magnetometer. Rev. Sci. Instr., 1959, 30, 7.

Т. Э. Исмайлзаде, А. Х. Ибадов

#### ДАГ СҮХҮР НҮМУНЭЛЭРИНИН МАГНИТЛЭШМЭСИНИН ИСТИЛИК АСЫЛЫЛЫҒЫНЫ ТЭДГИГ ЕДЭН МАГНИТОМЕТР

Мәгаләдә лаборатория шәрәтиндә даг сүхүр нүмунэләринин магнитлэшмәсинин истиликдән асылылығыны өйрәнән вә ферромагнит компонентләринин Кюри температур тәҗин едән магнитометрин ишләмә хүсусијәти вә гурулушу тәсвир олуноур.

T. A. Ismail-Zade, A. Kh. Ibadov

#### A MAGNETOMETER FOR STUDYING THE TEMPERATURE DEPENDENCE OF SATURATION MAGNETIZATION OF THE ROCK SAMPLES

The design of self-compensation vibrating sample magnetometer and its principle of operation are described here. The magnetometer is intended for studying the temperature dependence of saturation magnetization of rock samples under laboratory conditions and for determining Curie temperature of ferromagnetic components.

УДК 551.590.2(093):550.343

С. Б. АХУНДОВА, Р. Н. МАМЕД-ЗАДЕ

**К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ИДЕЙ О РОЛИ КОСМИЧЕСКИХ  
ФАКТОРОВ В ПРОГНОЗЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Землетрясения еще в древние времена заставляли людей задумываться о возможности их предсказания. Они пытались фиксировать события, предшествующие этому явлению, установить какую-то периодичность землетрясений. Аристотель считал, что землетрясения чаще всего происходят во время лунных затмений и сильных ураганов. Ибн Сина (Авиценна) пытался выяснить влияние Луны и Солнца на частоту возникновения землетрясений. Авторы древних восточных рукописей постоянно связывали землетрясения с необычными погодными условиями [5, 21].

К концу XVIII в. делаются многочисленные попытки научно доказать периодичность землетрясений, связь их с небесными светилами и планетами. В середине XIX в. Перрей, математик из Дижона, сопоставляя число землетрясений с положением Луны и Солнца, установил, что землетрясения происходят чаще всего во время новолуния и полнолуния и повторяются чаще и сильнее во время нахождения Луны на меридиане данного места. Подобное же соотношение Перрей установил и для Солнца, отметив, что землетрясения происходят чаще зимой, чем летом. Его теория преподносила эффект лунно-солнечного притяжения как основной фактор, ответственный за землетрясения, в чем и был ее недостаток [10].

Рудольф Фальб на основании учения Перрея выдвинул свою гипотезу. По его мнению «расплавленная масса внутренности Земли, подчиняясь притяжению Солнца и Луны, должна обнаруживать своего рода приливы... Гребни этих приливных волн, особенно усиленные в эпохи солнечных затмений, ударяясь о внутренние стенки земной коры, колеблют и потрясают ее, а местами разрушают» [5]. На основании своей гипотезы Фальбу удалось предсказать несколько землетрясений, вызвав этим сенсацию.

Вопрос роли космических факторов в прогнозе землетрясений нашел широкое освещение в трудах наших отечественных ученых [2, 4—6]. А. П. Орлов [6] и А. Е. Лагорно [4] подвергли критике гипотезу Фальба. А. П. Орлов считал, что «исполнившееся предсказание, основанное на той или другой теории землетрясений, при неопределенности указания места, отнюдь нельзя рассматривать как одно из доказательств верности той или другой теории». Эта мысль Орлова актуальна и сегодня. Оценивая некоторые предвестники землетрясений, нельзя считать тот или иной метод пригодным для прогноза, если он указывает время приближающегося землетрясения, иногда и силу, но не указывает место. С точки зрения А. Е. Лагорно, которой придерживаются и современные ученые, ни барометрическое давление, ни изменение

протяжения Луны и Солнца сами по себе землетрясений не вызывают, но они могут дать при предельном напряжении решительный толчок [4].

И. В. Мушкетов уделял большое внимание исследованиям соотношений землетрясений с космическими явлениями. Он, как и Орлов, считал, что делать определенные выводы о соотношении землетрясения с какими-либо явлениями природы надо очень осторожно, это возможно лишь при развитии сейсмической статистики. По его мнению, «некоторое влияние Солнца и Луны на усиление землетрясения вероятно, но для проявления их оно не безусловно необходимо. Из всех соотношений землетрясений наиболее вероятно определение только соотношения с дислокацией коры земной» [5]. Такая оценка возможного влияния приливообразующих сил Луны и Солнца на частоту землетрясений претерпела мало изменений в течение всего последующего времени, вплоть до наших дней.

Значительный толчок развитию сейсмологии дала организация в Японии «Комитета по изучению землетрясений» в 1892 г. В программу работ Комитета наряду с установлением связи землетрясений с различными природными и физическими явлениями входило установление связи землетрясений с временами года, фазами Луны и метеорологическими явлениями [10].

Б. Б. Голицын, исследуя различные сейсмические явления, оставившаяся и на периодичности землетрясений, как бы подводя итог работам, выполненным к началу XX в.: «Было много попыток найти какой-нибудь закон, характеризующий периодичность или повторяемость землетрясений. Старались сопоставить частоту землетрясений с различными циклами Луны и т. п. На эти исследования было потрачено очень много времени и труда, но результат получился пока довольно неопределенный, по крайней мере о какой-нибудь явно выраженной закономерности и повторяемости землетрясения говорить не приходится». Что касается влияния атмосферного давления на землетрясения, Голицын полагал, что проход сильного барометрического минимума, сопровождаемого значительным уменьшением внешнего давления, может дать последний импульс сдвигу слоев, находящихся в неустойчивом состоянии равновесия, и вызвать тектонические землетрясения [2].

В течение многих лет вопрос влияния гравитационного воздействия Луны и Солнца на Землю не привлекал внимания ученых. В 1949 г. В. Ф. Бончковский, видный советский геофизик, исследуя связь землетрясений с другими явлениями природы, останавливается и на зависимости их от Луны, Солнца, атмосферного давления и времен года. Развивая идеи русских ученых о связи землетрясений с положением Луны и Солнца, атмосферным давлением и временами года, Бончковский, основываясь на данных современных сейсмологов, отмечал, что и в настоящее время нет достаточного количества наблюдений для определенного вывода в этом направлении [1].

Теорию Перрея в наше время исследовали советские ученые М. В. Стюас, Г. П. Тамразян и др. М. В. Стюас посвятил несколько своих работ истории исследований связи землетрясений и вулканических процессов с внешними космическими явлениями [14, 15]. При этом он считал, что «явление сейсмичности Земли нужно рассматривать в целом не только с точки зрения изменения геолого-геоморфоло-

гических условий, но и учитывать изменение гравитационного поля Земли».

По данным Г. П. Тамразяна, выполненным на большом статистическом материале инструментальных наблюдений, все катастрофические землетрясения 1960 г. происходили как раз при тех космических условиях, которые вытекают из законов Перрея. Он впервые указал на связь промежуточных и глубоководных землетрясений с космическими условиями Земли и подметил, что наиболее значительному влиянию космических факторов подвергаются меридиональные или близкие к ним планетарные глубинные разломы [18—20]. Работы Г. П. Тамразяна опровергали утверждения американского сейсмолога Аллена, что «влияние Луны, если оно действительно существует, проявляется на всей земле, независимо от простираения или падения рассматриваемых разломов и характера напряжений, воздействующих на эти разломы» [7].

За последние 20 лет полученные выводы о влиянии Луны на землетрясения как у нас в стране, так и за рубежом, были неоднозначными и противоречивыми. Во всяком случае, теория Перрея продолжает привлекать внимание ученых.

Н. А. Козырев в доказательство идеи о единстве и связанности всех явлений в природе считает, что внутренняя геологическая жизнь Земли и ее спутника взаимосвязаны. Многие землетрясения с большой точностью совпадают по времени с «лунотрясениями» и извержениями лунных вулканов. Этот вывод сделан им на основе статистического анализа всех известных случаев лунных извержений [3].

В течение почти века обсуждается и влияние Солнца на землетрясения. В 1902 г. Морэ отметил связь между солнечной активностью и землетрясениями. В 1938 г. Пьер Бернар выявил, что периодичность в наступлении подъемов и спадов микросейсмической активности через каждые 10—11 лет связана с изменением солнечной активности с той же цикличностью. В 1949 г. бельгийский геофизик Ван-Жильс с помощью корреляционного анализа пытался обнаружить связь между солнечной активностью и числом землетрясений за год. Его попытка оказалась неудачной, видимо, потому, что единственным правильным критерием для оценки сейсмической активности должна быть энергия землетрясений, а не их количество [9, 11].

Анализ планетарных сейсмических характеристик (годовых значений суммарной энергии и годовых чисел сильных землетрясений), проведенный А. Д. Сытинским, показал, что общая сейсмичность Земли зависит от фазы 11-летнего солнечного цикла; время возникновения сильных землетрясений связано с активными процессами на Солнце; влияние солнечной активности на сейсмичность Земли осуществляется через процессы атмосферы [16]. Результаты проверки прогноза Сытинского на центральной сейсмической станции Пулково в течение длительного времени подтвердили достоверность связи землетрясений с солнечными процессами. Работы эти были начаты и велись еще в 60-х годах и были подвергнуты в свое время критике. Как отмечал М. А. Садовский, авторы долгосрочных прогнозов землетрясений, исследующие влияние космических факторов на сейсмоактивность Земли, подходили к решению своей задачи без достаточных физических оснований, основываясь лишь на формально статистических связях. Так, например, Сытинский придерживался точки зрения «космическо-

го» происхождения сильных землетрясений, что противоречит существующим представлениям о тектонической их причине. Не было объяснений, почему только сильные землетрясения обусловлены внезапными причинами, каково происхождение глубоководных землетрясений. В дальнейших своих исследованиях Сытинский пытался выявить механизм связи сейсмичности Земли с солнечной активностью [17]. На примере ряда катастрофических землетрясений последних 30 лет он показал, что землетрясение следует после резкого, в течение одних суток, падения давления. Плавные перестройки, продолжительностью более 2—3 дней, независимо от их величины, заметного влияния на сейсмичность не оказывают. С усилением солнечной активности, происходит, как показывают наблюдения с помощью спутников и ракет, расширение атмосферы, что приводит к нарушению термодинамического равновесия в атмосфере и равновесия в земной коре. При этом обнаруживается связь землетрясений с локальными (в районе землетрясения) особенностями атмосферных процессов. Поскольку землетрясения происходят в определенных зонах, можно утверждать, что решающую роль здесь играют тектонические условия, а перестройка термобарического поля атмосферы является необходимым условием для возникновения сильных землетрясений. Так, Сытинский в своих последних работах совершенно справедливо на первый план выдвигает тектонические причины землетрясения.

Как мы уже отметили, давно было замечено, что сейсмическому удару нередко предшествует облачная погода и пыльные бури. Прежде в этом усматривалось лишь случайное совпадение. Анализ материалов многолетних наблюдений таджикских ученых С. Негматуллаева и др. показал характерное изменение атмосферного давления в районах, где несколькими днями позже фиксировались землетрясения. Однако, по их мнению, эту известную закономерность изменения давления перед землетрясением надо считать не причиной, а следствием процессов подготовки сейсмического удара [8].

В настоящее время внимание ученых привлекает проблема, до сих пор не решенная: вызывается ли отклонение оси вращения земного шара, известного в науке как период Чандлера, сильными землетрясениями или само оно служит причиной разрушительных землетрясений? Высказываются предположения о влиянии на это отклонение атмосферных движений на огромных пространствах, что, в свою очередь, вызывает сейсмическую активность.

В. Л. Барсуков в конце 70-х годов высказал интересную гипотезу. В истории нашей планеты положение полюсов Земли несколько раз менялось, что было связано с активными тектоническими движениями и горообразованием. При этом усиливалось движение блоков земной коры и в тех областях, которые оказывались в зоне нового экватора, линейная скорость вращения возрастала, а у новых полюсов — уменьшалась. Наиболее сильные «трения» наблюдаются преимущественно у экватора и в поясах между 35 и 40° северной и южной широты, т. е. там, где произошли наиболее сильные землетрясения последних лет [22].

По исследованиям Стоваса, материал в зоне 30—40° широты находится в некотором критическом, перенапряженном состоянии, когда небольшие изменения в ротационном режиме или изменения в грави-

тационном поле Земли могут вызвать относительно большие изменения — в перемещении и объеме этого слоя и, как следствие, разрядку напряжений. Вот почему эта зона 35-й параллели является зоной повышенной сейсмичности в обих полушариях Земли, что подтверждается катастрофическими и разрушительными землетрясениями за период более 400 лет [13].

Долгое время многие ученые-сейсмологи скептически относились к влиянию космических факторов на землетрясения. Противоречивые результаты не объясняли существующие закономерности распределения землетрясений в пространстве и во времени, не укладывающиеся в «космические» циклы. Таким образом, гипотеза, высказанная Перреем почти 150 лет тому назад, так и не нашла окончательного решения. В настоящее время не отрицаются идеи о влиянии на земные процессы космических факторов, в первую очередь, солнечной активности. По мнению М. А. Садовского, «несомненно влияние космических факторов (конфигурация планет солнечной системы, положение самой солнечной системы относительно центра галактики и т. п.) на солнечную активность. Поэтому мы не можем исключить и их влияние на земные процессы через посредство Солнца» [12].

Интерес ученых к роли космических факторов в прогнозе землетрясений заметен по увеличивающемуся числу публикаций отечественных и зарубежных ученых по этому вопросу. Делались предположения, а иногда и сенсационные прогнозы по поводу изменения сейсмической активности в период полного солнечного затмения (июль 1981 г.) и «парада планет» (май 1982 г.). Материалы эти еще в стадии обработки, и анализ их представит большой интерес для сейсмологов.

#### Литература

1. Бончковский В. Ф. Землетрясения и методы их изучения. М., 1949.
2. Голицын Б. Б. Лекции по сейсмометрии. СПб., 1911.
3. Земля—Луна: сейсмический дуэт. «Вышка», 9 сентября, 1974.
4. Лагорно А. Е. О землетрясениях и предсказании. Варшава, 1887.
5. Мушкетов И. В. Физическая геология. СПб., 1899.
6. Орлов А. П. Землетрясения и их соотношения с другими явлениями природы. Казань, 1887.
7. Предсказание землетрясений. Сб. статей. М., 1968.
8. Прогноз сейсмической бури. «Известия», № 165 (19535), 16 июля, 1980.
9. Робертс Э. Когда сотрясается Земля. М., «Мир», 1966.
10. Ротэ Э. Землетрясения. М.-Л., 1934.
11. Руссо П. Землетрясения. М., «Прогресс», 1966.
12. Садовский М. А. К юбилею Института физики Земли АН СССР. «Изв. АН СССР», серия физ. Земли, 1978, № 9.
13. Стюарт М. В. О роли неравномерности вращения Земли в образовании планетарных глубинных разломов земной коры. Астрология. Геологический сб., 1962.
14. Стюарт М. В., Усенко Д. Н. Кратко о гравитационно-инерционных силах планеты. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 11.
15. Стюарт М. В., Нестеренко П. Г. Гравитация и сейсмичность. «Природа», 1963, № 7.
16. Сытинский А. Д. Атмосферные процессы как механизм воздействия солнечной активности на тектонические явления. «ДАН СССР», 1964, № 1.
17. Сытинский А. Д. О результатах опыта прогнозирования времени сильных землетрясений и зависимости времени и силы землетрясений от атмосферных процессов. Сб. Физические процессы в очагах землетрясений. М., «Наука», 1980.
18. Тамразян Г. П. Разрушительные землетрясения и фазы Луны. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1957, № 12.

19. Тамразян Г. П. Промежуточные и глубокофокусные землетрясения в связи с космическими условиями. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1959, № 4.

20. Тамразян Г. П. О периодичности сейсмической активности в течение последних полутора-двух тысяч лет. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1962, № 1.

21. Уломов В. И. Внимание! Землетрясение! Ташкент, 1934.

22. Barsukov V. Are earthquakes accidental? Случайны ли землетрясения? Metal and Miner. Rev., 1976, 18, № 1.

С. Б. Ахундова, Р. Н. Маммадзаде

#### ЗЭЛЭЛЭЛЭРИН ПРОГНОЗУНДА КОСМИК АМИЛЛЭРИН РОЛУ НАГГЫНДАКЫ ФИКИРЛЭРИН ИНКИШАФ ТАРИХИ

Гэдим заманлардан башламыш иидија гэдэр кечэн дөвр эриндэ зэлэлэлэрин прогнозунда космик амиллэрин ролу барэдэ фикирлэрин инкишаф тарихи нээрдэн кечириллр.

Зэлэлэлэрин Ајын вэ Күнэшин мөвгејиндэн асылылыгы барэдэ Перрејин фикри 150 илдир ки. алмлар тэрэфиндэн мубаһисэ едиллр. Јерин сејсмиклијинэ кэрэ Ајын вэ Күнэшин гравитасија тэсири барэдэ рус вэ Совет алмларинин эсэрлэри нээрдэн кечириллр.

S. B. Akhundova, R. N. Mamedzade

#### THE HISTORY OF DEVELOPMENT OF IDEAS ON COSMIC FACTORS ROLE IN THE EARTHQUAKE PREDICTION

The history of development of ideas on cosmic factors role in the earthquake prediction is being considered from ancient times till our days. During almost 150 years the scientists have been discussing the question of the earthquake connection with the Moon and the Sun position suggested by Perrey.

The Russian and Soviet scientists' works on the influence of gravity effect of the Moon and the Sun on the Earth's seismicity are analysed.

УДК 624.131.1

Ф. С. АЛИЕВ, Р. Ю. ЯХЬЯЕВ

### ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧАСТКОВ ПОДЗЕМНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА г. БАКУ

Подземное строительство в г. Баку осуществляется в различных инженерно-геологических условиях. Оно затруднено пестротой геологического разреза, сложной тектоникой, частой сменой состава, свойств и условий залегания пород, их дислоцированностью, наличием высоконапорных водоносных горизонтов, агрессивностью подземных вод и неустановившимся геодинамическим состоянием территории, распространением геологических процессов и явлений и др.

В геологическом строении района принимают участие среднеплиоценовые и четвертичные отложения. В тектоническом отношении район представляет собой обширную пологую корытообразную синклираль, окруженную кольцом антиклинальных поднятий. Контуры Бакинской мульды являются зоной всевозможных тектонических нарушений. Свидетельством активности неотектонических движений являются толчки и действующие грязевые вулканы. За последние 50 лет западная часть города испытала поднятия, а восточная его часть осела.

Основной геоморфологической единицей является невысоко приподнятое плато, где древний рельеф имеет сильнорасчлененную, а молодой — малорасчлененную абразионно-аккумулятивную поверхность. Изучение же 14 морских террас позволяет восстановить четвертичную историю развития рельефа.

В геологическом строении первого этапа работ Бакинского метро участвуют отложения верхнего подъяруса апшерона (представленные мощными слоями известняков-ракушечников, глин и суглинков с прослоями песков и супеси), бакинского горизонта (сложенные чередованием жирных пластичных глин с супесчано-суглинистыми отложениями), хазарского и редко хвалынского горизонтов, где подземные выработки проходят в известняках-ракушечниках, песчаниках, глинисто-суглинистых породах и водонасыщенных песках.

В геологическом строении второго этапа работ Бакинского метро участвуют, в основном, отложения апшеронского яруса ( $m N_2^3 ar$ ), представленные средним и верхним подъярусами, а также местами трансгрессивно налегающие на них породы хазарского горизонта ( $m Q_2 h z_2$ ), сложенные суглинками. Отложения среднего подъяруса апшерона ( $m N_2^2 ar_2$ ), слагающие участки трассы мелкого заложения, представлены преимущественно известняками с прослоями суглинков и глин. Эти отложения ( $m N_2^1 ar_1$ ) на значительной части трассы II очереди мелкого и определенной части трассы глубокого заложения представлены глинистыми породами. Верхняя часть апшерона ( $m N_2^3 ar_3$ ),

сложенная пересланчиванием суглинков, глин, супесей, песков, известняков и ракушечников, слагает, в основном, участки трассы глубокого заложения.

Далее приводятся инженерно-геологические свойства пород по отдельным участкам, соответствующим тем или иным стратиграфическим комплексам отложений.

Глины ( $m N_2^1 ar$ ) обычно серые, местами трещиноватые, с прослоями и включениями песка, целых форм и обломков фауны. Среднее содержание глинистой фракции составляет 42,5%, пылевой — 35,3% и песчаной — 22,2%. Основными компонентами химического состава глин являются  $SiO_2$  (54,5%),  $Al_2O_3$  (14,9%),  $CaO$  (11%). Карбонатность глин колеблется от 6,6 до 17%, и они относятся к грунтам от слабозасоленных до засоленных. В составе легкорастворимых солей преобладают ионы  $Na^+$  и  $Cl^-$ . Тип засоления хлоридно-натриевый. Глинистая фракция пород представлена гидрослюдой, реже монтмориллонитом, с примесью гидрогетита, гидроокислов железа и др. В составе легкой фракции песчано-алевритовых частиц преобладают кварц (21%), полевые шпаты (11%), глинистые минералы и обломки карбонатных пород (67%). В тяжелой фракции характерными минералами являются — лимонит (27,9%), лейкоксен (34%), магнетит-ильменит (16,4%).

По данным термографических исследований, глины апшеронского яруса, слагающие участок трассы второго этапа работ между близко расположенными станциями мелкого и глубокого заложения, дают на термограммах два небольших эндотермических эффекта при температурах 110—550°, связанных с потерей адсорбированной и кристаллизационной воды, гидрослюдами и монтмориллонитом. За этими эффектами следует интенсивный пик при 870°, вызванный диссоциацией карбоната кальция с выделением  $CO_2$ . При этом происходит значительная потеря веса образцов, что в среднем составляет 20%.

Глины, слагающие среднюю часть участка трассы мелкого заложения, отличаются от описанных выше большей примесью органического вещества, дающего интенсивный экзотермический эффект при 280° и меньшим содержанием  $CaCO_3$ . Общая потеря веса 18%. Термограммы образца с глубины 16 м участка крайней станции мелкого заложения и с глубины 43 м станции глубокого заложения похожи между собой. Последняя отличается несколько меньшим содержанием  $CaCO_3$ . Общая потеря веса у них соответственно 11 и 13%.

Глинистая фракция (менее 0,001 мм) образцов на участке трассы между близко расположенными станциями мелкого и глубокого заложения представлена чешуйками с четкими очертаниями гидрослюд, реже встречаются частички с размытыми очертаниями монтмориллонита. Наряду с ними отмечается примесь гидрогетита — непрозрачные частички, имеющие звездчатую, преимущественно пятилучевую форму.

Глинистая фракция образцов, взятых на участке крайней перегона трассы мелкого заложения, сложена, в основном, тонкодисперсными полупрозрачными чешуйками гидрослюд. В меньших количествах встречаются колючки монтмориллонита. В виде примеси наблюдаются единичные иголки сепиолита. В глинистой фракции образца, отобранного на участке станции глубокого заложения, преобладают гидрослюды, реже отмечается монтмориллонит; встречаются также точечные включения гидроокислов железа.

Колебания естественной влажности глин в пределах 15—34% и объемного веса от 1,85 до 2,12 г/см<sup>3</sup> объясняются условиями их залегания, приуроченностью к ним водоносных прослоев и отдельных горизонтов. Глины (m N<sub>2</sub><sup>3</sup>ap<sub>2</sub>) относятся к твердым, полутвердым и реже к тугопластичным грунтам. Степень набухания глин колеблется в пределах 1,78—14,3%. Глины находятся в уплотненном состоянии (K<sub>a</sub> = 0,98), что обусловлено некоторой тектонической активностью участка. Коэффициент сжимаемости глин при нагрузке 2—3 кг/см<sup>2</sup> колеблется от 0,005 до 0,029 см<sup>2</sup>/кг, а модуль деформации от 37,4 до 261 кг/см<sup>2</sup>. Они характеризуются углом внутреннего трения 22°, силой сцепления 0,8 кг/см<sup>2</sup>.

Суглинки (m N<sub>2</sub><sup>3</sup>ap<sub>2</sub>) обычно серые, редко буровато-серые, часто с включением мелкобитой ракуши. Среднее содержание глинистой фракции составляет 19,64%, пылеватой — 36,49% и песчаной — 43,84%. По показателю консистенции все они относятся к твердым и полутвердым породам, отличающимся высокой гидрофильностью (с показателями до 2,14). Суглинки являются средне-водоустойчивыми, а местами водонеустойчивыми и разрушаются в воде в течение соответственно 1—2 суток и первых десятков минут. По коэффициенту сжимаемости (в среднем 0,011) при нагрузке 2—3 кг/см<sup>2</sup> породы находятся в уплотненном состоянии, имеют повышенный угол внутреннего трения (28°). Модуль деформации в них колеблется в пределах 84—231 кг/см<sup>2</sup>.

Верхний подъярус апшеронских отложений (m N<sub>2</sub><sup>3</sup>ap<sub>3</sub>) представлен суглинками, глинами, местами глинистыми ракушечниками, песками и известняками.

Суглинки (m N<sub>2</sub><sup>3</sup>ap<sub>3</sub>) темно-серые, серые, желтовато-серые, известковистые, часто переслоенные пылеватым песком. Среднее содержание глинистой фракции составляет 21,3%, пылеватых — 32,7% и песчаных 45,98%. Они относятся к породам от слабого до сильного засоления (0,2—1,43%). Тип засоления хлоридно-сульфатно-натриевый. Количество карбоната, по данным термовесового анализа, колеблется от 8 до 21,6%. Глинистая фракция состоит, в основном, из гидрослюды с примесью монтмориллонита.

Пески (m N<sub>2</sub><sup>3</sup>ap<sub>3</sub>) играют подчиненную роль, представлены они серыми, желтовато-серыми, неяснослоистыми разностями, местами с включениями гравия и мелко битой ракуши. Они являются мелкопесчанистыми с содержанием песчаных частиц 69,8%, пылеватых — 28,2%, глинистых — 2%. В минералогическом составе легкой фракции преобладают полевые шпаты (до 36%) и угловатые, полуокатанные частицы кварца (до 28%). В тяжелой фракции участвуют лимонит, магнетит, хлорит. Пески относятся к среднеплотным грунтам.

Глины (m N<sub>2</sub><sup>3</sup>ap<sub>3</sub>) темно-серые, в верхах разреза желтовато-серые, часто переслоенные пылеватым песком. При этом прослой и гнезда песка рассеяны без всякой закономерности. Среднее содержание глинистых фракций составляет 36,7%, пылеватых — 47,2% и песчаных — 16,1%; имеют слабощелочную реакцию (pH=7,5). Количество карбоната, по данным термовесового анализа, от 8 до 21,6%. По данным электронно-микроскопических исследований глинистая фракция состоит преимущественно из гидрослюды. Единично встречаются частицы гексагональной формы — каолинита и галлуазита. Глины при влажно-

сти в среднем 25,8% и пористости 41,8% имеют консистенцию от твердой до полутвердой. Величина набухания не более 3%, что объясняется повышением содержания в породе полевых шпатов, гидрослюды и карбонатов.

Отложения бакинского горизонта (m Q<sub>1</sub>b) представлены серыми, местами слоистыми глинами с прослоями песка, суглинков и супесей.

Глины (m Q<sub>1</sub>b) являются монтмориллонито-гидрослюдистыми и неоднородны по гранулометрическому составу. Так, содержание глинистых частиц изменяется от 36,9 до 64,8%, пылеватых — от 22,2 до 84,7% и песчаных — от 1,0 до 18,9%. Содержание органики — 0,42%. Глины карбонатные, относятся к породам от слабо засоленных до засоленных и являются слабо набухаемыми.

Супеси (m Q<sub>1</sub>b), распространенные на участках пересадочной станции и примыкающих к ней выработок, мелко песчаные, где содержание песчаных частиц составляет в среднем 69,6%, пылеватых — 21,9%, глинистых — 8,5%. Коэффициент фильтрации, по данным опытных откачек, до 0,4 м/сут.

Пески (m Q<sub>1</sub>b) распространены в районе предпоследнего пускового участка первого этапа работ, в них заключены напорные воды первого и второго водоносного горизонта. Содержание песчаных частиц в среднем составляет 90%, пылеватых — 7,3%, глинистых — 1,8%. Минералогический состав глинистой фракции представлен гидрослюдой и монтмориллонитом, а песчано-пылеватой — обломками эффузивных пород, кварцем, кальцитом. Коэффициент фильтрации, по данным опытных откачек, до 1,5 м/сутки. Величина угла естественного откоса под водой от 29 до 30°, в сухом состоянии от 32 до 35°.

В хазарских отложениях построены станции мелкого заложения последнего пускового участка и перегонные тоннели между станциями. Представлены они песками, песчаниками, конгломератами, известняками и глинистыми породами.

Район трассы последнего пускового участка представлен светло-серыми, мелко- и крупно-детритусовыми, местами трещиноватыми и кавернозными известняками. Физико-механические свойства их характеризуются следующими показателями: удельный вес 2,68—2,75 г/см<sup>3</sup>, объемный вес 1,74—1,96 г/см<sup>3</sup>, пористость 21—35% и плотность 0,7—0,75, предел прочности в сухом состоянии составляет 42—80 кг/см<sup>2</sup>, а в водонасыщенном состоянии 30—44 кг/см<sup>2</sup>. Коэффициент фильтрации от 1,5 до 13 м/сутки.

Глины (m Q<sub>2</sub>hz) серые, серовато-бурые, карбонатные, местами железненные, слоистые, иногда трещиноватые. Гранулометрический состав характеризуется содержанием глинистых частиц от 41,6 до 65,2%, пылеватых от 22,8 до 62,5% и песчаных от 0,4 до 12,7%. В основном они находятся в полутвердом, редко в тугопластичном состоянии. Пористость их 34—46%, показатель уплотненности 0,75. Местами глины склонны к размоканию агрегатного характера. По коэффициенту уплотнения (0,009—0,021 см<sup>2</sup>/кг) они среднесжимаемые. Модуль деформации 49—91 кг/см<sup>2</sup>.

Методом математической статистики определены обобщенные показатели физико-механических свойств различных стратиграфо-генетических типов пород. На рис. 1—3 приводятся некоторые графики рассеяния и средние кривые деформационных свойств и сдвигающих уси-

лий глинистых грунтов, а также график зависимости последних при различных нормативных нагрузках от влажности.

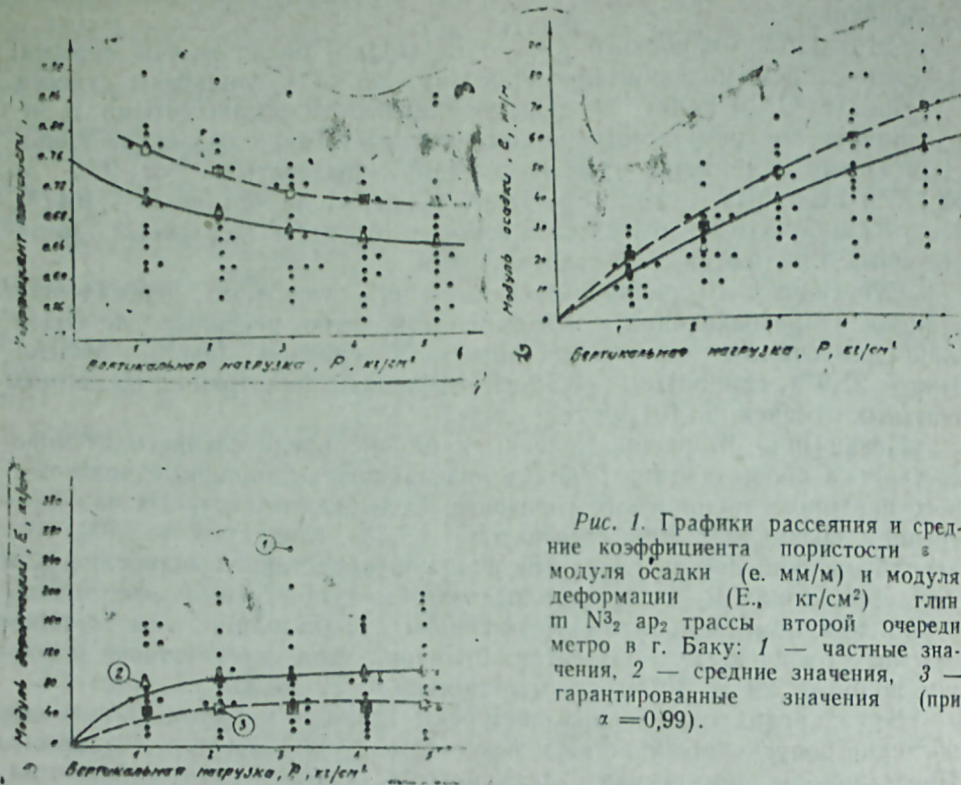


Рис. 1. Графики рассеяния и средние коэффициента пористости  $e$ , модуля осадки  $(E, \text{мм/м})$  и модуля деформации  $(E, \text{кг/см}^2)$  глин т №<sub>2</sub> ар<sub>2</sub> трассы второй очереди метро в г. Баку: 1 — частные значения, 2 — средние значения, 3 — гарантированные значения (при  $\alpha = 0,99$ ).

При сравнении результатов гранулометрических анализов глинистых пород апшеронского яруса, бакинского и хазарского горизонтов наблюдается огрубение осадков в верхнеапшеронский век, обусловленное тектоническими усилиями. Отмечается общность в качественном сходстве породообразующих минералов, входящих в состав глинистой и песчано-пылевой фракций глинистых пород апшеронского яруса, бакинского и хазарского горизонтов, в связи с чем не случайно совпадение удельных весов глин различных возрастов.

Установлено закономерное увеличение объемного веса пород от более молодых к более древним отложениям. При этом важную роль в уплотнении пород сыграли тектонические усилия, протекавшие в верхнеапшеронское время.

В целом глины апшеронского яруса характеризуются несколько повышенной дегидратированностью, пониженной влажностью и пористостью, чем глины бакинского горизонта. Судя по данным коэффициента дегидратированности, апшеронские глины являются более обезвоженными по сравнению с бакинскими. К тому же апшеронские и бакинские отложения в отличие от хазарских часто находятся в непосредственном взаимодействии с подземными водами, что сказалось на

величинах их показателя консистенции и дегидратированности. Показатели уплотненности и сопротивления пород сдвигу большей частью

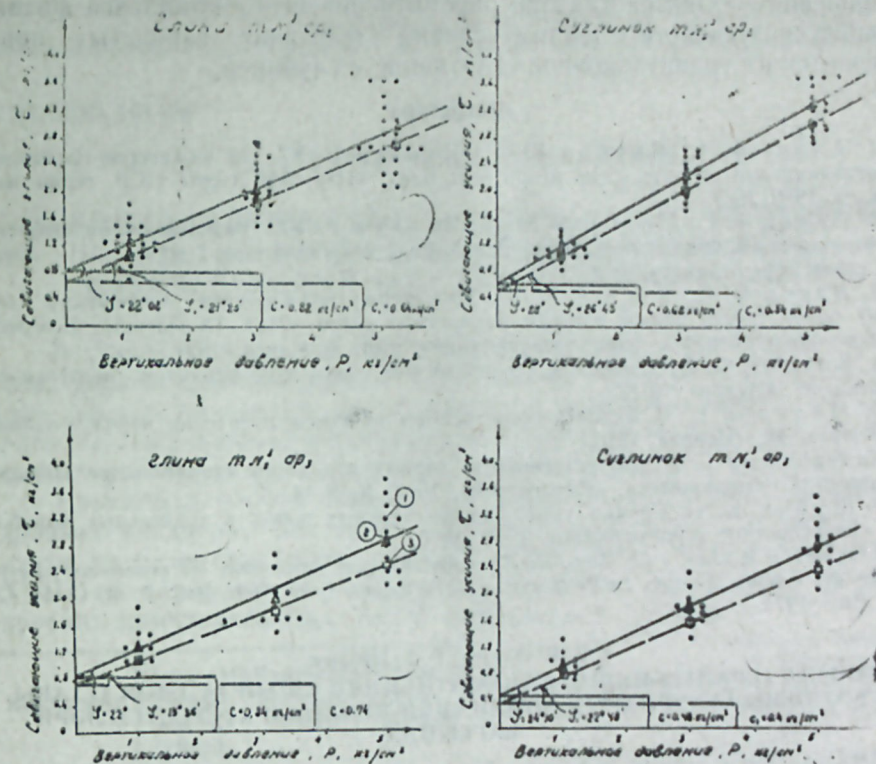


Рис. 2. Графики рассеяния значений сдвигающих усилий грунтов трассы второй очереди метро в г. Баку: 1 — частные значения, 2 — средние значения, 3 — гарантированные значения.

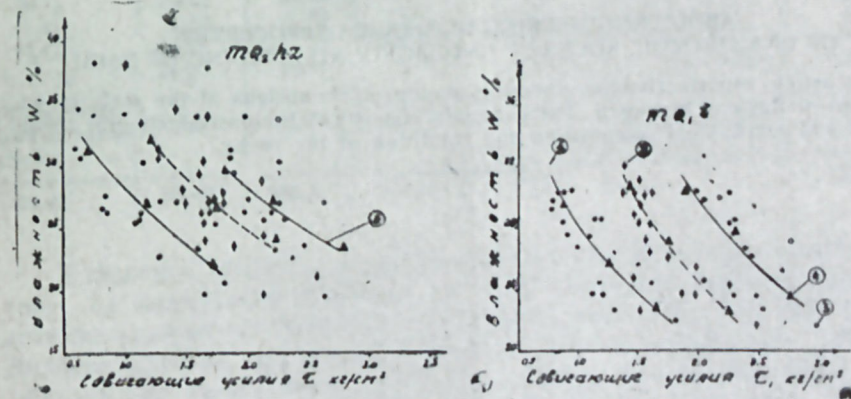


Рис. 3. Графики зависимости сдвигающего усилия глин при различных нормативных нагрузках от влажности: 1 — отдельные значения при нагрузке 1 кг/см<sup>2</sup>; 2 — отдельные значения показателя при нагрузке 3 кг/см<sup>2</sup>; 3 — отдельные значения показателя при нагрузке 5 кг/см<sup>2</sup>; 4 — средние значения показателя для выделенного интервала; 5 — кривая зависимости.

находятся в прямой зависимости. В то же время сопротивление глины сдвигу с увеличением дисперсности уменьшается. Отмечается постепенное, закономерное убывание значений механических свойств с уменьшением их возраста. При рассмотрении всего комплекса физико-механических свойств с учетом условий залегания глинистых пород отмечается их гравитационное уплотнение с глубиной.

#### Литература

1. Алиев Ф. С., Якубов Ю. Г., Яхьяев Р. Ю. Об инженерно-геологических явлениях при строительстве метро в г. Баку. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», 1980, № 3.
2. Алиев Ф. С., Морозов Ю. А., Яхьяев Р. Ю. Разгрузочно-пластические деформации глины при строительстве Бакинского метрополитена. «Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле», 1976, № 1.
3. Алиев Ф. С., Яхьяев Р. Ю. Инженерно-геологические особенности глинистых пород трассы первой очереди Бакинского метро. «Мат. IX Пленума Всесоюз. комиссии по изучению и использованию глины», вып. 4. Минск, 1971.
4. Котлов Ф. В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М., «Недра», 1978.
5. Малинин С. И. Геологические основы прогноза поведения пород в горных выработках. М., «Недра», 1970.
6. Сазонов Г. Н. Об устойчивости горных пород при строительстве тоннелей Московского метрополитена. «Метрострой», 1963, № 3—4.
7. Шубин И. Н. Оценка устойчивости скальных пород в тоннельных выработках. «Транспортное строительство», 1960, № 6.
8. Martin P., Lois C. Métro de Marseille. Rapport concentrant les tassements observés au cours des travaux effectués au Pg 6 secteur de la Bourse (juin 1969). Bull. B. R. G. M. (2), III, 1, Paris, 1973.

Ф. С. Әлиев, Р. Ј. Јаһјәев

#### БАҚЫДА ЈЕРАЛТЫ ИНШААТ ТИКИНТИСИНДӘ ИШТИРАК ЕДӘН ЈУХАРЫ КАЈНОЗОЈ СҮХУРЛАРЫН МҮҢӘНДИСИ-КЕОЛОЖИ ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ ҲАГГЫНДА

Мағаләдә Бақы метросу сәһәсини әһәтә едән сүхурларын мүһәндиси-кеоложи хүсусијјәтләриндән бәһс едилір. Булардан сүхурларын литофасиал, минераложи, кимјәви вә физики-механики хәссәләри характеризә едилір.

F. S. Aliev. R. Yu. Yahyayev

#### ABOUT ENGINEERING-GEOLOGICAL PROPERTIES OF UP-KAINOZOIC ROCKS OF UNDERGROUND BUILDING OF BAKU

This article reports about engineering-geological phenomena of the rock, in which, the metro of Baku is arranged. The character consists of lithofascial, mineral, chemical, physical and mechanical composition and condition of the rocks.

УДК 553.1:543.226

Г. С. ТЕЙМУРОВ, И. А. БАБАЕВ

#### ТЕРМОАНАЛИТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КЛАДОЧНЫХ РАСТВОРОВ АРХИТЕКТУРНЫХ ПАМЯТНИКОВ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР (АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ ССР)

В Азербайджане известны многочисленные строительные материалы, широко применяющиеся в различных отраслях народного хозяйства. Из них различные глины, водные и безводные карбонаты и сульфаты кальция широко использовались еще с древнейших времен в кладочных растворах при строительстве архитектурных памятников.

Настоящая работа посвящена термоаналитическому исследованию древних кладочных растворов. Пробы из кладочных растворов были взяты из различных точек древних памятников, сооруженных в XII—XVIII вв. Результаты химических анализов кладочных растворов древних памятников Нах. АССР приведены в таблице.

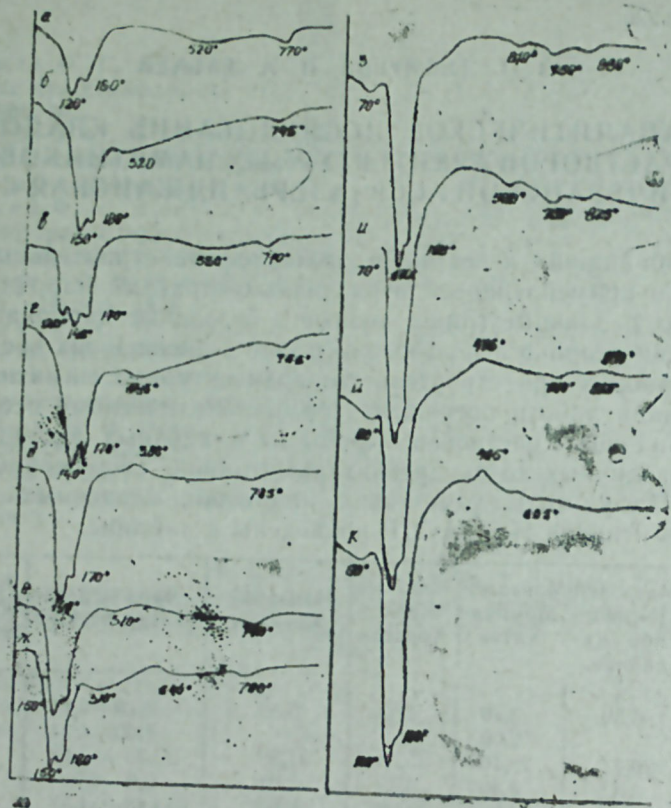
Компонент	Мавзолей Юсифа ибн Кусейра	Мавзолей Моминехатун	Мавзолей Шейх-Хорасан	Мавзолей Гюлистан	Мавзолей в с. Карабаглар	Комплекс мечетей и мавзолеев XVIII в.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,50	3,70	4,52	5,50	3,10—4,14	2,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2,00			1,00—1,44	1,55
CaO	20,77	26,10	25,33	27,83	29,36—30,12	27,60
MgO	3,32	3,30	3,25	1,98	3,0—3,0	2,40
SO <sub>3</sub>	23,58	33,99	33,99	36,88	33,48—34,88	35,80
H <sub>2</sub> O-	1,89	0,42	0,87	0,50	0,20—0,36	0,82
H <sub>2</sub> O+	10,48	15,25	16,28	16,60	18,23—19,60	16,92
п. п. п.	14,87	2,88	5,11	4,07	3,16—4,59	3,70
нерастворимый остаток (SiO <sub>2</sub> )	18,04	12,05	11,70	5,80	4,69—5,54	9,20
Сумма	99,45	99,60	101,25	99,16		100,50

Кладочный раствор мавзолея Юсифа ибн Кусейра: кривая ДТА (рис., а) кладочного раствора из этого мавзолея характеризуется эндотермическими остановками при температурах 120, 160, 520 и 770°C. Эндотермические эффекты в области низких температур (20—210°C) обусловлены выделением гигроскопической и межслоевой воды, связанной с гипсом и глинистыми минералами. Потеря веса при указанном температурном интервале составляет 10,52% от массы пробы.

Эндотермический эффект при максимуме температуры 520°C связан с удалением структурной воды из монтмориллонита и почти полным разрушением решетки (частичная аморфизация вещества). Следу-

ющий эндотермический эффект при 770°C характерен для карбоната кальция. Потеря веса при этом составляет 3,35%, что соответствует 7,61% CaCO<sub>3</sub>.

Кладочный раствор мавзоля Момине-хатун: эндотермические эффекты (рис. б) в интервале низких температур 110—210°C (с макси-



Кривые дифференциально-термических анализов (ДТА) кладочных растворов древних памятников Нах. АССР: а — из мавзоля Юсифа ибн Кусейра; б — из мавзоля Момине-хатун; в, г — из мавзоля Шейх-Хорасан; д — из мавзоля Гюлистан; е, ж — из мавзоля с. Карабаглар; з, и, й, к — из комплекса мечетей и мавзолеев XVIII в. г. Нахичевани.

мумами при 150 и 180°C) свидетельствуют о наличии гипса в составе исследуемого образца строительного раствора. Потеря веса в этом температурном интервале составляет 15,41% от общей массы образца.

Эндотермический эффект, полученный в 320°C, соответствует удалению гигроскопической и межслоевой молекулярной воды из глинистых минералов. Эндотермическая остановка при температуре 745°C показывает присутствие карбоната кальция в составе раствора.

Кладочный раствор мавзоля Шейх-Хорасан: образцы были отобраны из двух мест памятника. Первый — из затвердевшего раствора, уложенного между кирпичами, а второй — из внешней стороны кладки.

В низкотемпературной области (20—200°C) на кривой дифференциально-термического нагревания первого образца (рис., в) получены эндотермические эффекты при 120, 140, 170°C, что свидетельствует о наличии гипса и глинистых минералов (монтмориллонита). Потеря веса в этом температурном интервале составляет 11,28% от общей массы образца. В температурном интервале 400—700°C образуется широкий эндотермический эффект с максимумом при 530°C, что еще раз убедительно доказывает наличие монтмориллонита в составе затвердевшего строительного раствора. Потеря веса составляет 3,85%.

Следующий эндотермический эффект при 710°C показывает наличие в незначительном количестве кальцита в составе раствора.

В термограмме второго образца (рис., г) отмечены эндотермические эффекты при 140, 170, 335 и 755°C. Первые два эндотермических эффекта связаны с наличием гипса в образце, который при 60—140°C теряет 3/2 моля воды, а затем — оставшуюся часть кристаллизационной воды. Потеря веса составляет 15,04%.

Эндотермический эффект при температуре 335°C соответствует удалению межслоевой молекулярной воды из глинистых минералов, присутствующих в незначительном количестве в этом образце. При температуре 755°C разлагается карбонат кальция, присутствующий в виде кальцита в затвердевшем строительном растворе. Потеря веса составляет 1,70%, что соответствует 3,86% CaCO<sub>3</sub>.

Кладочный раствор мавзоля Гюлистан: эндотермические эффекты (рис., д) в низкотемпературной области 95—245 (140—170°C) соответствуют удалению кристаллизационной воды из дигидрата сульфата кальция. Потеря веса в этом низкотемпературном интервале составляет 16,75%. Эндотермический эффект, полученный при 360°C, образуется при перестройке решетки и превращении растворимого ангидрита в нерастворимый ангидрит. Следующий эндотермический эффект с максимумом 520°C свидетельствует о наличии в исследуемом образце глинистых минералов (монтмориллонит или гидрослюда). Эндотермический эффект при 745°C связан с разложением карбоната кальция (кальцит). Потеря веса составляет 1,44%.

Кладочный раствор мавзоля села Карабаглар: эндотермические эффекты при температуре 150 и 180°C соответствуют потере воды гипсом и глинистой субстанцией (рис., е, ж).

Эндотермический эффект при температуре 310 и 540°C (рис., з), возможно, тоже свидетельствует о наличии глинистой субстанции. Эндотермические эффекты, характерные для кальцита, зарегистрированы при температурах 760 и 790°C.

Кладочные растворы комплекса мечетей и мавзолеев XVIII в. — г. Нахичевань: дифференциально-термический анализ проводился для нескольких образцов строительного раствора комплекса. Первый образец был отобран (рис., и) из кладки внутренней стороны стены мавзоля XVIII в. Первый эндотермический эффект зафиксирован при температуре 70°C и соответствует удалению гигроскопической воды из раствора в количестве 0,82%.

Эндотермические эффекты, полученные при 170—190°C, показывают, что в исследуемом образце имеется гипс, который сначала переходит в полуводный гипс, теряя 1,5 моля кристаллизационной воды, а за-

тем полностью обезвоживается. Эндотермические эффекты этого температурного интервала характеризуются большой потерей веса (16,11%), свидетельствующей о наличии большого количества гипса (77,0%) в составе раствора. Известно, что в этом температурном интервале и глинистые минералы теряют поверхностно-адсорбированную и межслоевую молекулярную воду. Следующая эндотермическая остановка зафиксирована при 610°C, что соответствует началу удаления химически связанной воды из глинистых минералов (возможно присутствие монтмориллонита или монотермита в составе образца). Наличие кальцита в исследуемом образце подтверждается эндотермическим эффектом, полученным при 750°C. При этом потеря веса составляет 1,24%, что свидетельствует о наличии 2,81% CaCO<sub>3</sub>.

Эндотермический эффект при 880°C, по всей вероятности, связан с перестройкой и образованием новых фаз в результате полного разрушения кристаллической структуры глинистых минералов.

Второй образец был отобран из кладки внешней стороны стены мавзолея. Полученные термические эффекты (рис., *и*) почти идентичны с результатами первого образца и свидетельствуют о наличии гипса, кальцита и глинистых минералов.

На дифференциальной кривой нагревания образца, отобранного из кладки внутренней стороны стены мавзолея (рис. *й*), кроме вышеуказанных эффектов, зафиксирован эндотермический эффект при 475°C, который не характерен ни для одного из перечисленных материалов. По нашему мнению, получение экзоэффекта связано с процессом горения органических веществ, присутствующих в составе данного раствора.

Такой эффект при 465°C зафиксирован и на дифференциальной кривой нагревания образца штукатурки (рис. *к*). Эндотермический эффект, связанный с разложением кальцита, в этом случае отсутствует. Отсюда следует вывод о том, что при изготовлении строительного раствора в него добавлялось определенное количество воздушной извести.

Результаты термоаналитического исследования кладочных растворов показывают, что основными компонентами их состава являются гипс, глинистые минералы (в основном монтмориллонит) и кальцит, а в пробах из комплекса мечетей и мавзолеев XVIII в. присутствуют органические вещества. Сопоставление данных термических анализов древних кладочных растворов с результатами термического исследования природных гипсовых материалов [1] дает основание считать, что при постройке этих сооружений были использованы местные гипсовые породы (глиногипсы).

#### Литература

1. Теймуров Г. С. Физико-химическое исследование гипсовых пород. Нах. АССР. Материалы конференции молодых ученых и аспирантов ИНФХ и ИТПХТ АН Азерб. ССР. Баку, «Элм», 1979.

Г. С. Тејмуров, И. Э. Бабајев

НАХЧЫВАН МССР (АЗЭРБАЈЧАН ССР) АРХИТЕКТУРА АБИДЭЛЭРИ  
НӨРКҮ МЭЪЛУЛЛАРЫНЫН ТЕРМОАНАЛИТИК ТЭДГИГИ

ДТА методу илэ Нахчыван архитектура абидэлэри нөркү мэхлулларынын фаза тэркиби тэјин олунмушдур. Тэркиб килсэдэн, кил минералларындан, калцитдэн тэшкил

олунмушдур. Бу абидэлэрин тикланишидэ килкипс (кэч) нөркү мэхлулунун истифада олундугу мэхјјэнлэхдирилмишдир.

G. S. Teimurov, I. A. Babaev

#### THERMOANALYTICAL INVESTIGATION OF THE LAYING MORTARS FROM THE ARCHITECTURAL MONUMENTS OF NAKHICHEVAN ASSR (AZERBAIJAN SSR)

By the method of DTA the phase composition of the laying mortars from the architectural monuments of Nakhichevan was determined. The composition was introduced by gypsum (basic phase), clay minerals, calcite. The utilization of clay-gypsum laying mortars during the construction of these monuments was established.

УДК 553[981.053+981.055] (479.24)

НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

С. А. СУЛТАНОВ

**СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ОБРАЗОВАНИЯ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА В ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩЕ АЗЕРБАЙДЖАНА**

Поиски и разведка неантиклинальных залежей нефти и газа в Азербайджане на современном этапе развития нефтегазодобывающей промышленности являются одним из реальных путей значительного увеличения потенциальных нефтегазовых ресурсов. Не случайно, что с неантиклинальными ловушками Азербайджана связываются значительные прогнозные запасы нефти и газа.

На основании анализа результатов геолого-геофизических, поисково-разведочных и научно-исследовательских работ, а также собственных полевых исследований нами были разработаны структурно-тектонические и литолого-фациальные критерии образования неантиклинальных ловушек нефти и газа в продуктивной толще Азербайджана.

Для оценки перспектив поисков неантиклинальных ловушек при анализе структурно-тектонических критериев, в первую очередь, необходимо учитывать структурное положение границ выклинивания и стратиграфических несогласий, а также наличие разрывных нарушений. Ловушки неантиклинального типа, как правило, приурочены к склонам положительных структур различных порядков (сводов, валов, региональных и локальных поднятий), испытавших на отдельных этапах геологической истории значительные воздымания, в результате которых в сводовых частях происходил размыв слагающих их отложений, а на этапах погружения — накопление пород-коллекторов и перекрытие их головных частей непроницаемыми породами.

В качестве литолого-фациальных критериев рассматриваются предпосылки, характеризующие закономерности изменения общих мощностей литолого-стратиграфического комплекса, его литофациального состава, а также отложений, перекрывающих и подстилающих возможно продуктивные отложения. При этом большое значение имеет характер контакта границы развития коллекторов с подстилающими и перекрывающими отложениями, поскольку характер покрышек в ловушках зачастую играет решающую роль как в формировании самой ловушки, так и вмещающих залежей нефти и газа [1, 2].

В Азербайджане наибольшие структурно-тектонические и литолого-фациальные предпосылки для формирования неантиклинальных ловушек в продуктивной толще имели место в Апшеронской, Гобустанской и Нижнекуринской нефтегазоносных областях.

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные по Апшеронской области позволяют выделить ряд районов с благоприятными структурно-тектоническими и литолого-фациальными условиями для формирования неантиклинальных ловушек. На ряде площадей Апшеронской области (Карадаг, Шабандаг, Кызылтепе) отмечаются значительные внутри- и межформационные перерывы и несогласия в пределах олигоцен-миоценовых и плиоценовых отложений в результате которых имеются благоприятные структурно-тектонические предпосылки для формирования неантиклинальных ловушек. Следует отметить, что по ряду площадей рассматриваемой области издавна известны структурно-стратиграфические ловушки и связанные с ними залежи нефти и газа, на площадях Ясамальская долина, Чахнагляр, Сулутепе, Шабандаг, Карадаг и др. На ряде месторождений Апшеронской области в нижнем отделе продуктивной толщи установлено наличие «висячих» и «смещенных» залежей, приуроченных к крыльевым и периклинальным частям брахиантиклинальных складок в современном структурном плане. Все это говорит о наличии благоприятных палеоструктурных условий для формирования палеоструктурно-литологических (эпигенетических) ловушек в этой области, что связано с процессами позднего структурного переформирования палеоловушек нефти и газа.

Благоприятные условия для формирования стратиграфических ловушек в отложениях продуктивной толщи намечаются в пределах бортовых частей Бина-Гоусанской, Зыринской и Бакинской мульд, а также на площадях Северо-Апшеронской акватории (банка Апшеронская, камни Два Брата, банка Цюрупа и др.).

Другим районом благоприятных структурно-тектонических и литолого-фациальных условий для формирования неантиклинальных ловушек является Джейранкечмеская депрессия, где по ряду площадей установлено стратиграфическое выклинивание вверх по восстанию пластов нижней части разреза продуктивной толщи (Айрантекян, Солахай, Чеилдаг, Рагим, Клыч и др.) и в ряде случаев в структурно-стратиграфических и структурно-литологических ловушках выявлены залежи нефти и газа.

Определенные перспективы выявления литолого-стратиграфических ловушек в плиоценовом комплексе отложений связываются с зоной регионального выклинивания этих образований на юго-западном склоне Алятской гряды — на границе между Нижнекуринской впадиной и юго-западным Гобустаном.

В пределах Нижнекуринской впадины наиболее благоприятные структурно-тектонические и литолого-фациальные условия для образования стратиграфических ловушек связаны с районом Муганской моноклинали, занимающей довольно большую площадь, длиной около 100 км, шириной 45—50 км.

Как показывает анализ имеющегося материала в восточной части моноклинали мощность продуктивной толщи резко возрастает и превышает 2000 м. Причем, увеличение мощности продуктивной толщи происходит за счет появления новых горизонтов в низах продуктивной толщи, которые либо выклиниваются вверх по восстанию пластов, либо ограничиваются региональным нарушением. Следовательно, эта полоса характеризуется широким развитием стратиграфических, тектонически экранированных и возможно литологических ловушек, которые могут быть вмещателями для промышленных скоплений нефти и газа.

ХРОНИКА

НОВАЯ КНИГА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ПОИСКАМ НЕФТИ И ГАЗА

В методологии наук о Земле последние десятилетия отмечены широким применением системного подхода для анализа самых разнообразных явлений и процессов (Куражковская 1975, Круть 1973; Лопатин 1977; Шарипов 1972 и др.). Однако чаще всего системный подход как инструмент анализа применялся к решению фундаментальных проблем, например, геологии в целом, или проблеме происхождения нефти. Вместе с тем бурное развитие теоретических основ поисковых методов, в частности поисковой геохимии, требовало пристального осмысления и анализа самых общих принципов, положенных в основу этих методов.

В этой связи выход в свет работы «Комплексный анализ данных геохимических поисков месторождений нефти и газа» под редакцией Л. М. Зорькина и А. В. Петухова представляется весьма своевременным. Это по существу введение в системный подход к анализу эволюции и состояния теоретических основ геохимических поисков месторождений нефти и газа. Монография является обобщающим трудом, в котором достаточно полно осуществлен комплексный анализ состояния нефтегазопосковой геохимии и рассмотрены вопросы, связанные с разработкой и внедрением количественных методов обработки геохимической информации с использованием ЭВМ.

Первая часть монографии посвящена теоретическим основам и методологии геохимических поисков. С единых позиций рассмотрены процессы генерации, миграции, аккумуляции и диссипации углеводородов, которые формализованы в соответствующих математических моделях. Центральное место в этой части занимает анализ представления о геохимическом поле, как суперпозиции полей концентраций УВ и неуглеводородных компонентов. Рассмотрено явление парагенезиса геофизических, геохимических и биогеохими-

ческих аномалий, имеющее большое значение для теории и практики.

Рассмотрены также методы геохимических поисков применительно к основным разделам нефтегазопосковой геохимии. Развитие поисковой геохимии на современном этапе немыслимо без широкого внедрения достижений математики, кибернетики, физики, химии и других наук. В этом смысле показателен пример комплексного рассмотрения полей концентраций различных инградиентов в стратосфере, гидросфере и атмосфере, который немыслим без привлечения данных микробиологии, гидрологии и метеорологии. К сожалению, в этом разделе не нашли отражение интенсивно развивающиеся как за рубежом, так и у нас в стране дистанционные и экспрессные методы поисков залежей нефти и газа. Недостаточно уделено внимания и анализу особенностей проведения ГПНГ в различных геолого-геохимических условиях.

Вторая часть работы посвящена проблеме автоматизированной обработки данных геохимических поисков. Значение этого раздела трудно переоценить. Эффективность того или иного технологического процесса на современном этапе непосредственно связана с уровнем его автоматизации на всех стадиях процесса, в том числе, автоматизации обработки данных. Разработанная система АСОД-ГПНГ, реализующая совокупность информационных процессов геохимических поисков, будет полезна в практической поисковой геохимии. Монография ценна также тем, что дает представление широкому кругу геологов, занимающихся разработкой и практическим применением ГПНГ, об уровне современного развития поисковой геохимии.

Мы полагаем, что работа будет с интересом встречена геохимиками и геологами широкого профиля.

Ф. Г. Дадашев, И. С. Гулиев, А. А. Фейзуллаев

Известно, что в формировании отложений продуктивной толщи большая роль принадлежит палеорекам, впадающим в бассейн осадко-накопления. Такими реками в Южно-Каспийской впадине являлись палео-Кура и палео-Аракс. Эти реки, приносившие огромный терригенный материал, создавали необходимые условия для образования ловушек литологического типа в палеодельтах и палеоруслых [3]. В этой связи необходимо детальное изучение районов распространения дельтовых и русловых отложений палео-Куры и палео-Аракса для дальнейшего планирования поисково-разведочных работ с целью обнаружения дельтовых и русловых залежей нефти и газа.

Литература

1. Гостинцев К. К., Гроссгейм В. А. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа. М., «Недра», 1969.
2. Гусейнов А. А., Каледа Г. А. и др. Литологические, стратиграфические и комбинированные ловушки нефти и газа. М., «Недра», 1978.
3. Керимов В. А. Геологические предпосылки поисков залежей нефти и газа в палеодельтах на территории Азербайджана. Тем. сб. научных трудов АЗНЕФТЕХИМа, 1982.

С. А. Султанов

АЗƏРБАЙҶАНЫН МƏСУЛДАР ГАТ ЧӨКҮНТҮЛƏРИНДƏ НЕФТ ВƏ ГАЗЫН ГЕЈРИ-АНТИКЛИНАЛ ТƏЛƏЛƏРИНИН ƏМƏЛƏ КƏЛМƏСИНИН СТРУКТУР-ТЕКТОНИК ВƏ ЛИТОЛОЖИ-ФАСИАЛ КРИТЕРИ

Мəгалədə АзəрбајҶанын мəһсулдар гатында нефт вə газын гејри-антиклинал тəлэлəринин əмələ кəлмəsi мəсələлəринə бахылдыр.

Абшерон, Гобустан вə Ашағы Күр вилајэтлəриндə гејри-антиклинал тəлэлəринин əмələ кəлмəsi үчүн даһа əлвəriшли структур-тектоник вə литоложи-фасиал шəрантли сәһлэр мүəјјэн едилмишдир.

Мəгалədə һәмчинин гəдим Күр вə Араз чајлары илэ бағлы олан гəдим делталарда вə чај јатагларында литоложи тəлэлəринин ашкар едилмəsi имканылары да арашдырылдыр.

S. A. Sultanov

STRUCTURAL-TECTONICAL AND LITHOLOGO-FACIES CRITERIONS OF NONANTICLINAL OIL AND GAS TRAP FORMATIONS IN AZERBAIJAN PRODUCTIVE STRATA

Questions of nonanticlinal oil and gas trap formations in Azerbaijan productive strata are considered in the article.

Areas with the most favourable structural-tectonical and lithologo-facies conditions for formation of nonanticlinal traps are revealed within the limits of Apsheron, Gobystan and the South Kura territories.

Possibility of lithological trap exposures in paleodeltas and paleobeds connected with paleo-Kura and paleo-Araks is also considered.

ХРОНИКА

АЗЕРБАЙДЖАНСКИЕ УЧЕНЫЕ НА «ПЕТРОЛГЕОХИМ-82»

Четверть века назад, в 1957 г. по инициативе чешского инженера-нефтяника Мирослава Михаличека, в г. Брно собрались представители нефтяных институтов Будапешта (ВНР), Кракова (ПНР) и Брно (ЧССР) с тем, чтобы совместно рассмотреть наиболее актуальные геохимические проблемы поисков, разведки и разработки нефти и газа, обменяться опытом проведенных исследований, обсудить полученные результаты и наметить основные направления дальнейших исследований. Эта встреча и положила начало ставшим традиционными конференциям «Петролгеохим», которые с тех пор с интервалом в 2—3 года собираются для обмена новейшей информацией в одной из стран-организаторов, в число которых со временем вошли ГДР (с 1963 г.) и Болгария (с 1976 г.). В работе большинства этих конференций активное участие принимали и ученые из различных научно-исследовательских центров Советского Союза, в том числе и г. Баку.

X Международная юбилейная научная конференция «Петролгеохим-82» впервые состоялась на болгарской земле в г. Варна, являющемся общепризнанным центром болгарских нефтяников. Заседания конференции проходили в международном доме ученых имени Фредерика Жолио-Кюри широко известного комплекса «Дружба» с 17 по 21 мая 1982 г.

В работе варненской конференции приняли участие 160 специалистов из Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши и Чехословакии, а также большая группа делегатов и научных туристов из Советского Союза, возглавляемая московским профессором А. А. Аксеновым. Группа делегатов Академии наук СССР состояла из представителя Башкирского филиала (доктор биол. наук Р. К. Андресон) и трех сотрудников Института геологии АН Азербайджанской

ССР (акад. Ш. Ф. Мехтиева, проф. Ф. Г. Дадашев и канд. геол.-минерал. наук З. А. Буниат-заде); еще один бакинец — доцент АГУ им. С. М. Кирова Р. Ф. Бабаев — входил в группу представителей вузов страны. К стати, в изданном к началу конференции специальном сборнике<sup>1</sup> опубликованы тезисы четырех докладов акад. Ш. Ф. Мехтиева с сотрудниками, доклада акад. А. Х. Мирзаджанзаде, двух докладов проф. Ф. Г. Дадашева и доклада Р. Ф. Бабаева.

На открытии конференции выступил главный директор Комитета геологии НРБ доктор Х. Дачев, осветивший современное состояние нефтегазопромысловых работ и нефтегазодобывающей промышленности Болгарии, и председатель оргкомитета конференции, директор Базы развития и внедрения по добыче нефти и газа проф. Р. Минчева, охарактеризовавшая основные достижения за 25 лет научно-исследовательских институтов и производственных организаций стран-организаторов «Петролгеохим» в решении теоретических проблем и прикладных задач геохимии нефти и газа.

Работа конференции «Петролгеохим-82» проводилась по трем секциям: «геохимия», «бурение» и «разработка».

Наиболее представительной была секция «геохимия», на которой рассматривались «Органо-геохимические проблемы в области осадочных пород, в частности при поисках, разведке и добыче углеводородов в связи с повышением эффективности геологоразведочных работ». В ее работе участвовали 76 специалистов из Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Советского Союза и Чехословакии, обсудивших 26 докладов и 18 стендовых сообщений по таким актуальным вопросам как комплексные геохимические исследования углеводородов на больших глу-

бинах, геохимия нефтей, газов и пластовых вод, миграция углеводородов, геохимические аспекты охраны окружающей среды и др.

С наиболее интересными докладами здесь выступили болгарские специалисты В. Велев, И. Ковачева и Л. Монахова, венгерские нефтяники В. Данк и Ю. Лакатошне-Сабо, геохимики из ГДР П. Мюллер и Ф. Обр, польские коллеги А. Зубжики, М. Котарба, А. Цаликовский и Я. Щетельски и чехословацкие ученые М. Михаличек и М. Страд.

Активное участие в работе этой секции приняла и большая группа советских ученых, на долю которых пришлось 16 из 26 докладов и 4 из 18 сообщений. С освещением новейших результатов исследования различных аспектов геохимии нефтей, газов и пластовых вод выступили известные московские ученые А. А. Аксенов, М. В. Бордовская, Н. Д. Гуляева, А. А. Карцев, Т. Т. Клубова, Р. Г. Панкина, А. А. Петров, Л. В. Ровнина, Т. П. Сафронова, Б. А. Соколов, В. Л. Соколов, новосибирский профессор А. Э. Контрович и др.

Большой интерес участников секции вызвали и выступления азербайджанских ученых, огласивших 4 коллективных доклада.

Акад. Ш. Ф. Мехтиев выступил с докладом «Геохимия флюидов Бакинского архипелага» (соавторы З. А. Буниат-заде, Б. А. Туския и Г. А. Мамедов), в котором на основе результатов анализов около 1000 проб нефтей, газов и пластовых вод выявлен общий характер углеводородных систем Бакинского архипелага, позволивший сделать определенные теоретические и практические выводы.

Проф. Ф. Г. Дадашев выступил с докладом «Изменение содержания углеводородных газов с глубиной в водах Каспийского и Черного морей» (соавторы Р. А. Гусейнов и Ч. С. Мурадов), в котором приведены результаты проведенных впервые анализов, выполненных с помощью разработанной авторами специальной методики и аппаратуры.

З. А. Буниат-заде выступил с докладами «О распределении n-алканов в нефтях Южно-Каспийской впадины» и «Изопrenoидные углеводороды нефтей Южно-Каспийской впадины» (соавторы Ш. Ф. Мехтиев, Б. А. Туския и Г. А. Мамедов), в которых на основе выявленного впервые характера распределения изопrenoидных углеводородов и n-алканов в нефтях Южно-Каспийской

впадины удалось выделить в пределах последней зоны размещения химически различных нефтей и осветить вопросы миграции углеводородных систем и формирования их залежей.

На заседаниях секции «бурение» рассматривались физико-химические проблемы буровых растворов и цементов. Из 26 докладов и сообщений этой секции 8 были сделаны советскими специалистами. Наибольший интерес вызвали доклады академика К. С. Акмедова (Ташкент), Р. К. Андресона (Уфа), Л. Н. Кошелевой (Москва) и др.

На заседаниях секции «Разработка» рассматривались физико-химические проблемы разработки месторождений и эксплуатации подземных хранилищ углеводородов. Из 35 оглашенных на заседаниях докладов и сообщений 6 были сделаны советскими учеными. Большой интерес здесь вызвали доклады проф. Ф. Г. Дадашева с московскими и бакинскими коллегами об экспресс-контроле герметичности подземных газохранилищ и московского проф. И. Д. Умирихина с болгарскими коллегами о методике определения параметров неоднородности и упругоэластичности пластов по данным гидродинамических исследований.

Как подчеркивали на заключительном пленарном заседании конференции ее организаторы и руководители секций и делегаций, X Международная научная конференция «Петролгеохим-82» явилась значительным вкладом как в интенсификацию геологопоисковых и разведочных работ и решение ряда актуальных задач бурения скважин и разработки нефтегазовых местоскоплений, так и в определение оптимальных направлений дальнейших исследований в этих направлениях.

Большой интерес участников конференции вызвали и подготовленные ее организаторами специализированные экскурсии. Так, участники секции «геохимия» ознакомились с работой варненской комплексной геохимической лаборатории и с интереснейшим геологическим явлением, известным под названием «дикили даш» (т. е. «побитые камни»). О происхождении этого уникального «леса», представленного самых причудливых форм столбами эоценового возраста, имеется целый ряд гипотез. Однако ни одна из них пока еще не получила общего признания, и проблема генезиса этого феномена все еще ждет своего исследователя.

Как и бывает обычно на подобных

<sup>1</sup> X Международная научная конференция по геохимическим и физико-химическим проблемам при разведке и добыче нефти и газа. Петролгеохим-82. Варна. Изд. Научно-исследовательского института полезных ископаемых (София) и Базы развития и внедрения по добыче нефти и газа (София), 1982, 370 с.

международных совещаниях, на варненской конференции состоялись встречи со знакомыми коллегами из социалистических стран и установились новые контакты со специалистами, с которыми были обсуждены актуальные вопросы нефтегазовой геологии и геохимии и наиболее перспективные пути дальнейших исследований в этих направлениях. При этом болгарские ученые проявили большой интерес к опыту азербайджанских исследователей в области геолого-геохимических методов поисков и разведки нефтегазовых местоскоплений как на суше, так и, прежде всего, на шельфе Каспийского моря. В этой связи акад. Ш. Ф. Мехтиевым и нами была обсуждена с главным директором Комитета геологии НРБ Христо Дачевым и ведущими софийскими специалистами-геохимиками докторами Лилианой Монаховой и Юрием Шимановым программа возможной совместной работы до анализа и обобщению геолого-геофизических материалов с целью выявления условий залегания а особенностей размещения нефтегазовых местоскоплений

Азербайджана и Болгарии и разработки научных основ их поисков. Была признана актуальной и совместная разработка подготовленной сотрудниками Института геологии АН Азербайджанской ССР А. Г. Мошашвили, З. А. Буниат-заде и Б. А. Туския под руководством акад. Ш. Ф. Мехтиева программы работы «Соотношение поверхностной и глубинной структуры болгарской части Мизийской плиты, ее геотектоническое развитие и палеоструктурные критерии формирования нефтегазовых залежей», в которой, в частности, намечен комплекс исследований, необходимых для оценки перспектив нефтегазоносности Варненской впадины и прилегающей акватории Черного моря.

На заключительном пленарном заседании работа «Петролгеохим-82» получила высокую оценку со стороны руководителей секций и делегаций, а местом проведения очередной XI конференции «Петролгеохим» в 1985 г. был избран известный нефтяной центр Польши — г. Краков.

З. А. Буниат-заде

## МҮНДӘРИЧАТ

Б. Ә. Будагов. Азербайжан ССР сүрүшмәләринин тәдгигат тарихи вә онларын тәснифаты	3
М. Т. Абасов, И. С. Чәфәров, Н. М. Чәфәрова. Икигат Фүрје сыраларынын кеоложи хәритәләринин гурулмасы мәсәләләриндә истифадә едилмәсинин методикасы	17
Һ. В. Мустафајев, А. А. Гаизәјев, С. М. Лјапунов. Дашкәсэн гранитоид массивинин петролокијасы һаггында	22
Һ. Һ. Кәримов, Ә. Б. Ширәлијев. Балакән-Загатала филиз рајону Көнәмә'дән-Касдар зонасынын магматизми вә филизлилији (Бөјүк Гафгазын чәнуб әтәкләри)	28
М. А. Мустафајев. Кичик Гафгазын сомхит-Ағдам зонасынын үст јура вулканокен сүхурларынын фасиал анализини	39
Н. А. Мусајев. Мил дүзүнү јени суварылан торпагларында грунт сулары режиминин формалашмасынын бәзи гаунаујунлулары	45
Т. Н. Нәсиров, Г. И. Аллаһвердијев, С. А. Аббасов, З. А. Вәлијев, А. М. Еленбокен. Кичик Гафгазын офиолит чөкәкликләриндә сеноман вә палеокен гумдашлы-килли чөкүнтүләринин мугајисәли кеокимјәви сәчијјәси	50
Ә. М. Гурбанов, Ә. И. Мәмәдов, Р. Ә. Бағыров, И. С. Јусифов, А. М. Әмәров. Бөјүк Гафгаз мегантиклинориумунун шәрг сегментинин (Гурмухчај-Көјчај чајларарасы) јура дөврүндә кеоложи инкишаф тарихи вә сүхурларын чөкмә шәраити һаггында	58
З. М. Әлизадә, Һ. Л. Мустафајев. Бөјүк Гафгазын шәрг һиссәсиндә илк кеосинклинал чөкмә сүхурларда титанын пајланмасынын хүсусијјәтләринә даир	68
М. А. Күлдуст. Чәнуби Хәзәр чөкәклији әјәләтинин ғырылмалары вә онларын тәснифаты	74
Ш. Е. Бабајев, А. Е. Бабајев. Нуммулитләрин кластер-анализ үсулу илә тәдгиги	83
Х. Әлијулла, Ш. Ә. Бабајев, Р. О. Гошгарлы. Мурадханлы саһәси палеокен чөкүнтүләринин бөлкүсүндә статистик һудудланма үсулунун наннопланктона әсасән тәтбиги	90
А. А. Кеодакчан, Л. А. Порошина. Азербайжанын тәбашир чөкүнтүләриндән osangularia (Foraminifera) чинсинин нумәјәндәләринин тапылмасына даир	95
А. Г. Сејидов, О. Б. Сәфәрова, В. Р. Зөһрабова, А. К. Покидин, И. Ч. Әлијев, Г. Ә. Мәмәдова, Р. З. Камаләддинова, С. А. Рәшидов. Керч-Таман вилајәтиндәки палчыг вулканларынын сүлб туллантыларынын литоложи вә физики-кимјәви тәдгигатларынын нәтичәләри	100
Р. А. Ағамирзәјев, С. Р. Ағамирзәјев. Азербайжанда бәзи јертәрпәнмәләрин макросејсмик саһәләринин аномалијасы вә онларын кеоложи тәбиәти	110
Т. Ә. Исмајылзадә, А. Х. Ибадов. Дағ сүхур нүмунәләринин магнитләшмәсинин истилик асылылығыны тәдгиг едән магнитометр	118
С. Б. Ахундова, Р. Н. Мәмәдзадә. Зәлзәләләрин прогнозуна космик амилләрин ролу һаггындакы фикирләрин инкишаф тарихи	122
Ф. С. Әлијев, Р. Ј. Јәһјәјев. Бақыда јералты иншаат тикнитисиндә иштирак едән јухары кајнозој сүхурларын мүнәдиси-кеоложи хүсусијјәтләри һаггында	128
Һ. С. Тејмуров, И. Ә. Бабајев. Нахчыван МССР (Азербайжан ССР) архитектура абидәләри һөркү мәһлулларынын термоналитик тәдгиги	135
С. А. Султанов. Азербайжанын мәһсулдар гат чөкүнтүләриндә нефт вә газын гејри-антиклинал тәләләринин әмәлә кәлмәсинин структур-тектоник вә литоложи-фасиал критери	140
<b>Хроника</b>	
Нефтин вә газын кеокимјәви ахтарышлары һагда јени китаб	143
Азербайжан алимләри «Петролксоким—82» дә	144

## СОДЕРЖАНИЕ

✓ Б. А. Будагов. История исследования и вопросы классификации оползней Азербайджанской ССР	3
М. Т. Абасов, И. С. Джафаров, Н. М. Джафарова. Методика использования двойных рядов Фурье для задач геокартирования	17
Г. В. Мустафаева, А. А. Ганзеев, С. М. Ляпунов. К петрологии Дашкесанского гранитоидного массива	22
Г. И. Керимов, А. Б. Ширалиев. Магматизм и оруденение кехна-медан-кацдагской зоны Белокано-Закатальского рудного района (южный склон Большого Кавказа)	28
М. А. Мустафаев. Фациальный анализ верхнеюрских вулканогенных образований сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа	39
Н. А. Мусаев. О некоторых закономерностях формирования режима грунтовых вод новоорошаемых земель Мильской степи	45
Т. Н. Насибов, Г. И. Аллахвердиев, С. А. Аббасов, З. А. Велиев, А. М. Эленбоген. Сравнительная геохимическая характеристика сеноманских и палеогеновых песчано-глинистых отложений офиолитовых прогибов Малого Кавказа	50
А. М. Гурбанов, А. И. Мамедов, Р. А. Багиров, И. С. Юсифов, А. М. Омаров. К истории геологического развития и условиям осадконакопления восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа (Междуречье Курмухчай-Геокчай) в юрское время	58
З. М. Али-заде, Г. Л. Мустафаев. О характере распределения титана в раннегеосинклинальных осадках восточной части Большого Кавказа	68
М. А. Гюльдуст. Разломы Южно-Каспийской области прогибания и их классификация	74
Ш. А. Бабаев, А. А. Бабаев. Изучение нуммулитов методом кластер-анализа	83
Х. Алиулла, Ш. А. Бабаев, Р. О. Кошкарлы. Применение метода статистического разграничения для расчленения палеогеновых отложений площади Мурадханлы по наннопланктону	90
А. А. Геодакчан, Л. А. Порошина. Находки представителей рода OSANGULARIA (FORAMINIFERA) в меловых отложениях Азербайджана	95
А. Г. Сеидов, О. Б. Сафарова, В. Р. Зохранова, А. К. Покидин, И. Дж. Алиев, Г. А. Мамедова, Р. З. Камальтдинова, С. А. Рашидов. Результаты литологических и физико-химических исследований твердых выбросов грязевых вулканов Керченско-Таманской области	100
Р. А. Агамирзоев, С. Р. Агамирзоев. Аномалии макросейсмических полей некоторых землетрясений Азербайджана и их геологическая природа	110
Т. А. Исмаил-заде, А. Х. Ибадов. Магнитометр для изучения температурной зависимости намагниченности насыщения образцов горных пород	118
С. Б. Ахундова, Р. Н. Мамед-заде. К истории развития идей о роли космических факторов в прогнозе землетрясений	122
Ф. С. Алиев, Р. Ю. Яхьяев. Инженерно-геологические свойства верхнекайнозойских отложений участков подземного строительства г. Баку	128
Г. С. Теймуров, И. А. Бабаев. Термоаналитическое исследование кладочных растворов архитектурных памятников Нахичеванской АССР (Азербайджанская ССР)	135
<b>Научное сообщение</b>	
С. А. Султанов. Структурно-тектонические и литолого-фациальные критерии образования неантиклинальных ловушек нефти и газа в продуктивной толще Азербайджана	140
<b>Хроника</b>	
Новая книга по геохимическим поискам нефти и газа Азербайджанские ученые на «Петролгеохим-82»	140

1 ман. 20 гэл.  
руб. коп.

Индекс  
76397