

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ
ЖУРНАЛА «ИЗВЕСТИЯ» СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Представляемые в редакцию материалы должны удовлетворять следующим требованиям:

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

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

Статьи, напечатанные на портативной машинке, не принимаются.

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

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

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

5. Математические и химические формулы должны быть написаны четко. При этом следует избегать громоздких обозначений. Индексы в степени необходимо отмечать карандашом дугами снизу или сверху, соответственно: A^1 , D_2^2 и т. д.

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

Прописные буквы карандашом подчеркиваются двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Не следует употреблять знаки \odot , \oplus , \otimes , \square , \square , \diamond , π , h \times Э , ввиду отсутствия их в местных типографиях.

В обозначениях единиц необходимо придерживаться международной системы единиц СИ.

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

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

АЗƏРБАЙҘАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Жеолокија

*

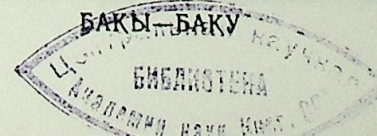
СЕРИЈА НАУК О ЗЕМЛЕ

Геология

№ 4

1989

«ЕЛМ» НƏШРИЈАТЫ — ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЭЛМ»



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Ак. А. Али-заде (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Б. А. Багиров, Т. Г. Гаджиев, И. С. Джафаров, Ф. Г. Дадашов, 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)

УДК 553.078.4(479.24)

С. Г. САЛАЕВ, Б. Ш. АЛИЕВ

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПТ АЗЕРБАЙДЖАНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ШАХТНОЙ РАЗРАБОТКЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Необходимость применения систем шахтной разработки нефти обусловлена, как правило, тем обстоятельством, что нефтяные пласты, разработанные с помощью скважин, содержат еще большие резервы в виде остаточной нефти, которая, как правило, значительно превышает по запасам фактическую добычу нефти обычным способом.

Так, по результатам опытных работ, проведенных применительно к условиям нефтяного месторождения Пешельбронна (Франция) и подтвержденных практикой шахтной добычи в условиях того же месторождения, было установлено, что в недрах остается в 5 раз больше нефти, чем ее добывают скважинами [1]. Это значение — отношение остаточной нефти к извлеченной — является постоянной величиной, неизменной для всех нефтеносных пластов, и во многом зависит от влияния различного рода факторов, ускоряющих или замедляющих степень отдачи нефти пластам.

Одним из таких факторов, помимо фактора несовершенства технологических средств добычи, является литолого-фациальный фактор.

Условия залегания нефти и породы-коллекторы отличаются большим разнообразием. Так, нефть содержится в песках песчаниках, алевролитах, трещиноватых глинах, известняках, выветрелых эффузивных и интрузивных породах и др., характеризующихся различными фильтрационно-емкостными свойствами и различной нефтеотдачей. Одни пласты в силу тех или иных литолого-фациальных условий обладают свойствами, наиболее благоприятными с точки зрения извлечения нефти, другие, наоборот, не обладают таковыми.

Опыт разработки шахтным способом нефтяных месторождений свидетельствует о наличии пород, насыщенных нефтью, которые по литолого-фациальным особенностям не обладают способностью отдавать нефть при применении обычных способов скважинной эксплуатации.

Одной из важных причин, затрудняющих отдачу нефти пластам, связанной с особенностями литолого-фациальных условий образования пласта-коллектора, является капиллярная нефтеемкость. Это такое свойство нефтеносных пород, под влиянием которого определенное количество нефти остается в порах пласта и не вытекает под действием силы тяжести нефти.

Количество содержащейся в порах нефти зависит от характера пород: чем больше степень проницаемости и чем меньше плотность нефтеносных пород, тем меньше капиллярная нефтеемкость и, наоборот, она тем больше, чем тоньше песок и вязче жидкость.

Пласты, характеризующиеся неравномерной проницаемостью отдельных своих участков, благоприятствуют образованию байпасов рабочего агента и, вместе с тем, способствуют значительному снижению эффективности вторичных методов добычи, в то время как с помощью шахтного метода возможно максимально полное извлечение нефти из таких пластов.

В то же время известно, что в результате истечения нефти понижение ее уровня происходит по кривой, которая называется кривой депрессии. Поэтому наличие небольших скачков на степени общенных между собой, будет отрицательно сказываться на степени извлечения нефти при шахтной разработке, так как в этом случае будут образованы лишь незначительные воронки депрессии. Поэтому очень важно детально исследовать литолого-фациальные условия и фильтрационно-емкостные свойства нефтеносных отложений, слагающих участки или районы, подлежащие разработке шахтным методом.

Всестороннее изучение литолого-фациальных особенностей района шахтной разработки нефти необходимо также для соблюдения горнотехнических условий, при сооружении шахты. В частности, очень важно заблаговременно знать о наличии в разрезе пльвунов и слабых пород, пересекаемых подземными выработками. Слабая цементированность пород может служить большим препятствием для проведения выработок и сохранения их в исправности.

Литолого-фациальные особенности разреза являются существенным фактором, недоучет которого может существенно осложнить или сделать нерациональной шахтную разработку «истощенных» нефтяных месторождений.

Поэтому, разрабатывая геологические основы рациональной шахтной разработки истощенных нефтяных месторождений Азербайджана, связанных в основном с отложениями продуктивной толщи, необходимо выяснить основные литолого-фациальные особенности этих отложений.

Отложения продуктивной толщи (среднего плиоцена) широко развиты в депрессионных зонах и принимают участие в строении Кусаро-Дивичинского краевого наложенного прогиба, Апшеронского периклинального и Джейранкечмазского краевого прогиба, Нижнекуринской и Среднекуринской депрессии и, по-видимому, прослеживаются в Араксинском прогибе. С этими отложениями на Апшеронском п-ове, в Нижнекуринской депрессии, на Апшеронском и Бакинском архипелагах, а также на ряде площадей юго-восточного Гобустана связаны богатейшие залежи нефти, газа и конденсата, часть которых в результате длительной разработки «истощена» и может быть с успехом использована для шахтной разработки.

Литолого-фациальный состав продуктивной толщи в целом однообразен. Это — мощная серия чередующихся прослоев грубообломочных образований, песков, алевритов и глин со значительным изменением минералогического состава глинистых, а главным образом, песчано-алевритовых пород. Очень резко выражено также изменение литологического состава: соотношения отдельных литологических разностей изменяются в широких пределах на участках, мало удаленных друг от друга. При этом изменения наблюдаются как в плане, так и в разрезе, что, по-видимому, связано с резкой сменой палео-

географической обстановки, повлекшей за собой перестройку гидрографической сети и изменение роли отдельных питающих провинций, снабжающих бассейн терригенным материалом.

Говоря о границах распространения отдельных литофациальных типов осадков продуктивной толщи, следует иметь в виду чрезвычайную сложность условий, определяющих состав этих осадков. Каждый отдельный литофациальный тип осадков формировался преимущественно за счет размыва основных питающихся провинций, а также привноса терригенного материала из других, второстепенных по значению источников снабжения.

Очень интенсивные тектонические движения, происходившие в среднем плиоцене, наложили свой отпечаток на литофациальный состав и распределение мощностей осадков продуктивной толщи. Роль этих факторов на различных участках отражена неодинаково и менялась как во времени, так и в пространстве. Эти обстоятельства создали сложную картину литологического и фациального состава продуктивной толщи.

Изучение литофациальных особенностей и состава минералогической ассоциации показывает, что в разрезе продуктивной толщи Азербайджана могут быть выделены четыре существенно отличных друг от друга литофациальных фации осадков: кубинская, апшеронская, гобустанская и прикуринская. Каждая из этих фаций имеет преобладающее развитие на определенных участках распространения, обусловленное преобладающим влиянием материала из той или иной питающей провинции. В связи с отсутствием в Прикаспийско-Кубинской области месторождений УВ, связанных с отложениями ПТ, рассмотрены особенности трех последних фаций осадков.

Апшеронская фация отложений продуктивной толщи распространена по всей территории Апшеронского п-ова и архипелага и охватывает северную часть Бакинского архипелага. По всей мощности эти отложения вскрыты скважинами на многих нефтегазовых месторождениях Апшеронской области. Они представлены ритмичными чередованиями пачек глин, алевритов, песков и песчаников. Эти отложения характеризуются значительным преобладанием в составе легкой фракции дистена, ставролита и силлималита. В количественном отношении тяжелая фракция играет весьма подчиненную роль. По характеру распределения литологических разностей продуктивная толща Апшеронской области расчленена на два отдела со следующими свитами: верхний отдел — сураханская, сабунчинская, балаханская свита и свита «перерыва»; нижний отдел — глинисто-песчаная надкирмакинская свита (НКГ), песчаная надкирмакинская свита (НКП), кирмакинская свита (КС), подкирмакинская свита (ПК) и калинская свита (Кас).

Сураханская свита имеет в основном глинистый характер с некоторыми пластами песков, являющихся коллекторами нефти и газа, мощностью от 200 до 1400 м. Сабунчинская свита, мощностью до 460 м, имеет песчано-глинистый характер и в ее разрезе количество нефтегазоносных пластов доходит до 5—6. Балаханская свита отличается в нижней части развитием, главным образом, песчаных образований, а в верхней — глинисто-песчаных пород. Песчаные образования в разрезе местами достигают 70—75% от всей мощности свиты и большей частью являются крупнозернистыми хорошоокатанны-

ми. Состоят они в основном из кварца, иногда встречаются включённые мелких галек, мощностью до 800 м.

Свита «перерыва» представлена в основном крупно- и среднезернистыми, главным образом, кварцевыми песками и гравелитами, а местами окатанными, глинистыми породами общей мощностью 100—120 м. Пески плохо отсортированы, крупнозернистые состоят на 90% из кварца. Глины в основном песчаные, залегают местами линзовидно. В пределах отдельных районов в прибортовых зонах бассейна песчаные породы этой свиты постепенно переходят в конгломерат. В юго-западных районах Апшеронского п-ова (Карадаг, Локбатан и др.) породы-коллекторы этой свиты разделяются глинистой прослойкой на горизонты VII и VIIa, которые содержат залежи нефти и газа. Надкирмакинская глинистая свита состоит из чередования глин с пластами песков: глины плохо отсортированы и преобладают в разрезе, пески разнозернистые и состоят до 50—60% из кварца. Мощность до 160 м.

Надкирмакинская песчаная свита представлена в основном песчано-алевритовыми породами с прослоями глин. В песчаных образованиях встречаются гальки кварца, а местами линзы конгломерата. Мощность до 80 м.

Кирмакинская свита представлена почти равномерным, частым чередованием тонких слоев песков, алевритов и глин. Содержание кварца в песках в среднем не более 50%, глины плохо отсортированы. Мощность до 300 м.

Подкирмакинская свита выражена крупно- и среднезернистыми песками и песчаниками, чередующимися с алевритами и глинами. Содержание кварца в песках доходит до 90%. В песках часто встречаются мелкие угловатые черные гальки. Мощность достигает 180 м.

Калинская свита состоит из песчано-глинистых отложений, в нижней части отмечается чередование глин и песков. Мощность до 530 м. Общая мощность продуктивной толщи в Апшеронской области доходит до 4000 м.

Следует подчеркнуть, что в пределах Апшеронского п-ова с юго-востока на северо-запад происходит резкое изменение как общей мощности, так и мощности отдельных свит продуктивной толщи, вплоть до выклинивания нижних свит в северо-западном направлении.

Так, отложения калинской свиты имеют ограниченное распространение и вскрыты только в юго-восточной части Апшеронского п-ова. Они развиты только на площадях о. Артема, Зиря, Кала, Сураханы, Карачухур и заполняют Гоучанскую мульду. Вместе с тем, они широко прослеживаются в сторону акватории Каспия. Граница распространения отложений подкирмакинской свиты проходит несколько северо-западнее границы калинской свиты и охватывает площадь Бинагады, Ясамальскую долину, структуры Локбатан, Пута, Карадаг и др. Береговая линия бассейна кирмакинского времени начинается несколько восточнее Сумгаита, далее зигзагами прослеживается в южном направлении и доходит до Каспийского моря в районе ст. Дуванный. Такая же закономерность наблюдалась в расширении контуров бассейнов, в которых накапливались вылежащие свиты продуктивной толщи Апшеронского п-ова.

В век накопления осадков продуктивной толщи Б. Кавказ и его юго-восточное окончание испытали значительный подъем, в то время

когда депрессионные участки, в том числе Апшеронская область, продолжали интенсивно прогибаться. В подобных геолого-тектонических условиях обычно происходит сокращение ареалов существующих в то время водных бассейнов или, иначе говоря, происходит регрессия морей. В век накопления отложений продуктивной толщи наблюдается обратная картина, т. е. расширение границ распространения ареалов бассейнов внизу вверх, другими словами, наступление водного бассейна на участки суши, которые испытывали подъем.

Имеющийся фактический материал позволяет отметить, что дошвенные свиты продуктивной толщи в северо-западном направлении выпадают из разреза и общая мощность разреза всей толщи резко сокращается и составляет 200 м (Фатьмаи, Джорат). Между тем, на площади Зиря она превышает 4000 м. Эта закономерность в распределении отложений продуктивной толщи предопределила благоприятные условия формирования залежей нефти и газа в центральной и юго-восточной частях Апшеронского п-ова. Зоны, которые в своем геологическом развитии испытывали устойчивое, длительное прогибание с наклоном осадков и образованием структурных, стратиграфических и литологических ловушек, оказались благоприятными для накопления органического вещества, его преобразования в углеводороды и формирования нефтегазовых залежей.

Исследованиями В. В. Вебера [2] и А. А. Ализаде установлено, что в пределах Апшеронского п-ова «ввиду удачного сочетания необходимых литофациальных, палеогеографических и тектонических обстановок создавались благоприятные условия как для образования, так и для аккумуляции нефти» [3].

Любопытно отметить, что за пределами Хырдалан-Караэйбата и Кержезской мульды, в запад-северо-западном направлении, глинистые песчаные отложения продуктивной толщи хотя имеют широкое распространение и участвуют в строении структурных ловушек, образуя выклинивающиеся стратиграфические и литологические ловушки, однако они лишены признаков нефтегазоносности. Главная причина отсутствия нефтегазовых залежей в этой зоне — накопление этих отложений в окислительной геохимической обстановке в крайних частях бассейна при частном колебании береговой линии и близость областей сноса, что является отрицательным фактором при накоплении и преобразовании органического вещества в нефтяные углеводороды.

Продуктивная толща Апшеронской области, накапливаясь в благоприятных геохимических и литофациальных условиях, сконцентрировала в своих осадках достаточное количество органики, которая почти полностью была вовлечена в процесс битуминизации, в результате чего сформировалось огромное количество нефтяных углеводородов. Эти благоприятные условия привели к образованию мощных нефтегазовых залежей в продуктивной толще Апшеронской области. В разрезе продуктивной толщи выделено до 50 эксплуатационных нефтяных пластов, разрабатываемых в течение более 100 лет и содержащих еще большее количество остаточной нефти, которая может быть извлечена путем шахтной разработки. По своему нефтегазонасыщению, многопластовости нефтяные месторождения Апшеронской области относятся к уникальным.

Породы нефтегазоносных горизонтов продуктивной толщи Апшеронской области обладают очень хорошими коллекторскими свойствами [4]. В песчаных отложениях продуктивной толщи выделяются три типа пород. Первый тип — песчаный имеет эффективную емкость 17—23%, а проницаемость рыхлых разностей колеблется от 1,200 до 7,00 Д, нефтеотдача песков 60—70% (пески сураханской и сабунчинской свит, верхней половины кирмакинской свиты и некоторые слои калинской свиты). Второй песчаный тип — эффективная емкость 17—20%, проницаемость колеблется в пределах 0,250—1,300 Д, нефтеотдача песков 55—60% (верхняя часть балаханской свиты, кирмакинская и калинская свиты). Третий песчаный тип характеризуется емкостью 17—23% и проницаемостью 0,5000—3,000 Д (пески свиты «перерыва» и нижняя часть подкирмакинской свиты).

Г. А. Ахмедов [5] указывает, что коллекторы продуктивной толщи Апшеронской области характеризуются эффективной емкостью более 15%; подавляющее большинство пород, коллектирующих нефть и газ, относится к коллекторам группы «А». Исключение составляют породы КС, НКГ, сабунчинский свит, которые по значению эффективной пористости часто относятся к коллекторам группы «В».

Оценивая литолого-фациальные свойства отложений продуктивной толщи Апшерона с точки зрения возможности разработки шахтным способом истощенных месторождений нефти в этих отложениях следует отметить, что для этой цели наиболее благоприятной является литофация продуктивной толщи центрального и северо-восточного Апшерона, где отмечаются наиболее однородные в литологическом отношении мощные нефтегазонасыщенные песчаные пласты, имеющие высокие значения пористости и проницаемости. В западной части Апшерона отмечается в целом увеличение глинистости, ухудшение коллекторских свойств и уменьшение мощностей нефтеносных песчаных пластов, что менее благоприятно для целей шахтной разработки.

Литература

1. Кремс А. Я. Вопросы формирования залежей нефти и газа. — М.: Гостехиздат, 1964.
2. Вебер В. В. Диогенетическая стадия образования нефти и газа. — М.: Недра, 1978.
3. Ализаде А. А. О так называемых нефтематеринских свитах Азербайджана. — Труды АЗНИИ по добыче нефти, 1960, вып. 17.
4. Авдусин Л. П. Строение пород и фации среднего плейсцена Восточного Закавказья. — М.: Изд. АН СССР, 1952.
5. Ахмедов Г. А. Нефтеносные месторождения Центрального и Южного Кобустана. — В сб.: Геология Азербайджана, 1954, т. IV.

С. Г. Салаев, Б. Ш. Алиев

АЗЭРБАЙДЖАНЫН МӘҤСУЛДАР ГАТ ТЭБӘГЭСИНИН ЛИТОЛОЖИ-ФАЦИАЛ ХҮСУСИЈЈЭТЛЭРИ ВӘ ОНЛАРЫН НЕФТ ЈАТАГЛАРЫНЫН ШАХТА ҮСУЛУ ИЛӘ ИШЛӘНМӘСИНӘ ТӘСИРИ

Мәғаләдә Азәрбајҗан әразисиндә јерләшән Мәһсулдар гат чөкүнтүләринин литоложи-фасиал хусусијјәтләри кифајәт гәдәр кениш тәдгиг олунмушдур. Әсас амилләрдән сајылан Мәһсулдар гат чөкүнтүләринин кечиричилији, мәсамәлији вә нефт горизонтларында гранулометрик тәркибин өјрәнилмәсинә вә онларын нефт јатагларынын шахта үсулу илә ишләнилмәсиндәки ролунун тәдгигинә хусуси јер верилмишдир.

S. G. Salaev, B. Sh. Aliev

THE AZERBAIJAN PS LITHOLOGY-FACIAL PECULIARITIES AND THEIR MEANING IN MINE EXPLOITATION OIL DEPOSITS

All the main lithology-facial peculiarities of Azerbaijan PS deposits is considered in the article in detail, such as porosity, permeability, oil saturation horizons granulometric compositions, rock stability and influence of all these factors on the determination of the effective mine exploitation, application expedient on the Azerbaijan oil deposits.

УДК 551.24:622.276.55(479.24)

Б. Ш. АЛИЕВ

РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПРИ ШАХТНОЙ РАЗРАБОТКЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Тектонический фактор играет огромную роль в процессе миграции нефти и газа, образовании ловушек и формировании нефтяных и газовых месторождений. Значительное влияние оказывает и один из элементов тектоники — дизъюнктивные дислокации на продуктивность скважин при их эксплуатации, что также имеет огромное значение при нефтешахтной разработке.

Многолетние наблюдения и исследования при шахтной разработке нефти позволили прийти к выводу, что как кратковременные, так и продолжительные фонтаны нефти, поглощение промывочной жидкости при бурении, перелив и фонтанирование тектонической водой, фонтаны газа, нефти и газа, воды и газа, газа, нефти и воды, вынос из скважин песка и обломков песчаника, закупорки стволов скважин песчаными «тектоническими» пробками, аномально низкий дебит нефти скважин, вступающих в эксплуатацию, взаимная связь между скважинами, расположенными за пределами нормальной интерференции, — все это объясняется пересечением тектонических разрывов (трещин).

Я. А. Кремсом, С. Ф. Здоровым и др. (1955) была предложена нижеследующая генетическая классификация трещин в пластах коллекторах: к первичным трещинам относились те, которые имелись в породе коллектора до насыщения его нефтью и могли явиться путями ее миграции и насыщения коллектора. Нефть в этих трещинах аккумулировалась в процессе своей миграции и насыщения коллектора.

К вторичным отнесены трещины, образовавшиеся в нефтяном пласте после насыщения его нефтью. Аккумуляция нефти в этих трещинах создавалась благодаря дренированию ее из пор данного нефтеносного пласта.

При шахтной разработке нефти определяющее значение имеет не деление тектонических нарушений по форме на сбросы, взбросы, надвиги, а в первую очередь — способность этих разрывов проводить газы и жидкости.

Благодаря большой проводимости в зонах нарушений здесь локализуются участки наибольшего насыщения нефтью, газом, водой, причем в зонах нарушений отдача этих флюидов происходит быстрее и полнее. При этом чем крупнее тектоническое нарушение, тем сильнее и разнообразнее проявляется трещинный эффект.

По проводимости трещины подразделяются на следующие типы:

1. Волосяные — весьма слабо выраженные тектонические и кливажные трещины, протяженностью менее 10 м. Жидкость движется по ним, как по крупным порам, влияние отдельно взятой волосяной

трещины ничтожно мало и лишь в совокупности они имеют промышленное значение;

2. Мелкие — тонкозияющие трещины и маломощные зоны дробления, проходящие лишь до подошвы продуктивных песчаников или изолированные от водоносных горизонтов, простирающиеся на 10—100 м;

3. Крупные — зияющие тектонические нарушения, мощные брекчированные, дробящиеся глубоко и подошву пласта, т. е. водонесную его часть, и подстилающие его отложения.

Волосяные, мелкие и крупные трещины играют различную роль, поскольку их проводящие свойства различны по отношению к нефти и воде.

Значение трещин в эксплуатационном отношении зависит от морфологии генезиса и характера отбора жидкости и является функцией этих факторов. Так, волосяные трещины являются более крупными, чем поры, каналами, и при вскрытии отдают нефть скорее и полнее. При наличии разряжения заполняются нефтью, а при недостаточной энергии движущихся сил после отбора истощаются быстрее чисто поровых участков. В мелких первичных трещинах нефть заполняет всю полость трещины, за исключением ее верхней части, в которой, как правило, аккумулируется газ. При вскрытии таких трещин происходит полная и энергичная отдача нефти из легко проницаемой зоны. После некоторого отбора скопившейся нефти дебит снижается, а газовый фактор растет за счет, главным образом, газа, скопившегося в верхней части трещины.

В мелких вторичных трещинах отбор аккумулировавшейся нефти сопровождается возбуждением дренирования пор и с его началом прекращается установившаяся стабилизация скопления. Обширность дренирующей поверхности обеспечивает приток значительных количеств нефти. По мере расходования газа утрачивается его способность проталкивать нефть и он начинает выходить на поверхность, не производя полезной работы, при этом чем значительнее фильтрующая поверхность, тем большие объемы газа отбираются. Скважины работают с большим дебитом газа и высоким фактором. Истощение в зоне трещины наступает скорее, чем на участках, отдаленных от нее. Впоследствии вторичные трещины, подобно мелким первичным, выполняются твердыми битумами, либо при поднявшемся водонефтяном контакте становятся водопроводящими.

В крупных первичных трещинах в статистическом состоянии свободный газ, нефть и вода распределены как в крутопадающей моноклиальной залежи. При отборе нефти дебит разряжается, в зону нефти прорывается газ и вода. Водонефтяной контакт перемещается все выше. Дренирование нефти из пор слабее, а при полном замещении нефти в трещине водой не происходит вовсе. Вода несет только остатки нефти из трещины и смывают ее из прилегающих к трещине участков; заполняя полости трещины, она устремляется в прилегающие участки пласта и обычно продвигается не фронтально, а избирательно — по мелким и волосяным трещинам и по легко проницаемым пропласткам. Все обводненные трещины становятся «гидравлическими перегородками», разделяющими пласт на блоки.

В крупных вторичных трещинах при отборе жидкости происходит пополнение благодаря притоку из пор через обширную дренаж-

ную поверхность. Период газового режима при извлечении из этих трещин продолжительнее, чем из первичных, однако он обязательно сменяется водонапорным, поскольку подпирающая снизу вода действует все энергичнее по мере отбора нефти.

Водонефтяной контакт перемещается все выше и, наконец, вода заполняет всю полость трещины. Эта вода отмывает нефть из прилежащих к трещине участков, однако количество выносимой нефти незначительно.

Тектоническое строение месторождения является важным фактором при решении вопроса о выборе рациональной системы подземной разработки нефтяных месторождений. Детальное изучение этого вопроса обеспечит возможность определить наличие отдельных тектонических блоков и полей, распределение нефти, газа и воды. Тектонические нарушения, их количество, характер и амплитуда вертикального смещения обуславливают способ вскрытия месторождения, месторасположения горных выработок и т. д.

«Не зная роли трещин различных систем в образовании и размещении нефтяной залежи данного пласта, невозможно, в частности, в нефтешахтной разработке сознательно извлекать нефть из обогащенных зон тектонических нарушений, невозможно сократить число малопродуктивных или непродуктивных скважин с тектонической водой. При разработке сложно дислоцированных нефтяных пластов генетическая классификация трещин приобретает актуальное практическое значение. Чем подробнее она, тем лучше», — пишет А. Я. Кремс и др.

Подземная разработка нефтяного пласта, разбитого тектоническими нарушениями, более сложна, чем нарушенного, равномерно насыщенного нефтью, поскольку в этом случае к каждому блоку приходится подходить индивидуально. Кроме того, неожиданное пересечение тектонических нарушений в подземных выработках часто связано со всякого рода неприятностями, ибо в подземных условиях внезапное и обильное выделение газа, нефти и воды может служить причиной аварии. Если нефть дренируется из тектонических трещин, то необходимо проводить специальные выработки, снабженные устройством для контролирования эксплуатации или при необходимости для полной изоляции жидкости. Перебитость нефтяного горизонта тектоническими нарушениями делает невозможным воздействие на весь пласт вторичных методов. В таком случае можно воздействовать лишь только на отдельные тектонические блоки, ограничиваемые экраняющими тектоническими нарушениями [1].

А. Я. Кремс по этому вопросу отмечает, что картирование трещин необходимо не только в целях выявления трещинной тектоники пласта. Изучая их на горизонте горных выработок можно установить и то, с какими из них и в каких условиях их выработки в конкретной точке можно своевременно предупредить горняков о необходимости провести подготовку на случай проявления трещинного эффекта.

Как видно из вышеизложенного, рудничная разработка нефтяных месторождений предъявляет серьезные требования к изучению тектонического строения залежей, определению количества тектонического строения залежей, определению количества тектонических трещин, их характера, месторасположения и амплитуде вертикального смещения и т. д. Именно эти обстоятельства послужили причи-

ной выявления и детального рассмотрения важных вопросов тектонического строения рассматриваемых нефтяных месторождений.

В пределах азербайджанской части мегантиклинория Малого Кавказа выделяются: Сомхито-Карабахский антиклинорий, Севано-Акеринский синклинорий, Шаруро-Джюльфинский антиклинорий, Нахичеванская наложная мульда, Талышский антиклинорий, Среднеараксинская впадина. Примыкающая к территории Азербайджана часть Каспийского моря охватывает Среднекаспийскую впадину, разделенные Апшероно-Прибалханской антиклинальной зоной [2].

Как известно, отложения продуктивной толщи (средний плиоцен) являются основным нефтегазоносным комплексом в Азербайджане; потенциальные ресурсы нефти и газа этого комплекса составляют значительную часть углеводородов депрессионных зон Азербайджана (вместе с акваторией Южного Каспия). С продуктивной толщей связаны основные нефтяные и газовые месторождения Азербайджана, в ее разрезе выделяются до 10 нефтеносных объектов. Из отложений ПТ добывается сейчас около 95% всей нефти и газа.

Наиболее благоприятная литофация продуктивной толщи с высокими емкостными и фильтрационными свойствами развита на Апшеронском периклинальном прогибе. Здесь вскрыт полный разрез продуктивной толщи с наиболее древними подошвенными свитами. В юго-западном направлении разрез продуктивной толщи становится более глинистым и суммарная мощность песчано-алевритовых пластов составляет не более 25—30% разреза.

Нефтегазоносная фация продуктивной толщи ограничена на западе Талыш-Вандамским выступом, за пределами которого она выражена в прибрежно-мелководной фации и представлена грубообломочными породами. В такой же неблагоприятной литофации для нефтегазонасыщения представлена продуктивная толща в Прикаспийско-Кубинском районе [3].

В соответствии с последней, наиболее полной и научно разработанной схемой нефтегазогеологического районирования [4] отложения продуктивной толщи являются нефтегазоносными в пределах суши в нижеследующих нефтегазоносных районах Азербайджана и соответственно структурно-тектонических подразделениях: Апшеронском (Апшеронский периклинальный прогиб); Шемахино-Гобустанском (Шемахино-Гобустанский синклинорий); Нижнекуринском (Нижнекуринская впадина).

Рассмотрим структурно-тектоническую характеристику районов распространения отложений ПТ в благоприятной для нефтегазонасыщения фации.

Апшеронский периклинальный прогиб, составляющий западную часть Кавказско-Балаханского межпериклинального прогиба, включает в себя ряд антиклинальных зон: Апшеронский архипелаг, Центральный и Западный Апшерон. Между ними располагаются сравнительно крупные синклинальные участки, где в отдельных случаях прослеживаются отдельные локальные складки. Все складки Апшеронского периклинального прогиба сложены в основном отложениями балаханского яруса, к которым приурочены многопластовые залежи нефти и газа.

В восточной части Апшеронского п-ова прослеживаются Дюбенды-Зириная и Бина-Говсанская полусинклинали, отделенные друг

от друга Калининской антиклиналью. Здесь выявлены Зиринская и Говсанская погребенные антиклинальные складки.

С севера полусинклинали ограничены Маштага-Бузовнинским погребенным выступом широтного простирания. Складки Зирия и Говсан пологие и имеют очень простое строение. Маштага-Бузовнинская складка является сложно построенной, в ее ядре установлено залегание отложений эоцена (коунской свиты), входящих в контакт со слоями балаханского яруса, что указывает на четко выраженное погребенное диапировое строение этого поднятия.

В пределах Калининской складки было обнаружено несовпадение структурных планов по отложениям балаханского и апшеронского ярусов, причем свод складки по отложениям апшеронского яруса расположен юго-восточнее свода по отложениям балаханского яруса.

В складчатой зоне центрального Апшерона прослеживается цепь складок, в пределах которых расположены наиболее крупные месторождения в отложениях продуктивной толщи. Эта цепь складок начинается со структур Оржандаг и Фатьмаи и прослеживается до морской структуры Бахар. Цепь складок состоит из структур Кирмаку—Сабунчи—Балаханы—Раманы, Карачухур—Зых, Бахар (б. Макарова) и Шахово-море.

Северо-западные части складок Оржандаг и Фатьмаи имеют ярко выраженное диапировое строение, в их ядре выступают отложения олигоцена и миоцена. Все остальные складки асимметричны, осложнены крупными и мелкими нарушениями, к которым в ряде случаев приурочены грязевулканические проявления.

К западу от описываемой цепи расположена широко вытянутая Бинагадинская складка, также имеющая диапировое строение; ее ядро сложено отложениями эоцена и олигоцена.

В складчатой зоне западного Апшерона прослеживается длинная цепь структур, берущая начало от структуры Кечалдаг—Зигильпири и продолжающаяся до Кергез—Кызылтепе, после чего цепь разветвляется в северо-западном направлении, где расположена коленообразно изогнутая складка Карадаг. После Кечалдаг-Зигильпиринской складки следуют Сулутепинская, Шабандагская, Атешкинская, Локбатанская, Путинская и, наконец, Кергез-Кызылтепинская. Складки западного Апшерона имеют весьма сложное строение. Складки Кечалдаг-Зигильпири, Сулутепе, Шабандаг и Атешкях имеют диапировое строение и в их ядрах на поверхности обнажаются от верхнего миоцена до эоцена включительно. Остальные складки имеют брахиантиклинальное строение с асимметрично построенными крыльями. Все складки в значительной степени осложнены крупными и мелкими нарушениями и крупными и активно действующими вулканами Локбатан, Пута, Кергез, Шонгар, Гюльбахт и Карадаг. Особняком расположена Бибиэйбатская складка, окаймляющая с юго-запада Бакинскую мульду между складчатыми зонами центрального и западного Апшерона. Бибиэйбатская складка имеет асимметричное брахиантиклинальное строение и осложнена серией крупных и мелких нарушений и ископаемыми грязевыми вулканами.

Шемахино-Гобустанский краевой прогиб лишь в южной его части (наложенная Джейранкечмазская мульда в ее юго-восточной части

и Ленгебиз-Алятская зона складчатости на запад-северо-западе) выполнен осадками продуктивной толщи.

Джейранкечмазская наложенная мульда сложена отложениями среднего и верхнего плиоцена и в плане имеет триклинальную форму, раскрывающуюся в сторону Каспийского моря.

В пределах Джейранкечмазской мульды развиты брахиантиклинальные складки, ориентированные в различных направлениях. Так, если Шихиканская складка имеет почти меридиональное простирание, то Утальгинская простирается в юго-западном, Кянизадагская— в юго-восточном, а Дуванинская — почти в широтном направлении.

Такая виргация (ветвление) шарниров складок в горизонтальном направлении указывает на своеобразие тектонических форм, которыми обычно характеризуются замыкания складчатых систем геосинклинальных областей.

Складки Джейранкечмазской мульды асимметричны, своды их разорваны сбросовыми нарушениями и местами опрокинуты. Почти на всех них развиты грязевые вулканы, которые по своим морфологическим особенностям, в частности крупным размерам, отличаются от других вулканов Азербайджана. Складки Джейранкечмазской депрессии характеризуются наличием резкого несоответствия структурных планов плиоценовых палеоген-миоценовых и мезозойских отложений.

Ленгебиз-Алятская зона складчатости охватывает юго-западный борт Шемахино-Гобустанского прогиба и вытянута почти линейно с северо-запада на юго-восток, на расстояние более 100 км. С северной стороны моноклираль по крупному Аджачайскому надвику контактирует с отложениями олигоцен-миоцена; юго-восточнее амплитуда надвига увеличивается, в связи с чем в тектонический контакт приходят слои майкопской свиты с акчагылом и апшероном.

В результате надвига северо-восточное крыло Ленгебизской антиклинальной складки оказалось перекрытым.

Сопряжение Ленгебизской тектонической зоны с Куринской депрессией является явно тектоническим, и этот разлом, несомненно, продолжается далее в юго-восточном направлении до Алятской гряды включительно, в связи с чем целесообразно его назвать Ленгебиз-Алятским.

Юго-восточная часть Ленгебиз-Алятской тектонической зоны охватывает Алятскую гряду, представляющую в структурном отношении узкую антиклинальную складчатость, отделяющую Джейранкечмазскую депрессию от Куринской.

Тектоническое строение Алятской гряды характеризуется сложностью, поскольку эта зона испытала воздействие геологического развития Шемахино-Гобустанского прогиба, с одной стороны, и Куринской депрессии — с другой, и ограничена с обеих сторон крупными разломами.

Высокое гипсометрическое положение зоны Алятской гряды, характер тектоники складок, мощное развитие грязевого вулканизма и отсутствие в ряде мест акчагыльских отложений на юго-западных крыльях антиклиналей позволяет прийти к выводу о том, что эта складчатая зона образовалась в результате сочетания конседиментационного развития и их длительного подъема по разломам, начавшегося еще в миоцене и продолжавшегося вплоть до плейстоцена.

На всем протяжении зоны Алятской гряды расположены антиклинальные складки Ташмардан, Шохихан, Баридаш, Дурандаг, Солахай, Яйрантекия, Котурдаг, Дашгиль, Алят-море. Все эти складки четко видно следуют одна за другой, испытывая при этом изгиб шарниров к северо-востоку. Все складки имеют асимметричное строение, их своды разорваны крупными сбросами, надвигами и взбросами, к которым приурочены активные действующие крупные грязевые вулканы. В ядрах ряда складок вскрыты отложения до миоценового яруса включительно. Отмечается диапировое и криптодиапировое строение складок с выжатием в ядро складок слоев майкома (Шокихан) и др.

В пределах расположенной к юго-западу от зоны Алятской гряды Нижнекуринской впадины мощность осадочных образований превышает 15—16 км. Здесь прослеживаются Пирсагат-Хамамдагская, Каламадын-Бяндованская и Падар-Кюровдаг-Нефтечалинская антиклинальная складка.

В первой зоне расположены брахиантиклинальные складки Пирсагат и Хамамдаг, сложенные отложениями балаханского, акчагыльского и апшеронского ярусов, а также четвертичными образованиями.

Пирсагатская складка имеет асимметричное строение и осложнена многочисленными сбросами, в результате которых она разбита на ряд тектонических блоков. По своду структуры на всем протяжении прослеживаются два крупных продольных нарушения, по которым центральная часть складки имеет грабенообразное строение.

Хамамдагская складка сложена теми же отложениями, что и Пирсагатская.

Кюрсангинская складка имеет асимметричное строение, по ее своду проходит продольный разрыв, с которым связан одноименный активно действующий крупный грязевой вулкан.

К юго-востоку от основной складки выделено еще одно поднятие, названное Кюрсангя-Южное [5].

Как видно из вышеизложенного, тектоническое строение продуктивной толщи Азербайджана очень сложное и особенности ее весьма разнообразные. Поэтому тектонические особенности каждого конкретного нефтяного месторождения, проектируемого к разработке шахтным способом, должны быть изучены индивидуально. Ибо тектоническое строение месторождения является важным фактором в решении целого ряда вопросов, связанных с шахтной разработкой нефтяных месторождений.

Литература

1. Мамедов Ш. Н. Шахтная разработка нефтяных месторождений. Баку: Азнефтенздат, 1956.
2. Али-Заде А. А., Алиев А. И., Надиров С. Р. и др. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Предкавказья в Азербайджане. — М.: Недр, 1976.
3. Алиев А. И., Багир-Заде Ф. М., Салаев С. Г. и др. Месторождение нефти и газа и перспективные структуры АзССР. — Баку: Элм, 1985.
4. Алиев А. И., Багир-Заде Ф. М., Салаев С. Г. и др. Месторождение нефти и газа и перспективные структуры АзССР. — Баку: Элм, 1985.
5. Алиев Б. Ш. Выбор площадей для шахтной разработки нефтяных месторождений. — Баку: Азернешр, 1979.
6. Шихлинский А. Ш. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. Баку: Азернешр, 1967.

Б. Ш. Алиев

АЗЭРБАЙЖАН НЕФТ ЈАТАГЛАРЫНЫН ШАХТА ҮСУЛУ ИЛӘ ИШЛӘНМӘСИНДӘ ТЕКТОНИК ПОЗГУНЛУГЛАРЫН РОЛУ

Мәгаләдә нефт јатагларынын шахта үсулу илә ишләнмәси нөгтеји-нәзәриндән Азербайжанда јерләшән Мәһсулдар гат чөкүнтүләринин тектоник гурулушунда олан позгунлугларын јаранмасы, онлара мөхәус олан хүсусијјәтләр, јердәјишмә амплитудлары вә с. өјрәнилмишдир. Бурада гејд едилән амилләрин нефт јатагларынын шахта үсулу илә ишләнмәсинә олан тәсири тәдгиг олуишудур.

B. Sh. Aliev

THE ROLE OF FRACTURE DISTURBANCE IN THE MINE EXPLOITATION OF AZERBAIJAN OIL DEPOSITS

The analysing of all the essential tectonic fractures in Azerbaijan PS section by the mine exploitation method is considered in the article. The varieties of the fractures, the role of raptures tectonic fractures by the mine exploitation of Azerbaijan oil deposits is researched.

УДК 550.835.2:553.982(479.24)

Ч. С. АЛИЕВ

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕ-КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРИИ

Прирост запасов нефти и газа в Нижне-Куринской впадине тесно связан с ловушками неантиклинального типа, пространственное размещение которых контролируется структурно-тектоническими факторами. Выявление таких залежей более сложно по сравнению с поисками структурных ловушек и в большей степени зависит от направленности комплекса геолого-геохимических исследований с учетом конкретных геологических условий.

В таком аспекте важное значение приобретает ретроспективный анализ проведенных исследований и состояние современного научно-технического уровня тех или иных методов. С этих позиций радиометрические методы представляются весьма перспективными для проведения поисково-разведочных работ на выявление непосредственно скоплений углеводородов в неструктурных ловушках.

В настоящее время в связи с внедрением гамма-спектрометрической аппаратуры намного возрос эффект количественного определения естественных радиоактивных элементов, что позволяет одновременно с решением геофизических задач решать геохимические вопросы нахождения углеводородных залежей.

Большой опыт радиометрических исследований показал, что распределение гамма-поля, помимо прочих факторов, зависит от конкретной геолого-геохимической обстановки региона. Если в пределах какой-то нефтегазовой провинции большинство известных нефтяных и газовых залежей проявились в гамма-поле характерными аномалиями, то по аналогии подобные аномалии на участках с неустановленной нефтегазоносностью могут служить поисковым признаком для обнаружения скоплений углеводородов в недрах. Так как в пределах Нижне-Куринской впадины (НКВ) все известные месторождения нефти и газа отразились в гамма-поле аномалиями, не связанными с поверхностными факторами, можно считать, что этот регион является благоприятным для использования радиометрии в качестве прямого метода обнаружения залежей углеводородов.

На примере Кюровдагского месторождения нефти было доказано, что радиоактивные элементы, аномально распределенные над нефтяной залежью, не сингенетичны по отношению к породам и что отрицательные гамма-аномалии отражают специфическую обстановку, созданную залежью углеводородов. В соответствии с этим Кюровдагская площадь явилась полигоном для постановки экспериментальных гамма-спектрометрических работ по выбору поисковых радиометрических критериев нефтегазоносности перспективных площадей НКВ.

Анализ энергетического спектра гамма-излучения, а также результаты лабораторных исследований образцов из различных месторождений нефти показали, что радиометрические аномалии связаны во многих случаях с уменьшением в почвах и горных породах концентраций одного или двух радиоактивных элементов. В спектре гамма-излучения над точкой, расположенной в пределах нефтяного месторождения, радиоактивность определяется в основном присутствием тория и калия, зато в точке, расположенной прямо в контурной части нефтяной залежи, на таких же точно породах она обусловлена в основном радием.

В табл. 1 показаны случаи характерного распределения радиоактивных элементов, расположенных в адекватных породах над нефтяной залежью в контурной зоне и за ее пределами. Можно полагать, что в пределах НКВ в поверхностных отложениях над нефтяными залежами образуется дефицит радия. В связи с этим торий-урановые отношения в поверхностных отложениях нефтегазовых площадей в пределах залежи в 2—3 и более раз выше, чем за ее пределами (см. табл. 1).

Таблица 1

Радиоактивность осадочных пород в пределах нефтяной площади
 Кюровдаг Нижне-Куринской впадины

Расположение точек по отношению к залежи	Литологич. состав	Радиоактивность мкр/ч	Содержание р. э., %			Доля излучения, %			Th/U
			Ra · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	K	Ra	Th	K	
Над контуром	Глины серо-бурые	6,2	3,22	1,48	1,11	60	23	17	0,46
За контуром	"	8,5	3,39	2,36	2,96	45	15	40	0,70
В зоне нарушения	"	7,5	2,75	7,38	2,75	18	29	53	2,68
Над залежью	"	7,8	2,72	7,38	2,50	22	29	49	2,71
"	"	5,5	0,753	8,55	1,95	8	42	50	11,35
"	"	6,8	0,84	7,67	2,82	8	33	59	9,13

Таким образом, в качестве одного из поисковых критериев при выявлении скоплений углеводородов была принята оценка торий-уранового отношения на аномалиях гамма-поля.

В 1958 г. при аэрогамма-съемке [1] в пределах структур НКВ было выявлено 12 аномальных площадей с пониженной радиоактивностью, имеющих характерную вытянутую форму с плавным перепадом (в 1,0—1,5 мкр/ч) интенсивности гамма-излучения (рис. 1). Четыре из выявленных аномалий совпали с известными месторождениями — Кюровдаг, Калмас, Пирсагат, Нефтечала. При этом оказалось, что поперечные размеры аномальных зон больше, чем размеры залежей в начале разработки. Последующая разработка месторождений Кюровдаг, Калмас, Мишовдаг показала, что площади радиометрических аномалий соответствуют действительным контурам нефтегазовых залежей.

В дальнейшем выяснилось, что и остальные аномалии имеют прямое отношение к площадям с неустановленной в настоящее время нефтегазоносностью — Кюрсангя, Б. Харамы, Мишовдаг, Хиллы, Хыдырлы, Бяндован, Қазимагомед. При этом были отмечены харак-

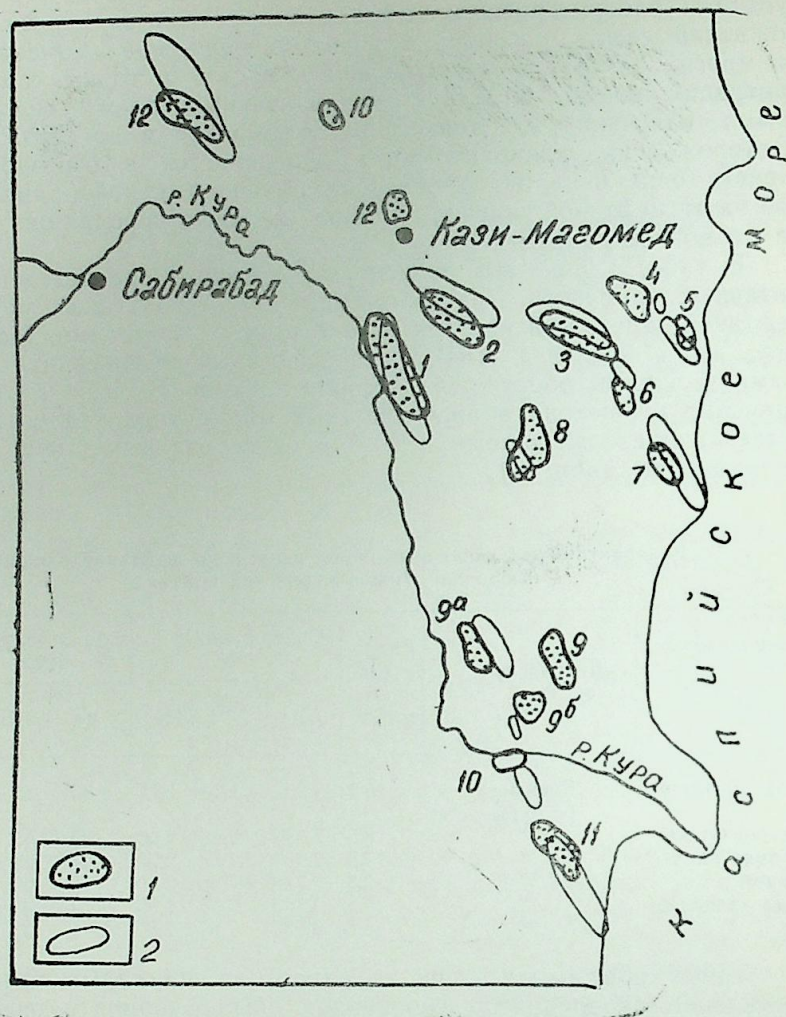


Рис. 1. Обзорная схема расположения отрицательных гамма-аномалий по И. С. Гусейнову:

1 — аэрограмма-аномалии; 2 — антиклинальные структуры

терные особенности пространственного расположения как гамма-аномалий, так и углеводородных залежей: те и другие смещены к западу-юго-западу относительно оси структур и приурочены главным образом к крыльям, обращенным в сторону депрессии.

Богатый фактический материал, свидетельствующий о прямой пространственной связи отрицательных гамма-аномалий с известными скоплениями углеводородов, побудил автора еще раз вернуться к вопросу возможного использования радиометрических методов для решения различных задач нефтегазовой геологии в условиях НКВ. Тем более что в прошлые годы вся интерпретация сводилась к использованию радиометрии для прямых поисков нефтяных и газовых залежей, при этом «записи аномальных отклонений, имеющие форму

узколинейных пик, отбраковывались как нехарактерные для нефтяных залежей. Исключались из рассмотрения и ступенчатые кривые с различными формами перехода от повышенных значений к пониженным, отбраковывались записи, отражающие изменения уровня гамма-поля в случае явного перехода при смене «литологии», т. е. практически при интерпретации исключались как положительные аномалии, так и отрицательные, вызванные «неизвестными геологическими причинами»; они не вызвали интереса с точки зрения их связи с неструктурными ловушками углеводородов. Тем не менее среди отрицательных аномалий, не связанных по своей природе с поверхностными факторами, привлекали внимание несколько площадей с определенными перспективами на нефтегазоносность [2, 3], что было отмечено и другими исследователями.

В пределах Мугано-Сальянского прогиба оценены перспективы двух участков: один из них расположен севернее с. Хнов (Сарханбейли-2), второй в 15—18 км к югу от с. Сарханбейли. Здесь в связи с выклиниванием коллекторов среднего плиоцена на юго-западном борту Мугано-Сальянского прогиба по палеотектоническим признакам предполагаются углеводородные ловушки. По данным бурения в разрезе площади Сарханбейли-2 выделено несколько высокопроницаемых коллекторов. По результатам промыслово-геофизических и сейсмических работ в нижнем апшероне на глубине 1800—2500 м выявлена литологически экранированная ловушка с сейсмическими признаками нефтенасыщенности. В пределах этого участка при исследованиях газо-геохимического поля в приповерхностных отложениях на площади 10×4 км обнаружена контрастная аномалия с повышенной концентрацией углеводородных газов и метана. В этой аномалии содержание углеводородных газов меняется от $2,8 \cdot 10^{-4} \%$, метана от $5,6 \cdot 10^{-4} \%$ до $45,0 \cdot 10^{-4} \%$ (среднее $14,0 \cdot 10^{-4} \%$).

Радиометрическая аномалия, расположенная северо-западнее с. Хнов, совпадает с газо-геохимической аномалией и имеет овальную форму размером 8×5 км, выделяется по перепадам радиоактивности 0,5—1 мкр/ч. Автором было изучено распределение гамма-поля по трем профилям, заложенным в северо-западном направлении вкост выклинивающегося олигоцен-плиоценового комплекса пород. Поверхностные отложения в пределах изученной площади представлены серовато-желтыми супесями, в отдельных местах желтовато-бело-серыми песками. Радиоактивность здесь почти постоянна и колеблется около 6—6,5 мкр/ч, образуя плавные перепады, снижаясь на 0,5—1 мкр/ч; в зоне аномалии. К юго-востоку радиоактивность повышается, достигая 7—7,5 мкр/ч; здесь протягивается гамма-линеамент, отражающий зону нарушения. Исследование спектров гамма-излучения в пределах аномалии около с. Хнов (Сарханбейли-2) показало относительно нормальное содержание тория — около $5—6,5 \cdot 10^{-4} \%$ и несколько повышенное содержание калия — 2,1—3,5%. В пределах пониженной аномалии содержание урана (радия) снижается до $0,15 \cdot 10^{-4} \%$. Торий-урановое отношение в пределах аномалии повышено (табл. 2). Сдвиг торий-уранового отношения в сторону тория свидетельствует о некотором недостатке радия в пределах аномалии. По радиометрическим параметрам аномалия Хнов является перспективной в отношении возможного скопления углеводородов, т. е. похожа на гамма-аномалии, связанные с известными месторождениями Кюровдаг, Калмас, Кюрсангя и др. (см. табл. 1).

Вторая аномалия расположена несколько севернее Восточно-Шорсунлинской ловушки (рис. 2). В этой зоне происходит выклинивание сейсмических горизонтов и дифракция волн. По аномальной записи на сейсмическом профиле здесь предполагается наличие песчаного тела. Такой характер отложений вполне может контролироваться распределением гамма-поля в образованиях поверхностного среза. Спектральный состав гамма-излучения показал в этом участке дефицит радия и высокий коэффициент торий-уранового отношения (см. табл. 2). Эта аномалия заслуживает внимания для продолжения здесь детальных исследований.

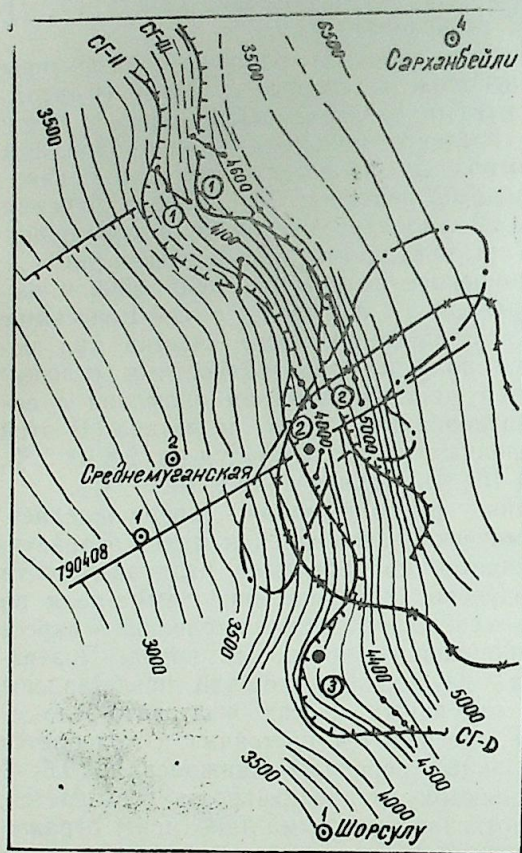
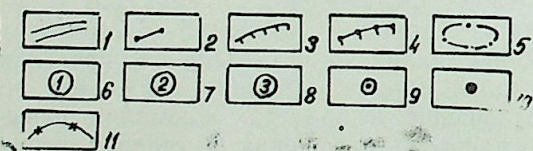


Рис. 2. Выкопировка из структурной карты по подошве плейстоцена в сопоставлении с гамма-аномалиями:

1 — изолинии поверхности подстилающих плейстоцен отложений; 2 — базисные линии стратиграфических ловушек; 3 — линии выклинивания сейсмического горизонта; 4 — линии примыкания горизонтов в нижнем апшероне; 5 — контур литологической ловушки в нижнем апшероне; 6—7 — стратиграфическая ловушка Сарханбейли I и II; 8 — стратиграфическая ловушка В. Шорсулу; 9 — скважины глубокого бурения; 10 — рекомендуемые скважины развед. бурения; 11 — контур гамма-аномалий



Еще одна аномалия с неустановленной нефтегазоносностью расположена на юго-западном крыле Падарской складки. По данным воздушных и наземных гамма-съемок эта аномалия расположена севернее скважин, выявивших нефтегазопоявления. На фоне однообразного распределения радиоэлементов в отдельных точках вдоль

юго-западной окраины повышается содержание урана, тория и калия, что обуславливает повышение общей радиоактивности в пределах этой полосы. Возможно, здесь проявляется глубокий разлом древнего заложения, активизированный на современном этапе [4]. Скважины, видимо, попали в эту зону и поэтому нефть здесь окисленная, тяжелая, маслянистая, что указывает на специфические условия разрушения залежи.

Таблица 2

Радиоактивность осадочных образований в пределах отрицательных гамма-аномалий, перспективных на нефтегазоносность

Название площади	Расположение точек по отношению к аномалии	Литологич. состав	Радиоактивность мкр/ч	Содержание р. э., %			Доля излучения, %			Th/U
				Ra · 10 ⁻⁴	Th · 10 ⁻⁴	K	Ra	Th	K	
Хнов	В пределах	Супесь беловатая-желтая	5,8	0,15	6,20	3,06	1	29	70	41,30
"	За пределами	"	6,2	1,13	5,24	3,20	15	20	65	4,63
Шорсулу	В пределах	Супесь	5,5	0,31	7,38	1,78	0	45	55	23,80
"	За пределами	"	6,5	1,70	7,32	2,60	23	29	48	4,30
Падар	"	Глины зелено-бурые	8,5	3,05	9,15	3,06	21	30	49	3,00
"	"	То же	9,0	3,05	9,15	3,50	20	27	53	3,00
"	"	"	7,5	0,49	7,96	3,27	4	65	31	16,24
"	"	"	7,5	1,27	7,38	2,26	12	35	53	5,81
"	"	"	6,5	0,82	7,10	3,60	7	26	67	8,66
"	В пределах	Супесь, суглинки гравий	6,2	0,94	7,08	3,32	8	67	25	7,53
Котурдаг	"	То же	6,0	0,49	8,26	3,86	4	67	29	16,85
"	"	"	7,5	2,92	6,20	2,15	27	27	46	2,12
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"

По радиометрическим данным, скважины на площади Падар следовало бы заложить северо-западнее свода складки в пределах аномалии, где отмечается выклинивание некоторых горизонтов ПТ.

Следующим объектом исследования была выбрана отрицательная аномалия, выявленная между антиклинальными складками Котурдаг и Айрантеян к западу от г. Аляты. Наличие зоны выклинивания акчагыльских и нижнеапшеронских песчаных горизонтов на погружениях юго-западных крыльев складок Алятской гряды создает благоприятные условия для скопления углеводородов [5]. По данным гамма-спектрометрии, содержание урана (радия) в зоне с пониженной радиоактивностью не превышает $0,95 \cdot 10^{-4}$ % и торий-урановое отношение свидетельствует также о дефиците радия.

Таким образом, проведенные гамма-спектрометрические исследования показывают, что в пределах НКВ формирование отрицательных аномалий над залежами углеводородов происходит за счет дефицита радия. Поисковым критерием является также резко повышенная величина торий-уранового отношения, изменяющаяся только под влиянием геохимической обстановки и не зависящая от литологического и гранулометрического состава пород.

В соответствии с полученными радиометрическими данными с учетом результатов различных геолого-геофизических исследований в качестве перспективных поисковых площадей можно рекомендовать участки: Хнов, Шорсулу, Падар, Котурдаг, Восточный Бабазанан. Следует отметить, что при работах по выявлению стратиграфических и литологических залежей применение радиометрических методов повысит эффективность выбора наиболее перспективных участков под параметрическое бурение.

Литература

1. Гасанов И. С., Гусейнов А. М. — Сб. АЗИНТИ. Сер. Нефтедобывающая промышленность, 1961, вып. 3, с. 26—36.
2. Алиев Ч. С. Использование радиометрических методов при изучении геологического строения и нефтегазоносности Нижне-Куринской впадины — Материалы по научн. конф. молодых геологов Азербайджана, 1984.—Деп. ВИНТИ, № 2528—84, с. 12—18.
3. Керимов В. Ю., Авербух Б. М. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа Азербайджана. — Баку: Элм, 1982, 140 с.
4. Исмаилов К. А., Қочарли Ш. С. Геология нефти и газа, 1970, № 6, с. 37—40.
5. Али-заде А. А., Ахмедов Г. А. и др. Геология и нефтегазоносность Алятской гряды. — Баку: Азернешр, 1967.—130 с.

Ч. С. Әлијев

РАДИОМЕТРИЈА МӘЛУМАТЛАРЫНА ЭСАСӘН АШАҒЫ КҮР ЧӨКӘКЛИЈИНИН НЕФТ-ГАЗЛЫЛЫҒ ПЕРСПЕКТИВЛӘРИ

Мәгаләдә Ашағы Күр чөкәклијиндә интеграл аеро- вә јерүстү гамма-планаалма нәтијәсиндә әмәлә кәлән гејри-ади гамма саһәсинин тәбиәтини өјрәнмәк мәгсәди илә Ашағы Күр чөкәклијиндә (АКЧ) апарылан радиометрик ахтарышлары тәгдим едилмишдир. Гамма-спектрометрија вә кеокимјанын көмәји илә мүјәјјән едилмишдир ки, АКЧ нефт јатағларынын үст гатындакы карбоһидрокен јатағлары үзәриндә радиум дефисити әмәлә кәлир вә торий-уран әлағәси артыр. Бу критеријаларын нефт-газлылығ саһәләрнин гижмәтләндирилмәсиндә истифадә едилмәси, кеоложи нөгтеји-нәзәрдән гамма-саһәдә мәнфи аномалијаларла ифадә олунан антиклинал зона харичиндә карбо-һидрокен јатағларынын топланмасы онларын перспективләри һаггында мәсәләни һәлл етмәјә вә параметрик буруғ гујуларынын јеринин сечилмәсинә имкан вермишдир.

АКЧ-дә нефт-газ мәләнларинин ашкар едилмәсиндә радиометрик тәдгигатларын јүксәк эффектлијлији гејд олунмуш вә нефт-газ јатағларынын ахтарышында радиометријанын истифадә олунмасынын мүмкүн олмасы үчүн кеоложи шәртләрин өјрәнмәсинин вачиб олдуғу сүбүт едилмишдир.

Ch. S. Aliiev

OIL AND GAS BEARING PERSPECTIVES OF LOW KURA BASIN BY THE RADIOMETRIC DATAS

The radiometric research results received in the Low Kura basin with the aim to study gamma-field anomaly nature exposed by integral aero and surface gamma-ray surveying are presented in the article. It has been determined with the help of gamma-spectrometer and geochemistry that on the hydrocarbon deposits in the near-surface layer the radium deficit is formed on LKB oil deposits and toriy-uranium relation is raised. The use of these criteria by the oil and gas bearing area estimation favourable by the geological point of view for hydrocarbon sill concentration without anticline zone, expressed in the gamma-field with the negative anomalies, permitted to solve the problem about their perspectives and gave recommendations by ground selection of parameter wells location.

The high effectivity of radiometric investigation by exposing oil and gas deposits in LKB is marked and the necessity of geological conditions study for possible use of radiometer by the oil and gas deposit researches is proved.

УДК

Л. А. БУРЯКОВСКИЙ

О КЛАССИФИКАЦИИ СИСТЕМ РАЗМЕЩЕНИЯ СКВАЖИН ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Под системой размещения поисково-разведочных скважин будем понимать способ расстановки на исследуемой территории (акватории) и последовательность бурения скважин с целью рационального выявления и детального изучения скоплений нефти и газа в недрах.

Системы размещения скважин весьма разнообразны, поскольку их форма и размеры, а также очередность бурения скважин зависят от большого числа горно-геометрических (структурно-тектонических) и других условий залегания нефти и газа. Обычно понятие «система размещения скважин» используется на разведочном этапе, а опосредованно ведется с помощью одиночных скважин. Представляется более правильным говорить о системах размещения скважин на всех этапах поисково-разведочных работ, начиная от заложения и строительства рекогносцировочных, опорных, поисковых и кончая оконтуривающими скважинами. В связи с этим будем далее говорить о системах размещения поисково-разведочных скважин (СРПРС) как об элементах, входящих в единую надсистему поисково-разведочных работ.

Существующие представления о системах размещения скважин известны из многочисленных работ, освещающих методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Например, в работе А. А. Бакирова, Э. А. Бакирова и др. (1987) так же, как и в более ранних работах этих авторов, говорится о трех системах размещения разведочных скважин: треугольной, кольцевой и профильной. Для многопластовых месторождений описаны две системы: «сверху вниз» и «снизу вверх». В работе Г. А. Габриэлянца с соавт. (1985) упоминается до 24-х различных способов и вариантов размещения скважин на изучаемой площади.

Очевидно, что назрела необходимость систематизации и классификации СРПРС с целью выработки более рационального подхода к выбору той или иной СРПРС при поисково-разведочных работах на нефть и газ.

Поскольку любая СРПРС является геометрической фигурой, то классификация СРПРС должна осуществляться на формализованной геометрической основе. Поэтому в качестве основания деления множества СРПРС выбрана размерность формализуемого объекта, в качестве которого выступает геометрический образ СРПРС. По этому основанию естественно выделить 4 типа СРПРС: точечный, линейный, площадной, объемный.

Иллюстративный материал к предлагаемым типам СРПРС взят из публикаций по методике поисков и разведки месторождений нефти и газа.

Точечный тип включает такие случаи, как расположение отдельных скважин в своде складки, размещение скважин на отдельных изолированных блоках структуры, на смещенных сводах, оконтуривающие скважины и т. д.

Линейный (профильный) тип включает такие варианты, как расположение скважин по профилям, ориентированным вкрест простирания структуры, по двум взаимно перпендикулярным профилям, радиальным, параллельным, диагональным, зигзагообразным, по профилям вдоль длинной оси структуры, пересекающим зоны водонефтяных и газоводяных контактов и т. д.

Площадной тип может быть подразделен на случаи размещения скважин по различным сеткам: треугольной, равномерной (квадратной), кольцевой, случайной и т. д. Первые три сетки относятся к регулярным, или упорядоченным, а последняя — к нерегулярным, неупорядоченным.

Объемный тип включает четыре разновидности: системы «сверху вниз» и «снизу вверх», наклонно направленное бурение и бурение многоствольных скважин.

При выборе СРПРС следует различать систему расположения устьев скважин и систему расположения забоев этих скважин. Их совпадение в плане возможно лишь в случае строительства вертикальных скважин. Для системы размещения устьев скважин на поверхности Земли используют три первых типа СРПРС. В случае вертикальных скважин эти же три типа сохраняются и для размещения забоев скважин. Имея в виду, что пространственное положение забоев скважин, т. е. место встречи ствола скважины с проектным объектом, характеризует основной результат поисково-разведочного бурения, представляется более правильным и целесообразным говорить о СРПРС по отношению именно к забоям скважин. Последнее обстоятельство послужило основанием для выделения в качестве четвертого типа — объемной СРПРС.

Точечное размещение скважин применяется либо на самом начальном этапе обнаружения залежи, либо на самом позднем, связанном с оконтуриванием и доразведкой месторождений, либо при вскрытии залежей, отличающихся сложной блочной тектоникой. Линейный, или профильный тип является наиболее распространенным и применяется как на поисковом, так и на разведочном этапах. Площадной тип распространен не менее, чем профильный, и используется в тех случаях, когда форма залежи в плане близка к изометрической. Эти три типа СРПРС широко используются при размещении вертикальных скважин, бурящихся обычно на однозалежные структуры.

Объемная СРПРС используется для разведки многозалежных (многопластовых) месторождений или месторождений с большим этажом нефтегазоносности. Этот тип используется также для разведки структур, находящихся в осложненных горно-геологических условиях, например, под строениями, у берегов водоемов, на акваториях и в других труднодоступных местах, где необходимо применять наклонно направленное бурение или бурение многоствольных скважин. Опыт бурения наклонно направленных скважин на морских месторождениях освещен в работе Б. А. Гаджиева и др. (1966). При

недостатке площади на морском основании или при бурении с плавсредств наклонно направленное бурение осуществляется кустами скважин.

Следующая градация в классификации СРПРС должна быть сделана с учетом временного аспекта. По этому основанию деления все множество СРПРС может быть разделено на два типа: **стабильные** и **динамичные** СРПРС. **Стабильные** СРПРС, начиная с момента их проектирования и до завершения реализации, не изменяют своей формы и размеров. Следует отметить, что стабильные СРПРС предполагают определенную временную последовательность бурения скважин, но эта последовательность реализуется в пределах выбранной и неизменной во времени СРПРС.

Динамичные СРПРС предполагают изменение во времени самой конфигурации системы, причем это изменение приводит к дискретной последовательности отличающихся друг от друга СРПРС.

В качестве примера динамичной СРПРС приведем опыт разведки месторождения Южная в Каспийском море. После открытия в 1961 г. скважиной 2-й залежи в нижнем отделе продуктивной толщи в 1962 г. был составлен первоначальный проект разведки, предусматривающий бурение 7-ми основных скважин, размещенных по двум взаимно перпендикулярным профилям. В зависимости от результатов проводки и испытания этих скважин предусматривалось бурение четырех дополнительных скважин, размещенных на погружениях структуры. Полная система содержала три поперечных и один продольный профили и по своей форме больше относилась к площадной прямоугольной СРПРС, что было обусловлено овальной формой структуры, близкой к изометрической. Среднее расстояние между скважинами составляло 1000 м, с вариациями от 660 до 1360 м (Ахмедов и др., 1963).

Можно полагать, что в значительном числе случаев динамичность СРПРС проявляется в виде повышения ее размерности, т. е. переходом от точечной к линейной и площадной СРПРС. В отличие от них, стабильные СРПРС сразу же предусматривают постоянную размерность системы.

Предлагаемый методический подход к систематизации и классификации СРПРС может быть развит с выделением не только основных типов СРПРС, но и более дробных подразделений, для чего потребуются сформулировать новые основания деления понятия «СРПРС». Например, дальнейшая детализация может осуществляться с учетом формы и размеров нефтегазопроискового объекта как геометрической фигуры.

Литература

1. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа, 3-е изд., перераб. и доп./А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, В. С. Мелик-Пашаев и др. — М.: Высшая школа, 1987.—384 с.
2. Габриэлянц Г. А., Порожков В. И., Сорокин Ю. В. Методика поисков и разведки залежей нефти и газа. — М.: Недра, 1984.—304 с.
3. Гаджиев Б. А., Бураковский Л. А., Ханин В. А. Опыт разработки многопластовых морских нефтяных месторождений кустами наклонных скважин. — Научно-технич. сб.: Разработка и эксплуатация морских нефтяных и газовых месторождений. Баку, АЗИНТИ, 1966, № 1, с. 14—19.
4. К открытию нового газонефтяного месторождения Южная в Каспийском море/А. М. Ахмедов, Ф. И. Самедов, Х. Б. Юсуфзаде, Л. А. Бураковский. — Азерб. нефт. хозяйство, 1963, № 8, с. 1—5.

Л. А. Буряковский

**НЕФТ ВӘ ГАЗ ЈАТАГЛАРЫНЫН АХТАРЫШЫ ВӘ КӘШФИЈАТЫНДА
ГУЈУЛАРЫН ЈЕРЛӘШДИРИЛМӘСИ СИСТЕМИНИН
СИНИФЛӘШДИРИЛМӘСИ БАГГЫНДА**

Ахтарыш-кәшфијат гујуларынын јерләшдирилмәси системинин онун һәндәси формасына (нөгтәви, хәтти, саһәви, һәчми) вә вахта нәзәрән дәјишмәсинә (стабил, динамик) кәрә синифләшдирилмәси тәклиф олунур. Тәклиф олунан јанашма нефт вә газ јатагларынын ахтарышы вә кәшфијаты тәчрүбәсинә әсасланыр вә онун нәзәри методолокијада үмумиләшдирилмәси илк чәһддир.

L. A. Buryakovskiy

**ABOUT CLASSIFICATION OF WELL SPACING SYSTEMS WHILE
PROSPECTING OIL AND GAS DEPOSITS**

The author has suggested to use a geometrical image or form of systems (point, linear, areal, volumetric) and form dynamics of these systems (statical, dynamical) as a base for a division when classifying the notion «systems of prospecting-exploratory well spacing».

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1989, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989, № 4

УДК 553.981(479.24—13)

А. А. ДАДАШЕВ, И. С. ГУЛИЕВ, А. А. ФЕЙЗУЛЛАЕВ

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ
ВПАДИНЫ (ЮКВ) И ОБРАМЛЯЮЩИХ ГОРНЫХ СИСТЕМ**

В настоящее время накоплен значительный объем информации об изотопно-геохимической характеристике природных газов различных геоструктурных зон и в, частности, Южно-Каспийской впадины. Однако эти исследования имеют разрозненный характер и не в полной мере обобщены. В связи с этим авторами собран, проанализирован и обобщен весь литературный материал, а также результаты собственных экспериментальных исследований.

Южно-Каспийская впадина приурочена к альпийской геосинклинальной области интенсивного осадочного прогибания мезокайнозойских отложений, мощность которых в наиболее погруженных частях достигает 22—25 км. Впадина характеризуется высокими скоростями прогибания (до 1300 м/млн. лет), низкими тепловыми потоками, повышенной сейсмичностью, повсеместным развитием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и др., что и определяет особенности геохимического режима области. Здесь широко развиты интенсивные естественные газопрооявления на поверхности (грязевые вулканы, минеральные источники, сухие выходы).

Первые геохимические исследования газов ЮКВ были начаты еще в начале века К. Харичковым, С. А. Ковалевским, Д. В. Жабревым и др. Наиболее полные исследования проведены в последние десятилетия А. А. Алиевым, Ф. Г. Дадашевым, Ш. Ф. Мехтиевым и др.

Изотопные исследования природных газов начаты в конце 70-х годов. Был изучен изотопный состав углерода метана и углекислого газа [1, 2, 3], гелия и аргона [2, 5] в газах грязевых вулканов, минеральных источников [6], нефтегазовых месторождений [4, 7].

Распределение в природных газах Азербайджана метана и его гомологов достаточно подробно освещено в литературе. Было показано, что газы грязевых вулканов ЮКВ по сравнению с газами нефтегазовых месторождений и минеральных источников значительно «суше» — содержание метана в некоторых из них достигает почти 100%. Газы нефтегазовых месторождений выделяются повышенными содержаниями гомологов метана (до 30% и более). В минеральных источниках встречаются газы трех групп: с преобладанием метана, углекислоты или азота.

Наряду с микрогазовыми компонентами (CH_4 , CO_2 , N_2) изучались и газы-примеси, в том числе и радиогенные. На рис. 1 приведены гистограммы распределения содержаний гелия, воздушного аргона, радиогенного аргона в газах грязевых вулканов и нефтегазовых месторождений. Сравнение рассматриваемых параметров грязевых вулканов и месторождений показывает следующее.

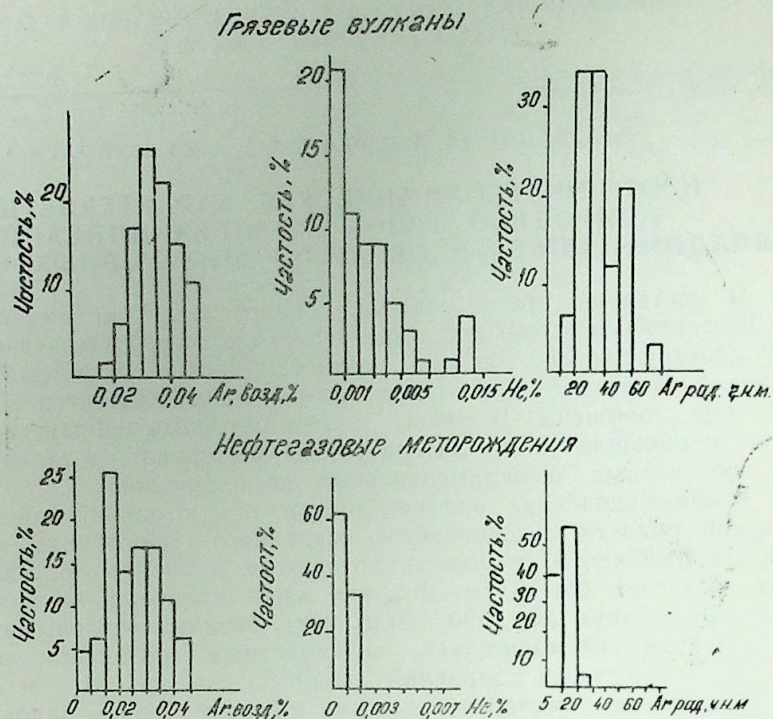


Рис. 1

Воздушный аргон. В газах грязевых вулканов содержание его изменяется в пределах 0,015—0,05%. Кривая распределения имеет мономодальный характер с модальным значением, равным 0,035%. В нефтегазовых месторождениях диапазон вариаций воздушного аргона равен 0,045%. Здесь характер кривой бимодальный с модальными значениями 0,017 и 0,035%. Таким образом по характеру распределения концентраций воздушного аргона газы грязевых вулканов и нефтегазовых месторождений различаются. Отмечаются относительно более высокие концентрации воздушного аргона в газах грязевых вулканов, менее высокие — в газах нефтегазовых месторождений.

Радиоактивный аргон. Его концентрации в газах грязевых вулканов изменяются от 10 до 80 ч.н.м. На частотной кривой выделяются три модальных значения — 30, 55 и 75 ч.н.м. (см. рис. 1). В газах нефтегазовых месторождений (см. рис. 1) пределы колебания содержания радиоактивного аргона незначительны — от 5 до 30 ч.н.м. В целом газы грязевых вулканов выделяются более высокими концентрациями радиоактивного аргона по сравнению с газами нефтегазовых месторождений.

Гелий. Содержание гелия в газах грязевых вулканов изменяется от 0,001 до 0,015%. Частотная кривая имеет бимодальный характер с модальными значениями 0,001 и 0,013 (см. рис. 1). В отличие от газов грязевых вулканов газы нефтегазовых месторождений характеризуются

более узкими пределами вариаций гелия — 0—0,002%. Кривая имеет мономодальный характер с наиболее часто встречаемым значением 0,001% (см. рис. 1).

Изотопный состав углерода (ИСУ) метана в газах грязевых вулканов (рис. 2а) изменяется в пределах от —35 до 60‰. Кривая распределения по характеру бимодальна с наиболее часто встречаемой величиной — 45 и 57‰. В газах месторождений (рис. 2б) диапазон колебаний ИСУ метана от —30 до —50‰. Частотная кривая мономодальна с модальным значением —45‰.

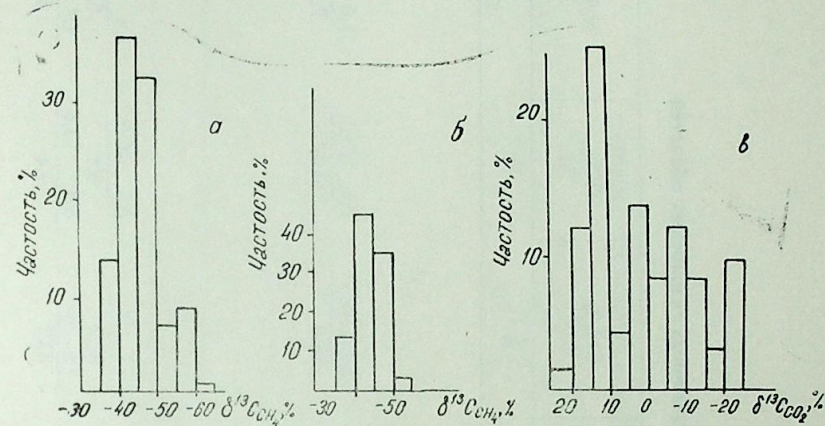


Рис. 2

ИСУ углекислого газа. По ИСУ углекислоты отмечается более сложная картина распределения в газах грязевых вулканов (рис. 2в). Здесь диапазон вариаций значений ИСУ значительный и равен +25÷—25. Выделяются четыре модальных значения: +12‰; —1,0; —7,0 и —22‰. ИСУ углекислого газа нефтегазовых месторождений нами не изучался.

Таким образом, анализ и сопоставление распределения в природных газах содержаний метана, суммы его гомологов, радиоактивных компонентов, ИСУ метана и углекислоты позволяют выделить две основные группы газов грязевых вулканов, одна из которых по большинству рассмотренных параметров имеет сходство с газами нефтегазовых месторождений, а вторая существенно отличается.

Выше было указано на особенности геолого-тектонического строения и истории развития ЮКВ, которые должны определять изотопно-геохимический облик флюидов, отличный от изотопно-геохимического облика регионов с иным геолого-тектоническим режимом. Ранее такие сравнения по радиоактивным компонентам и их соотношениям были проведены рядом исследователей [8, 9] и установлены отличительные особенности. Аналогичное сравнение с учетом собственных и литературных данных [1, 2, 4—8] по более широкому комплексу показателей приводится в табл. 1.

Анализ этой таблицы показывает, что изотопно-геохимический облик газов ЮКВ в целом имеет отличительные особенности по сравнению с регионами с относительно стабильным геотектоническим режи-

Изотопно-геохимическая характеристика газов различных газоносных областей

Газоносные области	Аг рад. ч. н. м.	P=He/Ar рад.	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	CH ₄ %	ТУ%	N ₂ %	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$ п.10 ⁻⁷
1	2	3	4	5	6	7	8
Древние платформы	34	18,6	-33...-53 -40				4,6
Русская платформа:							
Днепро-Донецкая впадина	44...93 67	31,6	-39...-53 44	59...94 88,2	0,4...10,3 6,0	1,0...4,5 2,0	
Тимано-Печорская область	12...46 32 22	40,7 10,5	-33...-42 -36				1,6
Туранская платформа:							
Амударьинская впадина	8...32 40	11,4	-31...-46 -35				
Афгано-Таджикская впадина	68...88 78	8,5	-29...-32 -30	77...96 90,2	0,6...16,0 3,4	1,4...16,0 6,6	
Ферганская впадина	17...91 66	7,4	-29...-32 -30	78...87 83,7	6,0...13,6 9,4	1,4...12,8 6,1	

1	2	3	4	5	6	7	8
Скифская плита:							
Западное Предкавказье	47...67 54	2,1	-33...-39 -37				
Восточное Предкавказье	50...70 61	7,9	-31...-43 -40	71...98 79,9	0,9...22,9 14,2	0,7...4,1 2,2	
Зона альпийской складчатости: Южно-Каспийская впадина							
а) грязевые вулканы	5...80 36,7	0...3,0 0,71	-35...-62 -45,6	78...100 95,53	0...4,33 0,16	0...19 1,1	0,28...3,0 1,17
б) нефтегазовые месторождения	6...26 12,9	0,37...2,0 1,04	-34...-54 -43,8	6,3...97,4 83,6	0,9...26,4 8,84	0,01...28,9 1,67	0,7...0,9 0,74

в числителе — пределы вариации, в знаменателе — среднеарифметическое значение.

Таблица 2

Изотопно-геохимическая характеристика газов грязевых вулканов различных грязевулканических районов Южно-Каспийской впадины [1, 3, 5]

Грязевулканический район	Концентрация компонентов							$\delta^{13}\text{C}_1$, ‰	
	He, %	N ₂ , %	A _{Гвозд.} , %	A _{Град.} , Ч.Н.М.	He/Ar _{Град.}	CH ₄	CO ₂		
Апшеронский	0,0005...0,015 0,0041	0,85...3,30 1,81	0,012...0,044 0,027	19...60 40,56	0,13...3,3 1,04	-35,9...-56,7 -45,86	+13,1...-39 -12,26		
Шемахино-Гобустанский	0,0006...0,0228 0,0035	0,9...2,9 1,78	0,015...0,04 0,028	27...80 39,22	0,13...2,5 0,69	-36,3...-58,4 -43,4	+19,1...-36,9 +4,45		
Прикуринский	0,0006...0,0058 0,0024	0,8...2,55 1,57	0,014...0,032 0,023	20...72 35,65	0,3...1,57 0,73	-43,8...-61,2 49,25	+15,7...-30,9 -3,66		
Бакинский архипелаг	0,0006...0,002 0,0012	0,45...1,9 1,17	0,006...0,026 0,017	16...32 26	0,28...0,7 0,44	не определялось			

в числителе пределы вариации, в знаменателе — среднеарифметическое значение.

Таблица 3

Район	Плотность распространения минер. источ. и грязевых вулканов (на 625 км ²)	Дебит газов, м ³	Коллич. извержений гр. вулканов за 100 лет	Хим. состав газов	$\delta^{13}\text{C}$ CH ₄ , ‰	Аномальные конц. в припов. отложен. п. 10 ⁻⁵ ‰		Плотность аном. прояв. УВГ в атмосф. на ед. длины профиля
						CH ₄	TU	
Шемахино-Кобустанский	6—12	> 10 ⁵	70	Азотно-метановый	-42,0	> 40	> 12	2,0
Нижнекуринский	1—2	< 10 ⁵	10	Метановый	-47,0	> 50	> 40	0,4

мом (платформами). Наиболее контрастные отличия отмечаются по таким параметрам, как отношение He/Ar рад. He^3/He^4 и азот. Кроме того, по газам грязевых вулканов ЮКВ выделяется и более легким ИСУ метана. В целом по таким компонентам, как Ar рад., He^3/He^4 и He/Ar рад., в ряду древние платформы—молодые платформы—альпийские складчатые области отмечается направленность в сторону уменьшения этих показателей.

Мощная толща осадочных отложений и глубокое залегание фундамента ЮКВ обуславливают низкие концентрации гелия и аргона. Кроме того, пониженные значения содержания гелия могут объясняться более мобильным геотектоническим режимом ЮКВ, обуславливающим значительные его потери.

Таким образом, низкие величины Ar рад., He^3/He^4 в газах ЮКВ указывают на их генезис в осадочных отложениях.

Связь изотопно-геохимической характеристики газов с особенностями геологического развития отмечается не только при сравнении ЮКВ с платформенными областями, но и при рассмотрении изотопно-геохимического облика (по газам грязевых вулканов) различных районов внутри ЮКВ, что наглядно видно из приведенной табл. 2.

Апшеронский и Шемахино-Гобустанский районы по содержанию в газах грязевых вулканов гелия, азота, воздушного и радиогенного аргона, отношению He/Ar рад., и ИСУ метана значительно отличаются от Прикуринского р-на и Бакинского архипелага. Эти районы различаются геолого-тектоническим строением, сейсмичностью, мощностью осадочного чехла и т. д. Указанные различия обуславливают различные условия генерации и, особенно, сохранности генерированных газов в недрах. Повышенные содержания гелия, азота, радиогенного и воздушного аргона указывают на то, что весь осадочный комплекс Апшеронского и Шемахино-Гобустанского районов по сравнению с Прикуринским р-ном и Бакинским архипелагом относительно более проницаем как для газов фундамента, так и для газов атмосферы. Это подтверждается и относительно большей плотностью тектонических нарушений, грязевых вулканов и микрогазопоявлений (табл. 3). Районы Прикуринский и Бакинского архипелага покрыты мощной покровной плиоцен-четвертичных отложений, которая существенно препятствует газообмену осадочного комплекса с атмосферой. В связи с этим вероятность сохранности генерированных газов в недрах последних гораздо выше, что подтверждается и данными ИСУ метана. Газы грязевых вулканов Апшеронского и Шемахино-Гобустанского районов изотопно-тяжелые по сравнению с газами Прикуринского р-на, что свидетельствует о значительном рассеянии изотопно-легких газов, образованных на ранних и средних стадиях катагенеза органического вещества (ОВ). На больших глубинах первых двух районов можно ожидать скопления изотопно-тяжелых по углероду метана газов зрелых и поздних стадий катагенеза ОВ.

Газы грязевых вулканов Прикуринского р-на и, вероятно, Бакинского архипелага, выделяют метан с большим содержанием легкого изотопа углерода (ср.—50%), что свидетельствует о генерации метана на более ранних стадиях катагенеза ОВ. Изотопно-тяжелый метан более зрелых стадий катагенеза ОВ в газопоявлениях грязевых вулканов этих районов не встречен. Можно с большой долей вероятности предположить его почти полную сохранность на больших глубинах

Таким образом, глубокопогруженные отложения Прикуринского р-на и Бакинского архипелага представляются наиболее перспективными для поисков газовых скоплений. Здесь следует ожидать скопления газов как ранних и средних, так и зрелых (поздних) стадий катагенеза.

Выводы

1. Особенности истории геологического развития и современного геотектонического режима Южно-Каспийской впадины находят свое отражение на ее геохимическом облике, который отличается от геохимического облика платформенных областей. Особенно контрастно это проявляется по таким параметрам, как содержание в природных газах Ar , He , N_2 и ИСУ метана:

а) наблюдается повышение в газах содержания N_2 , Ar , He в ряду геосинклиналь—молодая платформа—древняя платформа; это объясняется различием в возрасте слагающих их отложений и химической инертностью этих компонентов. Чем древнее возраст пород, тем значительнее процессы затухания интенсивности газообразования, связывания химически активных газов и увеличение относительного содержания химически инертных газовых компонентов;

б) установлена направленность изотопного утяжеления углерода метана в газах в том же ряду. Это объясняется различной степенью преобразованности органического вещества пород различного возраста. ОВ отложений ЮКВ преобразовано в меньшей степени, чем ОВ платформенных областей, вследствие их молодого возраста, высоких скоростей осадконакопления, низких тепловых потоков и потому генерируют изотопно-легкие углеводородные газы. В пределах же платформ, сложенных наиболее древними отложениями, длительность теплового воздействия на ОВ велика, оно находится на более глубоких стадиях метаморфизма, вследствие чего генерируемые газы изотопно более тяжелые.

2. По комплексу рассмотренных параметров представляется возможным оценка перспектив нефтегазосности глубокопогруженных отложений грязевулканических районов.

Литература

1. Валяев Б. М., Гринченко Ю. И., Ерохин В. Е. и др. — Литология и полезные ископаемые, 1985, № 1, с. 72—87.
2. Алиев Ад. А., Кабулова А. Я. Докл. АН СССР, 1980, № 3, с. 52—56.
3. Дадашев А. А., Зорькин Л. М., Блохина Г. Г. Докл. АН СССР, 1982, т. 26, № 3, с. 399—401.
4. Зорькин Л. М., Дадашев Ф. Г., Дадашев А. А. Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 5, с. 1225—1228.
5. Джафаров С. А.: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1985.
6. Газалиев И. М., Фридман А. И., Кучер М. И. — В кн.: VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии, 1980, с. 136—138.
7. Джафарова Р. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1979.
8. Воронов А. Н., Прасолов Э. М., Тихомиров В. В. Геохимия, 1974, № 12, с. 1842—1855.
9. Гаврилов Е. Я., Теплинский Г. И., Осипова М. Г. В кн.: VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии, 1980, с. 34—36.

А. А. Дадашов, М. С. Гулиев, Ә. Ә. Фејзуллаев
**ЧӨНУБИ ХЭЗЭР ЧӨКӨКЛИЖИ ВЭ ОНУ ЭХАТЭ ЕДЭН ДАҒ
СИСТЕМЛЭРИНИН ТЭБИИ ГАЗЛАРЫНЫН ИЗОТОП-КЕОКИМЖЭВИ
ХҮСУСИЈЈЭТЛЭРИ**

Мәгаләдә мүасир вә гәдим платформаларын вә кеосинклинал вилајәтләрин тәбии газларынын изотоп-кеокимжәви хүсусијјәтләри вә онларын кеотектоник инкишафдан асылдылығы көстәрилир.

A. A. Dadashev, I. S. Guliev, A. A. Feizullaev
**NATURAL GAS ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS
OF THE SOUTH-CASPIAN BASIN AND SURROUNDING
MOUNTAIN RANGES**

The article concerns with the natural gas isotopic characteristics of the old and young platforms and geosynclinal areas and elucidates their dependence on geotectonical conditions of the region development.

АЗӘРБАЈҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРЙ
Жер елмләри серијасы, 1989, № 4
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989, № 4

УДК 581.19:553.3(479)

А. М. ДАДАШЕВ, С. А. МАМЕДОВА

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЗОВ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛЬШОГО КAVKAZA**

Как показывают исследования, природные газы рудных месторождений можно использовать в решении генетических, поисковых и других задач. К настоящему времени по природным газам рудных месторождений Большого Кавказа накоплен довольно значительный материал. В связи с этим вызывает интерес сравнительная характеристика химического состава природных газов рудных месторождений, находящихся в различных тектонических и геологических условиях.

В складчатой области Большого Кавказа изучены природные газы Худесского, Скалистого, Власинчихинского, Урупского (центральная часть Северного Кавказа), Кацдагского, Катехского месторождений и Кацмалинского рудопроявления (южный склон Большого Кавказа).

Худесское медно-колчеданное месторождение в тектоническом отношении приурочивается к мобильной зоне Передового хребта и залегает в северном крыле крупной антиклинальной складки, разбитой нарушениями на отдельные тектонические блоки.

Месторождение сложено эффузивами от кислого до основного составов, эффузивно-осадочными породами — филлитовидными сланцами, порфиритами и др., а также метаморфическими образованиями — песчаниками, глинистыми сланцами ранне- и среднедевонского, каменноугольного и нижнепермского возрастов.

Основное количество природных газов Худесского месторождения находится в свободном и растворенном в минерализованных водах состоянии, локализованных вблизи разрывных нарушений и трещиноватых зонах.

В свободных газах превалирует водород (таблица). Содержание углекислого газа достигает 4,3%, а количество метана не превышало 1,0%. Гелий встречается в небольших концентрациях (0,003%).

В напорных водах основными газовыми компонентами являются углекислый газ (до 99%) и водород (до 30%), а в некоторых пробах — азот.

Урупские (Урупское, Власинчихинское, Скалистое) медноколчеданные месторождения приурочены к промежуточной зоне, находящейся между Северокавказской моноклиной и антиклинорием Передового хребта. В геологическом строении Урупского, Власинчихинского и Скалистого месторождений принимают участие вулканогенно-осадочные и осадочные породы средне-верхнего палеозоя и мезозоя. Комплекс среднепалеозойских метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород представлен филлитовидными сланцами, чередующимися с плагиоклазовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами, туфами и др. Слабодислоцированный комплекс верхнепалеозойских пород представлен песчано-глинистыми сланцами, песчаниками, конг-

Характеристика природных газов рудных месторождений Кавказа

Месторождение	Химический состав газов					
	УВ	CO ₂	N ₂	H ₂	He	H ₂
Худесское						
Свободно выделяющийся газ, %	0,0—0,5	1,0—4,3	12,4—15,45	0,15—0,20	0,003	80,55—82,6
Урупское, скв. 236, 237	51,41—61,0	0,4—1,3	37,7—48,1	0,0—0,12	0,580—0,777	0,0
Свободно выделяющийся газ Скалистое и Власинчихинское, скв. 305	56,4—57,8	0,0—0,03	42,2—43,4	0,0—0,03	до 0,768	0,0
Свободно выделяющийся газ Кацдагское	29,1—46,5	0,18—2,0	52,5—70,7	0,06—0,08	0,623—0,762	0,0
Газ рудничного воздуха, %	0,00002—0,006	0,03—9,05	74,2—85,8	—	—	He обн.
Газ рудничных вод, см ³ /л	0,00006—0,0002	0,0—3,55	20,2—29,5	7,08—9,78	—	—
Катехское	$n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-2}$	0,03—5,4	72,2—87,0	—	—	—
Газ рудничного воздуха, %	—	0,03	—	—	—	—
Кацмалинское рудопроявление	—	0,03—7,5	—	—	—	—
Свободно выделяющийся газ, %	—	0,03	—	—	—	—
Газ рудничного воздуха, %	—	0,03	—	47,6 мг/л	—	—
Газ изливающегося из скважины вод, %	—	—	—	—	—	—
Газ промывочной жидкости, %	—	6,3	—	47,6	—	—

ломератами. Мезозойские породы представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками.

Основными компонентами свободно выделяющихся газов Скалистого, Власинчихинского и Урупского месторождений является метан и азот.

Углекислый газ, сероводород и гелий присутствуют в меньших количествах.

На Скалистом и Власинчихинском месторождении содержание метана достигает 46,5%. Концентрация тяжелых углеводородов составляет сотые и тысячные доли процента. Содержание азота достигает 70,7%.

На Урупском месторождении максимальное содержание азота в свободных газоваделениях составляет 48,1%, а метана — 84,3%.

Свободные газы Урупского района приурочены к трещиноватым зонам, отдельным трещинам и пустотам. Газонасыщенность осадочных пород Урупского месторождения редко превышает первые десятки кубических сантиметров в литре. Превалирующим компонентом здесь является азот, а содержание метана составляет единицы кубических сантиметров в литре. Газонасыщенность изверженных пород значительно выше, чем осадочных, и достигает 250 см³/л. В начальный момент газоваделения часто преобладает водород, содержание которого доходит до 80% (120 см³/л). Иногда в значительных количествах присутствует метан (до 21,1 см³/л промывочной жидкости).

В минерализованных водах преобладающим газовым компонентом является азот, а в некоторых пробах углекислый газ. Количество метана варьирует в широких пределах, достигая максимума 71,4% (21,1 см³/л).

Характерным для свободно выделяющихся газов и газов, растворенных в минерализованных водах, является отсутствие водорода.

Кацдагское колчеданно-полиметаллическое месторождение приурочено к Гфанской структурно-формационной зоне и расположено в Кехнамедан-Кацдагской синклинали. Породы нижнего аалена, слагающие месторождение, представлены песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами. В отличие от других месторождений здесь интенсивно развиты интрузивные породы среднего и основного состава.

На Кацдагском месторождении свободных газовых струй не обнаружено. В рудничном воздухе основным компонентом является азот, концентрация которого достигает 85,5%, содержание углекислого газа достигает 9,05%. Водород, замеренный в различных частях месторождения и различных горизонтах, не обнаружен. Концентрация сероводорода, замеренная в рудничных водах, достигает 9,78 мг/л и приурочивается к самому нижнему горизонту месторождения.

Катехское колчеданно-полиметаллическое месторождение приурочено к Катех-Гюмбулчайской структурно-формационной зоне и залегает в своде Катехской антиклинали. В строении месторождения принимают участие флишеидные отложения верхнесидеритовой свиты аалена, состоящие из пачек песчано-глинистого состава. Естественных газопроявлений на месторождении не выявлено.

Основной газовый компонент рудничного воздуха — азот (содержание которого выше 70%). Концентрация углекислого газа варьирует от атмосферного до 5,4%. Содержание метана достигает $n \cdot 10^{-2}$ %.

Кацмалинское медно-пирротиновое рудопроявление. В структурном отношении данное рудопроявление приурочено к южной части Тфанской структурно-формационной зоны. В геологическом строении принимают участие отложения терригенного флиша тоар-нижнеааленского возраста, вмещающие в себя дайковые тела среднего состава.

На месторождении имеется длительно газирующая, фонтанирующая водой разведочная скважина № 1. Выделяющийся из скважины газ обеднен углекислым газом, но обогащен сероводородом. Содержание сероводорода в воде изливающейся разведочной скважины 51 мг/л.

Повышенное содержание углекислого газа отмечено в рудничном воздухе (до 7,5%) и промывочной жидкости разведочной скважины 11 (6,3%).

Итак, рассмотрение химического состава газов рудных месторождений Большого Кавказа позволило выявить следующее. Месторождения северного склона Большого Кавказа по типу газа являются углеводородно-азотными и азотно-углеводородными (Скалистое, Власинчихинское, Урупское). В Худесском месторождении состав газа водородно-азотно-углекислый. На месторождениях южного склона Большого Кавказа значительные количества углеводородов отсутствуют. Состав газа месторождений южного склона Большого Кавказа азотный с повышенным количеством углекислого газа.

Современный химический состав природных газов является результатом геологической истории месторождений, которая определяет соотношение факторов генерации и дегазации.

Отмечается низкое содержание углеводородных газов, гелия и водорода на Худесском, Кацдагском и Катехском месторождениях, что свидетельствует об их дегазации. Геологически эти месторождения находятся в расчлененном рельефе, где отсутствует газонепроницаемая покрывка, препятствующая дегазации отложений.

Интересно отметить, что высокая интенсивность газовыделений наблюдается на восточном фланге Кацдагского месторождения.

Таким образом, Худесское, Кацдагское и Катехское месторождения дегазированы и значительные поступления газов следует ожидать по разломам.

В отличие от этих месторождений, Урупское, Скалистое и Власинчихинское газонасыщены — об этом свидетельствуют высокие значения концентраций углеводородов, гелия. Эти месторождения характеризуются сравнительно слаборасчлененным холмисто-увалистым рельефом, началом эрозии в поздний апшерон-четвертичное время и наличием газонепроницаемой покрывки.

Метан рассмотренных месторождений образовался в результате регионального метаморфизма органического вещества вмещающих отложений. Большое значение, как уже указывалось, в поступлении метана могут играть глубинные разломы. Определенную роль должны играть в образовании метана процессы термального метаморфизма в результате воздействия интрузивных тел на органическое вещество вмещающих отложений. Таким путем мог образоваться метан, например, на Урупском, Кацдагском месторождениях, где имеются как интрузивные тела, так и отложения, богатые органическим веществом.

Таким образом, особенности геологического строения находят свое отражение в специфике газового состава месторождений, где в

каждом конкретном месторождении преобладает один из следующих газовых компонентов: CO_2 , N_2 , CH_4 , H_2 , H_2S .

Литература

1. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. — Баку: Изд. АН АзССР, 1956.
2. Фридман А. И. Природные газы рудных месторождений. — М.: Недра, 1970.
3. Дадашев А. М., Гулиев И. С. Об опасности газовыделений при ведении горнопроходческих работ. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1976, № 2.

А. М. Дадашов, С. А. Мәммәдова

БӨЈҮК ГАФГАЗ ФИЛИЗ ЈАТАГЛАРЫ ГАЗЛАРЫНЫН КИМЈӘВИ ТӘРКИБИ

Мәгаләдә Бөјүк Гафгазын мұхтәлиф тектоник вә кеоложи шәраитләриндә јерләшән филиз јатагларынын тәбии газларынын кимјәви тәркибинин мұгајисәли хассәси верилир.

A. M. Dadashov, S. A. Mamedova

THE CHEMICAL GAS CONTENT OF THE GREAT CAUCASUS ORE DEPOSITS

The comparison character of the chemical natural gas content of the Great Caucasus ore deposits, in different tectonical and geological conditions are carried out in the article.

УДК 553.43/44.551

Д. Д. МАЗАНОВ

КОЛЧЕДАННО-МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Находясь между крупнейшими тектоническими единицами земной коры — Русской платформой на севере и Тавром на юге, Кавказ характеризуется исключительно широким развитием процессов магматизма на Малом Кавказе и центральной части Большого Кавказа, необычайно большим распространением вулканогенно-терригенных карбонатных и алевроито-глинисто-сланцевых отложений, с которыми связаны здесь стратиформные колчеданные и комплексные медно-свинцово-цинковые месторождения. Географически они пользуются распространением начиная с крайней северо-западной части Большого Кавказа, вплоть до юго-восточного его окончания, приурочиваясь к киммерийскому поясу Большого Кавказа (рисунок).

Эти рудопроявления колчеданно-полиметаллических и полиметалльно-пирротиновых руд известны в пределах Краснодарского края, приурочиваясь к северному склону Главного Кавказского хребта.

Подобного же рода рудопроявления известны в Абхазии, находясь в приводораздельной части Главного хребта. Эти рудопроявления отмечены также в Сванетии и Горной Раче, встречаясь в отложениях нижней юры и триаса [14, 15].

Промышленные месторождения расположены в Осетии. Это Садонские и Фиагдонские рудные районы, запасы которых к настоящему времени истощены, а потому Северокавказский комбинат на 60% работает на привозном сырье. Но следует сказать, что по минеральному составу и полиметальности месторождения Осетии обнаруживают удивительное сходство с месторождениями Белокано-Закатальского района Азербайджана. Продвигаясь в юго-восточном направлении, отмечаем, что такие же месторождения находятся на стыке трех границ — Грузии, Северной Осетии и Чечено-Ингушетии. Это уже Дарьяльский рудный узел, установленный Л. В. Варданьянцем [2]. В дальнейшем Г. В. Твалчрелидзе [14] переименовал этот рудный узел в Казбекский. Здесь в юго-восточных отрогах г. Казбек расположены Ларское и Девдоракское месторождения, но трудные горно-технические условия делают эти месторождения нерентабельными для использования. Далее, эти рудопроявления приходят из Грузии в Азербайджан, образуя уже промышленные месторождения в пределах Белокано-Закатальского района [10, 11]. Наиболее ярким представителем этих месторождений является Филизчайское, которое по мощности и протяженности рудного тела, а также по содержанию полезных компонентов не имеет себе равных среди кавказских месторождений и в сущности является полиметаллическим гигантом Европейской части Советского Союза. Здесь же расположены средние и мелкие месторождения — Кацдагское, Катехское, Самолит, Жихихское, Кацмалинское, Сагатор, Кахнамедан,

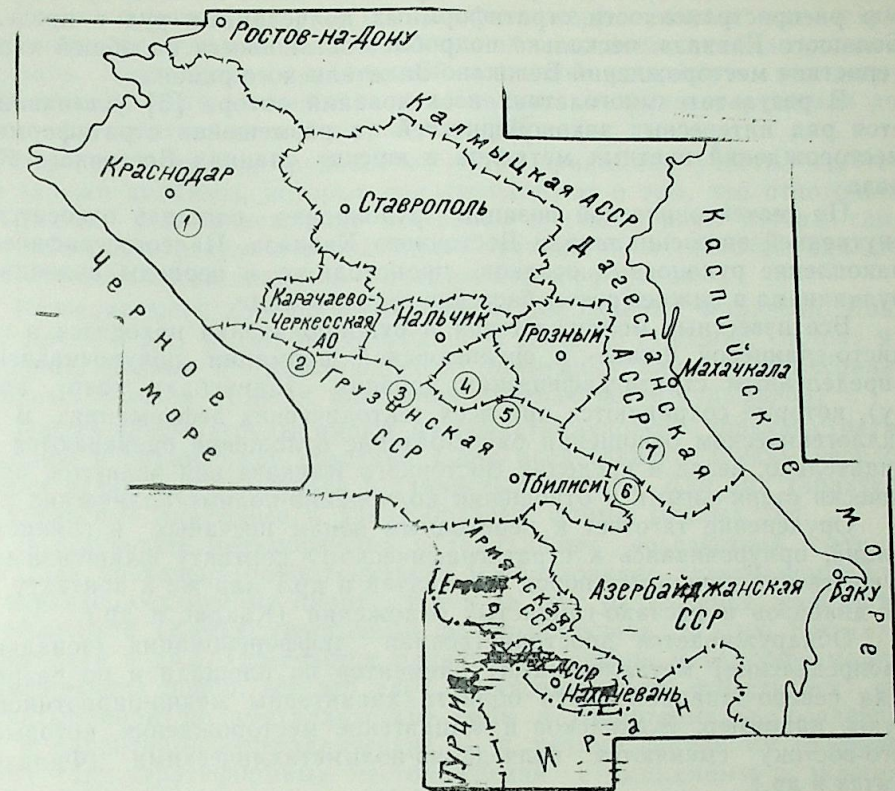


Схема расположения колчеданно-полиметаллических и полиметалльно-пирротиновых месторождений и проявления Большого Кавказа:

1 — Краснодарский край (рудопроявления междуречья Белая и М. Лабы); 2 — Абхазская АССР (Санчарский и Кодарский рудные узлы); 3 — Грузинская ССР (рудопроявления Сванетии и Горной Рачи); 4 — Северо-Осетинская АССР (Садонская и Фиагдонская группы промышленных месторождений); 5 — стык границ трех республик: Северо-Осетинской АССР, Грузинской ССР и Чечено-Ингушской АССР (Казбекский или Дарьяльский рудный узел — Ларское, Девдоракское месторождения и другие мелкие рудопроявления); 6 — Азербайджанская ССР (Белокано-Закатальская группа промышленных месторождений — Филизчай, Кацдаг, Жихих, Катех и др.); 7 — Дагестанская АССР (месторождения и рудопроявления Хнов-Борчинского рудного поля — Кызылдере и др.)

Кроме того, в этом районе установлен ряд интересных рудопроявлений, а также несколько десятков геофизических аномалий, которые также ожидают проверки горно-буровыми работами [3—8]. И, наконец, эти месторождения и рудопроявления колчеданно-полиметаллических руд пользуются чрезвычайно широким распространением в пределах Южного Дагестана [1 и др.]. Достаточно сказать, что здесь насчитывается более 600 рудопроявлений, которые группируются в пределах более двух десятков рудных полей, среди которых наибольший интерес представляет Хнов-Борчинское рудное поле, в пределах которого расположены месторождения Кызылдере — «двойник» Филизчай-

ского месторождения, и ряд перспективных рудопроявлений — Борч, Огалмехмет, Туннельное, серное и др. Заканчивая на этом краткий обзор распространенности стратиформных колчеданных руд в пределах Большого Кавказа, несколько подробнее остановимся на общей характеристике месторождений Белокано-Закатальского района.

В результате многолетних исследований автора [5] устанавливается ряд интересных закономерностей в размещении стратиформных месторождений цветных металлов в юрских сланцах Восточного Кавказа.

По геотектонической позиции рудоносная площадь относится к внутренней эвгеосинклинали Восточного Кавказа. Палеогеографически накопление рудоносных осадков происходило в периоды подводного вулканизма в нижнеюрском бассейне седиментации.

Все известные месторождения и рудопроявления находятся в глинисто-сланцевой нижне- и среднеюрской формации, приурочиваясь к определенным стратиграфическим уровням (плинсабаху, тоару, аалену), которые сохраняются при всех тектонических деформациях. В металлогеническом отношении байос-батские отложения оцениваются отрицательно, везде в пределах Восточного Кавказа они являются практически стерильными в отношении колчеданно-полиметаллических руд.

Оруденение тяготеет к переходным зонам песчаных и глинистых фаций, приурочиваясь к стратиграфическому контакту флишоидных и существенно глинистых пород (Филизчай и др.) или же к контакту даек диабазов и песчано-глинистых отложений (Кацдаг и др.).

Обнаруживается пространственная дифференциация (зональное распределение) металлогенных элементов по площади и по разрезу. Для северо-западной части области характерны медно-пирротиновые руды, например, Жихихское и Кацдагское месторождения, которые к юго-востоку сменяются колчеданно-полиметаллическими (Филизчай Катех и др.).

Впервые о наличии горизонтальной зональности в пределах Белокано-Закатальского района написал И. Н. Ситковский (1933). В дальнейшем Д. Д. Мазанов [3, 4] на основании исследования разрезов скважин, пробуренных в районе Филизчайского месторождения, указал на наличие вертикальной зональности в распределении оруденения, заключающейся в том, что руды, богатые в отношении свинца и цинка, расположены в верхних горизонтах, а медь тяготеет к нижним горизонтам.

По мере получения дополнительных данных (более 135 скважин) Д. Д. Мазанов [13] подсчитал средневзвешенное содержание меди, свинца и цинка. Полученные данные были нанесены в план, представляющий собой проекцию разведанной части рудного тела на горизонтальную плоскость с точками пересечения скважин. Затем на отдельных листах были составлены карты-диаграммы изоконцентрации или равного содержания меди, свинца и цинка. Была составлена также карта, учитывающая суммарное содержание меди, свинца и цинка в главном рудном теле Филизчайского месторождения. Эта карта хороша тем, что позволяет установить нижний и верхний пределы суммарного содержания главной триады металлогенных элементов меди, свинца и цинка в рудах.

Руды, богатые в отношении свинца и цинка, расположены на западном фланге, а медь и селен — на восточном. Кроме того, с глубли-

ной содержания свинца и цинка уменьшаются, а меди и селена, наоборот, увеличиваются.

Далее, впервые автором составлялись карты равных мощностей Филизчайского рудного тела и изменения соотношения благородных металлов. Карта равных мощностей позволяет установить, что мощность рудного тела изменяется от нескольких метров в пережимах до нескольких десятков метров в раздувах [13].

Нередко в строении рудоносной свиты принимают участие пластовые залежи диабазов, которые свидетельствуют о том, что отложения сульфидных руд происходили синхронно с накоплением песчано-глинистых пород в результате подводных вулканогенных потоков, давших и пластовые залежи диабазов и диабазовых порфиритов.

Разведанные и хорошо изученные месторождения Филизчай, Кацдаг, Катех и др.) имеют неоднородное и сложное строение, состоят из сплошных рудных и разделяющих их безрудных или слабоминерализованных пластов (тонкая пластовая вкрапленность сульфидов).

Промышленные руды имеют полосчатую текстуру, тонкую стратификацию и ритмическое строение. Слои представлены тонким чередованием различных сульфидов и глинистых сланцев. Для них характерны согласные пластовые и линзообразные формы рудных тел.

В результате метаморфизма и термальных воздействий пострудных даек проявлена пирротинизация и образование халькопирита как по первично-осадочному пириту, так и за счет разложения железистого сфалерита (Кацдаг, восточный фланг Филизчая, Жихих, Кацмало, Кызылдере и др.). Отмечается одинаковая степень метаморфизма руд и вмещающих пород; все это дает нам возможность отнести эти полосчатые пирит-полиметаллические руды к гидротермально-осадочному, а пирротин-полиметаллические — к метаморфогенному генетическому типу стратиформных месторождений с экзогенным и эндогенным источниками оруденения [6].

Приведенные фактические данные составляют сообщества региональных и локальных факторов контроля рудообразования и сам факт их существования очень важен. Их осознание создает условия для повышения благонадежности прогнозов и позволяет выбрать наиболее эффективные направления поисковых работ.

Объективное обсуждение материалов различных исследователей и личных наблюдений автора позволяют сформулировать следующие положения.

Объективное обсуждение материалов различных исследователей и личных наблюдений автора позволяют сформулировать следующие положения.

1. Уровень освоения стратиформного оруденения сланцевых толщ Восточного Кавказа гораздо ниже их потенциальной рудоносности. Мы пока знаем, что находится на поверхности и на глубине до 1—1,5 км, в пределах наиболее разбуренных участков. Необходимо правильно организовать поиски «слепых» рудных тел. Пока имеется мало данных для суждения о глубинном строении южного склона Большого Кавказа, и сюда следует направить геофизическую работу, в особенности высокоточные гравиметрические и магнитные исследования, которые должны лежать в основе плана развития поисково-разведочных работ.

2. Принимая во внимание, что промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения (Филизчай, Кацдаг, Катех, Жихих, Кызылдер) были открыты при доизучении (доразведке) ранее известных рудопроявлений, поиски должны быть начаты в первую очередь на уже известных рудопроявлениях. При поисках необходимо учитывать, что в зависимости от эрозионного среза эти месторождения по-разному проявлены на поверхности.

3. Учитывая возможность многоярусности оруденения необходима также тщательная оценка в пределах известных промышленных месторождений разреза рудовмещающей толщи на всю мощность там, где это представляется наиболее удобным, и постараться разведать уже известные рудные тела на экономически выгодные глубины.

4. Имея в виду, что сплошные промышленные руды окружены кварцеворудным штокверком, усилить поисково-разведочные работы на фланговых и в подстилающих отложениях известных промышленных объектов, так как до разведки прожилковых руд нельзя сказать, будут ли в штокверке массивные руды.

Эти направления поисков в колчеданных руд на южном склоне Большого Кавказа будут содействовать дальнейшему расширению минерально-сырьевой базы горнодобывающих предприятий Азербайджана.

Литература

1. Андреев Ю. П. Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере в Дагестане. — ГРМ, 1970, № 5.
2. Вardanьянц Л. В. Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей. — Зап. Всерос. минерал. об-ва. Сер. 2, ч. 69, 1940.
3. Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа. — Баку, 1969.
4. Мазанов Д. Д. Особенности состава и генезиса юрских отложений южного склона Большого Кавказа и связанного с ними стратиформного оруденения на примере Белоканского рудного поля. — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова. Сер. геол.-геогр. наук, 1971, № 4.
5. Мазанов Д. Д. Закономерности размещения стратиформного медно-свинцово-цинкового оруденения Тфанской структурно-формационной зоны Восточного Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1984, № 2.
6. Мазанов Д. Д. Генезис колчеданно-медно-свинцово-цинкового оруденения в Черносланцевой формации Большого Кавказа. — Мат. V Сессия по проблеме «Метаморфогенного рудообразования низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя». Львов, 1986.
7. Мазанов Д. Д. Размещение стратиформного полиметаллического и медного оруденения на территории Нахичеванской складчатой зоны. — Изв. АН СССР. Сер. наук о Земле, 1988, № 1.
8. Мазанов Д. Д. Филизчай — Проблема использования. — Элм, 1988, 22 окт. (№ 42).
9. Мазанов Д. Д. Новые данные о геологии месторождения Филизчай. — Докл. АН АзССР, 1979, № 8.
10. Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. — Ереван, 1970.
11. Паффенгольц К. Н. Казбек. — Ереван, 1977.
12. Ситковский И. Н. Белокапское месторождение медных руд в свете новых геологических данных. Изд. Зак. геол. треста, 1936.
13. Султанов А. Д., Мазанов Д. Д. Парагенезис и зональность руд Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1984, № 2.
14. Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. — М., 1961.
15. Черницын В. Б. Металлогенические зоны центрального и северо-западного Кавказа. — М., 1971.

Ч. Ч. Мазанов

БӨЈҮК ГАФГАЗЫН КОЛЧЕДАН-МИС-ГУРҒУШУН-СИНК ФИЛИЗ ФОРМАСИЈАСЫ

Мәгаләдә Бөјүк Гафгазын алевритли-килли шистләриндә јатым салмыш колчедан вә комплексли мис-гурғушун-синк јатағлары вә тәзаһүрләри сәчијјәләндирилир. Балакән вә Зағатала рајонунун сәнајә әһәмијјәтли јатағларынын һәлледичи ролу гејд олу-нур вә Азәрбајҗанын дағ-мәдән мүәссисәләринин вә һәммин рајонларда јашајан әһалинин инкишафы үчүн бу сәһәләрдә белә филизләрин кәләчәк ахтарыш истигамәтләри кәстәрилир.

D. D. Mazanov

CHALCOPYRITE-PLUMBIC-ZINCOUS ORE FORMATION OF THE GREAT CAUCASUS

In the article the pyrite and complex copper-plumbic-zincous deposits and ore manifestation in the Jurassic aleurite-argillo-shaly deposits of the Great Caucasus are characterized. The decisive role of manufacturer deposits within the limits of Belokan-Zakatala region is marked, direction of their further researches with the aim to enlarge mineral raw base of mining enterprise of Azerbaijan and the prosperity of people is shown.

УДК

Ш. И. АЛЛАХВЕРДИЕВ, В. И. СИМОНОВ, М. Н. МАМЕДОВ
**ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ПОРОД ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ
МАЛОГО КАВКАЗА**
(Первое сообщение)

Офиолитовая ассоциация пород Малого Кавказа исследовалась с позиции тектоники, магматизма, геохимии. Детально изучены особенности вторичного преобразования ультрамафитов и мафитов. А петрогенетические вопросы этих образований освещены в недостаточной степени. Особенно это касается их физико-химических условий формирования, флюидного и литостатического давления, температуры кристаллизации. Исходя из этого, а также проблематичности генезиса ультрамафитов и мафитов нами проводились термобарогеохимические исследования гомогенизирующих расплавных включений пород интрузивных членов офиолитовой ассоциации, результаты которых излагаются ниже. Кстати, первые предварительные данные о температурных условиях формирования перидотитов и габброидов были опубликованы раньше (Аллахвердиев, Симонов, 1985).

В Севано-Акеринской зоне офиолитовая ассоциация характеризуется ультрамафитами (дуниты, перидотиты и серпентиниты, образовавшиеся по ним) и мафитами (нормальное габбро, габбронориты, роговообманковое габбро, троктолиты, анортозиты (плагноклазиты) и прорывающие их кварцевые диориты, диориты, плагнограниты). Такое разнообразие состава пород ассоциации указывает на кристаллизационную дифференциацию, контролируемую флюидным и геодинамическим режимами.

Породы ультрамафитового ряда на 95% преобразовались в серпентиниты. Кроме того, все эти интрузивные члены офиолитовой ассоциации всюду фрагментарно сопровождаются останцами метаморфических пород. В мафитовом комплексе наблюдается характерная расчлененность, впервые отмеченная нами (Аллахвердиев и др., 1983, 1987). (Объектами исследования были Левчайский габброидный и Гейдаринский габбро-перидотитовый массивы).

По геолого-петрологическим особенностям в эволюции мафитового комплекса Левчайского габброидного массива нами установлены три последовательные фазы внедрения. Ранняя фаза внедрения характеризуется однородной или же слабодифференцированной серией интрузива. И ее главным петрографическим типом пород является нормальное габбро, а подчиненными — оливиновые, роговообманковые и магнетитовые разности габброидов. Породы промежуточной фазы отнесены к расчлененной серии и характеризуются более ограниченным развитием, но значительным разнообразием слагающих серию пород — плагноклазовые перидотиты, троктолиты, мелано- и лейкократовое

габбро (габбронориты, габбропегматиты). Поздняя фаза внедрения отличается более кислым составом пород — диориты, роговообманковые диориты, кварцевые диориты, плагнограниты.

Характеристика включений минералообразующих сред

Из пород офиолитовой ассоциации наиболее информативными при термобарогеохимических исследованиях оказались перидотиты из габброидов Гейдаринского габбро-перидотитового и роговообманковые диориты из Левчайского габброидного массивов. В этих породах включения минералообразующих сред были обнаружены в большом количестве в оливинах, клинопироксенах (обр. А1—180), роговой обманке (обр. А1—13).

В оливине включения минералообразующих сред располагаются поодиночке в отдельных участках минерала, часто образуют цепочки, полоски, зоны и иногда множество включений равномерно заполняют все зерно (рис. 1). Размеры включений 3—5 мкм, а иногда доходят до 10 мкм. Форма округлая с некоторыми гранями, реже четко видна огранка в виде шестиугольников. Включения многофазные с преобладанием фаз с несколькими светлыми кристалликами. Из-за серпентинизации оливина при высоких температурах включения исследовались в специальной термокамере с инертной средой. При нагреве до 700—800°C никаких изменений во включениях практически не происходило; около 900—950°C — включения полностью становятся светлыми, часто с 1—2-мя светлыми фазами. Начиная с 1200—1250°C включения светлеют; около 1300°C включения полностью становятся светлыми, часто с 1—2-мя темной мелкой фазой. Полностью гомогенными включения становятся в интервале 1300—1350°C. При этих температурах сохраняются только единичные включения, т. к. плавится серпентинизированная матрица и все поле заливается легкоподвижным расплавом. Особенности расположения включений в минерале, внешний вид и поведение при нагреве указывают на принадлежность их к силикатно-расплавным включениям с полной гомогенизацией в температурном интервале 1300—1350°C, а возможно, и выше.

В клинопироксене включения переполняют некоторые участки в зернах. Редко встречаются зоны, полоски, расположенные параллельно главному направлению спайности (110). Размеры 3—10 мкм и меньше. Форма включений округлая, часто неправильная, угловатая (рис. 2 а, б). Включения многофазные с темными и светлыми фазами. Гомогенизация начинается с затемнения при температуре 600—650°C. Полное затемнение наступает при 900°C, а начиная с 1000°C некоторые включения начинают просветляться. Около 1200°C в редких сохранившихся включениях в светлом расплаве наблюдается темная фаза. Большинство включений разгерметизируются при 1250°C. Сам минерал полностью плавится при температуре 1300°C. Полная гомогенизация включений происходит около 1250—1300°C.

Проведенные исследования позволяют с достаточным основанием утверждать, что все включения являются расплавными с флюидными компонентами (CO₂, CO, H₂O, H₂, CH₄), и тем самым предполагать, что и клинопироксены кристаллизовались из того же силикатного расплава, содержащегося в них. Флюидные компоненты при нагреве своим давлением разрывают стенки включений и разгерметизируют их.

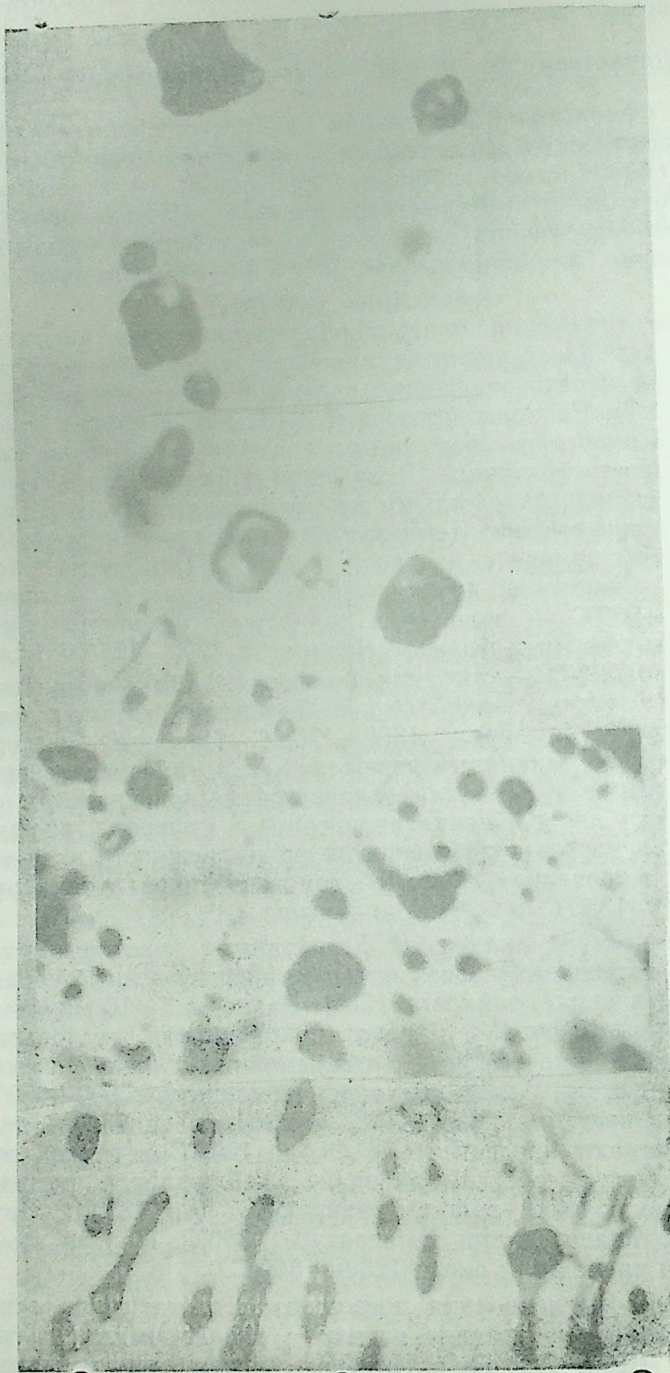


Рис. 1. Включения в оливине из ультрамафитов (лерцолитов) Малого Кавказа. Ув. 1500*



Рис. 2. Включения в клинопироксене (а, б) из перидотитов (лерцолитов) и в роговой обманке (в, г, д, е, ж, з) из роговообманкового диорита. Ув. 1500*..

В роговой обманке наблюдаются отдельные редкие включения, иногда вытянутые (рис. 2 в, г, д, е, ж, з). Они имеют некоторую ограниченность

ку, соответствующую внешним очертаниям кристалла роговой обманки; обычно многофазные с несколькими изотропными и анизотропными светлыми фазами и круглым пузырьком. Часто наблюдаются двухфазные: круглый газовый пузырек сидит в светлом изотропном стекле. Коричневая роговая обманка темнеет при нагреве на воздухе уже фактически при 400°C, поэтому опыты пришлось проводить в специальной микротермокамере с инертной средой. До температуры 750—800°C в включениях практически изменений нет. При 950—1000°C начинаются изменения формы кристаллов в включениях, а в промежутке 1120—1130°C в светлом расплаве плавает лишь один газовый пузырек. Полная гомогенизация включений в роговой обманке (ликвидусная фаза) наступает при температуре 1150—1160°C. Наличие значительного содержания водного флюида в породе и резкий идиоморфизм роговой обманки указывают на то, что последняя кристаллизовалась раньше, чем остальные породообразующие минералы.

Следует отметить, что в данном случае мы совершенно однозначно имеем первичные силикатно-расплавные включения роговой обманке и такие включения, судя по литературе, устанавливаются впервые для офиолитовой ассоциации.

Приведенные данные подтверждают наши результаты, полученные ранее на основе минералогических геотермометров и гомогенизации расплавных включений пород ранней и промежуточной фаз внедрения интрузива (Аллахвердиев и др., 1987). Следует отметить, что сравнение температур кристаллизации перидотитов и габброидов Малого Кавказа и Камчатки показывает их значительную близость (Симонов, 1986).

Таким образом, проведенные термобарогеохимические исследования перидотитов и габброидов офиолитовой ассоциации Малого Кавказа позволяют сделать следующие выводы:

1. Все обнаруженные в минералах включения являются первичными расплавными (силикатными).

2. Расплавные включения в изученных минералах содержат значительное количество летучих компонентов (CO₂, CO, H₂O, H₂, CH₄).

3. Полная гомогенизация включений в оливине происходит при температуре 1300—1350°C и выше, а в клинопироксене — при 1250—1300°C.

4. Вполне возможно, что перидотиты офиолитовой ассоциации Малого Кавказа формировались из высокотемпературных силикатных расплавов мантийного происхождения с температурой 1250—1350°C и выше.

5. Роговая обманка из роговообманкового диорита поздней фазы внедрения интрузива содержит многофазные расплавные включения с температурой гомогенизации 1100—1160°C. Отсюда следует, что и роговообманковые диориты формировались из расплавов в том же температурном интервале.

6. Расплавные включения в роговой обманке для пород офиолитовой ассоциации устанавливаются впервые.

7. Полученные данные однозначно свидетельствуют о магматическом происхождении интрузивных членов офиолитовой ассоциации Малого Кавказа и об их формировании при участии высокотемпературных мантийных силикатных расплавов.

Литература

1. *Аллахвердиев Ш. И., Симонов В. А.* Температура образования перидотитов и габброидов офиолитов Малого Кавказа (по включениям минералообразующих сред). — В сб.: Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах). Тезис докладов VII Всесоюзн совещ., ч. 1, 1985, с. 149.
2. Минералого-петрологические особенности габброидов офиолитового комплекса Малого Кавказа (на примере Левчайского массива)/ *Аллахвердиев Ш. И., Мамедов М. Н.* и др. — В сб.: ДНР, 1987, № 5, с. 28.
3. Роль кристаллизационной дифференциации и ликвации в процессе эволюции состава ультраосновной магмы и рудообразования/ *Аллахвердиев Ш. И., Мамедов М. Н.* и др. — В сб.: Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток, 1983, с. 83—84.
4. *Симонов В. А.* Температурный режим кристаллизации пород в офиолитах переходной зоны океан—континент. — Геология и геофизика, 1986, № 7, с. 142—147.

Ш. И. Аллахвердиев, В. А. Симонов, М. Н. Мамедов
КИЧИК ГАФГАЗ ГАББРО-ПЕРИДОТИТ АССОЦИАЦИЯСЫ
СҮХУРЛАРЫНЫН ЭМЭЛЭ КЭЛМЭСИННИН ТЕМПЕРАТУР
ШЭРАИТЛЭРИ

Мәгаләдә Кичик Гафгаз габбро-перидотит ассоциациясы сүхурларында олан һомокенләшән әринти габарчыгыларынын термо-барогеохимия тәдигатларынын нәтиҗәләринә бахылып. Апарылан тәдигатлар нәтиҗәсиндә тәҗин олунмушдур ки, перидотитлар вә габброидларин һорнблендли диоритләри мантија мәншәли вә жүксәк температурлу силикат әринтиләриндән 1250—1350°C вә 1100—1160°C температур интервалларында әмәлә кәлмишләр. Алынган фактлар Кичик Гафгаз офиолит ассоциациясынын интрузив сүхурларынын магматик мәншәли олмасыны бир даһа тәсдиг едир.

Sh. I. Allahverdiyev, V. A. Simonov, M. N. Mamedov
THE TEMPERATURE CONDITIONS OF FORMATION ROCK
OF GABBRO-PERIDOTIT ASSOCIATION OF
MINOR CAUCASUS
(The first information)

The results of thermobarogeochemical investigation of homogeneity melting inclusion in rocks of gabbro-peridotit association of Minor Caucasus is considered in the article. Conducting investigations are established that peridotites are also horn-blended diorites of gabbroides are formed from high-temperature silicate fusions mantle origin on temperature intervals, accordingly 1250—1350°C and 1100—1160°C. The obtained data testify the magma origin of intrusive member of ophiolite association of Minor Caucasus.

УДК 251.551.311.7.822

Р.Н. АБДУЛЛАЕВ, А. И. МАМЕДОВ, З. А. АЗИЗБЕКОВА

**О СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА В ВУЛКАНОГЕННЫХ
 ОБРАЗОВАНИЯХ В РАЗРЕЗЕ СААТЛИНСКОЙ
 СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-1**

Саатлинская сверхглубокая скважина заложена в Куринском межгорном прогибе, в юго-восточной периклинальной части локальной Кюрдамир-Саатлинской погребенной структуры в восточной окрестности г. Саатлы Азербайджанской ССР.

Скважина вскрыла плиоценовые молассовые осадочные отложения (0—2828 м), мезозойские карбонатные (2828—3529 м) и вулканогенные образования (3529—8200 м) (табл. 1).

Вулканогенная толща (средне-верхняя юра) сложена породами дифференцированной серии от базальтов до плагиориолитов в виде эффузивной и вулканокластической фации. Эффузивная фация характеризуется большим разнообразием генетических типов, среди которых преобладают лавовые потоки и лавовые брекчи и. В вулканокластической фации широко распространены пирокластические и менее вулканогенно-осадочные породы. Интрузивные образования представлены гипабиссальными фациями — силлами и дайками с четко различающимся полнокристаллическим строением.

Изучение разреза производилось нами с интервала 3590 м (первые же выходы вулканических пород отмечаются на глубине 3040 м). Геологические границы разреза скважины определяются сменой вещественного и фациального составов пород. Петрографически эта вулканогенная толща представлена сменяющейся дифференцированной серией пород с преобладанием андезибазальтов, в нижних интервалах глубже 6800 м скважина вскрыла кислые породы — дациты, плагиориолиты. Эта смена пород с учетом характерных признаков вторичных изменений дает возможность подразделить разрез вулканогенной толщи на ряд пачек (см. табл. 1).

Как показали исследования, все вулканические породы разреза скважины СГ-1 в той или иной степени подвержены вторичным изменениям. Детальное микроскопическое исследование пород дало возможность выявить первичный минеральный парагенезис исходной породы и вторичную минерализацию с характерным ее распределением по породам разреза.

Устанавливается с определенной очевидностью, что интенсивность преобразования пород с глубиной увеличивается, однако сохраняющиеся реликты первичных структур и текстур позволяют установить первичный характер вулканических пород. Для пород верхней части разреза (3529—4900 м) характерно наличие магматогенных структур и минералов. В породах средней части разреза (5000—7000 м) отмечается сочетание признаков сохранившихся первичных минералов и новообразованных структур и минералов, ниже по разрезу выявляются метаморфизованные породы, в которых от первичных фенокрис-

Таблица 1
 Разрез по Саатлинской скважине СГ-1

Группы	Система м.д.	Отдел	Ярус	Индекс	Глубина	Колонка	Петрографический состав	Мощность	Толща	
Мезозойская	Четвер- тинная			Q	600		Галечники, конгломераты, супеси, суглинки, песчаники, алевролиты, глины	340	Осадочная	
					1040		Известняки, глины, алевролиты, песчаники	1080		
					1930		Глины, алевролиты, песчаники	340		
					2408		Песчаники, глины, алевролиты	507		
					2828		Кристаллические, доломитовые, коралловые известняки с прослоями сплитовидных базальт	710		Осадочно-вулкан.
					3529		Базальты, андезибазальты	1273		
					4800		Андезиты, базальты	409		
					5300		Андезибазальты, базальты	891		
					6200		Андезиты, дациты	700		
					6900		Дациты, риодациты	1200		
7600										
8230										

таллов сохраняются лишь реликты в виде псевдоморфоз, заполненная вторичным продуктом. При этом по разрезу отмечается так называемое селекционное изменение минералов, в основном вкрапленников. При изменении плагиоклаза и оливина с полным замещением их эпигенетическими минералами менее изменены пироксены. Таким образом, в породах отмечается сосуществование двух минеральных парагенезисов — реликтового и метаморфоженного. Реликтовый парагенезис представлен первично-магматическими минералами: плагиоклазом, пироксеном, оливином, амфиболом и магнетитом; в незначительном количестве встречаются кварц, апатит, циркон. Метаморфоженный парагенезис представлен различными минеральными ассоциациями, среди которых отмечаются глинистые минералы и гидрослюда, цеолиты, хлорит, пренит, пумпеллиит, эпидот, альбит, мусковит-серицит, карбонат, кварц, стильпомелан, ангидрид, сфен, лейкоксен, гематит, идингсит, боулингит. Они образуются в основном за счет вышеперечисленных минералов и частично являются эпимагматическими или автометаморфическими, большая же часть является вновь образованными метаморфоженными. Выделенные среди них характерные парагенетические минеральные ассоциации проявляются в различных соотношениях с изменяющейся степенью интенсивности в зависимости от глубины и физико-химических условий. В породах верхней части разреза (3500—4900 м) имели место автометаморфические процессы, осложненные некоторым метасоматозом. Отмечается палагонитизация и хлоритизация основной массы и изменения плагиоклазов и темноцветных силикатов.

Ниже 4900 м отмечается цеолитизация, проявляющаяся с различной степенью интенсивности, возрастая в вулканокластических породах и в роговообманковых андезитах или уменьшаясь и выполняя лишь трещины.

К глубине 5500 м цеолиты значительно уменьшаются, а несколько глубже — исчезают. Далее на общем фоне сильной хлоритизации и карбонатизации появляются новые ассоциации с пренитом, устойчивые в данных условиях — цеолит+пренит+кальцит+хлорит; пренит+хлорит+кальцит; пренит+хлорит+альбит. Проявление пренита отмечается ранее, примерно на глубине 4200—4300 м. Особенно широко развит пренит в интервале 6300—6500 м, а повсеместно он присутствует вплоть до 6800 м.

Постепенно в ассоциациях с пренитом появляется пумпеллиит, сопровождающий в интервале 6074—6500—6800 м следующие минеральные ассоциации: пренит+пумпеллиит+альбит+хлорит; пумпеллиит+кальцит+альбит; пумпеллиит+хлорит+альбит+эпидот. Количественные соотношения этих минералов разнообразны, но конечные продукты полиминеральны, часто в виде зонально упорядоченных псевдоморфоз или в виде агрегатных скоплений.

В интервале 7480—7489 м в породах вместо пумпеллиита отмечается развитие эпидота. В интервале 6800—8200 м происходит окварцевание и карбонатизация, в связи с чем изменяются и количественные соотношения эпигенетических минералов. В этом интервале различают перекристаллизованные до вторичных кварцитов, гетеробластовой структуры с редкими реликтовыми очертаниями фенокристаллов — псевдоморфоз, выполненных кварцем, серицитом. В них в общей мас-

се отмечены каплеобразные реликтовые глазки криптозернистого слабополяризующегося монтмориллонита.

Установленный довольно близкий состав первичных вулканитов ряда базальт—андезит—дацит не мог только за счет (эпимагматических) автометаморфических процессов привести к образованию выделенных и рассмотренных выше минеральных парагенезисов. Здесь имели место более сложные метаморфические явления, приведшие к образованию минеральных ассоциаций, которые неравномерно, но довольно закономерно сменяясь друг другом, привели к вертикально зональному их распределению.

В интервале 4900—5500 м отчетливо выраженный процесс цеолитизации с характерной ассоциацией цеолитов, хлорита, кальцита позволил определить зону развития цеолитовой ступени, а ниже 5500 м появление новых ассоциаций с пренитом и пумпеллиитом на фоне сильной хлоритизации и карбонатизации определяется как пренит-пумпеллиитовая ступень зеленокаменного метаморфизма, приведшего к образованию пропицитизированных пород, охватывающих интервал до 6800—7000 м.

В интервале 7000—8200 м отмечается повышение кремнезема и изменение соотношения щелочей из-за несколько повышенного содержания количества калия. Происходит окварцевание пород, приведшее к образованию минеральных ассоциаций, близких к вторичным кварцитам. Границы выделенных зон вторичных изменений представлены в табл. 2.

Таблица 2

Метаморфическая зональность в разрезе Саатлинской СГ-1

Глубина	Отметки в м	Зоны преобладающих метаморфических изменений
3500	3900	Проявления глинисто-гидрослюдистых минералов — палагонита
4000		
4500	4900	Палагонитизация, хлоритизация, начальная цеолитизация
5000		
5500	5500	Цеолитовая ступень метаморфизма
6000	6000	Пренит-пумпеллиитовая ступень метаморфизма
6500	7000	
7000		Зона окварцевания
7500		
8230		

Анализируя эти данные можно отметить, что основные границы этих зон не соответствуют границам пачек пород (см. табл. 1), установленных по рассмотрению первичных вулканических пород, что является подтверждением метаморфической природы намеченной зональности.

Зоны вторичных изменений выделяются нами по максимальному проявлению вторичных минералов, в то время как с позиций фаций метаморфизма границы определяются по первому появлению индекс-минерала [2].

Выявленную метаморфическую зональность можно рассмотреть в аспекте теории Д. С. Коржинского [3—6].

В разрезе вулканогенной толщи СГ-1 изменения происходили в результате выщелачивающего действия более позднего кислого раствора, обогащенного хлором, фтором, SO_2 , парами воды и CO_2 . С извлечением щелочей состав раствора менялся от нейтрального к щелочному. Позднее кислотное выщелачивание сопровождалось выносом оснований и компенсировалось осаждением кварца с образованием кварц-кальцитовых и кальцитовых жил.

В глубоких слоях разреза СГ-1 свыше 7000 м отмечается широкое развитие карбонатизации, что можно объяснить «универсальным» распространением углекислоты при минералообразовании и широком участии ее в постмагматических процессах [3].

Выдержанность парагенезисов для систем с CaO и CO_2 — постоянное давление паров углекислоты, зависит от общего давления, т. е. от глубины, и поддерживается благодаря запасам углекислоты в растворах. Поэтому на глубине минералы, богатые Ca и Mg , разлагаются с образованием карбонатов, и вместо предполагаемой возможной ассоциации актинолит+альбит образуется ассоциация кальцит+хлорит.

Что касается устойчивости обнаруженных на глубине гидроксилсодержащих минералов (каолинита, монтмориллонита) — это можно объяснить присутствием воды в жидкообразном состоянии на глубине в условиях метаморфических процессов [5, 6]. Водные растворы при этом, насыщенные различными веществами, препятствуют переходу их в критическое состояние.

Кроме того, не исключается влияние на метаморфические изменения пород в разрезе скважин и диагенетических процессов, происходящих еще в осадочном чехле и подготовивших условия для дальнейших метаморфических преобразований. Об этом говорят данные изотопных исследований керна скважины СГ-1, проделанные В. А. Поляковым (ВСЕГИНГЕО [7]), согласно которым необходимую недостающую воду для гидротермального изменения вулканогенные породы «вытягивали» из перекрывающих отложений, вызывая нисходящую вертикальную фильтрацию, что подтверждено изотопными исследованиями. Изотопный состав воды гидротермально преобразованных вулканогенных пород идентичен вышележащей толще терригенно-морских отложений. То же самое касается и углерода, который судя по данным изотопного анализа имел морской генезис и заимствован из вышележащей толщи известняков.

Своеобразие вертикальной зональности вторично измененных пород в разрезе СГ-1 обусловлено закономерным последовательным расположением зон, определяемых минеральными ассоциациями с содержанием индекс-минералов, варьирующим от нуля до максимального

значения. Границы зон нерезкие, характеризуются постепенным изменением количественных соотношений этих минералов. Обычно зональность, особенно метасоматическая, по Д. С. Коржинскому [5, 6], характеризуется определенным парагенезисом равновесных минеральных ассоциаций. Как показали исследования, в изучаемых породах все выделенные ассоциации неравновесные. Минералы в них являются метастабильными фазами, отражающими различные вариации взаимоотношений. Отмечаются неоднократные случаи взаимных пересечений минералов, время образования которых не строго одновременно. Отложения одних минералов перекрываются другими или конец образования одних ассоциаций является началом других. По-видимому, равновесия между породой и метаморфизирующим раствором не наступало, даже в участках интенсивного изменения. Об этом свидетельствуют присутствующие на протяжении всего разреза реликтовые минералы, сохраняющиеся из-за незначительной скорости реакций при их замещении и не вступившие в равновесие с вновь образованными. Как показали исследования, изменение пород в разрезе СГ-1 условно можно рассматривать как длительный процесс постепенных периодов растворения и замещения магматогенных минералов и стекла вновь образованными. Этот процесс определялся целым рядом факторов, обуславливающих все многообразие минеральных ассоциаций. Такими факторами являются температура, давление, флюидный режим, кислотность — щелочность раствора и поведение отдельных компонентов, определяющих их количественное соотношение.

Анализируя парагенетические ассоциации, образованные за счет псевдоморфного замещения магматогенных минералов, а также выполняющие гнезда и миндалины в породе, можно сделать некоторые выводы.

Все отмеченные ассоциации в процессе изменения пород встречаются в определенных сочетаниях.

Ассоциации минералов, замещающие вкрапленники плагиоклазов, отличаются от ассоциаций, развитых по цветным минералам, и, в свою очередь, новообразования основной массы отличны от них.

Ассоциации, образующиеся при замещении вкрапленников плагиоклаза, представлены: альбит+пренит; альбит+кальцит+цеолит; альбит+эпидот+кальцит; альбит+пренит; альбит+пренит+пумпеллит; альбит+серицит+кальцит; ассоциации по цветным компонентам: хлорит+кальцит; эпидот+кальцит; хлорит+кальцит-пумпеллит; эпидот+хлорит.

Надо отметить, что кварц выделялся при реакциях замещения магматогенных минералов и может присутствовать в разнообразных новообразованных ассоциациях. Благодаря чему SiO_2 можно рассматривать как безразличный инертный компонент.

Щелочи Na_2O и K_2O характеризуются подвижным поведением. $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, CaO , Al_2O_3 — инертные виртуальные компоненты. Примеси TiO_2 , P_2O_5 — в общем инертные, но TiO_2 — подвижная при образовании сфена—лейкоксена в виде псевдоморфоз по титану—магнетиту, сопровождаемых кальцитом и эпидотом. H_2O , CO_2 , S — подвижные компоненты.

Согласно диаграмме В. Л. Русинова [8] большая часть минеральных парагенезисов пропилитизированных пород располагается в пределах рН от 3—4 до 8—10 и Eh от 0,6 до 0,8. Предполагается, что рас-

смагиваемый характер регионального метаморфизма, приведший к образованию рассмотренных выше сходных ассоциаций, протекал в в несколько более щелочной среде. Об этом свидетельствуют ассоциации с развитием пренита.

В разрезе скважины кислотность—щелочность раствора на протяжении всего интервала изменялась. В более высоких отметках (интервал 3500—4200 м) повышенная кислотность раствора сопровождалась разложением плагиоклаза с образованием цеолита, альбита, кальцита, серицита.

В средних отметках (5500—6300 и 6800 м) повышение щелочности растворов способствовало широкому развитию ассоциаций с пренитом, кальцитом, пумпеллитом. В нижней части толщи (интервал 7000—8200 м) кислотное выщелачивание сопровождалось выделением серицита вместе с кварцем, образующими полные псевдомортозы с замещением ранее образованных минералов.

Смена и распределение минералов в породах разреза СГ-1 свидетельствуют о повышении температуры с глубиной, о существовании палеогеотермического градиента. Вычисление этого градиента по данным ИГЕМ [1] составило для интервала 0—4600 м — развитие цеолитовой фации — 54°C/км из расчета температур от 0 до 250°, а для интервала до 6800—7000 м — развитие пренит-пумпеллитовой фации — палеогеотермический градиент вычислен по разнице температур метаморфизма — 250 (условия цеолитовой фации — 250°C и давление до 2 кбар — Добрецов и др., 1972) — 350—400°C (начало зеленосланцевой фации) — 45—68°C/км. Эти данные характеризуют довольно высокий палеогеотермический градиент и подтверждают наличие в разрезе скважины явлений низкотемпературного метаморфизма.

В отношении наличия зеленосланцевой фации* вопрос остается невыясненным. Во всяком случае те данные, которые уже имеются, позволяют отрицать ее присутствие или ставить под большое сомнение: в зеленосланцевой фации обычно не сохраняются реликтовые минералы, которые присутствуют в породах разреза СГ-1 до отметки 8200 м, как отмечалось выше, а также отсутствует минерал актинолит, обязательный для зеленосланцевой фации, и структура пород, не соответствующая породам зеленосланцевой толщи, обычно тонкорассланцованной. Окварцевание, отмечающееся от глубины 6800—7000 до 8200 м, приводит к образованию сильно окварцованных пород с минеральной ассоциацией кварца, серицита, эпидота, хлорита, кальцита с гетеробластовой и порфиробластовой структурами с редкими элементами рассланцованности.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины выявленные вторичные изменения обусловлены начальными стадиями низкотемпературного зеленокаменного метаморфизма, о чем свидетельствует закономерная смена с глубиной минеральных ассоциаций.

По данным преобладающих вторичных изменений устанавливается метаморфическая зональность с выделением в интервалах 4900—5500 м цеолитовой ступени; 5500—7000 м — пренит—пумпеллитовой и от 7000 до 8200 м — зоны окварцевания пород.

* Наличие зеленосланцевой толщи предполагается исследователями ИГЕМ [1].

Дальнейшие исследования более глубоких интервалов (проектная глубина скважины 15000 м) позволят сделать более достоверные выводы.

Литература

1. Глаголев А. А. и др. — В сб.: Эндегенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987, с. 144—186.
2. Добрецов Н. Л. и др. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. — М.: Недра, 1972.
3. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ИГН, вып. 12, петрограф. сер. № 5. Изд-во АН СССР, 1940.—91 с.
4. Коржинский Д. С. — В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.—Л., 1953, с. 335—456.
5. Коржинский Д. С. — В сб.: Метасоматические изменения боковых пород, их роль в рудообразовании. М., 1956, с. 92—103.
6. Коржинский Д. С. — В сб.: Магматизм и связь с ним ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1960, с. 21—31.
7. Результаты гидрогеологических и инженерно-геологических исследований СГ-1 в интервале 5000—8200/Отчет ВСЕГИНГЕО 1984.—35 с.
8. Русинов В. Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. — М.: Наука, 1972.—192 с.
9. Файф У. и др. Метаморфические реакции и метаморфические фации. — М.: Изд-во иностр. лит., 1962.—411 с.

Р. Н. Абдуллаев, А. И. Маммадов, З. А. Эзизбекова

СААТЛЫ ИФРАТ ДЭРИНЛИК ГҮЈУСУНУН КӘСИЛИШИНДӘ ОЛАН ВУЛКАНИК СҮХУРЛАРЫН МЕТАМОРФИЗЛӘШМӘ ДЭРӘЧӘСИ ҒАГҒЫНДА

Саатлы ифрат дэринлик гүјусунун кәсилишиндә олан вулканик сүхурларын метаморфизләшмәсинин тәдгигаты нәтиҗәсиндә икинчи мәншәли дәјишмәләр ајыр дидилмәси вә онларын ашағы температурлу метаморфизмин илк мәрһәләләри илә әләгәдар олдугу ајдынлашдырылмышдыр. Ејни заманда 4200—5500 м дэринликдә сеолит мәрһәләси вә 5500—7000 м дэринликдә пренит-пумпеллит мәрһәләси вә 7000—8200 м дэринликдә иә кварелашма зонасы илә сәчијјәләнән метаморфик зоналлыг тәјин едилмишдир.

R. N. Abdullaev, A. I. Mamedov, Z. A. Azizbekova

ON DEGREE OF METAMORPHISM IN VOLCANOGENIC FORMATIONS WITHIN THE SECTION OF SAATLY SUPERDEEP WELL SG-1

Owing to the investigations of metamorphism conducted within the section of Saatly superdeep well SG-1 there were exposed the secondary alterations explained by early stages of the lower temperature regional metamorphism and besides that, the metamorphic zoning with the following different stages was established within the intervals of 4200—5500m — zeolitic stage, 5500—7000m — prehnite-pumpellyitic stage, and above 7000m up to 8200m — silicification zone.

УДК 553.2+550.89+553.439(—924.76)

Дж. А. АЗАДАЛИЕВ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЕЖИМА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

(на примере Малого Кавказа)

Одной из наиболее фундаментальных проблем теории рудообразования является правильное и максимально полное познание генезиса и всей системы формирования месторождений полезных ископаемых, что представляет исключительно важный научно-практический интерес. Между тем исследования в области металлогении в настоящее время характеризуются постепенным переходом от преобладания описательных характеристик и генетических схем рудных месторождений к построению более строгих качественных либо количественных геолого-генетических, объемно-геохимических и ряда других моделей рудных формаций. Разработка геолого-генетических моделей конкретной рудной формации как дальнейший шаг в развитии теории эндогенного рудообразования позволяет полнее раскрыть сущность рудообразующего процесса, но отнюдь не характеризует всю его сложность. Хотя, по выражению Л. Н. Овчинникова, модель и оригинал не тождественны, а лишь сходны, тем не менее моделирование рудных месторождений как приоритетное направление, несомненно, принадлежит к ряду прогрессивных и весьма перспективных исследований со значительными теоретическими и прикладными следствиями [7].

В построении геолого-генетической модели формации медно-порфировых руд, равно как моделирование эндогенного рудообразования в целом, встречается определенное затруднение. Между тем имеющаяся обширная информация дала нам уверенность в разработке геолого-генетической модели на примере хорошо изученных типовых медно-порфировых объектов геосинклинальной стадии тектоно-магматического развития Малокавказской эвгеосинклинали. Создание модели является итогом комплексных исследований и она построена на базе обобщения (анализа и синтеза) огромного количества фактических данных и литературных сведений с выбором из них наиболее представительных и характеристических с типоморфными признаками, повторяющимися на различных месторождениях и рудопроявлениях одной и той рудноформационной принадлежности. Ибо комплексные исследования, направленные на изучение генезиса месторождений, их геолого-структурной позиции, особенностей магматизма, условий образования, метасоматических новообразований, геохимических особенностей, гипергенеза, закономерностей размещения и многих других вопросов рудогенеза, так или иначе призваны решить эту важную проблему. При этом модель предусматривает в упрощенной и удобной для восприятия форме возникновение и развитие рудообразующей системы, характеризует обобщенную картину процессов и объектов, служит на-

глядной иллюстрацией особенностей месторождений и дает возможность предсказать следствия, представляющие важный интерес.

Эндогенная рудообразующая система, анализ которой опирается на известную диалектическую закономерность о взаимосвязи и взаимозависимости в природе геологических процессов и главными источниками энергии и рудного вещества, транспортирующие флюиды и пути транспортировки полезных компонентов, среда и механизм рудоотложения и т. п., представляет собой совокупность взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов и явлений, пород и структур, которая способствовала концентрации рудных масс в виде месторождений и проявлений медно-порфировых руд. При этом надо прямо отметить, что рудообразующая система существовала в определенных границах пространственно-временных параметров (геометрия, размеры, структура и время существования), в пределах которых она возникала, развивалась и вымерла, оставляя в определенных участках скопление рудных масс и характерные околорудно-измененные породы, которые выделяются в настоящее время в качестве обособленных рудных объектов различного масштаба.

Одним из таких объектов, благоприятных для создания модели, являются медно-порфировые месторождения и проявления (Карадаг-Хархарская группа) геосинклинального режима в Кедабекском рудном районе Малого Кавказа. Теоретической базой построения модели послужили установленные [6] геолого-генетические предпосылки обнаружения скрытых медно-порфировых руд в регионе и разработанные геохимические критерии. Геолого-генетические предпосылки основываются на широком спектре имеющихся в распоряжении автора необходимых информации, касающихся геолого-структурного контроля и петролого-магматических факторов оруденения, источника ведущих металлов, минералогических и метасоматических особенностей руд и околорудных изменений, зон вторичного сульфидного обогащения и т. д.

При своем разнообразии медно-порфировые месторождения обычно характеризуются рядом общих черт, главными из которых являются приуроченность к вулканогенным областям и генетическая связь с порфировидными интрузивами, инфильтрационно-метасоматический механизм рудоотложения и наличие своеобразной рудно-метасоматической зональности, характер оруденения (вкрапленный, прожилково-вкрапленный и вкрапленно-прожилковый) меди либо молибдена (или обоих вместе с переменным превалированием), штокверковая морфология рудных тел, более или менее комплексный состав руд, нередко наличие различной мощности зон окисления и вторичного сульфидного обогащения и т. д. Между тем составы руд в плане преобладания того или другого главного металла в зависимости от петрохимии материнских порфировых интрузивов, характера метасоматизма и их геохимических особенностей оказываются различными на месторождениях различных геодинамических обстановок и разных стадий тектоно-магматического развития региона. Довольно широко в литературе обсуждаются модели, в основе которых лежит тектоно-магматическая позиция порфировых месторождений медного профиля [10].

Проблема изучения медно-порфировых месторождений Малого Кавказа приобретает еще большую актуальность также и в связи с тем, что, наряду с давно известными объектами орогенной стадии

(Зангезурская и Далидагская зоны и др.), за последние годы в этом регионе обнаружен ряд медно-порфировых месторождений и проявлений геосинклинального режима. Одной из наиболее перспективных областей в отношении медно-порфирового оруденения является СВ часть Малого Кавказа, особенно Кедабекский рудный район, который приурочен к сводовой части Малого Кавказа—Шамхорского поднятия, завершившего свое формирование при бурном проявлении вулкано-интрузивной деятельности в поздней юре-неокоме [17]. Названное вулкано-тектоническое поднятие с гетерогенно-блоковым строением стоит как бы особняком и представляет собой один из уникальных полигонов для создания универсального модельного аппарата рудно-магматической системы с целью решения ряда кардинальных вопросов эндогенного рудообразования, касающихся источников рудных компонентов, возрастных соотношений магматизма и оруденения, эволюции рудно-магматических процессов, разработки комплекса прогнозно-поисковых критериев и прогнозно-металлогенетических построений.

Характерной чертой Кедабекского рудного района является эволюционно-временная последовательность формирования и пространственная близость, нередко даже телескопированность месторождений и проявлений серно-колчеданных, полиметаллическо-медных, медно-энаргитовых, скарновых, алунитовых, а также молибденитсодержащих медно-порфировых руд и т. д. Важнейшие особенности полихронно-политипного рудогенеза хорошо объясняются с позиции представления о двойственном характере эволюции рудоносных гидротермальных систем в ходе направленного постадийного тектоно-магматического развития региона, связанной косвенным образом с эволюцией вулкано-плутонического магматизма и непосредственно с собственной кислотно-щелочной эволюцией самих же рудоносных послемагматических растворов конкретного магматизма [4, 6, 17].

Медно-порфировые месторождения и проявления геосинклинальной стадии развития Малого Кавказа генетически связаны с формированием порфиroidных интрузивов кварц-диоритового состава. Между тем относительно редкая встречаемость здесь медно-порфировых месторождений, ассоциирующихся с аналогичными интрузивами, несмотря на широкое распространение последних, свидетельствует о специфических условиях их формирования. Выявлению геолого-генетических и геохимических особенностей медно-порфировых руд и качественной оценке ряда параметров взаимосвязанных, но неравнозначных и неравномасштабных рудно-магматических и гидротермальных рудных систем способствовал системный подход к изучению совокупности геолого-структурных, петролого-магматических, стратиграфолитологических, метасоматических, физико-химических и др. факторов. В противном случае всякие генетические и прогнозно-металлогенетические построения не в состоянии отражать все особенности того или иного процесса рудообразования и не позволили бы сделать какие-либо полноценные и объективные выводы теоретического и прикладного характера.

Анализ фактического материала, расшифровка геологической обстановки и обобщение обширной литературной информации [8—11, 14—16 и др.] позволили автору разработать геолого-генетическую модель, отдельные составляющие которой могут быть квалифицированы

как региональные и локальные критерии прогноза и поисков скрытых медно-порфировых руд в аналогичных условиях.

1. Медно-порфировые объекты геосинклинального режима сосредоточены главным образом в локальных антиклиналях в более притерогенно-блокового строения, где широко развит ранне- и позднегеосинклинальный вулкано-плутонический магматизм.

2. Карадаг-Хархарская группа медно-порфировых месторождений и проявлений в пределах Шамхорского поднятия контролируется кольцевыми и линейными разломами и размещены в них выходами умеренно-кислых порфиroidных интрузивов позднегеосинклинальной стадии. И, как следствие, в пространственном размещении этих интрузивов и медно-порфировых объектов наблюдается линейно-кучное расположение, являющееся отражением структурно-магматического контроля оруденения, что свидетельствует о перспективности Шамхорского вулкано-тектонического поднятия (и Сомхито-Агдамской зоны в целом) с точки зрения обнаружения скрытых медно-порфировых руд.

3. Медно-порфировые месторождения и проявления геосинклинального режима Малого Кавказа имеют существенно медный состав руд с относительно незначительной концентрацией молибденита, что, по всей вероятности, обусловлено эволюцией в юрское время известково-щелочного базальтоидного магматизма фемического профиля, которая от ранней к позднегеосинклинальной стадии характеризуется постепенным повышением кремнекислотности и калийности магматических серий, причем калий никогда не превышает натрий. Следует тут же отметить, что расчленение месторождений по соотношению главных металлов обычно на медный, молибдено-медный и медно-молибденовый (или молибденовый) промышленно-генетические типы руд по сути оказывается закономерным и соответствует естественно-природной дифференциации вещества, имея под собой строго теоретический принцип, в основе которого лежат геодинамический режим и этапы тектоно-магматического развития. Почти к аналогичному заключению пришли И. Г. Павлова [9] и Г. А. Твалчрелидзе [15, 16]. Последний автор подразделяет эту рудную формацию на три тектоно-магматических генетических типа: позднегеосинклинальный, орогенный и областей тектоно-магматической активизации.

4. Поскольку Карадаг-Хархарская группа медно-порфировых объектов относится к классу постмагматических месторождений, то весьма существенным является вопрос о генетической связи медно-порфирового оруденения с гидротермальной деятельностью конкретного магматизма. Ибо от правильного решения его зависит дальнейшая судьба поисково-прогнозных работ. Постмагматическо-эпигенетическое оруденение пространственно приурочено, помимо вулканитов (байосбат), преимущественно к породам Атабек-Славянского плагиогранитного интрузива (верхний байос), а также к порфиroidным малым интрузивам (штоки и дайкообразные тела кварц-диоритовых порфиритов и т. д.). Последние, прежде относившиеся к числу сателлитов и дайкообразных тел Атабек-Славянских плагиогранитов, оказались поздними внедрениями. Поскольку все эти вулканогенные и интрузивные образования в пределах Карадагского рудного поля в той или иной степени были подвержены метасоматическим изменениям с медно-порфировым оруденением, то ошибочно считалось, что оруденение

связано с верхнебайосской плагногранитной интрузией. Расшифровка геологической обстановки и анализ фактического материала показали совершенно иную картину. Оказалось, что абсолютный возраст этих малых интрузивов (штоков) и дайкообразных тел кварц-диоритовых порфиритов по калий-аргоновому методу составляет 135—137 млн. лет*, что соответствует поздней юре. Да и геологические наблюдения также показывают, что они прорывают верхнебайосский Атабек-Славянский плагногранитный массив и сами же по экзо- и эндоконтактам подвержены интенсивному метасоматическому изменению с медно-порфировым оруденением. Отсюда и определяется нижняя возрастная граница медно-порфирового оруденения как позднеюрско-неокомский. Так как в районе исследований отсутствует другой, более молодой магматизм, то следует логический вывод о том, что медно-порфировое оруденение генетически связано с гидротермальной деятельностью интрузии позднеюрских штоков и дайкообразных тел кварц-диоритовых порфиритов. В доказательство потенциальной рудоносности позднеюрского интрузивного магматизма СВ части Малого Кавказа на медь и молибден свидетельствуют также наличие в смежном Дашкесанском рудном районе в значительном количестве минералов меди в скарно-магнетитовых рудах и молибденитовая минерализация в бассейне р. Моллагасанлы, которые генетически связаны с гидротермальной деятельностью позднеюрской Дашкесанской гранитоидной интрузии.

Таким образом, автором обосновывается генетическая (либо парагенетическая) связь молибденитосодержащих медно-порфировых руд с интрузией штоков и дайкообразных тел кварц-диоритовых порфиритов, которые завершают вулканоплутонический магматизм в поздней юре (возможно, в неокоме). Такова во всяком случае нижняя возрастная граница медно-порфирового оруденения в Кедабекском рудном районе. Что касается верхнего возрастного предела оруденения, то следует еще раз подчеркнуть, что нет в районе другого более молодого магматизма, который дал бы оруденение. Другое дело, если происходила дальнейшая активизация региональных разломов, контролировавших в более позднее время подъем рудоносных флюидов и способствовавших локализации медно-порфировых руд более молодого возраста, то пока нет фактов, подтверждающих или отрицающих это соображение. Чтобы определить абсолютный возраст медно-порфирового оруденения, необходимо проведение радиологического датирования сингенетичных околорудных метасоматитов.

5. Проблема источника рудного вещества приобретает важное значение при прогнозировании и поисках гидротермальных месторождений. Поэтому вопрос об источниках рудного вещества традиционно считается одним из актуальных в теории рудообразования. Широко обсуждается он в литературе, на конференциях и совещаниях, нередко отмечалась его исключительная сложность. Вместе с тем обширные геолого-геохимические материалы, накопленные к настоящему времени, позволяют дифференцированно подойти к решению рассматриваемой проблемы и осветить некоторые ее аспекты применительно к месторождениям медно-порфировых руд. Можно обозначить четыре нап-

* Среднее из 4-х определений, которые выполнены в ИГ АН АзССР ст. н. с. О. Багирбековой.

равления в решении рассматриваемого вопроса, связывающие источники меди и молибдена с: 1) глубинными подкоровыми очагами, 2) внутрикоровыми очагами кислой магмы, 3) магматическими, осадочными или метаморфическими породами, высвобождающими металлы при воздействии на них агрессивных гидротерм и 4) все усложняющегося комбинацией названных источников в ходе эволюции рудообразования.

Анализ литологического контроля медно-порфирового оруденения в регионе указывает на отсутствие определяющей роли исходных (вмещающих) пород самого различного состава как источника меди и особенно молибдена. Оруденению подверглись все вмещающие породы, включая материнские интрузивные. Главным источником меди и особенно молибдена при этом вероятнее всего следует считать позднегеосинклинальную магматическую систему.

Генетико-пространственная связь молибденитосодержащего медно-порфирового оруденения в Кедабекском рудном районе с интрузией умеренно кислой магмы, возможно, обусловлена тем, что в процессе ее кристаллизации создались оптимальные условия для концентрации меди в остаточном флюиде. Это можно рассматривать как показатель возможной рудогенерирующей способности магмы умеренно-кислого состава. Для нее, как правильно отмечает В. С. Попов [11], характерны высокие содержания меди и тех летучих компонентов, соединения с которыми и растворяясь в которых этот металл приобретает способность накапливаться в постмагматических растворах и образовывать скопление руд. Вместе с тем, максимальные содержания меди обычно свойственны магме основного состава, однако бедность ее флюидами приводит либо к рассеиванию этого металла при затвердевании расплава, либо к формированию магматических месторождений.

Для молибденовых месторождений характерны несколько иные тектоно-магматические условия и соответствующий состав магмы. Так, концентрация его в порфировых рудах, как правило, возрастает по мере увеличения кремнекислотности и калийности материнского магматического расплава в орогенном этапе [2, 12]. При этом оптимальные условия для гидротермально-метасоматической концентрации молибдена создаются в генетической связи с гидротермальной деятельностью интрузии гранитоидов более кремнекислотных и высококалийных, чем тех, с гидротермами которых связаны порфировые месторождения меди с молибденом либо без него. Очевидно, и поэтому тенденция к преимущественному развитию молибден-порфировых руд (с медью или без нее) в связи с высококремнекислотными и высококалийными магматическими ассоциациями орогенной стадии выражена отчетливее, чем в связи с умеренно-кислым магматизмом позднегеосинклинальной стадии. Тем не менее промышленные молибден-порфировые месторождения, подобно медно-порфировым, также тяготеют к андезитовым зонам и избегают терригенных геосинклиналей и зон контрастного магматизма [16].

Подчеркивая зависимость содержания меди и молибдена и, следовательно, запасов порфировых месторождений от концентрации их в магматическом расплаве, В. С. Попов [11] отмечает, что во многих случаях вариации содержаний этих металлов в расплавах могут суще-

ственно расходятся с оценками концентраций в породах интрузивов*.

По И. Д. Рябчикову [13], соотношения летучестей кислорода и серы, температуры и содержания воды в гранитоидных расплавах таковы, что исключают образование сульфидов меди и молибдена на магматической стадии формирования интрузивных тел, а это способствует накоплению указанных металлов в постмагматических гидротермах, чем и определяется существенно медный состав (Cu:Mo=320:1) руд рассматриваемых медно-порфировых объектов.

6. Рудоотложение и околорудные изменения в рассматриваемых объектах происходили на кислотной и нейтральной стадиях гидротермальных процессов инфильтрационно-метасоматическим путем.

В пределах Кедабекского рудного района широко развита целая гамма различных, наложенных друг на друга метасоматических изменений, характеризующихся разнообразием состава, строения, рудоносности и генетической связи с разновозрастным вулканоплутоническим магматизмом [1, 3]. Необходимо было выделить среди многообразия телескопированных процессов те изменения, которые присущи медно-порфировому рудообразованию, хотя порою очень трудно бывает разграничивать одноименные, но разновозрастные околорудные изменения. Тем не менее удалось произвести систематику этих рудоносных метасоматитов. Итак, в пределах Карадаг-Хархарской группы месторождений медно-порфировых руд развиты метасоматические изменения $Сц=Кв$, $Сц=Као=Кв$, $Мус=Кв$, $Орт=Кв$ и др. составов типа вторично-кварцитовой формации, переходящей во внешних зонах в изменения пропилитовой типа, и гидротермальные аргиллизиты, которые являются в целом продуктами единого процесса и связаны между собой взаимопереходами. На месторождении отмечаются $Кв$ и изредка $Кв=Карб$ прожилки заключительной стадии метасоматизма.

В строении рудно-метасоматических образований наблюдается зональность. Околорудные изменения слагают концентрические или линейно-вытянутые тела, в которых заключены прожилково-вкрапленные руды.

Обобщенная метасоматическая зональность минеральных фаций (или парагенезисов) может быть представлена в следующей схеме: ортоклаз-кварцевая с биотитом и гематитом → мусковит-кварцевая и серицит-кварцевая с магнетитом, пиритом, молибденитом, частично халькопиритом → серицит-кварцевая с халькопиритом и пиритом → кварц-каолинитовая с пиритом и частично с халькопиритом и пиритом → кварц-каолинитовая с пиритом и частично с халькопиритом → гидрослюдисто-каолинитовая (или монтмориллонит-каолинитовая) с пиритом → кальцит-хлоритовая (или альбит-эпидот-хлоритовая) с пиритом, халькопиритом → исходные интрузивные и вулканогенные породы.

* Кстати, точную оценку количества металла в магме можно получить, только определив его среднее содержание во всем объеме интрузивного массива, что представляет нелегкую задачу. Изучение потенциальной рудоносности магматических формаций только лишь путем определения содержания тех или иных металлов даже в наиболее свежих породах обычно не приводят к каким-либо однозначным выводам и даже их повышенные содержания пока еще не указывают на рудогенерирующую способность данного магматизма в отношении обнаруженных металлов. Это может быть просто интерпретировано лишь как первичные ореолы рассеяния и все. Необходимо выявить и другие более веские и надежные признаки, указывающие на потенциальную рудоносность магматической формации.

За пределами метасоматических изменений признаков медно-порфирового оруденения не наблюдается.

7. Температуры метасоматического рудообразования отвечают в целом среднетемпературным условиям. Дорудные изменения происхорит-пирит-кварцевая ассоциация) — при 300—200°C, пострудные ассоциация отлагались при низких температурах (кальцит-кварцевые прожилки — 150—110°C, ангидрит-гипсовая — 100—80°C).

8. Месторождение характеризуется также и зоной гипергенеза (окисления и вторичного сульфидного обогащения), минералы которой могут быть использованы в качестве поисковых признаков. В частности, присутствие малахита, азурита, халькозина, хризоколлы, бирюзы и др. может указать на наличие медно-порфировых руд, еще не выходящих на поверхность.

Таким образом, научно обоснованная стройная система геолого-генетических предпосылок обнаружения на Малом Кавказе скрытого медно-порфирового (существенно медного) оруденения геосинклинальной природы характеризуется определенной закономерностью, выражающейся в том, что объекты медно-порфировых руд приурочены к длительно развивающемуся гетерогенно построенному Шамхорскому вулканотектоническому поднятию с базальтоидным вулканоплутоническим известково-щелочным магматизмом фемического профиля и в более приподнятой части его — к локальным антиклиналям, контролировавшимся кольцевыми и линейными разломами и размещенными в них малыми выходами позднеюрских порфировидных умеренно-кислых интрузивов, завершивших формирование вулканоплутонических ассоциаций; в генетической (либо парагенетической) связи с гидротермальной деятельностью этих интрузивов медно-порфировое оруденения в пространственно-генетическом отношении приурочено к метасоматитам кислотного выщелачивания. Все это способствует разработке комплекса региональных и локальных геолого-генетических критериев поисков и прогнозирования месторождений медно-порфировых руд в аналогичных условиях Малого Кавказа.

Литература

1. Азадалиев Дж. А., Алиев И. А. и др. Формационный анализ метасоматических образований на примере Хархарского рудного поля (Малый Кавказ). — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность/Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещания, Л., 1981, с. 260—261.
2. Азадалиев Дж. А., Гаджиев Ш. Г. Структурно-магматический контроль медно-порфирового оруденения в ЮЗ части Зангезурского блока Малого Кавказа. — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления/Тез. V годич. конфер. Тюменского отд. ВМО. Тюмень, 1985, с. 115—117.
3. Азадалиев Дж. А., Мустафаев М. А. Вулканические структуры и процессы рудообразования в Кедабекском рудном районе (Малый Кавказ). — В кн.: Структуры рудн. полей колчед. полиметаллич. и медных месторождений Мат. Всесоюз. совещания, вып. II. Владивосток, 1985, с. 71—73.
4. Азадалиев Дж. А. О двойственной эволюции рудоносных гидротермальных систем вулканоплутонического магматизма в развитии эвгеосинклинали. — Мат. VII Всесоюз. палевулк. симпозиума. Ташкент, 1986, с. 244—245.
5. Азадалиев Дж. А., Мустафаев М. А. Особенности рудообразования в вулканоструктурах Кедабекского рудного района (Малый Кавказ). — Мат. семинары «Геол., геохим. и рудоносность Малого Кавказа и Талыша», посв. 80-летию Ш. А. Азизбекова, Баку, 1987, с. 41—42.
6. Азадалиев Дж. А. Геолого-генетические предпосылки поисков и прогнозирования медно-порфировых месторождений геосинклинального режима (Кедабекский район, Малый Кавказ)/Мат. Всесоюз. совещания «Научные принципы про-

гнозирования эндоген. оруденения в восточно-азиатских вулканич. поясах СССР». — В кн.: *Металлогенетическое значение вулкано-тектонических структур*, ч. 3 Хабаровск, 1988, с. 27—28.

7. *Козловский Е. А., Кривцов А. И.* Моделирование рудных месторождений: направления и задачи. — *Сов. геология*, 1988, № 3, с. 3—8.

8. *Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Шарпов В. Н.* Геолого-генетические модели рудных формаций. — В кн.: *Генетические модели эндогенные рудных формаций*, т. 1. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983, с. 5—14.

9. *Павлова И. Г.* Медно-порфировые месторождения. — Л.: Недра, 1978. — 275 с.

10. *Павлова И. Г.* Геолого-генетические модели молибдено-медных порфировых месторождений. — В кн.: *Генетические модели эндогенных рудных формаций*, т. 1. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983, с. 127—135.

11. *Попов В. С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977. — 204 с.

12. *Рехарский В. И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. — М.: Наука, 1973. — 268 с.

13. *Рябчиков И. Д.* О летучестях серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах. — *Геол. рудн. месторожд.*, 1971, т. 13, № 4, с. 297—314.

14. *Сотников В. И., Калинин А. С., Березина А. П.* Генетическая модель медно-молибденовой формации. — В кн.: *Генетические модели эндогенных рудных формаций*, т. 1. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983, с. 112—127.

15. *Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенетической основе). — М.: Недра, 1966. — 176 с.

16. *Твалчрелидзе Г. А.* Поисковые признаки медно-порфировых месторождений разного типа. — В кн.: *Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирового типа*/Тр. ЦНИГРИ, вып. 141, М., 1979.

17. *Шихалибейли Э. Ш., Азадалиев Дж. А.* Актуальные проблемы эндогенной металлогении Малого Кавказа (состояние и перспектива). — В кн.: *Металлогения Сибири*, т. 1/Тез. докл. XI Всесоюз. металлоген. совещания). Новосибирск, 1987, с. 238—241.

Ч. Э. Азадалиев

КЕОСИНКЛИНАЛ РЕЖИМЛИ МИС-ПОРФИР ФОРМАСИЈАЛАРЫНЫН КЕОЛОЖ-КЕНЕТИК МОДЕЛИ КИЗЛИ ФИЛИЗЛЭРИН ПРОГНОЗУ ВӘ АХТАРЫШЫ ҮЧҮН ЭСАСДЫР

(Кичик Гафгаз тимсалында)

Мағалада кестәрилер кн. белә бир модели республикамызда илк дәфә муәллиф филиз эмәләкәтирән процесләр үчүн системли јанашма јолу илә тәртиб етмишидр. Модел комплекс характерли хејли мигдарда фактик материал вә кениш әдәбијјат мәдүматы эсасында Кичик Гафгазын шимал-шәргиндә јайлымыш (Гарадаг-Хархар групу јатағлар тимсалында) кеосинклинал шәрантә әмәлә кәлмиш мис-порфир формасијалары үчүн һазырланмышдыр. Моделин тәркиб һиссәләри ујғун шәрантә кизли филизләрин ахтарышы вә прогнозу үчүн елми чәһәтдән эсасландырылмыш рекионал вә локал критериялар кими истифадә едилә биләр.

Dj. A. Azadaliev

GEOLOGY-GENETIC MODEL OF COPPER-PORPHYRITIC FORMATIONS OF GEOSYNCLINAL REGIME AS A BASE FOR PREDICTION AND SEARCH OF LATENT MINERALIZATION

(On the example of the Minor Caucasus)

Analogous model is worked out for the first time in the republic. It is built with reference to the deposits and manifestation of copper-porphyrific ore of the north-eastern part of the Minor Caucasus (on the example of the Karadag-Kharhar group of deposits of geosynclinal regime) by systematic-model method of approach to the analysis of ore-magmatic system basing on rich factual materials and literary information with the choice of more specific and typonorphic within them. Exactly, copper composition of these ore objects is substantiated scientifically. The scheme of geology-genetic preconditions of discovering latent copper-porphyrific ore served as a theoretical base of construction of real model, separate components of which can be used as regional and local criteria of search and prediction of latent ore in the analogous conditions.

УДК 550.42

Н. А. НОВРУЗОВ, Г. А. МУРАДХАНОВА, Г. А. ЧАЛАБИЕВ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В РУДАХ КАЦДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кацдагское колчеданно-полиметаллическое месторождение занимает северную часть Фелизчай-Кацдагского рудного узла, находящегося в западной части Сарыбашской структурно-формационной зоны, являющейся составной частью сланцевой эвгеосинклинали Большого Кавказа. В геологическом строении месторождения принимают участие глинистые сланцы, песчаники и алевриты геттанг-нижнеплинбахского возраста. Кацдагское месторождение приурочено к приосевой части южного опрокинутого крыла одноименной антиклинали. Одним из крупных поперечных разрезов (Губахский) рудная залежь в месторождении разделена на два резко различающихся блока: западный и восточный. Первый характеризуется наличием маломощных даек диабазов и габбро-диабазов и крупных рудных линз, второй — мощными субвулканическими телами липарит-дацитового состава и крупными выдержанными пластообразными рудными телами. В составе последнего условно выделяется центральная часть и восточный флаг залежи.

В Кацдагском месторождении к настоящему времени выявлены три параллельные рудные зоны. В составе первой рудной зоны, являющейся основной рудной залежью месторождения, установлены четыре рудных тела (с севера на юг): № 6, 9, 7 и 8. Руды делятся на два основных типа: массивный и прожилково-вкрапленный. По минеральному составу они сложены халькопирит-пирротиновыми и полиметаллически-пиритовыми (пирротиновыми) рудами.

Элементы-примеси руд Кацдагского месторождения изучены довольно слабо. Некоторые данные приведены в работах [1—3]. В настоящей статье приводятся результаты геохимических исследований, проведенных нами в течение ряда лет в данном месторождении.

В табл. 1 и 2 обобщены содержания элементов-примесей в отдельных рудных телах и природных типах руд. К наиболее характерным примесным компонентам руд месторождения относятся кобальт, кадмий, висмут, мышьяк, сурьма, марганец. Индий, галлий, таллий и селен отмечаются в малом количестве. При этом галлий в прожилково-вкрапленных рудах содержится в несколько большем количестве, чем в массивных, что вызвано повышенной концентрацией элемента в силикатной составляющей по сравнению с сульфидной [1]. Германий и теллур встречаются в ничтожных количествах. В целом, по сравнению с фелизчайскими рудами [1, 4], уровни концентрации элементов-примесей в Кацдагском месторождении несколько меньше.

Изучением взаимоотношений между компонентами установлена значимая корреляционная связь кадмия с цинком (+0,376), селена с кобальтом (+0,325), ртути с цинком (+0,519), серебром (+0,605) и теллуrom (+0,312), марганца с цинком (+0,385) и кадмием (+0,357).

Таблица 1

Содержания элементов-примесей в отдельных рудных телах Кацдагского месторождения (г/т)

Рудные тела	Bi	Co	Cd	Se	Te	Hg	Sb, %	As, %	Mn, %
Массивные руды									
6	<5-106 38,7 (66)	30-640 144 (74)	<5-150 63,5 (68)	<2-30 6,4 (73)	<2-11 2 (73)	n/o-7,2 0,63 (55)	<0,001-0,092 0,008 (72)	<0,001-0,09 0,026 (53)	0,02-0,29 0,08 (56)
7	23-250 80,4 (13)	80-400 210 (15)	<5-200 67 (14)	<2-27 8,8 (17)	<2-5 2 (17)	n/o-4,0 0,90 (12)	<0,001-0,086 0,009 (14)	<0,001-0,20 0,045 (12)	0,02-0,20 0,06 (9)
8	50-95 76,3 (3)	110-510 317 (3)	23-100 61,5 (2)	<2-24 12,3 (3)	—	—	0,003-0,009 0,006 (3)	0,025-0,06 0,037 (3)	0,01-0,06 0,03 (3)
9	180-190 185 (2)	170-290 230 (2)	40-166 115 (3)	9-41 27,3 (3)	<2 (3)	n/o-0,4 0,35 (2)	0,001-0,003 0,002 (2)	— 0,025 (2)	0,09-0,12 0,10 (2)
Прожилково-вкрапленные руды									
6	n/o-30 15,6 (16)	40-160 91 (19)	<5-100 25 (18)	<2-15 3,7 (19)	—	n/o-1,2 0,28 (15)	<0,001-0,110 0,012 (19)	0,005-0,025 0,022 (7)	0,09-0,20 0,15 (12)
7	<5-80 21,5 (39)	20-250 94 (42)	6-89 44,5 (29)	<2-20 3,9 (40)	<2 (19)	n/o-1,8 0,23 (28)	<0,001-0,030 0,003 (40)	<0,001-0,07 0,028 (27)	0,02-0,22 0,09 (29)
8	5-140 27,2 (45)	50-320 106 (47)	<5-100 38 (39)	<2-10 2,9 (47)	—	n/o-4,0 0,32 (41)	<0,001-0,033 0,003 (45)	<0,001-0,06 0,025 (36)	<0,01-0,30 0,09 (38)
9	17-31 24 (2)	80-120 100 (2)	24-66 45 (2)	6-8 7 (2)	<2 (2)	—	0,002-0,003 0,003 (2)	— 0,025 (2)	0,09-0,10 0,09 (2)

Примечание: в числителе — пределы, в знаменателе — средние содержания; в скобках — количество анализов.

Таблица 2

Пределы и средние содержания элементо-примесей в природных типах руд Кацдагского месторождения (г/т)

Элементы	Массивные руды		Прожилково-вкрапленные руды	
	Пределы содержания	Среднее	Пределы содержания	Среднее
Висмут	Не обн.—250	54 (84)	Не обн.—140	23 (102)
Кобальт	30-640	163 (94)	20-320	99 (110)
Кадмий	<5-200	66 (86)	<5-100	37 (86)
Индий	Не обн.—8	4,2 (8)	—	2 (1)
Германий	<1-2	1,3 (7)	—	1 (1)
Галлий	1-13	6,0 (19)	2-17	6,5 (13)
Таллий	<1-5	1,5 (22)	<1-4	1,2 (8)
Селен	<2-32	7,5 (96)	<2-20	3,8 (108)
Теллур	<2-11	<2 (96)	<2-8	<2 (108)
Ртуть	Не обн.—7,2	0,66 (72)	Не обн.—4	0,28 (86)
Сурьма, %	<0,001-0,092	0,008 (91)	<0,001-0,110	0,005 (106)
Мышьяк, ‰	<0,001-0,20	0,030 (70)	<0,001-0,07	0,026 (72)
Марганец, %	0,02-0,29	0,08 (70)	<0,01-0,30	0,10 (81)

С помощью кластер-анализа по величине коэффициентов корреляции выявлены три ассоциации элементов: Ag—Hg—Zn—Pb—Mn, Co—Se, Cd—As—Sb—Bi (рис.1).

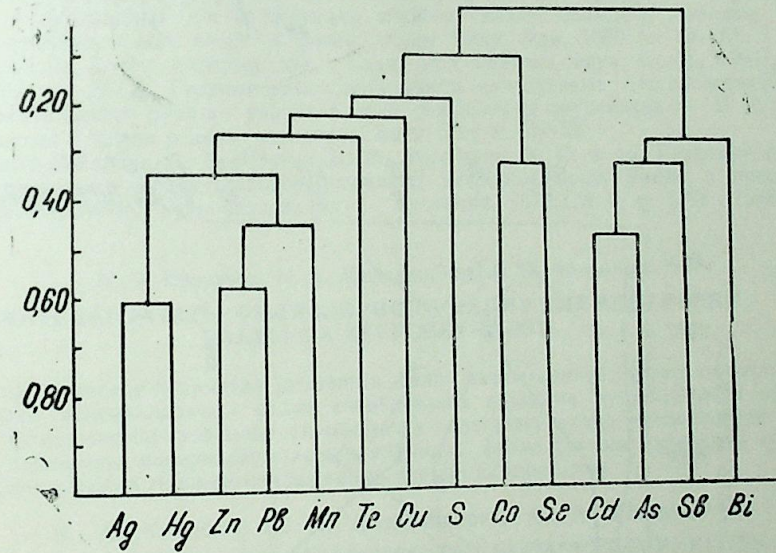


Рис. 1. Корреляционная зависимость между элементами в массивных рудах Кацдагского месторождения

Среди сульфидных минералов наибольшая концентрация висмута установлена в галените (в среднем 150 г/т) и халькопирите (110 г/т), кобальта — в пирротине 210 г/т и пирите (200 г/т), кадмия и индия в сфалерите (750 г/т и 40 г/т соответственно), селена в пирите (25 г/т) и

пирротине (23 г/т). Концентратором таллия является пирит, теллура — халькопирит. Расчет баланса распределения в рудах (мономинеральный баланс) установлено, что минералом — носителем кобальта, висмута и селена является пирротин, кадмия и индия — сфалерит, серебра — галенит и отчасти пирротин.

Вопросы геохимической зональности в распределении отдельных элементов в пределах Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения [3, 4] подкреплены новыми данными. Устанавливается неконтрастная зональность в пространственном распределении компонентов в пределах рудной залежи. Изучением особенностей распределения компонентов в рудном теле № 6, которое прослеживается по всему месторождению, выявлено, что с западного фланга на восточный концентрации меди, цинка, кобальта, кадмия и селена уменьшаются,

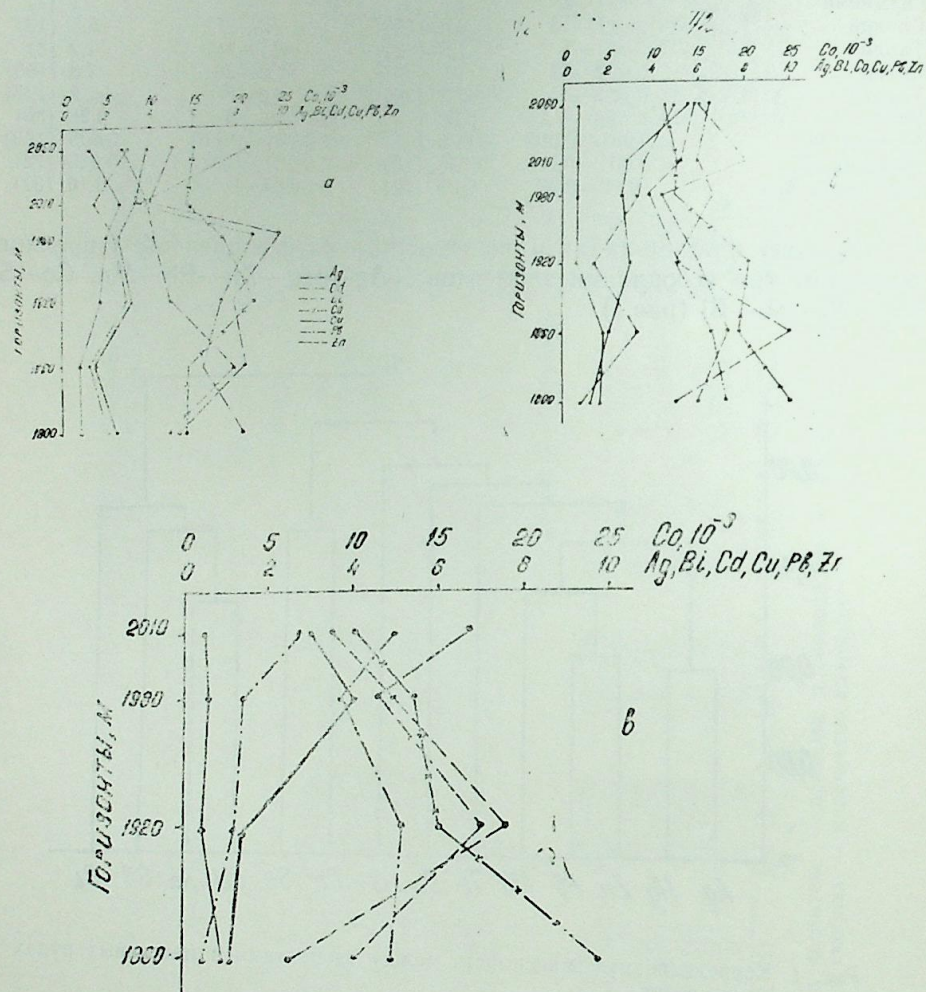


Рис. 2. Изменение концентрации некоторых компонентов по падению рудной залежи: а — западный блок; б — центральная часть; в — восточный фланг

а ртути и марганца — наоборот. Повышенные содержания свинца, сурьмы, а также мышьяка и висмута приурочены к центральной части залежи. По падению рудной залежи содержание меди в западном блоке уменьшается, а в восточном — увеличивается. Отчетливо наблюдается концентрация цинка, а также свинца по падению залежи не меняется обогащение руды цинком и свинцом, т. е. роль полиметаллической минерализации возрастает. На восточном блоке содержание свинца по падению залежи закономерно убывает. В обоих блоках концентрации серебра по падению залежи уменьшаются, а кобальта, висмута и кадмия увеличиваются (рис. 2). По мощности залежи геохимическая зональность выражена неотчетливо.

Четкое различие величины отношений S/Se, особенно S/Te и Se/Te, имеющее индикаторное генетическое значение [5], в массивных колчеданно-полиметаллических (соответственно $36 \cdot 10^3$; $187 \cdot 10^3$; 5,2) и халькопирит-пирротинных рудах ($32 \cdot 10^3$; $78 \cdot 10^3$; 2,4) Кацдагского месторождения указывает на формирование их на отдельных этапах процесса рудообразования. Анализируя характер распределения элементов-примесей в природных типах руд и сульфидных минералах можно заключить, что руды продуктивной медно-полиметаллической ассоциации Кацдагского месторождения формировались гидротермально-метасоматическим путем.

Литература

1. Новрузов Н. А.: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1968.
2. Эфендиев Г. Х., Новрузов Н. А., Гейдаров А. С., Кислякова Л. Е. К геохимии кобальта в сульфидных месторождениях южного склона Большого Кавказа. — В сб.: Исследования в обл. неорг. и физич. химии. Баку: Элм, 1970, с. 10—17.
3. Велизаде С. Ф.: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1981.
4. Новрузов Н. А. Геохимические особенности колчеданных месторождений. Белокано-Закатальского рудного района в свете зональности оруденения. — В сб.: Вопросы геохимии и химии редких элементов. Баку: Элм, с. 67—75.
5. Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Воробьева М. С. и др. Геохимия селена, теллура, висмута в медно-цинковоколчеданных месторождениях Урала и некоторые вопросы колчеданного рудообразования. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1368—1378.

Н. Э. Новрузов, К. А. Мурадханова, Н. Э. Чалэбијев

КАТСДАГ ЈАТАҒЫ ФИЛИЗЛЭРИНДЭ НАДИР ЭЛЕМЕНТЛЭРИН ПАЈЛАНМА ХҮСУСИЈАТЛЭРИ

Катсдаг колчедан-полиметал јатағынын филиз чисимлэриндэ, филиз типлэриндэ вэ баш сульфид минералларында надир элементлэрин пајланма хусусијатлэри өјрэнилмишдир. Компонентлэр арасында гаршылыгы элагэлэр, надир элементлэрин топлајычы вэ дашыјычы минераллары ашкар едилмиш, филиз јатымы саһасиндэ элементлэрин пајланмасында гејри-кэскин зоналыг мүэјјэн едилмишдир.

N. A. Novruzov, G. A. Muradkhanova, G. A. Chalabiev DISTRIBUTION PECULIARITIES OF ELEMENTS-IMPURITIES IN ORES OF KATSDAG DEPOSIT

Distribution peculiarities of elements-impurities in separate ore bodies, types of ores and main sulfide minerals of Katsdag pyritiferous polymetallic deposit have been studied. The interrelations between components and also minerals-concentrators have been revealed. The non-contrast zonality and the carriers of elements-impurities have been revealed. The non-contrast zonality in a space distribution of elements was established within the limits of an ore deposit.

УДК 551.26.03:549 (479.24)

М. М. ВЕЛИЕВ, Г. Д. БАБАЕВА, Ч. М. КАШКАИ

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ ТАЛЫШСКОЙ ЗОНЫ

Изучение в вулканических сериях Талышской зоны элементов-примесей таких, как Ni, Ti, Mn, Co, V, Cr, с целью разграничения эффузивно-интрузивных комплексов и установления геохимической истории развития базальтоидного вулканизма, представляет большой интерес.

Талышская зона характеризуется развитием вулканических серий, чередующихся с вулканогенно-осадочными толщами и относящихся к различным фациям палеогенового возраста. Эти вулканические серии представлены: андезитобазальт-базальтами, пикрит-трахибазальт-базанитами, плагиотрахиандезитобазальт-трахиандезитами, витротрахибазальт-виттербитами. Они развиты в различных структурных подзонах — блоках, ограниченных разломами различной глубины заложения и возраста. Каждая выделенная вулканическая серия подстилается и перекрывается осадочно-вулканокластическими толщами.

Для установления закономерностей распределения элементов в вулканических сериях были рассчитаны статистические параметры, определены законы распределения и связь между элементами на основе корреляционного анализа.

Результаты определений содержания Ti, Mn, Co, Ni, V, Cr в вулканических сериях даны в табл. 1, интерпретация которой указывает на значительные колебания концентрации этих элементов в различных сериях в зависимости от изменения породообразующих окислов.

Титан. В изученных сериях и толщах содержание титана колеблется от 1000 до 2400 г/т. В лавово-пирокластической и субвулканической фациях пикрит-трахибазальт-базанитовой серии наблюдается накопление титана, что связано с наличием в породах титаносодержащих минералов.

Распределение титан в сериях соответствует нормальному закону, за исключением трахиандезитобазальт-трахиандезитовой (сложный закон) и плагиотрахиандезитобазальт-трахиандезитовой (логнормальный закон).

Анализ диаграмм корреляционных связей между элементами (табл. 2) показывает, что в андезитобазальт-базальтовой серии титан имеет положительную корреляционную связь с марганцем, ванадием; в плагиотрахиандезитобазальт-трахиандезитовой серии отмечается отрицательная связь с хромом, никелем, марганцем (табл. 2).

Марганец присутствует во всех типах вулканических серий и распределен почти равномерно, максимальное содержание его отмечено в субвулканической фации пикрит-трахибазальт-базанитовой се-

Таблица 1

Статистические параметры распределения Ti, Mn, Co, Ni, V, Cr Андезитобазальт-базальтовая серия

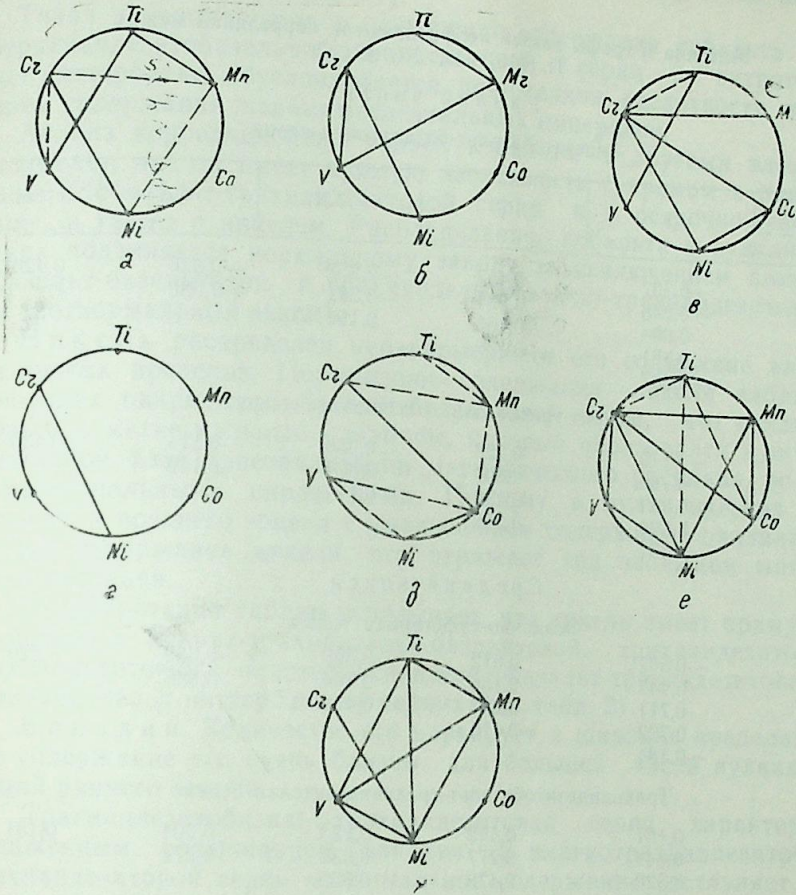
	Нормальное распределение					Логнормальное распределение					Закон распределения не опред.				
	\bar{x}	S ²	S	V	R	\bar{lgx}	lgS ²	lgS	lgV	lgR	\bar{lgx}	lgS ²	lgV	lgR	lgR
Ti	1963	1×10 ⁷	1100	55	5000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	400	100000	100	38	700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	30	400	20	67	100	1,5	0,13	0,36	1,4	1,5	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,1	0,13	0,36	1,4	2,7
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	1,7	1,01	1,00	1,44	3,0	—	—	—	—	—
Ti	1400	3×10 ⁵	550	40	190	2,5	0,03	0,17	1,08	0,9	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	1,3	0,34	0,58	2,46	2,47	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	1,9	0,08	0,28	1,23	1,00	—	—	—	—	—
Ni	139	3600	60	46	270	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	310	7×10 ⁴	260	86	1000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	2400	2×10 ⁵	490	490	1000	2,8	2,56	1,6	1,1	0,8	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	22	225	15	67	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	1,14	0,09	0,3	1,0	—	—	—	—	—	—
V	200	1×10 ⁴	100	50	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	150	3×10 ⁴	160	109	500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Пикрит-трахибазальт-базанитовая серия

Осадочно-туфогенная толща

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Трахнандезитобазальт-трахиандезитовая серия																
Ti		620	2×10^5	500	81	1700						1,87	2,7	1,64	2,1	4,1
Mn							1,04	0,49								
Co							1,35	0,27		3,7	3,69					
Ni						300		0,52		2,1	2,26					
V		110	5500	74	60											
Cr												1,63	0,8	0,9	7,4	3,5
Флищонидная туфогенно-осадочная толща																
Ti	1055		4×10^5	664	64	3000										
Mn	88,7		3969	63	71	200	2,3	0,09	0,3	1,3	0,92					
Co	66,5		3916	62	95	195										
Ni							1,7	0,07	0,26	1,2	1,2					
V																
Cr																
Плагитрахиандезитобазальт-трахиандезитовая серия																
Ti							-0,6	0,22	0,46	1,77	1,15					
Mn												-1,1	0,12	0,34	1,4	1,9
Co	53		2×100	4	81	0,01								0,74	4,2	3,1
Ni														0,54	4,7	4,0
V														0,77	4,6	2,5
Cr														0,76		

где x_i ; lgx — среднелингарифметическое содержание; S^2 , lgS^2 — дисперсия; S , lgS — среднеквадратическое отклонение; V , lgV — коэффициент вариации; R , lgR — разница между максимальным и минимальным значениями.



Графы связей коэффициентов корреляций между элементами группы железа в вулканических сериях:

a — андезитобазальт-базальтовый; *b* — пикрит-трахибазальт-базанитовый; *в* — осадочно-туфогенный; *г* — трахиандезитобазальт трахиандезитовый; *д* — флищонидный туфогенно-осадочный; *е* — плагитрахиандезитобазальт-трахиандезитовый; *ж* — витротрахибазальт-виттербитовый

ри между марганцем и никелем, марганцем и кобальтом. Распределение марганца в сериях подчиняется в основном нормальному и логнормальному законам (см. табл. 1).

Кобальт. Содержание кобальта в породах вулканогенного комплекса доходит до 320 г/т. Максимальное среднее содержание отмечается в пикрит-трахибазальт-базанитовой серии. В породах раннего эоцена содержание его варьирует в пределах от 5 до 60 г/т. Содержание кобальта несколько уменьшается в породах среднего эоцена. Такое распределение кобальта в породах указывает на то, что продукты ранней дифференциации расплава содержат больше кобальта, чем породы более поздней стадии. В осадочно-туфогенной толще среднего эоцена содержание его колеблется в пределах 30—60 г/т, а в породах плагитрахиандезитобазальт-трахиандезитовой серии 8—10 г/т. В вы-

Таблица 2

Матрица и графы связей коэффициентов корреляций между
Ti, Mn, Co, Ni, V, Cr

Ранний эоцен

Андезитобазальт-базальтовая серия

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	-0,307	0,457	-0,252	-0,026	0,496
Mn	-0,346	0,394	-0,391	-0,088	
Co	0,091	-0,165	0,196		
Ni	0,351	-0,136			
V	-0,307				

Пикрит-трахибазальт-базанитовая серия

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	-0,110	0,228	-0,350	-0,114	0,435
Mn	0,165	0,607	0,324	0,140	
Co	0,303	0,156	-0,114		
Ni	0,690	0,362			
V	0,434				

Средний эоцен

Осадочно-туфогенная толща

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	-0,502	0,612	-0,393	-0,389	-0,220
Mn	0,447	-0,136	0,304	0,385	
Co	0,711	-0,216	0,470		
Ni	0,732	-0,416			
V	-0,184				

Трахиандезитобазальт-трахиандезитовая серия

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	0,181	0,442	0,223	0,301	0,181
Mn	-0,044	0,277	0,032	0,274	
Co	0,320	0,472	0,555		
Ni	0,779	0,421			
V	0,271				

Поздний эоцен

Флишодная туфогенно-осадочная толща

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	-0,314	-0,275	-0,100	0,105	-0,568
Mn	-0,049	-0,511	-0,328	-0,533	
Co	0,577	-0,592	0,584		
Ni	0,184	-0,363			
V	-0,174				

Плагиотрахиандезитобазальт-трахиандезитовая серия

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	-0,466	-0,264	-0,347	-0,498	-0,545
Mn	0,496	0,039	0,383	0,782	
Co	0,574	-0,125	0,303		
Ni	0,425	0,385			
V	0,557				

Витротрахиабазальт-виттербитовая серия

	Cr	V	Ni	Co	Mn
Ti	0,274	0,842	0,614	-0,005	0,488
Mn	0,185	0,783	0,488	0,045	
Co	0,243	0,178	0,166		
Ni	0,481	0,739			
V	0,170				

ше залегающей витротрахиабазальтовой серии содержание кобальта снова увеличивается (до 300 г/т).

Такая закономерность в повышении содержания кобальта от плагиотрахиандезитобазальт-трахиандезитовой серии к витротрахиабазальт-виттербитам обуславливается понижением кислотности и увеличением содержания железо-магнезиальных минералов.

Анализ корреляционных связей кобальта с другими элементами показывает, что он имеет прямую зависимость с хромом в плагиотрахиабазальт-трахиандезитовой серии и в осадочно-туфогенной сериях подчиняется нормальному закону за исключением пикрит-трахибазальт-базанитовой и трахиандезитобазальт-трахиандезитовой серии (логнормальный закон).

Никель распределен неравномерно и его содержание варьирует в широких пределах. Повышенное содержание никеля наблюдается в породах пикрит-трахибазальт-базанитовой серии, что связано, во-первых, с магнезиальным оливином, который образовался в интератед-лурической фазе кристаллизации магматического расплава, во-вторых, с магнезиальными пироксенами. Поэтому в вулканических сериях среднего и позднего эоцена с уменьшением содержания оливина уменьшается содержание никеля, что отражает ход эволюции магматического расплава.

Интерпретация таблиц показывает, что никель имеет прямую связь с хромом в пикрит-трахибазальт-базанитовой, трахиандезитобазальт-трахиандезитовой, плагиотрахиандезитобазальт-трахиадезитовой, витротрахиабазальт-виттербитовой сериях (см. табл. 2).

Ванадий. Количество его варьирует в широких пределах. Среднее содержание его очень близко для большей части вулканических фаций раннего эоцена.

Трахиандезитобазальт-трахиандезитовая серия характеризуется пониженным содержанием ванадия. В плагиотрахиандезитобазальт-трахиадезитовой серии максимальное содержание составляет 600 г/т. В витротрахиабазальт-виттербитовой серии содержание его увеличивается в лавовой фации до 260 г/т и в субвулканической — до 980 г/т, по сравнению с породами других серий. В осадочно-туфогенной флишодной толще среднее содержание ванадия составляет 200 г/т.

Таким образом, проведенный анализ показал, что повышенное содержание ванадия, отмеченное в породах раннего эоцена, по всей вероятности, связано с магнетитом, ильменитом и титан-авгитом, количество которых в этих породах больше, чем в породах других стратиграфических единиц. Распределение ванадия в различных сериях подчиняется нормальному закону. Отмечается прямая связь между ванадием и хромом в пикриттрахибазальт-базанитовой, плагиотрахиандезитобазальт-трахиадезитовой, а обратная — в андезитобазальт-базальтовой сериях.

Анализ распределения ванадия в вулканических сериях показывает на некоторую зависимость его от содержания Fe_2O_3 и TiO_2 . Такая зависимость отмечается для раннеэоценовых серий, где содержание его увеличивается до 1000 г/т с увеличением содержания железисто-магнезиальных минералов.

Хром. Содержание хрома в вулканических сериях колеблется в широких пределах. В андезитобазальт-базальтовой серии содержание

его находится в пределах 15—120 г/т. В осадочно-туфогенной толще и в трахиандезитобазальт-трахиандезитовой серии содержание его падает до 85 г/т. В витротрахибазальт-виттербитовой серии содержание хрома в некоторых разновидностях пород (эссекситы, трахидолерит и др.) увеличивается до 300 г/т.

Хром имеет положительную корреляционную связь с никелем; почти во всех сериях распределение его в вулканических сериях подчиняется логнормальному закону, а в пикрит-трахибазальт-базанитовой — нормальному закону.

Интерпретация табличных данных и диаграмм показывает, что связь между Ti и Ni, а также Ti и Co отсутствует, а в плагиотрахиандезитобазальт-трахиандезитовой, витротрахибазальт-виттербитовой сериях отмечаются наличие связи между Ni и Ti. По всей вероятности, эта связь объясняется увеличением количества феррических минералов в составе этих серий. На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Характерной особенностью пород, входящих в вулканические серии, является наличие постоянной связи между хромом и никелем. В породах исследуемых серий имеются многогранные связи между элементами, имеющие тесную корреляционную связь.

2. Изменение содержания Ti, Mn, Co, Ni, V, Cr в вулканических сериях Талыша в некоторой степени отражает общую геохимическую закономерность их распределения в зависимости от эволюции магматического расплава во времени. При этом с увеличением содержания SiO₂ и щелочей одновременно происходит уменьшение MgO и FeO, что приводит к занижению количества исследуемых элементов. Такое изменение содержания связано с эволюцией магнизиально-железистых минералов, в которых они изоморфно замещают Mg и Fe.

3. Закономерное уменьшение концентраций Ti, Co, Ni, V, Mn, Cr в вулканических сериях в ходе эволюции расплава подчеркивает наличие единого магматического очага основного — щелочного состава, который явился источником всех типов пород, развитых в Талышской тектонической зоне.

Литература

1. Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М., Исмаилов А. Д., Нижерадзе Н. Ш., Емельянова Е. Н., Мамедов М. Н. Геология и вулканизм Талыша. — Баку: Элм, 1979. — 245 с.

2. Смирнов Б. И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. — М.: Недра, 1971. — 134 с.

М. М. Велиев, К. Ч. Бабаева, Ч. М. Гашгај

ТАЛЫШ ЗОНАСЫНЫН ГЭЛЭВИ-БАЗАЛТОИД ФОРМАСИЈАСЫНА АИД ОЛАН ВУЛКАНИК СҪУХУРЛАРДА ДЭМИР ГРУПУ ЭЛЕМЕНТЛЭРИНИН ПАЈЛАНМАСЫНЫН СТАТИСТИК АРАШДЫРЫЛМАСЫ

Магаләдә Талыш зонасынын гәлэви-базалтоид формасијасына малик вулканик сүхурларда дэмир групуна аид олан элементлэрин пәјланма хүсусијәтлэри арашдырылыр. Статистик параметрлэрин арашдырылмасы тәдтиг олунап вулканик сүхурларын ејни магматик мәншәјә аид олдуғуну көстэрип.

M. M. Veliev, G. D. Babaeva, Ch. M. Kashkai

STATISTIC ANALYSE DISTRIBUTION OF SOME ELEMENTS OF GROUP IRON IN VOLCANIC SERIES OF ALKALINE BASALTIC FORMATION OF THE TALISH ZONE

In article is adduced the statistic facts of distribution elements in different volcanic series of the Talish zone. It is established that the volcanic series belong to the same magmatic origin.

УДК 666.327.004.3/479.24

О. М. ИМАНОВА, А. Г. СЕИДОВ, А. М. ИМАНОВ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛИКАТНОГО ТИПА ПИГМЕНТНОГО СЫРЬЯ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР И РАЦИОНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ

Исследование природного пигментного сырья и их типов имеет важное научно-практическое значение. Впервые В. В. Залесский, Ю. А. Розанов [1] и К. И. Толстихина [2] разработали классификацию природного пигментного сырья. Ими выделены карбонатные, железокислые, глинистые, сажистые, кремнеземистые, сульфатные, фосфатные и сернистые типы.

Авторы работы [1] к кремнеземистому типу относят скопления свободной кремнекислоты и алюмосиликатных минералов, окрашенных оксидами и гидроксидами железа и марганца. К. И. Толстихина заметно ограничивает сферу кремнеземистых типов пигментного сырья, относя к ним те горные породы и минералы, в которых хромофоры находятся в химически связанной форме с кремневой кислотой.

Исследование структурно-текстурных особенностей, вещественного состава и физико-технических свойств природных пигментов 24 месторождений Азербайджана позволило нам несколько расширить их типы. Установлено, что некоторые изученные нами пигменты по своим химико-минералогическим составам и физико-техническим свойствам резко отличаются от известных типов пигментного сырья.

В связи с этим нами выделен силикатный тип пигментного сырья, к которым отнесено пигментное сырье, состоящее из минералов кремнезема, алюмосиликатов (кроме глинистых), окрашенных оксидами и гидроксидами железа, содержанием Fe₂O₃ до 30%. Содержание глинистых частиц и минералов не более 50 и 35% соответственно.

Рассматриваемый тип пигментного сырья генетически связан с продуктами преобразования пород вулканического происхождения и поэтому отличается более жесткой структурно-текстурной особенностью, большим количеством отходов при обогащении, меньшей маслосемкостью и пр.

Силикатным типом пигментного сырья сложены Мирзикское месторождение, Дашвейсаллинское, Казанзаминское-1, Фаталипейнское-1, Ордубадское, Гадрутское, Мурутское и Чайкендское проявления. Образцы пигментного сырья, отобранные из указанных районов Малого Кавказа, подверглись физико-химическим и физико-техническим анализам.

По гранулометрическому составу силикатные типы пигментов соответствуют суглинкам, алевролитам и субалевролитам (табл. 1).

В составе пигментов суглинистого типа преобладают глинистые и алевролитовые частицы. Ввиду относительно большего количества карбоната кальция в пигментах из Фаталипейнского и Гадрутского мес-

Таблица I

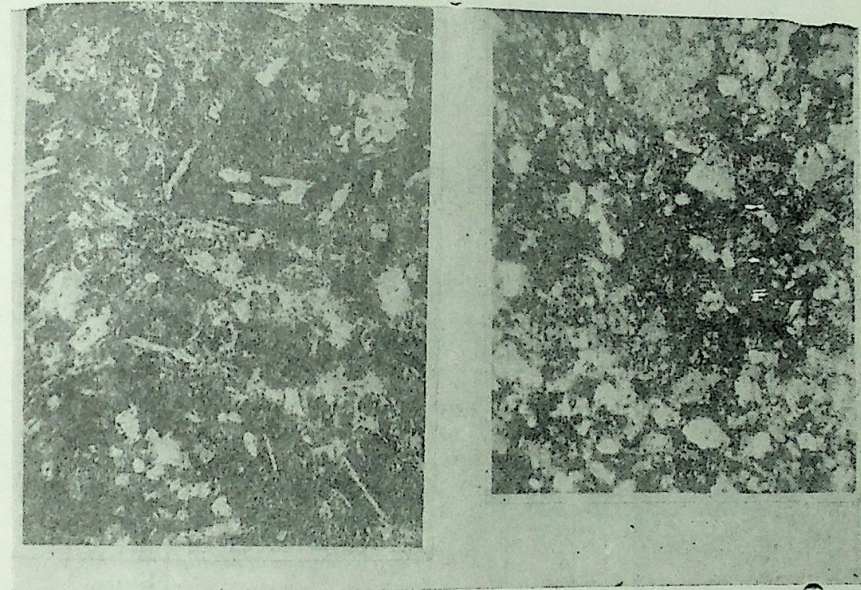
Гранулометрические и минералогические составы силикатного типа пигментного сырья

№ п/п	Месторождение	Гранулометрический состав, %				Преобладающие минералы, %			Число набухания об. %	Генетический тип месторождений
		> 0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01	глинистые	хромовые	неглинистые		
1	Дашвейсаллинское	0,9	5,2	43,1	44,9	65,2	20,2	14,8	25	Делювиально-алювиальный
2	Фаталипеинское-1	0,5	10,3	34,0	43,9	60,5	28,5	11,0	50	Элювиальный
3	Казанзаминское-1	3,0	6,3	41,0	44,2	67,0	26,7	16,3	67,5	"
4	Чайкендское	5,7	15,5	43,0	31,6	65,0	6,3	28,7	50	Жильный
5	Мирзское	0,6	4,7	45,4	48,0	47,0	35,6	17,4	75	Гидротермально измененный
6	Мурутское	0,3	5,1	54,5	40,1	75,5	11,0	13,5	0	Вулканический
7	Гадрутское	0,1	4,9	58,3	25,7	54,0	30,8	15,2	60	Элювиальный
8	Ордубадское	—	4,0	63,9	30,7	65,0	15,0	20,0	65	Жильный

торождений они относятся соответственно к карбонатным суглинкам и алевритам.

Грубый гранулометрический состав природных пигментов силикатного типа обусловлен их жесткой текстурой и кварц-полевощпатоци расматриваемые пигменты, согласно работе [2], относятся к сырью средней дисперсности.

Структура этих пигментов унаследованная — андезитовая, литокластическая, алеврито-пелитовая, алевритовая и псаммо-пелито-алевленников и микролитов плагиоклаза (10—45), обломков андезита (8—50), кварца (5—15), биотита (5—7), роговой обманки (3—5) и цементирующего вещества (25—35).



Микроструктура силикатного типа пигментов:
а — андезитовая; б — алеврито-пелитовая. Без анализатора ув. 160.

Хромофоры пигментного сырья Мурутского, Фаталипеинского-1, Казанзаминского-1 и Дашвейсаллинского месторождений полиминеральны и представлены гетитом, гидрогетитом и гематитом, гидрогематитом и оксидножелезистом. Показатель светопреломления хромофоров близок к $2,94 \pm 0,03$.

Песчано-алевритовая фракция этих пигментов содержит (в %) обломки андезита (26—60), полевых шпатов (8—65), кварца хальцедона, α -кристобалита, опала (10—34), слюды (3—22) и глинистых минералов (6—36).

Глинистая фракция силикатных пигментов полиминеральная и по наличию преобладания глинистых минералов выделяются каолинитовые и монтмориллонитовые разновидности.

Таблица 2

Химический состав силикатного типа пигментного сырья

№ месторождения	Содержание, %											
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O + H ₂ O	SO ₃	п.п.п.	MnO	P ₂ O ₅
1	49,4	17,1	—	10,5	—	8,8	3,6	3,3	0,3	6,8	—	—
2	47,2	15,2	1,0	7,3	1,3	12,9	2,1	2,5	0,02	9,9	0,2	0,11
3	47,6	19,0	1,5	12,6	0,2	7,0	1,9	3,1	0,02	7,1	0,1	0,05
4	58,5	1,5	0,2	23,5	0,5	1,8	3,8	0,34	0,02	9,2	0,1	0,11
5	50,8	19,8	—	13,9	—	1,4	3,0	2,01	0,7	9,7	—	—
6	51,9	16,9	—	10,0	—	8,2	2,8	5,6	1,4	3,3	—	—
7	44,1	22,1	—	11,4	—	9,7	3,6	1,5	1,1	8,0	—	—
8	49,9	21,3	—	12,9	—	1,4	3,2	5,6	0,3	5,4	—	—

Примечание: *Номер месторождения соответствующих табл. 1. |

Таблица 3

Результаты анализа водной вытяжки

№ место- рожде- ния	Катионы			Анионы				Водораст- воримые соли	Сухой оста- ток	Влага	рН водной вытяжки
	Ca ²⁺	Mn ²⁺	Na ⁺ +K ⁺ (по-разн.)	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻					
1	0,41** 0,008	0,02 0,0002	1,13 0,03	0,95 0,06	0,4 0,01	0,21 0,01	0,12	0,13	4,57	7,9	
2	0,46 0,009	0,38 0,005	1,15 0,03	1,02 0,06	0,57 0,02	0,42 0,02	0,14	0,10	4,20	8,4	
3	0,47 0,009	0,10 0,001	0,51 0,009	0,72 0,004	0,23 0,007	0,14 0,005	0,07	0,05	0,14	7,5	
4	0,43 0,008	0,10 0,001	1,32 0,03	0,86 0,05	0,37 0,01	0,63 0,03	0,13	0,17	4,96	7,95	
5	0,79 0,02	0,23 0,003	2,15 0,05	1,91 0,12	0,84 0,03	0,42 0,03	0,25	0,20	5,25	8,2	
6	0,4 0,008	0,08 0,0009	2,25 0,05	1,92 0,12	0,39 0,01	0,43 0,02	0,21	0,20	0,70	7,2	
7	0,72 0,02	0,08 0,0003	1,30 0,05	1,64 0,12	0,32 0,03	0,14 0,03	0,16	0,18	5,26	7,34	
8	0,32 0,006	0,04 0,0005	1,02 0,02	0,72 0,04	0,39 0,01	0,27 0,01	0,10	0,12	1,60	7,05	

Примечание: **Номер месторождения соответствует табл. 1. Цислителъ — содержание, мг/экв.: знаменатель — содержание, %.

В химическом составе преобладают SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 2). Содержание кремнезема колеблется от 44,1 до 58,5%. В этих пигментах в значительном количестве содержится Al_2O_3 — до 22%, что уступает только каолинитовому пигменту. Минимальное содержание Al_2O_3 фиксируется в пигменте Чайкендского проявления, что обусловлено бедностью исходного пигментообразующего ультрабазитов глинозема. Рассматриваемые пигменты характеризуются количеством F_2O_3 — до 24%. Большая часть железа представлена трехвалентным, в некоторых пигментах присутствует и закисное железо. Некоторая часть Fe_2O_3 входит в структуру слюд, глинистых минералов, роговой обманки и пр. В пигментах некоторых месторождений отмечается относительно повышенное содержание MgO и CaO . Первый из них, возможно, в октаэдрической сетке глинистых минералов частично замещает Al_2O_3 , а второй связан с присутствием кальцита.

Как следует из данных табл. 3, изученный тип пигментного сырья характеризуется малым содержанием растворимых в воде веществ (0,07—0,25%), что связано с преобладанием и выщелачиванием продуктов вулканогенных пород.

По составу и количеству растворимых веществ пигменты Дашвейсаллинского, Фаталипеинского-1, Казанзаминского-1 и Чайкендского месторождений различаются между собой.

Растворимое вещество минимально (0,07%) в пигментном сырье Казанзаминского проявления, причем среди катионов преобладают Ca^{2+} и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, а среди анионов HCO_3^- . Судя по содержанию последних в этом пигментном сырье преобладают бикарбонаты кальция и щелочей. Почти таким же составом характеризуются другие силикатные пигменты, лишь с тем отличием, что в некоторых из них присутствуют в заметном количестве сульфат-ионы, которые могут быть связаны с сульфатами щелочей.

В оценке качества природных пигментов, наряду со структурно-текстурными особенностями и минералого-химическим составом, большую роль играет определение их физико-технических свойств: цвета, укрывистости, маслосемкости, дисперсности и пр.

В результате инструментального изучения на компараторе ЭКЦ-1 и ФКЦ-III установлены желтые, красные и фиолетовые цвета, среди которых преобладают желтые разновидности.

В зависимости от содержания оксида железа и других оксидов, нерастворимого остатка, минерала хромофора и порообразующих составляющих желтые пигменты имеют светлые и темные тона, причем преобладают первые (табл. 4). Эти пигменты представлены сильно измененными вулканическими породами, окрашенными гетитом, гидрогетитом и оксидноярозитом, которые в сочетании с порообразующими минералами оказывают различное влияние на цветовые характеристики пигментов. Для желтых силикатных пигментов, в которых хромофором являются гетит и гидрогетит, цветовой ток (λ) находится в пределах 580—584 нм, что соответствует длине волн желтых спектральных цветов. Эти пигменты отличаются и высокой чистотой цвета, колеблющейся в пределах 52—65%. Существенное отличие пигмента из Фаталипея по яркости (12,2%) объясняется тем, что его хромофор окрашивает основные порообразующие минеральные компоненты — полевой шпат, вулканические стекло и др., что влечет за собой загряз-

Таблица 4

Физико-технические свойства силикатного типа пигментного сырья

№ месторождения*	Цветовая характеристика			Укрывистость, г/м ²	Малоёмкость, г/100 г	Остаток после мокрого просева на сите 0063, %	Плотность, г/см ³	Номенклатура пигмента
	длина волны, λ , нм	чистота цвета, P, %	яркость B, %					
1	591	38	12,2	110,7	27,2	1,2	2,78	Силикатно-красный
2	610	21	19,9	109,9	22,5	3,0	2,69	"
3	589	56	22,2	115,0	24,3	2,1	2,76	"
4	584	65	22	69,5	30,2	1,0	2,62	0—1
5	580	55	37,2	93,5	29,7	1,1	2,60	0—2
6	—	—	—	69,0	27,9	0,8	2,77	Силикатно-красный
7	582	52	34,4	180,8	20,4	1,2	2,54	0—3
8	581	65	36,4	80,8	28,7	0,6	2,62	0—3

Примечание: * Номер месторождения соответствует табл. 1.

нение общей окраски пигмента. Определенную роль играет также гидратация иона Fe^{3+} и соотношение Mn/Fe . (Содержание Mn 0,12%).

Желтые, а также фиолетовые пигменты Мурутского месторождения характеризуются сходной и удовлетворительной укрупненностью. Это объясняется тем, что в желтых пигментах содержание Fe_2O_3 относительно высокое, причем Fe_2O_3 находится в высокодисперсном состоянии и в значительном количестве содержит дисперсное глинистое вещество. Эти пигменты характеризуются близкими значениями маслосъемкости — 27,9—29,7 г/100 г. Пигмент из Гадрутского месторождения относится к лессировочным, что объясняется меньшим количеством Fe_2O_3 и высоким содержанием кварц-полевошпатовых минералов.

Несмотря на грубодисперсность и жесткость частиц силикатные типы пигментов могут быть широко использованы в различных отраслях народного хозяйства, особенно в производстве строительных материалов — для получения цветного цемента, гипса, гачи и др.

Литература

1. Залесский Б. В., Розанов Ю. А. — В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1946.
2. Толстикова К. И. Природные пигменты Советского Союза. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.

О. М. Иманова, А. Н. Сеидов, Э. М. Иманов

АЗЕРБАЙДЖАНСКИЕ СИЛИКАТНО-ТИПОВЫЕ ПИГМЕНТЫ И ИХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ В РАЦИОНАЛЬНОМ РАЙОНЕ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ

Мәгәләдә Азербайжандин мүхтәлиф районларинда јерләшән силикат тип тәбии пигментларин физико-химјәви хусусијјәтләри вә онларын тәтбиг сәһәләри верилмишидир.

Комплекс тәдқиғат нәтиҗәсиндә онларын гранулометрик, минераложии вә химјәви тәркибләри өјрәнилмишидир. Мүәјјән олунмушдур ки, бу тип пигментләр суда һәлл олан дузларын миғдарына кәрә тәбии пигментләр үчүн гүввәдә олан стандартларын тәләбләринә чаваб верир. Бу вә диҗәр мүсбәт хәссәләринә кәрә өјрәнилән пигментларин әлавәси илә рәнкли тикинти материаллары алмағ олар.

O. M. Imanova, A. G. Seidov, A. M. Imanov

THE PHYSICO-CHEMICAL PECULIARITIES OF THE SILICATE TYPE PIGMENT RAW OF AZERBAIJAN AND RATIONAL REGION OF THEIR USAGE

The complex researches of the silicate type of Azerbaijan SSR pigment raw are carried out. The studied pigments are characterised by the prevalence in SiO_2 , M_2O_3 and Fe_2O_3 chemical composition with little content of solute matters in the water. They are recommended in the production of the building materials for getting coloured cement, gypsum, alm and so on.

АЗЕРБАЙДЖАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри сәријасы, 1989, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989, № 4

УДК /551.761.3+551.762:561/ (479.2)

О. М. БАШИРОВ

О ХАРАКТЕРЕ СРЕДНЕЮРСКИХ ФЛОР ГРУЗИИ

К настоящему времени накопился достаточно интересный материал по юрским флорам Азербайджана. Но для их детальной палеофлористической оценки и фитостратиграфической характеристики необходимым условием является общий критический анализ юрских флор Кавказа, вообще, и юрских флор Грузии, в частности.

Для этой цели в процессе изучения мезозойских флор Азербайджана автор ознакомился с юрскими флороносными отложениями Грузии, посетив геологические разрезы районов Ткварчели, Ткибули, Гелати и других мест, причем параллельно он собрал и палеоботаническую коллекцию в угленосных слоях Ткибули, откуда им были определены следующие ископаемые растения: *Osmundopsis prynadae* Delle, *Todites williamsonii* (Brongn. (Sew., *Klukia exilis* (Phill.) Racib., *Cladophlebis* sp., *Ctenozamites cycadea* (Berger) Nath., *Ptilophyllum acutifolium* Morr., *Ptilophyllum cutchense* Morr., *Nilssonia variabilis* Pryn.

Этот список совершенно не влияет и не изменяет представления о составе батской флоры Грузии, сводный список которой совместно с байосской дается в таблице, откуда явствует, что батская флора характеризуется значительно более богатым составом по сравнению с байосской [2, 4—9].

Из этой таблицы также видно, что байосская флора включает 21 вид ископаемых растений, из которых 9 видов являются характерными для средне- и средневерхнеюрских флор. Остальные же 12 растений характеризуются широким вертикальным распространением, но начиная с более древних отрезков мезозоя. В частности, *Todites williamsonii* и *Podozamites lanceolatus* а в основном характерны для рэт—нижней юры, *Osmundopsis prynadae*, *Klukia exilis*, *Conopteris* ex gr. *hymenophylloides*, *C. murrayana*, *Matonidium goeppertii*, *Sagenopteris phyllipsii*, *Ptilophyllum caucasicum*, *Nilssonia vittaeformis*, *Czekauovskia* ex gr. *rigida*, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* в большей мере характеризуют нижнеюрские флористические комплексы.

Таким образом, байосская флора Грузии носит более древний характер, ибо больше половины ее состава свойственно более древним отрезкам юрского периода.

Примерно такой же характер носит и более богатая батская флора Грузии, которая содержит 113 видов ископаемых растений, причем здесь встречаются представители ряда порядков и семейств, отсутствующих в байосской флоре.

В батском флористическом комплексе также преобладают юрские растения широкого вертикального распространения, которые, в общем, не опровергают среднеюрский возраст флоры. Но, наряду с этими элементами, в этом комплексе встречаются и ископаемые растения, которые в основном характерны для рэт—нижнеюрских флористических комплексов.

Сводный список байосской и батской флор Грузии

№№	Название видов	Среднеюрская флора Грузии	
		Байос	Бат
1	2	3	4
1	<i>Selaginellites rostratus</i> Burak		+
2	<i>Neocalamites hoerensis</i> (Schimp.) Halle		+
3	<i>Neocalamites</i> aff. <i>nathorsti</i> Erdtman		+
4	<i>Equisetum beanii</i> (Bunb.) Harris	+	+
5	<i>Equisetum laterale</i> Phill.		+
6	<i>Equisetum</i> sp.	+	+
7	<i>Marattia muensteri</i> (Goep.) Delle		+
8	<i>Osmundopsis prynadae</i> Delle	+	+
9	<i>Todites princeps</i> (Presl.) Goth.		+
10	<i>Todites williamsonii</i> (Brongn.) Sew.	+	+
11	<i>Klukia exilis</i> (Phill.) Racib.	+	+
12	<i>Coniopteris angustiloba</i> Brick.		+
13	<i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew.		+
14	<i>Coniopteris</i> ex gr. <i>hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew.	+	+
15	<i>Coniopteris murrayana</i> (Brongn.) Brongn.	+	+
16	<i>Coniopteris georgica</i> Jac.		+
17	<i>Gonatosorus lobifolia</i> Burak		+
18	<i>Lobofolia lobifolia</i> (Phyll.) Rassk. et Leb.	+	+
19	<i>Phlebopteris polypodioides</i> Brongn.		+
20	<i>Matonidium goeppertii</i> (Ett.) Schenk.	+	+
21	<i>Clathropteris</i> sp.		+
22	<i>Dictyophyllum rugosum</i> Lindl. et Hutt.		+
23	<i>Dictyophyllum nilssonii</i> (Brongn.) Goep.		+
24	<i>Veichselia reticulata</i> Stokes et Webb.		+
25	<i>Cladophlebis</i> aff. <i>kamenkensis</i> Thomas		+
26	<i>Cladophlebis suluktensis</i> Brick.		+
27	<i>Cladophlebis whitbiensis</i> (Brongn.) Brongn.		+
28	<i>Pachypteris lanceolata</i> Brongn.		+
29	<i>Pachypteris multififormis</i> Delle		+
30	<i>Pachypteris</i> aff. <i>speciosa</i> (Ett.) Andrae		+
31	<i>Ctenozamites cycadea</i> (Berger.) Schenk.		+
32	<i>Sagenopteris heterophylla</i> Dolud. et Swan.	+	+
33	<i>Sagenopteris phillipsii</i> (Brongn.) Presl.	+	+
34	<i>Sagenopteris latus</i> Jac.		+
35	<i>Williamsonia whitbiensis</i> Nath.		+
36	<i>Williamsonia</i> sp.		+
37	<i>Anomozamites variabilis</i> (Pryn.) Jac.		+
38	<i>Anomozamites</i> sp.		+
39	<i>Nilssoniopteris angustifolia</i> Dolud.	+	+
40	<i>Nilssoniopteris</i> cf. <i>angustifolia</i> Dolud.		+
41	<i>Nilssoniopteris muchlensis</i> Dolud.	+	+
42	<i>Nilssoniopteris tkibulensis</i> Jac.		+
43	<i>Nilssoniopteris vittata</i> (Brongn.) Fl.		+
44	<i>Nilssoniopteris vulgaris</i> Dolud.		+
45	<i>Otozamites graphicus</i> (Leck.) Harris		+
46	<i>Otozamites caucasica</i> Jac.		+
47	<i>Otozamites latior</i> Saporta		+
48	<i>Otozamites</i> sp. A.		+
49	<i>Otozamites</i> sp. B.		+
50	<i>Pterophyllum kakhadzei</i> Svan.		+
51	<i>Pterophyllum djanelidzei</i> Svan.		+
52	<i>Pterophyllum</i> sp.		+
53	<i>Ptilophyllum acutifolium</i> Morr.		+

Окончание таблицы

1	2	3	4
54	<i>Ptilophyllum acutifolium</i> f. <i>latum</i> Delle		
55	<i>Ptilophyllum caucasicum</i> Dolud. et Swan.		+
56	<i>Ptilophyllum cutchense</i> Morr.	+	+
57	<i>Ptilophyllum okribense</i> Dolud. et Swan.		+
58	<i>Pseudocycas</i> cf. <i>saighanensis</i> Jak. et Shukla.	+	+
59	<i>Cycadolepis ovalis</i> Dolud.		+
60	<i>Cycadolepis rugosa</i> (Halle) Harris		+
61	<i>Cycadolepis gracilis</i> Jac.		+
62	<i>Cycadolepis insignis</i> Jac.		+
63	<i>Cycadolepis</i> sp.		+
64	<i>Zamites</i> sp.		+
65	<i>Stenis pontica</i> Delle		+
66	<i>Cycadites rectangularis</i> Brauns	+	+
67	<i>Nilssonia princeps</i> (Oldh. et Morr.) Sew.		+
68	<i>Nilssonia grandifolia</i> Delle		+
69	<i>Nilssonia grandifolia</i> f. <i>rarinervis</i> Delle		+
70	<i>Nilssonia</i> cf. <i>kendalii</i> Harris		+
71	<i>Nilssonia variabilis</i> Pryn.		+
72	<i>Nilssonia vittaeformis</i> Pryn.	+	+
73	<i>Nilssonia</i> sp.		+
74	<i>Paracycas brevipinnata</i> Delle		+
75	<i>Paracycas cteis</i> (Harris) Harris cf. <i>spinulata</i> Dol.		+
76	<i>Pseudoctenis weberi</i> (Sew.) Pryn.		+
77	<i>Pseudoctenis latus</i> Dolud.		+
78	<i>Pseudoctenis</i> aff. <i>latus</i> Dolud.		+
79	<i>Pseudoctenis</i> aff. <i>magnifolius</i> Dolud.		+
80	<i>Taeniopteris</i> sp. cf. <i>Nilssoniopteris vittata</i> (Br.) Fl.	+	+
81	<i>Ginkgo digitata</i> (Br.) Heer		+
82	<i>Ginkgo katscharavai</i> Svan.		+
83	<i>Ginkgo</i> sp.		+
84	<i>Baiera inaequilobata</i> Delle		+
85	<i>Sphenobaiera colchica</i> (Pryn.) Delle		+
86	<i>Sphenobaiera tsagarelii</i> Svan.		+
87	<i>Czekanowskia rigida</i> Heer		+
88	<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>rigida</i> Heer	+	+
89	<i>Czekanowskia latifolia</i> Turut.—Ket.		+
90	<i>Pseudotorellia</i> cf. <i>pulchella</i> (Heer.) Vassil.		+
91	<i>Podozamites eichwaldii</i> Schimp.		+
92	<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.	+	+
93	<i>Podozamites angustifolius</i> (Eichw.) Heer.		+
94	<i>Araucarites vassilevskiae</i> Tur.—Ket.		+
95	<i>Araucarioxylon</i> sp.		+
96	<i>Brachyphyllum expansum</i> (Sternb.) Sew.		+
97	<i>Brachyphyllum</i> cf. <i>expansum</i> (Sternb.) Sew.		+
98	<i>Elatides</i> cf. <i>curvifolia</i> (L. et H.) Sew.		+
99	<i>Pagiophyllum peregrinum</i> (L. et H.) Schimp.		+
100	<i>Pagiophyllum</i> cf. <i>peregrinum</i> (L. et H.) Sew.		+
101	<i>Pagiophyllum</i> cf. <i>williamsonii</i> (Brongn.) Sew.		+
102	<i>Pagiophyllum</i> sp. cf. <i>Haiburnia setosa</i> (Phill.) Heer.		+
103	<i>Pagiophyllum</i> sp.		+
104	<i>Elatocladus ketovae</i> Dolud.		+
105	<i>Elatocladus subzamioides</i> (Moell.) Tur.—Ket.		+
106	<i>Elatocladus</i> sp.		+
107	<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer.) Nath.		+
108	«Widdringtonites» <i>karataviensis</i> Tur.—Ket.		+
109	<i>Xenoxylon latiporasum</i> (Crum.) Goth.		+
110	<i>Carpolithes</i> aff. <i>minor</i> Brongn.		+
111	<i>Carpolithes</i> sp. A.		+
112	<i>Carpolithes</i> sp. B.		+
113	<i>Carpolithes</i> sp. C.		+

ческих комплексов: два вида *Neocalamites*, *Equisetum beanii*, *Marattia*, *Osmundopsis*, два вида *Todites*, *Klukia*, четыре вида *Coniopteris*, *Phlebopsis*, *Matonidium*, три вида *Cladophlebis*, *Pachypteris*, *Ctenozamites*, три вида *Ptilophyllum*, *Pseudocycas*, *Cycadides*, два вида *Nilssonia*, *Ginkgo digitata*, *Czekanowskia rigida*, *Podozamites lanceolatus*, *Brachyphyllum* и *Pityophyllum ex gr nordenskiöldii*. Следовательно, батская флора, как и байосская, по составу и общему облику носит более древний характер.

Если проанализировать взаимоотношения более древних и более молодых представителей юрских растений в байосских и батских флористических комплексах, то выявится следующее: из общего числа байосского комплекса, насчитывающего 21 ископаемое растение, 12 являются представителями более древних комплексов и занимают во флоре байоса 52,4%, а в батской флоре таковые же древние растения занимают 28%, т. е. в батском веке, по сравнению с байосом количество более древних форм уменьшается почти вдвое.

Древний облик указанных флор — несмотря на то, что содержащие их слои точно датированы аммонитовой фауной — с самого же начала привлек внимание исследователей. В частности, В. Д. Принада [3] категорически утверждал нижнеюрский возраст т кварцельской флоры, несмотря на то, что она одновозрастна с другими флорами батской угленосной свиты Грузии. Другие исследователи эти факты игнорируют и замалчивают или в той или иной мере стараются всячески уменьшить роль древних элементов в указанных флорах — видимо, под влиянием стратиграфии, основанной на палеозоологии — и тем самым обособляются от решения вопросов генезиса батских флор. С этой точки зрения, безусловно, справедливым и правильным представляется взгляд А. И. Джанелидзе [1] о суперститивом характере среднеюрских флор Грузии.

Суперститивость юрских флор Грузии вовсе не противоречит существующим палеофлористическим представлениям мезозоя, что также, отнюдь, не опровергается и автором данной статьи. Но в существующих зональных типах юрской растительности суперститивость среднеюрских флор Грузии — явление вполне закономерное и это обусловлено палеогеографическими причинами. А именно: после древнекиммерийской фазы складчатости мезозойского тектогенеза в самом начале юрского периода в области Кавказского региона Альпийско-Гималайской геосинклинали возникли геантиклинали в виде временных островных суши. Эти же острова с начала своего возникновения заселились древними рэт-нижнеюрскими растениями, которые в основном сохранились и в байосском веке. В то же время в процессе размыва и постепенного понижения этих островов — геантиклиналей на равнинных участках постепенно стали распространяться и приспособляться к новым условиям растения более высоких поясов, наряду с их обогащением и более молодыми флористическими элементами. Таким образом, возникли смешанные разногенетические составы флор, и только этим следует объяснить постепенное уменьшение древних представителей растений в батской флоре, как и ее значительное богатство и разнообразие по сравнению с байосской.

Литература

1. Джанелидзе А. И. Труды Геол. ин-та АН ГССР, 1940.
2. Делле Г. В. Труды Бот. ин-та АН СССР. Сер. VIII, Палеоботаника, 1967, вып. 4.
3. Принада В. Д. Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 261.
4. Сванидзе Ц. И. Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 60, № 3.
5. Сванидзе Ц. И., Шенгелия Ф. Г. Сообщ. АН ГССР, 1979, т. 93, № 3.
6. Сванидзе Ц. И., Якобидзе Е. Б. Сообщ. АН ГССР, 1979, т. 95, № 1.
7. Сванидзе Ц. И., Вашакидзе И. Г., Якобидзе Е. Б. Сообщ. АН ГССР, 1983, т. III, № 1.
8. Якобидзе Е. Б. Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 99, № 2.
9. Якобидзе Е. Б. Сообщ. АН ГССР, 1981, т. 104, № 2.

О. М. Бәширов

КҮРЧҮСТАНЫН ОРТА ЈУРА ФЛОРАЛАРЫНЫН ХҮСУСИЈҲАТИ ҲАГҒЫНДА

Күрчүстанын орта јура флораларынын төһлили һәм бәјос, һәм дә бат флористик комплексләринин суперстит олдуғларыны сүбута јетирир. Лакин Бат әсриндә гәдим үнсүрләр кәскин сурәтдә азальр. Белә һадисәнин сәбәби Јура дөврү әрзиндә баш верән палеогеограф дәјишикликләрлә изаһ олунур.

Киммери тектогенезинин гәдим киммери фазасы нәтижәсиндә кеоантиклиналарын јаратдығы адаларда гәдим үнсүрләр мәскән салмышлар. Онлар әсасән Бат әсриндә дә сахланыблар. Сонралар һәмнин адалар јујулдуғундан јүксәк гуршағларын биткиләри тәдричән јайыларағ кет-кәдә даһа чаван үнсүрләрлә зәнкинләшмишләр. Бу исә бәјос флорасына нисбәтән бат флорасынын тәркибини хејли мүрәккәб вә чоһнөвлү етмишдир.

O. M. Bashirov

ABOUT CHARACTER OF MIDDLE JURASSIC FLORA OF GEORGIA

Analysis of middle Jurassic flora of Georgia proves, that both bayossic and batic floristic complexes are relict, but ancient elements sharply decrease in bat century. The purpose of this phenomenon is explained by the paleogeographical changes in Jurassic period.

In the result of ancient kimmeritic phase the kimmeritic tectogeneze folding in insular land of geanticline are settled by the ancient elements, on the whole remained in the bat century. Afterwards because of folding erosion of those insular lands the plant of higher zone were gradually spread that gave to bat flora more rich and more different structure in comparison with bayosk flora.

УДК 550.834

Ш. А. БАЛАКИШИЕВ, И. Б. САФАРОВ, С. М. КИРЕЕНКОВА, А. Б. ГАСАНОВ

**ВЗАИМОСВЯЗЬ УПРУГИХ И ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ
 МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ
 ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ**

Для правильной интерпретации наблюдаемых геофизических полей и составления петрофизических моделей земной коры до глубин верхней мантии, наряду с вещественным составом недр, большое значение приобретают вопросы выяснения состояния минерального вещества в термобарических условиях больших глубин. Среди косвенных признаков, отражающих упругопластическое состояние горных пород, чаще всего на практике используется величина отношения скорости продольной и поперечной волн V_p/V_s . Этот параметр несет также информацию о характере тектонических процессов, происходящих в земной коре и связанных с накоплением сейсмической энергии [1]. Вместе с тем, с величиной отношения скоростей однозначно связан коэффициент Пуассона, являющийся характеристикой пластичности горных пород и отражающей режим тектонических движений недр.

Принимая во внимание такую информативность величины отношения скоростей, продольных и поперечных волн становится очевидной необходимость изучения ее вариации в различных термобарических условиях, ожидаемых в разрезе земной коры и верхней мантии. Этому вопросу посвящен ряд работ [2—5], в которых авторы, анализируя экспериментальные данные, пытались обнаружить закономерности изменения V_p/V_s и установить зависимость этого параметра от других физических свойств пород. В частности, в работах Л. В. Молотовой и Ю. И. Васильева [5] в результате обобщения большого объема литературных данных отмечается, что для кристаллических горных пород отсутствует устойчивая связь V_p/V_s с величиной скорости продольных волн V_p . При этом имеет место определенная связь параметра V_p/V_s и скорости V_s и зависимость V_p/V_s от глубины.

Не умаляя важности данной работы следует подчеркнуть, что авторами при использовании лабораторных данных не учтено влияние на величину V_p/V_s одновременного воздействия высокого давления и температуры, предположительно ожидаемых на больших глубинах.

В соответствии с этим, целью настоящих исследований являлось выяснение влияния термобарических условий на величину параметра V_p/V_s и установление его связи с такими важными характеристиками горных пород, как плотность (ρ) и скорости продольных (V_0) и поперечных (V_s) волн. Для этого с помощью средств ЭВМ был осуществлен статистический анализ на предмет выявления множественной и парной регрессии между параметрами V_p , V_s , ρ и V_p/V_s . К исследованиям привлекались данные экспериментов на образцах различных метаморфических пород корового и мантийного происхождения, при высоких

Таблица 1

Значение коэффициентов линейного уравнения множественной корреляции между параметром V_p/V_s и V_p , V_s , ρ для метаморфических горных пород при различных термобарических условиях

Глубина, Н, км	Давление, Р, ГПа	Температура, Т°С	Значения коэффициентов уравнения регрессии, свободного члена и коэффициента корреляции									
			Для метаморфических пород мантийного происхождения				Для метаморфических пород корового происхождения					
			a	b	c	d	R	a	b	c	d	R
0	0,001	20	0,29	-0,51	-0,005	1,77	0,99	0,26	-0,42	0,007	1,61	0,98
10	0,25	145	0,27	-0,48	-0,005	1,79	0,99	0,25	-0,42	0,006	1,63	0,99
30	0,8	330	0,25	-0,46	-0,001	1,81	0,99	0,25	-0,41	-0,006	1,71	0,99
50	1,34	470	0,25	-0,46	0,0006	1,82	0,99	0,24	-0,42	-0,009	1,77	0,99
70	1,95	595	0,25	-0,46	0,001	1,82	0,99	0,24	-0,42	-0,015	1,82	0,99

Таблица 2

Значения коэффициентов уравнений парной корреляции между параметрами V_p/V_s и V_p и V_p/V_s и V_s при различных термобарических условиях

Глубина, H , км	Давление, p , ГПа	Темпера- тура, T , °C	Коэффициенты (A, B) уравнения регрессии и коэффициент R кор- реляции параметров V_p/V_s и V_s		Коэффициенты (A, B) уравнения регрессии и коэффициент R кор- реляции параметров V_p/V_s и V			
			A	B	R	R		
0	0,001	20	0,11	0,60	0,80	-0,82	0,83	0,94
10	0,25	145	0,33	0,54	0,68	-1,19	0,87	0,94
30	0,8	330	0,64	0,48	0,61	-1,32	0,88	0,95
50	1,34	470	0,89	0,44	0,58	-1,34	0,88	0,94

давлениях [6—9] с учетом температурного влияния. При этом термобарические режимы, к которым приводились значения изучаемых параметров, соответствовали величинам p и T , предполагаемым в недрах земной коры.

Как показывают полученные результаты, между параметрами V_p , V_s , p и V_p/V_s существует устойчивая связь в виде линейного уравнения $V_p/V_s = d - a \cdot V_p - b \cdot V_s - c \cdot p$, коэффициенты которого несколько различаются в породах мантийного и корового происхождения и испытывают некоторое изменение с повышением давления и температуры (см. табл. 1). О достоверности выявленной связи свидетельствуют достаточно высокие значения коэффициентов регрессии, превышающие 0,9.

Вместе с тем, анализ парной корреляционной взаимосвязи между V_p/V_s и V_p а также V_p/V_s и V_s не выявил устойчивой линейной корреляции, о чем свидетельствуют рисунки 1 и 2, иллюстрирующие поле значений V_p/V_s в функции от V_p и V_s соответственно, при атмосферном и высоком (0,8 ГПа) давлениях. В связи с этим был проведен дополнительный корреляционный анализ для выявления взаимосвязи параметра V_p/V_s , со скоростью продольных V_p и поперечных V_s волн, заключающийся в использовании метода подбора нелинейных функций. Реализация метода средствами ЭВМ позволила установить, что между параметрами V_p/V_s и скоростями V_p , V_s имеет место

парная корреляционная взаимосвязь в виде функции $V_p/V_s = \frac{V_{p,s}}{A+B \cdot V_{p,s}}$ с достаточно высоким коэффициентом корреляции ($R=0,6+0,9$). В табл. 2 приведены значения коэффициентов A и B этого уравнения при нормальном давлении и температуре и показано их изменение в зависимости от термобарических условий недр.

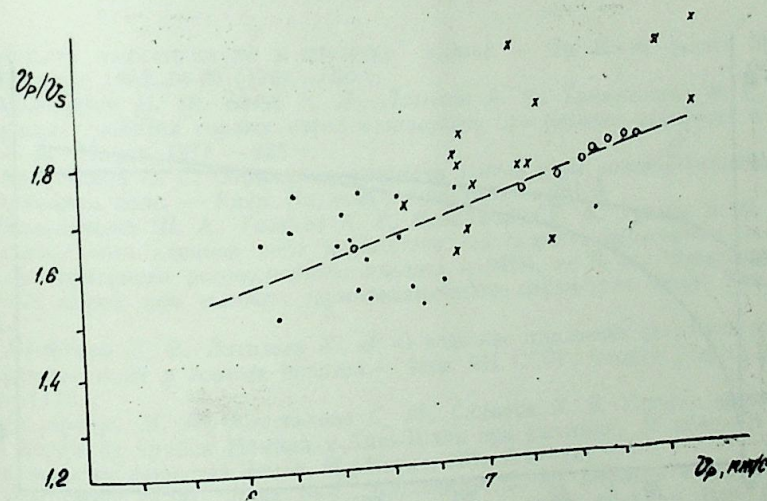


Рис. 1. Зависимость параметра V_p/V_s от V_p при атмосферном (точки) и высоком — 0,8 ГПа (крестики) давлениях

Из изложенного следует, что полученные результаты, с одной стороны, согласуются с выводами предшествующих исследователей, а с

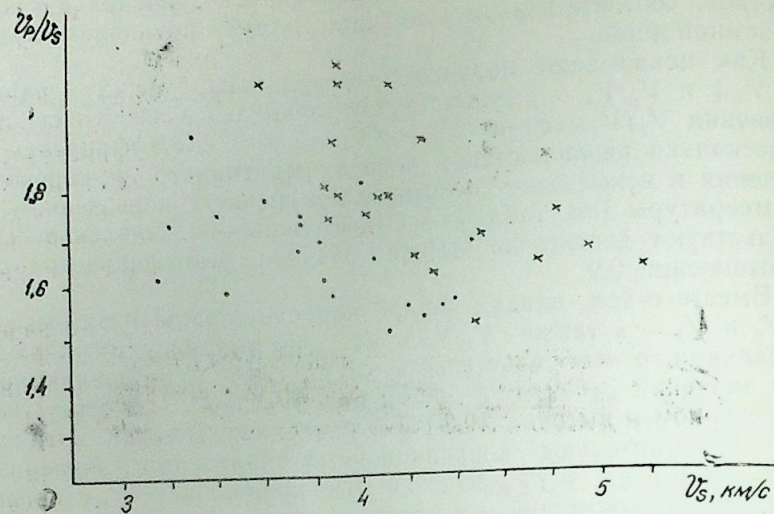


Рис. 2. Зависимость параметра V_p/V_s от V_s при атмосферном (точки) и высоком — 0,8 ГПа (крестики) давлениях

другой — показывают наличие множественной корреляции в виде линейного уравнения регрессии упругих свойств горных пород и параметра V_p/V_s , а также наличие парной корреляции этих характеристик в виде нелинейного уравнения.

Другой задачей проведенных исследований являлась оценка термобарического влияния на среднее значение отношения скоростей

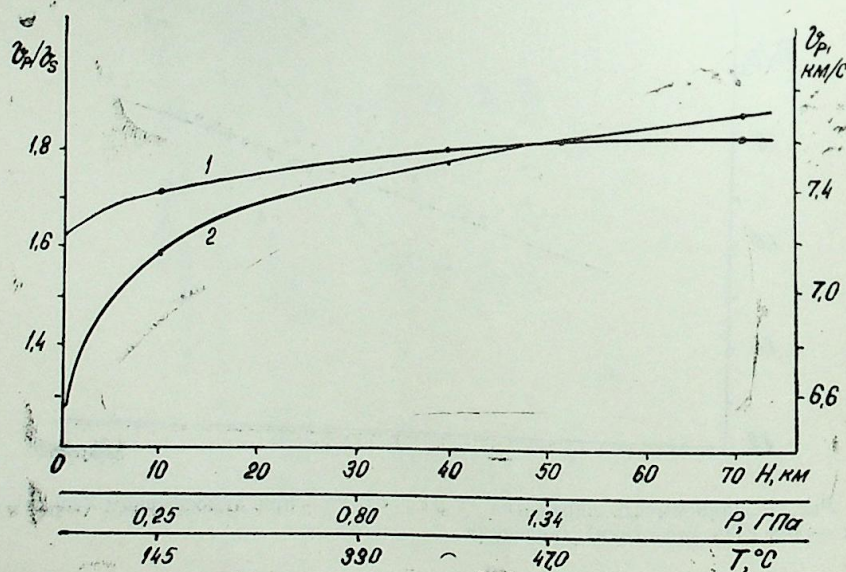


Рис. 3. Изменением средних значений V_p/V_s (1) и V_p (2) в различных термобарических условиях

продольных и поперечных волн. Известно, что этот параметр используется в сейсмологии как предвестниковый признак, по отклонению которого от нормального среднего значения судят о накоплении в недрах сейсмоопасной энергии [1, 5].

Влияние термобарических условий на величину V_p/V_s иллюстрируется рис. 3, изображающим изменение среднего значения V_p и V_p/V_s в зависимости от давления и температуры для метаморфических пород мантийного и корового происхождения. Приведенные средние значения параметра V_p/V_s от $(V_p)_{ср}$ в функции глубин (термобарических условий) от $(V_p)_{ср}$ в функции глубин (термобарических условий) в качестве предвестникового признака было бы предпочтительнее при изменении такого приведенного значения средней величины отношения скоростей.

Резюмируя можно заключить, что в результате проведенного корреляционного анализа экспериментальных данных установлено наличие между параметром V_p/V_s и другими физическими свойствами горных пород (V_p, V_s, ρ) устойчивой связи в виде линейного уравнения множественной регрессии, выявлена функциональная связь между параметрами V_p/V_s и V_p ; V_p/V_s и V_s . Эти уравнения могут быть использованы при петрофизическом моделировании и изучении упругого состояния вещества недр, а полученные среднеприведенные значения V_p/V_s целесообразны для оценки аномалий V_p/V_s при изучении предвестников землетрясений.

Литература

1. Физика землетрясений и сейсмика взрыва. — Тр. Ин-та физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1962, № 25 (192). — 360 с.
2. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Тамашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. — М.: Наука, 1974. — 222 с.
3. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наукова думка, 1981. — 261 с.
4. Балакишиев Ш. А., Гасанов А. Г., Исмаил-заде Т. А., Рутман А. М. Исследование совместного влияния ряда параметров на скорость продольных волн с помощью многомерного регрессионного анализа и ЭВМ. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 23—24.
5. Молотова Л. В., Васильев Ю. И. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1960, № 8, с. 1098—1116.
6. Воларович М. П., Киреевская С. М., Сафаров И. Б. Упругие характеристики горных пород из трубок Памира и Тянь-Шаня при давлениях 25 кбар. — В кн.: Процессы и свойства вещества Земли. М.: Наука, 1981, с. 8—19.
7. Воларович М. П., Лутц Б. Г., Киреевская С. М., Сафаров И. Б. Упругие характеристики мантийных эклогитов при давлениях до 25 кбар. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1981, № 1, с. 66—71.
8. Левыкин А. И., Вабакин В. В. Исследование скоростей упругих волн и плотности горных пород и минералов при давлениях до 20 кбар и температурах до 500°C. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 5, с. 42—51.
9. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. — М.; Недра, 1988—255 с.

Ш. А. Балакишиев, И. Б. Сафаров, С. М. Киреенкова, А. Б. Гасанов
МЕТАМОРФИК ДАҒ СҮХУРЛАРЫНЫН ЭЛАСТИКЛИК ВӘ СЫХЛЫҒ
ПАРАМЕТРЛӘРИНИН ЛҮКСӘК ТӘЗЛІГ ВӘ ТЕМПЕРАТУР
ШӘРАИТИНДӘ ҒАРШЫЛЫҒЛЫ ӘЛАҒӘСИ

Мәғаләдә енинә вә узунуна далғаларын ғаршылығлы нисбәтинин јер дәринликләриндә көзләнән тәзјиг вә температурдан асылылығы өјрәнилмишдир. Һәмин нисбәтин лүксәк тәзјиг вә температурда дағ сүхурларында алынған енинә вә узунуна далғаларла вә ејни заманда сыхлығла әләғәси кәстәрилмишдир.

Тәғднм олуған материал сејсмологијада вә петрофизики моделләрин гурулмасында истифадә олуна биләр.

Sh. A. Balakishiev, I. B. Safarov, S. M. Kireenkova, A. B. Gasanov

INTERRELATIONSHIP OF ELASTIC AND DENSITY
PROPERTIES OF METAMORPHIC ROCKS AT HIGH
THERMOBARIC PARAMETERS

The article deals with results of study of velocity ratio value variation for longitudinal and transverse waves depending on thermobaric conditions in earth's crust. Have been described correlation bonds of this parameter with the density and longitudinal and transverse wave velocities determined on rock samples at high thermodynamic conditions.

The suggested material can be used for petrophysical modelling and in seismology.

АЗӘРБАЈҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1989, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1989, № 4

УДК 550.838.5:551.781(924.76)

М. И. ИСАЕВА

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Детальные исследования, охватывающие разрезы палеогеновой системы, проводились, главным образом, в СССР [1—4] и ГДР [5].

Наиболее полный разрез палеогеновой системы был исследован Х. Назаровым [2]. Эта работа посвящена палеомагнитному изучению палеогеновых, меловых и юрских отложений, с целью их расчленения и решения спорных вопросов стратиграфии осадочных образований Туркмении. Выделены 12 палеомагнитных горизонтов в палеогеновых отложениях. Туркмении, которые хорошо коррелируют с аналогичными горизонтами, установленными ранее в отложениях палеогена других регионов. Аналогичные исследования проводились на территории Армении [6], в палеогеновых отложениях которой также выделены палеомагнитные зоны.

В Азербайджане палеогеновые отложения Талыша и НахАССР изучены А. З. Гасановым [7].

Нами исследовались палеогеновые отложения разрезов р. Инджачай, с. Шорбулак, с. Арм. Бориси, оврагов Аджидере и Зейва.

Естественная остаточная намагниченность измерялась на магнитометре ИОН-1 по общеизвестной методике [8].

Относительная ошибка в определении I_n и α в среднем составляла 5—10%.

Естественная остаточная намагниченность изменяется от $(2,2 \div 5) \cdot 10^{-3}$ А/М, т. е. породы слабомагнитны. Это в основном песчано-глинистые отложения и карбонатные породы. Магнитная восприимчивость изменяется от $(2 \div 3,5) \cdot 10^{-3}$ СИ.

Лабораторные исследования палеогеновых пород Малого Кавказа дали возможность выделить направление I_n , определить природу первичной остаточной намагниченности и доказать ее синхронность формированию этих пород. На основании этих исследований выявлены палеомагнитные зоны прямой и обратной полярности. Эти зоны можно считать достоверными, так как они представлены более чем тремя образцами, взятыми с разных стратиграфических уровней, и прослежены в разновозрастных и удаленных друг от друга разрезах.

В разрезе р. Инджичай (рисунок) в палеогеновых отложениях выявлена R зона на границе верхний палеоцен—нижний эоцен. Такая же R зона выделена в разрезе палеоцен-эоцена с. Арм. Бориси, в то время как в разрезе с. Шорбулак R зона выделяется в нижнем эоцене. Этот факт свидетельствует, по-видимому, об отсутствии строгой синхронизации палеогеновых отложений Малого Кавказа.

Зону обратной намагниченности между верхним палеоценом и нижним эоценом можно считать жестким репером для разделения гра-

ницы палеоцен—нижний эоцен. В среднем эоцене р. Инджачай выделяется обратномагнитная *R* зона на границе среднего и верхнего

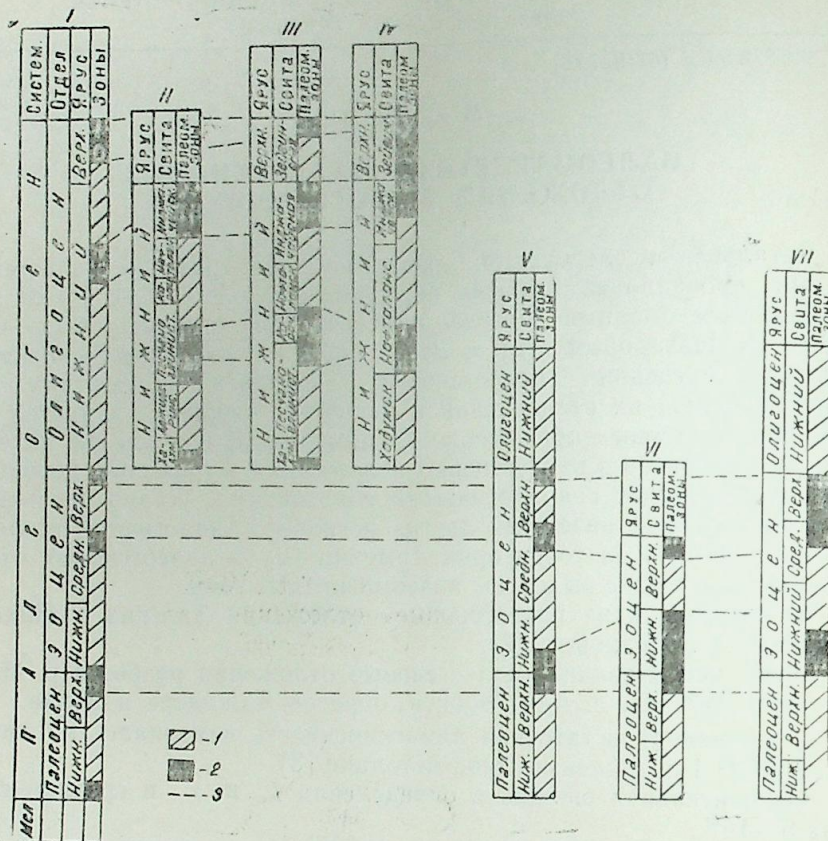


Схема корреляции палеомагнитных зон палеогеновых отложений азербайджанской части Малого Кавказа:

1 — зона прямой намагнитченности; 2 — зона обратной намагнитченности; 3 — линия корреляции; I — палеомагнитная шкала палеогена СССР; II — разрез овр. Аджидере; III — разрез овр. Зейва; IV—V — разрезы по р. Инджачай; VI — разрез с Бориси, VII — разрез род. Шорбулак

эоцена, а на границе верхнего эоцена и нижнего олигоцена выделена третья обратномагнитная *R* зона. Зоны обратной намагнитченности на границе среднего и верхнего эоцена прослеживаются и в разрезах сел. Шорбулак и Арм. Бориси. В разрезе р. Инджачай выделена 3-я обратномагнитная зона на границе верхнего эоцена и олигоцена коррелирует с *R* зоной, выделенной на границе с нижним олигоценом и верхним эоценом разреза с. Шорбулак. Однако в последнем эта *R* зона полностью охватывает часть среднего эоцена и весь верхний эоцен до олигоцена. Этот факт мы объясняем тем, что в разрезе р. Инджачай было отобрано недостаточное количество образцов в данном интервале и потому *R* зона получилась не сплошной, а раз-

Таким образом, ряд палеомагнитных зон, выделенных в палеогеновых отложениях, хорошо коррелирует с аналогичными по разным регионам. Некоторые несовпадения зон и их границ объясняются, по-видимому, неточностью корреляции местных стратиграфических схем с единой шкалой, а также фрагментарностью палеомагнитных данных по палеогену. *R* зона в палеоценовых образованиях (р. Инджачай, с. Арм. Бориси) коррелирует с *R* зоной, выделенной в нижнеэоценовых образованиях Туркмении, Армении [2, 6], Таджикистана [1], Грузии [9] и ГДР [5].

Надежным репером следует считать обратнополярную зону на границе среднего и верхнего эоцена. Возраст этой зоны (соответственно граница между средним и верхним эоценом) лежит близ 43 млн. лет. По шкале Хайтцлера [10] ей будет соответствовать отрицательная магнитная аномалия, возраст которой 43 и 44 млн. лет.

В верхнеэоценовых отложениях разрезов р. Инджачай и с. Шорбулак также выделена *R* зона, коррелирующая с аналогичной зоной эоцена Армении [6], Туркмении [2], Таджикистана [1] и Грузии [9].

Зона обратной полярности в среднем эоцене выявлена впервые в Азербайджане и может иметь важное стратиграфическое и корреляционное значение.

Олигоценовые отложения разреза по р. Инджачай представлены чередованием аргиллитов, глин серовато-темных, песчаников, мергелей с прослоями неслоистых глин. Магнитная восприимчивость наиболее высока у пачки темно-серых глин с прослоями мергелей ($30 \cdot 10^{-3}$ СИ), а минимальная — $15 \cdot 10^{-3}$ СИ у мергелей. Естественная остаточная намагнитченность имеет максимальное значение ($30 \cdot 10^{-3}$ А/М) у глин, а наименьшее значение ($0,1 \cdot 10^{-3}$ А/М) у мергелей.

Палеомагнитными исследованиями в разрезе р. Инджачай установлена зона обратной полярности в нижнем олигоцене на границе хадумской и нафталанской свит и вторая *R* зона охватывает часть инджачайской и зейвинскую свиты.

Естественная остаточная намагнитченность образца разреза овр. Зейва в небольших пределах — $(1 \div 15) \cdot 10^{-3}$ А/М, а магнитная восприимчивость — $(15 \div 30) \cdot 10^{-3}$ СИ.

Палеомагнитными исследованиями установлены 4 обратномагнитные *R* зоны: *R* зона в низах нижнего олигоцена в хадумской свите; *R* зона, охватывающая часть свиты песчано-глинистого чередования, всю карачинарскую свиту и низы нафталанской свиты; *R* зона на границе инджачайской и зейвинской свит и *R* зона в верхах зейвинской свиты (см. рисунок).

В разрезе овр. Аджидере палеомагнитными исследованиями установлены 3 обратномагнитные *R* зоны: 1-я в хадумской свите; 2-я *R* зона в песчано-глинистой свите и на границе с аджидеринской свитой; 3-я *R* зона в инджачайской свите на границе с нафталанской свитой (см. рисунок).

Сопоставляя полученные данные по палеомагнитному изучению олигоценовых отложений, мы видим, что во всех трех изученных разрезах (овр. Аджидере, р. Инджачай и овр. Зейва) прослеживается *R* зона обратной полярности на границе нижний—верхний олигоцен. Зона обратной намагнитченности на границе нижнего и верхнего олиго-

цена коррелирует с аналогичной зоной в олигоценовых отложениях Армении [6] и Туркмении [2].

Обратномагнитная R зона в инджачайской свите прослеживается во всех трех исследованных разрезах и хорошо коррелирует между собой и с аналогичными R зонами других регионов.

Обратномагнитная R зона, выделенная в хадумской свите разрезов овр. Аджидере и Зейва, не наблюдается по данным других авторов. Поэтому R зону в хадумской свите скорее надо считать верхним эоценом, тем более, что во всех исследованных разрезах палеогена (см. рисунок) на границе верхний эоцен — нижний олигоцен выделяется обратномагнитная R зона, по которой проводится граница между ярусами.

Таким образом, детальные палеомагнитные исследования позволили расчленить палеогеновые образования на ряд палеомагнитных зон прямой и обратной полярности, провести корреляцию и составить палеомагнитно-стратиграфическую шкалу палеогена.

Наблюдается довольно хорошее соответствие сравниваемых палеомагнитных шкал. Это позволяет нам объективно оценить полученные данные, что, несомненно, будет иметь положительное значение как в стратиграфии, так и в изучении геомагнитного поля неоген-четвертичного периода.

Результаты детальных палеомагнитных исследований по кайнозое приводят к следующим выводам:

1. Естественная остаточная намагнитченность осадочных пород имеет ориентированную природу. Носителями I_n^0 этих пород являются магнетит и титаномагнетит. Реже встречаются гематит и магемит.

2. Почти все возрастные подразделения характеризуются наличием прямо- и обратномагнитных пород.

3. В палеогеновых отложениях исследованных разрезов выявлены 3 палеомагнитные зоны обратной полярности и 3 — прямой полярности.

4. Проведена корреляция разрезов палеогеновых отложений Малого Кавказа и составлена палеомагнитная шкала.

5. Обратная палеомагнитная зона, выделенная в эоценовых отложениях, дает основание рекомендовать проведение границы между средним и верхним эоценом по кровле или основанию R зоны.

Литература

1. Гамов Л. Н., Паньков А. В. Сводный палеомагнитный разрез мезокайнозоя Южного Таджикистана. — Киев: Наукова думка, 1970.
2. Назаров Х. Палеомагнитно-стратиграфические исследования палеогена, мела и юры Туркмении: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук.—Л., 1973.
3. Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ Туркмении. — Л.: Гостехиздат, 1958.
4. Храмов А. Н. Палеомагнитные стратиграфические исследования. — Л.: Гостехиздат, 1963.
5. Untiedt J. Magnet field der Erde «34 physikentag 1969. Salburg. Plenarvorts» Stuttgart, 1969.
6. Минасян Д. О., Караханян А. К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозое.— Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986.
7. Гасанов А. З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Талыша и НахАССР: Автореф. дис. ...канд. геол.-геогр. наук. — Баку, 1975.
8. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. — М., Недра, 1967.

9. Векуа Л. В. Некоторые результаты палеомагнитных исследований изверженных пород Грузии: Автореф. дис. ...канд. геол.-геогр. наук. — Тбилиси, 1962.
10. Heirtzler Mgnetic C. O., Nerron E. M. Marine. Magnetic Anomalies Geomagnetic field reversales and montion of the Ocean floor and Continents T. Geophys. Res v. 73, N 6, 1968, p. 2119—2136.

М. И. Исаяева

КИЧИК ГАФГАЗЫН ПАЛЕОКЕН ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН ПАЛЕОМАГНИТИЗМИ

Мәгаләдә Кичик Гафгазын палеокен чөкүнтүләринин палеомагнит тәдгигаты апарылмышдыр. Палеокен чөкүнтүлэри 6 кәсилишдә өйрәнилмишдир. Кичик Гафгазда Палеокен дөврү үчүн магнитостратиграфик шкала гурулмуш, һәмин чөкүнтүлэрин корелјасијасы вә бөлүнмәси верилмишдир.

M. I. Isajeva

PALEOMAGNETISM OF PALEOGENE DEPOSITS OF THE MINOR CAUCASUS

The article deals with the results of detailed paleomagnetic investigations of paleogene formations of the minor. Caucasus, 6 paleogene sections are studied. Drawed up the magnetostratigraphic scale of paleogene of the minor Caucasus. Accomplished are correlation and division of formations given.

УДК 550.38:622.241.6(479.24)

З. А. НОВРУЗОВ

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КЕРНА СААТЛИНСКОЙ СКВАЖИНЫ (СГ-1) В ИНТЕРВАЛЕ ГЛУБИН 7000—8126 м

Комплексные исследования магнитных характеристик пород, содержащих магнитные минералы, позволяют решать ряд геологических и геофизических задач. К таковым относятся, например, определение возраста этих пород, температуры их образования характера метаморфизма и др. [1].

В данной работе методами магнетизма горных пород исследовались керновые образцы вулканогенных пород разреза Саатлинской скважины в интервале глубин 7000—8126 м. Верхняя толща вулканогенных пород, представленных андезитами и андезито-базальтами (интервал 3540—7000 м), изучена и достаточно подробно освещена в работах [2—11]. Исследуемый интервал вулканогенных пород, представленный дацитами и риодацитами, характеризуется резким уменьшением параметров естественного магнитного состояния, появлением вторичных генераций гематита и пирита, «обогащением» ферромагнитной фракции зернами, находящимися исключительно в многодоменном состоянии, а также уменьшением относительной концентрации магнитных минералов. Это, вероятно, связано с развитием процессов низкотемпературного метасоматоза.

В исследуемом интервале глубин вариации I_n , χ и I_{rs} (являющиеся структурно-чувствительными магнитными характеристиками и поэтому зависящие от многих параметров магнитных зерен—состава, концентрации, дефектов и т. п. [12]) весьма незначительны. χ варьирует от $0,50 \cdot 10^{-3}$ до $49,27 \cdot 10^{-3}$; J_n — от $1 \cdot 10^{-2}$ до $55 \cdot 10^{-2}$ А/м (исключение составляет дацит с глубины 8108—8126 м, для которого $I_n = 466 \cdot 10^{-2}$ А/м), а I_{rs} изменяется в пределах от $0,03 \cdot 10^{-2}$ до $2,55 \cdot 10^{-2}$ А/м. Вариации относительной концентрации I_s изменяются от $18 \cdot 10^{-3}$ до $4164 \cdot 10^{-3}$ А/м. Фактор Q_n характеризующий соотношение индуктивной и остаточной намагниченностей, изменяется от 0,21 до 2,15 (в среднем $Q_n = 0,75$).

В данном интервале глубин прослеживается четкая связь изменений магнитных характеристик естественного состояния с концентрацией ферромагнитных минералов в породах. Резкое изменение (уменьшение) величин этих характеристик в исследуемом интервале глубин, по сравнению с таковыми на глубинах 3540—7000 м, обусловлено влиянием процессов низкотемпературного метасоматоза. Это предположение хорошо согласуется с данными о стабильности естественной остаточной намагниченности к переменному магнитному полю и температуре. В результате сравнения характеристик стабильности I_n , I_{rt} (лабораторная термоостаточная намагниченность) и I_{rt} (идеальная

намагниченность), исследования температурной зависимости угловой координаты $\Delta \varphi^0(T)$ (угол, образованный между вектором I_n при комнатной температуре и его установившемся при нагревании положении при температуре, превосходящей комнатную) и отношения I_n/I_{rt} видно, что наиболее часто фиксируемая I_{rt} является «остаренной». По-видимому, это связано с тем, что генерация мелких зерен, с которыми связана I_{rs} (химическая остаточная намагниченность), отмеченная в интервале глубин 3540—7000 м, в данном интервале частично или полностью уничтожается процессами низкотемпературного метасоматоза, при этом разрушается I_{rs} .

Состав магнитных минералов определяется по температурным зависимостям полной $I_s(T)$ и остаточной $I_{rs}(T)$.

Термомагнитный анализ, основанный на изучении температурных зависимостей $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$, базируется на том физическом явлении, что при достижении точки $T_c(I_s(T))$ или температуры блокирования $T_b(I_{rs}(T))$ теряются ферромагнитные свойства магнитного материала [13]. В то же время если в процессе нагрева образца происходят фазовые превращения 1 рода [14] и при этом возникают новые минералы (магнитные или немагнитные), указанные превращения четко отражаются: а) в дополнительных, не повторяющихся при новых нагревах перегибах на кривых $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$; б) в изменении величин I_s и I_{rs} после первого нагрева [15].

Термомагнитный анализ магнитных минералов позволяет не только идентифицировать состав минералов, но и оценить их устойчивость к температурным воздействиям. Для случая анализа свойств и состава магнитных минералов вулканогенных пород Саатлинской скважины существенно различать проявления гетерофазного и однофазного окисления титаномагнетитов [16, 17]. В случае гетерофазного окисления титаномагнетитов, характерного для первичной кристаллизации пород, при нагревании до температуры $T > T_c$ наблюдаются относительно небольшие изменения I_s и I_{rs} после первичного нагрева и охлаждения [18]. При этом, в качестве «магнитных» разностей фиксируются, как правило, магнетит или магнетит с малым содержанием Ti. Иная картина наблюдается в случае однофазного или низкотемпературного окисления титаномагнетита. В процессе нагрева на кривой $I_s(T)$, при температурах около 300°C [19] отмечается «всплеск» I_s , фиксирующий образование новой магнитной фазы. После первичного нагрева и охлаждения I_s и I_{rs} резко возрастают, а повторные кривые $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ свидетельствуют о новообразовании магнетита [19].

Косвенные данные о составе магнитных минералов получены по характеристикам нормального намагничивания: кривой нормального намагничивания $I_s(H)$, поля, соответствующего получению остаточной намагниченности насыщения H_{es} и остаточной коэрцитивной силе H_{cr} [20].

Согласно результатам магнитного анализа установлено, что наряду с магнетитом и магнетитом с низким содержанием Ti отмечено появление окисленного магнетита, вторичных образований гематита и пирита.

В породах, где обнаружено присутствие тонкодисперсного гематита, кривые I_s (рис. 1) становятся вогнутыми, что может свидетельствовать о проявлении спектра блокирующих температур тонкодисперсных зерен гематита [21]. Это предположение подтверждается тем фак-

том, что $T_c = 600-625^\circ\text{C}$ существенно меньше T_c крупнозернистого гематита (675°C) [12]. Аналогичные T_b (температура блокирования) фиксируются и по кривым температурной зависимости $I_{rs}(T)$. (рис. 2).

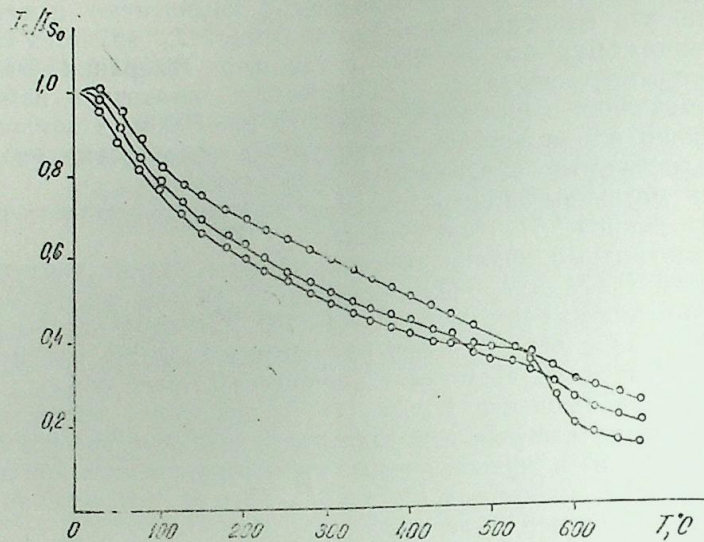


Рис. 1. Кривые $I(T)$ для образцов, в которых обнаружено присутствие тонкодисперсного гематита

В случае присутствия в породах тонкодисперсного гематита существенным образом меняются параметры нормального намагничивания (рис. 3). Нормальная остаточная намагниченность достигает насыще-

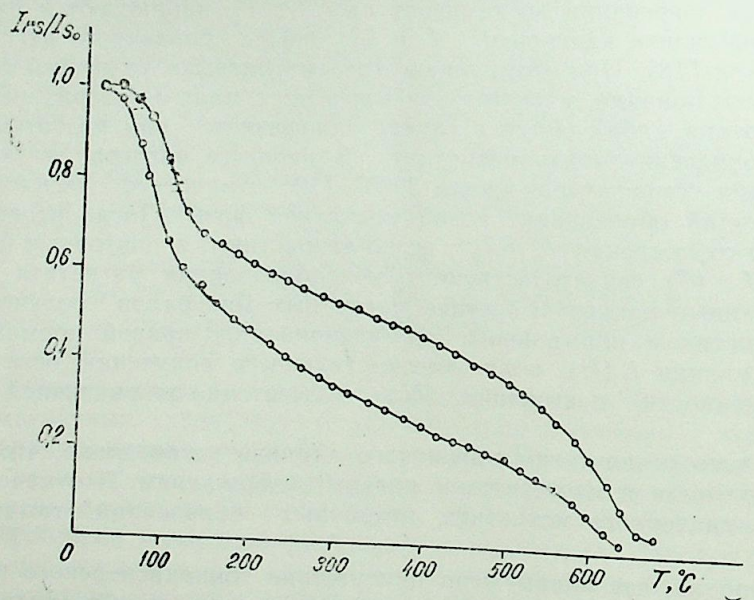


Рис. 2. Кривые $I(T)$ для образцов в которых обнаружено присутствие тонкодисперсного гематита.

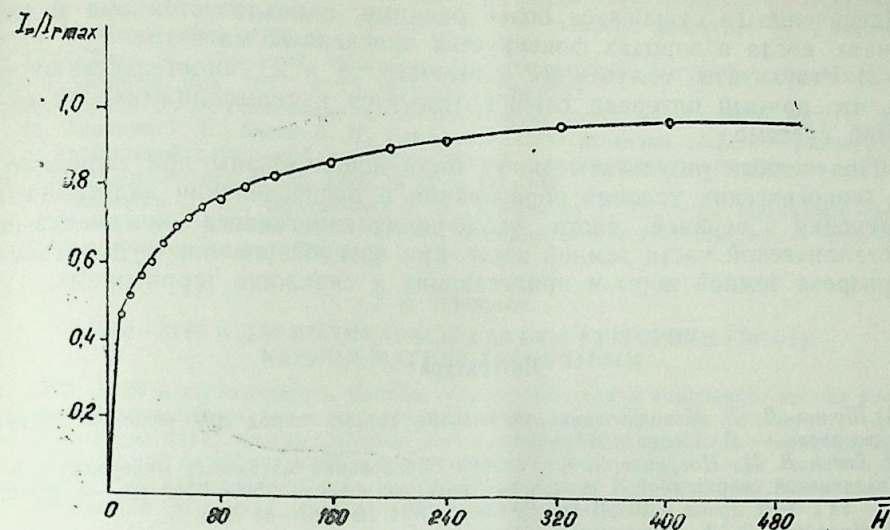


Рис. 3. Зависимость нормальной остаточной намагниченности от намагничивающего поля для образцов, в которых обнаружено присутствие тонкодисперсного гематита в полях около $400 \cdot 10^3 \text{ A/m}$, в то же время H_{rs} увеличивается до $140 \cdot 10^3 \text{ A/m}$.

Пирит парамагнитный при комнатной и более высокой температурах [12] не проявляется на кривых термомагнитного анализа и в параметрах нормального намагничивания. Однако, будучи неустойчивым к нагреву в окислительной среде [12], пирит окисляется до сильно магнитных соединений [22] и может обусловить существенное увеличение I_s и I_{rs} после нагрева. Такой «всплеск» I_s и I_{rs} возложен после нагрева образца до 650°C для риодацитов с горизонта 7420—7428 м.

Степень окристаллизованности ферромагнитных зерен магнитных минералов вулканогенных пород определялась по магнитным характеристикам состояния доменной структуры. В данной работе не будут рассматриваться магнитные критерии, которые были использованы при определении магнитного доменного состояния ферромагнитных зерен, так как они достаточно подробно изложены в работах [4, 9]. Отметим лишь то, что для исследуемого интервала глубин ферримангнитные зерна находятся исключительно в многодоменном состоянии.

Таким образом, изучение магнитных характеристик вулканогенных пород Саатлинской скважины в интервале глубин 7000—8126 м. позволило сделать следующие основные выводы.

1) Наличие вторичных генераций гематита и пирита свидетельствует об изменчивости окислительно-восстановительного режима в системе и является косвенным доказательством развития процесса низкотемпературного метасоматоза.

2) Процессы низкотемпературного метасоматоза приводят к уменьшению концентрации ферримангнитных минералов в породе, что непосредственно отражается на магнитных характеристиках естественного

состояния. Кроме того, за счет частичного или полного уничтожения генерации мелких зерен магнетита проявления химической остаточной намагниченности становятся более редкими, а реализуется она в тех случаях, когда в породах фиксируется окисленный магнетит.

3) Результаты, полученные в выводах 1 и 2, свидетельствуют о том, что данный интервал глубин относится к термодинамически открытой системе.

Полученные результаты могут быть использованы при определении геологических условий образования и распределения эндогенного оруденения в верхней части осадочно-вулканогенного комплекса и кристаллической части земной коры, при прогнозировании рудоносности разреза земной коры в прилегающих к скважине территориях.

Литература

1. Шолло Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. — Л.: Недра, 1977. — 184 с.
2. Багин В. И., Новрузов З. А. Условия образования магнитных минералов керн на Саатлинской сверхглубокой скважины (интервал глубин 3500—7500 м). — Баку, 1984. — 14 с. Рук. депон. в ВИНТИ, 22 июня, 1984, № 4287—84 Деп.
3. Новрузов З. А. Определение условий формирования вулканогенных пород кернов Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1). — В кн.: Тез. докл. III Дальневост. всесоюз. семинар. по палеомагнетизму. Магадан, 1984, с. 59—61.
4. Новрузов З. А. Доменная структура магнитных минералов керн Саатлинской сверхглубокой скважины в интервале глубин 3500—7500 м. — В кн.: Матер. научн. конфер. молодых геологов Азербайджана. Баку, 1984, с. 100—102. Рук. депон. в ВИНТИ, № 2528—84 Деп.
5. Новрузов З. А. О температурной стабильности естественной остаточной намагниченности керн Саатлинской сверхглубокой скважины (глубины 3500—7500 м). — В кн. Матер. научн. конфер. молодых геологов Азербайджана. Баку, 1984, с. 97—99. Рук. депон. в ВИНТИ, № 2528—84 Деп.
6. Багин В. И., Новрузов З. А. Магнитные минералы керн Саатлинской сверхглубокой скважины (интервал глубин 3500—7500 м). — В кн.: Матер. научн. конфер. «Геолого-геофизические методы поиска и разведки нефтегазоносных месторождений на больших глубинах». Баку, 1984, с. 94—96.
7. Багин В. И., Новрузов З. А. Магнитные минералы и характеристики естественного состояния керн Саатлинской сверхглубокой скважины в интервале глубин 3500—7500 м. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1984, № 5, с. 61—67.
8. Салехли Т. М., Гаджиев Т. Г., Баюк Е. И. и др. Петрофизическая характеристика разреза Саатлинской сверхглубокой скважины в интервале 3500—7550 м. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1984, № 2, с. 113—121.
9. Багин В. И., Новрузов З. А. Состояние доменной структуры минералов—носителей остаточной намагниченности вулканических пород разреза Саатлинской скважины (3540—8126 м). — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1986, № 4.
10. Новрузов З. А. Результаты компонентного анализа естественной остаточной намагниченности вулканитов разреза Саатлинской сверхглубокой скважины (интервал глубин 3540—8126 м). — Мат. III Всесоюз. съезда по геомагнетизму. Киев, 1986.
11. Новрузов З. А. Магнетизм юрской вулканогенной формации Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1985. — 15 с.
12. Нагата Т. Магнетизм горных пород. — М.: Мир, 1965. — 346 с.
13. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. — Казань, Казанский ун-т, 1979. — 159 с.
14. Браун Р. Фазовые переходы. — М.: Мир, 1967. — 286 с.
15. Багин В. И., Бродская С. Ю., Петрова Г. Н. и др. Обработка термомагнитных результатов. — В сб.: Тез. докл. VIII конф. по вопр. пост. геомагн. поля, магнетизма г.п. и палеомагнетизма. М., 1970, ч. 2, ВИНТИ, с. 50—53.
16. Redman P. W., O'Reilly W. The synthesis and inversion of nonstoichiometric titanomagnetites. Phys. Earth. Planet. Inter, 1970, v. 4, N 121.

17. Soto M., Wright T. L. Oxygen fugacities directly measured in magnetic gases, Science, 1966, v. 156.
18. Ozima M., Larson E. E. Low and high temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts. J. Geoph. Res., 1969, v. 75, p. 5537—5548.
19. O'Zima M., Ozima M. Characteristic termomagnetic curve in submarine basalts. J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8, p. 6778—6792.
20. Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. — М.: МГУ, 1973, с. 275.
21. Авилова Т. Е., Багин В. И., Гендлер Т. С. О различии свойств термоостаточной и нормальной остаточной намагниченностей тонкодисперсных гематитов. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 12, с. 96—104.
22. Бродская С. Ю., Кузьмичева Е. В., Кузнецова Т. П. и др. Магнитные свойства пирротитов и условия формирования Холодинского месторождения. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 6, с. 67—75.

З. А. Новрузов

7000—8126 м ДЭРИНЛИКАРАСЫ СААТЛЫ ГУЈУСУНУН (ЭГ—1) КЕРНИН МАГНИТ ХҮСУСИЈЈАТИ

7000—8126 м дэринликарасы Саатлы гујусундакы кернин комплексли магнит арашдырмалары натичесинде табин магнитик вэзијјэтин хусусијјэтиннин аксилмэси; икинчи нэв гематит вэ пирит кенерасијаларын ашкар олунмасы; ферримагнит фраксијасынын јалныз чохдомен вэзијјэтде олан зэррәчиклэрион «варланмасы»; магнит минералларынын нисби гатылыгынын аксилмэси мјэјјэи едилмишидир. Көрүнүр, буну азтемпературлу метасоматоз просесинин инкишафы илэ алагаләндирмэк олар.

Z. A. Novruzov

MAGNETIC CHARACTERISTICS OF SAATLY WELL KERN (SW-1) THE DEEP INTERVAL 7000—8126 m

The complex magnetic analysis of Saatly well kern in the deep interval of 7000—8126 m were determined. The diminution of characteristics of natural magnetic states, the appearance of secondary hematite and pyrite, the «enrichment» of ferrimagnetic fraction of grains being only in multi-domain condition, the diminution of relative concentration of magnetic minerals are observed. Evidently, it is possibly connected with the process development of low-rank metasomatism.

УДК [550.343.4:556.51] (479.24)

Ф. Т. КУЛИЕВ, Б. М. ПАНАХИ, С. Т. АГЛЕВА

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ УГРОЗЫ СООРУЖЕНИЯМ КИРЗАНСКОГО ГИДРОУЗЛА

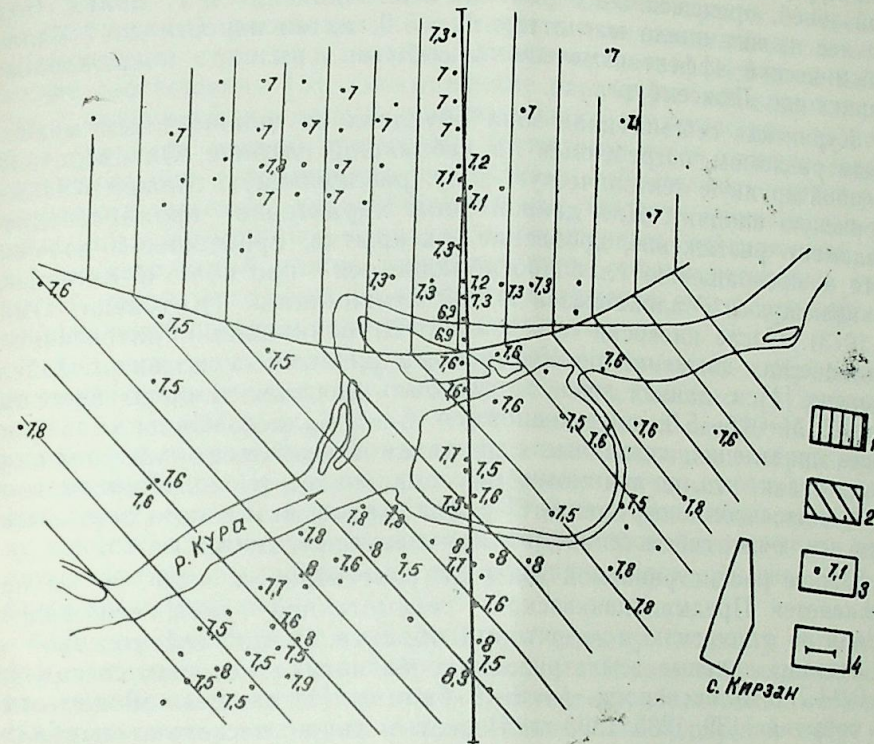
Сейсмичность исследованного района изучена на основании литературных источников по хронологии землетрясений, приведенных в различных каталогах, атласах, бюллетенях и ежегодниках. По результатам перечисленных материалов составлен каталог землетрясений для района расположения Кирзанского гидроузла за период 1880—1983 гг. За указанный период на исследованной территории произошли землетрясения с $K > 8$. Причем большая часть событий приходилась на долю слабых землетрясений. Треть всего количества толчков составили события энергетического уровня $K = 12-14$.

По данным сейсмостатистики составлен график повторяемости землетрясений. Следует отметить, что количественная характеристика сейсмичности дана с учетом предельности исходных данных, согласно известной методике. Величины магнитуд проектного (ПЗ-1 раз в 100 лет) и максимального расчетного (МРЗ-1 раз в 10 000 лет) землетрясений, рассчитанные по графику повторяемости землетрясений, составили $M_{пз} = 4,5$; $M_{мрз} = 5,6$, а интенсивность при $h = 15-20$ км будет соответственно: $I_{пз} = 6$, $I_{мрз} = 7$ баллов.

Рассматриваемая область сотрясалась как местными, так и удаленными сильными землетрясениями. Из удаленных можно отметить катастрофическое Гейгельское землетрясение 1139 г. ($M = 6,8$; $J_0 = 9 \pm 1$), Гянджинское 1235 г. ($M = 5,7$, $J_0 = 8 \pm 1$), Ахалкалакское и Дагестанское (Закатальское), магнитуда которых не превышала 6,1, а интенсивность 7 баллов. Сейсмический эффект максимального из них в пределах территории Кирзанской ГЭС не превышал 7 баллов. Однако на исследуемой территории имеются и собственные очаги ощутимых землетрясений, которые распределены в пространстве неравномерно. Из них можно выделить Таузское землетрясение 1968 г. интенсивностью $J_0 = 7$ баллов, а также землетрясение 03.05.1982 г. с эпицентром в междуречье Куры и Иори, магнитудой $M = 5,0$, глубиной $h = 20$ км и интенсивностью не более 7 баллов. Очевидно, что район Кирзанской ГЭС не испытывал землетрясений более 7 баллов.

Территория Кирзанского гидроузла расположена в 3—5 км вверх по течению р. Куры от места впадения в нее р. Таузчай. В тектоническом отношении район располагается в предгорной зоне Малого Кавказа, сейсмогенные структуры которого, по-видимому, определяют ее наблюдаемую и ожидаемую сейсмичность. На относительно большем удалении располагаются сейсмогенные структуры Большого Кавказа, из которых можно отметить Вандамскую, обусловленную сегментом краевого разлома. Она может генерировать землетрясения с максимальными магнитудой $M = 4,0+5,0$, интенсивностью $J_0 = 7$ баллов. Надо полагать, что сейсмический эффект землетрясений из очагов

Большекавказских сейсмогенных зон из-за удаленности не будет доминирующим для территории объекта и не превысит интенсивности $I = 5-6$ баллов.



Карта сейсмического микрорайонирования территории Кирзанского гидроузла:
1—2 — интенсивность: 1—7 баллов; 2—8 баллов; 3 — скважина и расчетный балл; 4 — ось плотины

Из главнейших сейсмогенных зон Куринской впадины можно выделить Северо- и Южно-Аджиноурские зоны, прослеживающиеся субшироко на расстоянии более 50—60 км от рассматриваемой территории. Эти зоны, обусловленные сегментом межглыбового разлома, могут генерировать максимальные землетрясения интенсивностью $J_0 = 7$ баллов. Интенсивность сотрясений от возможных в их пределах землетрясений для территории объекта не превысит 4—5 баллов.

Анализ сейсмологических и геолого-геофизических материалов позволяет выделить сейсмогенные зоны, наиболее опасные для территории гидроузла, которые протягиваются в общекавказском направлении и прослеживаются на различных расстояниях от него.

Крайней северной сейсмогенной зоной является Чатминская, прослеживающаяся севернее отмеченного объекта на расстоянии $\Delta = 30-35$ км. Указанная сейсмогенная зона обусловлена разломом, который согласно (Китовани, Омадзе, 1973) разграничивает Иори-Аджиноурскую впадину от Удабно-Геокчайского антиклинория. Разлом хорошо отражается в геофизических полях. Землетрясений, связанных с данной зоной, не известно. Однако ее сейсмогенность предопределяется

комплексом сеймотектонических признаков сейсмичности. Южнее, в непосредственной близости от проектируемого гидроузла, прослеживается Куринская сейсмогенная зона. Известны два события, связанные с этой зоной, происшедшие в районах пос. Еникенд и г. Евлах. Более сильное из них имело магнитуду $M=5,0$; интенсивность до 7 баллов. Сейсмический эффект отмеченного события вызвал повреждения в зданиях пос. Люксембург.

Куринская сейсмогенная зона обусловлена одноименным межглыбовым разломом, погребенным на небольшой глубине. Он представляет собой крупную тектоническую зону, разделяющую Малый Кавказ и Куринскую впадину. Для данной зоны характерно проникновение в фундамент, растяжение, дробление, раскрытие, приведшее в конечном счете к превращению слабопрогибающегося прогиба в интенсивно развивающуюся Малокавказскую эвгеосинклиналь (Китовани, Омадзе, 1973). После инверсии отмеченной эвгеосинклинали интенсивность тектонических движений по Куринскому разлому несколько ослабела. Согласно [1], с данной зоной могут быть связаны землетрясения магнитудой $M=4,5-5,0$; интенсивностью 6—7 баллов. Сильные сейсмические проявления, связанные с Куринской сейсмогенной зоной, довольно редки, что, по-видимому, обусловлено ее расположением в области длительного погружения. Крайне малая активность зоны, однако, не исключает сейсмогенности отдельных ее сегментов.

Южнее рассматриваемой зоны на расстоянии $\Delta=20-30$ км прослеживается Предмалокавказская сейсмогенная зона, являющаяся местной по отношению к территории объекта. С этой сейсмогенной зоной связаны сильные землетрясения, магнитуда которых составляла $M=6,0+7,0$, интенсивность $I=8-9$ баллов. Из таковых можно отметить события 1139, 1235, 1308 гг. Известны также несколько семибалльных толчков, происшедших в последние десятилетия. Характерно, что они генетически связаны с различными сейсмогенными структурами вышеуказанной зоны.

Предмалокавказская зона обусловлена краевым глубинным разломом, проникающим в верхнюю мантию, местами перекрытым метаморфизованными толщами пород, мощностью до 3—4 км. Предмалокавказский глубинный разлом выявлен в результате исследований в междуречье рек Шамхорчай и Кашкарчай в 1958 г. [6]. Выходы гранитов в Кызылкая и Учтепе в районе г. Гянджа (АзССР), селений Ноелберды, Кохб (АрмССР) и Садахло (ГССР) приурочены к Предмалокавказскому глубинному разлому. Считается, что этот разлом возник на доальпийском этапе развития с последующей активизацией в мезозое и кайнозое.

Крайней южной сейсмогенной зоной в пределах рассматриваемого региона является Мровдагская, сейсмичность которой на отдельных ее участках различна. Данная зона прослеживается в 30—35 км южнее Предмалокавказской сейсмогенной зоны. С нею связано землетрясение 1962 г. с $M=5,0$ и интенсивностью 7 баллов. Наблюдались также связанные с данной зоной толчки, интенсивностью 5—6 баллов. Согласно [1], с Мровдагской сейсмогенной зоной могут быть связаны землетрясения максимальной магнитудой $M=4,0-5,0$ и интенсивностью 6—7 баллов.

Сейсмические проявления, связанные с Мровдагской сейсмоген-

ной зоной, обусловлены одноименным глубинным разломом надвигового характера амплитуда смещения по которому около 5 км.

Указанные сейсмогенные зоны поперечными разломами (Телави-Казахским, Гречи-Чатминским, Лагодехи-Шамхорским и Закатало-Дашкесанским) расчленены на отдельные индивидуальные сейсмогенные структуры различной протяженности. Известны эмпирические соотношения [5], связывающие параметры сейсмогенных структур с величиной магнитуды максимального землетрясения, возможно в пределах данной структуры. Расчетным путем оценена величина потенциальной сейсмичности выявленных сейсмогенных структур, что позволило выделить главнейшие из них. Оценить интенсивность максимальных, возможных в пределах отмеченных сейсмогенных структур землетрясений можно путем изучения сейсмогенетических особенностей среды, исходя из возможного положения очагов землетрясений, минимальной глубины заложения их гипоцентров.

В пределах области распространения Куринской и Предмалокавказской сейсмогенных зон поверхность кристаллического фундамента крутая, усложнена и располагается на глубинах до 10 км. Покрывающий чехол представлен пластическими осадочными образованиями, по своим физико-механическим свойствам могущими быть отнесенными к практическим асейсмогенным. Это дает основание считать глубину возможных очагов сильных землетрясений не менее 10 км, где развиты плотные компетентные образования, характеризующиеся сколовыми деформациями.

К югу наблюдается тенденция к резкому подъему поверхности фундамента и в пределах Мровдагской сейсмогенной зоны обнажение на земной поверхности плотных компетентных образований мела и юры. Надо полагать, что здесь очаги сильных землетрясений могут иметь глубины гипоцентров до 5—10 км.

Путем применения уравнения макросейсмического поля с коэффициентами b, γ, c , — для геоструктурных зон Азербайджана [5] рассчитана интенсивность возможных в пределах каждой из сейсмогенных структур землетрясений.

В расчетах минимальная глубина возможных землетрясений принималась исходя из сейсмогенности различных разделов земной коры. Максимальной величиной потенциальной сейсмичности характеризуется Центрально-Куринская, Казах-Шамхорская и Западно-Мровдагская сейсмогенные структуры. Расчетным путем оценена сейсмическая угроза от выявленных сейсмогенных структур территории проектируемого объекта. Согласно проведенным расчетам максимальная угроза интенсивностью $I=7,2-7,3$ балла будет исходить от Центрально-Куринской и Казах-Шамхорской сейсмогенных структур, из которых первая является местной по отношению к рассматриваемому объекту. Сейсмический эффект далеких сейсмогенных зон (Каспийское, Иранские) не превышает 5 баллов и сооружениям гидроузла не угрожает.

Таким образом, интенсивность максимальных сейсмических сотрясений для участка строительства Кирзанского гидроузла, согласно приведенным данным, подтверждает ранее определенную оценку [6] в 7 баллов, при наиболее сильных землетрясениях Куринской и Предмалокавказской сейсмогенных зон.

Карта сейсмического микрорайонирования составлена с учетом пересчета балла, установленного по сейсмологическим и сейсмотектоническим данным на инженерно-геологические условия с учетом физико-механических свойств грунтов и уровня стояния грунтовых вод. Для построения такой карты по материалам Бакгидропроекта (геологические профили) рассчитано приращение балльности по более чем 90 скважинам. Расчеты велись по методу акустической жидкости [4].

Скорости распространения продольных волн определялись методом сейсмоки в полевых условиях на одноканальной станции ОСУ-2М.

На территории проектируемого гидроузла выделяются различные типы грунтов, отличающиеся по своим упругим свойствам, литологии и возрасту. На основании полученных данных о времени пробега волн и координат точек наблюдения построены годографы первых вступлений, по которым графически определены скорости продольных волн. Величины плотностей грунтов заимствованы из Бакгидропроекта. При расчете акустической жесткости использовались как минимальные, так и максимальные и промежуточные значения ρ в зависимости от величины скорости распространения упругих волн в соответствующих типах грунтов.

На основании результатов по оценке приращения балльности за определенные грунты по разрезам скважин составлена карта сейсмического микрорайонирования проектируемого объекта (рисунок).

Литература

1. Агамирзов Р. А. К сейсмическому районированию Азербайджана. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 31—41.
2. Кулиев Ф. Т., Каспаров В. А., Алимурзов О. Х. и др. Исходные данные и оценка их представительности для изучения сейсмичности Восточного Азербайджана и акватории Каспия. — В кн.: Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку: Элм, 1974, с. 32—39.
3. Кулиев Ф. Т. Уравнение макросейсмического поля для Азербайджана и его геотектонических областей. — В кн.: Сейсмологический бюллетень Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 129—140.
4. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М., 1962, с. 47—73.
5. Шибалин Н. В. В предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 6, с. 12—20.
6. Шихалибеги Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (Тектоническая структура и магматизм). — Баку, Изд-во АН АЗССР, 1966, т. 4.
7. СН и П 12—69.—М.: Стройиздат, 1977.—56 с.

Ф. Т. Гулиев, Б. М. Панахи, С. Т. Агаева

КИРЗАН СУ ГОВШАҒЫНЫН СЕЙСМИК ТӘҒЛҮКӘСИННИН ГИЈМӘТИ

Мәғаләдә Кирзан су говшағы саһәсиндә ОСУ—2М чиһазы васитәсилә профил хәтләри үзрә енинә далғаларын сүр'әтинин тәһлили нәтичәләри верилмишдир. Акустик сәртлик үсуду илә баллығынын жүксәлмәси һесаблинмыш вә сейсмик микрорайонлашдырма хәритәси верилмишдир.

F. T. Kuliiev, B. M. Panakhi, S. T. Agayeva

THE SEISMIC DANGER ESTIMATION OF KIRZAN HYDROELECTRIC STATION CONSTRUCTION

The article presents the results of study of elastic waves velocity by the instrument OSU-2M along the profile on the territory of Kirzan hydroelectric station construction. The increase of grade is calculated by the method of acoustic hardness. The map of seismic microzonation of the territory of hydroelectric power station construction is compiled.

КРАТКОЕ НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

УДК 551.7(479.24)

К. А. АЛИЗАДЕ, Л. И. АЛИЕВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ НАДАКЧАГЫЛЬСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТОЛЩИ РАЗРЕЗА НАФТАЛАН (АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ ССР)

Нафталанский разрез, находящийся на территории известного в стране курортного города Нафталан, расположенного юго-восточнее гор. Гянджа, неоднократно изучался в прошлом. Исследователями (И. М. Губкин, 1923, И. В. Сулин—Б. И. Султанов, 1929—1933, К. А. Ализаде, 1929—1954, А. А. Ализаде, 1969 и др.) была детально освещена стратиграфия отложений, участвующих в геологическом строении (на дневной поверхности) района Нафталан, и выделены в разрезе акчагыльские и надакчагыльские отложения.

Полную фаунистическую характеристику отложений Нафталанского разреза дал К. А. Ализаде еще в 1932—1936 гг.

Скудность остатков моллюсковой фауны в отложениях, залегающих выше фаунистически охарактеризованных акчагыльских, не позволила предшествующим исследователям детально определить их стратиграфический возраст. В связи с этим, о возрасте, так называемой, надакчагыльской континентальной толщи до сих пор существуют разные мнения.

Отметим, что одни исследователи (И. М. Губкин, К. А. Ализаде, А. А. Ализаде) возраст надакчагыльских континентальных отложений считают нижний апшерон, на основании фауны (*Dreissena*, *Micromelania*, *Clessiniola*, *Neritina*), найденной ими в тонких прослоях песчаника в контакте с верхним акчагылом, а другие (К. М. Султанов, 1964), основываясь не только на сходстве фаций, распространенных в Аджиоурской степи, с фациями Наф-

талана, но и на данных буровых скважин (Дуздаг), возраст надакчагыльской континентальной толщи, мощностью около 200 м, распространенной во всей северо-восточной предгорной зоне Малого Кавказа, определяют как древнекаспий.

Мы поддерживаем мнение исследователей, принявших возраст надакчагыльских отложений апшеронским. Подтверждением этого является обнаружение впервые нами в 1984—1985 гг. в составе моллюсковой фауны верхнего акчагыла разреза Нафталан раковины солоноватоводного (слабопресноводного) моллюска — *Dreissena carinata* Sinzovi, являющегося одним из из характерных форм для апшеронского регионаруса. Данная находка и находки вышеупомянутых исследователей позволили нам возраст континентальных отложений, залегающих выше фаунистически охарактеризованных акчагыльских, уверенно считать нижеапшеронским.

Таким образом, обнаружение впервые нами в составе верхнеакчагыльского комплекса моллюсков солоноватоводной фауны *Dreissena van Beneden*, являющейся руководящей для апшеронского регионаруса Каспийского региона, позволило дополнить систематический состав моллюсковой фауны акчагыла в разрезе Нафталан и тем самым, детализировать возраст не только вмещающих их верхнеакчагыльских отложений, но и вышележащей, так называемой, надакчагыльской континентальной толщи, который до сих пор оставался дискуссионным.

Г. Э. Элизаде, Л. И. Алиева

НАФТАЛАН КӘСИЛИШИННИН АҒЧАКИЛ МӘРТӘБӘСИННИН ҮСТҮНДӘ ЈАТАН КОНТИНЕНТАЛ ЧӨКҮНТҮЛӘРИН ЈАШЫ ҺАГЫНДА ЈЕНИ МӘ'ЛУМАТЛАР (АЗЕРБАЙҶАН ССР)

Мәғаләдә Ағчакил моллјуска фаунасынын тәркибиндә *Dreissena* моллјуска чинси нүмајәндәсинин илк дәфә тапылмасы һагғында гыса мә'лумат верилр.

Мүәллифләр Нафталан кәсилишиндә Dreissena чинсинин тапылмасы илә Ағчакил моллјуска фаунасынын систематик тәркибини зәнқинләшдирир, фауна тапылан чөкүнтүләрин стратиграфик јашыны дәгигләшдирир (Үст Ағчакил јарыммәртәбә), бунунла бәрабәр Ағчакил мәртәбәсинин үстүндә јатаи вә бу вахта гәдәр стратиграфик јашы мүбаһисәли олан, континентал чөкүнтүләрин Алт Абшерон јашлы олмасыны тәсдиг едирләр.

G. A. Alizade, L. I. Aliyeva

ON THE NEW MATERIALS ABOUT THE CONTINENTAL DEPOSITS ON THE AGDZHAGIL STAGE OF NAFTALAN SECTION (AZERBAIJAN SSR)

The information about the Dreissena ran Bened. Mollusk rock specimen on the Upper Akchagyl is given and the Low Apsheron aged continental deposits on the Akchagyl stage, which stratigraphic age is questionable till present is confirmed in the article.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1989, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1989, № 4

КРАТКОЕ НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

УДК 624.131.1

Ф. С. АЛИЕВ, В. В. ЗАРХИ

ЛИТОЛОГИЯ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ПОДНЯТИЯ КАМНЯ ДВА БРАТА

В последние годы все шире разворачиваются поисковые и разведочные работы на нефть и газ в пределах Среднего и Южного Каспия. Необходимость возведения морских гидротехнических сооружений предопределяет проведение инженерно-геологических исследований как в разрабатываемых, так и в перспективных площадях на акватории. В этой связи определенный интерес привлекает акватория поднятия камня Два Брата, представляющего брахантиклинальную структуру запад-северо-западного и восток-юго-восточного простирания, слегка асимметричной и крутым юго-западным (20—25°) и пологим северо-восточным крылом (10—12°). Смещение пород отмечено на юго-западном и на юг-юго-восточном крыле.

Разрез пробуренных скважин прошел 60-метровую пачку верхнего отдела продуктивной толщи (сураханская, сабунчинская свиты), сложенную глинами и суглинками.

Гранулометрический состав пород показывает, что глинистая фракция в них варьирует от 22 до 62%, а в среднем 36,1%. Содержание пылевой фракции несколько повышенное, изменяется от 20,7 до 60,6%, при среднем 40,4%. Песчаная фракция имеет подчиненное значение. Карбонат кальция определен во всех образцах и содержится от 6,8 до 12%, при средней величине 8,8%.

На долю легкой фракции терригенного комплекса пород приходится 97—98% от всего его состава. Представлена она глинистыми минералами (гидрослюдами и монтмориллонитом), обломками пород, кварцем, полевыми шпатами. В тяжелой фракции отмечены рудные минералы (лимонит, магнетит), роговая обманка, мусковит. В аутигенном комплексе в виде единичных зерен присутствуют глауконит и хлорит.

Данные термического анализа при

расшифровке показали, что глинистая фракция в основном представлена гидрослюдами и монтмориллонитом, отмечены также низкотемпературная органика и перекристаллизация кальцита.

Органический углерод, по данным анализов, изменяется от 0,99 до 1,19, по мере увеличения глубины залегания пород среднее его содержание в исследованном разрезе 1,07. Азот в количественном отношении изменяется в небольшом интервале — $0,125 \pm 0,015\%$ с некоторым максимумом в верхах глинистой пачки.

Отношение органического углерода к азоту изменяется в небольшом интервале — 7,07—10,36, показывая слабую степень разложения органического вещества.

Физико-химические показатели рН изменяются в пределах 7,1—7,4, а окислительно-восстановительный потенциал E_h от 129 до 153 мв в положительных значениях, говоря об окислительной обстановке формирования глинистых пород [1]. Состав водно-растворимых солей — хлоридно-натриевый, некоторые максимумы выражены хлоридами и сульфатами натрия и щелочно-земельных металлов.

Естественная влажность пород колеблется в пределах 28—17%, при этом отмечается уменьшение ее значений по мере увеличения глубины залегания глинистых пород.

Удельный вес глинистых пород изменяется в широких пределах; в зависимости от содержания тех или иных минералов он колеблется от 2,70 до 2,81 г/см³. Объемный вес пород с глубиной повышается, изменяясь в пределах 1,98—2,06 г/см³.

Пористость глинистых пород с глубиной уменьшается от 43 до 37%, доказывая гравитационное уплотнение пород по мере увеличения глубины их залегания. Показатель уплотненности, по В. А. Приклонскому, с глубиной

возрастает от 0,71 до 1,95, также указывая на гравитационное уплотнение.

Показатель консистенции пород (от текучего до пластичного и от пластичного к твердому состоянию) изменяется в широких пределах — 0,01—1,28, указывая на изменение консистенции пород с глубиной.

Показатель гидрофильности и коллоидная активность, по А. В. Скемптону и В. А. Приклонскому [3], суммарно характеризуют состав и состояние глинистой фракции. Как свидетельствуют показатели гидрофильности (1,04—1,88), отмечаются гидрофильные и высокогидрофильные разности глинистых пород; при этом все они отличаются низкой коллоидной активностью (0,41—0,77).

Пределы пластичности глинистых пород определялись: предел текучести методом балансирного конуса Васильева, а предел пластичности — методом раскатывания грунта в проволоку. Так, предел текучести колеблется от 40 до 46%, а предел пластичности — от 17 до 25%, а

числа пластичности — от 18 до 26. Высокой пластичности глинистых пород способствовало наличие в них монтмориллонита, глауконита и органического вещества.

Как показали компрессионные испытания, глинистые породы, залегающие от 0 до 10 м, характеризуются средней сжимаемостью, а глубже залегающие породы отличаются слабой сжимаемостью. Сравнительные результаты компрессионных свойств пород, можно заключить, что с увеличением глубины их залегания и геологического возраста несущая способность возрастает [2].

Испытания пород сопротивлению сдвигу показали, что углы внутреннего трения колеблются от 5°15' до 30°30', а величина силы сцепления изменяется от 0,5 до 1,5 кг/см². Результаты определения сопротивления сдвигу показали, что глинистые грунты изученной части продуктивной толщи благоприятны для крепления морских свайных оснований гидротехнических сооружений.

Литература

1. Алиев Ф. С. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 1.
2. Ломтадзе В. Д. — Инженерная геология, 1985, № 4.

3. Приклонский В. А. — Тр. лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 1., 1957.
4. Федосеев В. И. — Инженерная геология, 1985, № 6.

Ф. С. Алиев, В. В. Зархи

ИКИ ГАРДАШ СУАЛТЫ ДАШЛАРЫН МӘХСУЛДАР ГАТЫНЫН СҮХУРЛАРЫНЫН ЛИТОЛОЖИ ВӘ ФИЗИКИ-МЕХАНИКИ ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ

Тәдгиг олунан саһәнин сүхурларын кәсилмиш Мәхсулдар гатынын килләри ики һоризонтдан ибарәтдир (Сураханы вә Сабунчи). Алеврит фраксиясында кварс, сүхурларын гырынтылары, чөл шпатлары, гидромлика вә монтмориллонит, лимонит, магнетит һорнбленд вә мусковит раст кәлән дәнәчикләри тәшкил едир.

Сүхурларын дәринлији артыгыча, онларын гравитасија сыхлашмасыны кәстәрир. Тәдгиг олунмуш мәхсулдар кил сүхурлары јахшы механики давамлыгга характеризә олунур вә гидротехник тикинтилик өзүлләринин свајла бәркинмәсинә сәфалыг төрәдир.

F. S. Aliev, V. V. Zarhi

LITHOLOGIA AND PHYSICO-MECHANICAL PROPERTIES OF THE ROCKS OF THE PRODUCTIVE SUITE OF THE ANTICLINAL OF THE STONES OF TWO BROTHERS

It is studied the mineralogical composition and physico-mechanical properties of the productive clays rocks.

The growth of the bedding depth of the rock improve its building qualities.

С. Г. Салајев, Б. Ш. Әлијев. Азәрбајчанын Мәхсулдар гат тәбәгәсинин литоложи-фаснал хусусијјәтләри вә онларын нефт јатагларынын шахта үсулу илә ишләнмәсинә тәсири	3
Б. Ш. Әлијев. Азәрбајчан нефт јатагларынын шахта үсулу илә ишләнмәсиндә тектоник позғундуглары ролу	10
Ч. С. Әлијев. Радиометрија мә'луматларына әсәсән Ашағы Күр чөкәклијинин нефт-газлыг перспективләри	18
Л. А. Бурјакowski. Нефт вә газ јатагларынын ахтарышы вә кәшфијјәтиндә гујуларын јерләшдирилмәси системинин синифләшдирилмәси һагғында	25
А. А. Дадашов, И. С. Гулијев, Ә. Ә. Фејзуллајев. Чәнуби Хәзәр чөкәклији вә ону әһатә едән дағ системләринин тәбии газларынын изотоп-кеокимјөви хусусијјәтләри	29
А. М. Дадашоч, С. А. Мәмәдова. Бөјүк Гафгаз филиз јатаглары газларынын кимјөви тәркиби	38
Ч. Ч. Мазанов. Бөјүк Гафгазын колчедан-мис-гурғушун-синк филиз формасијасы	43
Ш. И. Аллаһвердијев, В. А. Симонов, М. Н. Мәмәдов. Кичик Гафгаз габбро-перидотит ассоциасијасы су сүхурларынын әмәл кәлмәсинин температур шәраитләри	49
Р. Н. Абдуллајев, А. И. Мәмәдов, З. А. Әзизбәјова. Саатлы ифрат дәринлик гујусунун кәсилишиндә олан вулканик сүхурларын метаморфизләшмә дәрәчәси һагғында	55
Ч. Ә. Азадәлијев. Кеосинклинал режимли мис-профир формасијаларынын кеоложи-кенетик модели кизли филизләрин прогнозу вә ахтарышы үчүн әсәсдир	63
И. Ә. Новрузов, К. А. Мурадханова, Һ. Ә. Чәләбијев. Катсдағ јатағы филизләриндә надир элементләрин пәјланма хусусијјәтләри	72
М. М. Вәлијев, К. Ч. Бабајева, Ч. М. Гаһгај. Талыш зонасынын гәләви-базалтоид формасијасына аид олан вулканик сүхурларда дәмр групу элементләринин пәјланмасынын статистик арашдырылмасы	77
О. М. Иманова, А. Һ. Сејидов, Ә. М. Иманов. Азәрбајчанын силикат тип тәбии пигментләринин физики-кимјөви хусусијјәтләри вә онларын рационал тәтбиг саһәләри	85
О. М. Бәширов. Күрчүстанын орта јура флораларынын хусусијјәти һагғында	93
Ш. А. Балакишијев, И. Б. Сәфәров, С. М. Кирејенкова, А. Б. Һәсәнов. Метаморфик дағ сүхурларынын еластиклик вә сыхлыг параметрләринин јүксәк тәзјиг вә температур шәраитиндә гаршылыгы әләгәси	98
М. И. Исајева. Кичик Гафгазын палеокен чөкүнтүләринин палеомагнетизми	105
З. А. Новрузов. 7000—8126 м дәринликкарасы Саатлы гујусунун (ӘГ—1) кернин магнит хусусијјәтләри	110
Ф. Т. Гулијев, Б. М. Пәнаһи, С. Т. Ағајева. Кирзан су говшағынын сејсмик тәһлүкәсинин гиймәти	116
Г. Ә. Әлизадә, Л. И. Әлијева. Нафталан кәсилишинин ағчакил мәртәбәсинин үстүндә јатан континентал чөкүнтүләрин јашы һагғында јени мә'луматлар (Азәрбајчан ССР)	121
Ф. З. Әлијев, В. В. Зархи. Ики гардаш суалты дашларын мәхсулдар гатынын сүхурларынын литоложи вә физики-механики хусусијјәтләри	123

СОДЕРЖАНИЕ

С. Г. Салаев, Б. Ш. Алиев. Литолого-фациальные особенности ПТ Азербайджана и их значение при шахтной разработке нефтяных месторождений	3
Б. Ш. Алиев. Роль разрывных нарушений при шахтной разработке нефтяных месторождений Азербайджана	10
Ч. С. Алиев. Перспективы нефтегазоносности Нижне-Куринской впадины по данным радиометрии	18
Л. А. Буряковский. О классификации систем размещения скважин при поисках и разведке месторождений нефти и газа	25
А. А. Дадашев, И. С. Гулнев, А. А. Фейзуллаев. Изотопно-геохимическая характеристика природных газов Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) и обрамляющих горных систем	29
А. М. Дадашев, С. А. Мамедова. Химический состав газов рудных месторождений Большого Кавказа	38
Д. Д. Мазанов. Колчеданно-медно-свинцово-цинковая рудная формация Большого Кавказа	43
Ш. И. Аллахвердиев, В. И. Симонов, М. Н. Мамедов. Температурные условия формирования пород габбро-перидотитовой ассоциации Малого Кавказа (Первое сообщение)	49
Р. Н. Абдуллаев, А. И. Мамедов, З. А. Азизбекова. О степени метаморфизма в вулканогенных образованиях в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1	55
Дж. А. Азадалиев. Геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа)	63
Н. А. Новрузов, Г. А. Мурадханова, Г. А. Чалабиев. Особенности распределения элементов-примесей в рудах Кацдагского месторождения	72
М. М. Велиев, Г. Д. Бабаева, Ч. М. Кашкай. Статистический анализ распределения некоторых элементов группы железа в вулканических сериях щелочно-базальтоидной формации Тальшской зоны	77
О. М. Иманова, А. Г. Сеидов, А. М. Иманов. Физико-химические особенности силикатного типа пиментного сырья Азербайджанской ССР и рациональные области их применения	85
О. М. Баширов. О характере среднеюрских флор Грузии	93
Ш. А. Балакишиев, И. Б. Сафаров, С. М. Киреевкова, А. Б. Гасанов. Взаимосвязь упругих и плотностных свойств метаморфических горных пород при высоких термодинамических параметрах	98
М. И. Исаева. Палеомагнетизм палеогеновых отложений Малого Кавказа	105
З. А. Новрузов. Магнитные характеристики керн Саатлинской скважины (СГ-1) в интервале глубин 7000—8126 м	110
Ф. Т. Кулиев, Б. М. Панахи, С. Т. Агаева. Оценка сейсмической угрозы сооружениям Кирзанского гидроузла	116

Краткое научное сообщение

К. А. Ализаде, Л. И. Алиева. Новые данные о возрасте Надакчагельской континентальной толщи разреза Нафталан (Азербайджанской ССР)	121
Ф. С. Алиев, В. В. Зархи. Литология и физико-механические свойства пород продуктивной толщи поднятия камня Два Брата	123

Сдано в набор 01.11.89. Подписано к печати 17.04.90.

ФГ 12601. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1.

Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист 10,4.

Усл. кр.-отт. 10,4. Уч.-изд. лист 8,9. Тираж 520. Заказ 593. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

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

Типография АН Азербайджанской ССР,

Баку, проспект Нариманова, 31,