

АЗƏРБАЙҶАН ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Э Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Кеолокџа

✱

СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Геология

№ 1

1990

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

УДК 553.98.04 (470.6).

С. Г. САЛАЕВ, П. Г. МЕХТИЕВ

К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ ЗАПАДНОГО БОРТА ЮЖНОГО КАСПИЯ

Как известно, перспективы дальнейшего развития добычи нефти и газа в Азербайджане во многом связаны с освоением новых нефтегазоносных площадей и больших глубин в Каспийском море. В настоящее время морские месторождения дают основную часть добычи нефти (более 70%) и газа (более 95%) республики.

Морские нефтяники республики достигли значительных успехов в разведке нефтегазоконденсатных залежей на больших глубинах, открыв за последние годы новые месторождения: Бахар, им. 28 Апреля, им. Каверочкина, им. 26 Бакинских комиссаров, Алят-море, им. 8 Марта, Булла-море и др. (рис. 1).

Ускоренное развитие топливно-энергетического комплекса в основном связано с разведкой и разработкой морских нефтегазовых месторождений, где сосредоточены значительные запасы углеводородного сырья. В настоящее время нефтяники осваивают более глубокие участки моря и недр на площадях им. Каверочкина, Шахово-море, им. 26 Бакинских комиссаров, Промежуточная, б. Андреева и некоторых других. В дальнейшем намечается ввести в глубокое бурение и другие перспективные площади в различных секторах Каспия, расположенные на глубинах моря до 200 м.

Большими возможностями для наращивания темпов нефтедобычи располагают месторождения Западного борта Южного Каспия, где ведутся буровые работы на рекордно больших глубинах. В этом отношении особый интерес представляют месторождения Бакинского архипелага. В последние годы здесь в результате достижения рекордных глубин (6750 м) получены новые данные о распределении углеводородных скопленений, изменении их физико-химических свойств, температуры, давления, коллекторских свойств пород, представляющие большой научный и практический интерес. Полученные новые материалы, а также задачи дальнейшего наращивания добычи нефти и газа в море требуют расширения геолого-разведочных работ, более рациональной разработки месторождений, а также углубления комплексных исследований.

На акватории Бакинского архипелага в пределах самой северной антиклинальной зоны (Сангачалы-море—Дуванный-море—о. Булла) в V, VII и VIII горизонтах ПТ открыты и введены в разработку крупные залежи нефти, газа и конденсата. При проведении разведочного бурения по оконтуриванию выявленных залежей получены интересные данные о нефтегазоносности больших глубин. При опробовании VII горизонта в наиболее погруженной части складки Дуванный-море получен промышленный приток нефти из больших глубин (до 5345 м). Выяснено значительное расширение залежи газоконденсата с нефтяной оторочкой

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

© Издательство «Элм», 1990 г.

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

Сдано в набор 07.09.90. Подписано к печати 13.05.91. Формат 70×100¹/₁₆.

Бумага типографская № 1. Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая.

Усл. печ. лист 11,05. Усл. кр.-отт. 11,05. Уч.-изд. лист 10,8. Тираж 520.

Заказ 344. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект М. Азизбекова, 31, Академгородок, Главное вдание

Типография АН Азербайджана. Баку, проспект М. Азизбекова, 31.

в VIII горизонте с получением фонтана до глубины 5800 м на складках Дуванный-море и о. Булла. Вскрыта с положительной электрокаротажной характеристикой ПК свита и при опробовании в скв. 543 структуры Сангачалы-море с глубины 5701 м получен приток тяжелой нефти (плотность 920 кг/м³). Залежи нефти и газа выявлены в пределах юго-западного крыла структуры о. Булла (в V и VII горизонтах) до глубины 5755 м. Плотность нефти при 20°C — 926 кг/м³ (скв. 554).

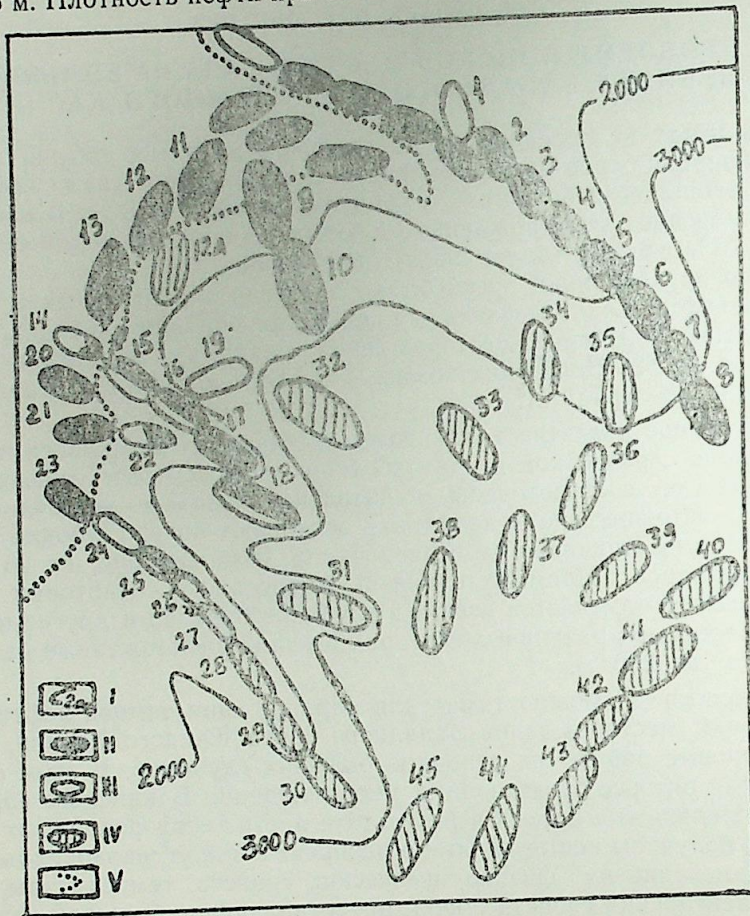


Рис. 1. Тектоническая схема расположения структур западного шельфа Южного Каспия:

I—изолинии кровли ПТ; II—промышленные скопления углеводородов в ПТ; III—структуры, в которых не выявлены углеводородные скопления в ПТ; IV—перспективные структуры; V—береговая линия Каспийского моря;

1—К. Григоренко; 2—о. Жилой; 3—Грязевая Сопка; 4—Нефтяные Камни; 5—им. 28 Апреля; 6—им. Каверочкина; 7—им. 26 Бакинских комиссаров; 8—Проожеуточное; 9—о. Песчаный; 10—Бахар; 11—Бухта Ильича; 12—Лок-Батан-море; 13—Карадаг; 14—Кянизадаг; 15—Сангачалы-море; 16—Дуванный-море; 17—о. Булла; 18—Булла-море; 19—им. 8 Марта; 20—Дуванный; 21—Дашгиль; 22—Алят-море; 23—Пирсагат; 24—Хамамдаг-море; 25—Гарасу; 26—о. Свиной (Санги-Мугань); 27—К. Персянина; 28—К. Игнатия; 29—б. Корнилова—Павлова; 30—б. Фиолетова; 31—б. Андреева; 32—им. Самедова; 33—Шахово-море; 34—им. Зевина; 35—б. Андреева; 36—им. Самедова; 37—им. Солнцева; 38—им. Везирова; 39—им. Корганова; 40—им. Малыгина; 41—им. Басина; 42—им. Абиha; 43—им. Голубятникова; 44—им. Габышева; 45—им. Азизбекова

Скважины, давшие с больших глубин промышленный приток нефти (причем самой тяжелой), показывают возможность обнаружения нефтяных залежей на больших глубинах. Имеющиеся фактические данные свидетельствуют о наличии углеводородных скоплений также в разрезе VIII горизонта в пределах юго-западного крыла складки о. Булла.

В погруженной части юго-западного крыла структуры о. Булла скважина 541, достигшая глубины 6565 м, является самой глубокой пробуренной в нашей стране с отдельных морских оснований.

В последнее время в результате проведенных поисково-разведочных работ установлена нефтегазоносность VII горизонта на юго-восточной периклинали структуры Алят-море. Обращенные к депрессионной зоне южный тектонический блок и восточная периклинали структуры Алят-море в течение всего плиоцена обладали большим наклоном слоев и имели благоприятные условия для аккумуляции углеводородов, мигрировавших из источника их генерации — Алят-Андреевского синклиналиного прогиба [2, 4].

Открытие высокодебитной залежи нефти и газа, сравнительно неглубокое залегание продуктивных горизонтов и малые глубины моря служат основанием для интенсификации поисково-разведочных буровых работ на площади Алят-море для вскрытия разреза нижнего отдела ПТ и олигоцен-миоценовых отложений.

Несколько лет назад при испытании скв. 566, пробуренной до глубины 5571 м, из VII гор. ПТ ударил фонтан газа и конденсата с высокими дебитами. Это событие ознаменовало открытие нового месторождения на Бакинском архипелаге, получившего название им. 8 Марта. Как известно, структура им. 8 Марта была впервые выявлена сейсмическими методами разведки севернее известного месторождения Дуванный-море и первоначально получила название Дуванный-море-2. Затем глубоким бурением подтверждена ее самостоятельность. Близость к берегу (12—15 км), небольшая глубина моря (до 15 м) способствовали интенсификации поисково-разведочных работ на этой площади. Был заложен ряд глубоких скважин, одна из которых (скв. 579) при забое 5662 м из VIII горизонта дала фонтан газа и конденсата промышленного значения (рис. 2), заявив тем самым, что недра нового месторождения таят большие запасы углеводородных ресурсов в VII и VIII горизонтах.

Комплексные геолого-гидрогеологические критерии свидетельствуют также о больших перспективах более глубокозалегающей подкирмачинской (ПК) свиты. Уже много лет на площадях архипелага ведутся поисково-разведочные работы на эту свиту, но, к сожалению, до настоящего времени положительных результатов не получено. В то же время площадь им. 8 Марта имеет благоприятные геологические предпосылки для формирования и сохранения здесь промышленных скоплений углеводородов также в ПК свите, особенно в северной части складки, обращенной к глубокой зоне Джейранкечмазской депрессии.

В последние годы в результате достижения рекордных глубин получены новые данные на складке Булла-море. На северо-восточном крыле структуры в VII горизонте углеводородные скопления выявлены в интервале глубин 5160—6206 м. Здесь получена газоконденсатная смесь до глубины 6172 м (скв. 38, 58, 64), а нефть и газ до глубины 6206 м (скв. 67). В пределах газоконденсатной залежи плотность конденсата изменя-

ется в пределах 778—830 кг/м³ и увеличивается от свода вниз по падению пластов. В указанном направлении содержание метана в составе газа уменьшается от 96,95 до 92,44%. Кроме того, слабominерализованные (0,0324—0,1044 моль/л) конденсационные воды, полученные в процессе эксплуатации скважин, расположенных в пределах газоконденсатной части залежи, в более погруженной части структуры переходят к гидрокарбонатно-натриевому типу вод сравнительно повышенной минерализации (0,484 моль/л).

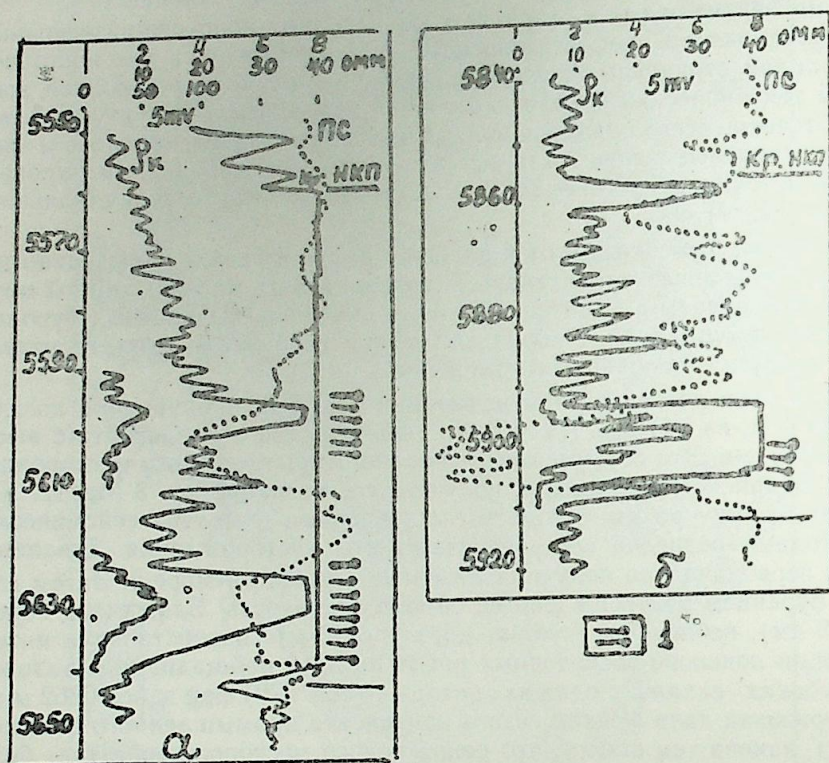


Рис. 2. Электрокаротажные характеристики (№ 0,5М2А) VIII гори (НКП св.): а—сква. 579 пл. им. 8 Марта; б—сква. 72 пл. Булла-море; I—интервал перфорации

Отмеченная особенность в изменении состава и свойств пластовых флюидов хорошо согласуется с фактом перехода в более погруженной части северо-восточного крыла этой структуры в VII горизонте газоконденсатной залежи к нефтяной (плотность нефти 867 кг/м³), что представляет практический интерес при проведении поисково-разведочных работ.

Новые данные дают основание говорить, что газоконденсатная залежь с нефтяной оторочкой имеет значительную высоту и ее контур располагается на больших, еще не достигнутых бурением глубинах и позволяет сделать предположение о наличии и на других газоконденсатных месторождениях нефтяной оторочки, содержащей определенные запасы нефти.

Важным результатом поисково-разведочных работ на Бакинском архипелаге в последние годы является освоение и получение на структуре Булла-море промышленного притока газообразных и жидких углеводородов из VIII горизонта ПТ, впервые вскрытого скв. №56, пробуренной до глубины 6190 м в северо-западной периклинальной части северо-восточного крыла складки. При опробовании VIII горизонта из интервала 6097—6088 м ударил фонтан газа (850 тыс. м³/сут) со смесью конденсата и нефти (300 т/сут) через 16/18 мм штуцера при давлении на буфере 24,8 МПа.

По данным лабораторных исследований нефть легкая (плотность—833 кг/м³), малосернистая (содержание серы—0,3%), малосмолистая (содержание силикагелевых смол—2,13%, асфальтенов—0,07%). В составе газа содержание метана составляет 87,98%, этана—6,50%, пропана—2,89%, углекислого газа—0,19%.

Однако ряд скважин (70, 71, 77), расположенных в основном в тектонически раздробленных участках, при освоении VIII горизонта дали воду сульфатно-натриевого типа с общей минерализацией 1,68—1,75 моль/л.

Скважина 72, заложенная к юго-востоку от скв. 56, при опробовании VIII горизонта из интервала 5906—5900 м фонтанировала газом (1,5 млн. м³/сут) и конденсатом (700 т/сут) через 16/18 мм штуцера при давлении на буфере 24,5 МПа (см. рис. 2). Плотность конденсата 864 кг/м³.

Воды, полученные в процессе эксплуатации из VIII горизонта, относятся к гидрокарбонатно-натриевому типу с общей минерализацией, не превышающей 0,718 моль/л. Содержание в них сульфатов составляет 0,06 моль/л, карбонатов и бикарбонатов—0,037 моль/л, что характерно для газоконденсатных залежей Азербайджана.

Комплексные геолого-гидрогеохимические предпосылки дают основание говорить о расширении углеводородных скоплений в VIII горизонте вниз по падению и в юго-восточном направлении по простиранью пластов от скважин 56, 72, давших продукцию из этого горизонта. Кроме того, можно сделать вывод, что аналогичные благоприятные условия для промышленных углеводородных скоплений, несомненно, имеются также и в ПК свите.

Первоочередная задача дальнейших глубоких буровых работ на месторождении Булла-море заключается в прослеживании выявленных углеводородных скоплений в V—VIII горизонтах и в открытии новых скоплений углеводородов в ПК свите.

На основании анализа фактического материала, а также предположения об условиях осадконакопления, истории геологического развития, гидрогеологическом режиме района, направлении миграционного потока флюидов со стороны глубоких зон депрессий можно сделать вывод, что аналогичные благоприятные геолого-гидрогеохимические и термобарические условия для промышленных углеводородных скоплений, несомненно, имеются также на расположенной к юго-востоку от складки Булла-море структуре б. Андреева. VII горизонт на площади б. Андреева впервые вскрыт скв. 4 в интервале 6600—6700 м. На электрокаротажной диаграмме характеризуется кажущимся удельным сопротивлением, достигающим 35 Ом. м с хорошей дифференциацией кривой спонтанной поляризации. Однако при опробовании интервала 6659—6673 м приток не получен, но это не должно быть основанием для отрицательной оцен-

ки нефтегазоносности VII горизонта. Отсутствие притока, по-видимому, обусловлено тем, что продуктивные пласты V и VII горизонтов в скв. 4 площади б. Андреева вскрывались при плотности бурового раствора 2220 кг/м³ (при гидростатическом давлении бурового раствора, превышающем пластовое в 1,5—2,0 раза) и в продуктивный пласт проникало большое количество фильтра, что способствовало ухудшению фильтрационных свойств объекта [3].

Таким образом, полученный новый фактический материал и приведенные выше комплексные предпосылки подтверждают большие перспективы поисков углеводородных скоплений в глубоководных горизонтах структур Булла-море, б. Андреева, а также других складок, расположенных в благоприятных погруженных зонах Апшеронского и Бакинского архипелагов (см. рис. 1).

Отмеченное прежде всего подтверждается тем, что в направлении регионального погружения мощности свит, насыщенность их песчано-алевритовых пород углеводородами (в количественном отношении) увеличивается. Так, например, структуры им. 28 Апреля, им. Каверочкина, им. 26 Бакинских комиссаров, Бахар, Булла-море, расположенные на погружениях крупных антиклинальных зон, фактически содержат больше скоплений углеводородов, чем складки, расположенные в направлении краевых зон регионального восстания складок, что связано с направлением миграции флюидов преимущественно из области погружения в сторону бортовых зон.

До последнего времени исследователями высказано, что с ростом глубин под действием тяжести пород верхележащих пластов увеличивается плотность нижележащих и, как результат этого, уменьшается их проводимость. В связи с существующими обстоятельствами предполагалось, что после определенной глубины пласты, наряду с абсолютной непроницаемостью, могут потерять способность накопления нефти и газа.

Ныне на Бакинском архипелаге покорена глубина 6750 м. Изучены в лабораторных условиях пески и песчаники, взятые из больших глубин. Выявлено, что эти породы способны накопить в себе нефть и газ в промышленном значении. Такое явление наблюдается и в скважинах, пробуренных за рубежом до глубины 10 км. Определено, что породы сохраняют свои коллекторские свойства и в таких глубоких скважинах. Поэтому можно высказать предположение о возможности сохранения углеводородных скоплений в осадочных породах на глубинах 10—15 км. Изучение их на современном этапе — основная задача нефтяной геологии.

Предполагалось, что в результате увеличения давления и температуры залежи нефти из некоторых глубин могут быть заменены залежами газоконденсата или чистого газа. При этом предполагались разные глубины.

Изучение достигнутых глубин в нашей стране и в мире показывает, что и на больших глубинах имеются залежи нефти. Данные фактических материалов показывают, что поисково-разведочные работы на большие глубины являются обнадеживающими, так как песчаники, расположенные на больших глубинах, сохраняют в себе свойства накопления нефти и газа в промышленном значении. К тому же мощные глинистые пласты, в которых с увеличением глубин возрастает плотность и почти теряется проницаемость в результате сжатия, покрывают проницаемые породы и создают благоприятные природные условия для накопления в них нефти и газа. Электрокаротажные характеристики нефтегазоносных горизон-

тов, вскрытых на больших глубинах Бакинского архипелага, отличаются значениями кажущихся удельных сопротивлений, достигающими до 30—50 Ом. м с хорошей дифференциацией кривой «ПС» (см. рис. 2).

Суточная продукция скважин, в которых с больших глубин ударили мощные фонтаны нефти и газа, является фактическим материалом, указывающим на богатство глубоководных залежей углеводородного сырья.

В конденсатной части выявленных газоконденсатных залежей плотность конденсата вниз по падению пластов увеличивается. В этом направлении содержание метана в газе уменьшается. Во время эксплуатации сопровождающие в небольшом количестве конденсационные воды слабой минерализации с увеличением глубин относительно повышают свою минерализацию и заменяются бикарбонатно-натриевыми водами. Изменение физико-химических свойств пластового флюида с глубиной связано с переходом газоконденсатной залежи в залежь нефти. Указанный фактический материал имеет важное значение и дает большие надежды успешного ведения поисково-разведочных работ на больших глубинах.

Например, в первых поисковых скважинах, пробуренных на отдельных структурах, расположенных в погруженных зонах бассейна, были получены мощные фонтаны углеводородных флюидов. Анализ имеющихся материалов показывает, что на месторождениях имеются залегающие ниже, но еще бурением не разведанные свиты, насыщенные углеводородными скоплениями промышленного значения.

Начальный среднесуточный дебит одной газоконденсатной скважины на площади Булла-море выше добычи иного промысла нефтегазодобывающего правления на суше. Из скважин, пробуренных на морских месторождениях им. 28 Апреля, им. Каверочкина, им. 26 Бакинских комиссаров, Бахар и им. 8 Марта, с больших глубин получены высокодебитные фонтаны нефти.

Велика добыча скважин фонтанным способом, пробуренных на большие глубины и в других районах Советского Союза, а также за рубежом. В Мексике, на месторождении Парадон, с глубины 6473 м получена нефть с дебитом 1 тыс. т/сут [1].

Как видно, бурение скважин на большие глубины хотя и связано в техническом отношении с большими трудностями, но экономически выгодно. Пробуренные на большие глубины скважины ввиду высокой продуктивности в короткое время окупают себя и приносят большие прибыли. Значит, поиски на больших глубинах имеют широкую перспективу.

Получены новые факты и об изменении температуры с углублением в земную кору. Например, на месторождениях Бакинского архипелага и прилегающих морских областей до глубин 6400 м температура не превышает 110° С, т. е. гораздо меньше, чем предполагалось. В известной скважине, пробуренной в Саатлинском районе Азербайджана, на глубине 8200 м отмечена температура 141°С, хотя на этой глубине ожидалась температура вполтора—два раза больше.

Полученные фактические материалы об изменении температуры дают еще большую уверенность о наличии углеводородных скоплений при температуре 295°С на глубине 7550 м. Исследователи предполагают о возможности наличия углеводородной жидкости на еще больших глубинах при температуре 300—350°С [1]. Как показывают геолого-термобарические признаки, на огромной территории Южного Каспия имеются

еще невыявленные нефтегазовые ресурсы. Поднятые грязевыми вулканами с больших глубин на земную поверхность материалы включают нефтесодержащие породы, что также является положительным признаком.

Для стабилизации и роста добычи нефти в нашей республике необходимо сверхглубокое бурение с целью выявления запасов в глубокозалегающих перспективных структурах. Для решения этой задачи наряду с комплексной научно обоснованной геолого-геофизической работой необходимы также широкие научно-технические мероприятия.

Сегодня значительная часть производственных фондов устарела, вследствие чего непомерно разбухла сфера капитального ремонта, например, буровые установки Уралмаш-ЗД-76. Они рассчитаны для бурения скважин на глубину 5000 м. Однако наши буровики этими установками бурят скважины до глубины 6200—6500 м. Необходимо все буровые установки сменить на новые, которые рассчитаны для бурения скважин до глубины 6500 м. Такие буровые установки (Бу—6500 СГ) уже получены и применяются на месторождении Булла-море.

Применение мощной буровой установки позволит резко сократить аварии и осложнения и будет способствовать сокращению цикла строительства скважин и повышению эффективности производства.

Пора перевооружать морские стационарные платформы дополнительными грузоподъемными средствами, позволяющими сократить время погрузочно-разгрузочных работ. Необходимо ликвидировать простои в ожидании запасных частей, химреагентов, утяжелителей и других материалов.

Как известно, на площадях Бакинского архипелага бурение скважин ведется в сложных геологических условиях водогазонефтепроявления, поглощения и ухода буровой жидкости, грифонообразование, сужение и кавернообразование стволов скважин, заколонное проявление после заливки, прихват инструмента в результате перепада давлений в системе «скважина—пласт» и др.). Предотвращение этих осложнений является одним из важнейших условий для успешного доведения сверхглубоких скважин до проектных глубин.

Для квалифицированного решения указанных производственных проблем проведены определенные научно-исследовательские работы по рациональному выбору конструкции скважины, подбору рецептур бурового раствора в зависимости от условий проводки скважин. Все это успешно применяются в практике. Однако предстоит вести еще большие работы в этой области.

В связи с тем, что основным показателем на буровых предприятиях пока еще является выполнение плана по пробуренному метражу, мало уделяется внимания улучшению качества геолого-разведочных работ, увеличению объема исследований, внедрению новой техники и технологии, прогрессивного метода бурения в скважинах и, вообще, перестройке работы в целом. Вся энергия, как и раньше, в основном направляется на выполнение плана по проходке. Тем самым не обеспечивается резерв на будущее по повышению эффективности производства и ускорению научно-технического прогресса.

Следует отметить, что при высокой стоимости сверхглубокого бурения объем получаемой с больших глубин геолого-промысловой и гидродинамической информации весьма незначителен. Так, при бурении на большие глубины отбирать образцы пород колонковым долотом стало

практически невозможно при существующем буровом оборудовании и инструменте. Не удастся произвести комплекс промыслово-геофизических исследований, замеры пластовых давлений в связи с ограниченной возможностью скважинных приборов на больших глубинах. С целью повышения эффективности буровых работ необходимо провести на современном уровне комплексные геолого-гидрогеохимические и геофизические исследовательские работы. Назрела необходимость снять показатель по метражу из числа основных технико-экономических показателей буровых предприятий, что, несомненно, может способствовать качественному завершению скважин и тем самым обеспечит прирост новых запасов нефти и газа для рационального ведения поисково-разведочных буровых работ. Ввиду неоднородности условий проходки нефтегазоносных горизонтов при бурении часто приходится поднимать плотность бурового раствора. При этом создается большое противодавление на пласт, в результате чего происходит глубокое проникновение фильтрата бурового раствора в коллектор, пластовые флюиды оттесняются от приствольной зоны скважины на расстояние, превышающее радиус исследования методами промысловой геофизики. По этой причине наблюдается отсутствие притока жидкости при освоении скважин и неувязка между заключениями промыслово-геофизических исследований с результатами фактической нефтегазонасыщенности объектов, залегающих на больших глубинах. Все отмеченные проблемы создают трудности как при обобщении полученной информации, так и при выдаче рекомендаций по дальнейшим направлениям поисков залежей углеводородов.

Трудность прежде всего заключается в том, что в сверхглубоких скважинах при любых вариантах рациональной конструкции не представляется возможным полностью изолировать друг от друга глинистые и проницаемые интервалы разреза, не совместимые по условию бурения. Поэтому приходится вести бурение V—VII горизонтов и глинистого раздела между ними совместно. При совместном бурении проницаемых V—VII горизонтов и глинистых пород репрессия на проницаемый пласт достигает гораздо большей величины, чем допустимая. Поэтому регулировать давления в системе «скважина—пласт» становится проблемой. Все это выражается прежде всего в том, что при прохождении глинистого разреза для предотвращения осыпания пород, кавернозонообразования и ряда других осложнений под воздействием АВПоД бурение проводится на растворе повышенной плотности. А это, в свою очередь, создает большой перепад при вскрытии проницаемых горизонтов между пластовым давлением этих горизонтов и гидростатическим давлением бурового раствора, так как градиент пластовых давлений в песчано-алевритовых пластах гораздо ниже, чем градиент поровых давлений в глинах.

В результате перепада давлений в процессе бурения возникают различные осложнения, на ликвидацию которых требуются значительные затраты времени, средств и материалов.

Анализ промыслово-геологических материалов показывает, что на месторождении Булла-море в процессе разработки VII горизонта пластовое давление заметно падает и в настоящее время гораздо ниже, чем условно-гидростатическое, о чем в свою очередь свидетельствует процесс опробования и освоения продуктивных объектов. Так, например, некоторые скважины начали работать после полного снижения уровня воды в эксплуатационной колонне до зоны фильтра (скв. 108 и др.).

Такое обстоятельство свидетельствует о том, что в дальнейшем в процессе освоения не исключена возможность отсутствия притока из VII горизонта даже при полной аэризации в эксплуатационной колонне, что имело место в скв. 71. В таком случае бурение скважин на VII горизонт может оказаться безрезультативным и тем самым нецелесообразным в связи с проблемой освоения продуктивного объекта.

Анализ материалов показывают, что в начале разработки месторождения градиент пластовых давлений продуктивных горизонтов превышал условно-гидростатический, был намного ниже градиента пластовых давлений в глинах разреза нефтегазоносных горизонтов и значительно превышал градиент пластовых давлений продуктивных и водоносных пластов.

Процесс разработки показывает, что по мере падения пластового давления продуктивных объектов происходит также разгрузка пластовых давлений в промежуточных водоносных и поровых давлений в глинистых пропластках в пределах разреза разрабатываемого горизонта, о чем свидетельствуют постепенные появления щелочных вод и местами полное обводнение скважин в процессе разработки.

Таким образом, значения давлений неоднородных проницаемых пластов в процессе разработки приближаются и становятся значительно ниже, чем в начале разработки. Это позволяет снизить плотность бурового раствора при вскрытии нефтегазоносных объектов VII горизонта на площади Булла-море и VII—VIII горизонтов на других структурах Бакинского архипелага до 1400—1450 кг/м³, что является важным резервом увеличения скорости бурения, качественного вскрытия продуктивных горизонтов, правильного выбора нефтегазоносных объектов и их успешного освоения.

Проведенные комплексные исследования свидетельствуют, что на больших, еще не достигнутых глубинах рассматриваемого района таятся значительные запасы углеводородов и поэтому геолого-разведочные работы на глыбокозалегающие свиты имеют большие перспективы.

Литература

1. Еременко Н. А. Развитие принципов теории формирования залежей углеводородов. — Геология нефти и газа, 1984, № 12, с. 18—24.
2. Мехтиев П. Г., Балаев Э. С. Перспективы нефтегазоносности структуры Алят-море в свете новейших данных глубокого бурения. Сер. Геология, бурение и разработка газовых и морских нефтяных месторождений. Экспр.-инф. ВНИИГазпром, вып. 3, 1985, с. 1—3.
3. Мехтиев П. Г., Балаев Э. С., Мамедов Д. М. Перспективы нефтегазоносности и проблемы освоения глубокопогруженных горизонтов структур Булла-море и банка Андреева в свете новых данных бурения. — АНХ, 1985, № 7, с. 17—21.
4. Мехтиев П. Г. Особенности распределения пластовых флюидов и изменение их физико-химических свойств на больших глубинах (на примере месторождений юго-западного борта Джейранкечмазской депрессии Каспия). Обзорная инф. Сер. Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. ВНИИГазпром. М., вып. 3, 1987.—41 с.

С. Н. Салаев, П. Н. Мехдиев

ЧӨНУБИ ХЭЗЭРИН ГЭРБ ЈАМАЧЫНЫН БӨЈҮК ДЭРИНЛИКЛЭРИНДЭ НЕФТ ВЭ ГАЗ АХТАРЫШЫ ПРОБЛЕМЛЭРИНЭ ДАИР

Мәгаләдә өрәнилән рајонда мәнсулдар гатын нефтлилик-газлылығы барәдә јени мә'лумат верилир. Бөјүк дәринликләрдә лај флуидләринин пајланма ганунаујғунлуғу вә онларын тәркибинин дәјишилмә хүсусијјәтләри мүәјјән олуноур.

Комплекс кеоложи ме'јарлар әсасында һәмин сәһәдә даһа дәриндә јатан горизонтларын нефтлилик-газлылығы перспективлилији јүксәк гијмәтләндирилир. Бөјүк дәринликләрдә газма ишләринин бә'зи проблемләриндән бәһс олуноур вә фактики материаллар әсасында онларын һәлли јоллары көстәрилир.

Бунула әләгәдар олараг, сынаг ишләринин дүзкүн нәтичә вермәси үчүн дәрин гујулар васитәсилә нефтли-газлы горизонтлары ачаркән «Гују-ачылан лај» системиндә тәзјигләр фәргини азалтмаг мөгсәдилә газма мәһлулуноун сыхлығынын азалдылма-сы төвсијә олуноур.

S. G. Salayev, P. G. Mekhtiyev

ON THE PROBLEM OF OIL AND GAS SEARCHING AT CONSIDERABLE DEPTHS WITHIN THE SOUTH CASPIAN WESTERN EDGE

The paper deals with the new data on oil and gas content of the productive series structures in the region under consideration which allow to estimate the regularity in fluid distribution and in alteration of their composition and properties.

The prospects of deep seated horizons in total with complex criteria are estimated positively, particularly those which are not yet stripped.

Some problems of drilling and run in of considerable depths and different lines of attack on the problem are concerned in the paper.

An attention is given to the necessity of decreasing the hydrostatic pressure of the drilling mud when stripping the productive series at considerable depths.

УДК 551.24 (479.24)

А. Д. АЛИЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Бакинский архипелаг расположен в западной части Южно-Каспийской впадины. Со стороны суши в него погружаются складчатые линии Нижне-Куринского прогиба — веерообразно расширяющиеся в юго-восточном направлении в сторону Южного Каспия, от которого пересекаются субмеридиональным Сефидруд-Карабогазским глубинным разломом.

В состав архипелага входят складчатые зоны: Сангачалы-море — о. Булла; Хамамдаг-море — Камень Игнатия; Бяндован — б. Кумани, Погорелая плита — б. Борисова; Нефтечала-море — Куринский камень; Кызылагач — Ленкорань-море. Кроме этих структур в северной и центральной частях архипелага имеются обособленные поднятия разного простираия и размеров: Алят-море, б. Калмычкова, б. Джапаридзе и др.

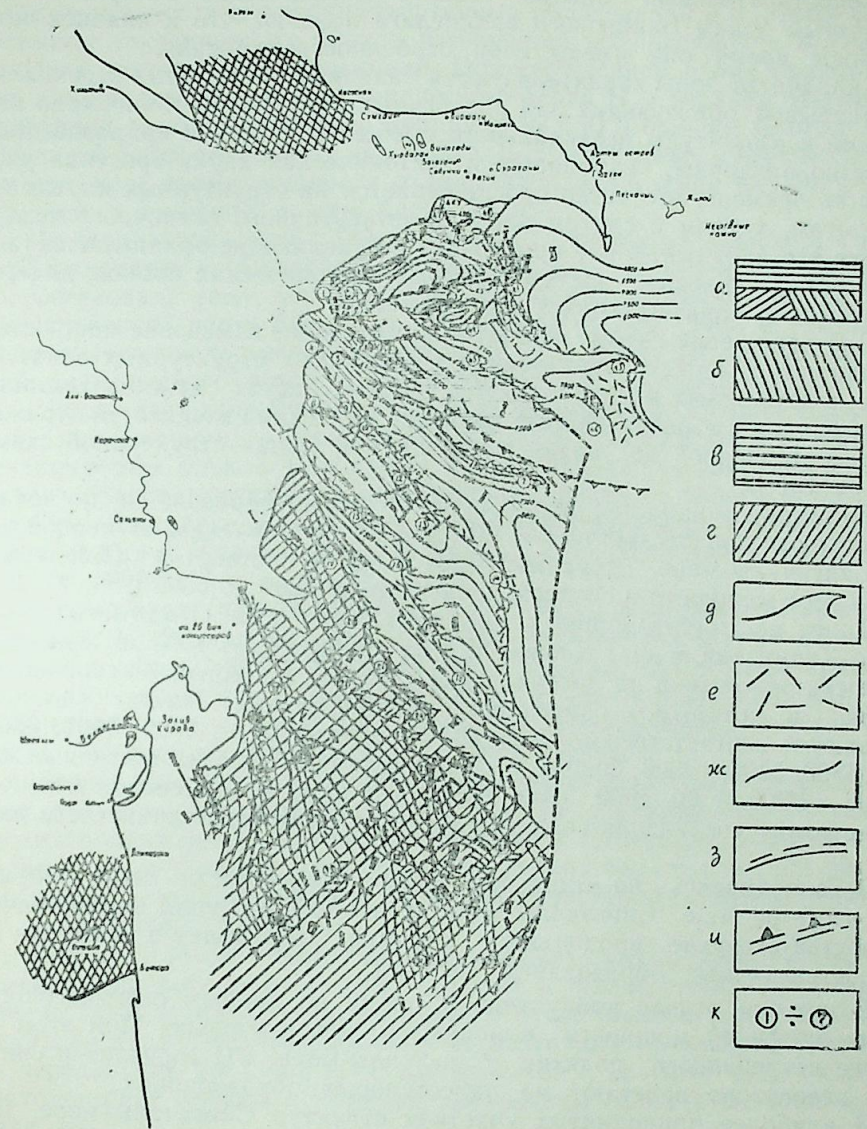
Крупными учеными-геологами Азербайджана на протяжении длительного периода уделялось пристальное внимание этому региону. Изучение литературных источников, данных геолого-геофизических исследований последних лет [1—5] позволило уточнить структурные особенности, литофациальные характеристики, мощности плиоцен-четвертичных образований акватории Бакинского архипелага и на базе анализа этих материалов составить структурную карту региона, принятую за основу при разработке палеотектонической карты, (рисунок).

Следует отметить, что плиоцен-четвертичный период развития региона отличается от предыдущего палеоген-миоценового этапа усилением орогенных процессов, что дает основание для выделения этого позднеорогенного этапа в самостоятельный структурный этаж.

Вместе с тем активизация тектонических процессов для рассматриваемого региона в целом начинается с конца позднего эоцена (пиренейская фаза складчатости) и продолжается до антропогена включительно, и это ясно прослеживается по наиболее изученным смежным с архипелагом геоструктурным элементам суши.

Позднеплиоценовое время характеризуется типично интенсивным воздыманием горных сооружений Кавказа и их размывом, погружением окаймляющих прогибов, накоплением в них мощных молассовых образований, а также грязевулканическими процессами и сейсмичностью.

Активизация тектонических процессов в позднем плиоцене способствовала дальнейшему развитию складчатости на Бакинском архипелаге. Этот процесс отмечен угловыми и азимутальными несогласиями между продуктивной толщей и акчагылом, угловыми несогласиями отдельных подъярусов апшеронских образований. На ряде структур отмечается эрозионный контакт между четвертичными образованиями и плиоценом. Характерным в этом отношении является о. Дуванный, где они непосредственно залегают на размытую поверхность продуктивной толщи.



Формации позднеорогенного альпийского этапа:
 а—грубообломочная молассовая формация; субформации: б—песчано-глинисто-алевритовая гобустанского типа; в—песчано-глинисто-алевритовая южно-апшеронского типа; г—терригенно-туфогенная; д—уступы на контурах смежных блоков; е—области периодического размыва; ж—изогипсы по низам продуктивной толщи; разломы: з—в плиоцен-четвертичном осадочном чехле; и—глубинные; к—наименование структур: 1—Сангачалы-море, 2—Дуванный-море, 3—о. Булла, 4—Алятский структурный выступ, 5—Алят-море, 6—Булла-море, 7—б. Андреева, 8—Хамамдаг-море, 9—Военмор—Савенко—Гарасу, 10—Санги—Мугань, 11—б. Персиянин, 12—К. Игнатия, 13—б. Корнилова—Павлова, 14—им. Фиолетова, 15—Бяндован-море, 16—б. Кумани, 17—б. Калмычкова, 18—им. Джапаридзе, 19—Погорелая Плита, 20—б. Головачева—б. Куринская, 21—б. Карагедова, 22—Сальянский рейд, 23—б. Борисова I, 24—б. Борисова II, 25—им. Шаумяна, 26—им. Богданова, 27—им. Осепяна, 28—им. Полухина, 29—им. Метакса, 30—им. Николашвили, 31—им. Берга, 32—Нефтечала-море, 33—Куринский камень I, 34—Кури-

Сопоставительный анализ геолого-геофизических материалов по складчатым зонам Бакинского архипелага показал, что в плиоцен-четвертичное время они имеют свои особенности строения.

Складчатые зоны характеризуются наличием продольных региональных разрывов, образующих ряд поперечных нарушений. Количество нарушений и амплитуды вертикального смещения участков приразломных зон резко различны; изменяется и тектоническая характеристика разрывов во времени, что четко прослеживается на структурных картах по горизонтам, ярусам и свитам плиоцен-четвертичного осадочного чехла.

Все это дает основание приурочить составляющие архипелаг складчатые зоны к краевым частям смежных тектонических блоков, дифференцированно прогибающихся по разломам.

Подтверждением этому является существенное изменение мощностей плиоцен-четвертичных образований в отдельных структурных зонах, а также погруженных и приподнятых краевых частях смежных тектонических блоков и вышеуказанный характер изменения мощностей отражены на составленной по низам продуктивной толщи структурной схеме (см. рисунок).

Динамика мощностей плиоцен-четвертичных образований по зонам складчатости свидетельствует о том, что по направлению от первой зоны (Сангачалы-море, Дуваный-море и др.) к четвертой (Бяндован-море и др.) мощности в среднем нарастают от 5500 до 6500 м.

Далее по направлению к тектонической зоне (Кызылагач-море, Южно-Курильская и др.) отмечается их снижение до 3000 м. При этом мощности отложений на погруженных участках смежных тектонических блоков, к которым, приурочены приразломные части складок, изменяются соответственно по зонам складчатости — 5700; 5000, 6300, 5800, 4300, 5700, 2300, 3000 м, а на приподнятых частях тектонических блоков — 3200, 4500, 5000, 3400, 4000, 1450, 2100 м. Изменение мощностей в сторону увеличения сопровождается повышением глинистости разреза.

Останавливаясь на отдельных зонах складчатости следует отметить, что в регионе Сангачалы-море, Дуваный, о. Булла наращивание мощностей севернее продольного разрыва происходит в основном за счет четвертичных образований (500 м).

В нижнем отделе продуктивной толщи по данным сейсмогеологических профилей мощности изменяются незначительно. При этом на участке погребенного подъятия Сангачалы-море, VII горизонт и свита НКГ несогласно залегают на палеогеновых образованиях.

В наиболее приподнятых участках структур Сангачалы-море, Дуваный, о. Булла отсутствуют отложения КаС, а мощности ПК свиты незначительны, не превышают 100 м.

В максимально погруженных частях этой зоны складчатости по структурам закрытого типа (Булла-море, а также по находящейся вблизи б. Андреева) суммарные мощности плиоцен-четвертичных отложений резко возрастают. На б. Андреева северо-восточная контурная часть тектонического блока I по верхнему отделу ПТ более чем на 400 м погружена против приподнятой части смежного тектонического блока II.

ский камень II, 35—Куринский камень III, 36—Кызылагачская, 37—Южно-Курильская, 38—Ленкорань-море, 39—Сары-море, 40—Песчаный-море, 41—Бахар I, 42—Бахар II, 43—Шихова-море, 44—им. Самедова, 45—им. Путкарадзе, 46—им. Мушвига, 47—Биби-Эйбат-море, 48—Локбатан-море, 49—Карадаг-море, 50—Шихово-море

В складчатой зоне Алятский структурный выступ — Алят-море суммарные мощности плиоцен-четвертичных образований в краевых частях смежных тектонических блоков изменяются незначительно, вследствие гашения тектонических движений. Подтверждением этому является то, что в приподнятой части тектонического блока II, в верхнем отделе продуктивной толщи, накопились мощности на 150 м больше, нежели в погруженной части смежного с ним блока I. В то же время в верхнеплиоцен-четвертичное время мощности отложений блока I были на 350 м меньше, чем в смежном с ним блоке II.

В складчатой зоне Хамамдаг-море, Военмор—Савенко, Гарасу, б. Персианина, К. Игнатия дифференциация тектонических движений способствовала тому, что мощности плиоцен-четвертичных образований в погруженной части блока II превышают на 500—1400 м таковые на приподнятой части смежного тектонического блока III за счет отложений апшеронского яруса и четвертичных образований.

Складчатая зона Бяндован-море, о. Обливной, б. Кумани, б. Калмычкова, им. Джапаридзе приурочена к краевым частям III и IV смежных тектонических блоков. Структуры, составляющие эту зону, сочленяются кулисообразно, уступами. В наиболее удаленной от берега моря структуре им. Джапаридзе подошва акчагыла вскрыта на глубине 1000 м, тогда как на б. Калмычкова и б. Кумани — соответственно на глубинах 1600 и 2000 м.

Складчатая зона Погорелая плита, б. Головачева, б. Карагедова, Борисова II, Богданова, им. Осепяна приурочена к краевым частям смежных тектонических блоков IV, IVa, VIII, IX. В наиболее приподнятых частях структур Погорелая плита, б. Головачева мощности плиоцен-четвертичных образований достигают 4000—4500 м, а на погружении блока IV они увеличиваются до 7000—7500 м.

Резкое увеличение мощностей происходит в основном за счет апшеронского яруса и четвертичных образований. Дифференциация тектонических подвижек по блокам, приводящая к изменению накапливаемых мощностей отложений, типична и для других складчатых зон рассматриваемого региона и соответствует позднеорогенному альпийскому этапу складкообразования.

Анализ данных геологических разрезов, электрокаротажных диаграмм и кернового материала из скважин в увязке с особенностями тектонического строения позволил выявить существенные различия литофациальной характеристики плиоцен-четвертичных отложений, ритмичности чередования песчано-глинистых прослоев в краевых частях смежных тектонических блоков, к которым приурочены складчатые зоны архипелага.

Как следствие дифференцированных тектонических движений изменяются литофации и по отдельным структурам в пределах каждой складчатой зоны. Так, в геологическом разрезе Дуваный-море по сравнению с разрезами Сангачалы-море, о. Булла в нижнем отделе ПТ резко отличается ритмичность чередования пластов песчаника, глин и песков. Разрез ПК свиты становится глинистым, исчезают 10-литровые пласты песчаника, имеет место частое чередование 10—15-метровых пластов глин и песков. В кирмакинской свите отмечается чередование 30-метровых пластов глин с 10-метровыми прослоями песка, в то время как на о. Булла в нижнем отделе продуктивной толщи прослеживается четкая ритмичность чередования пластов песчаника, глин и песков. Раз-

рез ПК свиты становится глинистым, исчезают 10-метровые пласты песчаника, имеет место частое чередование 10—15-метровых пластов глин и песка; в кирмакинской свите отмечается чередование 30-метровых глин с 10-метровыми прослоями песка, в то время как на о. Булла разрез в основном глинистый и глины чередуются с редкими 2—3-метровыми прослоями песка.

Выше по разрезу ПТ (V горизонт, сабунчинская свита, сураханская свита) выявляется ритмичное чередование 5—30-метровых пластов глин с 5—20-метровыми пластами песка, а в разрезе Сангачалы, о. Булла частота чередования песчано-глинистых прослоев вновь изменяется и 10-метровые пласты песчаника (2—3 пласта) сменяются 3-метровыми прослоями глин и песка.

Как уже указывалось, складкообразующие процессы на акватории Бакинского архипелага, грязевулканическая деятельность продолжались в верхнеплиоцен-четвертичное время.

В отложениях ачкагыльского яруса встречаются прослойки вулканического пепла мощностью до 0,1 м; в разрезе этого яруса тонкослоистые глины чередуются с прослоями серых тонкозернистых песков.

В геологическом разрезе апшеронского яруса происходит ритмичное чередование глин слоистых, песчаных в различной степени; чередующихся с тонкими прослоями и включениями гнейз и песков тонкозернистых с включениями сажистого вещества, кристаллического пирита с прослоем вулканического пепла.

Разрез четвертичных образований на структуре Хамамдаг-море характеризуется ритмичным чередованием 20—100-метровых пластов песка, глин с двухметровыми пластами песчаника и глин.

Рассмотрение изменений литофациального состава пород плиоцен-четвертичного осадочного чехла по данным геологических разрезов позволило выделить по Бакинскому архипелагу грубообломочную моласовую формацию позднеорогенного альпийского этапа с субформациями: песчано-глинистой, алевритовой Южно-Апшеронского и Кобыстанского типа в тектонических блоках (X, XI) и (I—II, III, IV), а также терригенно-вулканогенную в блоках (V, VI, VII, VIII, IX).

Подтверждающаяся приуроченность складчатых зон Бакинского архипелага (см. рисунок) к краевым частям смежных тектонических блоков, дифференцированно прогибающихся по разломам, позволяет более надежно прогнозировать перспективы нефтегазоносности разных по мощностям и литофациям складчатых зон этого региона.

Литература

1. К вопросу о строении и формировании впадины Южного Каспия (по новым данным) /Шихалибейли Э. Ш., Гасанов А. Г., Тагиев Р. Э., Метакса Х. П. — В кн.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку, 1984.
2. Ахмедбейли Ф. С., Гаджиев Н. Д. Неотектоника Ленгезиз-Алятской гряды. — Баку, 1974.
3. Шихалибейли Э. Ш., Мамедов А. В., Алиев А. Д. Геотектоническое развитие Куринской впадины. Баку: Элм, 1985.
4. Мехтиева Ш. Ф., Салаев С. Г., Буниат-Заде З. А., Нариманов А. А. Геологические предпосылки выявления глубокопогруженных нефтегазовых залежей в Южном Каспии. — В кн.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку, 1984, с. 103—125.

5. Исмаилов К. А., Гасанов И. С. Мощности четвертичных отложений и режим прогиба Южной котловины Каспийского моря. — В кн.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку, 1984, с. 270—277.

Э. Ч. Элиев

БАКЫ АРХИПЕЛАГЫНЫН ПЛИОСЕН-ДӨРДҮНЧҮ ДӨВР ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН ТЕКТОНИК ГУРУЛУШУНУН БӘ'ЗИ ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ

Мәгаләдә Бакы архипелагы акваториясында плиоцен-дөрдүнчү дөвр мәрһәләсиндә тектоник процесләринин активләшмәси мәсәләси ишыгландырылмышдыр.

Архипелагын гырышыгылыг зонасыны гоншу тектоник блокларын кәнарларына ујгун кәлир вә гат боју ажрыларлар. Бу исә мүхтәлиф галынлыгы, литофасиялы зонанын нефть вә газлылыг перспективилијини е'тибарлы прогноз етмәјә имкан верир.

A. D. Aliev

SOME FEATURES OF THE TECTONIC STRUCTURE OF PLIOCENE-QUATERNARY FORMATION OF BAKU ARCHIPELAGO

The questions of the stirring ups of the tectonic process are considered in aquatoria of the Baku archipelago on the pliocene-quaternary stage.

By them are established confinement of the plicate zone of archipelago to territory parts of the adjacent tectonic blocs, differential joined in breakings, which raise reliability estimation, perspective oil-gasogenic in power and in lithofates of the plicate zone of this region.

УДК 55:550.4:553.981/2(262:81—13)

Ф. Н. ДАДАШОВ, А. Ј. ГЭБУЛОВА, В. А. ВЭЛИЈЕВА

ЧЭНУБ-ХЭЗЭР ҺӨВЗЭСИНДЭ МЭҺСУЛДАР ГАТ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН ГАЗЛЫЛЫҒЫНЫН КЕОЛОЖИ ВЭ КЕОКИМЈЭВИ ХҮСУСИЈЛЭТЛЭРИ

АзэрбайҶанда, о чүмлэдэн Хэзэр дэнизинин саһили бојунча јерлэшэн јатагларда эсас газ еһтијатлары мөһсулдар гат (МГ) чөкүнтүлэри илә элагэдардыр. Карбоһидрокен газлары эсасэн, дэринликлэрдэ көмүлмүш газ-конденсат јатагларында топлашмышдыр (Гарадағ, Зирэ, Баһар, Булла-дэниз, Қалмас, Јужнаја вэ с.), бунунла јанашы, тэмиз газ јатагларында (Дуванны, Торагај, Анарт, Шыхыгаја вэ с.) вэ нефт јатагларынын газ папагында, һәмчинин нефтин тэркибиндэ һэлл едилмиш һалда чох да бөјүк олмајан еһтијатларына раст кэлирик. Јатаглардакы газын еһтијаты эсасэн структурун јатым дэринлијиндэн вэ онун өлчүлэриндэн асылыдыр.

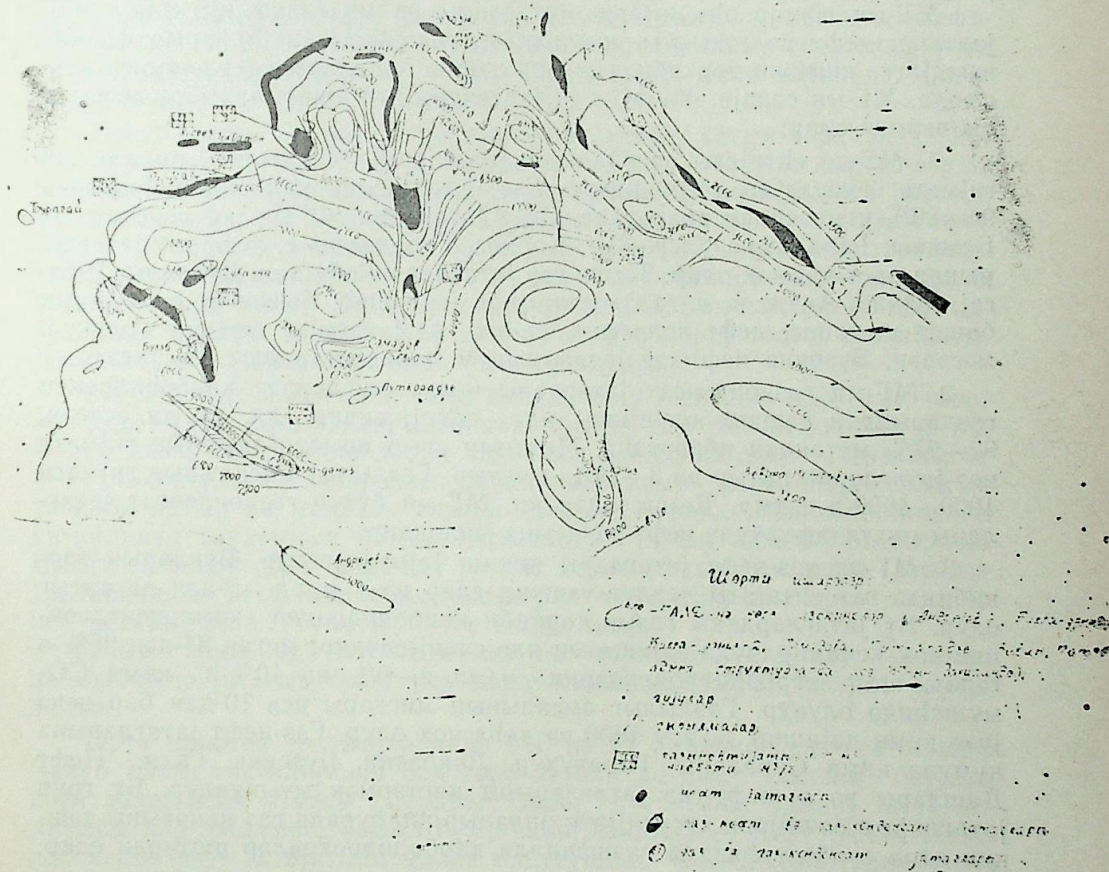
Чэнуб-Хэзэр һөвзэсинин бүтүн нефт-газ јатаглары чохлајлыдырлар. Газлылығын мүгајисэли хусусијјэти гујуларда өлчүлмүш газ амилли вэ тэзјигдэ нэзэрэ алынмагла, нефт јатагында газ јатагынын јерлэшмэси, газын үмуми мигдарынын дэјишмэси, јатагдакы газ нефтин мигдарынын бир-биринэ олан мүнәсибэти эсасында верилір.

Абшерон эразисиндэ чох һалларда газ јатаглары, хусусэн Ағчакил Абшерон јарусларына вэ МГ-ын үст шө'бэсинэ мөхсус олан газ јатаглары нефт јатагларындан үстдэ јерлэширлэр (Бузовна, Гала, Гум адасы, Гарачухур, Зығ, Гарадағ). МГ-ын галан кэсилишиндэ газ јатаглары мө'лум дејил. Нефт јатагларында исэ јухарыдан-ашағыја доғру газ папагынын өлчүсү вэ мигдары да артыр. Бу бахымдан, Бибиһејбэт, Бузовна, Гарачухур, Лөкбатан вэ с. нефт јатаглары сэчијјевидир. Абшерон эразиси јатагларда антиклинал зоналар боју шимали-гэрбдэн чэнуби-шэргэ вэ чэнуб истигамэтлэриндэ газ папагынын мигдары артыр; Абшерон јарымадасынын шимал-гэрбиндэ јерлэшэн јатагларда (Сабунчу, Балаханы, Романы, Бинэгэди, Атэшкаһ вэ Абшерон архипелагынын шималында (Артјом адасы, Күркэн-дэниз) газ папагына тэсадүф олунмадығы һалда, јухарыда көстэрилэн истигамэтлэрин кечидиндэ јерлэшэн јатагларын кэсилишиндэ газ папагына тэсадүф едилір (Сураханы, Гарачухур, Нефт дашлары, Лөкбатан вэ с.). Онларын сајы ардычыл оларағ артыр. Эразинин көмүлмүш дэрин гатларында газ-конденсат јатаглары јерлэшмишдир (Гарадағ, Зирэ, Баһар, Јужнаја, Булла-дэниз).

МГ-ын газлылығыны гијмэтлэндирэркөн, јалныз јатағын газ папагынын мөвчудлуғу илә кифајэтләнмәмэли, һәмчинин нефтдэ һэлл едилмиш шөкилдэ чохлу мигдарда газа малик һоризонтларын мөвчудлуғуну да нэзэрэ алмағ лазымдыр, белэ ки, бу еһтијат чох вахт газ папагындакы еһтијатдан артығ олур.

Чэнуб-Хэзэр һөвзэсиндэ јерлэшэн 457 јатағ үчүн газын үмуми мигдары һесаблинмышдыр. МГ-ын кэсилишиндэ газын мигдары Сураханы лај дэстэсиндэн Балаханы лај дэстэсинэ вэ Гырмэки үстү лај дэстэсиндэн (ГҮЛ) Гырмэки алты лај дэстэсинэ (ГА) доғру артыр.

Эразидэ газ еһтијатынын јайылма ганунаујунлуғуну өјрәнмөк үчүн јатағын газлылығы эмсалынын ($Q_{газ}/Q_{нефт}$) дэјишилмэсинин өјрәнилмэсинин бөјүк эһмијјэти вар. Абшерон јарымадасынын јатагларында газлылығы эмсалы МГ-ын үст шө'бэсиндэки јатагларда ($42,7 м^3/т$) алт шө'бэсиндэкиләрә ($147,3 м^3/т$) һисбэтән аздыр. МГ кэсилишиндэ



Мөһсулдар гатын газлылығы хэритэси (Абшерон јарымадасы, Абшерон вэ Баки архипелагалары).

газлылык эмсалы ашагыдакы кими дэжишилер: Сураханы лај дэстэсиндэ—27,2; Сабунчу лај дэстэсиндэ—29,4; Балаханы лај дэстэсиндэ—121,9; ГҮКЛД-дэ—119,3; ГҮГЛД-дэ—95,1; ГЛД-дэ—190,4; ГАЛД-дэ—64,1 вэ Гала лај дэстэсиндэ—171,4. Газоконденсат јатагларында бу эдэд бир нечэ минэ чатыр.

Абшерон структурларында антиклинал зоналар боју чэнуб вэ чэнуб-шэрг истигамэтиндэ-лајларын рекионал батымы истигамэтиндэ јерлэшэн јатагларда газлылык эмсалынын орта гижмэтинин артдығы мүшанидэ олуноур.

Јухарыдакы маълуматларын мугажисэси эсасында белэ нэтичэјэ кэлмэк олар ки, Чэнуб-Хэзэр һөвзэсиндэ лајларын рекионал батымы истигамэтиндэ плюссен јашлы чөкүнтүлөрдэ газлылык артыр.

Элдэ олан фактики материаллар эсасында саһэ үзрэ ашагыдакы зоналары ајырмаг олар:—нефдэ һәлл едилмиш газы вэ газ папағы олан нефт јатаглары јерлэшэн зона; газконденсат јатаглары јерлэшэн зона; газ јатаглары зонасы вэ кэлэчөкдэ газлы ола билэчөк саһэлэрин кәшфи үчүн перспективли зоналар.

МГ-ын сәнајэ әһәмијјәтли јатаглары өз мүхтәлифлији илә сәчиј-јәләнир: нефт вэ газын гаршылыгылы мүнәсибәтләри; онларын физики вәзијјәти, кимјәни тәркиби, газ папағы вэ зоналарын јерләшмәси эсасында, МГ-ын сәнајэ әһәмијјәтли јатагларынын ашагыдакы тәснифатыны вермәк олар:

1. МГ-да еһтијаты аз олан газ јатаглары. Газлылык эмсалынын гижмәти сонсузлуға доғру кедир. Газ шәклиндәки карбоһидрогенләрин 94—99%-и метандан ибарәтдир. Белә јатагларда МГ-ын үст шөбәсиндә, Бузовна, Гала, Гарачухур, Зығ, Коркөз, Гарадағ вэ с. нефт-газ јатагларында раст кәлмәк олар. Тәмиз газ јатаглары Гобустан, Дуванны, Турагај, Мәчик, Анарт вэ с. галхымларында јерләшир. Бәзән бу јатагларын башга шәклинә, нефт золағына малик газ јатағына тәсадүф олуноур, мәсәлән, Бузовна нефт-газ јатағынын V горизонтундакы газ јатағы.

2. МГ-ын газконденсат јатаглары чохла мигдарда карбоһидроген газларындан тәшкил олунамасы илә сәчијјәвидир ки, бу да эсасән, 92—97% метандан ибарәтдир. Метанын ағыр номологларынын гижмәти исә јатагларда артыр вэ 3—70%-ә чатыр. Газлылык эмсалынын гижмәти 1000—4000-ә чатыр. Демәк олар ки, МГ-ын бүтүн газконденсат јатаглары мүхтәлифөлчүлу нефт золағына маликдир.

3. МГ-да газ-нефт јатаглары кениш јајылмышдыр. Буларын тәркибиндә газ еһтијаты чохла тәшкил едир вэ 1 млрд. м³-дән дә артыг олуноур. Бу јатаглардакы газын тәркиби карбоһидроген компонентләринин чох кениш өлчүдә дәјишмәси илә сәчијјәвидир: метан 84-дән 96%-ә гәдәр, ағыр карбоһидрогенләрин чәми 2—6% вэ 10%-ә кими СО₂ мүшанидә олуноур. Газлылык эмсалынын мигдары исә 10-дан бир нечә јүзә кими дәјишир, бәзән 1000 вэ даһа чох олуноур. Газ-нефт јатагларына нүмунә кими Сураханы, Гарачухур, Лөкбатан, Бузовна, Гала, Нефт Дашлары вэ с. нефт-газ јатагларыны көстәрмәк мүмкүндүр. Бу груп јатагларын сәчијјәви хусусијјәти ондадыр ки, бурада газ папағыны тәшкил едән сәрбәст фазада газшәкилли карбоһидрогенләр иштирак едир.

4. Нефтин тәркибиндә һәлл едилмиш һалда олан карбоһидроген газлы нефт јатаглары. Белә јатагларын газ еһтијаты бир нечә милјондан 1500 млн. м³-ә кими дәјишир. Метанын мигдары газын тәркибиндә кетдикчә азалыр вэ бәзи һалларда 80%-ә чатыр. Абшеронун нефт-газлы эразисиндә метанын белә дәјишмәси СО₂ газынын артмасы илә

(17%-ә гәдәр) мүшанидә едилир, ајры-ајры саһэләрдә, гујуларда исә 30—40%-ә гәдәр артмыш олуноур. Күр һөвзәси нефт-газлы эразисиндә исә бу һадисә ағыр карбоһидрогенләрин артмасы илә нәтичәләнир. Газлылык эмсалынын гижмәти 1-дән 100—200-ә гәдәр дәјишир. Тәсвир олуноуш јатаға мисал Балаханы-Сабунчу-Рамана, Бинәгәди, Артјом адасы, Мишовдағ вэ с. нефт-газ јатагларыны көстәрмәк мүмкүндүр.

МГ-ын Јухарыда тәсвир олуноуш газ јығымлары груплары санки, нефт вэ газын биркә јерләшмәси формасынын ардычыллығыны әмәлә кәтирир. Бу ардычыллык газ вэ мајешәкилли карбоһидрогенләр, онлары мүшәјјәт едән компонентләрин мүнәсибәтинә кәмијјәтчә тәсвир едир, бу исә әтраф кеоложи мүнәтлә биркә кејфијјәт дәјишкәнлијинә кәтириб чыхарыр. Кәмијјәт вэ кејфијјәт дәјишкәнликләри каустобиолитләрлә биркә кејир вэ кенетик характер дашыјыр.

Көстәрилән хусусијјәт чыхарылмыш ганунаујғунлуғла биркә орта плюссен чөкүнтүләриндән газлылыкын дәјишдирилмәси вэ Чэнуб Хэзэр һөвзэсиндәки палчыг вулканлардан ајрылан газлар саһэ вэ кәсилиш үзрә тәбии газын тәркибиндәки дәјишкәнлијин кеокимјәви хусусијјәтләри илә јахшы узлашыр. Алынмыш ганунаујғунлуғлар эсасында нефт-газ һөвзэсиндә даһа чох газ јығыла билэчөк зоналарын сечилмәси үчүн газкеокимјәви критеријалар гәбул олуноушдур, белә зоналар Чэнуб Хэзэр һөвзэсинин батым саһэләриндәдир.

Чэнуб Хэзэр чөкәклијинин гәрб саһили боју газын тәркибиндә кедән дәјишкәнлик рекионал истигамәтдә эсасән Абшерон нефт-газлы эразисинин чәнубундан кеңәрәк, Бакы архипелагынын шимал һиссәси дә дахил олмағла, баш верир. Абшерон дахилиндә, һәмчинин чәнуб-шәргдә—Гобустан эразисиндә вэ шәргдә, шимал-шәргдә—Күрәтрафында газларын тәркибиндәки метан вэ онун һонологларынын чәми, чәнуб истигамэтиндә артыр. һәмин истигамәтдә СО₂-нын мигдары азалыр. Јухарыда адлары чәкилән нефт-газлы эразиләрдә газын тәркибинин јерли, локал дәјишкәнлијинә дә тәсадүф олуноур.

Чэнуб Хэзэр һөвзэсинин шәрг саһили боју јерләшән нефт, газ, газоконденсат јатаглары газларынын тәркибинин дәјишилмәси көстәрир ки, Чэнуб Хэзэр һөвзэсинин дәрин чөкәклик һиссәсинә доғру Гырмызыгат (ГГ) чөкүнтүләри газларынын тәркибиндә ағыр карбоһидрогенләрин тәркиби артыр вэ метанын гәдәри азалыр. Бурада Чөләкән-Ливанов антиклинал зонасынын батым һиссәсиндә ГГ-ын ашағы һиссәсиндә Шәрги Ливанов адлы нефт-газ јатағы ачылмышдыр ки, онун газынын тәркибиндәки ағыр карбоһидрогенләрин чәми 15%-дән артыгдыр, бу исә чыхарылмыш ганунаујғунлуғу тәсдиг едир.

Газын тәркибиндә мүшанидә олуноуш дәјишкәнлик дикәр амилләрлә бирликдә јатағын газтутуму дәрәчәсиндә асылыдыр, онула әлағәдәдир.

Орта плюссен чөкүнтүләринин МГ вэ ГГ газконденсат јатаглары Чэнуб Хэзэр чөкәклијинин һәм гәрб вэ һәм дә шәрг саһили бојунда нефт золағынын олмасы (Гарадағ, Зирә, Готур-Тәлә, Банар) вэ ја олмамасы илә (Қалмас, Гызыл-Гум) сәчијјәвидирләр. Көстәрилән јатаглар хејли нефт еһтијатына малик олдуғундан, Чэнуб Хэзэр һөвзэсинин дәрин чөкәкликләриндә тәсәввүр едилән газконденсат јатагларында нефт золағынын мөвчудлуғунун габағчадан хәбәр верилмәсинин тәчрүби әһәмијјәти вар.

Чэнуб-Хэзэр һөвзэсинин плюссен јашлы чөкүнтүләриндә карбоһидрогенләрин әмәлә кәлмәси тәкчә газ һалында карбоһидрогенләрин ке-

УДК 550.424.4.551.782.2.479.24.262.81

С. Ф. СУЛЕЙМАНОВА, Ф. И. АГАБЕКОВА, Н. В. КЛЯЦКО

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПШЕРОНСКОЙ И КОБЫСТАНСКОЙ ФАЦИЙ ШЕЛЬФА ЮЖНОГО КАСПИЯ

Среднеплиоценовые образования западного шельфа ЮКВ, известные в геологической литературе как отложения продуктивной толщи, слагают значительную часть Южно-Каспийской впадины, имеют большую мощность, более 5 км, и включают толщи, которые являются перспективными на нефть и газ. Исследуемые отложения палеонтологически немые и стратификация их усложнена, поэтому целенаправленное изучение вещественного состава, выявление литологических и геохимических особенностей, установление закономерностей распределения и накопления малых элементов в породе являются весьма актуальными.

Формирование среднеплиоценового комплекса пород на исследуемой территории происходило в период, связанный с изменением климата и условий седиментации, а также активных тектонических движений блоков фундамента. В связи с этим выделяются две фации [1], сменяющие друг друга в пространстве: песчано-глинистая (апшеронский тип) и песчано-алевритно-глинистая (кобыстанский тип).

Соотношение кварца, полевых шпатов, обломков пород в фациях (рис. 1) свидетельствует о стабильном режиме осадконакопления апшеронского типа. Эта часть разреза обогащена кварцем, кластический материал достаточно хорошо отсортирован, базального цемента значительно меньше. Накоплению полевых шпатов и обломков пород в отложениях кобыстанского типа способствовало увеличение скорости прогибания. В этой части разреза среди мелкозернистых песчаников и алевролитов встречаются линзы и прослои крупных и грубозернистых пород, которые в разных случаях сами содержат прослои и линзы алевролитов. Каждый тип фации имеет определенный средний гранулометрический состав (рис. 2) и характерную ассоциацию минералов: в апшеронском типе присутствует ставролит-дистеновая минералогическая ассоциация; кобыстанский литофациальный тип продуктивной толщи, исходя из минералогического состава, можно назвать пироксено-амфиболо-слюдисто-эпидотовой минералогической фацией [2].

Отображая степень относительной концентрации в породе тех или иных минералов минералогический ряд свидетельствует о порядке расстояния до возможного источника сноса. Количественно этот фактор выражается коэффициентом устойчивости, представляющим собой отношение суммы содержаний устойчивых минералов к сумме неустойчивых. Коэффициент устойчивости для апшеронской фации в среднем равен $K_y = 7,8$, для кобыстанского типа коэффициент устойчивости равен $K_y = 6$.

Увеличение K_y для отложений апшеронского типа свидетельствует об относительном удалении источника сноса.

Судя по отношению окисного и закисного железа, равному 4.8 (для глинистых пород) и 2.4 (для обломочных) — апшеронская фация; 4.2 (для глин) и 2.4 (для обломочных) — кобыстанский тип, формирование отложений терригенной формации ПТ шло в слабокислой среде с тенденцией количественного и качественного изменения в районе развития кобыстанского типа фации.

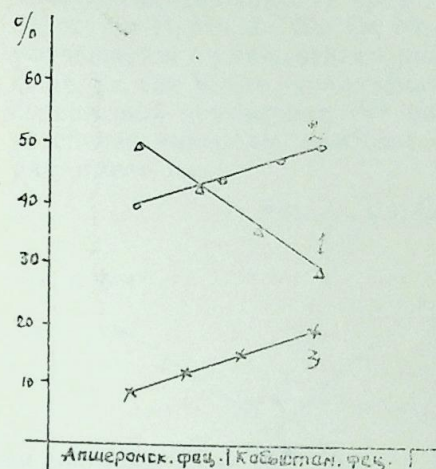
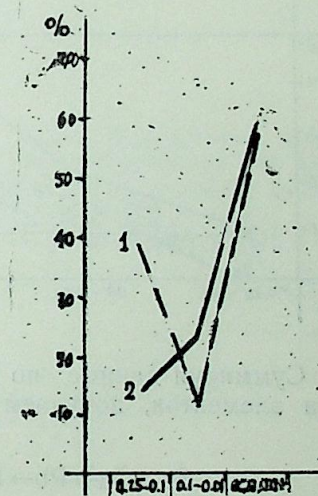


Рис. 1. Соотношение кварца, полевого шпата и обломков пород в апшеронской и кобыстанской типах фаций:
1—кварц; 2—полевые шпаты; 3—обломки пород

Рис. 2. Средний гранулометрический состав апшеронской и кобыстанской фаций:
1—апшеронский тип фаций; 2—кобыстанский тип фаций



Распределение микроэлементов в изучаемых фациях носит неравномерный характер. Нетрудно убедиться, что в песчано-глинистой литофации разные элементы ведут себя по-разному (рис. 3). Четыре элемента из двенадцати Ga, Pb, Ni, Sr наиболее сконцентрированы в песках и в меньших количествах во всех остальных типах пород. Zr, Ti, Cr, Ba, Cu, V накапливаются по мере утончения зерна осадка, достигая максимума в глинах. Геохимический смысл этих отличий ясен: подгруппа [Zr—Cr—

—V] оказывается более подвижной по сравнению с [Ga—Sr] и передвигается в форме растворов, накапливаясь в пелагических осадках. Третья группа представлена Mn и Co. Специфику их распределения составляет удивительное однообразие содержаний и не имеет ничего общего с тем, как распространяются на графике другие элементы, показывая незначительное увеличение содержания в алевролитах. Накопление в алевролитовой фракции связано с обогащением их трудно гидролизующимися аксессуарными минералами.

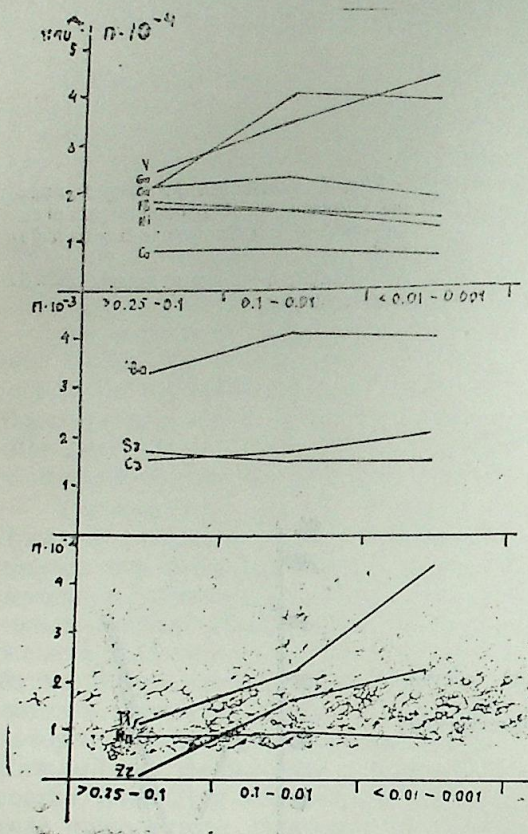
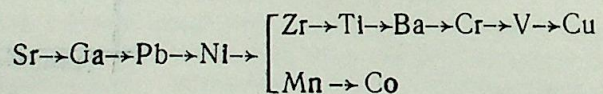


Рис. 3. Распределение микроэлементов в апшеронском типе фаций

Суммируя данные по площадному распространению всех двенадцати элементов, получаем следующий геохимический ряд:



Из приведенного геохимического ряда следует, что в переносе микроэлементов главенствующая роль отводилась растворам. Это возможно тогда, когда источник сноса расположен на значительном расстоянии от места захоронения осадка и когда материнские породы подвергаются в большей степени химической дезинтеграции. Большое расстояние (Русская платформа) и преобладание химических процессов привели к тому, что породы апшеронского типа более отсортированы и высокопорис-

ты. В них присутствуют минералы, которые образовались в процессе миграции из растворов. Подвергаясь выщелачиванию в окислительной среде, они приобретали устойчивую форму и накапливались в бассейне. Процесс выщелачивания способствовал приобретению устойчивых форм алюмосиликатов и приводил к возникновению пористости, которая в среднем достигает 12% [4].

Кобыстанский фациальный тип осадков по характеру размещения микроэлементов (рис. 4) представлен двумя группами. К первой группе относятся Ti, Mn, Zr, Ba, Cr, Ni, Pb, Co, абсолютное содержание которых уменьшается с уменьшением размеров частиц на петрографическом профиле. Sr, Si, V, Ga накапливались в глинах. Вычисление относительных содержаний показывает, что наименее интенсивно мигрировали весьма устойчиво минералы, наиболее — подвижные элементы. Геохимический ряд имеет вид:

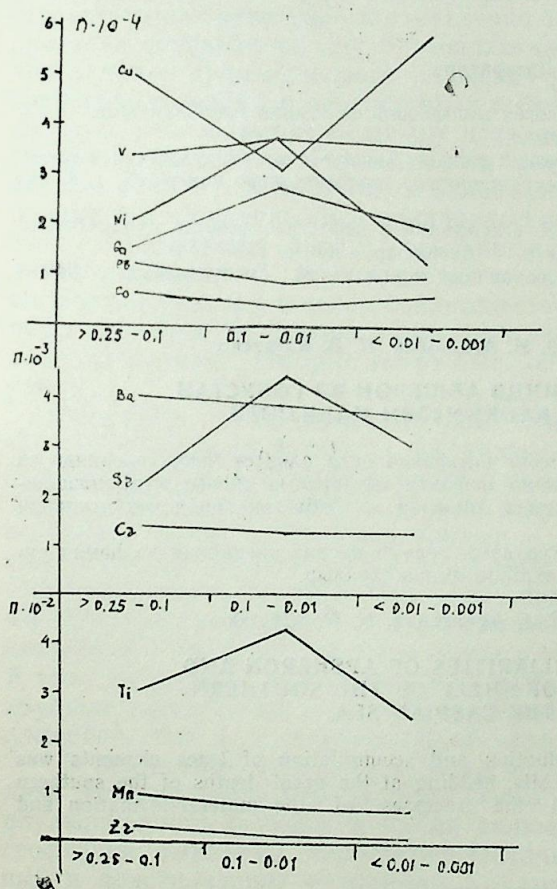
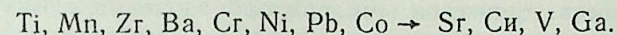


Рис. 4. Распределение микроэлементов в кобыстанском типе фаций

Выстроенный геохимический ряд показывает, что во время формирования осадка преобладало физическое выветривание. Перемещение минералов происходило преимущественно в форме взвеси. В виде раст-

воров мигрировали только стронций, медь, ванадий и галлий, что выразилось в накоплении малоустойчивых минералов, которые, как правило, не выдерживают длительного переноса. Чаще всего они бывают приурочены к отложениям, непосредственно примыкающим к горным хребтам, т. е. находятся в близости от материнских пород.

Близость сноса, преобладание взвешенной формы в процессе миграции алюмосиликатов обусловили невысокую отсортированность пород кобьстанского типа и способствовали накоплению малоустойчивых минералов—диоксида, авгита, мусковита, эпидота, роговой обманки.

Процесс выщелачивания носил неустойчивый характер, что сказало отрицательно на пористости осадков.

Таким образом, принимая во внимание перечисленные выше особенности седиментогенеза западного шельфа Каспийского моря можно констатировать, что характер физико-химических условий определяет направленность процессов минералообразования, гранулометрический состав и емкостные параметры пород, в результате чего одновременно образуются различные парагенезисы минералов, различные отсортированность и пористость пород.

Литература

1. Алиев А. Г., Акаева В. П. Литология молассовой формации Азербайджана. — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, 1960, № 4.
2. Батулин В. П. Генезис продуктивной толщи Апшеронского полуострова и соседних районов — Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 4. М.: Гостоптехиздат, 1940.
3. Мустафаев И. С., Гусейнов А. А. Литофация и нефтегазоносность продуктивной толщи южной зоны Апшеронской области. — Азербейр, 1966, с. 157—174.
4. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. — М.: Гостоптехиздат, 1940.— 154 с.

С. Ф. Сүлейманова, Ф. И. Агабәјова, Н. В. Клјатско

ЧӘНУБ ХӘЗӘР ШЕЛФИНДӘ АБШЕРОН ВӘ ГОБУСТАН ФАТСИЈАСЫНЫН КЕОКИМЈӘВИ МАҢИЈЈӘТИ

Мәгаләдә чәнуб-Хәзәрин гәрб вә шәрғ шелфиндә орта плиосен чөкүнтүләриндә аз мигдарда олан элементләрә әсасән чөкмә шәранти вә јайылма саһәси мүәјјәнләшдирилик. Апарылан тәдгигатлар нәтижәсиндә Абшерон вә Гобустан типли чөкүнтүләрин әмәләкәлмә шәранти арашдырылып.

Тәдгигатларын јекуну чөкүнтү сүхурларын гранулометрик тәркибинин вә һәмнин сүхурларын тутум әмсалыны мүәјјәнләшдирмәјә имкан јарадыр.

S. F. Suleimanova, F. J. Agabekova, N. N. Klyatsko

GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF APSHERON AND KOBUSTAN FACIES OF SHELF OF THE SOUTHERN PART OF THE CASPIAN SEA

Conformity with the law of distribution and accumulation of trace elements was exposed in the middle of Pliocene deposits, bedding at the great depths of the southern part of the Caspian sea, that defined the processes of the mineral-formation and volume-formation of these deposits.

УДК 553.981/982.041 (479.24)

С. Г. САЛАЕВ, Н. С. КАСТРЮЛИН, С. Б. МАМЕДОВ, Ф. М. САЛИМОВ

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАЛАМАДЫН-ХАРАМИНСКОЙ ЗОНЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

Располагаясь в зоне сочленения Южного Гобустана и Нижнекуринской впадины, Каламадын-Хараминская зона поднятий характеризуется благоприятными для нефтегазообразования и нефтегазонакопления литофациями среднеплиоценовых и подстилающих отложений, а история геологического развития и структурно-тектоническая обстановка в ее пределах оцениваются как благоприятные для образования нефтегазовых залежей промышленного значения [1, 2, 5, 6]. Важным фактором, свидетельствующим о перспективах нефтегазоносности этой территории, является расположение ее между находящимися в разработке нефтяными месторождениями Каламадын на северо-западе и Мишовдаг на юго-востоке (рис. 1). К тому же окаймление этой антиклинальной зоны глубокими и протяженными Аджикабульской, Сабатдюзинской и Навагинской синклиналями (рис. 2) позволяет рассценивать ее как зону аккумуляции углеводородов, генерируемых на довольно обширном пространстве. Все эти факторы в целом свидетельствуют о возможности формирования в пределах рассматриваемой зоны скоплений нефти и газа промышленного значения, которые могут быть объектами поисково-разведочных работ.

Несмотря на то, что выявленные залежи нефти на площадях Каламадын и Мишовдаг являются не крупными, они представляют практический интерес для нефтедобывающей промышленности республики, увеличивая ее ежегодную добычу. И если в пределах зоны Каламадын (юго-восточная часть) — Большой Харамин — Малый Харамин будет открыто еще несколько залежей такого же типа, как на площадях Каламадын (северо-западная часть) и Мишовдаг, причем с относительно небольшими затратами на бурение, то это будет иметь важное значение для стабилизации и увеличения добычи нефти в этом нефтедобывающем районе. К тому же можно допустить возможность выявления в этой зоне и более крупных залежей как в разрабатываемой продуктивной толще среднего плиоцена, так и в подстилающих отложениях.

В результате проведенных нами исследований, основанных на анализе материалов структурно-поискового, поисково-разведочного и эксплуатационного бурения, а также данных разведочной и промысловой геофизики, выявлены структурно-тектонические особенности плиоценовых и подстилающих отложений Каламадын-Хараминской тектонической зоны, выяснены закономерности формирования залежей нефти и газа и оценены перспективы нефтегазоносности площадей Каламадын (юго-восточная часть), Большой Харамин, Малый Харамин. Полученные результаты позволили определить основные направления дальнейших

поисково-разведочных работ, целью которых является открытие уже в ближайшее время новых залежей нефти и газа.

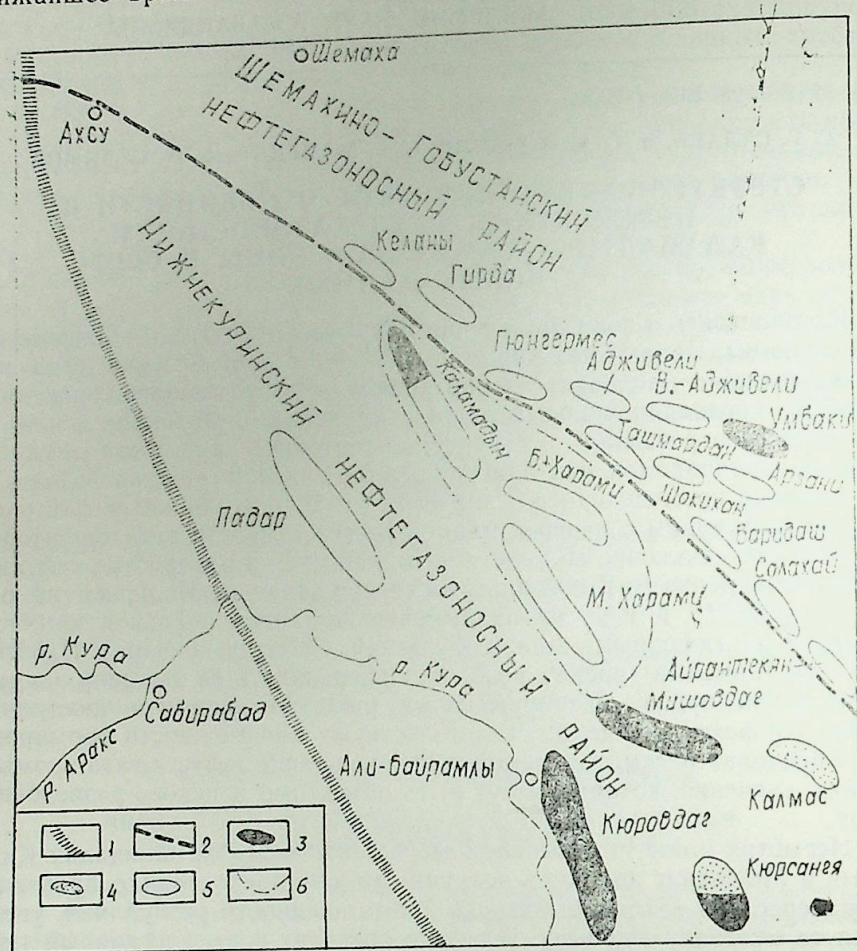


Рис. 1. Схема расположения поднятий Каламадын-Хараминской зоны:
1—Западно-Каспийский разлом; 2—региональный разрыв Лянганьбиз-Алятской зоны; месторождения: 3—нефти, 4—газа; 5—перспективные структуры; 6—границы Каламадын-Хараминской зоны

Рассматривая связь Каламадын-Хараминской зоны с Лянганьбиз-Алятской тектонической зоной, можно отметить, что если в северо-западной части, к западу от Келанинского поперечного разрыва, обе зоны имеют одно общее продолжение, то в юго-восточном направлении они постепенно удаляются одна от другой, разделяясь Сабатдюзинской синклиналиью (см. рис. 2). В юго-восточной части они уже располагаются на расстоянии около 5 км одна от другой.

В целом Каламадын-Хараминская зона представляет собой сложно построенную складчато-разрывную структуру, вытянутую почти в общекавказском направлении на расстоянии около 50 км. На формирование этой структуры важное влияние оказали тектонические силы, формировавшие как региональные структурные элементы юго-восточного оконча-

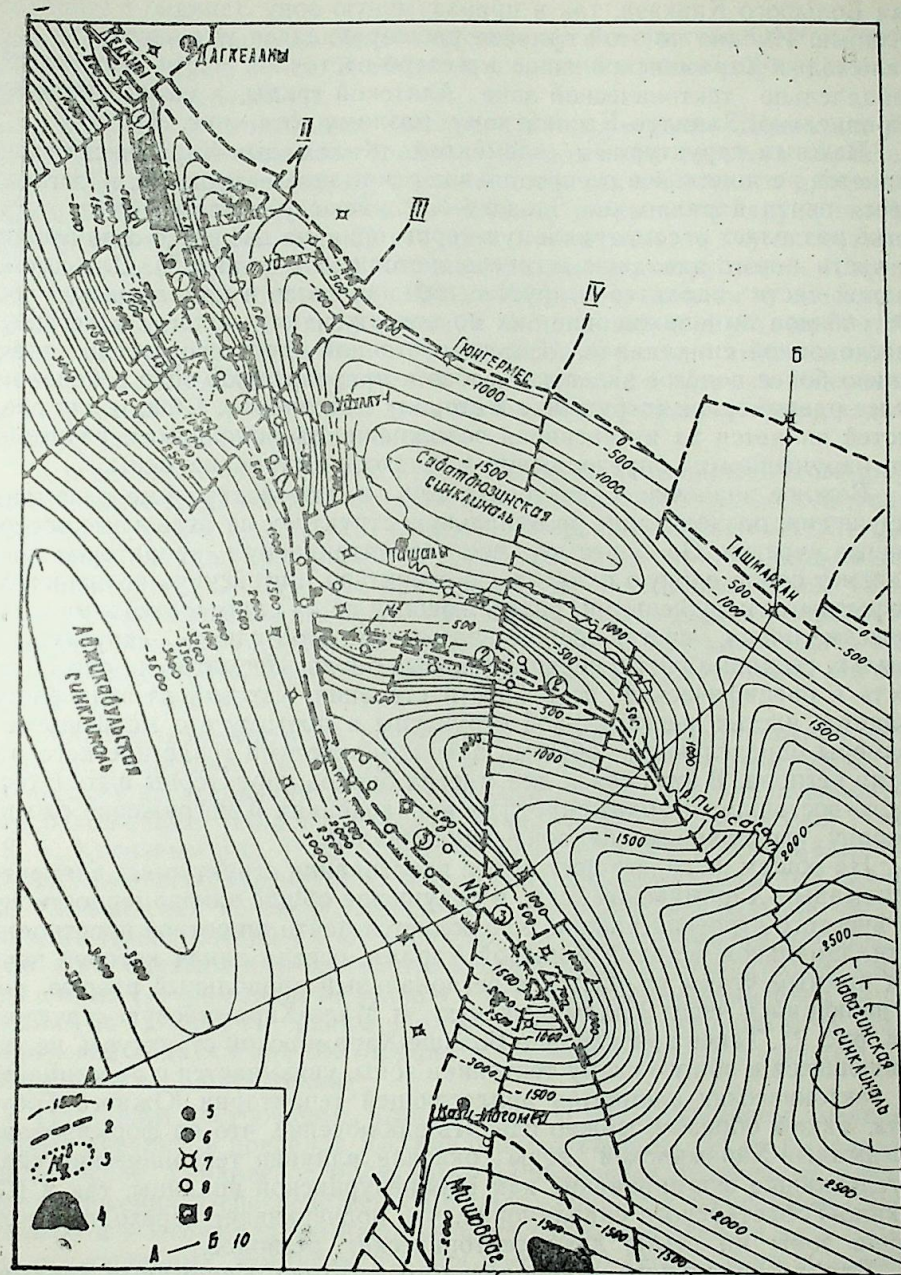


Рис. 2. Структурная карта Каламадын-Хараминской зоны по кровле продуктивной толщи (составлена авторами с использованием материалов ПО «Азнефть»):

1—изогипсы по кровле ПТ; 2—разрывные нарушения; 3—выходы на дневную поверхность отложений ПТ; 4—выявленные залежи нефти и газа; поисково-разведочные скважины: 5—давшие нефть и газ, 6—ликвидированные по техническим причинам,

ния Большого Кавказа, так и приразрывную зону Западно-Каспийского разлома. Именно по этой причине расширяющаяся юго-восточная часть Каламадын-Хараминской зоны в северо-восточной части простирается параллельно тектонической зоне Алятской гряды, а на юго-западе — параллельно Западно-Каспийскому разлому (см. рис. 1).

Важным структурным элементом Каламадын-Хараминской зоны является региональное осепродольное разрывное нарушение, простирающееся почти параллельно Западно-Каспийскому разлому. Этот разрыв четко разделяет рассматриваемую территорию на две резко отличающиеся части — юго-западную и северо-восточную (см. рис. 2). Для юго-западной части характерно крутое падение слоев в приразрывной зоне, постепенное выполаживание их по погружению и пологое залегание в плоскодонной синклинали. Северо-восточной части свойственно значительно более пологое залегание слоев в приразрывной зоне и более или менее равномерное погружение в сторону синклинали. Общим для обеих частей является их интенсивная осложненность локальными разрывными нарушениями, определяющими блоковое строение зоны.

Важное значение в тектонике зоны имеют поперечные разрывные нарушения, разделяющие региональную структуру на отдельные обособленные участки. По существу, вся рассматриваемая территория представляет собой единую складчатую структуру, интенсивно осложненную разрывными нарушениями, разделяющими ее на самостоятельные тектонические блоки, составляющие элементы этой единой структуры — крылья, сводовые части, периклинальные блоки. Несмотря на обособленность и специфические особенности строения, каждый из этих блоков является частью региональной структуры и поэтому его морфология и размеры определяются общими закономерностями геологического развития региона. В этой связи для многих блоков характерны вытянутость в юго-восточном и близширотном направлениях и погружение слоев в сторону ограничивающих зону синклиналей.

На общем фоне юго-восточного простираения структурных элементов Каламадын-Хараминской зоны, в нарушение общей закономерности геологического строения района, наблюдается почти широтное простираение антиклинальной складки Большой Харамы, осевая линия которой почти под прямым углом упирается в региональный продольный разрыв, протягивающийся через Каламадынскую и Мало-Хараминскую структуры (см. рис. 2). Такое простираение Больше-Хараминской структуры, не вписывающееся в общую схему тектоники зоны, увязывается с простираениями тектонических элементов прилегающей территории Южного Гобустана. Таким образом, можно сделать заключение, что на формирование Каламадын-Хараминской зоны оказали влияние тектонические силы, обусловившие формирование как Нижнекуринской впадины, так и Шемахино-Гобустанского синклинория, что подчеркивает переходное положение зоны на стыке двух тектонических регионов.

Для регионального осепродольного разрыва Каламадын-Хараминской зоны характерно его непрерывное простираение от Келанинского под-

7—выполнившие геологическое назначение, 8—проектные; 9—параметрические проектные скважины; 10—линия геолого-геофизического профиля.

Поднятия Каламадын — Хараминской зоны (цифры в кружочках) I—Каламадын, 2—Большой Харамы, 3—Малый Харамы.

Региональные поперечные разрывы: I—Келанинский, II—Гирдинский, III—Ахтарма-Пашалинский, IV—Хараминский

нятия на северо-западе до Мишовдагского на юго-востоке. Общая протяженность его свыше 50 км. В обоих направлениях можно проследить его дальнейшие продолжения.

Как и для региональных осепродольных разрывов Шемахино-Гобустанского нефтегазоносного района [4], для этого разрыва характерным является образование продольной зоны тектонического дробления пород, прослеживаемой на всем протяжении разрывного нарушения. На структурной карте (см. рис. 2) эта зона ограничивается двумя почти параллельно простирающимися линиями разрывных нарушений. Ширина зоны дробления колеблется от 400 до 1000 м. По плоскости сместителя эта зона наклонена в северо-восточном направлении под углами 60—85°, причем по погружению происходит некоторое сужение и выполаживание ее (рис. 3). Вследствие пересечения осепродольного разрыва поперечными разрывными нарушениями зона дробления по простираению разделена на ряд обособленных участков.

К осепродольному относится также разрыв, осложняющий сводовую часть Больше-Хараминской складки и разделяющий ее на обособленные северное и южное крылья. На востоке этот разрыв осложняет Кырлыскую часть складки (см. рис. 2) и продолжается в периклинальной юго-восточной части. Общая его протяженность составляет свыше 15 км. Как и в региональном разрывном нарушении, этим разрывом образована зона тектонического дробления шириной до 200 м, погружающаяся в северном направлении. В восточном и юго-восточном направлении эта зона постепенно сужается.

Большое значение роли поперечных разрывов в формировании тектоники зоны придавал А. Ш. Шихлинский, обобщивший материалы геофизических исследований и поисково-разведочного бурения по плиоценовым отложениям Нижнекуринской впадины [5]. В совместной статье с К. Г. Кулиевым и С. Т. Эфендиевой [6] им в пределах Каламадынской складки выделено три крупных поперечных разрыва, названных сдвигами: Келанинский на северо-западе, Гирдинский в центральной части и Ахтарма-Пашалинский на юго-востоке. По представлениям авторов, по всем этим сдвигам юго-восточные блоки сдвинуты относительно смежных с ними северо-западных блоков в юго-западном направлении на расстояние до 1,5—2,5 км. Таким образом, каждый поперечный блок Каламадынской складки как бы оторван от смежных блоков и смещен в горизонтальном направлении.

По нашим построениям, выполненным с использованием последних данных бурения, в пределах Каламадынской складки также выделяются Келанинское, Гирдинское и Ахтарма-Пашалинское поперечные разрывные нарушения. Непосредственное продолжение этих разрывов в северо-восточном и юго-западном направлениях позволяет отнести их к категории региональных, тем более что они пересекают сводовую часть складки, оба крыла и прилегающие синклинали.

Подтверждая наличие этих разрывов и их региональный характер, мы однако не склонны считать, что они являются высокоамплитудными сдвигами. Сдвиговые явления по этим разрывам наблюдаются, но с амплитудами горизонтального смещения не более 500 м, и зачастую не более 100 м. В то же время отмечается погружение каждого блока относительно смежного с ним северо-западного блока с амплитудой вертикального смещения от 200 до 1000 м, хотя на отдельных участках имеются

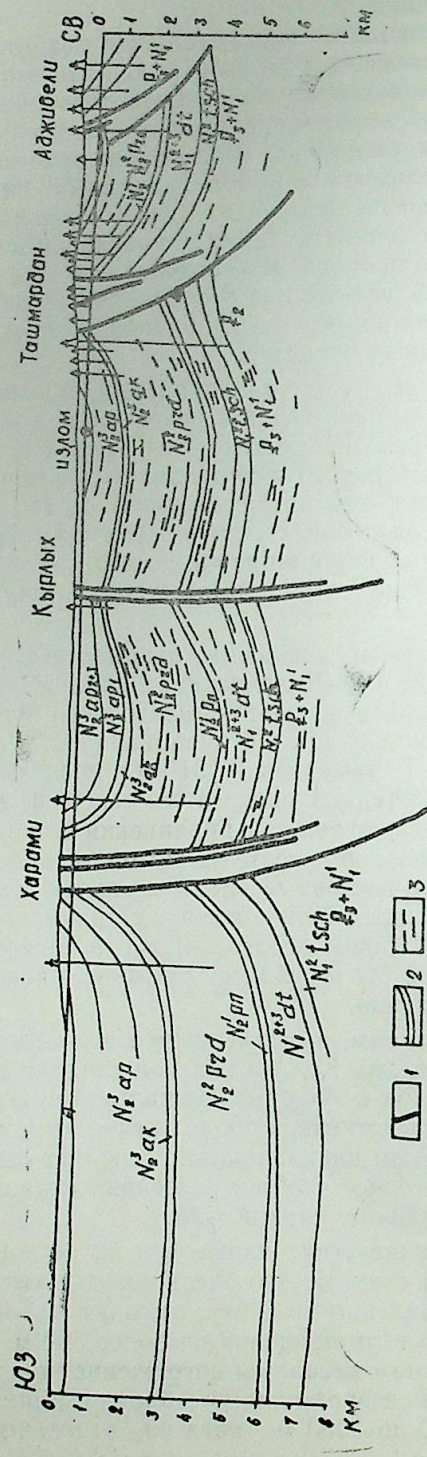


Рис. 3. Геолого-геофизический профильный разрез по линии АБ; 1—разрывные нарушения; 2—стратиграфические границы; 3—отражающие сейсмические площадки

место и обратные соотношения с небольшими смещениями. Учитывая сложные смещения по поперечным разрывам, нам представляется, что их правильнее именовать сбрососдвигами.

Помимо трех отмеченных поперечных разрывов по нашим построениям в юго-восточной части зоны прослеживается еще один поперечный разрыв регионального характера, пересекающий Мало-Хараминскую и Больше-Хараминскую складки, отсекая их юго-восточные периклиналильные части. По своей природе этот разрыв, названный нами Хараминским (см. рис. 2), такого же типа, как и поперечные разрывы Каламадынской складки. Юго-восточнее Хараминского поперечного разрыва намечено еще два поперечных разрыва, трассирование которых пока представляет трудности из-за неисследованности этой части зоны поисково-разведочным бурением.

Кроме разрывов регионального характера в пределах зоны развито большое количество локальных разрывных нарушений. Эти разрывы разделяют крупные геоблоки, образованные региональными разрывами, на обособленные тектонические поля, в пределах которых возможно формирование самостоятельных нефтегазовых скоплений. Особое значение в этом смысле имеют локальные разрывы, осложняющие присводовые части крыльев и периклиналильные окончания складок.

Каламадынская структура простирается на расстоянии около 20 км от Келанинского поперечного разрыва до западной периклиналильной части Мало Хараминской складки. Юго-восточное окончание структуры представляет собой сложный тектонический узел, детали строения которого далеко не расшифрованы. Вполне возможно, что бурение новых скважин внесет существенные коррективы в наши представления. Однако уже сегодня можно определенно сказать, что эта часть зоны является стыком осепродольного разрыва Больше-Хараминской складки с региональным осепродольным разрывом Каламадын-Хараминской зоны. Поперечными разрывами Каламадынская структура четко разделяется на три части.

Больше-Хараминская структура простирается в восточном направлении на расстоянии свыше 15 км. Поперечными разрывами разделяется на три части: западную — собственно Больше-Хараминскую, восточную — называемую Кырлыхской, юго-восточную — образующую периклиналильное окончание. Высота Больше-Хараминской структуры относительно ограничивающих ее синклиналей составляет 1000—1500 м.

Мало-Хараминское поднятие простирается в юго-восточном направлении на расстоянии свыше 15 км. Хараминским поперечным разрывом поднятие разделяется на основную северо-западную часть и юго-восточную периклиналиль. Углы падения крыльев в присводовой части порядка 40—50°, по погружению — до 20°. Высота поднятия по юго-западному крылу составляет около 2500 м.

Все поднятия Каламадын-Хараминской зоны в сводовых частях интенсивно осложнены грязевулканическими проявлениями. Как правило, эти проявления трассируются вдоль зон тектонического дробления пород, подчеркивая свою непосредственную связь с осепродольными разрывными нарушениями. На дневной поверхности эти проявления представлены в виде грязевулканических покровов, кратеров грязевых вулканов, грязевых сопков, сальз и грифонов. Наиболее крупными грязевулканическими проявлениями в пределах зоны являются Ахтарма-Пашалы, Инчабель, Каламадын, Харамы-Ахтарма, Кырлых.

В целом зона характеризуется как зона активного проявления грязевого вулканизма. Здесь наблюдаются периодические извержения грязевых вулканов, постоянно происходит выделение жидкой грязи, воды и углеводородного газа в многочисленных сальзах и грифонах.

Осложненность Каламадын-Хараминской зоны грязевулканическими проявлениями, причем в активной форме, по нашим представлениям [3], свидетельствует о развитии на данной территории под плиоценовым покровом довольно мощной толщи миоцен-палеогенового комплекса. Как показали исследования, проведенные в зонах проявления грязевого вулканизма Шемахино-Гобустанского района, миоцен-палеогеновые отложения имеют более сложное геологическое строение, чем покрывающий их плиоценовый комплекс. Как правило, общим в строении этих комплексов является их осложненность региональными разрывными нарушениями, разделение их на крупные тектонические блоки и однозначность простираний крупных тектонических элементов. Отличием тектоники миоцен-палеогенового комплекса является его большая дифференцированность, интенсивное проявление выжиманий глинистых масс, более значительная осложненность локальными разрывами.

Судить о деталях внутренней структуры миоцен-палеогенового комплекса в настоящее время затруднительно, так как данных бурения пока нет, а геофизические материалы из-за сложности геологического строения неинформативны и зачастую интерпретируются неоднозначно.

Еще более схематичны представления о геологическом строении комплекса мезозойских отложений. Пока на основе гравиметрических материалов можно считать, что мезозойские отложения в пределах этой зоны залегают на больших глубинах — от 6 до 8—9 км. Судя по положению Кущи-Пирсагатского гравитационного минимума, наиболее глубокое залегание мезозойских отложений, до 8—9 км, ожидается в районе поднятия Каламадин и к северу от поднятия Большой Харамин, включая зону Алятской гряды. Наличие к югу от Кущи-Пирсагатского минимума Навагинского максимума силы тяжести позволяет допустить возможность более высокого залегания мезозойских отложений, на глубинах порядка 6 км, в районе поднятий Большой Харамин и Малый Харамин.

Исходя из структурно-тектонических условий, можно считать, что в пределах Каламадын-Хараминской зоны могли сформироваться ловушки для нефти и газа четырех типов: связанные с зонами тектонического дробления в сводовых частях поднятий, тектонически экранированные на крыльях и периклинальных окончаниях, литологического и стратиграфического типов на погружениях складок. В ловушках первого типа промышленные скопления нефти выявлены в северо-западной части Каламадынской складки, а промышленная нефтеносность ловушек второго типа подтверждена на поднятии Мишовдаг (рис. 4). Залежи нефти литологического и стратиграфического типов в пределах зоны пока не выявлены, но не исключено, что они могут быть обнаружены. Поэтому при проектировании дальнейших поисково-разведочных работ необходимо ориентироваться на открытие залежей нефти и газа всех вышеперечисленных типов, уделяя основное внимание выявлению залежей первых двух типов.

Судя по структурной карте по кровле продуктивной толщи (см. рис. 2), в пределах Каламадын-Хараминской зоны нефтегазовые залежи, связанные с зонами тектонического дробления, могут быть выявлены в юго-восточной части Каламадынского поднятия, в сводовой части и на

юго-восточной периклинали Мало-Хараминского поднятия, в сводовой части и на восточном периклинальном окончании Больше-Хараминской складки. Размеры возможных залежей могут составлять до 6—8 км в длину и до 800—1000 м в ширину.

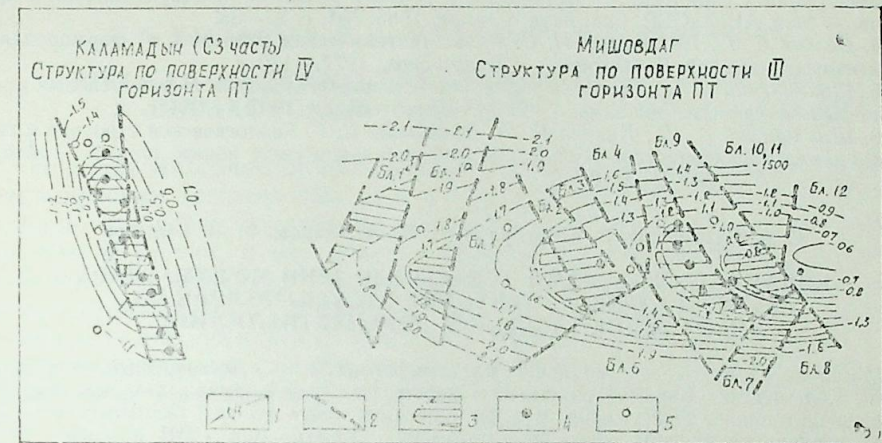


Рис. 4. Размещение нефтегазовых залежей в эталонных месторождениях Каламадын-Хараминской зоны (составлено по материалам НГДУ «Ширваннефть»);

1—изолинии по поверхности нефтеносных горизонтов ПТ, тыс. м. 2—разрывные нарушения; 3—нефтегазовые залежи; 4—давшие нефть; 5—не давшие притоков нефти и газа

Наиболее благоприятными для образования тектонически экранированных залежей в Каламадын-Хараминской зоне являются присводовые части тектонических блоков, ограниченных продольными и поперечными разрывами. Как наиболее перспективные для выявления нефтегазовых залежей тектонически экранированного типа оцениваются северо-восточное крыло юго-восточного окончания Каламадынского поднятия, северное и южное крылья и юго-восточное периклинальное окончание Больше-Хараминского поднятия, северо-восточное Крыло Мало-Хараминской складки. Кроме названных определенным интерес представляют и другие участки зоны, но их перспективы значительно ниже.

Выделенные в пределах Каламадын-Хараминской зоны перспективные участки, представляющие интерес для поисков промышленных залежей нефти и газа, рекомендуются к проведению на них детальных геофизических работ и поисково-разведочного бурения.

Как перспективно нефтегазоносные в Каламадын-Хараминской зоне оцениваются подстилающие продуктивную толщу миоцен-палеогеновые и глубокозалегающие мезозойские отложения. Из-за слабой изученности эти комплексы на сегодняшний день не могут быть объектами поисково-разведочного бурения необходимо предварительно изучить современными методами геофизических исследований их структуру, а бурением отдельных глубоких параметрических скважин—литолого-фациальные особенности и нефтегазоносность разреза.

Литература

1. Аствацатуров С. А., Гасанов С. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности площади Каламадын. — Учен. зап. АГУ им. С. М. Кирова. Сер. геол.-географ. наук, 1960, №6, с. 37—44.
2. Гасанов Р. А., Мамедов Т. И., Зейналов Т. И. Основные черты тектонического строения площади Каламадын и перспективы нефтегазоносности. — Азерб. нефт. хоз., 1987, №5, с. 10—12.
3. Кастрюлин Н. С. Замедленно-непрерывная внутрiformационная миграция локальных газовых скоплений — необходимое условие развития грязевулканических процессов. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1985, №1, с. 27—33.
4. Салаев С. Г., Кастрюлин Н. С. Роль тектонических разрывов в формировании нефтегазовых залежей Кобыстана. — Баку: Элм, 1977.—130 с.
5. Шихлинский А. Ш. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. — Баку: Азнефтеиздат, 1967. — 234 с.
6. Шихлинский А. Ш., Кулиев К. Г., Эфендиева С. Г. Геологическое строение и гидрохимическая характеристика Каламадынской складки в свете новых данных. — Азерб. нефт. хоз., 1984, № 7, с. 8—13.

С. Н. Салаев, Н. С. Кастрюлин, С. Б. Мамедов, Ф. М. Салимов

КƏЛАМƏДДИН—ХƏРАМИ ЗОНАСЫНЫН ЈЕНИ МƏЛУМАТЛАРА ƏСАСƏН СТРУКТУР-ТЕКТОНИК ХУСУСИЈƏТЛƏРИ ВƏ НЕФТЛИЛИК-ГАЗЛЫЛЫГ ПЕРСПЕКТИВЛИЛИЈИ

Мəгалəдə газма, мəдəн вə кəшфијат кеофизикасы мəлуматларынын тəһлилинə əсасən, Кəламəддин—Хəрами зонасынын Плиоцен вə ондан ашағыда јатан чөкүнтүлəрин структур-тектоник хусусијəтлəри мұјјən едилмиш, нефт вə газ јығымларынын јерлəшмə ганунаујғунлуглары ајдынлашдырылмыш, Кəламəддин (ЧШ һиссəси), Бөјүк Хəрами вə Кичик Хəрами саһəлəринин нефтлилик-газлылыг перспективлилији гижмэтлənдирилмишдир. Нефт вə газ јығымларынын эмəлэ кəлмəsi үчүн галхымларын тағ һиссəлəриндə тектоник хырдаланма зоналары илэ əлагəдər тəлэлэр, структурларын ганад вə переклинал һиссəлəриндə тектоник экранлашмыш тəлэлэр əлверишли сајылыр.

Кəламəддин—Хəрами зонасында јахын иллəрдə нефт вə газ јығымларыны ашкар етмэк үчүн мараг доғуран перспективли саһəлэр ајрылыр. Нəмин саһəлəрдə мұкəммəl кеофизики ишлэр вə ахтарыш-кəшфијат газынтысы апарылмасы тəвсијə олунар.

S. G. Salayev, N. S. Kastylin, S. B. Mamedov, F. M. Salimov

STRUCTURAL AND TECTONIC PECULIARITIES AND OIL AND GAS CONTENT PROSPECTS OF THE KALA-MADYN-KHARAMI ZONE IN THE LIGHT OF THE NEW DATA

Basing on the analysis of drilling, well-logging and exploration geophysical materials structural and tectonic peculiarities of the Pliocene and underlying deposits of the Kalamadyr-Kharami zone were revealed regularities of oil and gas deposits were ascertained and prospects of oil and gas content within the Kalamadyn (south-eastern part). Great and Lesser Kharami areas were estimated. Traps associated with tectonic crushing areas within the arched parts of uplifts as well as tectonically truncated traps within the limbs and periclinal terminations of folds were most favourable for oil and gas deposits formation. The promising areas within the Kalamadyr-Kharami zone are of interest for the new oil and gas deposit revealing in the immediate future and are recommended for detailed geophysical work and exploration drilling.

АЗƏРБАЈЧАН ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХƏБƏРЛƏРИ

Јер елмлəри серијасы, 1990, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА

Серия наук о Земле, 1990, № 1

УДК 551.762. (551. 24+551.21) (—924.76) (479—24)

Г. В. МУСТАФАЕВ, Р. Н. АБДУЛЛАЕВ, М. А. МУСТАФАЕВ

ЮРСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА В ШАМХОРСКОМ ПОДНЯТИИ МАЛОГО КAVКАЗА

Наличие многочисленных рудопроявлений медноколчеданных, поле-металлических, гематитовых руд, а также выявленное в последние годы медно-порфировое оруденение, связанное с вулканоструктурами Шамхорского поднятия, в междуречье Дзегамчай—Шамхорчай, обусловило необходимость рассмотрения закономерности проявления магматизма и металлогении данного региона в свете новых данных. Авторами проведена палеовулканологическая реконструкция названной структуры — одного из интересных в тектоно-магматическом и металлогеническом отношении объектов Сомхето-Агдамской палеоостровной дуги Малого Кавказа.

В осевой части Шамхорского вулканотектонического поднятия выделяется [2] горстообразный блок субширотного простирания, унаследованный от глыбового строения домезозойского фундамента, залегающий на небольшой глубине и нередко обнажающийся на поверхности в виде метаморфических сланцев (верховье р. Асрикчай). Активизация вулканической деятельности в пределах Шамхорского поднятия связана с начальной стадией (ранний байос) раннеальпийского этапа развития области, с формированием мощной вулканогенной толщи базальтового и андезитобазальтового состава, представленной лавовой, вулканокластической и субвулканической фациями. Во второй половине байосской стадии развития в данной структуре происходило интенсивное проявление кислой мармы риолитового и риодацитового состава мощностью 770 м. Основные и кислые вулканы байоса составляют контрастную базальт-риолитовую формацию. Юрские вулканические центры Шамхорской структуры сохранились в виде эродированных жерловин, выступающих в виде экстрезивных и дайкообразных тел. Байосский вулканизм завершается внедрением плагиогранитовых интрузивов, составляющих с риолитами и риодацитами вулканоплутоническую ассоциацию.

Плагиограниты представлены Атабекским, Гильанбирским и другими массивами, наибольшая площадь эрозионного среза которых достигает 80 км². Судя по структурным особенностям пород, геологическим взаимоотношениям и данным абсолютной геохронологии плагиогранитовые интрузивы формировались в три стадии. Вначале формировались плагиогранит-порфиры с крупными (0,5—1,0 см) вкрапленниками полевых шпатов и кварца. На второй стадии кристаллизуются порфировидные плагиограниты с неравномернозернистой структурой, признаками неравновесной кристаллизации со следами коррозии граней кварца (в одном случае установлена его скелетная форма), свидетельствующей о новообразованиях из остаточного, насыщенного кремнекислотой, расплава. Судя по площади порфировидные плагиограниты по объему значи-

тельно превосходят плагиогранит-порфиры. Формирование массивов завершается кристаллизацией мелкозернистых лейкократовых гранитов, отличающихся от ранних порций магматических расплавов более высоким содержанием калия.

Формированием плагиогранитовых массивов в центральной части блока, окруженных комагматичными риолитами на обширных площадях, метаморфизованных во вторичные кварциты, завершается первая, ранняя стадия формирования Шамхорского поднятия.

В позднегеосинклинальном этапе, (поздняя юра), когда происходит общая тектоническая перестройка области, резко усиливаются восходящие движения. На стыке наиболее приподнятого блока Шамхорского выступа и прилегающих к нему тектонических глыб, на различных уровнях глубинности образуются межблоковые разломы, по которым происходит внедрение гранитоидных интрузивов, продолжительность формирования которых зависит от фазовости проявления глубинных магматических очагов. На внешней периферийной зоне Шамхорской вулcano-тектонической структуры формируются Кедабекский (40 кв. км), Габахтепинский (30 кв. км), Барумский (20 кв. км), Дашбулакский (10 кв. км) Чанахчичайский (6 кв. км) интрузивы, а также субвулканические и дайковые образования. Кедабекский и Чанахчичайский интрузивы формировались в две фазы: раннюю габброидную и позднюю диоритовую. Габахтепинский и Дашбулакский интрузивы монофазные, состав их отвечает кварцевому диориту, Барумский интрузив монофазный и практически монофациальный, по составу гранодиоритовый. Хотя по данным абсолютной геохронологии возраст всех этих интрузий соответствует поздней юре-нижнему мелу (130—146 млн. лет), судя по составу во временном интервале их внедрения наблюдается определенная последовательность. Одновременно оно свидетельствует о дифференциации состава магмы очагов по гомодромной последовательности. С внедрением дайковых комплексов завершается формирование Шамхорской структуры.

Палеовулканологическая реконструкция данного района позволила установить здесь тектоно-магматические структуры с кольцевым строением (рис. 1), наличие которых отмечено при геолого-съемочных работах Г. М. Гасановым и Ю. И. Ширинным и подтверждено нашими исследованиями и дешифровкой космических снимков [1]. Нами выделяются кольцевые структуры I и II порядков.

Структура I порядка охватывает практически всю центральную часть Шамхорского поднятия и устанавливается по выходам верхнеюрских интрузивов — Кедабекского, Чанахчичайского, Дашбулакского, Габахтепинского, Барумского, а также субвулканических тел диоритового состава, приуроченных к кольцевому разлому. На северной и южной перифериях выделенной структуры, как наиболее сохранившихся от эрозии, Кедабекский и Габахтепинский гранитоидные интрузивы сопровождаются компенсационными прогибами, в пределах которых накопились оксфорд-келловейские вулканогенно-осадочные образования.

Далекое западная и восточная части кольцевой структуры глубоко эродированы и в долинах рек Дзегамчай и Шамхорчай, где обнажаются нижебайосские вулканы основного состава. В наиболее глубокоэродированном восточном фланге кольцевой структуры выступает дайковое поле, значительная часть которого является корнями нижебайосских

эффузивов. По р. Шамхорчай глубина вскрытия Барумского гранитоидного интрузива превышает 1000 м.

В средней части описываемой кольцевой структуры выступает крупный юрский Атабекский плагиогранитовый интрузив, приуроченный к кратерной части крупного байосского вулкана, представляющего собой кальдерообразную структуру, где шла кристаллизация не излившегося

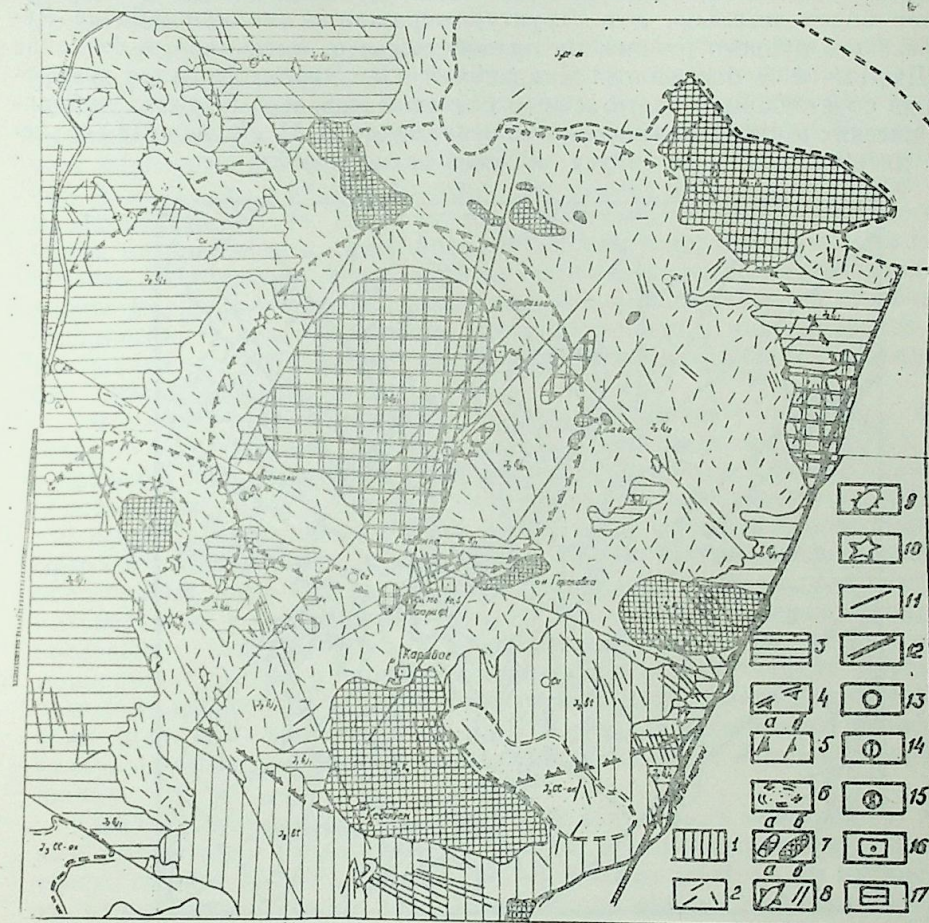


Рис. 1. Вулcano-тектоническая кольцевая структура в Шамхорском поднятии Малого Кавказа:

1—батские базальты, андезиты и их туфы; 2—верхнебайосские риолиты, риодациты, дациты и их туфы; 3—нижебайосские риолиты, риодациты, дациты и их туфы; 4—внешнебайосские основные базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы; 5—внешнебайосские компенсационные депрессии; 6—разновозрастные интрузии; а—плагио-а—штоки диоритов, кварцевых диоритов; б—дайки андезитов, риолитов; 7—экструзивная граница кольцевого поднятия; 8—внешняя (а) и внутренняя (б) границы кальдер; 9—купольные структуры; 10—вулканические центры; 11—тектонические нарушения; 12—региональные разломы. Месторождения и рудопроявления: 13—меднорудные; 14—медно-молибденовые, 15—медно-мышьяковые; 16—серноколчеданные; 17—гематитовые

на поверхность риолитового расплава. Границы кальдеры устанавливаются выходами мелких интрузивных, субвулканических тел, вулканических центров.

К структурам более высокого II порядка относятся долгоживущие кальдеры часто с дифференцированными верхнеюрско-нижнемеловыми интрузиями (полифазными) в центре. Наиболее характерной и типичной, равно как и хорошо сохранившейся является Чанахчичайская вулкано-плутоническая структура (рис. 2), характеристика которой проводится более детально. Эта структура отражается в западном блоке Кедитского рудного района, на правом берегу р. Дзегамчай, в бассейне р. Дзегамчай, в бассейне р. Чанахчичай. Она характеризуется закономерно сочетающимся контрастным составом лавовых покровов, субвулканических и интрузивных тел, что отвечает по В. И. Лучицкому верхнему интеркрустальному ярусу вулканических структур.

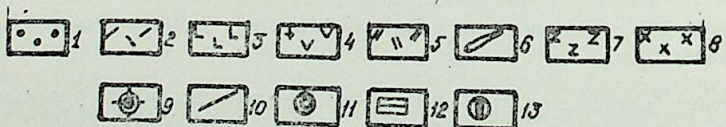
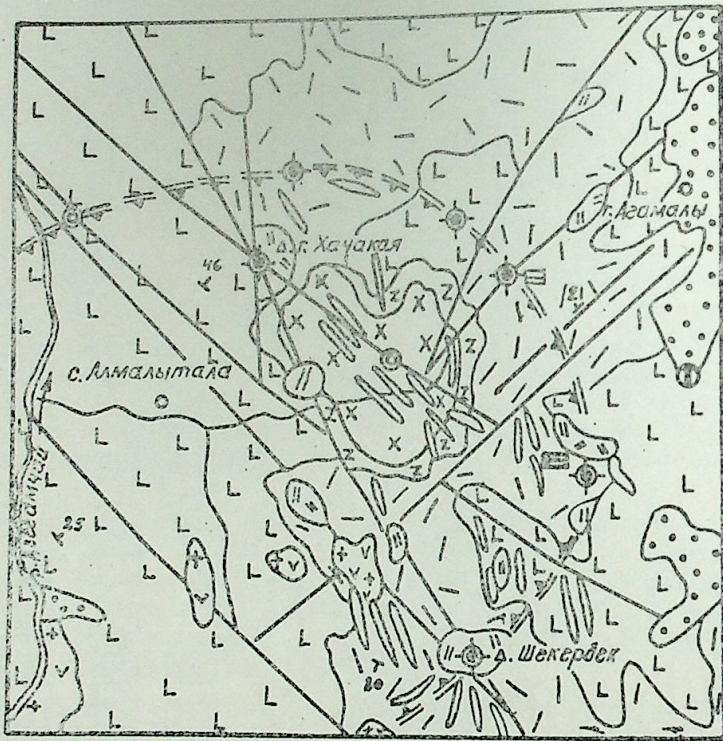


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Чанахчичайской палеовулканической структуры:

1—четвертичные отложения; 2—верхнебайосские риолиты, риодациты и их туфы; 3—нижнебайосские базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы; 4—верхнеюрские субвулканические андезиты и дациты; 5—верхнебайосские субвулканические риолиты и риодациты; 6—дайки основного и кислого состава; 7—габбро, габбро-диориты; 8—кварцевые диориты, гранодиориты; 9—вулканические центры; 10—разломы; 11—меднорудные проявления; 12—железорудные проявления; 13—медно-мышьяковое месторождение

Геологическое строение и палеовулканологическая реконструкция района развития Чанахчичайской вулкано-плутонической структуры показывают, что она представляет собой кальдеру проседания с выходами интрузивов в центре и сохранившимися реликтами вулканических аппаратов по его периферии.

В пределах Чанахчичайской кальдеры выступают байосские вулканогенные образования, которые по своему строению и составу расчленяются на нижнебайосскую базальтоидную и верхнебайосскую риолитовую толщу.

Нижнебайосская базальтоидная толща за пределами описанной структуры (в бассейне р. Асрикчай) с угловым несогласием перекрывает допалеозойские метаморфические сланцы и представлена базальтами, андезибазальтами и их туфами. Наибольшая мощность (500—600 м) этих образований вскрыта по бортам долины р. Чанахчичай, вблизи сел. Алмалытала, где они образуют преимущественно сложные эффузивно-экструзивные тела, построенные потоками и эруптивными лавобрекчиями базальтового и андезибазальтового состава, между которыми отчетливо наблюдаются фациальные взаимопереходы. Хлоритизированная лавово-жерловая постройка имеет радиально расходящуюся столбчатую отдельность, а нижнебайосские реликты вулканических аппаратов центрального типа сохранились также в северной и юго-восточной периферии описываемой кальдеры.

В составе верхнебайосской толщи преобладают вулканы, представленные риолитами, игнимбритами и меньше дацитами (5%). Они в пределах кальдеры слагают обширное вулканическое поле, сложенное породами жерловой и прижерловой фаций, и представлены экструзивами, некками, субвулканическими дайками и штоками флюидальных и сферолитовых риолитов и риодацитов. Формирование субвулканических образований связано с деятельностью вулканов центрального типа, локализованных в поле развития кислых вулканокластических пород. Для последних характерна грубообломочная текстура (до 60—75%) с мало мощными потоками и покровами эффузивных пород. Более крупнообломочные разности вулканокластов хорошо сохранились в прижерловой зоне эруптивных аппаратов Хачакя, Маралдаг и на южной периферии кальдеры, которые содержат вулканические бомбы с «хлебной» коркой и шлаки.

Во внутренней зоне Чанахчичайской кальдеры, к востоку от г. Хачакя, обнажаются изолированные выходы вулканических пород базальтового состава общей площадью 3 км², которые разбиты на мелкие блоки разнонаправленными разрывными нарушениями, в результате чего они рассланцованы и окварцованы.

Морфологические особенности Чанахчичайской кальдеры определяются сочетанием трех последовательно образовавшихся радиально-кольцевых систем разломов, придающих структуре ступенчато-блоковое строение. Вдоль внешних кольцевых разломов происходило извержение вулканических продуктов, которым сопутствуют субвулканические интрузии, дайки и штоки. Внутреннее кольцо разрывных нарушений обусловило формирование штока кварцевых диоритов, по периферии которых развиты гибридные габброиды.

Палеовулканологическая реконструкция показывает, что Чанахчичайская кальдера заложилась в конце нижнебайосского времени, а образование основных структурных элементов кальдеры связано с верхне-

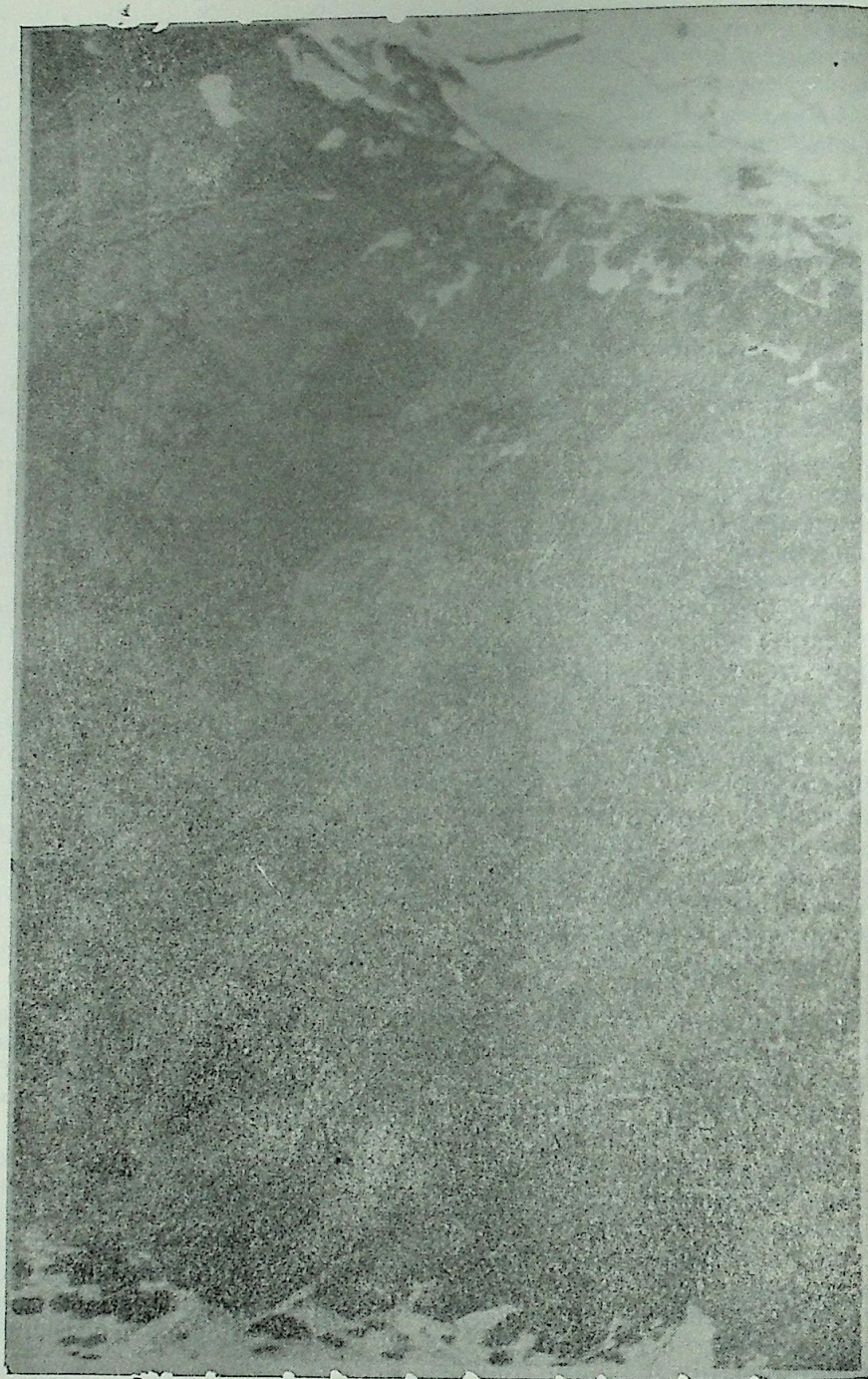


Рис. 3. Гибридизированные ксенолиты габброидов первой фазы в гранитоидах второй фазы Чанахчичайского интрузива

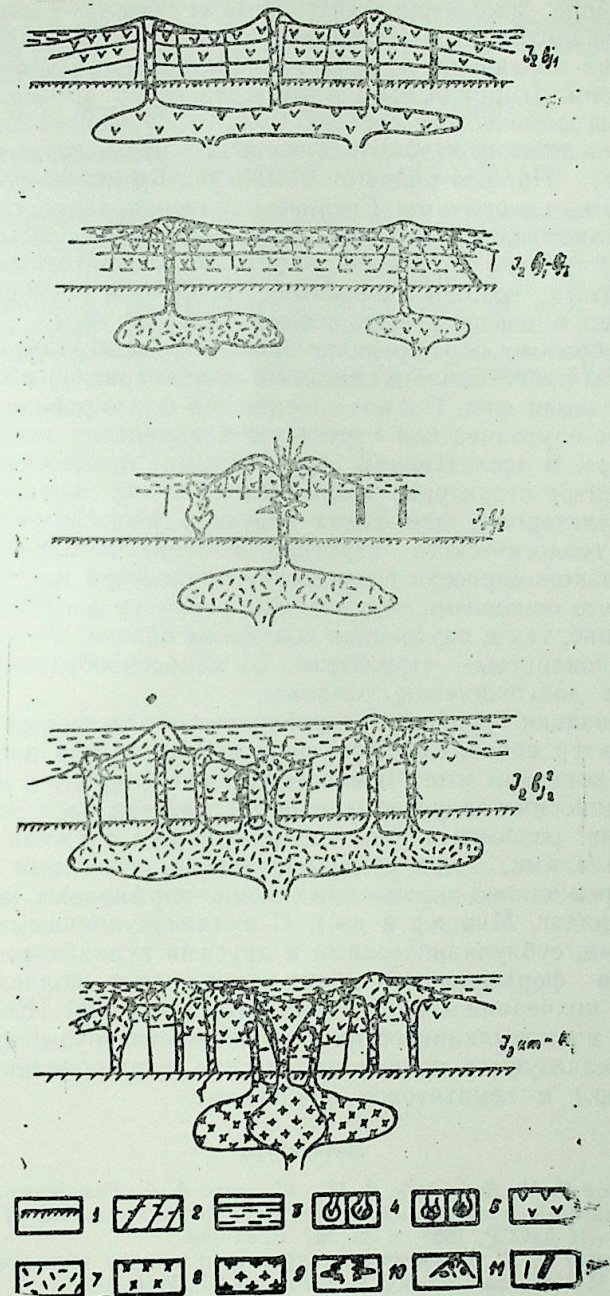


Рис. 4. Схема развития Чанахчичайской вулканоплутонической постройки;
 1—граница палеозойского фундамента; 2—граница добайосского комплекса отложений; 3—уровень моря, водный бассейн; 4—магматические камеры основных и кислых эффузивов; 5—магматические камеры основных и кислых интрузивов; 6—нижний байос, андезито-базальты; 7—верхний байос, риолиты и риодациты; 8—верхняя юра, габброиды; 9—верхняя юра, гранитоиды; 10—взрыв вулканического жерла; 11—обломки разрушения вершины вулкана; 12—разрывные нарушения

байосским периодом вулканизма. На рубеже поздней юры и нижнего мела произошло внедрение габброидов (I фаза), а затем кварцевых диоритов и гранодиоритов (II фаза). Последние в зоне дробления вдоль тектонических нарушений содержат многочисленные ксенолиты габбро, габбродиоритов (гибридизированные и частично ассимилированные), а также шпильки феррического состава (рис. 3). Формирования интрузивов происходило в течении довольно длительного промежутка времени (30 ± 3 млн. лет). Породы раннего комплекса представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами. Среднее значение радиологического возраста составляет 166 ± 3 млн. лет, что соответствует средней юре (байосу) и близко времени образования врангелийской вулканогенной толщи. Абсолютный возраст кварцевых диоритов и гранодиоритов 136 ± 3 млн. лет и соответствует верхам верхней юры.

Таким образом, формирование Чанахчичайской вулкано-плутонической структуры происходило в несколько этапов (рис. 4) в интервале ранней байос-поздней юры. Полное завершение формирования Чанахчичайской вулкано-плутонической структуры кальдерного типа происходило в поздней юре. В последующем эрозивными процессами вскрыт весь разрез по центру структуры, вдоль тектонических нарушений с образованиями характерного для таких структур рельефом—цирка.

Анализ геологического строения, палеовулканологическая реконструкция и закономерности размещения оруденения позволило авторам установить, что основными рудоносными структурами района являются: 1) как внешние, так и внутренние кольцевые сбросы; 2) вулканокупольные и вулканокорневые структуры; 3) кальдерообразные депрессии; 4) линейные долгоживущие разломы.

В локализации оруденения в различные этапы формирования кальдерных структур преобладающую роль играли те или иные разрывные элементы, в конечном итоге преопределившие (наряду с изменившимся составом рудоносных гидротерм) генетический тип месторождений. Синвулканические разломы и зоны трещиноватости служили как рудоподводящими каналами, так и рудовмещающими объектами — они характерны для жильково-вкрапленных медно-порфировых месторождений (Хархар, Карадаг, Маариф и др.). С вулканокупольными жерловыми, экструзивными, субвулканическими и другими вулканическими структурами связано формирование медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических, колчеданно-энаргитовых месторождений (Кедабек, Биттибулак и др.); в поствулканических, а также постинтрузивных разломах и трещинах локализуются полиметаллические рудопроявления (Ново-Гореловка и др.) и гематитовое оруденение.

Литература

1. Сулейманов С. М., Баба-Заде В. М., Масимов А. А., Рамазанов В. Г. Соотношение основных линейных и кольцевых структур как фактор прогноза рудных месторождений. — Докл. АН АзССР, 1983, т. 39, №7, с. 44—48.
2. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части М. Кавказа. — Баку: Изд. АН АзССР, 1966, т. 2.

И. В. Мустафаев, Р. Н. Абдуллаев, М. А. Мустафаев

КИЧИК ГАФГАЗЫН ШАМХОР ГАЛХМАСЫНДА ЈУРА ВУЛКАН-ТЕКТОНИК СТРУКТУРУ

Кичик Гафгазын шимал-шәрг һиссәсинин Шамхор галхмасында даирәви гурулуш-лу јура вулкан-тектоник структуру ашкар едилмишир. Јени тәдгигатлар әсасында бу

структурларын I вә II дәрәчәли олмалары мүәјјәнләшдирилмишир. Јухары јура интрузив чыхышлары илә мүәјјәнләшән I—дәрәчәли структурлар Шамхор галхмасынын мәркәзи һиссәсини әһатә едир. II—дәрәчәли структурлар мәркәзиндә чоқфазалы интрузив күтләләри јерләшән калдерләр анд олунур. Нәтичәдә бу структурларда филизләшмәнин ганунаујғун пајланмалары һағғында фикир сејләнилир.

G. V. Mustafaeв, R. N. Abdullaev, M. A. Mustafaeв

THE JURASSIC VOLCANO-TECTONIC STRUCTURE IN SHAMKHOR UPLIFT OF LESSER CAUCASUS

The tectono-magmatic structure in Shamkhor uplift of North-East part of Minor Caucasus is exposed by crural composition. The new investigations are established by the structure of the I and II orders by us. The structure of the I order envelopes the whole centre part of Shamkhor uplift and is established by the outflow of the Upper Jurassic intrusions. The structure of the II order, the most high structure, belongs to the long-lived calderas with the differential polyphase intrusions, which are given by Chanakhchichay structure. In dependence the paleovolcanic reconstructions are said by the natural placing of mineralization in Shamkhor uplift.

УДК 549.81:552.32(479.24/25)

М. И. РУСТАМОВ, Е. Ф. ВОЛЬФЕНЗОН

АПАТИТЫ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА

Апатит—один из распространенных и характерных акцессорных минералов гранитоидов. Видовое разнообразие делает его важным по своему корреляционному значению минералом. Состав и морфология апатита отражает особенность формирования включающей его породы, что позволяет использовать его в качестве индикатора генетической принадлежности гранитоидов [3, 8, 13]. Являясь минералом-концентратом ряда рудных элементов, апатит может указывать на потенциальную рудоносность гранитоидных интрузий [7].

В статье рассматриваются типоморфные особенности апатитов в палеогеновых гранитоидах Зангезурского геосва, представленные габбро-гранитной и габбро-монцонитовой формациями (ГГФ, ГМФ) вулканно-плутонического генетического типа и гранит-граносиенитовой формацией (ГГсФ) плутонического типа [9, 11]. Установлено, что в последовательном становлении интрузивных комплексов наложенные процессы метасоматизма сопровождаются образованием поздних вторичных апатитов в породах ранних фаз, а также в контактовой полосе комплексов, часто в ассоциации с вторичным биотитом. Поэтому выбор объектов приобретает первостепенное значение для установления типоморфных особенностей апатитов. В связи с этим исследованиям подвергались апатиты из гранитоидов ГГФ Ганзинского комплекса Мегри-Ордубадского батолита, Гехинского и Говшутского интрузивов; из ГМФ Мегринского и Капыджик-Аичангыльского комплексов батолита и Лякатахского комплекса; из ГГсФ Алангезского кольцевого комплекса батолита и Саккарсуинского интрузива.

В породах ГГФ апатит распределен неравномерно. В адамеллитах, гранитах и лейкогранитах главной интрузивной фации Ганзинского комплекса на западном и восточном склонах Конгуро-Алангезского хребта содержание апатита составляет 700—750 г/т, а в гранодиоритах Гехинского, Говшутского интрузивов и долины р. Бугояр, а также в граносиенитах долины рек Ганзачай, Ордубадчай — 840 г/т, что близко к среднему содержанию апатита для соответствующих пород по В. В. Ляховичу [3, 4]. Значительно обогащены апатитом монцониты (1950 г/т) краевой фации интрузивного комплекса батолита и Гехинского массива. Содержание апатита в гибридных породах с ксенолитами составляет 2000—2400 г/т, в отдельных участках — 3500 г/т. Невысоким содержанием характеризуются дайковые породы: аплиты—150 г/т, лампрофиры и кварцевые диабазы — 380 г/т, гранодиорит-порфиры—500 г/т.

Апатиты в породах ГГФ наблюдаются в виде хорошо образованных кристаллов или их обломков гексагонально-призматического габитуса с пирамидальными или слегка округлыми окончаниями. Кристаллы мел-

кие 0,15—0,20 мм, короткопризматические $k/l=1:2$, а также наблюдаются удлинено-призматические $k/l=1:3$. В монцонитах и гибридных гранитоидах у отдельных разностей $k/l=1:5$, а в лампрофирах наблюдается игольчатый апатит с удлинением ≥ 8 . Кристаллы сложены комбинацией гексагональной призмы $\{10\bar{1}1\}$, одной $\{1011\}$ редко двумя пирамидами $\{10\bar{1}1\}$ и $\{11\bar{2}1\}$. У многих хорошо развит базопинакоид $\{0001\}$. Наряду с ними нередко присутствуют кристаллы, грани которых в той или иной степени корродированы.

Апатит в большинстве бесцветен, прозрачен, встречается и молочно-белый, редко желтоватый, что возможно, связано с проникновением в мельчайшие трещины гидроокислов железа. Показатели преломления бесцветных апатитов $N_o=1,633—1,639$; $N_e=1,630—1,636$, что позволяет отнести их к фторапатиту с 80—90% CaF_2 компонента по Трегеру. Зеленые разности, наблюдаемые в аплитах, относятся к хлорапатиту с показателями преломления $N_o=1,661$; $N_e=1,659$.

В гибридных гранитоидах в значительном количестве (10—15%) наблюдаются темные апатиты. Они полупрозрачны, имеют матовый блеск, ребра граней сглажены. Показатели преломления несколько выше, чем у бесцветных, и составляют $N_o=1,639$; $N_e=1,624$. Цвет их обусловлен наличием тонкодисперсного вещества и микровключением минералов, частички которых чаще всего ориентируются по вертикальной оси кристаллов. Из включений фиксируются иголки роговой обманки, исследования которой под микроскопом показали, что иголки гаснут одновременно при повороте столика микроскопа на угол около 40° от погасания апатита. Таким образом, в этих случаях мы имеем эпитактическое срастание апатита с роговой обманкой, в которой грань $\{010\}$ последней срастается с гранью $\{10\bar{1}0\}$ апатита, так что направление $\{001\}$ ее совпадает с направлением $\{0001\}$ апатита. Большинство исследователей [2, 3, 5], описавших темные апатиты в гранитоидах, полагают, что обилие пылевидных включений возникло в процессе ассимиляции вмещающих пород магматическим расплавом, и черная окраска апатита является характерным признаком гибридных пород.

Все исследованные апатиты ГГФ обладают селективно цериевым составом с преобладанием лантановой подгруппы, составляющей 86,7—89,5%, в которой ясно выражены цериевый ($Ce > La$) и неодимовый ($Nd > Pr$) максимумы, где $La/Nd=0,65—1,22$, а $\sum(La—Ce)$ в среднем составляет 59,9%, что указывает на близкую степень кислотности и несколько возрастающую щелочность среды кристаллизации апатитов. Для последних характерно относительно большее количество иттриевой подгруппы (среднее 10,6%), а содержание тяжелой (скандиевой) подгруппы не превышает 1,0% (таблица).

Апатит в породах ГМФ более широко распространен, чем в ГГФ. В габброидном комплексе Парагачая его содержание составляет 1140 г/т, а в аналогичных породах левых притоков р. Мегригет — 1360 г/т. Обогащены апатитом породы I фазы монцонитового комплекса Мегри-Ордубадского батолита, где содержание его в среднем составляет в кв. монцодиоритах (Парага) — 2325 г/т, в монцонитах Аичангыла и Мегри в отдельных пробах доходит до 2500 г/т. Несколько меньшим количеством характеризуются породы II фазы, где в монцогранодиоритах (Сапардара—Парагачай) оно составляет 1940, 2 г/т. Невысокое, но постоянное содержание апатита наблюдается в породах Лякетагского интрузивного

Содержание редкоземельных элементов в апатитах (в % от $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$)
из главных типов пород гранитоидов

№ пп	Породы, содержащие апатит	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в апатите																	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	$\Sigma \text{La-Nd}$	$\Sigma \text{Sm-Ho}$	$\Sigma \text{Er-Lu}$	La/Nd	
Габбро-гранитная формация																			
1.	Граниты, адамеллиты	0,44	19,0	42,0	4,2	22,0	4,1	1,1	3,3	0,5	2,1	—	0,6	0,4	—	87,7	11,1	1,0	0,86
2.	Гранодиориты	0,44	19,4	41,0	5,8	21,9	5,0	0,9	2,4	0,4	2,3	—	0,5	0,4	—	88,1	11,0	0,9	0,84
3.	Кв. монциты	0,48	25,0	37,7	6,4	20,4	5,7	0,6	2,2	0,2	0,7	—	0,5	0,3	—	89,5	9,6	0,8	1,22
4.	Гранодиориты	0,45	20,8	38,3	4,3	25,4	5,1	0,7	1,7	0,4	1,8	—	0,6	0,4	—	88,8	10,2	1,0	0,82
5.	Габбро	0,36	16,9	38,1	5,7	26,0	6,3	0,6	2,8	0,5	1,9	—	0,5	0,4	—	86,7	12,4	0,9	0,65
Габбро-монцитная формация																			
6.	Субщелочные габбро	0,52	21,0	38,8	5,4	24,0	5,2	0,6	3,9	0,2	0,8	—	—	0,1	—	89,2	10,8	0,1	0,87
7.	Монциты	1,14	35,0	47,4	3,1	12,4	0,4	—	0,9	—	0,3	—	—	0,3	—	97,9	1,8	0,3	2,82
8.	Монциты	1,03	33,5	48,1	3,2	13,0	0,3	—	1,1	—	0,4	—	—	0,2	—	97,8	2,0	0,2	2,58
9.	Монцогранодиориты	0,88	29,9	43,9	4,1	17,8	1,4	—	1,6	—	0,4	—	—	0,2	—	95,7	3,7	0,5	1,67
10.	Кв. монциты	1,47	34,2	52,0	1,3	11,1	0,1	—	0,9	—	0,1	—	—	0,2	—	98,6	1,0	0,3	3,08
11.	Граносениты	1,51	34,9	50,2	2,1	9,5	0,1	—	0,8	—	0,2	—	—	0,3	—	96,7	1,1	0,4	3,67
Гранит-граносенитовая формация																			
12.	Кв. сиенитодориты	0,63	23,5	44,5	2,5	24,7	2,3	0,2	0,7	—	0,4	—	—	0,6	—	95,2	3,9	0,9	0,95
13.	Порфиоровидные граносениты	0,90	28,7	44,0	2,8	20,6	1,8	0,2	0,5	—	0,2	—	—	0,9	—	96,1	2,7	1,2	1,39
14.	Порфиоров. граниты	0,96	29,2	41,0	2,2	22,8	2,5	0,1	0,5	—	0,5	—	—	0,8	—	95,2	3,8	1,1	1,28
15.	Порфиоров. гранодиориты, граниты	0,99	25,9	46,3	4,1	18,5	2,2	0,3	0,6	—	0,3	—	—	1,0	—	94,8	3,7	1,4	1,40
16.	Порфиоров. гранодиориты	0,72	27,1	40,7	2,5	24,6	2,7	0,3	0,8	—	0,2	—	—	0,7	—	94,9	4,3	0,8	1,10

комплекса. Так, в кв. монцитодоритах I фазы 1790,0 г/т, а в кв. сиенитодоритах и граносенитах II фазы соответственно 1870 и 1937 г/т. В дайковых породах количество апатита невысокое — 91,9 г/т.

Апатит в виде зерен и кристаллов (0,1—0,3 мм, $\kappa/l=1:2-1:3$) бесцветный, реже беловато-серый и молочно-белый. Последний в монцогранодиоритах несколько крупнее—0,2—0,5 мм. Эти кристаллы, как правило, короткопризматические и нередко имеют неправильную форму. В большинстве же кристаллы нормально-призматические с хорошо развитой призмой $\{10\bar{1}0\}$ и пирамидой $\{10\bar{1}1\}$ часто и базопинакоидом $\{0001\}$. Только в породах II фазы Лякэтагского интрузива у кристаллов наблюдается грань призмы $\{1120\}$. Показатели преломления апатита $N_o=1,634-1,637$; $N_e=1,629-1,631$, а у беловато-серых $N_o=1,639$, $N_e=1,635$.

Обладая селективно цериевым составом апатиты интрузивных комплексов ГМФ отличаются как повышенным содержанием РЗЭ, так и их составом (см. таблицу). В них значительно преобладает лантановая подгруппа 89,2 — 98,6% с высоким цериевым максимумом ($\text{Ce} > \text{La}$), а ниодимовый значительно сглажен ($\text{Nd} > \text{Pr}$), составляет в среднем 12,7%, при высоком $\text{La}/\text{Nd}=1,67-3,67$ и $\Sigma (\text{La}-\text{Ce})=73,8-86,2\%$. Эти индикаторные особенности кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве [6, 13] говорят о том, что становление интрузивных фаз Мерлинского и Капыджык-Анчангыльского комплексов батолита и Лякэтагского комплекса происходило в более щелочной среде кристаллизации с тенденцией частичного его убывания в поздней фазе внедрения монцогранодиоритов, где $\text{La}/\text{Nd}=1,67$, $\Sigma (\text{La}-\text{Ce})=73,8\%$. В апатите из пород монцитовых комплексов количество РЗЭ иттриевой подгруппы составляет в среднем 1,9%. Еще меньше содержание скандиевой подгруппы — 0,3%. Апатиты из габбро, хотя и имеют близкий состав РЗЭ, однако отмечается некоторое различие, заключающееся в содержании иттриевой подгруппы (10,8%), $\Sigma (\text{La}-\text{Ce}) = 59,8\%$ и высоком ниодимовом максимуме, что объясняется особенностями формирования габброидов ГМФ.

Апатиты в гранитоидах повышенной щелочности ГГсФ характеризуются большим размером и часто локальным скоплением в породах вследствие калиевого метасоматоза позднемагматической стадии становления интрузивных фаз. Содержание его в порфиоровидных кв. сиенитодоритах и граносенитах ЮЮЗ кольцевых тел Алангезского комплекса батолита составляет соответственно 1040 и 984 г/т. Несколько меньше—809 г/т содержат порфиоровидные граниты ССВ кольцевой интрузии Каджарана. Еще меньшее количество наблюдается в алогранитоидах (805 г/т) апикальной фации порфиоровидных граносиенитов и гранитах II фазы. Обогащены апатитом породы центральной интрузии (III фаза) — порфиоровидные гранодиориты и граниты — 1680 г/т, что в два раза превышает среднее содержание в гранитоидах (3,4). В Саккарсуинском интрузиве наблюдается обогащение апатитом кв. диоритов (1615 г/т) апикальной фации относительно порфиоровидных гранодиоритов — 1530 г/т. Количество апатита в апатитах — 200 г/т, гранодиорит-порфирах — 420 г/т.

Апатит встречается в виде бесцветных, реже молочно-белых, хорошо образованных кристаллов и осколков призматического габитуса. В апатитах встречаются также зеленые разновидности апатита, идентичные таковым из ГГФ. Кристаллы апатита обычно имеют размер 0,25—0,5 мм,

$\kappa/l=1:2-2,5$, а местами крупные до 1,8 мм. Габитус удлиненно-призматический $\kappa/l=3,0-3,5$, реже 4,5. В большинстве кристаллы образованы призмой $\{10\bar{1}0\}$, иногда присутствует призма $\{11\bar{2}0\}$ и в большинстве две пирамиды $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$. Базопинакоид развит плохо. $No=1,631-1,640$; $Ne=1,627-1,637$.

Для апатитов характерно высокое содержание лантановой подгруппы РЗЭ (в среднем 95,3%) с цериевым ($Ce > La$) и ниодимовым ($Nd > Pr$) максимумами (см. таблицу). Причем, намечается некоторое убывание этих максимумов с возрастанием суммы РЗЭ от первой (0,63%) к третьей (0,99%) фазе интрузивного комплекса. Величина $La/Nd=0,95-1,40$ и $\Sigma (La-Ce)=67,8-72,7\%$ указывают на большую степень щелочности среды кристаллизации магмы, которая возрастает в процессе формирования интрузии ГГсФ. Количество тяжелых РЗЭ иттриевой и скандиевой подгруппы хотя и невелико, составляя соответственно 2,7-4,3 и 0,8-1,4%, но все же больше, чем в апатитах из пород ГМФ, а иттриевая подгруппа значительно меньше, чем в апатитах ГГФ.

Дайковые породы наследуют в основном морфологические особенности апатитов собственных интрузивов. Они в большинстве мелкие—0,2-0,3 мм, призматического габитуса и представлены призмой $\{10\bar{1}0\}$, дипирамидой $\{10\bar{1}1\}$ или призмой с базопинакоидом $\{0001\}$, лишь у отдельных разновидностей из апатитов ГГсФ наблюдаются грани призмы $\{11\bar{2}0\}$ и дипирамиды $\{11\bar{2}1\}$. В лампрофирах из ГГФ и гранодиорит-порфирах ГГсФ встречаются единичные кристаллы, имеющие игольчатую форму. Удлинение их доходит до 0,8 мм.

Судя по взаимоотношению апатита с породообразующими минералами можно говорить о достаточно широком температурном и временном диапазоне его кристаллизации. Вростки отдельных удлиненных кристаллов апатита в плагиоклазе, роговой обманке, биотите и калиевом полево шпате свидетельствуют о ранней кристаллизации апатита. Кристаллы позднемагматического апатита приурочены к скоплениям темноцветных минералов с рудными, часто образуют ассоциации с магнетитом, сфеном, цирконом и др. Этот парагенезис обусловлен более или менее одновременной кристаллизацией последних в расплаве и их слипанию. В апогранитоидных породах ГГсФ развиты короткостолбчатые гексагонально-призматические кристаллы. Они обычно матовые с «низведенной» поверхностью граней и сглаженными ребрами, нередко содержат газово-жидкие и твердые включения. Растворение связано с эволюцией щелочных растворов в стадии калиевого метасоматоза в сторону увеличения кислотности. В связи с этим довольно редко встречаются акцессорные апатиты в тыловых фациях апогранитоидов без порфиробластов калишпата.

Постмагматический апатит имеет изометрические и слабоограниченные формы кристаллов, приурочен к трещинам в минералах и широко развит, особенно, в гранитоидах ГГсФ. Часто в них наблюдаются полости, заполненные газово-жидкими включениями. Он образован как перекристаллизацией магматического апатита, так и путем воздействия растворов, содержащих фтор и фосфорный ангидрит, на плагиоклазы.

Результаты проведенных исследований говорят как о достаточном разнообразии морфологии кристаллов апатита, так и о некоторых особенностях его состава в каждой из трех формаций. Для большинства изученных апатитов характерна призма $\{10\bar{1}0\}$ и пирамида $\{10\bar{1}1\}$, часто

отмечается базопинакоид $\{0001\}$. Грань пирамиды $\{11\bar{2}1\}$ встречается только у кристаллов из пород ГГФ Мегри-Ордубадского батолита и Ковшутского интрузива. Она отсутствует у апатитов ГМФ батолита, в то же время кристаллы из пород Лякетатского комплекса сложены двумя гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$ и $\{11\bar{2}0\}$. Такие кристаллы не отмечаются в гранитоидах ГГФ. Апатиты ГГсФ характеризуются большим разнообразием форм и большими размерами. В породах наблюдаются кристаллы, образованные призмами $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$ и двумя пирамидами $\{10\bar{1}1\}$ и $\{11\bar{2}1\}$.

Редкоземельная природа исследованных апатитов показывает, что все апатиты обладают селективно цериевым составом, в них преобладают РЗЭ лантановой подгруппы и количество их превышает содержание этих элементов в среднем составе апатита [6]. В то же время содержание элементов иттриевой подгруппы в большинстве невысокое, лишь в апатитах из ГГФ и габброидов ГМФ близко среднему значению, а тяжелые РЗЭ скандиевой подгруппы либо отсутствуют вообще, либо содержатся в небольшом количестве. Это может свидетельствовать в пользу корового анатектического происхождения магм гранитоидов разных вулканических и плутонических типов. В то же время относительно повышенная концентрация тяжелых РЗЭ иттриевой подгруппы в апатитах ГГФ и габброидов ГМФ отражает взаимосвязь генерации коровых расплавов с предшествующим базальтоидным вулканизмом нижнего и среднего эоцена. Обогащенность апатитов из монзонитовых комплексов ГМФ суммой TR, особенно ($La-Ce$) до 86,2% при высоком отношении La/Nd объясняется как составом магм, так и щелочной средой ее фракционирования. Значительная обедненность этих апатитов тяжелыми лантаноидами свидетельствует о том, что выплавление монзонитового (латитового) расплава происходило не ниже глубин плагиоклазовых парагенезисов [1]. Таким образом, особенности состава и содержания РЗЭ в апатитах обычно совпадает со спектром редких земель самих материнских пород, что может рассматриваться как показатель происхождения и эволюции гранитоидного магматизма.

В апатитах постоянно отмечаются редкие и рудогенные элементы-примеси: Ga, Sr, Y, U, Th, Cu, Mo, Pb, Mn, Fe, Ti, при этом содержание некоторых из них близко или превышает среднее значение [4]. Редко или в значительно меньшем количестве встречается Sn, Bi, Zr, Sc, V, Ni. Устанавливается, что концентрации Sr и Y зависят от изменения щелочности и кислотности расплава и поэтому в последовательном становлении интрузивных формаций снижение количества Sr ведет к увеличению содержания Y в апатите, количество урана остается постоянным (40,0-45,0 г/т), а тория уменьшается (230,0-190,0 г/т), что составляет в общем балансе породы для апатитов из ГГФ—5,0% U, 2,5% Th, а для ГГсФ—1,2% U и 1,1% Th. В возрастном ряду интрузивных формаций прослеживается общая инверсия указанных элементов-примесей, особенно Cu, Mo, Th, содержание которых больше по сравнению со средним значением. При этом наблюдается значительная вариация элементов-примесей в апатитах из различных фаз и фаций интрузивных комплексов ГГсФ и ГГФ, что не характерно для апатитов ГМФ. Все это может рассматриваться как индикатор степени обогащенности магмы редкими и рудными элементами, а также потенциальной рудоносности гранитоидов ГГсФ и ГГФ.

Литература

1. Балаиов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976.—260 с.
2. Васильев З. В. Типоморфизм апатита щелочных вулcano-плутонических пород Южной Монголии. — Зап. ВМО, вып. 3, 1985, ч. 114, с. 348—360.
3. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. — М., 1967. — 446 с.
4. Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. — М., 1973. — 309 с.
5. Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр., т. XIII, 1960, № 2, с. 9—30.
6. Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. — М.: Недра, 1969.
7. Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Яшухин О. И. Мезозойские вольфрамоносные гранитоиды центрального Сихотэ-Алиня. — В кн.: Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М., 1982.
8. Путивцева Н. В. Морфология апатита. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1985, № 2, с. 31—37.
9. Рустамов М. И. Некоторые закономерности формирования гранитоидов Араксинской зоны Малого Кавказа. — В сб.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М.: Наука, 1972, с. 133—136.
10. Рустамов М. И. Новые данные об эволюции палеогенового магматизма Малого Кавказа. — В сб.: Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли. М.: Изд. АН СССР, 1983, с. 65—66.
11. Рустамов М. И. Эволюция палеогенового вулканизма и плутонизма Араксинской зоны. — Тез докл. IV Регионального петрокомитета. Тбилиси: Мецниереба, 1983.
12. Рустамов М. И., Вольфензон Е. Ф., Бабаев Б. С. Цирконы гранитоидов вулcano-плутонической и плутонической ассоциаций Араксинской зоны (М. Кавказ). — Зап. ВМО, 1988, № 3, с. 360—369.
13. Холодов В. В., Краснобаев А. А., Фоминых В. Г. и др. Об использовании редкоземельных элементов в акцессорных апатитах для генетического расчленения гранитоидов Урала. — В кн.: Формирование и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1975, с. 175—183.

М. И. Рустамов, Е. Ф. Волфензон

КИЧИК ГАФГАЗЫН ЧЭНУБ ВУЛКАН-ПЛУТОНИК ЗОЛАҒЫНЫН ГРАНИТОИДЛАРИНИН АПАТИТ МИНЕРАЛЛАРЫ

Мэгалэдэ палеокен јашлы габбро-гранит, габбро-монсонит вулкан-плутоник вэ гранит-граносијенит плутоник типли интрузив аксессор апатит минералларынын типоморф хусусијјэтлэри тэсвир едилир.

Тэркиб хусусијјэтлэри вэ НТС-нин мигдары гранитоид магматизминин мэншэји, инкишафынын кестэричиси кими иза олунур. Надир вэ филиз тэрэдэн элементлэрин апатит минералларында пајланма ганунаујјунлуғу интрузивлэрин потенциал филизлијјинин индикатору кими кестэрилик.

M. I. Rystamov, E. F. Volfinzon

THE GRANITOID APPATITES OF THE SOUTH-VOLCANO-PLUTONIC BELT OF THE LESSER CAUCASUS

The apatite typomorphic features of the paleogenic gabbro-granite, gabbro-monzonite formations of the volcanoplutonic and granite-granosyenite formations of plutonic type are studied. The RGE composition and component features are considered as origin index and evolution of granitoid magmatism, rare and ore element admixtures as the indicator stage of potential ore content intrusives enrichment.

АЗЭРБАЈЧАН ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1990, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА
Серия наук о Земле, 1990, № 1

УДК. 551.311.7 (924).76) (479. 243)

А. С. САЛАХОВ

О СЕРИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ БАТСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРАБАХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

В строении Карабахского антиклинория, являющегося восточным окончанием мегантиклинория М. Кавказа, принимает мощная толща (2,0—2,5 км) батских вулканогенных образований, характеризующихся большим разнообразием состава и фациально-генетических типов пород. До недавнего времени практически всеми исследователями комплекс батских вулканитов был отнесен к типичным известково-щелочным сериям островных дуг и активных континентальных окраин [1, 2]. При этом подчеркивалась аналогичность их с комплексами пород островных дуг, заложенных и развивающихся на континентальном или субконтинентальном типе земной коры (энсиалические дуги). Однако в последние годы в литературе появились новые данные (обнаружение пород «бонинит-маррианитовой» серии, наличие «пижонита» в основной массе базальтов из нижней части разреза в центральной зоне антиклинория), позволившие предположить присутствие в строении антиклинория, наряду с известково-щелочными типами, также пород толеитовой серии, характерных для энсиматических островных дуг [3, 4]. В связи с этим для уточнения и детализации сериальной принадлежности пород нами были изучены особенности химического состава вулканитов в различных частях антиклинория. Заметим, что при определении сериальной принадлежности пород как в отечественных, так и в зарубежных геологических школах основное внимание уделяется именно химизму пород [5].

Для выявления специфических черт химизма пород и определения их сериальной принадлежности нами были использованы результаты 113 оригинальных силикатных анализов, достаточно полно характеризующих весь спектр пород.

Первичный петрохимический анализ показывает, что вулканиты с одинаковой кремнекислотностью, развитые в различных частях антиклинория, обладают рядом общих черт, являющихся специфической региональной особенностью исследованной структуры. Всем им присуща высокая глиноземистость (al^1 всегда больше 1), низкая магнезиальность, титанистость и умеренная железистость и щелочность с устойчивым преобладанием натрия над калием (таблица). По уровню концентрации последних все типы анализируемых пород характеризуются нормальной щелочностью, хотя небольшое число фигуративных точек основных членов ассоциации располагается в поле субщелочных пород (рис. 1), что, по-видимому, связано с некоторой степенью их измененности. Наиболее общей чертой химизма является также повышенная степень окисленности состава и ее положительная корреляция с общей щелочностью пород.

Дальнейший анализ табличных данных и корреляционных диаграмм (см. рис. 2—4) позволил выявить (на одном уровне кремнекислотности)

наряду с некоторыми общими чертами также определенные различия в составе пород. Так, вулканы, развитые в северо-западной части антиклинория, отличаются от центральной и юго-восточной частей низкой магнезиальностью, повышенной титанистостью и глиноземистостью. При переходе от сев.-зап. части к юго-вост. наблюдается увеличение магнезиальности, железистости, известковости пород и уменьшение глиноземистости и общей щелочности, известковости пород и уменьшение глиноземистости и общей щелочности, хотя поведение Na_2O и K_2O резко отличается: при последовательном уменьшении концентрации Na_2O содержание K_2O испытывает некоторое уменьшение, а далее, наоборот, увеличение (см. таблицу).

Средние химические составы
показатели вулканических пород

Оксиды	Северо-западная зона						Цен-	
	1	2	3	4	5	6	1	2
SiO_2	50,19	55,17	60,13	66,50	70,52	75,00	49,47	54,57
TiO_2	0,98	0,66	0,59	0,44	0,41	0,32	0,80	0,54
Al_2O_3	17,14	16,34	16,15	14,50	14,09	12,00	16,61	15,28
Fe_2O_3	4,07	4,88	4,66	2,76	2,48	1,81	4,60	3,88
FeO	4,24	4,55	3,56	2,42	1,53	1,91	3,70	4,43
MnO	0,17	0,15	0,13	0,11	0,08	0,08	0,15	0,14
MgO	4,65	3,55	2,02	1,49	0,69	0,46	6,30	4,38
CaO	7,75	6,86	4,10	2,56	1,97	1,67	7,79	6,36
Na_2O	3,43	2,90	3,50	4,64	4,80	4,20	2,65	2,90
K_2O	0,65	0,51	0,74	1,20	1,06	1,26	0,60	0,49
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	4,08	3,41	4,29	5,84	5,86	5,52	3,25	3,39
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	5,3	5,7	4,7	3,7	4,5	3,3	4,4	5,9
$\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$	0,7	0,8	1,3	2,7	2,6	3,9	0,8	0,9
a'	1,32	1,25	1,58	2,17	3,00	2,29	1,14	1,20
f'	2,78	2,65	4,06	3,48	5,81	2,46	2,31	2,90
K_f	13,94	13,64	10,08	7,11	5,16	5,55	15,40	13,23
FeO'/MgO	1,70	2,52	3,83	3,28	4,54	4,50	1,24	1,68
n	10	7	8	6	4	3	7	11

Примечание. a' (коэф. глиноземистости) — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$; f' (железистость) — $\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$; K_f (коэф. ферритности) — $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$; n — число анализов; 1—6 — главные типы пород (1—базальт; 2—андезитобазальт; 3—андезит; 4—дацит; 5—риодацит; 6—риолит); FeO' —здесь и далее суммы железа.

По типу щелочности основные члены ассоциаций сев.-зап. и центральной частей антиклинория являются натриевыми, а юго-вост.—калиево-натриевыми. Однако, как было указано выше, наблюдается некоторая степень измененности пород (альбитизация, а в ряде случаев и серитизация), что, несомненно, изменило первичное соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в вулканитах.

Серийная принадлежность вулканических пород антиклинория определяется на графике $\text{FeO}'/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ по уравнению $\text{FeO}'/\text{MgO}=0,1562 \text{SiO}_2-6,685$ (критерий А. Мияширо), которое позволяет разграничить породы, отвечающие толеитовой и известково-щелочной сериям. По этому критерию вулканы Карабахского антиклинория принадлежат к известково-щелочной серии (рис. 2). Однако небольшая часть фигуративных точек состава пород (в большей степени из сев.-зап. части антиклинория) попадает в поле пород толеитовой серии.

Следует отметить, что по некоторым признакам (относительно низкая глиноземистость, титанистость, калиево-натриевость, низкое значение соотношений $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ в основных членах ассоциации) исследованные породы

и основные петрохимические
Карабахского антиклинория

Средняя	Юго-восточная								
	3	4	5	1	2	3	4	5	6
60,38	65,13	70,50	50,54	55,57	60,20	65,25	72,00	73,60	
0,45	0,42	0,40	0,87	0,52	0,39	0,39	0,32	0,30	
15,22	14,26	13,17	15,10	15,94	15,08	15,45	12,80	12,00	
3,40	3,29	2,50	4,32	4,70	4,60	3,53	2,67	1,67	
3,93	3,03	1,40	3,65	3,42	2,85	2,11	1,20	1,38	
0,14	0,14	0,08	0,18	0,17	0,17	0,15	0,09	0,09	
3,79	2,78	1,29	7,52	5,19	4,27	3,35	1,51	1,41	
4,18	1,99	1,56	8,44	6,52	5,54	3,44	2,10	1,10	
3,02	4,21	4,20	2,09	2,97	2,79	4,28	3,86	4,96	
0,47	0,86	1,50	0,76	0,58	0,50	0,63	1,81	1,81	
3,49	5,07	5,70	2,85	3,55	3,29	4,91	5,67	6,77	
6,8	4,9	2,8	2,8	5,1	5,6	6,8	2,1	2,7	
1,0	2,0	3,8	0,9	1,1	1,3	1,6	5,7	6,0	
1,36	1,57	2,54	1,00	1,19	1,28	1,72	2,06	2,69	
1,93	2,27	3,02	2,05	2,56	1,75	1,68	2,56	2,16	
11,57	9,52	5,59	16,36	13,83	12,14	9,38	5,70	4,76	
1,84	2,25	2,82	1,00	1,47	1,64	1,58	2,41	2,01	
5	4	3	8	15	9	3	5	4	

коррелируют с толеитами островных дуг, обнаруживая тем самым двойственную природу, характерную для так называемых «переходных» серий магматических пород промежуточной между типичными известково-щелочными и толеитовыми островодужными сериями. Однако, как вытекает из анализа обширного литературного материала, при определении серийной принадлежности пород основное внимание должно быть

уделено выяснению главных тенденций эволюции их состава, а не уровня содержаний отдельных компонентов. Поскольку само понятие «серия» подразумевает совокупность генетически связанных пород, то «...именно

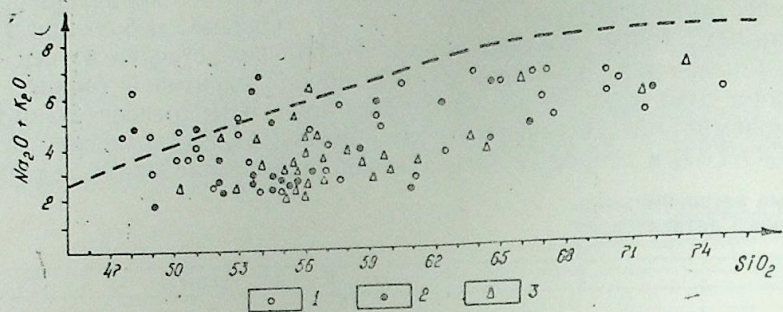


Рис. 1. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для вулканических пород Карабахского антиклинория:

1—3—вулканические породы разных частей антиклинория. (1—северо-западная, 2—центральная, 3—юго-восточная)

эволюционный тренд должен быть главным при разделении серий» [6, с. 198], т. е. наличие или отсутствие трендов обогащения последовательных членов ассоциации железом. Как известно, интенсивное обогащение более поздних членов ассоциации характерно для толентовых серий

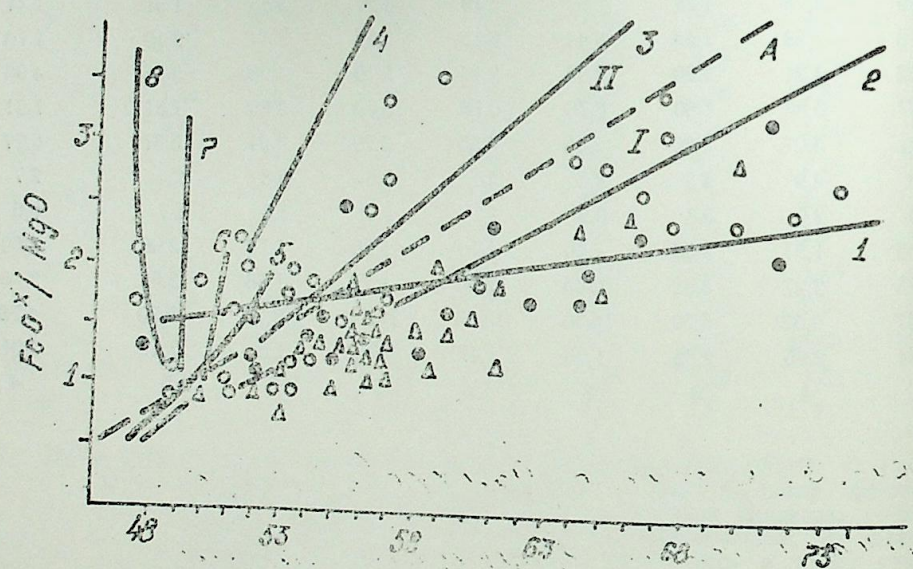


Рис. 2. Диаграмма А. Мияширо для вулканических пород Карабахского антиклинория:

1—8—тренды эволюции состава пород (1—вулкан Амаги, 2—вулкан Асама, 3—о. Тоуфа, 4—вулкан Килауэла, 5—абиссальные толенты, 6—о. Мияк-дзеима, 7—о. Маколи, 8—Шергорт); А—линия раздела полей составов известково-щелочной (I) и толентовой (II) серий пород (остальные усл. обозначения те же, что и на рис. 1)

(тренд Феннера), а отсутствие обогащения железом—для известково-щелочных серий (тренд Боуэна). Наличие или отсутствие тренда обогащения железом отчетливо выявляется при рассмотрении соотношений железистости, магниальности и щелочности (рис. 3). Как видно из рисунка по мере увеличения щелочности не происходит прогрессивного роста железистости пород, что является самым характерным признаком известково-щелочных серий.

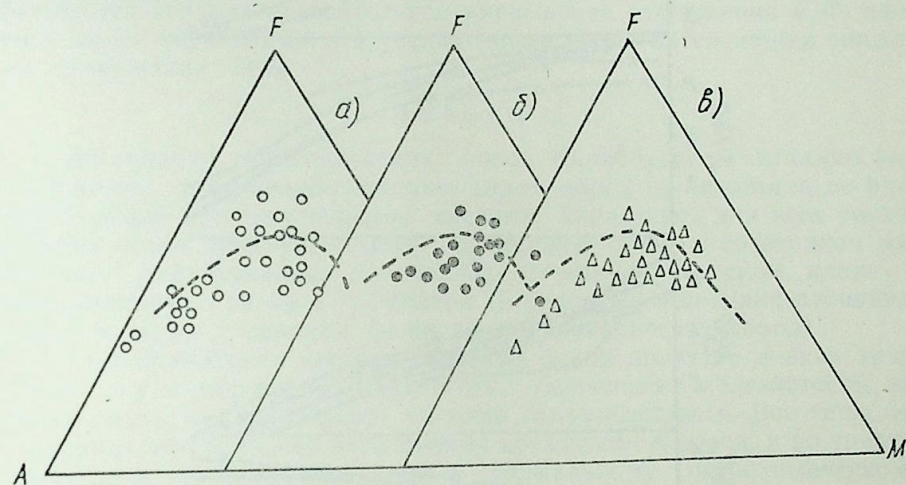


Рис. 3. Соотношение щелочей, железа и магния в вулканических породах Карабахского антиклинория;

а—северо-западная; б—центральная; в—юго-восточная части антиклинория. Пунктиром показана граница полей составов известково-щелочной (внизу) и толентовых серий пород по Т. Ирвину и В. Барагару [5] (остальные усл. обозначения те же, что на рис. 1)

Более подробный сериальный анализ произведен путем корреляции эволюционных трендов состава вулканических пород Карабаха с эталонными составами современных геодинамических обстановок. Наиболее вероятными современными аналогами батских вулканитов, судя по геолого-петрологическим признакам, являются вулканические ассоциации островодужных систем. Поэтому для сравнения в качестве эталонов были выбраны Курило-Камчатская и Марианская дуги, являющиеся типичными представителями энсиалических и энсиматических островных дуг. [7]. Для выявления главных тенденций изменения петрохимических трендов были построены аппроксимирующие кривые (рис. 4).

Как показывает сравнительный анализ трендов эволюции главных петрогенных окислов, батские вулканиты Карабаха наибольшее сходство имеют с аналогичными типами пород известково-щелочных серий Камчатского типа, отличаясь от них по ряду признаков. Прежде всего, вулканиты Карабаха являются менее глиноземистыми, титанистыми и известковыми по сравнению с эталонными сериями, включая даже толентовые серии Марианской дуги. Однако несмотря на то, что батские вулканиты значительно менее насыщены Al_2O_3 , CaO и FeO' , чем вулканиты Курило-Камчатской зоны, конфигурации их трендов более или менее идентичны.

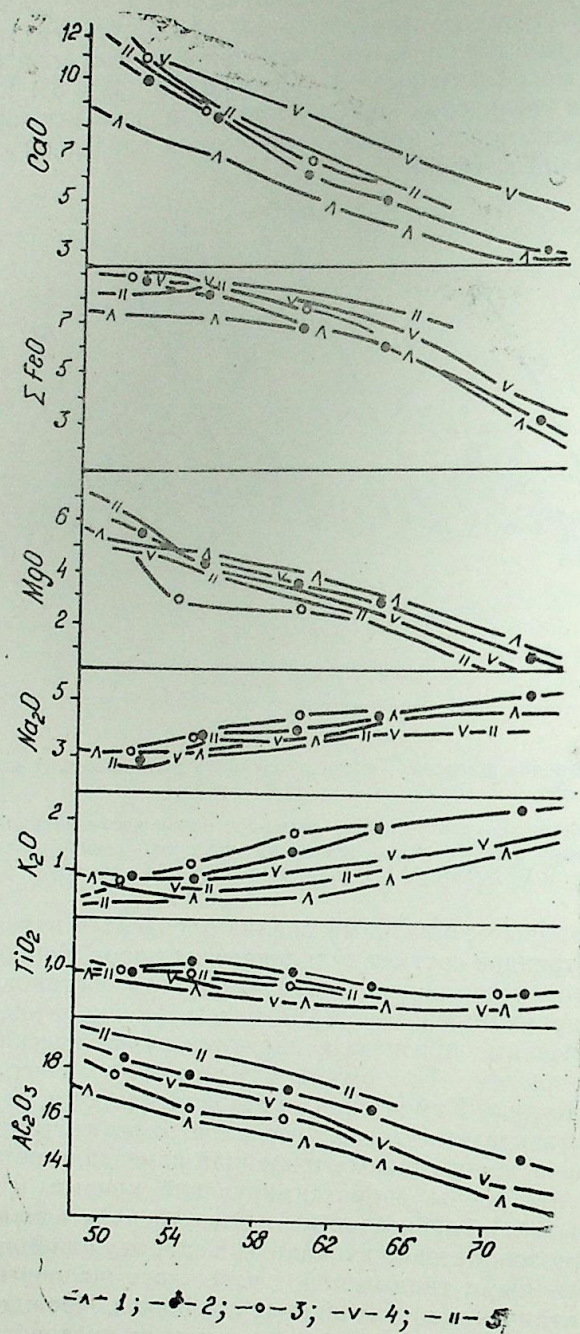


Рис. 4. Эволюционные тренды составов вулканических пород Карабахского антиклинория в сравнении с некоторыми эталонами островных дуг [7]:

1—5—тренды эволюции составов пород (1—Карабахский антиклинорий; 2—3—известково-щелочная серия пород Камчатской (2) и Марианской дуги; 4—5—толеитовая серия пород Марианской (4) и Камчатской (5) дуги

Достаточно четкая корреляционная картина обнаруживается при анализе поведения MgO и Na_2O , где устанавливается, что постепенное увеличение SiO_2 сопровождается плавным и неуклонным уменьшением MgO и увеличением Na_2O . Резкое различие обнаруживается при рассмотрении тренда K_2O и TiO_2 , особенно до уровня $SiO_2 < 60\%$. По мере подкисления пород в вулканитах Курило-Камчатской зоны, а также Марианской дуги наблюдается постепенное, но неуклонное увеличение K_2O и незначительное уменьшение TiO_2 , тогда как в вулканитах Карабаха наблюдается сначала относительное уменьшение содержания K_2O , сменяемое далее неуклонным его увеличением более интенсивным снижением содержания TiO_2 .

Выводы

1. Ассоциация вулканических пород Карабахского антиклинория представлена дифференцированным рядом пород от базальтов до риолитов со всеми промежуточными членами. Характерен для всех разновидностей пород преимущественно порфировый облик с сочетанием минеральных парагенезисов плагиоклаза с клинопироксеном, клино- и ортопироксеном, с роговой обманкой (в основных и средних разновидностях), а также с кварцем (в кислых разновидностях пород).

2. Специфическими чертами химизма пород является низкая титанистость, магнезиальность, калиевость, умеренная железистость, известковистость и относительно высокая глиноземистость. Все типы пород принадлежат к классу насыщенных кремнеземом пород, и по уровню концентрации щелочей относятся к нормальному петрохимическому ряду.

3. Корреляционный анализ батских вулканитов с эталонными типами современных геодинамических обстановок выявляет, в целом, их аналогичность с известково-щелочными типами пород энсиалических островных дуг. Вместе с тем, особенности химизма пород свидетельствуют о двойственном характере вулканитов Карабаха: по характеру эволюционных трендов, особенно тренду FeO' , являющемуся главным при определении серийной принадлежности пород, это типичные известково-щелочные породы, а по уровню концентрации компонентов (особенно титана и калия) они коррелируют с островодужными толеитовыми породами. Такая их двойственная природа в пределах единой структуры объясняется гетерогенностью строения ее фундамента.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Гасанов Р. К., Алиев И. А. Палеовулканические реконструкции среднеюрского вулканизма Азербайджана. — В сб.: Тез. III Всесоюз. палеовулканологического симпозиума. Новосибирск, 1977, с. 106—107.
2. Алиев И. А. Юрский вулканизм Карабахского и Лачинского антиклинория: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1982.—22 с.
3. Остроумова А. С., Центер И. Я. Аналогии пород маринит-боннитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). — Докл. АН СССР, 1986, т. 290, № 2, с. 441—445.
4. Остроумова А. С., Центер И. Я. Пижонитовая серия и пижониты в юрских вулканитах М. Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, №1, с. 40—53.
5. Магматические горные породы СССР /О. А. Богатиков, С. В. Богданов, А. М. Борсук и др. — М.: Наука, 1987, т. VI. — 438 с.
6. Происхождение известково-щелочных серий островных дуг /Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. Н. Гушин и др. — М.: Недра, 1988. — 212 с.
7. Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. — М.: Наука, 1987. — 237 с.

Ә. С. Салахов

**КИЧИК ГАФГАЗЫН ГАРАБАҒ АНТИКЛИНОРИЈАСЫНЫН БАТ ЈАШЛЫ
ВУЛКАНИК КОМПЛЕКСИН СЕРИЈА МӘНСУБИЈЛӘТИ ҺАҒГЫНДА**

Мәгаләдә Гарабағ антиклиноријасы әразисиндә јайылмыш бат јашлы вулканик сүхурларын кимјәви тәркибинин хусусијәтләриндән бәһс едилир. Әсас петрокимјәви хусусијәтләрә әсасланарағ, мүхтәлиф нөв сүхурлар арасында кенетик әлағәнин олмасы һағгында мүлаһизә ирәли сүрүлүр, бу сүхурларын континентал вә ја субконтинентал типли јер һабығында инкишаф етмиш адалар гөвсү үчүн характерик сајылан әһәнкли-гәләви сүхурлар серијасына мәнсуб олмасы әсасландырылыр.

A. S. Salakhov

**THE SERIAL AFFILIATION OF KARABAKH
ANTICLINORIUM VOLCANIC ROCKS OF THE
LESSER CAUCASUS**

The peculiarities of Karabakh anticlinorium volcanic rocks chemistry of the Lesser Caucasus are considered in the article. On the base of revealed specific features of the rock chemistry, substantiates on the genetic relationship of all Karabakh varieties batt volcanits and their belonging to calc-alkali rock series, characteristic for the island arcs, laid and developed on the earth's crust's continental or subcontinental types.

АЗӘРБАЈЧАН ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1990, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА

Серия наук о Земле, 1990, № 1

УДК 549.762.13

А. Г. СЕИДОВ, А. М. ИМАНОВ

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЯРОЗИТА В ОСАДОЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ АЗЕРБАЙДЖАНА**

Касаясь генезиса ярозита описываемых районов, следует подчеркнуть, что, как показывают результаты анализа литературного обзора, ярозитовые минералы образуются гипергенным путем и выпадением из термальных растворов. Наиболее широко распространенными являются разновидности ярозита, возникшие в гипергенных условиях. Здесь ярозит образуется в зонах окисления пиритовых месторождений, преимущественно в условиях сухого полупустынного климата [1].

В условиях же умеренного климата, при значительных атмосферных осадках, ярозит возникает редко, т. к. сульфиды железа, разлагаясь, переходят в гидроокись железа. Он возникает и устойчив в кислой среде [2].

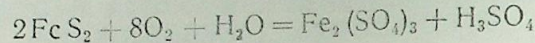
В контакте с карбонатными породами, при разложении пирита, ярозит не обнаруживается, т. к. возникшая серная кислота, взаимодействуя с карбонатами, образует гипс и гидрат окиси железа.

В условиях образования ярозита определенное место отводится рельефу его местовозникновения. Указывается, что в условиях резко расчлененного рельефа создаются местные аридные условия вследствие резкого преобладания стока над просачиванием, где возникает ярозит. Анализ литературных данных и собственные исследования в пределах Азербайджана показывают, что минералы группы ярозита гипергенного происхождения встречаются в различных климатических, геолого-тектонических и геоморфолого-орографических условиях. Причем, они встречаются в самых различных генетических типах пород, вплоть до известняков. Наряду с континентальным пустынным климатом со среднегодовым количеством осадков 120—200 мм в год ярозитовые минералы отмечаются в районах и с влажным умеренно-теплым климатом со среднегодовым количеством осадков более 1000 мм в год. Они обнаруживаются как в глинистых непроницаемых породах, так и в грубообломочных нормально, нормально-осадочных и сильно раздробленных вулканических породах. Фиксация ярозита в известняках вообще противоречит общеизвестной закономерности его образования. Поэтому при изучении ярозита в каждом конкретном его проявлении необходимо учитывать комплекс факторов, влияющих на его образование.

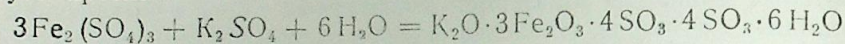
Комплексное исследование проявления ярозита в северо-восточной части Малого Кавказа, в вулканогенных породах юры и мела, не оставляет сомнений об их образовании за счет окисления сульфида железа и преобразования цветных минералов. В образцах, отобранных из измененных липаритов и андезитов Дашкесан-Ханларского района, хорошо прослеживаются псевдоморфозы лиманита по пириту, окаймленных крипто- и мелкозернистым ярозитом. Это справедливо только по отношению к крупным кристаллам пирита, а мелкие пылевидные частицы пи-

рита почти полностью преобразовались в ярозит. Причем, как показывает микроскопическое изучение пород, в шлифах подобные образования ярозита плотно сцементированы продуктами преобразования основной массы, и в этих местах никаких пустот или трещин не наблюдается. В той части шлифа, где встречаются полости, обнаруживается лимонит и реже гипс.

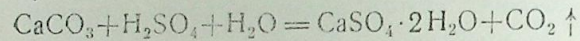
Образование ярозита и гипса из продуктов разложения пирита здесь происходит по общеизвестной реакции:



Полученная серная кислота, реагируя с полевыми шпатами, образует K_2SO_4 , а последний, в свою очередь, взаимодействуя с $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, образует ярозит:

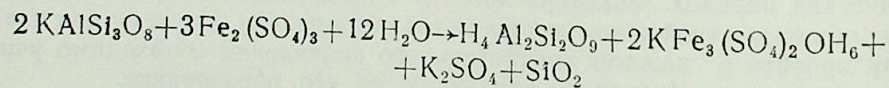


В случае присутствия карбоната кальция серная кислота, реагируя с ними, образует гипс:



Ярозит в меловых экструзиях Казахского прогиба имеет несколько иной генезис. Он здесь псевдоморфозно замещает цветные минералы, кроме того, отмечается в пустотах пород. Псевдоморфозное замещение цветных минералов ярозитом, возможно, связано с их разложением и взаимодействием оксида железа цветных минералов с сульфатами поровых растворов, отличающихся высоким содержанием сульфат-ионов. При этом, наряду с ярозитом, возникает свободный кремнезем в виде опала, а также глинистый минерал типа каолинит.

Подобная минеральная ассоциация обнаруживается и в пустотах экструзит-андезитового дацита, которая образуется за счет взаимодействия поровых растворов на вмещающих минеральных веществах. Это хорошо согласуется с данными [3] о том, что гидротермальные поровые растворы, находясь в равновесии с магматической породой, имеют щелочной характер. В процессе остывания магмы поровые растворы вдавливаются к её периферии. При конденсации кислотной газовой фазы эти растворы приобретают кислый характер, что имеет существенное значение при кислотном выщелачивании пород и образовании минералов из подгруппы ярозита. При этом поровые растворы экструзии представлены преимущественно сульфатом железа. Последний, взаимодействуя с полевыми шпатами, образует опал, ярозит и каолинит по следующей реакции:



Возникший при этом ярозит в гипергенных условиях под воздействием достаточной влаги и кислорода преобразовался в оксониярозит.

Образование оксониярозита в Неграмском ущелье происходило в иных условиях. Здесь вмещающие породы, также как и оксониярозит-содержащие образования, представлены диабазовыми андезитами. Как показывают результаты химического анализа и минералогического исследования, неизменные или слабоизмененные разновидности этих пород не содержат существенного количества серосодержащих минера-

лов. Причем, не обнаруживается существенное количество привноса и выноса химических элементов (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав диабазовых андезитов

Название пород	Химический состав, %							
	п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	
Диабазовый андезит	3,80	55,9	17,3	9,3	3,9	3,7	0,24	5,6
Диабазовый андезит	4,3	52,0	20,0	9,3	7,0	3,5	0,2	3,4
Измоенный диабазовый андезит	6,5	58,2	18,2	8,4	0,9	1,3	0,6	6,1

Как подстилающие, так и надстилающие ярозитосодержащие породы диабазовых андезитов содержат значительные количества хлоритового вещества. Миндалины в этих породах выполнены последними. Ярозит в них не обнаруживается. В ярозитированной толще в обломках диабазового порфирита и слабо затронутых изменениях также обнаруживается хлоритовое вещество. Нередко в трещинах встречается ярозит.

В то же время, как показывают результаты комплексного исследования ярозитированных диабазовых порфиритов, в них отмечается существенный вынос кремнезема, глинозема, окиси кальция, магния и привнос — окиси железа и сернистого ангидрида (табл. 2).

Таблица 2

Ярозитированный диабазовый андезит

Химический состав, %							
п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃		CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O+K ₂ O
6,0	36,6	6,0	25,4	2,9	0,5	18,5	4,1

Ярозитированная толща представлена сильно раздробленными катаклазированными, брекчиевированными диабазовыми андезитами и базальтами, где ярозит выступает в роли цементирующего вещества, окрасившая общую их массу в светло-желтоватый цвет с различными оттенками. В общей массе сохранились обломки указанных выше пород с различными структурами, составами и степенями измененности.

Микроскопическое изучение этих обломков показывает наличие разноориентированных трещин и пустот различных форм.

Все трещины и пустоты заполнены ярозитом, хлоритом, гипсом, опалом, гидратом окиси железа или их сочетаниями. Встречаются трещины, на стенках которых обнаруживается хлорит, а в центре волокнистый гипс. Нередко в пустотах встречаются отдельные зернышки ярозита, оцментированные аморфным кремнеземом. Подобные пустоты сливаются

друг с другом по двум—трем тонким проводничкам, также выполненным указанными минералами. Такой характер распределения вторичных минералов, отсутствие в исходной породе серосодержащих минералов и обилие магнезиально-железистого хлорита в подстилающих и надстилающих диабазовых андезитах позволяют представлять образование ярозита здесь иным путем, а именно—воздействием на хлоритовое вещество сульфатных вод.

Известно, что [4] основные породы в зависимости от условий их залегания подвергаются дезинтеграции, и по трещинам пород и минералов происходит избирательное замещение минеральных составляющих—карбонатами, хлоритовым веществом, гидроокислами, частично халцедоном, гидрослюдой, монтмориллонитом и каолинитом. Следующая зона сложена агрегатом хлорита и минералом группы монтмориллонита, которые замещают порообразующие минералы. В верхней части профиля обособляется зона глинисто-охристых продуктов, среди которых преобладают изолинит, галлуазит, оксиды и гидроокислы железа.

Таким образом, на Неграмском проявлении ярозита в процессе выветривания значительная часть первичных минералов разрушалась и перешла в раствор — кремнезем, глинозем, окись железа, которые наряду с другими минералами способствовали образованию хлоритового вещества. Последнее, взаимодействуя с импрегнированной в толще диабазовых андезитов сульфатной водой, образовало ярозит, примерно, по следующей схеме: $(\text{CH})_4 \text{SiAl}_8 (\text{Mg Fe})_6 \text{O}_{20} + \text{Na}_2 \text{SO}_4 + 2 \text{Mg SO}_4 + 3 \text{Ca SO}_4 + \text{H}_2 \text{SO}_4 + 2 \text{OH}_2 \text{O} + 11 \text{O}_2 = [(\text{OH})_3 \text{Fe}_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6] + 3 \text{Mg} (\text{OH})_2 + 2 \text{Ca SO}_4 + 2 \text{SiO}_2 + 3 [\text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2 \text{O}] + \text{Ca} (\text{OH})_2 + 2 \text{Na OH} + \text{Al}_2 (\text{SO}_4)_3 + 3 \text{FeO} \cdot \text{OH}$.

Довольно сильная тектоническая раздробленность пород способствовала трещинной проницаемости вод на значительную глубину, благоприятствуя контакту и взаимодействию солей вод с хлоритовым веществом.

При этом, как показывают результаты химического анализа, большинство химических компонентов выносятся, и в результате накапливается труднорастворимый в воде оксониевый ярозит.

Источником сульфатной воды могут быть наблюдаемые в настоящее время родники, имеющиеся в районе Неграмского проявления [5]. Один из таких родников — Кызылванский—находится недалеко от проявления оксониярозита (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав вод Кызылванского минерального источника

Ед. изм.	Катионы				Анионы		
	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃
мг/л	41,0	596,0	538,0	305,0	576,0	2717,0	400,0
мг/экз.	1,07	25,91	26,8	25,1	16,2	56,5	6,6
мг/экз. %	0,6	16,4	17,01	15,69	10,22	35,64	4,14

Что касается условий образования ярозита в Гобустано-Апшеронской зоне, следует подчеркнуть обогащенность неогеновых глинистых сложенных пиритом как органического, так и неорганического происхождения, окисление которых в поверхностных условиях приводит к образованию ярозита. При этом определенную роль играли сернистые источники, ныне встречаемые в некоторых районах данной зоны.

Как показывает микроскопическое изучение, в шлифах ярозит возникает в той части породы, где имеется связь с внешней атмосферной средой. Параллельное нахождение пирита и ярозита, например, в глинистых породах Апшероно-Гобустанской зоны указывает на то, что первый плотно закупорен и не доступен для влаги и кислорода.

Проявление ярозита в Азербайджане находится в различных климатических условиях, от крайне сухих и полусухих до тропически-нормальных областей с периодическими дождевыми сезонами.

Таким образом, климатические условия литологического состава вмещающих пород и рельеф расположения проявлений ярозита могут быть признаком его образования. В то же время он может встречаться в различных геолого-тектонических и геоморфолого-климатических условиях при наличии образующих их химико-минералогических компонентов.

Исключение составляет наличие карбонатных пород, при которых возникают сульфаты щелочных и щелочноземельных элементов.

Промышленное скопление ярозитовых минералов в Азербайджане может быть обнаружено в пределах Нахичеванской АССР, Шемаха-Гобустано-Апшеронской зоны и на северо-восточной части Малого Кавказа.

Литература

2. Чухров Ф. В. Образование ярозитов в зоне окисления. — Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 4.
1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
3. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тр. УГН АН СССР. 1953.
4. Казаринов, В. П. Багатов, В. И. Гурова, Т. И. Казанский Ю. П. Будников В. И. и др. Выветривание и литогенез. — М.: Недра, 1969.
5. Каишай М. А. Минеральные источники Азербайджана. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.

А. Н. Сеидов, Э. М. Иманов

АЗЭРБАЙЧАНЫН ЧӨКМЭ СҮХУРЛАРЫНДА ЯРОЗИТИН ЭМЭЛӘКЭЛМӨ ШӘРАИТИ ҺАГГЫНДА

Мәгаләдә апарылмыш комплекс тәдгигатлар әсасында ярозит минералын Азәрбајчан әразисиндә кениш јайылдыгы вә әсасән, киперкен јолла әмәлә кәлмәси кәстәрилир. Иглим шәраитинин релјефин вә сүхурларын литоложи тәркибинин јарозитин әмәлә кәлмәсиндә ролу мәсәләси дә изаһ олунур.

A. G. Seidov, A. M. Imanov

CONDITION OF FORMATION OF YAROSITE ON SEDIMENTARY DEPOSITS OF THE AZERBAIJAN

Among sedimentary deposits of the Azerbaijan, which widely spread variety of yarosit arising in hypergenic condition in the areas of oxidation of pyrites deposits. The definite climatic condition, lithological composition and relief are characteristically for yarosite-formation.

Results of researches showed that industrial accumulation of yarosite minerals of the Azerbaijan may be revealed in within the Nakhichevan ASSR, Shemakha-Kobustan, Apsheron zones and also in Northern-East's area of the Minor Caucasus.

УДК 551.763 (479.24)

В. Б. АГАЕВ, Т. А. ГАСАНОВ

ПРИМЕНЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОЗРАСТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

(на примере юрских отложений Азербайджана)

Современная геология нуждается в самых разнообразных и предельно достоверных информациях о структурном строении отдельных участков земной коры, ее составе, последовательности залегания, взаимоотношений и характера формирования свит, металлогении и др. Все это необходимо для успешного осуществления поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и их дальнейшего развития. Выявление этих данных непосредственным образом зависит от точности определения возраста горных пород. И поэтому сейчас проблеме использования стратиграфических данных в учении о полезных ископаемых уделяется большое внимание, ей посвящаются крупные сессии, специальные научные труды. О значении стратиграфии в разработке рудоносных и нефтегазоносных залежей Азербайджана видно из истории изучения геологии его перспективных земель. Здесь величина геологической изученности территории и объем освоения ее минеральных ресурсов всегда оказывались в соответствии с уровнем стратиграфических исследований. В качестве примера можно указать на успешную разработку плиоценовых нефтегазоносных отложений, породившую микропалеонтологический метод (1924—1925 гг.), или Дашкесанского железорудного месторождения, способствующую изучению крупномерной фауны (1920—1930 гг.). Аналогичное положение сложилось и в пределах азербайджанской части Большого Кавказа. Здесь разворот стратиграфических исследований в начале был осуществлен на его северном склоне в Шахдагско-Хиналыгском районе, где в приграничном Дагестане были обнаружены залежи полиметаллических руд. Составленная для этой зоны стратиграфическая схема, даже будучи обоснованной единичной формой, явилась основой для расчленения юры всего южного склона Белокано-Исмаиллинского района. Но с конца 50-х годов определяется большая перспективность и этой территории. Обнаруживаются новые месторождения и ряд их проявлений, инвентаризуются все поверхностные выходы. Вместе с этим фонд легко открываемых залежей резко падает. Поэтому назревает необходимость в применении современных приемов геологических исследований, основу которых составляет палеонтолого-стратиграфический метод. С результатов этого метода, по существу, и начинается анализ и разбор геологической характеристики месторождения, устанавливается уровень приуроченности рудообразования, как известно, являющегося одним из важных поисковых критериев, определяется стратегия дальнейшей разработки минерального сырья.

Для обеспечения единообразия и стабильности стратиграфии юрских отложений северного Азербайджана были проведены палеонтолого-стратиграфические работы, результаты которых должны были послужить фундаментальным обоснованием возраста вмещающих пород. Выяснилось, что нижняя глубокометаморфизированная вулканогенно-осадочная формация охватывает синемюр-плинсабахский возраст, а верхняя — менее измененная глинисто-песчаная — тоар-ааленский. Это ошутимо отразилось не только на многих теоретических проблемах, но и на решении ряда практических задач, сопряженных с прогнозированием, обнаружением и обследовании месторождений полезных ископаемых. В соответствии с прежними идеями многие исследователи начальную фазу формирования колчеданных месторождений относили к верхнесарско-нижнеааленскому веку, а вторую — к верхнеааленскому. В свете же новых данных это мнение оказалось ошибочным. На самом деле полиметаллы непременно сопутствуют трем разновозрастным свитам синемюрского, плинсабахского и тоар-ааленского возраста [1, 2]. Поэтому и состав их резко отличается друг от друга.

По мере изучения рудоносных районов перед палеонтолого-стратиграфическими исследованиями выдвигаются две новые задачи, направленные на датировку более узких интервалов разреза. Если первые работы ограничивались установлением систем и ярусов, то при переходе к поискам и разведке небольших промежуточных участков становится необходимым выделение зональных, а иногда и еще более мелких подразделений, основанных на детальном методе исследований — палеоэкологических. В полной мере это сейчас реализуется в важнейших рудоносных районах южного склона азербайджанской части Б. Кавказа. Эффективность постановки таких работ особенно очевидна при геологической съемке, поисках, разведке и прогнозных работах. Имеются многочисленные примеры грубейших ошибок при эдементарном сопоставлении разрезов, производимых без должного палеонтолого-стратиграфического обоснования, что влечет за собой значительные потери средств и времени на бурение проектируемых скважин.

Эта методика была применена нами при изучении юры Белокано-Закатальского рудного поля. Здесь вертикальный предел рудоотложения характеризуется весьма непостоянной мощностью от 5 до 100 м, тогда как мощность отдельных литостратонов составляет около 1000 м (рис. 1). Поэтому для выявления верных соотношений полезных толщ необходимо выделить более мелкие хорошо отличающиеся подразделения, поскольку литологические различия в этих условиях (в силу однородности строения) не могут считаться безупречными. В разрезе нижне- и среднеюрских отложений присутствуют небольшие толщи, выделяющиеся закономерным чередованием палеонтологически охарактеризованных слоев с «немыми». Совокупность этих слоев составляет отдельные циклы, где основание выделяется органическими остатками, обычно отражающими трансгрессивное направление и более благоприятные условия для развития фауны. Литологически они представлены песчаниками, алевролитами и реже известняками, включающими представителей из двустворчатых, головоногих, плеченогих, фораминифер. Кровля образовалась в обстановке резкой деградации бассейна, сопровождающейся понижением солености, температуры, изменением глубины и газового режима. Следы этого явления в настоящем представлены аспид-

ными сланцами, достигающими местами внушительной мощности. На рис. 2 выделены 7 циклов, входящих в состав 5 пачек. При такой детальности расчленения разреза стратиграфическое положение месторождений устанавливается достаточно четко. Последнее осуществляется маркирующими пластами, выделяющимися только им свойственной ассоциацией органических остатков и номерным знаком.

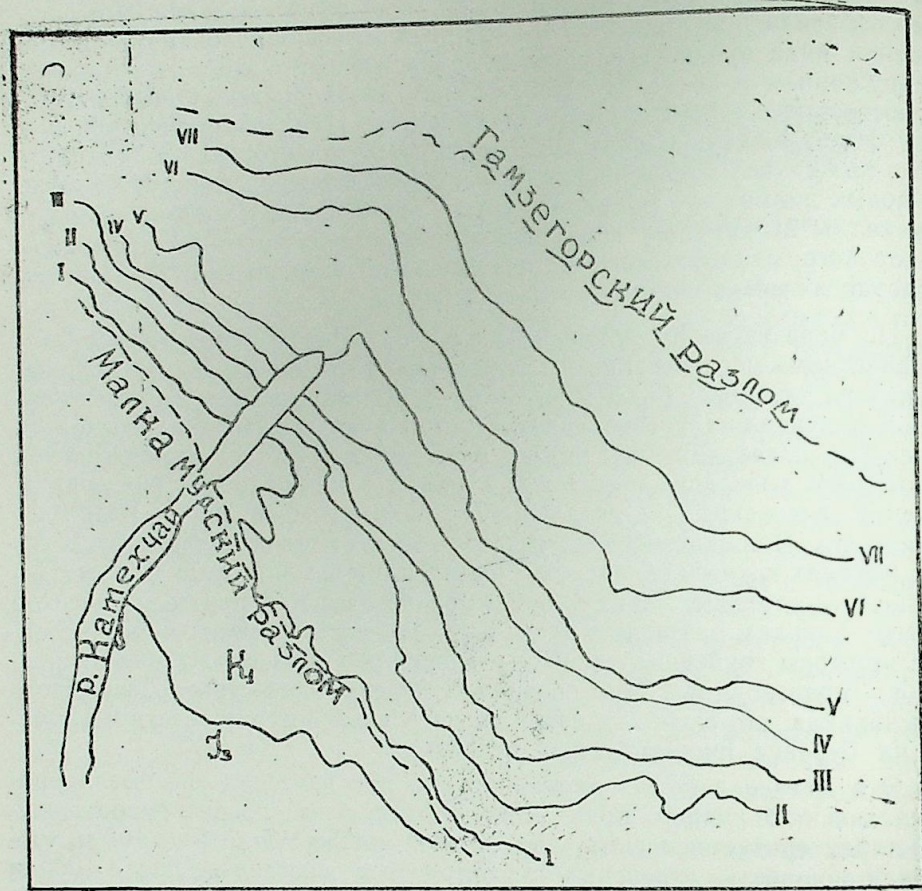


Рис. 1. Характер распространения ниже- и среднеюрских отложений экологических пластов в Белокано-Закатальском рудном районе

Первый маркирующий пласт (I) представляет собой трансгрессивный цикл зоны *Dumortieria levesquei*. Для него характерны присутствие *Tancredia* (22,5%), *Varlamussium* (20,5%), *Camptonectens* (19%), *Mytiloides* (14,5%), *Chlamys* (4,8%), *Leda* (6,3%), *Dumortieria* (6%), *Lima* (2,8%), *Nucula* (2,1%), *Pseudogrammoceras* (1,5%), *Pholadomya* (1%). В составе фаунистического комплекса, помимо количественных соотношений, четко определяются и размеры. Например, наиболее крупными экземплярами (более 50 мм) представлены энтолиумы, камптонектенсы, достигающие в диаметре более 3 см. Все они захоронены в песчаных осадках в виде палеоценоза, прослеживающиеся на многие километры от Мазымчая до

Карачая при мощности 12—18 м. Фауна рассеяна по всему пласту, почти «пустых» пород нет. Иногда их скопление носит массовый характер, где главенствующая роль принадлежит зарывающимся формам, не имевшим существенных деформаций, тогда как подвижные, в данном случае

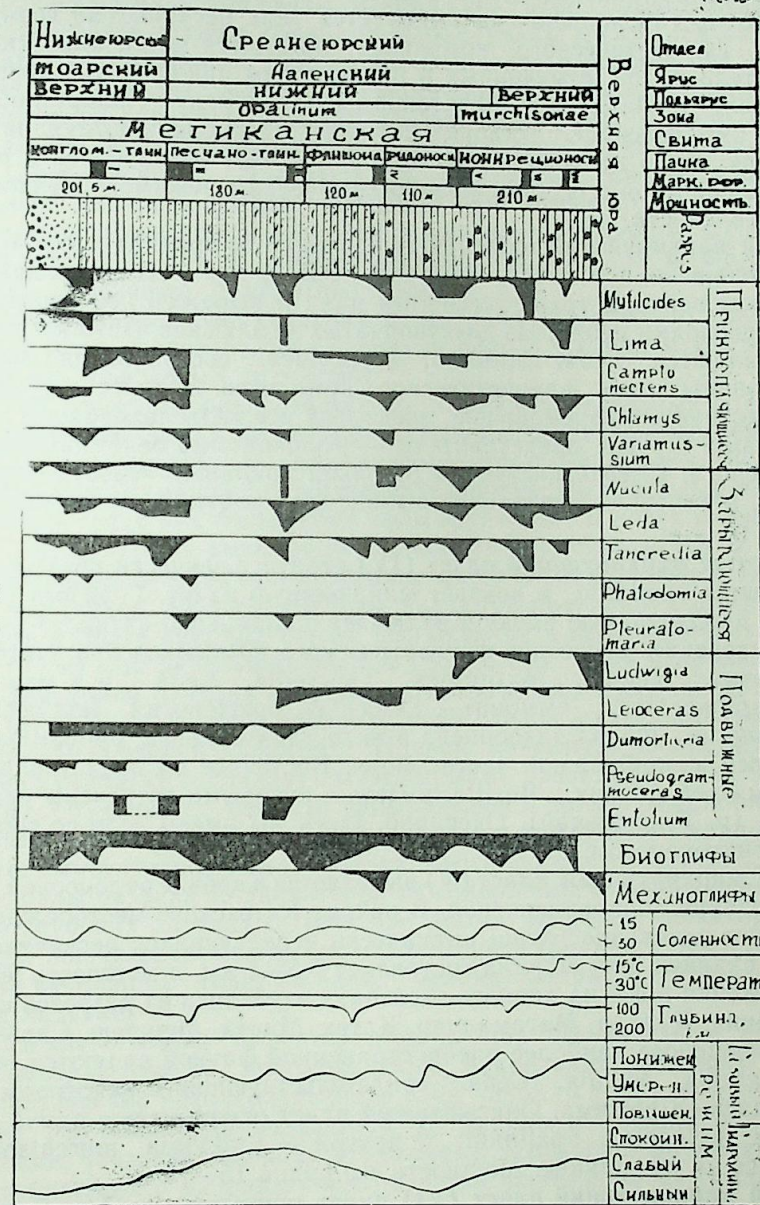


Рис. 2. Палеоэктологический разрез ниже- и среднеюрских отложений в Белокано-Закатальском рудном районе

головоногие сплюснуты или скошены. Образование слоя происходило в прибрежных условиях сублиторали с нормальным физико-химическим режимом.

Второй маркирующий пласт (II) является нижним трансгрессивным циклом песчано-глинистой пачки той же аммонитовой зоны. В районе Катехского месторождения он выделяется как песчаный горизонт. В составе фаунистического комплекса находятся почти аналогичные представители родов, отмеченных в предыдущем цикле. Здесь превалирующая роль принадлежит значительным по размеру *Camptonectens*, *Entolium*, *Variamusium*, створки которых захоронены выпуклой стороной вверх, тесно примыкая друг к другу. Пласт образовался в прибрежной полосе моря с особым физико-химическим режимом (резкое понижение солености).

Третий маркирующий пласт (III) проходит по границе песчано-глинистой и флишевидной пачки, точнее, на 22 м ниже этого рубежа. Он представляет верхний трансгрессивный цикл и выражен песчаниками и тонкими прослоями пепла. Из двустворчатых моллюсков часто встречающимися являются *Leda*, *Entolium*, *Mytiloides*, составляющие вместе более половины всего фаунистического комплекса. Этот палеоценоз не имеет существенных перемещений, поскольку все виды захоронены обеими створками. Другие представители — головоногие, белемниты несут следы переноса. Смерть наступила от одной причины — недостаточности кислорода, в условиях усиленного выпадения продуктов вулканической деятельности.

Четвертый маркирующий пласт (IV) стратиграфически приурочен к зоне *Leioceras opalinum* и венчает флишеидную пачку. Горизонт снизу окаймляет продуктивную пачку и включает прожилково-пятнисто-вкрапленное оруденение. В составе фаунистического комплекса присутствуют двустворчатые: *Nucula*, *Mytiloides*, *Tancredia*, *Leda* и в меньшей мере *Camptonectens*, аммонит — *Leioceras*, брюхоногий моллюск — *Pleurotomaria*. Фауна захоронена в виде танатоценоза, биоминерально относящегося к прибрежной части моря. Восточнее он представляется скоплением ядер мелких *Bositra*, вместе с которыми встречены редкие *Leioceras* (р. Тиканлычай). Очевидно, здесь мы имеем дело со своеобразным ориктоценозом.

Пятый маркирующий пласт (V) выделяется в кровле рудоносной пачки и в основании конкрециеносной. В районе Катехского месторождения он маркирует основание толщи ритмически чередующихся песчаников и глинистых сланцев. Его ширина составляет 0,5—1 км, а мощность пород 19 м. Отложения и фауна данного горизонта изучались из разрезов селей Поштбина, Куллар, Магамаллар, Катех, Мацех, Мешлеш, Сарыбаш и др. В палеоценозе наиболее распространенной фауной являются *Mytiloides*, *Tancredia*, *Nucula*, *Leda*, свидетельствующие о некотором понижении газового режима. Описываемый пласт охватывает с одной стороны — зону *Leioceras opalinum*, с другой — *Ludwigia purchisonae*, располагаясь на их границе. Мощность его равна 15—19 м.

Шестой маркирующий пласт (VI) имеет мощность от 7 до 9 м. Он хорошо прослеживается в разрезах, начиная с р. Мазымчай вдоль шоссе к Белоканам и на восток до Исмаиллинского р-на. Настоящий пласт беден. Здесь встречаются скопления только одного или нескольких видов *Mytiloides*. Среди пользующихся массовым распространением следует указать на *M. amygdaloides* Goldf. Представляются

любопытными некоторые его экологические особенности. Митилоидесы сосредоточены параллельно слою выпуклой стороной вверх, образуя ракушняковые формы. Остальные представители фауны разбросаны внутри слоя, состоящие из ядер со следами шельфа с сильными циркуляционными токами воды.

Седьмой маркирующий пласт (VII) охватывает наиболее молодые отложения мегиканской свиты. Ширина его грубо соответствует 1 км, измеряется более точно в очень редких случаях, в силу тектонически запутанного простиранья. Мощность горизонта в разрезе рек Мазымчай, Карачай составляет 3,5—4 м. Представлен в основном глинами и алевролитами со значительными прослоями конкреций. Остатки моллюсков достаточно многочисленны. Здесь установлено несколько представителей *Lima*, *Chlamys*, *Nucula*, *Leda*, *Tancredia*, бедных в видовом отношении. Экология особей указанных двустворчатых моллюсков свидетельствует о некотором понижении солености бассейна, колеблющейся в пределах 15—20‰ и небольших глубинах — до 40 м. Формирование пласта произошло в неритовой зоне.

Вышеприведенные сведения достаточно убедительно указывают на тесные соотношения бентоса с типами пород, что может быть использовано как поисковый критерий.

При изучении фаунистического комплекса отдельных пластов большое внимание было уделено и характеру распределения биогенных структур. Было замечено, что все они поставляют определенный ряд с различными формами следов жизнедеятельности. Но наибольшим распространением среди них пользуются ходы грунтоедов и норки роющих животных. Среди первых имеются небольшие (в диаметре до 0,4 см) округлые в поперечном сечении ходы, отличающиеся от окружающей породы цветом и составом. Подобные следы являются превалирующими. Но отмечаются и более крупные следы, выраженные в виде удлиненного конуса (до 10 см) или небольших овалов (до 1,5 см), чаще неправильной формы. Эти норки роющих организмов встречаются в основном в желтоватых песчаниках. Кривые распределения следов жизнедеятельности носят разнонаправленный характер. Причем максимум распределения биоглифных структур совпадает с максимумами развития фауны. Это, на наш взгляд, объясняется тем, что зарывающиеся организмы любят селиться на твердых прибрежных грунтах. Поэтому и максимум кривой характеризует относительно мелководную часть морского бассейна, тогда как интервалы разреза со значительным содержанием фауны свидетельствуют о глубоких лагунах с илистым дном. Выделяя характерные черты следов жизнедеятельности организмов представляется реальным расчленение небольших толщ на более мелкие подразделения на основе палеоихнологии.

Исключительно эффективна детальная стратиграфия при поисках глубокозалегающих месторождений. В пределах западного побережья Каспия юрские нефтесодержащие слои находятся на глубинах 3—4 км и более. Изучение их производится по кернам поисковых и разведочных скважин, зачастую носящих отрывочный характер и не дающих полного представления о направленном развитии формирования осадков. Поэтому появляется необходимость изучения всего имеющегося в наличии каменного материала с последующим синтезом всех данных.

Выделенные на палеонтолого-литологической основе реперы являются основным средством опознания стратоуровней как отдельных, так

УДК 551.7(084.2):551.763.3+564.3.924.765(479.24)

О. Б. АЛИЕВ, Г. А. АЛИЕВ, Р. А. АЛИЕВ

**НОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГАСТРОПОД ВЕРХНЕГО МЕЛА
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА**
(Азербайджанская ССР)

Верхнемеловые отложения азербайджанской части Малого Кавказа содержат довольно многочисленную и разнообразную фауну гастропод, которая часто встречается в сеноман-нижнесантонском стратиграфическом интервале и единично представлена в верхнем сантоне и маастрихте, а в кампане имеет плохую сохранность. Гастроподы являются быстро эволюционирующей группой, и каждый интервал геологического времени характеризуется определенным их комплексом.

В Советском Союзе за последние 25—30 лет проводятся большие работы по изучению позднемеловых гастропод. В. Ф. Пчелинцев в своих монографиях [18, 19] и статье [20] описал богатую и разнообразную фауну гастропод верхнего мела Закавказья и Средней Азии, дал их систематику и стратиграфическое распродолжение. В дальнейшем под руководством В. Ф. Пчелинцева всестороннее изучение позднемеловых гастропод проводили: в Грузинской ССР — Т. К. Двали [12], в Азербайджанской ССР — Г. А. Алиев [2, 3, 4], Г. А. Алиев, Р. Н. Мамедзаде [5], О. Б. Алиев [6, 7, 8], О. Б. Алиев, Г. А. Алиев [9]; в Армянской ССР — В. Т. Акопян [1]; в Средней Азии — М. Р. Джалилов [13, 14, 15], А. Л. Арустамов [10] и др.

Вопросы стратиграфического распространения гастропод верхнего мела были затронуты в работах В. Л. Егояна [16], Р. А. Гамбашидзе [11], Р. Н. Мамедзаде [17] и др.

В. Т. Акопян [1] описал около 300 видов верхнемеловых гастропод Армянской ССР, разработал новую систему позднемеловых гастропод с выделением новых родов, подсемейств и обосновал стратиграфическое значение гастропод.

В результате изучения богатой коллекции гастропод из верхнемеловых отложений восточной части Малого Кавказа и увязки их с данными по другим группам беспозвоночной фауны (аммонитам, белемнитам, иноцератам, рудистам, морским ежам и др.) нами установлены комплексы гастропод, характеризующие отдельные ярусы, подъярусы, местами и зоны.

Для восточной части Малого Кавказа выделяются:

Нижний сеноман (слои с *Parahibolites tourtia*) представлен следующим комплексом: *Plesioplocus karabakhensis* Pchelincev, *P. sipaiticus* (Awad), *Neoptyxis similis* (Pchelincev), *N. djogasensis* (Pchelincev), *N. airumensis* K. Aliev, *N. fleuriauxa* (Orbigny), *N. distefanoi* (Schnarrenberger), *N. gemmifera* (Coquand), *N. cylindrica* Hacobjan, *N. subgemmifera* Hacobjan, *Dalmatea posthuma* Pchelincev, *Jaccardiella azerbaijanica* (O. Aliev), *J. noemberjanica* Hacobjan, *Bicarinella*

и общим (сводных) разрезов разведочных площадей (палеоподнятий). Но основным их достоинством является обнаружение стратиграфических несогласий. Благодаря фоаминиферо-моллюсковой фауне удалась установить один из главных разделов мезозойских отложений — границу между юрой и мелом. Значимость его заключается в том, что литологически эту границу обособить очень трудно — она проходит внутри сравнительно однообразных толщ терригенных пород, в составе которых нет явных признаков стратиграфического несогласия. Перерывы, оказывая влияние на процессы седиментации, распределение фаций и мощностей, изменяют коллекторские свойства пород, влияют на образование структур, иногда приводящих к разрушению залежей и покрышек. Выяснено, что смена юрских и меловых фораминиферных комплексов происходит на Яламинском поднятии на уровне 3100—2900 м, а на Худатском — 2450—2320 м.

В кровле гильгильчайской свиты содержится микрофауна, объединенная в комплекс *Trochomina planata* — *Ostaculus polymorpha* верхневерхнебайосского и батского возраста, а в породах халчайской свиты — нижнемеловые представители. Эти данные позволяют разграничить системы и, что важно, фиксировать значительный перерыв — от бата до баррема и апта.

Схожие несогласия на основе маллюсковых остатков констатированы и на Бегимдаг-Текчайском и Кешчайском погребенных выступах между ааленом и верхней юрой. Общая продолжительность перерыва порой составляет около 50 млн лет.

Литература

1. Агаев В. Б. История геологического развития Азербайджана в юрский период. — Сов. геол., 1985, № 12.
2. Агаев В. Б., Гасанов Т. А. Стратиграфическое расчленение нижнеюрских отложений Белокано-Закатальского рудного района. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1985, № 4.
3. Вассоевич Н. Б. Современные представления об условиях образования нефти. — М., 1984.
4. Ильинская В. В. О влиянии геолого-геохимических факторов на состав реликтовых УВ нефтей и ОВ пород. — Геология нефти и газа, 1980, № 2.

В. Б. Агаев, Т. А. Гасанов

**ФАЈДАЛЫ ГАЗЫНТЫ ЈАТАГЛАРЫ ЈАШЫНЫН
МҮЭЈЈЭНЛЭШДИРИЛМЭСИНДЭ СТРАТИГРАФИК
ҮСУЛЛАРЫН ТЭТБИГИ**

(Азербайжан Јура чөкүнтүлери мисалында)

Бөјүк Гафгазын чәнуб јамачларында јерләшән колчедан јатаглары үч стратиграфик сәвијјә мұвафигдир: синемјур, плинсбак вә тоараален.

Палеонтологји стратиграфик тәдгигатлара әсасланараг 7 нишанланмыш гат әјрылыр. Бунлар кәшфијат сәһәлариндә мәһсулдар гатын мұгајисәсиндә әсас амилләрдән биридир.

V. B. Agaev, T. A. Gasanov

**THE USE OF STRATIGRAPHICAL METHODS IN
DETERMINATION OF THE AGE DEPOSITS OF
USEFUL MINERALS (FOR EXAMPLE JURASSIC
DEPOSITS OF AZERBAIJAN)**

Pyritaceous deposits of south slope of the B. Caucasus belong to the different-age stratigraphical levels: synemur, plinsbach and toar-aalen.
Paleoecological and paleontology-stratigraphical researches allowed to pick out seven marking layers, which are basic mean of identification strato-level section of the exploratory area.

praebicarinata Hacobjan, *Acteonella khalilovi* K. Aliev, *Eotrochactaeon magnus* Hacobjan, *E. konstantinei* (Dvali), *E. azerbaijanensis* (O. Aliev), *E. piriformis* Hacobjan, *E. rugosus* (K. Aliev), *E. atabekjani* Hacobjan и др.

Все вышеперечисленные виды характерны для нижнего сеномана. Исключением являются *Neoptyxis cylindrica* Hacobjan, *N. similis* (Pchelincev) и *Dalmatea posthuma* Pchelincev, которые поднимаются в средний и верхний сеноман.

Нижнесеноманский возраст приведенного комплекса подтверждается присутствием совместно с ними руководящих нижнесеноманских белемнитов — *Parahibolites tourtiaei* (Weigner) и *Neohibolites ultimus* (Orbigny).

В этом списке, кроме местных, присутствуют несколько западно-европейских видов, характеризующих нижний сеноман.

Средний и верхний сеноман (слои с *Acanthoceras rhotomagense* и *Bicarinella bicarinata bicarinata*) характеризуются следующим комплексом гастропод: *Oligoptyxis turricula* Pchelincev, *O. turricula radiculosa* Pchelincev, *O. ornata* Pchelincev, *O. armenica* Pchelincev, *O. plicata* Pchelincev, *O. aralensis* Pchelincev, *O. elegans* Hacobjan, *Neoptyxis cylindrica* Hacobjan, *Dalmatea posthuma* Pchelincev, *Itruvia armenica* Pchelincev, *I. saucasicus* Pchelincev, *I. cycloidea* Pchelincev, *I. ornata* Pchelincev, *I. subcycloidea* Pchelincev, *I. bellasensis* (Choffat), *I. inflata* Hacobjan, *Glaucioniella hacobjani* O. Aliev, *Pseudomesalia geinitzi* (Deninger), *P. angustata* Pchelincev, *P. tricarinata* Hacobjan, *Bicarinella bicarinata bicarinata* (Pchel.), *B. conica* Hacobjan, *Caucasella bagirliensis* O. Aliev, *Nerineopsis renngarteni* Hacobjan, *Pyrazopsis quinquecostatus* (Egojan), *Pyrazella macrostoma* (Geinitz), *Avellana eassis* Orbigny, *A. dubia* Briart et Corney, *Acteonella caucasica* Zekeli, *A. kurdistanica* K. Aliev, *A. ornata* Pchelincev, *Osphaloacteonella supernata* (Pchelincev).

В этом комплексе преобладают эндемичные виды, тем не менее среди них присутствуют и виды, которые имеют широкое географическое распространение, характеризую сеноманский ярус в целом. Например, *Pyrazella macrostoma* (Geinitz) характеризует сеноманский ярус ГДР; *Itruvia caucasica* Pchelincev характеризует средний и верхний сеноман Австрии. Некоторые виды из приведенного комплекса переходят в нижний турон. Однако нахождение их совместно с характерными верхнесеноманскими видами ограничивает вертикальные пределы их распространения. Характерными являются следующие: *Itruvia armenica* Pchelincev, *I. saucasicus* Pchelincev, *I. cycloidea* Pchelincev, *Glaucioniella hacobjani* O. Aliev, *Pseudomesalia tricarinata* Hacobjan, *Bicarinella bicarinata bicarinata* (Pchelincev), *B. conica* Hacobjan, *Caucasella bagirliensis* O. Aliev, *Neriniopsis renngarteni* Hacobjan, *Pyrazopsis quinquecostatus* (Egojan), *Pyrazella macrostoma* (Geinitz), *Avellana eassis* Orbigny, *A. chibia* Briart et Corney, *Acteonella caucasica* Zekeli, *A. kurdistanica* K. Aliev, *A. ornata* Pchelincev, *Osphaloacteonella supernata* (Pchelincev).

Нижний турон (слои с *Radiolites peroni* и *Inoceramus labiatus*) представлен в Гочаском прогибе слоями с *Radiolites peroni* и *Osphaloacteonella ovata*, а в Ордубадском прогибе — слоями с *Radiolites peroni* и *Inoceramus labiatus*.

Нижнетуронский комплекс гастропод несколько беден и представлен следующими видами: *Oligoptyxis turricula* Pchelincev, *O. ornata* Pchelincev, *O. armenica* Pchelincev, *Itruvia ornata* Pchelincev, *I. subcycloidea* Pchelincev, *I. bellasensis* (Choffat), *I. inflata* Hacobjan, *Pseudomesalia geinitzi* (Deninger), *P. angustata* Pchelincev, *Osphaloacteonella ovata* (Pchelincev), *Mesotrochactaeon ouremensis* (Choffat), *M. ellipsoidea* (Fittipaldi), *M. cylindricus* (Pchelincev), *E. tovusensis* Hacobjan.

В нижнетуронском комплексе в основном присутствуют эндемичные виды. Нижнетуронский возраст указанного комплекса устанавливается присутствием совместно с этими видами руководящих нижнетуронских рудистов и иноцерамов (*Radiolites peroni* Choffat, *Inoceramus labiatus* Schlotheim и др.).

Верхний турон (слои с *Glauconia mariae*) в восточной части Малого Кавказа (АзССР) почти отсутствует, встречаясь лишь на территории НахАССР (Ордубадский прогиб). В связи с этим комплекс гастропод здесь беден и включает виды: *Haploptyxis bassani* (Fittipaldi), *Itruvia gnischikensis* Hacobjan, *Glauconia mariae* Mazeran, *Acteonella uchauxensis* Cossmann.

Первая форма этого списка описана из турона Италии и Португалии. Третья форма приводится из верхнего турона юга Франции. Последняя форма описана из турона Франции, но встречается и в коньяке Армении и Азербайджана. Наконец, *Itruvia gnischikensis* Hacobjan, являясь эндемичным видом, в верхнем туроне Малого Кавказа встречена лишь в пределах Армянской ССР и Азербайджанской ССР.

Нижний коньяк (слои с *Inoceramus wandereri*) характеризуется сравнительно богатым комплексом гастропод, который представлен нижеследующими видами: *Desmiera caucasica* (Pchelincev), *Gymnetome gepauxiana* (Orbigny), *Caucasella acanthophora* (Müller), *Echocirsus subpustulosus* Pchelincev, *Armenostoma beyrichi* (Holzapfel), *A. mülleri* (Holzapfel), *A. striatocostata* (Müller), *A. convexa* (Pchelincev), *Punctospira punctata* (Sharpe), *P. substantoni* (Pchelincev), *Gyrodos subpansus* Hacobjan, *Helicaulax gibbosa* (Zekeli), *Rostellinda stoliczkana* Dall, *R. dalli* (Stanton), *Bellifusus stoliczkai* (Collignon), *Eovolutilithes parvulus* (Pchelincev), *Acteonella uchauxiana* Cossmann, *Mesotrochactaeon regularis* (Pchelincev), *M. cylindricus* (Pchelincev).

Как явствует из приведенного списка, определенная часть видов имеет широкое географическое распространение, встречаясь в коньяке и нижнем сеноне в пределах Западной Европы и других областей. Для восточной части Малого Кавказа характерными нижнеконьякскими видами являются следующие: *Armenostoma beyrichi* (Holzapfel), *A. mülleri* (Holzapfel), *Helicaulax gibbosa* (Zekeli), *Rostellinda dalli* (Stanton).

Из этого комплекса *Caucasella acanthophora* (Müller), *Armenostoma striatocostata* (Müller), *Rostellinda stoliczkana* Dall характеризуют коньякский ярус в целом, встречаясь в обоих его подъярусах. Из эндемичных видов характерными для нижнего коньяка являются: *Desmiera caucasica* (Pchelincev), *Gyrodos subpansus* Hacobjan, *Mesotrochactaeon regularis* (Pchelincev).

Верхний коньяк (слои с *Nowakites carezi* и *Inoceramus involutus*) характеризуется исключительным разнообразием гастропод. Помимо

переходящих из нижнего коньяка видов, в верхнем коньяке присутствуют различные представители динозоптиксид, трохактеонид, актеонеллид и др.

Верхнеконьякский комплекс гастропод состоит из следующих видов: *Simplioptyxis nobilis* (Münster), *S. geissuensis* (Pêelincev), *H. requieniana* *loptyxis unica* Hacobjan, *H. tausensis* (Pêelincev), *H. requieniana* (Orbigny), *Parasimplioptyxis buchi* (Keferstein), *P. pailletteana* (Orbigny), *P. pupoidea* (Pêelincev), *P. dalidagensis* (Pêelincev), *P. plana* (Pêelincev), *Glauconia conoidea* (Sowerby), *Gymnentome genauxiana* (Pêelincev), *Glaucioniella undulata* (Drescher), *G. ruffarcinata* (Münster), *G. quadrilineara* Hacobjan, *Nodosella nodosa* (Roemer), *N. subnodosa* (Pêelincev), *Caucasella acantophora* (Müller), *C. dalidagensis* (Pêelincev), *Ezechocirsus subpustulosus* Pêelincev, *Armenostoma striatocostata* (Müller), *Pseudamaura ariyalurensis* (Spengler), *Punctospira substantoni* (Pêelincev), *Gyroides hajastanensis* Hacobjan, *G. tenellus* Stoliczka, *Helicaulax latealata* Riedel, *Dsepanochilus subcostae* Pêelincev, *Auriala nairica* Hacobjan, *Rostellinda stoliczkana* Dall, *Eovolutilithes subsemiplicatus* (Orbigny), *Avellana raricostata* Hacobjan, *Acteonella crassa* (Dujardin), *A. longa* Hacobjan, *Trochactaeon obliqueplicatus* Böse, *T. pruniformis* Böse, *T. collignoni* Dartevellé et Brébion, *T. alibegliensis* Pêelincev, *Neotrochactaeon speciosus* (Pêelincev), *N. excelsus* (Pêelincev), *N. intermedius* (Choffat), *Spiractaeon zekeli* (Pêelincev), *S. ellipticus* (Zekeli), *S. variospiralis* Hacobjan, *S. obtusus* (Zekeli), *Purpuractaeon vediensis* Hacobjan, *P. beyrichi* (Drescher), *P. pêelincevi* Hacobjan, *P. cretaceus* (Müller), *Sevanella laticostata* Hacobjan.

В составе этого комплекса имеется много характерных верхнеконьякских видов с широким географическим распространением, встречающиеся в Западном полушарии (Мексика). Отдельные виды одновременно присутствуют и в нижнем коньяке, но большинство видов не спускается ниже верхнего коньяка и не переходит в нижний сантон.

Нижний сантон (зона *Texanites texanum texanum* и *Inoceramus undulatoaplicatus*). Этой зоне соответствуют слои с *Simplioptyxis ampla* в Казахском прогибе.

Нижнесантонский комплекс гастропод состоит из следующих видов: *Desmiera grossouvrei* (Cossmann), *D. carolina* (Stoliczka), *Simplioptyxis nobilis* (Münster), *S. ampla* (Münster), *S. ichubarjani* Hacobjan, *S. gigantea* Hacobjan, *Haploptyxis scalaris* (Pêelincev), *Parasimplioptyxis buchi* (Keferstein), *Glaucioniella obvoluta* (Schlottheim), *Avellana agdjakendensis* O. Aliev, *Acteonella crassa* (Dujardin), *A. najdini* O. Aliev et K. Aliev, *A. praeuchauxensis* O. Aliev et K. Aliev, *Neotrochactaeon burckhardti* (Böse), *Spiractaeon ellipticus* (Zekeli), *S. conicus* (Münster), *S. obtusus* (Zekeli).

Из приведенных видов *Desmiera grossouvrei* (Cossmann) и *Simplioptyxis ampla* (Münster) характеризуют нижний сантон Франции и Австрии. Среди остальных видов выявлены местные виды, встречающиеся в нижнем сантоне, а среди общеизвестных видов имеется встречающиеся ранее нижнего сантона, но спускающиеся и в верхний коньяк.

Верхний сантон (слои с *Belemnitella praecursor*). В Гочасском прогибе верхнему сантону соответствуют слои с *Acteonella laevis*.

В отложениях верхнего сантона гастроподы встречаются очень редко. Среди них встречена единственная форма — *Acteonella laevis* Sowerby. Принадлежность этого вида на Малом Кавказе к верхнему сантону впервые доказана В. Т. Акоюном [1]. Указанный вид им встречен совместно с *Zatiala tegulata* Stoliczka, который известен из верхнего сантона — нижнего кампана Австрии.

В кампанских отложениях восточной части Малого Кавказа гастроподы определены до рода. Из маастрихтских отложений приводятся единичные находки *Globiconcha ponderosa* Coquand, *Desmiera divaricata* Orbigny и *Ovula expansa* Noetling, которые в Таджикской ССР и Иране характеризуют маастрихтский ярус. Все указанные виды на Малом Кавказе найдены в одних и тех же слоях с *Pachydiscus colligatus* и *P. subrobustus* и характеризуют верхний маастрихт.

Таким образом, из сказанного видно, что в восточной части Малого Кавказа (АзССР) выделяются 8 комплексов гастропод: нижне- и средневерхнесеноманский, нижне- и верхнетуронский, нижне- и верхнеконьякский, нижнесантонский, верхнемаастрихтский, которые могут быть использованы при расчленении верхнего мела юго-восточной части Малого Кавказа.

Литература

1. Акоюн В. Т. Позднемиеловые гастроподы Армянской ССР. — Ереван: АН АрмССР, 1976.
2. Алиев Г. А. Стратиграфическое значение меловых брюхоногих азербайджанской части Малого Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, №4.
3. Алиев Г. А. Новые представители заднежаберных из сеноманских отложений азербайджанской части Малого Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1959, № 4.
4. Алиев Г. А. Брюхоногие меловых отложений азербайджанской части Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. — Баку: АН АзССР, 1963.
5. Алиев Г. А., Мамедзаде Р. Н. Новые представители брюхоногих из верхнемеловых отложений Ордубадского синклиниория Нах (АССР). — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1962, № 1.
6. Алиев О. Б. Новые виды брюхоногих из верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова. Сер. геол.-геогр. 1961, №4.
7. Алиев О. Б. Новые виды брюхоногих из верхнемеловых отложений междуречья Кошкарчай—Тертерчай (Малый Кавказ). — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук и нефти, 1961, №2.
8. Алиев О. Б. Стратиграфическое распределение верхнемеловых гастропод восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). — Тез. докл. Всес. симпозиум по ископ. гастроподам (6—17 сентября). Душанба, 1982.
9. Алиев О. Б., Алиев Новые виды гастропод из сантонских отложений Малого Кавказа. — Палеонт. ж., 1986, № 2.
10. Арустамов А. Л. Позднемиеловые брюхоногие моллюски восточной Туркмении и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук, 1966.
11. Гамбашидзе Р. А. Некоторые моллюски и иглокожие из верхнемеловых отложений Грузии. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., вып. 15, 1967.
12. Двали Т. К. Брюхоногие меловых отложений Грузии. — Тбилиси: Мецниереба, 1966.
13. Джалилов М. Р. Новые представители рода *Haustator* из альбских и сеноманских отложений западной части Таджикской депрессии. — Изв. АН ТССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1960, вып. 1 (2).
14. Джалилов М. Р. Позднемиеловые брюхоногие юго-западного Дарваза. — В сб.: Палеонтология Таджикистана. Душанба, 1964.
15. Пчелинцев В. Ф., Джалилов, М. Р., Крячкова З. В., Пояркова З. Н. Стратиграфическое распространение позднемиеловых брюхоногих юго-востока Средней Азии. — Докл. АН ТССР, т. XIII, 1970, №2.
16. Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. — Ереван: АН АрмССР, 1955.

17. Мамедзаде Р. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай—Дебед). — В кн.: Стратиграфия меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (АзССР). Баку: АН АзССР, 1967.
18. Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. — М. — Л.: АН СССР, 1953.
19. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхнемеловых отложений Армянской ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР. — М. — Л.: АН СССР, 1954.
20. Пчелинцев В. Ф., Алиев О. Б., Аюбян В. Т. Стратиграфическое распределение брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья. — Изв. АН АрмССР. Сер. наук о Земле, 1965, т. XVIII, № 3—4.

О. Б. Әлијев, Г. Ә. Әлијев, Р. Ә. Әлијев

**КИЧИК ГАФГАЗЫН ШӘРГ ҺИССӘСИНИН ҮСТ ТӘБАШИР
ГАСТРОПОДЛАРЫНЫН ЈЕНИ КОМПЛЕКСЛӘРИ**

(Азәрбајҗан ССР)

Мәғаләдә 8 комплекс гастропод ајрылыр; бунлар ашағыдакылардыр: Алт, Орта-Үст Сеноман Алт вә Үст Туран, Алт вә Үст Конјак, Алт Сантон вә Үст Маастрихт. Бу комплексләр онурғасызлар фаунасынын башга груплары илә уялашдырылмыш вә Кичик Гафгазын шәрг һиссәсинин Үст Тәбаширинин стратиграфик бөлкүсүндә истифадә олуна биләр.

O. B. Aliyev, G. A. Aliyev, R. A. Aliyev

**NEW STRATIGRAPHIC COMPLEXES OF THE UPPER
CRETACEOUS GASTROPODS OF THE EASTERN PART
OF THE LESSER CAUCASUS (AZERBAIJAN SSR)**

8 complexes of gastropods from the Lower, Middle-Upper Cenoman, Lower and Upper Turon, Lower and Upper Coniac, Lower Santon and Upper Maestricht are released. These complexes are correlated with these datums by other invertebrate fauna groups and may be used by sequence of Upper Cretaceous of the Lesser Caucasus Eastern part.

АЗӘРБАЈҗАН ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Җер елмләри серијасы, 1990, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА
Серия наук о Земле, 1990, № 1

УДК 551.7

М. А. БАГМАНОВ

**О НЕЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
БАРТОНСКОГО ЯРУСА В ШКАЛЕ СТРАТИГРАФИИ
ПАЛЕОГЕНА**

Сопоставление морских отложений палеогена Запада и Востока и внутри их регионов исторически производилось с существенными погрешностями, что является результатом параллелизации различных по возрасту ярусов (бартонский, приабонский, бодракский и др.), использования ярусов, перекрывающих друг друга (танетский, спарнакский, илердский, ипрский и др.) или лишенных всякого обоснования (гальский, археоцен, биаррицкий и др.). Некоторые так называемые ярусы установлены по фрагментарным обнажениям (асшийский, веммельский, ледский и др.), отвечающие в действительности незначительной части яруса.

Применение большого числа западно-европейских ярусов палеогена всегда вносило большую путаницу в палеогеновую стратиграфию СССР. Нужно считать несостоятельным также трафаретную параллелизацию слабо обоснованных ярусных шкал одних регионов с более или менее достоверно выработанными зональными шкалами других, тем более что из исторического опыта известно, что подобная догма приводит к совершенно ошибочным выводам. Так, Г. И. Немковым (1967) бахчисарайский ярус был приравнен зоне *planulatus*, симферопольский — зоне *laevigatus*, бодракский — зонам *perforatus* и *millecaput*, альминский — зонам *fablanii* и *retlatus*. В этом сопоставлении не соответствуют действительности все перечисленные параллелизации ярусов и зон без исключения и принадлежность самих ярусов соответствующим отделам эоцена или их частям. Другой пример — бартонский ярус, оказавшийся теперь в среднем эоцене, исторически параллелизовался с приабонским ярусом верхнего эоцена или зоной *fablani* соответствующими зонами планктонных фораминифер. Как нам кажется, приписка к этим неясным на своей родине ярусам зональной шкалы не приведет к успеху.

Более сложным является вопрос о ярусном и зональном расчленении среднего эоцена, который исторически рассматривался в объеме лютетского яруса. Надлютетские среднеэоценовые отложения Средиземноморья обозначались оверзским ярусом, а в последние десятилетия — также верхней лютетией или оставались без ярусного наименования. Эти отложения относились к верхнему или среднему эоцену, а в Парижском бассейне — к верхнему эоцену. В СССР аналоги этих отложений обозначались ледским, веммельским, оверзским, бартонским, а затем бодракским ярусами, которые всегда относились к верхнему эоцену.

Для обозначения надлютетских среднеэоценовых отложений нами был предложен парадашский ярус (М. Багманов, 1969), который включает в себя отложения между зонами *laevigatus* и *fablanii* и позволяет понимать средний эоцен в объеме двух ярусов — лютетского и пара-

дашского. В последнее время идея двучленного подразделения среднего эоцена стала общепризнанной.

Помероль (Pomerol, 1980), В. А. Крашенинников (1886) и др. в качестве верхнего яруса среднего эоцена предлагают бартонский ярус, а Палеогеновая комиссия МСК СССР (1982) верхнюю часть среднего эоцена оставляет без ярусного обозначения.

По акад. В. В. Меннеру (1983), бодракский ярус соответствует всему среднему эоцену. Он пишет, что «одновременно необходимо однозначно решить вопрос о том, как должно именоваться эту часть бодракского подъяруса; бодракский s. str., бартонский, как предлагает В. А. Крашенинников, оверзский, как предлагал Ж. Буссак, или, если нужно новое название, — парадашский ярус, — предложенное М. А. Багмановым, так как в последний лютетская часть заведомо не входит» (В. В. Меннер, 1983, с. 10).

По анализу М. А. Багманова (1980), слои Пейрбланк — стратотип биаррицкого яруса — одновозрастны с лютетскими отложениями Парижского бассейна и вопреки мнению авторов биаррицкого яруса — Готтингера и Шауба (1960) — даже отложения утеса Хандиа с многочисленными характерными планктонными фораминиферами, покрывающие слои Пейрбланк, соответствуют зоне *Globigerapsis kugleri*. В вышележащих надлютетских отложениях, именуемых слоями виллы зоны планктонных фораминифер (Szöts, 1964).

По данным Помероля (1980), биаррицкий ярус соответствует верхней части лютетского яруса Парижского бассейна (!) или зоне P 12 (*Morozovella lehneri*) или № P 15 (*Chlphragmolithus alatus*) и NP 16 (*Discoaster*), а формации, расположенные между стратотипом биаррицкого яруса и приабонским ярусом, охватывают именно *auversian* Буссака и *auversiano* фабиани в объеме зон P 13 (*Orbullnoides beckmanii*) и P 14 (*Truncorotaloides rohri*); N P 16 P. P. (*Discoaster taninodifer*) и N P 17 (*Discoaster salpanensis*), которые, по его мнению, соответствуют бартонскому ярусу s. str. Парижского бассейна в Англии.

Оверзский ярус, который установлен в 1880 г. Дольфюсом в Парижском бассейне для обозначения одного из шестилитологических подразделений средних песков Парижского бассейна — пески Оверза (Уаза), охватывает лишь незначительную часть бартонского яруса, применяемого теперь для обозначения всей верхней надлютетской части среднего эоцена.

Отложения оверзского яруса характеризуются наличием *Nummulites variolagus* (опр. Ж. Лоренца), семью видами мшанок, 214 видами моллюсков, по которым ярусная принадлежность вмещающих их отложений не устанавливается. По корреляции с оверзскими отложениями возраст их определяется в 43 и 41 млн. лет. Отложения асшийского яруса, вскрытые в скважине Касселя (Сев. Франция), которые считаются оверзскими, относятся к зоне NP 16 Мартини.

Парастратотипическим разрезом оверзского яруса в Аквитанском бассейне предлагаются серые мергели утеса Хандиа. (Pomerol, 1980), соответствующие зоне *kugleri* лютетского яруса.

В Средиземноморье нижняя граница оверзского яруса четко не отбивается (В. В. Меннер, 1983). Она совершенно неясна также и в Парижском бассейне, где поздний лутец представлен в лагунной фации, и нижние оверзские слои могут оказаться еще лютетскими.

Бартонский ярус, сгруппировавший в своем стратотипе надлютетские средне- и верхнеэоценовые отложения, со времени его установления всегда использовался в качестве единого яруса верхнего эоцена и идентифицировался с более поздно выделенным приабонским ярусом. Бартонский ярус включает в себя много неясностей в смысле своей целостности и валидности. Поэтому не случайно установление, применение и уточнение объема бартонского яруса имеет наиболее продолжительную и остро дискуссионную историю по сравнению с любым другим ярусом парижской шкалы палеогена.

В 1857 г. Майер—Эймар устанавливает бартонский ярус, тип которого он взял в Бартоне (Англия), а определил его целиком по материалам Парижского бассейна, в объеме средних песков — от песков Бошана до мергелей с *Pholadomya ludensis* включительно. При этом Майер считал, что пески Бошана и известняк Сент-Оуена эквивалентны с глиной Бартона (Великобритания) и глинисто-песчанистыми сериями Алум Бей.

В 1869 г. Майер—Эймар из состава своего бартонского яруса исключил верхнюю формацию — мергели с *P. ludensis*.

В следующем объеме бартонского яруса понимался весьма различно и в разрезе его отложений Дольфюсом (1880) было установлено большое число «ярусов»: оверзский, одоенский, мортфонтский, эрмоненвильский, аржентский и монмартрский. При этом он не указал, что этим подразделениям он придает значение ярусов или зон, которые одними авторами использовались в качестве ярусов, другими — подъярусов, третьими — зон. Однако почти все эти термины в последующих публикациях не использовались.

Мюнье Шальма и Лаппаран (1893), заметив бесконечность споров вокруг бартонского яруса и его непригодность для обозначения и синхронизации верхнеэоценовых отложений Севера и Средиземноморья, в одной и той же работе одновременно устанавливает как эквивалентные людийский и приабонский ярусы. В последующем людийский ярус большинством авторов рассматривался именно в том смысле, в котором понимали его создатели, а некоторыми — переместились в олигоцен.

Людийский ярус снизу вверх включает в себя мергели и мергелистые известняки с *P. ludensis* и три мощные пачки гипсов.

Мюнье Шальма и Лаппаран, установив людийский ярус, в своей номенклатуре одновременно выделили и сокращенный бартонский ярус (Maуer, 1869). При этом положение различных горизонтов и их эквивалентов в Лондонском бассейне ими рассматриваются в новом аспекте: к нижнему бартону снизу вверх они относят горизонт Гепеля, Эрмоненвила, Бошана, Эзанвила и Дюци, к верхнему — пески Мортфонтена, известняк Сент-Оуена и пески Марине и Кресне. По Лаппарану и Мюнье Шальма, пески Марине и Кресне идентичны с глиной Бартона.

Противоречивость и множество взглядов авторов по расчленению и определению возраста отложений бартонского яруса объясняются тем, что в этих отложениях отсутствуют характерные группы видов крупных и мелких фораминифер, а по моллюскам решить указанные вопросы не удалось.

Хотя Ж. Буссак (1911, 1912) смог отличить фауны моллюсков оверзского, бартонского (известняк Сент-Оуена и пески Кресне) и людийского (мергели с *P. ludensis*) ярусов, однако он считал их верхнеэоценовыми. Аналогия этих отложений, развитых в Приморских Альпах (разрез Палярей) и в нижних Пиренеях (слои виллы Марбеллы), Буссаком

были обозначены оверзскими и отнесены к среднему эоцену. Буссак пришел к совершенно справедливому выводу, что фауна Паляреи является промежуточной между лютетской и приабонской. Этот вывод он обосновал тем, что *N. striatus* и *Clupeaster* в лютетском ярусе не известны, а моллюски, которые характеризуют слои Паляреи и виллы Марбеллы, с одной стороны, тесно связаны с таковыми лютетского яруса, а с другой, включают и приабонские виды.

Фауна бартонского яруса после Буссака более четверть века изучалась братьями Л. Ж. Морреле (1948), которые приняли идеи Буссака об эквивалентности глины бартона пескам Кресне и Марине. По их мнению, между мергелями с *Pholadomya* Парижского бассейна и глиной Бартона (Англия) нет родственных связей. Однако они не могли отделить пески Кресне от песков Бошана. Поэтому они приняли бартонский ярус Майера (1869 г.), в состав которого включили пески Бошана и Креоне. Однако и этот объем бартонского яруса вскоре был подвергнут ревизии.

Таким образом, для средних песков или их отдельных горизонтов было предложено множество малообоснованных «ярусов», часть которых в последующем в различных комбинациях применялась к отложениям от песков Бошана до гипсов включительно, которые неизменно считались верхнеэоценовыми. Установление эквивалентов этих «ярусов» в других (даже близких) регионах всегда сопровождалось ошибками, что довело путаницу до предела.

Параллелизация отдельных зон или уровней бартонского яруса с «ярусами» эоцена Бельгии также всегда производилась неоднозначно. До последнего времени ледский, веммельский, асшийский и нижнетонгрийский «ярусы» в Парижской шкале скользят вверх и вниз в интервале верхняя лютетия — людийский ярус (Ог, 1905, Лериш, 1905, Аббар, 1925, Pomerol, 1961, 1964. Блондо, Кавелье, Фегер, Помероль, 1965; Керри, Гулинск, Помероль, 1969 и др.).

Бартонский ярус в Парижском бассейне за последнюю четверть века подразделяется на три подъяруса; оверзский, маринезский и людийский, которые, начиная с 1980 г., относятся к среднему эоцену (Pomerol, 1980, Cavelier, 1980). Отложения оверзского и маринезского подъярусов характеризуются остатками моллюсков (более 2000 видов) морских ежей, рептилий, млекопитающих, остракод, мелких фораминифер (без планктонных), *N. variolarius* и т. д.

Нанопланктон оверзских отложений пока еще не изучен. Отложения асшийского яруса Касселя относятся к зоне NP 15 или к основанию зоны NP 16 Мартини. В маринезских отложениях нанофоссилии отсутствуют.

Людийский ярус — слои с *P. ludensis* — характеризуется с собственными людийскими, бартонскими и единичными тонгрийскими моллюсками. Выше лежащие три пачки гипсов, кроме свойственных им тонгрийских и других моллюсков, характеризуются видами млекопитающих.

В Шавенсоне мергели с фоладомиями содержат нанофлору в обильном количестве. Среди них отсутствуют все дискоастеры и *isthmolithus gessivus*. Имеющиеся формы, по-видимому, могут указать на зону NP 17 или NP 18 (Cavelier, 1980).

Из-за своеобразного характера фауны и неопределенности стратиграфического возраста этих трех мощных пачек гипсов, равно и всего людийского подъяруса, а также покрывающих их саннуазских слоев олигоцена в Парижском бассейне до сегодняшнего дня остаются дискус-

сионными определения границ среднего—верхнего эоцена и эоцена—олигоцена. В отличие других ярусов и подъярусов палеогена людийскому подъярусу ни во Франции и ни за его пределами не устанавливается парастратотипический разрез. Ни в каком разрезе, включая его типовой, верхняя граница подъяруса не определяется, поскольку пограничные слои людийского подъяруса и стампийского яруса (саннаузские слои) смешиваются. Изотопнорadiологические исследования в типовом разрезе подъяруса не производились.

Согласно мнению Cavelier (1980 г.), верхние слои маринезского подъяруса по радиометрическим исследованиям (41 ± 2 млн. лет) соответствуют границе среднего—верхнего эоцена, а нижние слои людийского подъяруса (40 млн лет) по экстраполяции—верхней части приабонского яруса, верхние слои подъяруса (35 млн. лет) — нижней части рюпельского яруса олигоцена.

В Англии нижняя граница бартонского яруса отбивается нечетко, его верхняя часть сложена озерными или континентальными отложениями, которые несогласно покрываются четвертичными суглинками. По наличию в морских бартонских отложениях нехарактерных и эндемичных видов моллюсков, мшанок, остракод (около 1000 видов) и *Globigerina banivillensis* невозможно установить их аналоги во Франции, Бельгии и других странах Западной Европы. В единичных пластах встречаются *Nummulites rectus*, *N. prestwianus* (Curry, 1981) и некоторые виды зоны *Discoaster saipanensis* (Martini, 1971), характеризующие средней эоцен.

Нецелесообразность использования бартонского яруса объясняется следующими причинами:

1. Совершенно неясно его соотношение с лютетским ярусом, выраженным в своей верхней части в лагуно-континентальной фации.

2. Оверзский подъярус, дополнительным стратотипом которого в Средиземноморье намечены слои утеса Хандиа, принадлежащие зоне *kugleri*, могут оказаться лютетскими, что подтверждается также фауной брахиопод и синхронизацией оверзского подъяруса с асшийским «ярусом», соответствующим зоне NP 15 или основанию зоны NP 16.

3. Совершенно неясна также верхняя граница бартонского яруса — коль скоро нижние слои людийского подъяруса предположительно относятся к зоне NP 17 или NP 18, три его верхние мощные пакеты гипса часто по фауне коррелируют с основанием стампийского яруса олигоцена, а по радиометрическим данным — по экстраполяции — этот подъярус соответствует верхнему эоцену—нижнему олигоцену.

4. В отложениях бартонского яруса отсутствуют нуммулитиды и планктонные фораминиферы, кроме единичных видов, не имеющих стратиграфического значения, а нанопланктон представлен фрагментарно без характерных видов.

5. По остальным богато представленным группам фауны отложения бартонского яруса всегда относились к верхнему эоцену и параллелизовались с образованиями приабонского яруса.

6. Отложения бартонского яруса не расчленяются на зоны. В страторегionalах западно-европейских палеогеновых шкал отсутствует разрез с четкими границами и характерными группами фауны, который мог бы охарактеризовать надлютетские отложения.

Парадашский ярус. На территории Советского Союза Малый Кавказ по составу фауны среднего эоцена фактически является единственным связующим звеном между СССР и странами Средиземноморья.

В нижнепалеогеновых отложениях Нахичеванской АССР, где установлен парадашский ярус (М. А. Багманов, 1969), широко развиты те группы ископаемых остатков (нуммулитиды, планктонные фораминиферы, нанопланктон, морские ежи, моллюски и др.), которые получили обширное расселение в Альпийской складчатой области. По совокупности имеющейся фауны или по ее отдельным группам можно производить корреляцию среднеэоценовых отложений Нахичеванской АССР с таксономией Кавказа, Украины, Карпат, Средней Азии, стран Средиземноморья и Океании.

В Нахичеванской АССР, в том числе в стратотипическом разрезе парадашского яруса в окрестности с. Парадаш, среднеэоценовые отложения подразделяются на лютетский и парадашский ярусы. Первый из них соответствует зоне *Nummulites laevigatus* или зоне *Acarinina bullbrookii*; а второй — зонам *Nummulites gixehensis* и *Nummulites millicaput* или зонам *Globorotalia rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina turkmenica*.

Микрофауна и нанопланктон среднеэоценовых отложений Нахичеванской АССР нуждаются в послойном исследовании, что одновременно позволит определить места зоны *semiinvoluta* в ярусной шкале, поскольку пока нет прямых данных, свидетельствующих о ее принадлежности к приобонскому ярусу, или соответствии нижней части зоны *fabianii*. Наоборот, в отложениях зоны *semiinvoluta*, подстилающих отложения зоны *fabianii* в широком масштабе (Каталония, Альпы, Венгрия, Армения), встречаются *N. praefabianii*, *N. millicaput*, *N. incrasatus*, *N. chavannesi*, *N. striatus*, *N. variolarius*, появляющиеся в парадашском веке.

М. А. Багманов

БАРТОН МЭРТЭБЭСИННИН ПАЛЕОКЕН СТРАТИГРАФИЈАСЫ ШҚАЛАСЫНДА ИСТИФАДЭСИННИН МӘГСӘДӘУЈҒУН ОЛМАМАСЫ БАГГЫНДА

Парис һөвзәсинин бартон мәртәбәси чөкүнтүләриндә нуммулит, планктон фораминиферләр вә наннопланктон галыглары олмадығындан, мәртәбә зоналарә бөлүнмүр, алт вә үст сәрһәдләри тәјин олунмүр, характерик саяылмајан зәнкин молјуск фаунасына кәрә тарихән үст еосенин приабон мәртәбәси илә мугәјисә едилмишдир. Мәртәбәнин үст һиссәсини галын кипс ләјлары тәшкил едир вә фаунасына кәрә олигосенин стампиј мәртәбәсинин алт ләјлары илә мугәјисә олунур. Бартон мәртәбәси палеокенин ән ајдын олмајан мәртәбәләриндән бири кими индијә гәдәр она бири дикәриндән кәскин фәргләнән 7 мүхтәлиф һәчм тәклиф едилмишдир. Мәртәбәнин кәстәрилән гүсүрларынын вәтәни Инкилтәрәдә дә мүшәһидә олунур.

Кичик Гафгаз орта еосен фаунасынын тәркибинә кәрә, Совет Иттифагыны Аралыг дәнизи өлкәләри илә бирләшдирән јекәнә рекиондур. Алп гырышыг зонасында кениш јайылмыш нуммулит, планктон фораминиферләр, наннопланктон, дәниз кирпиләри, молјускалар вә дикәр фауна групплары Нахчыван МССР-ин алт палеокен чөкүнтүләриндә күллү мигдарда тапылыр.

Бурада орта еосен чөкүнтүләри лүтәтс вә парадаш мәртәбәләринә, низамланмыш мувафиг зоналарә бөлүнүр.

М. А. Багманов

IN SCALE OF STRATIGRAPHY OF PALEOCENE ABOUT INEXPEDIENT UTILIZATION OF BARTON LAYER

In deposits of barton layer which no subdivide into the areas be absent the nummulites and plankton foraminiferous except the single species which have

stratigraphical meaning. Nonnoplankton is fragmentary without character of aspects. These deposits always are synchronized with underabon.

Absolutely vague correlation of barton layer with luther layer expressed in it's upper part in ravine-continental faicion. It's upper boundary is vague: lower layers of luder sub-layer supposedly regard to $N P_{17}$ or $N P_{18}$, it's three upper power packages of gyps often correlate on fauna with mastering stampisk layer of oligocene. In middle eocene layers of Nakhichevan ASSR, where established naradash layer widely developed group of nummulite of plankton foraminiferas nannoplankton sea-uchinus moluskas and etc. which received wide place in the alps plicate region. Into corresponding zone are subdivided nummulites and plankton foraminiferas to Nakhichevan ASSR parardash layer.

УДК 551.781. (479. 242)

Л. Д. МАМЕДОВА

**ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ
 РОДА MARGINULINOPSIS ИЗ ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВЫХ
 ОТЛОЖЕНИЙ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР**

В палеогеновых отложениях Азербайджана широким распространением пользуются представители рода *Marginulinopsis*.

В результате прослеживания изменения морфологических признаков видов рода *Marginulinopsis*, можно выделить 3 группы, получившие свое развитие от наиболее древнего представителя *Marginulinopsis azoensis*.

Первая группа объединяет виды *Marginulinopsis carinatus*, *M. subcarinatus*, *M. longus*, которые характеризуются наличием хорошо выраженного кия, широких валикообразных, выступающих септальных швов, уровень которых уменьшается к периферии, и постепенным изменением формы раковин, очертания устьевой поверхности от сильно удлинненно-овального до расширенного, вытянутого неправильно-треугольного, а также увеличением количества камер в развернутой части.

Вторую группу слагают виды *Marginulinopsis praematurus*, *M. ilandageonsis*, *M. subpraematurus*, *M. tumidus*. Эта группа характеризуется сжатием боковых сторон раковины, наличием выпуклой устьевой камеры, гладких, слабо углубленных, к периферии расширяющихся септальных швов, а также удлинненно-овальным очертанием устьевой поверхности.

Наконец, в третью группу входят виды *Marginulinopsis tusbercull*, *M. paradashensis*, *M. subtubercull*, *M. gradatus*, *M. artoperfusortus*, *M. eocenica*, *M. pseudogradatus*, *M. mirus*, получившие бурный расцвет в среднеэоценовое время. Виды этой группы характеризуются наличием бугорков на выступающих септальных швах, широкой вогнутой, у некоторых видов выпуклой устьевой поверхностью, продольных ребрышек, образованных в процессе развития, слияния бугорков (схема).

Ниже приводится описание новых видов из рода *Marginulinopsis* (рисунки в таблице сделаны при увеличении в 55 раз; а—вид сбоку, б—вид с брюшного края).

Marginulinopsis azoensis L. Mamedova sp. n.

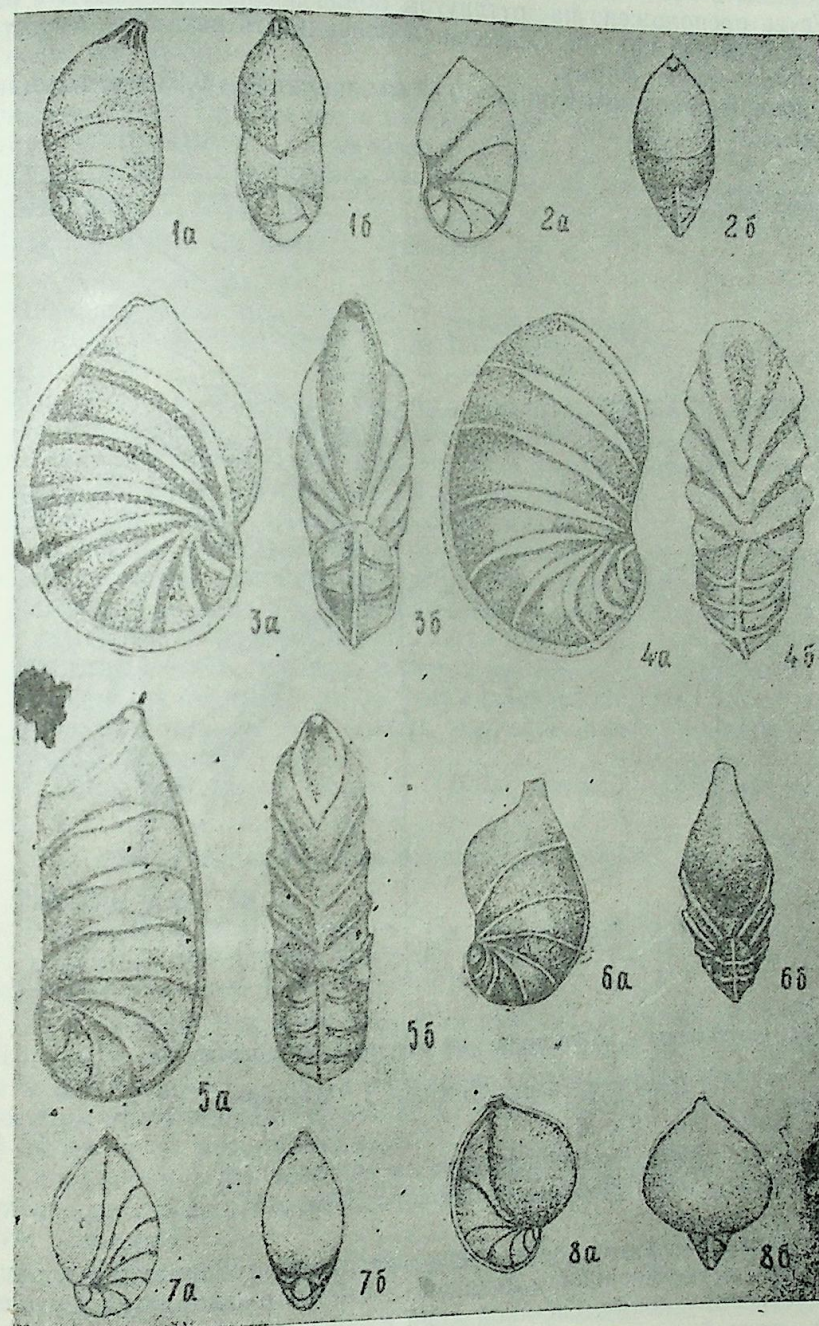
Таблица, рис. 1а, б

Название вида от селения Аза.

Голотип — ИГ АН Аз ССР, № 1261; Нах. АССР, с. Аза, палеоцен.

Описание. Раковина средних размеров, удлинненная, несколько сжатая с боков; постепенно расширяется к поздней камере. Поверхность раковины гладкая. Спиральная часть состоит из 4—5 треугольно-изогнутых камер, медленно увеличивающихся по мере роста раковины, нес-

колько овальная. Развернутая часть состоит из 2 неправильно-четырёхугольных по бокам выпуклых камер. Устьевая камера суживается с периферическому углу.



Устье лучистое, располагается на заостренном в виде небольшого сосочка периферическом окончании последней камеры. Септальная поверхность вогнутая, расширенная, вытянутая, имеет неправильно-треугольное очертание.

Размеры: длина раковины — 1,0 мм, ширина — 0,64 мм, толщина — 0,42 мм.

Marginulinopsis longus L. Mamedova sp. n.

Таблица, рис. 5а, б

Название вида от *longus* — длинный.

Голотип — ИГ АН Аз. ССР, № 1265; Нах. АССР, с. Аза, нижний эоцен.

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, широко закругленная в спиральной и почти прямая с параллельными сторонами в выпрямленной части. Спинной край умеренно выгнутый с еле развитым узким килем, брюшной — несколько сжатый в середине.

Спиральная часть состоит из начальной круглой и последующих неправильно-треугольных камер, которые равномерно увеличиваются с ростом раковины. В развернутой части расположены 3—4 неправильно-четырёхугольных камеры почти одинаковых размеров. Все камеры раковины наибольшую выпуклость образуют в середине.

Септальные швы широкие, валикообразные, выступающие и дугообразно-изогнутые, к середине раковины наиболее широкие, а к периферии суживаются. Устье лучистое на устьевом возвышении, расположено на последней камере ближе к спинному краю.

Септальная поверхность вогнутая, удлиненно-овальная, как бы окаймлена валиком.

Размеры раковины: длина — 1,12 мм, ширина — 0,50 мм, толщина — 0,35 мм.

Marginulinopsis ilandagensis L. Mamedova sp. n.

Таблица, рис. 6а, б

Название вида от г. Иландаг.

Голотип — ИГ АН Аз. ССР, № 1266; Нах. АССР, северный склон г. Иландаг, средний эоцен.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, удлиненная, сжатая с боковых сторон. Спинной край дугообразно-изогнутый, наиболее сжатый, со слабо развитым затупленным килем. Брюшной край примерно в середине раковины сильно вогнутый. Раковина расширяется в сторону устьевой камеры.

В спиральной части начальная камера круглая, за ней следуют 4—5 изогнуто-треугольных камер. В развернутой части расположены 2 камеры неправильно-четырёхугольной формы. Наибольшая вздутость камер наблюдается примерно в середине их продольной линии.

Септальные швы изогнутые, несколько расширенные, заметно выступающие. Устье круглое, в виде трубчатого горлышка, расположено на оттянутом конце периферического края устьевой камеры. Септальная поверхность выпуклая, удлиненно-овальная. Поверхность раковины гладкая, усеяна углубленными мелкими следами пор.

Размеры раковины: длина — 0,67 мм, ширина — 0,45 мм, толщина — 0,27 мм.

Marginulinopsis praematuriformis L. Mamedova sp. n.

Таблица, рис. 7а, б

Название вида *praematuriformis* — зреловидный.

Голотип — ИГ АН Аз. ССР, № 1267; Нах. АССР, долина р. Иланчай, нижний эоцен.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, удлиненная, быстро расширяется к устьевой камере, где она наиболее вздутая. Боковые стороны сжатые к спинному изогнутому краю и расширяются к брюшному. Брюшной край вогнутый между спиральной и развернутой частью. Брюшной край вогнутый между спиральной и развернутой частью. Спиральная часть состоит из 6—7 треугольно-изогнутых камер. Развернутая часть представлена сильно выпуклой устьевой камерой.

Септальные швы изогнутые, слабо углубленные, к периферии расширяются. Устье лучистое, расположено в конце периферического угла септальной поверхности. Септальная поверхность имеет овальное очертание. Поверхность раковины покрыта следами пор.

Размеры раковины: длина — 0,52 мм, ширина — 0,30 мм, толщина — 0,27 мм.

Marginulinopsis tumidus L. Mamedova sp. n.

Таблица, рис. 8а, б

Название вида *tumidus* — вздутый.

Голотип — ИГ АН Аз. ССР, № 1268; Нах. АССР, с. Парадаш, средний эоцен.

О п и с а н и е. Раковина маленьких размеров, умеренно удлиненная, спинной край дугообразно-изогнутый, брюшной сильно расширенный на участке устьевой камеры. Спинной край сжатый, тупозаостренный, сильно возрастает выпуклость до устьевой поверхности. В спиральной части начальная камера маленькая, овальная, за ней расположено 5—6 треугольно-изогнутых камер. Переход предпоследней камеры к последней выражен слабой ступенчатой полосой поднятия. Развернутая часть выражена крупной, вздутой одной камерой. Септальные швы изогнутые, узкие, гладкие.

Устье в виде круглого отверстия расположено в еле развитом горлышке. Септальная поверхность сильно выпуклая, очертание ее округлое, грушевидное.

Поверхность раковины гладкая, усеяна углубленными мелкими следами пор.

Размеры раковины: длина — 0,52 мм, толщина — 0,37 мм, ширина — 0,38 мм.

Литература

1. Басов В. А. О систематике и принципах разграничения маргинулин и маргинулинOPSIS. — *Вопр. микропалеонтологии*, 1964, вып. 8.
2. Быкова Н. К. Проявление цикличности филогенетического развития фораминифер на примере некоторых *Lagenide* из палеогена Южно-Эмбенского района. — *Вопр. микропалеонтологии*, 1965, вып. 9.
3. Мамедова Л. Д. О новых видах рода *Marginulinopsis* из средне- и верхнеэоценовых отложений Нахичеванской АССР. — В кн.: *Вопр. палеонтологии и стратиграфии Азербайджана*. Баку. Элм, 1984.

Л. Ч. Мамедова

МАРКИНУЛИНОПСИС ЧИНСИ НУМАЈЭНДЭЛЭРИНИИ ФИЛОКЕНЕТИК
ИНКИШАФЫ ВЭ ОНЛАРЫН НАХЧЫВАН МССР ПАЛЕОСЕН-ЕОСЕН
ЧӨКҮНТҮЛЭРИНДЭКИ ФЭРДЛЭРИНИИ ТЭСВИРИ

Азербайжанын палеоцен чөкүнтүлөрүндө Маркинулинописис чинсинин нумајэндә-
ләри кенш јайылмышдыр. Онларын морфоложи аламәтләрүндәки дәјишкәнлији из-
ләјәркән инкишафын үч истигамәтдә кетмәси мүјјән олунмушдур.
Мәгаләдә һәмин чинсә мәхсүс олан 8 јени нөвүн тәсвири дә верилмишдир.

L. D. Mamedova

PHYLOGENETIC DEVELOPMENT OF REPRESENTATIVE
SPECIES OF THE MARGINULINOPSIS AND THEIR
DESCRIPTION FROM PALEOCENE-EOCENE DEPOSITS
OF NAKHICHEVAN ASSR

On the paleogenic deposits of Azerbaijan are spread the large representatives
of the Marginulinopsis. In the result of the study on alteration of the morphological
indications of the family species of Marginulinopsis are picked out three groups of
their development. Later are given description of eight new family species from the
species of Marginulinopsis.

АЗЭРБАЈЧАН ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмләри серијасы, 1990, № 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНА
Серия наук о Земле, 1990, № 1

Ф. А. КАДИРОВ, А. Г. КАДЫРОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ
В ОСАДОЧНЫХ СЛОЯХ АПШЕРОНА-ГОБУСТАНСКОЙ
ОБЛАСТИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Апшероно-Гобустанская область Азербайджана является зоной совре-
менного складкообразования и грязевого вулканизма. Наличие в мощ-
ных осадочных комплексах (8—22 км) Апшероно-Гобустанской области
системы напластований с инверсией вязкости и плотности является од-
ним из основных факторов, определяющих процессы складкообразова-
ния и грязевого вулканизма.

Рассмотрим возможность конвекционного движения в менее вязком
среднем слое осадочного комплекса.

Интенсивность тепловой конвекции вязкой несжимаемой жидкости,
подогреваемой снизу, характеризуется числом Релея

$$R = \frac{\alpha g A H^4}{\nu \kappa}, \quad (1)$$

где α — коэффициент теплового объемного расширения, g — ускорение
силы тяжести, A — ададиабатический градиент температуры, H —
мощность слоя жидкости, κ — коэффициент температуропроводности,
— кинематическая вязкость.

По линейной теории устойчивости, существует критическое число
Релея $R_{кр}$, такое, что при $R < R_{кр}$ жидкость находится в равновесии и
все тепло, поступающее снизу, переносится жидкостью кондуктивно, а
при $R > R_{кр}$ возникает конвективное движение, т. е. перенос тепла толь-
ко за счет теплопроводности становится неэффективным и тепло начина-
ет переноситься вверх вместе с частицами жидкости.

Критическое число Релея для обеих «скользящих» $R_{кр} = 657$, а длина
волны характерного возмущения $\lambda = 2\sqrt{2}H$, в случае же обеих границ
с «прилипанием» $R_{кр} = 1708$, а $\lambda = 2,016H$.

При малых числах Релея конвекция в горизонтальном слое вязкой
несжимаемой жидкости, подогреваемой снизу, носит характер двумерных
валов. С увеличением числа Релея вихри сужаются.

Менее вязкий средний слой осадочного комплекса имеет следующие
параметры: мощность слоя может изменяться в пределах от 3 до 5 км,
коэффициент теплового объемного расширения $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, коэффи-
циент температуропроводности $\kappa = 5 \times 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$, кинематическая вяз-
кость ν изменяется от 10^5 до $10^{12} \text{ м}^2/\text{с}$. Кроме этих параметров нам из-
вестен еще средний поверхностный тепловой поток. Для Гобустана он
равен $q = 50$ мвт. На Апшероне же выделяются две области: северный
Апшерон — $q = 40$ —50 мвт, юго-западный Апшерон — $q = 60$ —70 мвт.

Средний тепловой поток q связан с числом Релея следующим соотношением [9]:

$$q = 0,294 \cdot k \cdot AR^{\frac{1}{3}}, \quad (2)$$

где K — коэффициент теплопроводности (для глинистых слоев менее вязкого слоя $K = 2$ Вт/м.гр).
Из 2) следует, что

$$R = \left(\frac{q}{0,294 \cdot k \cdot A} \right)^3 \quad (3)$$

Таким образом, варьируя параметром A , вычислим число Релея R , а используя (1), — вязкость по формуле:

$$\nu = \frac{\eta g AH^4}{\rho R} \quad (4)$$

Оценим, кроме того, максимальную скорость на границе конвективной ячейки по формуле [10]:

$$u = 0,1 \cdot \frac{\rho}{H} \cdot R^{\frac{2}{3}} \quad (5)$$

Результаты расчетов для мощностей слоев $H = 1, 3, 5$ км при тепловом потоке $q = 40; 50; 60; 70$ мВт приведены в таблице. Как видно из этой таблицы, для Гобустана, когда $q = 50$ мВт, конвекция возникает при градиенте температуры $A = 9,7$ гр/км. К сожалению, для Гобустана отсутствуют данные о градиентах температур для интересующих нас глубин. Вязкости же, соответствующие этому случаю, имеют следующие значения: при $H = 1$ км — $\nu = 8,64 \times 10^9$ м²/с, при $H = 3$ км — $\nu = 7,00 \times 10^{11}$ м²/с, при $H = 5$ км — $\nu = 5,40 \times 10^{12}$ м²/с, что соответствует верхней границе возможных вязкостей для глин менее вязкости среднего слоя. Числу Релея $R = 6,15 \times 10^5$ соответствуют вязкости $\nu = 9,76 \times 10^5$ при $H = 3$ км и $\nu = 6,10 \times 10^8$ м²/с при $H = 5$ км. Конвекция в этом случае весьма интенсивная. Такая, что максимальная скорость на границах ячейки будет равна $u = 11,38$ м/год при $H = 1$ км, $u = 3,80$ м/год при $H = 3$ км и $u = 2,28$ м/год при $H = 5$ км.

Для юго-западного Апшерона нет измерений градиента температур соответствующих интересующих нас глубин. По [11] максимальная геотермическая ступень 65—75 м/град соответствует глубине 2000—2500 м месторождений Бинагады, Балаханы — Сабунчи — Романы, Сураханы, чему и соответствует градиент температуры $A = 15,4—13,3$ гр/км.

Как видно из таблицы, конвекция может возникнуть лишь при условии, что поток $q = 70$ мВт, градиент температур $A = 13,6$ гр/км и вязкости $\nu = 1,22 \times 10^{10}$ м²/с при $H = 1$ км, $\nu = 9,85 \times 10^{11}$ м²/с при $H = 3$ км, $\nu = 7,60 \times 10^{12}$ м²/с при $H = 5$ км, причем будет очень слабой.

В северной части Апшеронского п-ова средний градиент температур $A = 15—20$ гр/км. Учитывая, что здесь $q = 40—50$ мВт, из таблицы мы видим, что здесь конвекции быть не должно.

Если горизонтальные размеры исследуемого слоя превышают в несколько раз мощность, то образуется несколько конвективных ячеек. При этом, соседние ячейки вращаются в противоположные стороны. Над вос-

ходящими потоками образуется воздымание поверхности, а над нисходящими — опускание. При интенсивной конвекции, когда скорости движательные течения вдоль верхней границы приводят к растяжению и сжатыю её, всё это приводит к образованию антиклинальных и синклиналильных складок. Если же напряжения, создаваемые течением, превышают предел прочности вышележащих пород, то могут возникать разрывные нарушения этих пород.

q , мВт	A , гр/км	R	$H = 1$ км		$H = 3$ км		$H = 5$ км	
			ν , м ² /с	u , см/год	ν , м ² /с	u , см/год	ν , м ² /с	u , см/год
40	7,8	663	$7,05 \times 10^9$	12	$5,71 \times 10^{11}$	4	$4,41 \times 10^{12}$	2
	6,0	1457	$2,47 \times 10^9$	20	$2,00 \times 10^{11}$	7	$1,54 \times 10^{12}$	4
	4,0	4919	$4,88 \times 10^8$	46	$3,95 \times 10^{10}$	15	$3,05 \times 10^{11}$	9
50	1,0	$3,14 \times 10^5$	$1,90 \times 10^6$	729	$1,54 \times 10^8$	243	$1,19 \times 10^9$	146
	9,7	674	$8,64 \times 10^9$	12	$7,00 \times 10^{11}$	4	$5,40 \times 10^{12}$	2
	8,0	1201	$4,00 \times 10^9$	18	$3,24 \times 10^{11}$	6	$2,50 \times 10^{12}$	4
	6,0	2847	$1,26 \times 10^9$	32	$1,02 \times 10^{11}$	11	$7,90 \times 10^{11}$	6
	4,0	9607	$2,50 \times 10^8$	71	$2,02 \times 10^{10}$	24	$1,56 \times 10^{11}$	14
60	1,0	$6,15 \times 10^5$	$9,76 \times 10^5$	1139	$7,90 \times 10^7$	380	$6,10 \times 10^8$	228
	11,7	663	$1,06 \times 10^{10}$	12	$8,57 \times 10^{11}$	4	$6,61 \times 10^{12}$	2
	10,0	1063	$5,65 \times 10^9$	16	$4,57 \times 10^{11}$	5	$3,53 \times 10^{12}$	3
	8,0	2075	$2,31 \times 10^9$	26	$1,87 \times 10^{11}$	8	$1,45 \times 10^{12}$	5
	6,0	4919	$7,32 \times 10^8$	46	$5,93 \times 10^{10}$	15	$4,57 \times 10^{11}$	9
	4,0	$1,66 \times 10^4$	$1,45 \times 10^8$	102	$1,17 \times 10^{10}$	34	$9,04 \times 10^{10}$	21
70	1,0	$1,06 \times 10^6$	$5,65 \times 10^5$	1640	$4,57 \times 10^7$	547	$3,53 \times 10^8$	328
	13,6	671	$1,22 \times 10^{10}$	12	$9,85 \times 10^{11}$	4	$7,60 \times 10^{12}$	2
	12,0	976	$7,37 \times 10^9$	16	$5,97 \times 10^{11}$	5	$4,61 \times 10^{12}$	3
	10,0	1687	$3,56 \times 10^9$	22	$2,88 \times 10^{11}$	7	$2,22 \times 10^{12}$	4
	8,0	3295	$1,46 \times 10^9$	40	$1,18 \times 10^{11}$	12	$9,12 \times 10^{11}$	7
	6,0	7811	$4,61 \times 10^8$	62	$3,73 \times 10^{10}$	21	$2,88 \times 10^{11}$	12
	4,0	$2,64 \times 10^4$	$9,10 \times 10^8$	140	$7,37 \times 10^9$	46	$5,69 \times 10^{10}$	30
1,0	$1,69 \times 10^6$	$3,56 \times 10^5$	2232	$2,88 \times 10^7$	744	$2,22 \times 10^8$	440	

В процессе конвективного вращения жидкости более легкие компоненты (газ, нефть, вода) будут скапливаться у верхней границы ячейки в антиклинальных складках, что приведет к значительной инверсии плотности и создаст добавочное напряжение на этой границе, приводящее в конечном итоге к образованию грязевого вулканизма.

В составе выбросов грязевулканической деятельности наблюдаются глинистые перемятые массы, различающиеся между собой по цвету, возрасту и структуре. Это позволяет предположить, что в конвективном движении одновременно участвуют разновозрастные, но близкие по вязкости слои.

Литература

1. Рахманов Р. Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефте-ности недр. — М.: Недр, 1987. — 174 с.
2. Якубов А. А., Али-Заде А. А., Зейналов М. М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Атлас. — Баку: Элм, 1971.
3. Геология СССР. Т. 47, Азербайджанская ССР, Геологическое строение. — М.: Недр, 1972.
4. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. — Азербайджан, 1965. — 200 с.

Таблица 1

Зависимость интервала между изолиниями интенсивности гамма-излучения от относительных ошибок измерения

Уровни гамма-поля, мкР/ч	Ошибки измерения, %	Рекомендуемый интервал между изолиниями, мкР/ч
3—8,5	±2,6	0,5
8,5—10	±5,0	1,0
10	±10	2,0

На рис. 1 представлено гамма-поле НКВ, составленное в соответствии с табл. 1, отражающее распределение интенсивности гамма-излучения в пространстве.

По данным вариационного анализа распределение интенсивности гамма-излучения в пределах НКВ обнаруживает факт двугорбой структуры общей кривой частоты распределения уровней гамма-поля (рис. 2). Два четко выраженных максимума показывают, что в структуре гамма-поля НКВ преобладают поля с низкой (около 5 мкР/ч) и высокой интенсивностью (7,5 мкР/ч и выше) гамма-излучения.

Этот факт свидетельствует о том, что поля формировались независимо друг от друга под влиянием наложенных геологических процессов.

Для изучения связи гамма-поля земной поверхности с глубинным строением недр мы сочли целесообразным формализовать эмпирические данные, укрупнить интервал и составить модель поля (рис. 3). В основу модели были положены три категории радиактивности — фон, больше фона, меньше фона. В качестве критериев разделения взяты параметры: средний уровень, дисперсии, квантили.

I категория присвоена полям с низкой интенсивностью гамма-излучения до 6 мкР/ч, к III категории отнесены поля с интенсивностью гамма-излучения более 7 мкР/ч, II — фоновая.

Анализ распределения полей показал объективно существующие признаки выбранных категорий: в пределах полей I категории, которыми охвачены большие площади, чаще всего распространены овальные гамма-структуры с плавными переходами. Среди полей III категории преобладают протяженные линейные формы с резкими перепадами радиоактивности. Для полей II категории наиболее характерна мозаичная структура. Очень часто поля I и II категорий ограничиваются высокоградиентными зонами. Наибольшее распространение получили поля I категории, особенно в прибрежной низменности Каспийского моря и вдоль русла р. Куры. Они протягиваются в меридиональном направлении, расширяясь по полям структурных образований осадочного чехла, и образуют узкую полосу с высокими градиентами вдоль Каспийского моря между м. Бяндован и устьем р. Куры. На юге площади, особенно на правобережной части р. Куры, они распространяются отдельными пятнами среди полей II категории. Кроме того, изолированные поля I категории охватывают большие площади на крайнем северо-западе и северо-востоке исследуемой территории. Северо-восточное поле вытянуто в меридиональном направлении и совпадает в пространстве с известной складчатой зоной плиоценового возраста. Почти все поля I категории на участках, где осадочный чехол деформирован, характеризуются высоки-

ми градиентами, протягивающимися в большинстве случаев вдоль современной структуры. В пределах полей I категории самые низкие значения 3—3,5 мкР/ч встречаются на пляжных песках у берега Каспийского моря. Изолинии здесь вытянуты в меридиональном направлении вдоль берега моря, образуют сгущение к западу, за которым располагается «спокойное» поле, ограниченное на западе меридиональной зоной повышенной радиоактивности (7к7,5 мкР/ч).

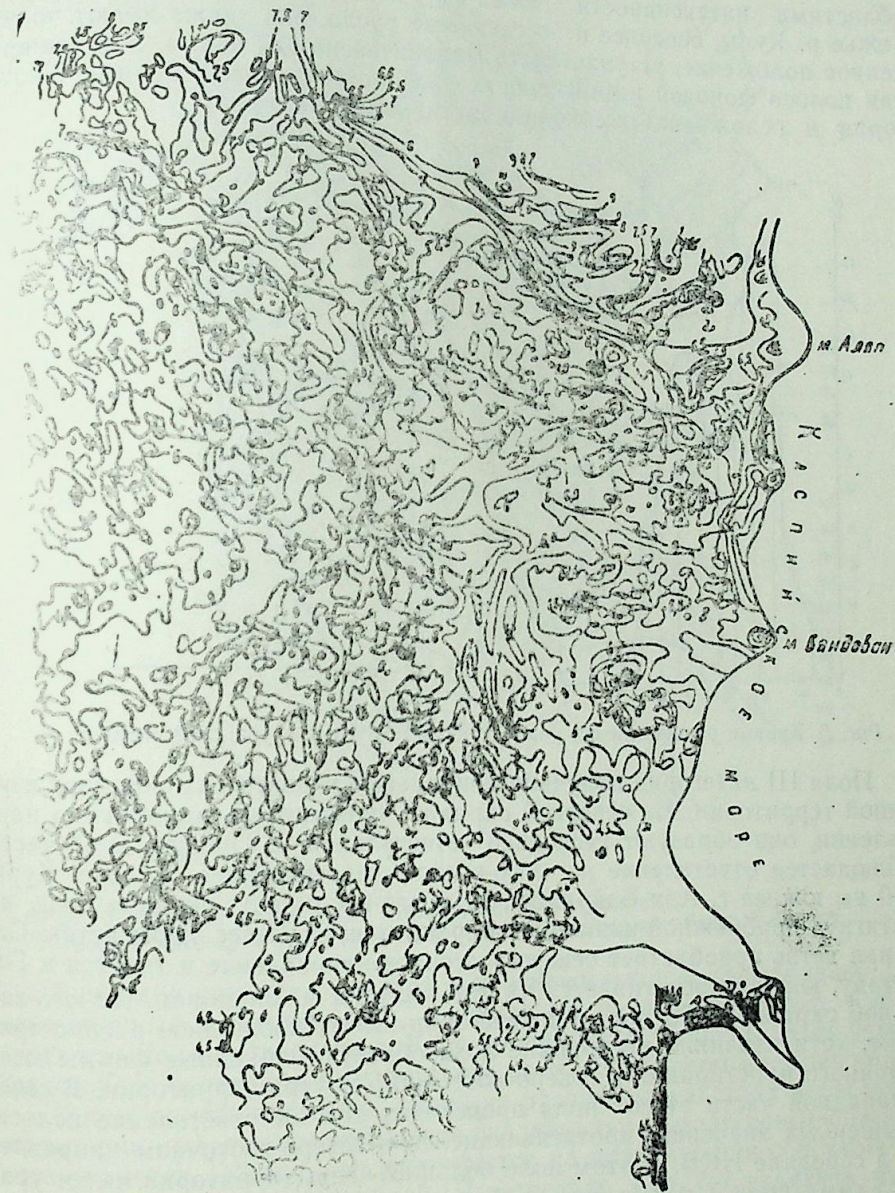


Рис. 1. Карта гамма-поля Нижнекуринской впадины

Области полей II категории — фоновые — широко развиты на исследованной территории отличаются резко дифференцированной мозаичной конфигурацией. Максимальное площадное распространение областей II категории приходится на юго-западную часть территории, южнее и западнее р. Куры. Здесь отмечаются интенсивно дифференцированные участки площадного распространения, ограниченные у берегов р. Куры областями полей I категории. На севере поля II категории приобретают подчиненное положение и распространяются между крупными областями интенсивности гамма-излучения III категории. На левобережье р. Куры, севернее и восточнее её русла, они также имеют подчиненное положение, уступая место малоинтенсивным полям. Эта широкая полоса фоновой интенсивности расположена между полями I категории и осложнена высокорadioактивными полями.

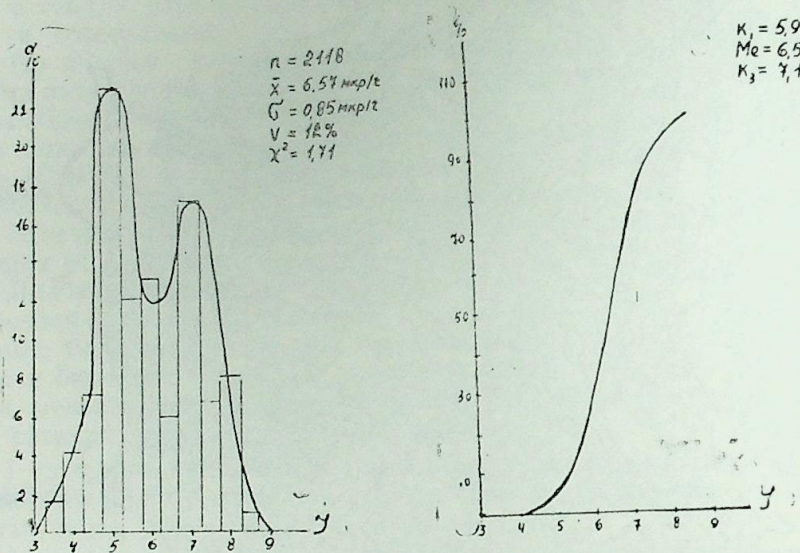


Рис. 2. Кривые распределения радиоактивности в Нижнекуринской впадине

Поля III категории получили наибольшее развитие на окраинах изученной территории. На северной окраине, протягиваясь в широтном направлении, они образуют несколько ответвлений. В центральной части наблюдается ответвление на юго-восток, пересекающее русло р. Куры в 10 км южнее г. Али-Байрамлы. На юго-восточной окраине поле, не достигнув прибрежной низменности, распадается на две узкие ветви. Северная ветвь приобретает северо-восточное направление и тянется к Гобустану, южная протягивается на юго-восток к м. Бяндован. На юго-западной окраине НКВ поля III категории имеют площадное распространение, хотя изолинии на границе поля образуют линейные формы юго-восточного простираения и северо-восточного внутри территории. В северо-западной части этого поля происходит как бы ответвление полосы повышенных значений, протягивающейся в северо-восточном направлении в середине НКВ. В этом поле большая часть территории имеет уровень гамма-поля 7 мкР/ч, на его фоне выделяются пятна с радиоактивностью более 7,5 мкР/ч. На продолжении этой полосы к северо-востоку, в Навагинской равнине и далее за пределами НКВ в зоне Южного Го-

бустана, можно проследить по отдельным пятнам «линию», где радиоактивность повышается до мкР/ч. К северо-западу и юго-востоку от этой полосы наблюдаются плавные переходы в область пониженных значений, где гамма-поле приобретает мозаичное строение с овальными структурами и плавными переходами от средних значений (6,5 мкР/ч) к низким (3,5—5,0) мкР/ч.

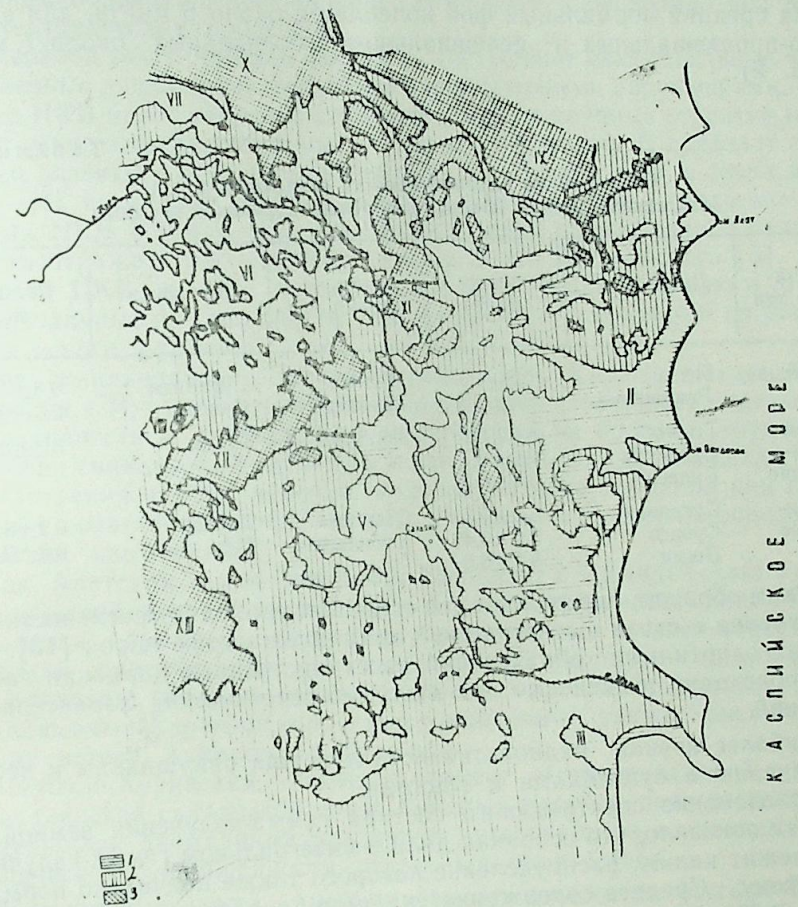


Рис. 3. Модель гамма-поля Нижнекуринской впадины: 1—поля I категории (до 6 мкР/ч); 3—поля III категории (более 7 мкР/ч)

Ещё один участок с высокой интенсивностью гамма-излучения, ориентированный меридионально, расположен на левобережье р. Куры и протягивается параллельно р. Куре до широты г. Сальяны. Этот участок представлен отдельными вытянутыми на 10—12 км узкими полосами.

Кроме описанных выше полей на различных участках исследуемой территории выделяются небольшие изолированные поля повышенной радиоактивности. Обычно они встречаются на продолжении основных площадных и полосчатых зон полей III категории. Следует отметить, что на северной окраине в пределах поля III категории выделяются пятна с интенсивностью гамма-излучения до 10 и даже 15 мкР/ч.

При такой дифференциации обозначается четкая связь между структурными неоднородностями гамма-поля и особенностями строения земной коры.

Для исследования связи гамма-поля с глубинным строением был изучен нормальный фон радиоактивности различных литолого-стратиграфических комплексов, слагающих дневную поверхность НКВ.

Для отложений морского, алювиально-морского и алювиального генезиса средний нормальный фон колеблется около 6 мкР/ч, для алювиально-пролювиальных и делювиально-пролювиальных около 7 мкР/ч (табл. 2).

Таблица 2

Естественная радиоактивность осадочных пород, слагающих земную поверхность Нижнекуринской впадины

Генетический тип	Литология	Радиоакт., мкР/ч	Генетический тип	Литология	Радиоакт., мкР/ч
Морские	Пески	5,3±1,1	Делюв.-пролюв.	Суглинки	6,8±1,0
	Ракушняки	5,0±1,2		Супеси	6,1±0,5
Алювиально-морские	Глины	6,0±0,8	Эоловые	Пески	5,3±0,2
	Суглинки	6,0±0,7			
	Супеси	5,8±0,8			
Алювиальные	Суглинки	6,0±0,3	Озерно-алювиальн.	Глины	6,2±0,3
	Супеси	6,0±0,4		Илы	6,2±0,5
	Пески	5,1±0,6			

Таким образом, определены два основных уровня интенсивности гамма-излучения в связи с генетической принадлежностью пород [10], но в пределах однотипных образований пространственные вариации гамма-поля происходят независимо от литолого-генетических характеристик отложений.

Наиболее низкая радиоактивность присуща ракушнякам и пескам по сравнению с суглинками и глинами.

Исследование спектрального состава гамма-излучения земной поверхности показало, что основная доля в интегральном гамма-излучении принадлежит калию, распределение которого также подчинено нормальному закону. Среднее содержание калия в осадочных образованиях НКВ — $2,65 \pm 0,7\%$, что соответствует кларку для глин и глинистых сланцев.

Значительный вклад в интегральное гамма-излучение поступает от тория, среднее содержание которого колеблется около $(5,7 \pm 1,4) \cdot 10^{-4}\%$. Так как основная часть тория попадает в осадки с терригенным материалом, то его содержание характеризует общий уровень гамма-поля.

Среднее содержание урана (радия) в осадочных породах НКВ составляет $(1,89 \pm 0,75) \cdot 10^{-4}\%$, т. е. значительно ниже кларка глин земной коры. Возможно, это характерно для молодых депрессионных нефтегазоносных зон.

Высокий коэффициент вариации калия $V=36\%$ и смещение максимума вариационной кривой в сторону его повышенного содержания свидетельствует о существенной роли тектонических процессов в формиро-

вании гамма-поля, а коэффициент вариации урана $V=40\%$, сложная асимметричная вариационная кривая, значительная разница между среднеарифметической и медианой, независимость распределения урана (радия) от литологии, нарушение первично-седиментационных связей между радиоэлементами свидетельствуют о влиянии постседиментационных процессов на формирование структурных элементов поля.

Таким образом, формирование структурных элементов поля влиянием тектонических процессов.

Основной тектонический фон НКВ составляют синклинали, осложненные локальными поднятиями и разрывными нарушениями. Гамма-поле НКВ имеет такое же строение: на фоне крупных структур выделяются узкие аномальные зоны — гамма-линеаменты. В пределах синклиналей развиты в основном гамма-поля I и II категорий, в зонах нарушений — III категории. Анализ характера гамма-поля и геологического строения НКВ показал, что пространственное распределение радиоактивности отражает тектоническую схему А. Ш. Шихлинского [5], который делит НКВ на две тектонические зоны — Ширванскую и Муганскую, различные по сложности геологического строения и по истории геологического развития.

Все синклинали — Наваги-Пирсагатская, Карагалинская, Аджикабульская и Мугано-Сальянская очерчиваются изолиниями повышенной радиоактивности в соответствии со строением их бортов. Структурные нарушения синклиналей отражены в гамма-поле в виде изменения общего направления изогам, цепочки локальных гамма-аномалий или протяженных гамма-линеаментов, которые в основном связаны с зонами тектонических нарушений.

Так, Алятский гамма-линеament совпадает с Аджичай-Алятской зоной нарушений, которая проявляется во всех геофизических полях. В районе кочевки Айранекян происходит разветвление гамма-линеамента: одна ветвь протягивается на северо-восток, другая — на юго-восток к м. Бяндован, отражая соответствующие виргации разлома.

Каламадын-Хараминский гамма-линеament также рисуется как одна из ветвей Алятского разлома.

Восточно-Куринский гамма-линеament вытянут вдоль Кюровдаг-Нефтечалинской складчатой зоны. В гамма-поле эта зона выделена положительными аномалиями различной интенсивности в зависимости от тектонической напряженности отдельных её участков.

Восточно-Муганский гамма-линеament пересекает Мугано-Сальянскую степь с юго-запада на северо-восток и является отражением древнего поперечного нарушения глубокого заложения, большой протяженности, тектонически активного на данном этапе развития.

Яшмино-Бяндованский гамма-линеament выделен по градиентам радиоактивности в восточной части НКВ на участке Алят—Бяндован. Эта зона соответствует тектоническому нарушению, развивающемуся здесь в виде флексуры.

Предталышский гамма-линеament представлен резкими градиентами радиоактивности и соответствует глубинному разлому в зоне Талыш-Вандамского максимума.

Некоторые известные зоны тектонических нарушений очень слабо проявляются в гамма-поле. Так, например, Пирсагат-Хамамдагскую зону можно проследить лишь по изгибу изолиний и по малоконтрастным ло-

кальным аномалиям. Очевидно, складкообразование в этой зоне завершено, снята тектоническая напряженность, слабый флюидный поток почти не влияет на общий фон радиоактивности.

Западно-Каспийский разлом, четко выделенный по аномалиям силы тяжести и геологическим признакам, в своей центральной части не проявляется ни в гамма-поле, ни на КФС. По-видимому, в этой части Западно-Каспийский разлом на данном этапе развития не активен.

Исследования, проведенные по геологическому разрезу, показали, что на всех уровнях прослеживается связь гамма-поля со структурой. В зоне активно живущих тектонических нарушений общий фон естественной радиоактивности по всему разрезу выше, чем за её пределами, что свидетельствует о глубинном флюидном потоке. Под воздействием деформации сжатия тектонические нарушения становятся гидродинамически дренирующими системами. При постоянной вибрации в толще пород формируется зона повышенной проницаемости, которая находит отражение в аномалиях различных геофизических полей.

Результаты проведенных исследований показали, что критериями связи гамма-линементов и активно живущих тектонических нарушений являются гамма-спектрометрические и физико-химические характеристики радиоактивных аномалий. В зонах тектонических нарушений повышается содержание радия, наблюдаются слабые связи между содержанием тория и урана, уменьшается торий-урановое отношение, значительно изменяется величина pH и Eh .

Таким образом, радиометрические исследования, выполненные в пределах молодой депрессионной области, показали, что естественные гамма-поля отражают геологическое строение глубин и содержат богатейшую информацию об интенсивности и направленности геодинамических процессов.

К сожалению, приходится отметить, что огромные возможности радиометрических методов не получили должного применения в практике комплексных исследований глубинного строения земной коры.

Литература

1. Вернадский В. И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 644—657.
2. Фоновая радиоактивность почв и горных пород на территории СССР. — Труды ИПГ, вып. 43. М.: Гидрометеониздат, 1980.—156 с.
3. Проблемы радиогеологии. /Под ред. Н. П. Лаверова, Г. Б. Наумова. М.: Наука, 1983. — 292 с.
4. Геология СССР (Азербайджанская ССР, геологическое описание) /Под ред. Ш. А. Азизбекова. — М.: Недра, 1972, т. 47. — 520 с.
5. Шихлинский А. Ш. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. — Баку: Азернешр, 1967. — 236 с.
6. Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Лебедева В. С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1973.—384 с.
7. Гасанов И. С., Гусейнов А. М. Радиометрическая съёмка. — В кн: Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Баку: Азернешр, 1963, с. 136—145.
8. Асадов И. Г., Алиев М. Б. О геологической эффективности радиометрической съёмки в Юго-Восточной Ширвани. — АНХ, 1965, №5, с. 5—8.
9. Алиев Ч. С. Использование радиометрических методов при изучении геологического строения и нефтегазоносности Нижнекуринской впадины. — Деп.ВИНИТИ, №2528—84, с. 12—18.
10. Золотовицкая, Т. А., Алиев Ч. С. и др. Естественная радиоактивность четвертичных образований Нижнекуринской впадины. — Изв. АН АзССР, Сер. наук о Земле,

Ч. С. Алиев, Т. А. Золотовицкая

АШАҒЫ КҮР ЧӨКӘКЛИНИН ГАММА САҒӘСИ

Ашағы Күр чөкәклинин 3-дән 16 мкР/с арасында олан биррәнкли радиоактивлинин мөкәна көрә јајылмасынын анализи көстәрмишидр ки, гамма-саһәнин формалашмасы тектоник просесләрин тәсири алтында кечир. Саһәнин икиөлчүлү моделиндә дөғиг көстәрилән бөјүк гамма-гурулушлар вә дар аномал зоналар (гамма-линементләр) рекионун тектоник схемини әкс етдирир. Актив структурлу элементләр үчүн аномал зоналарын конфигурацијасы, гамма-шүаланманын интенсив сәвијјәси, радиоактивлинин вә гамма-спектрометрик характеристиканын градијентләри әсас олмушдур. Актив Әләт, Шәрғи Күр, Талышгабағы вә б. тектоник чатлар гамма- саһәдә радиоактивлинин көскин градијентләри вә радиоэлементләр арасындакы илкин седимент әләгәләрин позулмасы илә өз әксини тапыр. Бу зоналарә ујғун оларәг әкс Гафгаз истигамәтинин тектоник позулмасы мејдана чыхмышдыр. Гравитасија саһәсиндә өз әксини дөғиг тапан Гәрби Хәзәр гырылмасы чөкәклик дахилиндә онун зәиф активлинин билдирән нә гамма-саһәдә, нә дә КШ-дә изләнмир.

Тәбни гамма-саһәләрин ефектлилинин өјрәнилмәси нәтичәсиндә кеодинамик просесләрин характери вә дәрин јер ләјларынын гурулушу өјрәнилмишидр.

Ch. S. Aliev, T. A. Zolotovitskaya

GAMMA-FIELD OF LOW-CURA DEPRESSION

Analysis of space distribution of background radiation of Low-Cura depression which varies from 3 to 16 mR/h showed that gamma-field formation took place under the influence of tectonic processes. Tectonic scheme of the region is revealed in twodimensional field model where large gamma-structures and narrow anomalous zones (gamma-lineaments) are distinctly marked. Configuration of anomalous zones, level of gamma-ray intensity, gradients of radioactivity and gamma-ray spectrometric characteristics were the basis for distinguishing of actively existing structural elements.

Actively existing Alyat, East-Cura, Pre-Talysh and other tectonic discontinuities are shown in gamma-field by sharp gradients of radioactivity and breaking of primary sedimentational relations between radioelements. By analogy with these zones tectonic discontinuity of anti-caucasus direction is distinguished. West Caspian fault distinctly marked in gravitational field is revealed neither in gamma-field nor in cosmic photography that shows its weak activity within the bounds of the depression.

As a result information of natural gamma field is shown when studying deep structure and character of geodynamic processes.

УДК

Х. П. МЕТАКСА, А. Г. РЗАЕВ, Б. Ф. ЦОНИФ,
 Ф. Г. ГАСАН-ЗАДЕ

**ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ ИМПУЛЬСНОЙ КОМПОНЕНТЫ
 НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В КАЧЕСТВЕ
 ИНДИКАТОРА ПРОЦЕССА ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

Трудности в решении проблемы выработки критериев краткосрочного прогноза сильных землетрясений обусловлены недостаточной изученностью и уникальностью процессов формирования сейсмогеофизических аномалий на всех стадиях подготовки очага землетрясения, а также мозаичностью проявления локальных эффектов в геофизических полях даже в пределах одной относительно однородной в тектоническом отношении области. Для решения этой проблемы необходимы детальные длительные непрерывные наблюдения за пространственно-временными вариациями естественных геофизических полей и накопление больших массивов статистически значимых данных.

Работа по изучению вариаций геомагнитного поля проводится в Азербайджане с 1980 г. на площади Шеки-Шемахинского прогностического полигона; некоторые результаты этих исследований опубликованы в [1—3]. В настоящей статье рассматриваются результаты использования нового методического подхода к обработке и интерпретации геомагнитных данных, в связи с исследованием сейсмомагнитного эффекта от землетрясений энергетического класса $K=11-12$, происшедших на площади Шеки-Шемахинского полигона вблизи пунктов наблюдения.

Анализ пространственно-временной динамики изменения модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля по сети режимных пунктов на полигоне (рис. 1) в 1986—1989 гг. позволил выделить в пределах полигона четыре зоны резко дифференцированной напряженностью: Шемахинскую, Исмаиллинскую, Шеки-Варташенскую и Закаतालскую (рис. 2). Для каждой из выделенных зон характерно знакопеременное чередование приращений напряженности от месяца к месяцу, что свидетельствует о постоянно протекающих в сейсмоактивных зонах процессах аккумуляции и дробной разрядки избыточных упругих напряжений. Очевидно, и другие напряжения в указанных зонах не достигают критического уровня, поскольку в этом случае следует ожидать четкого выделения и оконтуривания участка критического напряжения и унификации знака приращения напряженности поля [2].

Подтверждением качественной интерпретации наблюдаемой динамики является относительно невысокий уровень суммарной сейсмической энергии, выделившейся в пределах полигона за исследуемый период.

В связи с задачей изучения предвестников землетрясений представляет несомненный интерес проблема отображения сейсмомодели выделенных зон в вариациях модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля, регистрируемых на пунктах стационарных круглосуточных наблюдений. Для её решения были отобраны годовичные массивы

среднечасовых значений вариаций поля, зарегистрированных в 1987 г. на геомагнитных пунктах «Кировка» (Шемахинская зона) и «Зейид» (Шеки-Варташенская зона) квантовым магнитометром КМ-8. Известные сведения о спектральном составе геомагнитного поля позволяют разделить его на две компоненты — регулярную и импульсную [4]. Разделение проводилось при помощи линейной трансформации прямоугольной матрицы T размерностью 24×365 , составленной из среднечасовых значений поля, зарегистрированных на данном пункте наблюдений. В качестве метода линейной трансформации использовался способ скользящего среднего. Осреднение проводилось по столбцам матрицы T окном $W=31$.

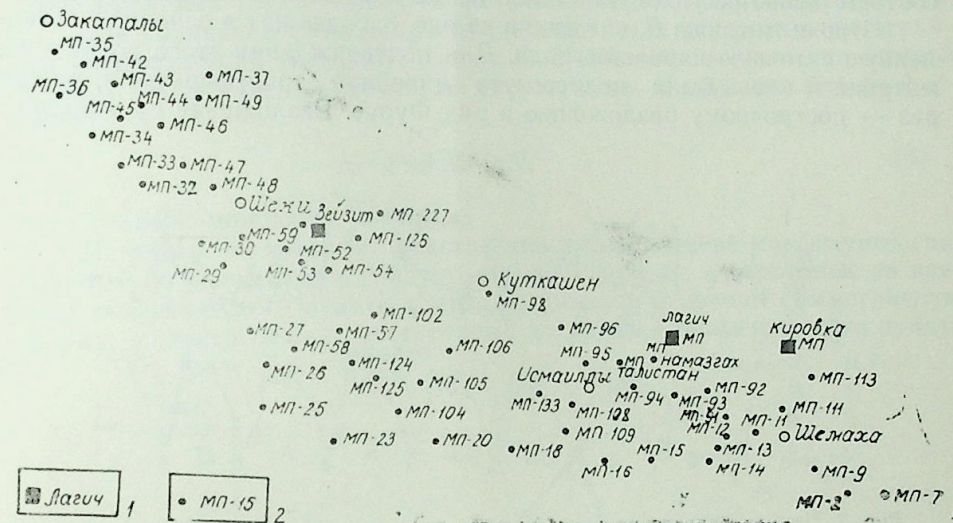


Рис. 1. Схема расположения пунктов стационарных и режимных геомагнитных наблюдений на площади Шеки-Шемахинского полигона:
 1—пункты стационарных круглосуточных наблюдений; 2—пункты режимных (1 раз в месяц) наблюдений

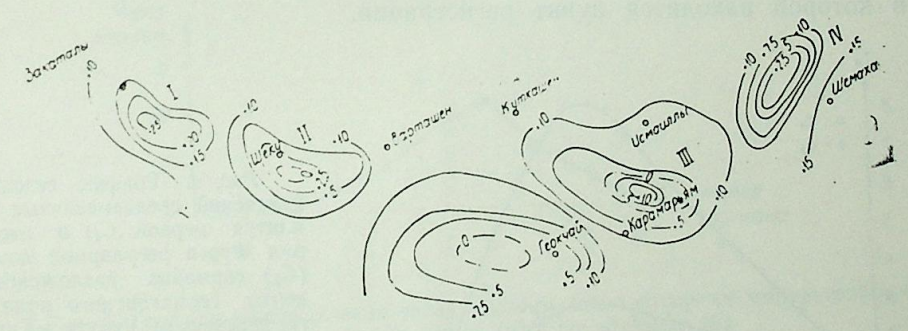


Рис. 2. Карта пространственно-временных вариаций полного вектора геомагнитного поля ($\delta \Delta T$) по площади Шеки-Шемахинского полигона.
 Зоны дифференцированных значений $\delta \Delta T$: I—Закаतालская, II—Шеки-Варташенская, III—Исмаиллинская, IV—Шемахинская

В результате трансформации были получены матрицы

$$R = \hat{L}T \quad (1)$$

$$G = (\hat{I} - \hat{L}) \cdot T, \quad (2)$$

где \hat{L} — оператор скользящего среднего, \hat{I} — оператор тождественного преобразования.

Матрицы R и G имеют размерность 24×334 и представляют собой соответственно регулярную и импульсную компоненты исходного поля.

Строки матрицы R , как видно из рис. 3, содержат в основном осредненную суточную вариацию поля. Для подтверждения этого положения матрица R вновь была подвергнута линейной трансформации, на сей раз — построчному разложению в ряд Фурье. Разложение проводилось

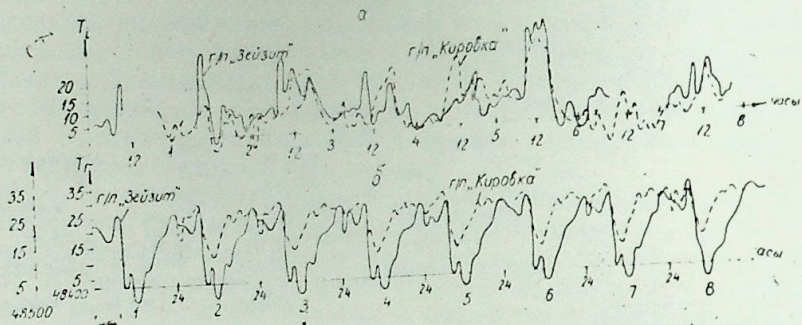


Рис. 3. Пример разделения геомагнитного поля на регулярную и импульсную компоненты:

а — графики импульсной части поля, б — графики регулярной части поля

до пятого члена ряда. Как видно из рис. 4), амплитуды первой и второй гармоник претерпевают в течение года закономерные сезонные изменения и в них не отображается нерегулярный сейсмический режим зоны, в которой находится пункт регистрации.

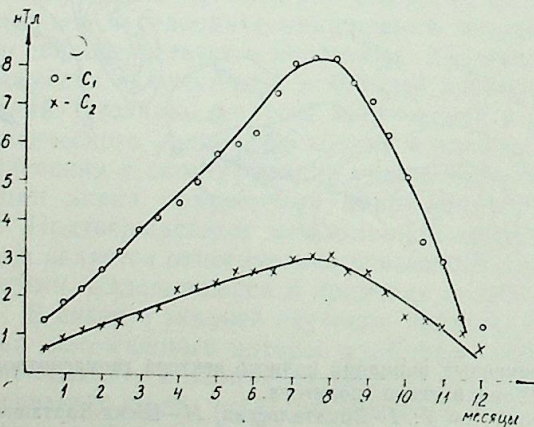


Рис. 4. График сезонных изменений среднемесячных амплитуд первой (C_1) и второй ряд Фурье регулярной компоненты геомагнитного поля на геофизическом пункте «Кировка»

Переходя к рассмотрению матрицы G , содержащей импульсную компоненту поля, отметим, что эта компонента не подвергалась осреднению и была получена как результат вычитания из исходного поля осредненной суточной вариации, не содержащей, как показано выше, информацию о сейсмическом режиме зоны. Считается, что импульсная компонента поля представляет собой случайный процесс, обусловленный нерегулярными вариациями электромагнитного поля, связанными с магнитосферой и ионосферой. Эти вариации носят региональный характер и не зависят от местного времени. Поскольку геофизические пункты «Зейзид» и «Кировка» разнесены на расстояние менее 150 км, вид функций распределения значений случайных процессов, полученных в результате трансформации (2), на обоих геофизических пунктах должен совпадать.

Для сравнения функций распределения были построены гистограммы распределений значений импульсной компоненты поля для каждой декады 1987 г. Число «карманов» гистограммы K определялось по формуле

$$K = 1 + 3,32 \lg N, \quad (3)$$

где $N = 240$ — мощность выборки.

Из рис. 5, на котором представлено распределение максимумов гистограмм по «карманам», следует, что гистограммы, построенные по данным геофизического пункта «Зейзид», имеют в основном симметричную форму, а гистограммы, построенные по данным геофизического пункта

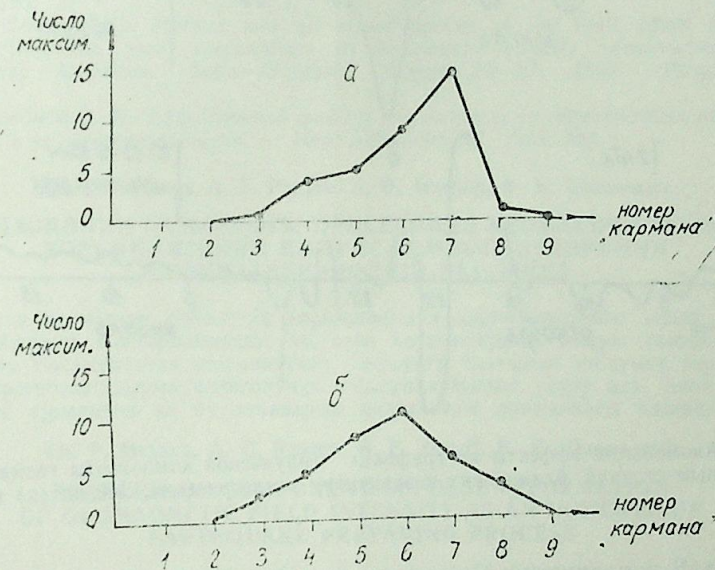


Рис. 5. Графики распределения числа максимумов гистограмм импульсной компоненты геомагнитного поля для г/п «Кировка» (а) и г/п «Зейзид» (б)

«Кировка», асимметричны и их максимум сдвинут вправо, в сторону высоких значений. Различия в форме распределения свидетельствуют о том, что импульсная компонента поля, в свою очередь, состоит по крайней мере из двух слагаемых, одно из которых регионального происхождения

дення, а другое имеет локальный характер. Поскольку распределения имеют, как правило, одномодальный вид, постольку декады) неперидический вид и может рассматриваться как тренд, смещающий максимумы распределения в сторону больших значений. Вероятнее всего, что локальная часть импульсной компоненты связана с изменениями в постокальной части напряженности геомагнитного поля, обусловленными сейсмическими процессами в магнитоактивном интервале разреза земной коры, в частности, с изменениями остаточной намагниченности пород вблизи эпицентральной зоны. Выделить локальную часть поля можно, используя метод сравнительного анализа импульсной компоненты, для чего необходимо иметь данные синхронных наблюдений хотя бы на двух точках, одна из которых условно считается базовой. Этот метод достаточно эффективен при оценке краткосрочных аномалий, обусловленных процессами подготовки очага.

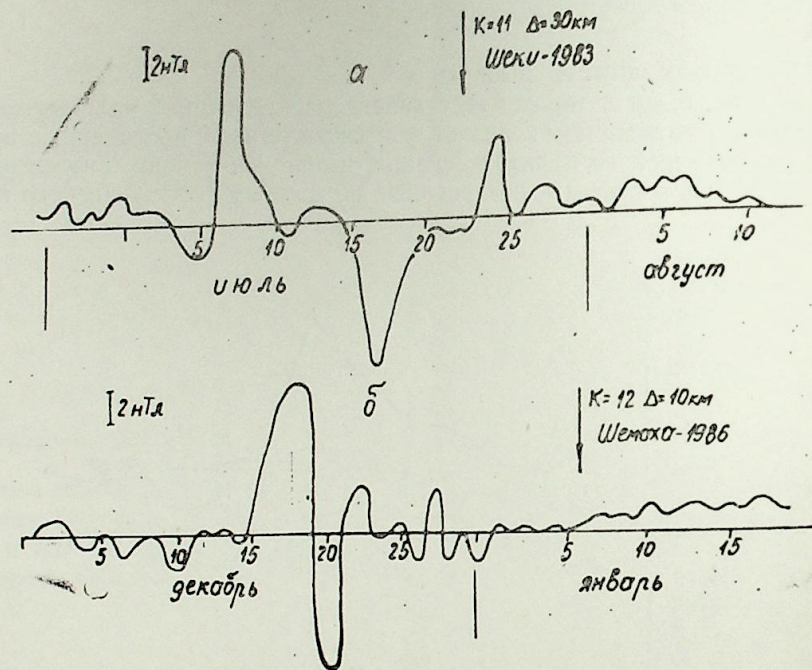


Рис. 6. Аномальные эффекты на графиках импульсной компоненты геомагнитного поля по данным станций, ближайших к эпицентру землетрясения: Зейзид (а) и Кировка (б)

На рис. 6 показаны два случая аномального изменения импульсной компоненты T геомагнитного поля перед Шекинским (22.07.1983 г., $K=11$, $\Delta=30$ км) и Шемахинским (06.01.1986 г., $K=12$, $\Delta=10$ км) землетрясениями. В обоих случаях за 15—20 дней до сейсмического события наблюдается формирование знакопеременной аномалии напряженности поля порядка 10—12 нТ с периодом 3—5 дней. Момент основного толчка приходится в обоих случаях на участки «нулевого» приращения напряженности поля.

Выводы

1. Комплексование режимных профильных и стационарных наблюдений за вариациями модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля позволяет выделить на Шеки-Шемахинском сейсмопрогностическом полигоне четыре области с характерной динамикой магнитона Большого Кавказа.
2. Разделение вариаций геомагнитного поля, зарегистрированных на одной точке с помощью линейной трансформации исходного ряда, позволяет получить регулярную и импульсную компоненты поля и изучить их характерные особенности.
3. Методом сравнительного анализа полей по двум точкам в импульсной компоненте выделены аномальные эффекты, предвещающие местной импульсной компоненты геомагнитного поля в качестве индикатора процессов подготовки землетрясений.

Литература

1. Метакса Х. П., Рзаев А. Г. и др. Геомагнитные и гравиметрические исследования по прогнозу землетрясений на Шеки-Шемахинском полигоне Азербайджана. — Тез. докл. XIX Генеральной ассамблеи ЕСК, М., 1984.
2. Метакса Х. П., Рзаев А. Г. и др. Связь сейсмичности с вариациями геомагнитного поля и импульсного электромагнитного излучения на Шеки-Шемахинском прогностическом полигоне Азербайджанской ССР. — В сб.: Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1986, №7.
3. А. Gasanov, Kh. Metaxa and all «Geodynamics of the fault zones due to the strong earthquakes, focal mechanisms in Shemakha—Ismailli seismoactive region». XXI General Assembly. Sofia—Bulgaria, August 23—27, 1988. «Programm and abstracts».
4. Погребной В. Н. Эффективный фильтр для разделения геомагнитных вариаций на спокойную и возмущенную части. — Изв. АН КиргССР, 1982, №4.

Х. П. Метакса, А. Г. Рзаев, Б. Ф. Тсониф, Ф. Г. Гасанзаде

ЭЛЗЭЛЭНИН ҲАЗЫРЛЫҒЫ ПРОСЕСИНДЭ КЕОМАГНИТ САҲЭСИ КЭРКИНЛИЖИНИ ИМПУЛС КОМПОНЕНТЛЭРИНИ МЭЛУМАТВЕРИЧИЛИИ ҲАГҒЫНДА

Мәғаләдә кеомагнит саһәсини кәркинлижини дәжишмәләрини эәриф гурулушу изаһ олунмушдур. Көстәрилмишдир ки, саһә кәркинлижини импулс тәшкилдичи модул вектору гысамүддәтли сејсмомагнит ефекти һагғында мәлүмат верир. Шәки-Шамаһы прогностлашдырма полигонунун саһәсиндә магнит усулу илә дөрд әсас сејсмомекен зона ајрылмыш вә бу зоналарын вахташыры динамикасы изләнилмишдир.

Ch. P. Metaxa, A. G. Rzaiev, B. F. Tsonif, F. G. Gasan-zade

PROBLEM OF COMPONENT IMPULSE INFORMATION OF GEOMAGNETIC FIELD INTENSITY AS AN INDICATE OF EARTHQUAKE PREPARING PROCESS

This structure of variations of geomagnetic field intensity is considered. It is shown that impulse component of vector modulus of geomagnetic field intensity bears information of short-term seismomagnetic effect. Four main seismogenic zones on the area of Sheki-Shemaha testing ground are outlined by magnetic method. Dynamics of these zones in time is studied.

УДК 550.343.

Т. К. РАМАЗАНОВ, Р. А. РАСУЛОВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРЕННИХ ВОЛН ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Всякое возмущение какого-либо участка мантии Земли приводит к нарушению механического равновесия и поэтому возникают внутренние волны (колебания) в слоях мантии. Волнообразное движение в верхней мантии играет большую роль в развитии земной коры и может являться одной из причин миграции сейсмоактивности в литосфере [1, 2].

В работе [3] определены параметры внутренних волн в слоях верхней мантии без учета дисперсии. В этих работах влияние инерционных членов (в связи с их малостью при больших вязкостях и малых скоростях) на развитие волн не изучено. Однако при моделировании таких процессов в лабораторных условиях необходимо учесть инерционные члены.

В данной работе математически моделировано волновое взаимодействие высоковязких слоев (образцов) верхней мантии с учетом влияния коэффициента поверхностного натяжения на границе раздела. Получено дисперсионное соотношение, которое связывает параметры внутренних волн.

1. Постановка задачи: Пусть под первым слоем мощностью h , плотностью ρ_1 , кинематической вязкостью η_1 лежит второй слой мощностью H , плотностью ρ_2 ($\rho_2 > \rho_1$), кинематической вязкостью η_2 ($\eta_2 > \eta_1$). Расположим начало декартовых координат на границе раздела несмешивающихся жидкостей, а ось z направим вертикально вверх. Предположим, что в слоях по оси x действует объемная сила $F_j(t)$ ($j = 1, 2$).

Основные нестационарные системы уравнений течения несжимаемой линейно-вязкой жидкости имеют вид [4]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial v_{xj}}{\partial t} &= \eta_j \left(\frac{\partial^2 v_{xj}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_{xj}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho_j} \frac{\partial p_j}{\partial x} - F_j(t), \\ \frac{\partial v_{zj}}{\partial t} &= \eta_j \left(\frac{\partial^2 v_{zj}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_{zj}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho_j} \frac{\partial p_j}{\partial z} - g, \\ \frac{\partial v_{xj}}{\partial x} + \frac{\partial v_{zj}}{\partial z} &= 0 \quad (j = 1; 2). \end{aligned} \right\} \quad (1.1)$$

Здесь p_j — динамическое давление; v_{xj} , v_{zj} — компоненты скорости частиц; g — ускорение свободного падения; $F_j(t)$ — объемная сила, действующая в горизонтальном направлении.

При решении этой задачи обычно скорости движения делят на две части: первая — скорость основного потока, вторая — скорость возмущенного движения.

Решения систем уравнений (1.1) будем искать в виде:

$$\left. \begin{aligned} v_{xj}(x, z, t) &= v'_{xj}(x, z, t) + u_1(z, t), \\ v_{zj}(x, z, t) &= v'_{zj}(x, z, t), \quad p_j(x, z, t) = p'_j(x, z, t). \end{aligned} \right\} \quad (1.2)$$

Подставив (1.2) в уравнения (1.1), получаем системы уравнений для определения параметров возмущенной части и скорости основного потока в горизонтальном направлении:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial v'_{xj}}{\partial t} &= \eta_j \left(\frac{\partial^2 v'_{xj}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v'_{xj}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho_j} \frac{\partial p'_j}{\partial x}, \\ \frac{\partial v'_{zj}}{\partial t} &= \eta_j \left(\frac{\partial^2 v'_{zj}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v'_{zj}}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho_j} \frac{\partial p'_j}{\partial z} - g, \\ \frac{\partial v'_{xj}}{\partial x} + \frac{\partial v'_{zj}}{\partial z} &= 0. \quad (j = 1; 2) \end{aligned} \right\} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial u_1(z, t)}{\partial t} = \eta_j \frac{\partial^2 u_1(z, t)}{\partial z^2} - F_j(t). \quad (1.4)$$

Здесь v'_{xj} — компоненты скорости частиц возмущенной части.

На границе раздела и на свободной поверхности согласно принципу Гельмольца возникают волновые возмущения [5]. Эти возмущения на свободной поверхности и на границе раздела соответственно обозначим $\xi_j(x, t)$.

Пусть на свободной поверхности ($z = h + \xi_1(x, t)$) нормальное и тангенциальное напряжения отсутствуют (опущены штрихи):

$$-\frac{p_1}{\rho_1} + 2\eta_1 \frac{\partial v_{z1}}{\partial z} = 0, \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial v_{x1}}{\partial z} + \frac{\partial v_{z1}}{\partial x} = 0. \quad (1.6)$$

На границе раздела ($z = \xi_2$) компоненты скорости частиц и тангенциальное напряжение равны между собой:

$$v_{x1}(x, z, t) = v_{x2}(x, z, t), \quad (1.7)$$

$$v_{z1}(x, z, t) = v_{z2}(x, z, t), \quad (1.8)$$

$$\rho_1 \eta_1 \left(\frac{\partial v_{x1}}{\partial z} + \frac{\partial v_{z1}}{\partial x} \right) = \rho_2 \eta_2 \left(\frac{\partial v_{x2}}{\partial z} + \frac{\partial v_{z2}}{\partial x} \right). \quad (1.9)$$

Должны также выполняться условия равенства нормальных напряжений с учетом сил поверхностного натяжения:

$$\rho_2 - \rho_1) g \xi_2 = p_2 - p_1 - \epsilon \frac{\partial^2 \xi_2}{\partial x^2} + 2\eta_1 \rho_1 \frac{\partial v_{z1}}{\partial z} - 2\eta_2 \rho_2 \frac{\partial v_{x2}}{\partial z}. \quad (1.10)$$

Пусть нижняя граница второго слоя жесткая, т. е. при $z = -H$.

$$v_{x2} = 0, \quad v_{z2} = 0. \quad (1.10')$$

Помимо граничных условий на свободной поверхности и на границе раздела выполняются кинематические условия

$$\frac{d\xi_1(x, t)}{dt} = v_{z1}(x, z, t) \text{ при } z = h + \xi_1(x, t), \quad (1.11)$$

$$\frac{d\xi_2(x, t)}{dt} = v_{z2}(x, z, t) \text{ при } z = \xi_2(x, t). \quad (1.12)$$

2. Решение задачи. Для решения систем уравнений (1.3) при граничных условиях (1.5) — (1.10') используем функции тока:

$$v_{xj} = \frac{\partial \psi_j}{\partial z}; \quad v_{zj} = - \frac{\partial \psi_j}{\partial x}. \quad (2.1)$$

Функции тока в слоях будем искать в виде:

$$\psi_j = \psi_{0j}(z) e^{i(kx - \omega t)} \quad (i = 1; 2). \quad (2.2)$$

Дифференцируя по z первое уравнение (1.3), по x второе уравнение (1.3) и вычитая друг из друга, исключаем давления p_j :

$$\frac{\partial^2 v_{xj}}{\partial t \partial z} - \frac{\partial^2 v_{zj}}{\partial t \partial x} = \eta_j \left(\frac{\partial^3 v_{xj}}{\partial x^2 \partial z} + \frac{\partial^3 v_{xj}}{\partial z^3} - \frac{\partial^3 v_{zj}}{\partial x^3} - \frac{\partial^3 v_{zj}}{\partial z^2 \partial x} \right). \quad (2.3)$$

Подставив (2.2) в (2.3), получаем обыкновенное дифференциальное уравнение четвертого порядка для определения $\psi_{0j}(z)$:

$$\eta_j \frac{d^4 \psi_{0j}(z)}{dz^4} + (i\omega - 2k^2 \eta_j) \frac{d^2 \psi_{0j}(z)}{dz^2} + (\eta_j k^4 - i\omega k^2) \psi_{0j}(z) = 0 \quad (2.4)$$

Общее решение уравнения (2.4) имеет вид [6]:

$$\psi_{0j}(z) = A_j e^{kz} + B_j e^{-kz} + C_j e^{m_j z} + D_j e^{-m_j z}, \quad (2.5)$$

где

$$m_j = \sqrt{k^2 - \frac{i\omega}{\eta_j}}.$$

Здесь A_j, B_j, C_j, D_j — неизвестные постоянные. Определим давление в слоях.

При наличии волновых движений в слоях полное давление представим в виде:

$$P_j = s_{0j}(z) e^{i(kx - \omega t)} - \rho_j g z + \rho_j^0, \quad (2.6)$$

Полагаем, что на границе раздела ($z=0$) при отсутствии возмущения имеет место $s'_{01}(z) = s'_{02}(z) = 0$. Отсюда находим:

$$\rho_{01} = \rho_{02} = g \rho_2 h, \quad (2.7)$$

Учитывая (2.6), (2.7), (2.5) для p_j находим следующие выражения:

$$P_j = \omega \rho_j [A_j e^{kz} - B_j e^{-kz}] e^{i(kx - \omega t)} - g \rho_j z + g \rho h. \quad (2.8)$$

Здесь A_j, B_j — неизвестные постоянные.

Подставив соотношения (2.5), (2.8), (1.11), (1.12) в граничные условия (1.5) — (1.10) приходим к системе алгебраических уравнений:

$$\begin{aligned} & \left(g \frac{k}{\omega} - x_1 \right) e^{kh} A_1 + \left(g \frac{k}{\omega} + x_1 \right) e^{-kh} B_1 + \\ & + \left(g \frac{k}{\omega} - x_3 \right) e^{km_1 h} C_1 + \left(g \frac{k}{\omega} + x_3 \right) e^{-m_1 kh} D_1 = 0, \\ & 2 e^{kh} A_1 + 2 e^{-kh} B_1 + (1 + m_1^2) e^{km_1 h} C_1 + (1 + m_1^2) e^{-km_1 h} D_1 = 0, \\ & A_1 - B_1 + m_1 C_1 - m_1 D_1 - A_2 + B_2 - m_2 C_2 + m_2 D_2 = 0, \\ & A_1 + B_1 + C_1 + D_1 - A_2 - B_2 - C_2 - D_2 = 0, \\ & 2 A_1 + 2 B_1 + (1 + m_1^2) C_1 + (1 + m_1^2) D_1 - 2 \eta_0 A_2 - \\ & - 2 \eta_0 B_2 - \eta_0 (1 + m_2^2) C_2 - \eta_0 (1 + m_2^2) D_2 = 0, \\ & \rho^0 (x_5 - x_2) A_2 + \rho_0 (x_5 + x_2) B_2 + \rho_0 (x_5 - x_4) C_2 + \\ & + \rho_0 (x_5 + x_4) D_2 + x_1 A_1 + x_1 B_1 + x_3 C_1 - x_3 D_1 = 0, \\ & e^{-kH} A_2 - e^{kH} B_2 + m_2 e^{-kH m_2} C_2 - m_2 e^{kH m_2} D_2 = 0, \\ & e^{-kH} A_2 + e^{kH} B_2 + e^{-m_2 kH} C_2 + e^{m_2 kH} D_2 = 0, \end{aligned} \quad (2.9)$$

где

$$\begin{aligned} \rho_0 &= \frac{\rho_2}{\rho_1}; \quad \eta_0 = \frac{\eta_2 \rho_2}{\eta_1 \rho_1}; \quad m_1 = \sqrt{1 - \frac{i\omega}{k^2 \eta_1}}; \\ m_2 &= \sqrt{1 - \frac{i\omega}{k^2 \eta_2}}; \quad x_1 = 1 + \frac{2i k^2 \eta_1}{\omega}; \\ x_2 &= 1 + \frac{2i k^2 \eta_2}{\omega}; \quad x_3 = \frac{2i k^2 \eta_1 m_1}{\omega}; \\ x_4 &= \frac{2i k^2 \eta_2 m_2}{\omega}; \quad x_5 = \frac{2g(\rho_2 - \rho_1)k}{\omega^2 \rho_2} - \frac{\varepsilon k^3}{\omega^2 \rho_2}. \end{aligned}$$

Система уравнений (2.9) имеет нетривиальное решение тогда и только тогда, когда определитель, составленный из коэффициентов уравнений, равняется нулю. Отсюда получаем дисперсионное соотношение:

$$\gamma_{13} \gamma_{21} - \gamma_{20} \gamma_{10} = 0, \quad (2.10)$$

где

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= -\Delta_1 \left[e^{-kH m_2} - \Delta_2 e^{kH} - \left(\Delta_5 + \frac{m_2}{2} \right) e^{-kH} \right] - \\ & - \Delta_1 (\Delta_3 e^{kH} - \Delta_8) \cdot (\Delta_6 - \Delta_7 \cdot \Delta_9), \\ \gamma_2 &= \Delta_1 \left[e^{kH m_2} - \Delta_4 e^{kH} - \left(\Delta_5 - \frac{m_2}{2} \right) e^{-kH} \right] + \\ & + \Delta_1 (\Delta_3 e^{kH} - \Delta_8) \cdot (\Delta_6 + \Delta_7 \cdot \Delta_{10}), \\ \gamma_3 &= \Delta_6 - \Delta_7 \cdot \Delta_9, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \gamma_4 &= \Delta_6 + \Delta_7 \cdot \Delta_{10} \\ \gamma_5 &= \Delta_{11} \gamma_1 + \Delta_{13} + \Delta_{12} \gamma_3, \\ \gamma_6 &= \Delta_{13} - \Delta_{11} \gamma_2 + \Delta_{12} \gamma_4, \\ \gamma_7 &= -\Delta_{15} \Delta_{14} + \Delta_{11} \cdot m_1, \\ \gamma_9 &= \gamma_4 \frac{\gamma_7}{\gamma_5} - 1, \\ \gamma_9 - \gamma_4 - \frac{\gamma_6}{\gamma_5} \gamma_3, \\ \gamma_{10} &= \gamma_1 \frac{\gamma_7}{\gamma_5} - m_1, \\ \gamma_{11} &= \gamma_1 \frac{\gamma_6}{\gamma_5} + \gamma_2, \\ \gamma_{12} &= \gamma_{21} + \Delta_{16} \left(1 - \frac{\gamma_6}{\gamma_5} \right) - \Delta_{17} \cdot \gamma_9, \\ \gamma_{13} \cdot \Delta_{16} \cdot \frac{\gamma_7}{\gamma_5} - \Delta_{17} (\gamma_8 + 1) - \gamma_{10}, \\ \gamma_{14} &= \gamma_{11} + \left(\Delta_5 + \frac{m_2}{2} \right) \frac{\gamma_6}{\gamma_5} - \left(\Delta_5 - \frac{m_2}{2} \right) - \Delta_{18} \gamma_9, \\ \gamma_{15} &= \gamma_{10} + \left(\Delta_5 + \frac{m_2}{2} \right) \frac{\gamma_7}{\gamma_5} + \Delta_{18} \gamma_8 + \Delta_{19}, \\ \gamma_{16} &= \gamma_{10} - \Delta_2 \frac{\gamma_7}{\gamma_5} + \Delta_{20} + \Delta_3 \gamma_8, \\ \gamma_{17} &= \Delta_2 \frac{\gamma_6}{\gamma_5} - \gamma_{11} - \Delta_4 + \Delta_3 \gamma_9, \\ \gamma_{18} &= \Delta_{21} \gamma_{12} - \Delta_{22} \gamma_{11} + \Delta_{23} \gamma_9, \\ \gamma_{10} &= \Delta_{21} \gamma_{13} + \Delta_{22} \gamma_{10} + \Delta_{28} \gamma_8 + \Delta_{24}, \\ \gamma_{20} &= \Delta_{25} \gamma_{14} + \Delta_{26} \gamma_{17} - \Delta_{27} \frac{\gamma_6}{\gamma_5} + \Delta_{28} + x_1 (\gamma_{22} + \gamma_{11}) + x_3 \gamma_9, \\ \gamma_{21} &= \Delta_{26} \gamma_{16} - \Delta_{25} \gamma_{15} + \Delta_{27} \frac{\gamma_7}{\gamma_5} + x_1 (\gamma_{18} - \gamma_{10}) + x_3 (\gamma_8 - 1). \\ \Delta_1 &= \frac{1}{e^{kH} - e^{-kH}}, \Delta_2 = \frac{1 - m_2}{2}, \Delta_3 = \frac{1 - m_1}{2}, \\ \Delta_4 &= \frac{1 + m_2}{2}, \Delta_5 = \frac{1 - \eta_0 m_2^2}{2(1 - \eta_0)}, \Delta_6 = \frac{2 - \eta_0 - \eta_0 m_2^2}{1 - \omega_1^2}, \\ \Delta_7 &= \frac{1 - \eta_0}{1 - m_1^2}, \Delta_8 = \frac{(m_1 - 1)(m_1 + \eta_0)}{2(1 - \eta_0)} e^{-kH}, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta_9 &= [e^{kH} (1 + m_2) + e^{-kH} (1 - m_2)] e^{-kH m_2}, \\ \Delta_{10} &= [e^{kH} (m_2 - 1) - e^{-kH} (m_2 + 1)] e^{kH m_2}, \\ \Delta_{11} &= 2(e^{-kh} - e^{kh}), \\ \Delta_{12} &= (1 + m_1^2 e^{k b m_1} - \frac{1 - 2\eta_0 + m_1^2}{1 - \eta_0} e^{kh}), \\ \Delta_{13} &= \frac{\eta_0 (m_1^2 - 1)}{(1 - \eta_0)} e^{kh}, \Delta_{11} = e^{-k h m_1} - e^{k h m_1}, \\ \Delta_{15} &= 1 + m_1^2, \Delta_{16} = \frac{\eta_0 (m_2^2 - 1)}{2(1 - \eta_0)}, \Delta_{17} = \frac{1 - 2\eta_0 + m_1^2}{2(1 - \eta_0)}, \\ \Delta_{18} &= \frac{(m_1 - 1)(m_1 + \eta_0)}{2(1 - \eta_0)}, \Delta_{19} = \frac{(m_1 + 1)(m_1 - \eta_0)}{2(1 - \eta_0)}, \\ \Delta_{20} &= \frac{1 + m}{2}, \Delta_{21} = \left(g \frac{k}{\omega^2} - x_1 \right) e^{kh}, \\ \Delta_{22} &= \left(g \frac{k}{\omega^2} + x_1 \right) e^{-kh}, \Delta_{23} = \left(g \frac{k}{\omega^2} - x_3 \right) e^{k h m_1}, \\ \Delta_{24} &= \left(g \frac{k}{\omega^2} + x_3 \right) g^{-k h m_1}, \Delta_{25} = \rho_0 (x_5 - x_2), \\ \Delta_{26} &= \rho_0 (x_5 + x_2), \Delta_{27} = \rho_0 (x_5 - x_4), \\ \Delta_{28} &= \rho_0 (x_5 + x_4). \end{aligned}$$

Трансцендентное уравнение (2.10) решено итерационным методом Ньютона. Этот метод подобно методу итерации применим к решению очень широкого класса нелинейных уравнений.

Значение его заключается в том, что он позволяет привести решение нелинейных уравнений к решению последовательности линейных задач. Для удобства вычислений $f'(x_n)$ заменена разностным соотношением [6]. В качестве начального приближения поставили значения, найденные в работе [7]. В системе уравнения (2.9) задавая одно из переменных произвольных значений, находим другие переменные.

На основе (2.10) сделаны многочисленные расчеты.

С помощью численных расчетов сделаны следующие выводы:

1. С ростом длины волны уменьшаются частоты волны $\text{Re } \omega$ (табл. 1), т. е. в связи с диссипацией энергии продолжительности длинных волн больше, чем коротких.

2. Увеличение коэффициента поверхностного натяжения приводит к увеличению $\text{Re } \omega$ (табл. 2).

3. Вязкости системы сильно влияют на $\text{Re } \omega$ т. е. с увеличением вязкости на один порядок его значение возрастает на несколько порядков (табл. 3).

3. З а м е ч а н и е: Оценка влияния инерционного члена в верхней мантии и в экспериментах.

В линейных уравнениях нестационарного движения высоковязкой несжимаемой жидкости

$$\rho \frac{dV}{dt} = -\nabla p + \eta \Delta v + \rho g \quad (3.1)$$

Таблица 1

$\varepsilon \left(\frac{\kappa^2}{c^2} \right)$	$\eta_1 \left(\frac{\text{м}^2}{c} \right)$	$\eta_3 \left(\frac{\text{м}^2}{c} \right)$	$\rho_1 \left(\frac{\kappa^2}{\text{м}^3} \right)$	$\rho_3 \left(\frac{\kappa^2}{\text{м}^3} \right)$	$h \text{ (м)}$	$H \text{ (м)}$	$\text{Re } \omega \left(\frac{1}{c} \right)$	$\lambda \text{ (м)}$
$5 \cdot 10^{-2}$	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	1,2	0,2
$5 \cdot 10^{-3}$	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	0,2	0,5
$5 \cdot 10^{-4}$	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$1,8 \cdot 10^{-3}$	2
0	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$1,4 \cdot 10^{-3}$	1
0	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,9 \cdot 10^{-3}$	2

Таблица 2

$\varepsilon \left(\frac{\kappa^2}{c^2} \right)$	$\eta_1 \left(\frac{\text{м}^2}{c} \right)$	$\eta_2 \left(\frac{\text{м}^2}{c} \right)$	$\rho_1 \left(\frac{\kappa^2}{\text{м}^3} \right)$	$\rho_2 \left(\frac{\kappa^2}{\text{м}^3} \right)$	$h \text{ (м)}$	$H \text{ (м)}$	$\text{Re } \omega \left(\frac{1}{c} \right)$	$\lambda \text{ (м)}$
5	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,4 \cdot 10^4$	0,2
0,5	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,3 \cdot 10^3$	0,2
$5 \cdot 10^{-2}$	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	1,2	0,2
$0,5 \cdot 10^{-1}$	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$1,2 \cdot 10^{-2}$	0,2
0	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$1,4 \cdot 10^{-2}$	0,2

Таблица 3

$\varepsilon \left(\frac{\kappa^2}{c} \right)$	$\eta_1 \left(\frac{\text{м}^2}{c} \right)$	$\eta_2 \left(\frac{\text{м}^2}{c} \right)$	$\rho_1 \left(\frac{\kappa^2}{\text{м}^3} \right)$	$\rho_2 \left(\frac{\kappa^2}{\text{м}^3} \right)$	$h \text{ (м)}$	$H \text{ (м)}$	$\text{Re } \omega \left(\frac{1}{c} \right)$	$\lambda \text{ (м)}$
0,1	22,4	37,5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,1 \cdot 10^2$	0,2
0,1	$0,3 \cdot 10^3$	$0,6 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,4 \cdot 10^3$	0,2
0,1	$0,6 \cdot 10^3$	$0,3 \cdot 10^4$	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,2 \cdot 10^4$	0,2
0,1	10^4	10^4	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,4 \cdot 10^4$	0,2
0,1	10^4	10^5	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,4 \cdot 10^5$	0,2
0,1	10^3	10^3	$1,25 \cdot 10^3$	$1,44 \cdot 10^3$	0,032	0,072	$0,4 \cdot 10^3$	0,2

сделаем обозначение:

$$A = \rho \frac{dV}{dt}; B = \eta \Delta v,$$

Рассмотрим отношение $\frac{A}{B}$;

$$\frac{A}{B} \approx \frac{4\rho H^2}{\eta T} \quad (3.2)$$

Если

$$L \sim 2H; \rho_{зем} = 3,6 \cdot 10^3 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3};$$

$$H_{зем} = 10^5 \text{ м}, T = 3,2 \cdot 10^8 \text{ с}, \eta = 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$$

Тогда.

$$\frac{A}{B} = 10^{-14}$$

Отсюда видно, что инерционным членом для реальной Земли можно пренебречь.

Оценим влияние инерционного члена в экспериментах при

$$\rho = 1,44 \cdot 10^3 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}, H = 10 \text{ см} = 10^{-1} \text{ м}, T \approx 5 \cdot 10^5 \text{ с},$$

$$\eta = 10^6 \text{ Па} \cdot \text{с} = 10^6 \frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с}} \text{ получим } \frac{A}{B} \approx 0,4 \cdot 10^{-10}.$$

Из оценки видно, что при нормальных экспериментах влияние инерционных членов значительно мало и в этом случае тоже можно пренебречь этим членом.

При каких условиях влияние инерционного члена будет ощутимо? Если

$$H = 5 \text{ м}, \eta = 10^3 \text{ П} \quad T = 2 \cdot 10^3 \text{ с},$$

$$\rho = 2 \cdot 10^3 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3},$$

тогда:

$$\frac{A}{B} \approx 0,10.$$

Это означает, что при экспериментах с близкими приведенными выше значениями параметров H, η, T, ρ влиянием инерционного члена нельзя пренебрегать.

Сделанные оценки показывают, что если $\frac{\rho H^2}{\eta T} \geq 1$; $\eta \leq \frac{\rho H^2}{T}$ или

$T \leq \frac{\rho H^2}{\eta}$, тогда влияние инерционного члена значительно. Другими сло-

вами, когда η и H велико, влияние инерционного члена значительно, а когда η, T велико, влияние инерционного члена несущественно.

Для обеспечения подобия геологических процессов компенсатором могут служить наиболее «подвижно» изменяющиеся параметры системы. Этими параметрами, определяющими свойства среды, являются вязкость, скорость деформации, продолжительность опыта, коэффициент поверхностного натяжения, плотность и ее геометрия.

При таком подходе критерием геологического подобия взято соотношение:

$$\frac{\eta_1}{\rho_1 g H \alpha t_1 \epsilon^1} = \frac{\eta_{зем}}{\rho_{зем} g H_{зем} d_{зем} t_{зем} \epsilon_{зем}} = \text{const.}$$

Литература

1. *Elsasser W. H.* Convection and stress propagation in the upper mantle. In: Applications Modern Phys. Earth Planet. Interior. New York: Wiley. 1969, 223—246.
2. *Николаевский В. Н., Рамазанов Т. К.* Теория быстрых тектонических волн. — ПММ, 1985, т. 49, № 3, с. 462—469.
3. *Гаджиев Р. М., Кадыров Ф. А.* Волны Гельмольца в двухслойной модели верхней мантии. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1986, № 4.
4. *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Гидродинамика. Теоретическая физика, т. VI, М.: Наука, 1986.
5. *Бреховских Л. М., Гончаров В. В.* Введение в механику сплошных сред.—М.: Наука, 1982. — 336 с.
6. *Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К.* Машинные математических вычислений. — М.: Мир. 1980.
7. *Рамазанов Т. К., Расулов Р. А.* Взаимосвязь параметров внутренних волн в двухслойной модели верхней мантии. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1988, № 2, с. 131—136.

Т. Г. Рамазанов, Р. Э. Расулов

ЖЕРИН ЛУХАРЫ МАНТИЈА ГАТЫНДАҚЫ ДАХИЛИ ДАЛҒАЛАРЫН ПАРАМЕТРЛЭРИНИН ТЭЅИНИ

Мәгаләдә жүксәк өзлүлү мәјеләрдә гармоник далғаларын јајылмасы өјрәнилир. Кәстәрилмишдир ки, моделләшмә мәсәләләринә әталәт һәдди башга һәдләрлә мүгајисәдә чоһ кичикдир.

Мәгаләдә дахили далғаларын параметрләри арасында әләгә јарадан дисперсија мүнасибәти тапылмыш вә сәһни кәрилмә гүввәсинин далға параметрләринә тәсири өјрәнилишдир.

T. K. Ramazanov, R. A. Rasulov

THE DETERMINATION OF PARAMETERS INTERWAVES OF FRONT EARTH'S MANTLE

The expansions of harmonious waves in stratification of highly viscid liquid are studied in the article. It is shown that, in the model problems (in the laboratory conditions) and equalization of inertia members the motion is few in the comparison with the other members.

The dispersion correlation is obtained with the connection of parameters interwaves. In practical problems (in the problem of studying waves in upper mantle, for example) inertia members fall away and dispersion correlation is simplified.

The influence force of surface-tension, viscosity, liquid and long-wave in the density of harmonious movement is investigated.

УДК 550.838.5:551.763.3:551.242.3.054 (—924.76)

М. И. ИСАЕВА, А. Н. ГУСЕИНОВ

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД АГДЖАКЕНДСКОГО СИНКЛИНОРИЯ МАЛОГО КAVКАЗА

Агджакендский синклинорий располагается в северной, погружающейся части северо-восточной ветви Дашкесанского синклинория в междуречье Кошкарчая и Инджачая. Нами были исследованы верхнемеловые породы из 4 разрезов: селения Хархапут, Гюлистан, В. Агджакенд и Бориси. Были исследованы коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы. Отложения коньякского яруса представлены песчаниками, аргиллитами, переслаивающимися пачками глин, туфопесчаниками, песчанистыми глинами, туфоконгломератами; сантонского яруса — внизу песчаниками, в верхней части — глинами, переходящими в пелитоморфные известняки с прослоями мергелей и мергелистых глин; кампана — известковой фацией, маастрихта песчанистыми, пелитоморфными известняками. Возраст изученных отложений достаточно уверенно определяется по характерной фауне аммонитам, пелциподам, гастроподам, остракодам, фораминиферам, морским ежам и др. [1].

С целью диагностики ферромагнитных минералов — носителей намагниченности были проведены оптические исследования на шлифах и аншлифах под микроскопом, а также термомагнитные исследования. Определенный вклад в установление ферромагнитных минералов, имеющих в породе, внесли эксперименты по размагничиванию образцов под воздействием температуры и переменного магнитного поля. Было установлено, что доминирующий вклад в естественную остаточную намагниченность (ЕОН) коньяк-сантонских пород вносит магнетит, а для более молодых верхнемеловых пород характерен также и гематит. Были определены магнитные характеристики, которые представлены в табл. 1.

Таблица 1

Разрез	Возраст	Намагниченность $I_n, 10^{-3}$ А/М			Восприимчивость $\chi, 10^{-3}$ СИ		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Хархапут	Коньяк-маастрихт	0,60	317,8	29,4	0,01	3,73	0,36
В. Агджакенд	"	0,35	179,4	25,5	0,02	1,33	0,28
Гюлистан	"	0,20	53,9	8,85	0,02	0,16	0,07
Бориси	Кампан-маастрихт	0,50	13,9	3,15	0,02	0,12	0,07

С целью выделения древней компоненты намагниченности образцы были подвергнуты магнитной чистке — временной, температурной и переменным магнитным полем. Исследования проводились по общепринятой методике [2].

Во всех изученных разрезах вязкая компонента намагниченности незначительна — так, по разр. Хархапут она не превышает 21% ЕОН, по разр. В. Агджакенд — не превышает -0%, по разр. Гюлистан — менее 24%, а по разр. Бориси — 12% ЕОН. Временная чистка оказалась недостаточной для выделения древней компоненты ЕОН и поэтому была применена также термочистка и чистка переменным магнитным полем. По изменению положения проекции вектора ЕОН в ходе чистки на стереограмме, по кучности и по диаграммам Зийдерверельда было установлено, что оптимальной явилась: для разр. Хархапут — термочистка $T = 200^\circ\text{C}$, для разр. В. Агджакенд — термочистка $T = 300^\circ\text{C}$, для разр. Гюлистан — чистка переменным магнитным полем $H = 24\text{кА/м}$, а для разр.

Бориси — термочистка $T = 250^\circ\text{C}$.

В результате проведенных исследований в коньякских отложениях в разрезах Хархапут, Гюлистан и В. Агджакенд зона обратной полярности установлена лишь в разр. Гюлистан, причем эту R зону подстилает и перекрывает N зона. Отсутствие R зоны в других разрезах, возможно, связано неполнотой разреза. Эта зона обратной полярности известна и по литературным данным при исследовании коньякских отложений в Сибири и Средней Азии; нашла она свое отражение и в сводной шкале СССР [2], хотя следует отметить, что в шкале линейных океанических аномалий такой R зоны установлено не было [3]. Малая мощность R зоны в нашем разр. Гюлистан, по сравнению с R зонами, известными по коньякскому ярусу в других регионах, свидетельствует о возможном перерыве в осадконакоплении во время обратной полярности геомагнитного поля.

Сантонский ярус нами изучен по тем же 3 разрезам. В разр. Гюлистан зона обратной полярности в сантонском ярусе вообще не выделяется. В разр. В. Агджакенд зона обратной полярности установлена в верхней части разреза, причем эта R зона продолжается в кампане. По разр. Хархапут установлены 4 зоны: 2 зоны прямой полярности и 2 зоны обратной полярности, причем сантон начинается с N зоны, а завершается R зоной, которая имеет свое продолжение в кампане. Зоны обратной полярности, установленные в сантоне, известны и по ряду работ по Кавказу и отмечены в сводной шкале СССР [2]. Таким образом, наиболее представительным из 3 разрезов сантонский ярус оказался в разр. Хархапут.

Кампанские отложения нами изучены по 4 разрезам: Гюлистан, Хархапут, В. Агджакенд, Бориси. В последнем кампан незначителен и исследован лишь по нескольким образцам в верхней части яруса, которые оказались прямой полярности. В остальных разрезах в нижней части яруса уверенно выделяется зона обратной полярности, которая сменяется зоной прямой полярности, т. е. в кампане выделяются 2 зоны. В разрезах В. Агджакенд и Хархапут R зона в нижней части кампанского яруса является продолжением R зоны в верхней части сантонского яруса. В разр. Гюлистан смена направления полярности геомагнитного поля приходится на границу сантон—кампан. В обоих случаях речь идет об одной и той же R зоне Кульджа. Она отмечена и в сводной шкале СССР [2] и в шкале линейных океанических аномалий [3]. Таким образом, эту зону можно принять за палеомагнитный репер.

Маастрихтские отложения изучены в разрезах Гюлистан, Хархапут, В. Агджакенд и Бориси. В первых трех разрезах маастрихт имеет не-

большую мощность, а образцы из них — прямой полярности. В разр. Бориси этот ярус представлен полнее и изучен более детально. В результате исследований по разрезу установлено 2 *N* зоны и 1 *R* зона. Зона обратной полярности в маастрихте известна также при изучении этих отложений в Сибири, Средней Азии и на Кавказе. Эта зона обратной полярности имеется и в сводной шкале СССР [2] и в шкале линейных океанических аномалий [3]. Однако количество *R* зон в этих шкалах по маастрихтскому ярусу больше, чем у нас, что, вероятно, свидетельствует о недостаточной представительности этого яруса в изученных отложениях.

Таким образом, в верхнемеловых отложениях нами установлено 9 зон — 5 зон прямой полярности и 4 зоны обратной полярности.

При образовании горных пород в них фиксируется направление геомагнитного поля, которое существовало в ту эпоху. При дальнейших горизонтальных деформациях горных пород произойдут и соответствующие повороты палеомагнитных направлений.

Результаты определений палеомагнитных направлений представлены в табл. 2.

Таблица 2

Разрез	Возраст	<i>D</i>	<i>j</i>	<i>k</i>	α_{95}	Φ	Λ	θ_1	θ_2
Гюлистан	$K_{2cp} - K_{2m}$	356	41	25	11	72	232	13	8
Бориси	$K_{2cp} - K_{2m}$	355	49	37	7	78	251	9	6
В. Агджакенд	$K_{2cp} - K_{2m}$	20	44	46	6	67	170	8	5
Хархапут	$K_{2cp} - K_{2st}$	3	47	15	7	77	213	9	6
Хархапут	$K_{2cp} - K_{2m}$	20	38	24	8	64	179	9	5

Как видно из таблицы, палеомагнитные направления разр. В. Агджакенд отличаются от палеомагнитных направлений разрезов Гюлистан, Бориси, Хархапут. В самом разр. Хархапут палеомагнитные направления в коньяк-сантоне отличаются от кампанских. Возможно, как указано в [4], это результат вклинивания угла Аравийского п-ова в лабильный пояс Северной Анатолии — Малого Кавказа. Таким образом, для данного региона характерны палеотектонические повороты в послеверхнемеловое время.

Литература

1. Халил Алишолла оглы. Верхний мел и развитие фораминифер Малого Кавказа (Азербайджана). — Баку: Элм, 1977. — 234 с.
2. Палеомагнитология / А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова, С. А. Писаревский и др. — Л.: Недра, 1982. — 322 с.
3. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевелин П. Г., Пиктон К. А. Г., Смит А. Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. — М.: Мир, 1985. — 141 с.
4. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Гамбашидзе Р. А., Надарейшвили Г. Ш., Нгуен Тхи Ким Тхоа, Печерский Д. М. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 40—57.

М. И. Исаева, А. Н. Нусејнов

АҒЧАКӘНД СИНКЛИНОРИЈАСЫНДА ҮСТ ТӘБАШИР ЧӨКҮНТҮЛӘРИНИН ПАЛЕОМАГНИТ ТӘТБИГИ

Мәгаләдә Ағчакәнд синклиноријасындан 4 кәсилишдән ибарәт олан үст тәбашир чөкүнтүләринин палеомагнит тәтбиги кәстәрилмишди.

Сүхурларда ферромагнит минераллар тәјин едилмиш, вахт, температур вә дәјишән магнит сәһәси илә магнит тәмизләнмәси кәстәрилмишдир. Дүз вә әкс магнитләнмә бүтүн өјрәнилән ләјларда мүәјјәнләшдирилмиш вә гүтбләрин координатлары тәјин едилмишдир.

M. M. Isaeva, A. N. Huseinov

A PALACOMAGNETIC INVESTIGATION OF THE UPPER-CRETACEOUS DEPOSITS OF THE AGDZHACKEND SYNCLINORIUM

The article deals with the results of palacomagnetic investigation of the upper-Cretaceous rocks from 4 sections of the Agdzhackend synclinorium. Ascertained is presence of zones of normal and reversal polarity in all the layers studied. Determined are coordinates of palacomagnetic poles.

УДК 624.131.1.

КРАТКОЕ НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

Ф. С. АЛИЕВ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАНКИ АНДРИЕВСКОГО

Структура банки Андриевского располагается в ССВ части Апшеронского архипелага. В ее строении принимают участие апшеронские, акагыльские и века продуктивной толщи отложения.

Поднятие банки Андриевского слегка асимметрично, северо-восточное крыло залегает под углом 12—14°, а противоположное — 8—10°. На северо-восточном крыле складки прослеживается небольшой структурный выступ, простирающийся параллельно региональному направлению складчатости в северной части Апшеронского архипелага.

Пробуренные скважины вскрыли отложения сураханской свиты, представленные чередованием глин и суглинков с единичными прослоями супеси и песка. Глинистая фракция в них изменяется от 4,18% в супеси и до 68,8 в глинах, среднее ее содержание в 32 изученных образцах — 44,1%. Пылеватая фракция занимает несколько меньшее содержание в образцах, изменяясь от 5 до 73%, при среднем содержании 41,5%. Карбонат кальция, по А. В. Преображенскому, в образцах изменяется в пределах 14,4—25,6%, в среднем 17,6%. Физико-химические исследования величин рН и Eh показывают, что с глубиной они возрастают, указывая на переход от слабощелочных условий к щелочным.

Минеральный состав супеси и песка в основном представлен кварцем, реже встречаются обломки пород, а в тяжелой фракции отмечены рудные минералы, роговая обманка и пироксены, составляющие незначительную часть алевритовой фракции. В глинистых породах содержание кварца сильно уменьшается, его замещают глинистые минералы, обломки глинистых и эффузивных пород. А из «тяжелых» минералов появляются также устойчивые компоненты — мусковит и рутил. В аутигенном комплексе представлены пирит, хлорид и глаукоцит.

Глинистая фракция пород, по данным термических исследований, представлена гидрослюдами, монтмориллонитом, органическим веществом и аморфными новообразованиями.

Состав водорастворимых солей пород хлоридно-натриевый, выражен сульфатами и хлоридами натрия и щелочно-земельных металлов. Химический анализ соляно-кислой вытяжки показывает преобладание окислов кальция, магния, железа и алюминия.

Естественная влажность (весовая) по мере увеличения глубины залегания глинистых пород претерпевает уменьшение: в скв. № 198 влажность в придонном слое составляет 44%, а с глубиной уменьшается до 21%. По другим скважинам банки Андриевского естественная

влажность с глубиной не претерпевает особых изменений, что объясняется рядом факторов, в основном зависящих от условий залегания глинистых пород в разрезе. К числу этих факторов относятся:

- 1) приуроченность пород к тектоническим нарушениям;
- 2) пористость пород и их степень уплотненности;
- 3) наличие грунтовых вод, циркулирующих по напластованию и тектоническим нарушениям;
- 4) возможность попадания морской воды в неглубокозалегающие глинистые пласты и др.

Сопоставление естественной влажности с влажностью на пределах текучести и пластичности позволило выявить изменение физического состояния пород с глубиной. На глубине 10 м величина естественной влажности пород больше влажности на пределе пластичности и меньше на пределе текучести, что говорит о пластичной консистенции пород; на глубине 60 м естественная влажность пород меньше влажности на пределах текучести и пластичности, что указывает на их полутвердую консистенцию.

Удельный вес глинистых пород верхнего отдела продуктивной толщи сохраняет несколько «утяжеленные» значения удельного веса, пределы колебания которого варьируют в пределах 2,68—2,78 г/см³. Повышают удельный вес пород мусковит (2,8—3,1), пирит (5,0—5,1), лимонит (3,4—4,0), магнетит (4,9—5,2) и другие минералы тяжелой фракции.

Пористость пород колеблется в пределах 39,6—46,6%, при среднем значении 49,4%, при этом с глубиной отмечается их постепенное уплотнение. Это подтверждается изменением коэффициента уплотненности, по В. А. Приклонскому, колеблющемуся с глубиной от 0,41 до 1,16.

Уплотнение глинистых пород в условиях естественного субаквального залегания отражает определенную степень диагенетических изменений в процессе их постепенной литификации [1]. В ходе уплотнения глинистых пород в условиях полного водонасыщения, по В. А. Приклонскому, отмечаются два характерных состояния, обуславливающих изменение физических свойств пород. Этим состояниям соответствует переход осадка из текучего в пластичное и из пластичного в полутвердое и твердое.

Коэффициент водонасыщенности грунтов также изменяется от 0,86 до 1,0. Хотя образцы пород отбирались со дна моря, часть пор, как показывают коэффициенты водонасыщенности, осталась не заполненной водой. Очевидно, при извлечении из скважин водонасыщенных глинистых грунтов происходит газо- и паровыделение, которое снижает начальное значение естественной влажности [2].

Глины банки Андриевского гидрофильные и высокогидрофильные (0,87—1,38), в то же время коллоидная активность уменьшается (0,36—0,73).

Как показали компрессионные испытания, все глинистые породы относятся к категории слабосжимаемых, коэффициенты сжимаемости их колеблются в пределах 0,002—0,004 см²/кг. Глинистые породы верхнего отдела продуктивной толщи в придонной части (первые образцы) отличаются невысокими углами внутреннего трения 5—7°, при сцеплении 0,5—0,8 кг/см². Несколько глубже в глинистых породах отмечаются довольно

высокие значения угла внутреннего трения $15-33^\circ$, при столь же высоком сцеплении $0,7-1,6 \text{ кг/см}^2$.

Как показали физико-механические исследования глинистых пород сураханской свиты при заглублении опорных свай на глубину $15-17 \text{ м}$ они могут служить надежным основанием морских гидротехнических сооружений.

Дно антиклинальной структуры банки Андриевского, начиная с псептиоцена подвергалось постепенному воздыманию. При этом современные, четвертичные, апшеронские и акчагыльские отложения оказались размытыми, и их можно проследить лишь на далеком протяжении их крыльев [4]. В силу этого этап диагенеза в ядре этой структуры не представлен, так как современные и четвертичные осадки были размыты при постепенном ее воздымании. В разрезе сураханской свиты глинистые породы претерпевают дегидратацию и уплотнение, что присуще второй стадии формирования свойств этих пород (катагенез) [1].

С глубиной при постепенном возрастании давления и температуры происходит дальнейшее изменение свойств глинистых пород. В связи с этим процессы биологические и биохимические затухают, им на смену приходят физико-химические и физико-механические; порода при этом утрачивает пластичную консистенцию, приобретая свойства твердого тела.

Литература

1. Алиев Ф. С. Докл. АН СССР, 1964, т. № 157, №1.
2. Бульчев В. Г. Теория газонасыщенности грунтов. — Стройвоениздат, 1948.
3. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. — Л.: Недра, 1978.
4. Мелик-Пашаев В. С. Геология морских нефтяных месторождений Апшеронского архипелага. — Гостоптехиздат, 1959.

Ф. С. Алиев

АНДРИЈЕВСКИ СУАЛТЫ ТЭПЭСИ ДИБ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН МҮЃЭНДИС-КЕОЛОЖИ ХАССЭЛЭРИ

Андријевски суалты тэпэси Абшерон архипелагынын шимал-шэрг һиссэсиндэ јер-ләшмишдир. Кеоложи гурулушу мәнсулдар гат чөкүнтүлэриндэн ибарэтдир. 50 метрлик кил гаты өјрөнилмишдир ки, бу да кил вэ килчэлэрин, еләчэ дэ гумчаларын нөвбэлэшимэ синдэн эмалэ кэлмишдир. Минераложии тэркиб сүхурларын ики фраксиясы эсасында өјрөнилмишдир.

Кил сүхурлары калсиум-карбонатлы олмагла, 25%-э гадэр дэјишилер. Онларын физики-химјэви хассэлэри (рН вэ Eh) дэринлијин артмасы илә чохалараг зөиф гэлэвидэн гэлэвелик шэраитинэ кечмэси илә изаһ олунур.

Киллэрин физики-механики хассэлэри лабораторија шэраитиндэ тэјин олунмушдур. Өјрөнилэн рајонун физики-механики чөһэтдэн тэдиги нэтичэси дэринлијин артмасы илә кил сүхурларынын тикинтидэ ишлэнмэ хүсусијјэтлэринини эһәмийјэтли олду-гуну көстэрир.

F. S. ALiev

ENGINEERING-GEOLOGICAL PECULIARITIES OF GROUNDS OF ANDREYEVSKY BANK

Engineering-geological peculiarities and condition of grounds of Andreyevsky bank have been revealed in the article.

Recommendations for the projecting of marine hydrotechnical erecting done by the physico-mechanical method are given.

ХРОНИКА

ИЗУЧЕНИЕ ГАЗОВОГО ДЫХАНИЯ ЗЕМЛИ

Все шире используются в народнохозяйственной практике газогеохимические методы поиска нефти, газа и сульфидных руд. Находят они применение в разведке полезных ископаемых, прогнозе землетрясений, исследованиях загазованности территории при промышленном, гражданском и мелиоративном строительстве.

В связи с этим с 15 по 17 ноября 1989 г. в Баку проходило совещание-семинар на тему: «Газогеохимические методы поисков полезных ископаемых в Южно-Каспийской впадине и обрамляющих горных системах» (ГГМ—III). Совещание-семинар было организовано Институтом геологии АН Азербайджанской ССР. В его работе приняли участие ведущие ученые городов Москвы, Ленинграда, Киева, Ташкента, Фрунзе, Ашхабада, Тбилиси, Алма-Аты, Махачкалы, Иркутска, Львова, Краснодар, Ухты и др. Организовал встречу специалистов на базе республиканской Академии наук СССР, Научный совет по проблемам геологии и геохимии нефти и газа, Министерство нефтяной и газовой промышленности СССР, Министерство геологии СССР.

На совещании-семинаре были обсуждены следующие вопросы:

1) Теоретические предпосылки и научные основы газогеохимических методов поиска полезных ископаемых и исследования недр.

2) Результаты газогеохимических работ в Южно-Каспийской впадине и обрамляющих горных системах.

3) Методика газогеохимических поисков полезных ископаемых и исследования недр.

Совещание открыл вступительным словом директор Института геологии АН Азербайджанской ССР акад. Ак. А. Али-Заде, пожелавший ученым больших успехов в работе. Затем выступил с докладом председатель Оргкомитета д-р геол.-минерал. наук, проф. Ф. Г. Дадашев. Докладчик отметил, что годы, прошедшие после совещания ГГМ—II (1979г.), характеризовались интенсивной разработкой теоретических основ газовой геохимии, особенностей геологического

строения Южно-Каспийской впадины и окружающих горных систем.

Помимо ученых в работе приняли участие производственники-геологи. В связи с этим совещание проходило в трех секциях:

I) секция — ГГМ при поисках месторождений нефти и газа на суше (в помещении ПО «Каспморнефтегазпром»).

II) секция — ГГМ при поисках месторождений нефти и газа на суше (в помещении ПО «Азнефть»).

III) секция — ГГМ при поисках рудных месторождений и прогноза землетрясений (в помещении ПО «Азербайджангеология»).

Следует отметить, что газогеохимическими методами поиска полезных ископаемых различного масштаба в Азербайджане, Грузии и Туркмении охвачены значительные территории, а также северная половина Южного Каспия. Эти работы позволили установить закономерности газогеохимического поля приповерхностных отложений водной толщи и донных осадков Каспийского моря, выявить большое число аномальных зон, часть из которых интерпретируется как отражение предполагаемых залежей полезных ископаемых в недрах. Так, по газогеохимическим методам внедрены в ПО «Азнефть» первоочередные объекты для освоения новой нефтегазоносной зоны в выклинивающихся горизонтах продуктивной толщи Муганской моноклины. По комплексу геохимических и геофизических аномалий для поиска залежей нефти в палеоген-мезозойских отложениях западного Азербайджана рекомендованы площади Агдам—Хачинчай, Дуздаг, Зардоб, Джафарли и др. По данным аномалий углеводородных газов в толще воды Каспийского моря оценены как первоочередные ряды структур Апшеронского и Бакинского архипелагов. На южном склоне Большого Кавказа газовые аномалии по углекислому газу установлены по месторождениям Филлизчай, Кацдаг и Катех, а также на перспективных площадях Теирос—Чучак, Агдамкелал, Кацмали, Карабачи и др.

Таким образом, на совещании подводились итоги фундаментальных и прикладных исследований.

ладных исследований, внедрения в геологическую практику совместных разработок ученых и производственников. Подготовлены рекомендации и принято решение по расширению научно-исследовательских работ в области изучения газового дыхания и теории газового поля Земли, создания единой классификации природных газов.

В развернувшихся прениях по докладом и в дискуссиях широко обсуждалось и подчеркивалось важное значение совместной работы научных сотрудников и производственников, а также было отмечено плодотворное творческое содружество

во ученых Союза, которое может сыграть огромную роль в развитии советской науки и техники.

Это содружество способствует творческим контактам, взаимному ознакомлению с достижениями в научно-исследовательской работе, укреплению дружбы между национальными народами.

18 ноября участники совещания были в геологической экскурсии на грязевой вулкан Пирекешкюль, газовый выход Янардаг, Храм огнепоклонников и НГДУ Серебровского.

А. М. Дадашев, А. Я. Кабулова

МҮНДӘРИЧАТ

С. Н. Салајев, П. Н. Меһдијев. Чәнуби Хәзәрин Гәрб јамачынын бөјүк дәринликләриндә нефт вә газ ахтарышы проблемләринә даир	3
Ә. Ч. Әлијев. Бақы архипелагынын плиосен-дөрдүнчү дөвр чөкүнтүләринин тектоник гурулушунун бәзи хусусијјәтләри	14
Ф. Н. Дадашов, А. Ј. Гәбулова, В. А. Вәлијева. Чәнуб-Хәзәр һөвзәсиндә мөһсулдар гат чөкүнтүләринин газлылығынын кеоложи вә кеокимјәви хусусијјәтләри	20
С. Ф. Сүлејманова, Ф. И. Ағабәјова, Н. В. Кләјатско. Чәнуб Хәзәр шелфиндә Абшерон вә Гобустан фатсијасынын кеокимјәви маһијјәти	26
С. Н. Салајев, Н. С. Кастрјулин, С. Б. Мәммәдов, Ф. М. Сәлимов. Қәләмәддин—Һәрәми зонасынын јени мәлуматлара әсасән структур-тектоник хусусијјәтләри вә нефтглилик-газлылык перспективлији	31
Һ. В. Мустафајев, Р. Н. Абдуллајев, М. А. Мустафајев. Кичик Гафгазын Шамхор галхмасында јура вулкан-тектоник структуру	41
М. И. Рүстәмөв, Г. Ф. Волфензон. Кичик Гафгазын чәнуб вулкан-плутоник золағынын гранитоидләринин апатит минераллары	50
Ә. Н. Салаһов. Кичик Гафгазын Гарабаг антиклиноријасынын бат јашлы вулканик комплексин серија мәнсубијјәти һағында	57
А. Н. Сејидов, Ә. М. Иманов. Азәрбајчан чөкмә сүхурларында јарозитин әмәләкәлмә шәранти һағында	65
В. Б. Ағажев, Т. А. Һәсәнов. Фајдалы газынты јатағлары јашынын мүәјјәнләшдирилмәсиндә стратиграфик үсулларын тәтбиги	70
О. Б. Әлијев, Г. Ә. Әлијев, Р. Ә. Әлијев. Кичик Гафгазын шәрг һиссәсинин үсттәбашир гастроподларынын јени комплексләри	77
М. А. Багманов. Бартон мәртәбәсинин палеокен стратиграфијасы шкаласында истифадәсинин мәгсәдәүјүни олмамасы һағында	83
Л. Ч. Мәммәдова. Маркинуллиносис чинси нүмајәндәләринин филокенистик инкишафы вә онларын Нахчыван МССР палеосен-еосен чөкүнтүләриндәки фәрдләринин тәсвири	90
Ф. Ә. Гәдиоров, А. Н. Гәдиоров. Азәрбајчанын Абшерон-Гобустан әразисинин чөкүнтү сүхурларында истилик конвексијасы	97
Ч. С. Әлијев, Т. А. Золотовитскаја. Ашағы Күр чөкәклијинин гамма саһәси	101
Х. П. Метакса, А. Г. Рзајев, Б. Ф. Тсониф, Ф. Н. Һәсәнзадә. Зәлзәләннин һазырлығы проесиндә кеомагнит саһәси кәркинлијинин импульс компонентләринин мәлуматверичилији һағында	110
Т. Г. Рамазанов, Р. Ә. Рәсулов. Јерин јухары мантија гатындакы дахили далғаларын параметрләринин тәјјини	116
М. И. Исајева, А. Н. Һүсејнов. Ағчакәнд синклиноријасында үст тәбашир чөкүнтүләринин палеомагнит тәтбиги	126
Ф. С. Әлијев. Андријевски суалты тәпәси диб чөкүнтүләринин мүһәндис-кеоложи хассәләри	130

СОДЕРЖАНИЕ

С. Г. Салаев, П. Г. Мехтиеv. К проблеме поисков нефти и газа на больших глубинах западного борта Южного Каспия	3
А. Д. Алиев. Некоторые особенности тектонического строения плиоцен—четвертичных образований Бакинского архипелага	14
Ф. Г. Дадашев, А. Я. Кабулова, В. А. Велиева. Геологические и геохимические особенности газоносности продуктивной толщи Южно—каспийской впадины	20
С. Ф. Сулейманова, Ф. И. Агабекова, Н. В. Кляцко. Геохимические особенности апшеронской и кобыстанской фаций шельфа Южного Каспия.	26
С. Г. Салаев, Н. С. Кастрюлин, С. Б. Мамедов, Ф. М. Салимов. Структурно—тектонические особенности и перспективы нефтегазоносности Каламадын—Хараминской зоны в свете новых данных	31
Г. В. Мустафаев, Р. Н. Абдуллаев, М. А. Мустафаев. Юрская вулкано—тектоническая структура в Шамхорском поднятии Малого Кавказа.	41
М. И. Рустамов, Е. Ф. Вольфензон. Апатиты гранитоидов Южного вулкано—плутонического пояса Малого Кавказа	50
А. С. Салахов. О серийной принадлежности батских вулканических комплексов Карабахского антиклинория малого Кавказа.	57
А. Г. Сеидов, А. М. Иманов. Условия образования ярозита в осадочных отложениях Азербайджана	65
В. Б. Агаев, Т. А. Гасанов. Применение стратиграфических методов в определении возраста месторождений полезных ископаемых.	70
О. Б. Алиев, Г. А. Алиев, Р. А. Алиев. Новые комплексы гастропод верхнего мела восточной части Малого Кавказа	77
М. А. Багманов. О нецелесообразности использования Бартонского яруса в шкале стратиграфии палеогена	83
М. А. Багманов. О нецелесообразности использования Бартонского яруса в шкале стратиграфии палеогена	83
Л. Д. Мамедова. Филогенетическое развитие представителей рода маргунинопонс из палеоцен—эоценовых отложений Нахичеванской АССР	90
Ф. А. Кадиров, А. Г. Кадыров. О возможности тепловой конвекции в осадочных слоях Апшерона—Гобустанской области Азербайджана	97
Ч. С. Алиев, Т. А. Золотовицкая. Гамма—поле нижнекуринской впадины	101
Х. П. Метакса, А. Г. Рзаев, Б. Ф. Цониф, Ф. Г. Гасанзаде. Информативности импульсной компоненты напряженности геомагнитного поля в качестве индикатора процесса подготовки землетрясения	110
Т. К. Рамазанов, Р. А. Расулов. Определение параметров внутренних волн верхней мантии земли	116
М. И. Исаева, А. Н. Гусейнов. Палеомагнитные исследования верхнемеловых пород агджакендского синклинория Малого Кавказа	126
Ф. С. Алиев. Инженерно—геологические особенности донных осадков банки Андриевского	130

Хроника

Изучение газового дыхания Земли	133
---------------------------------	-----