

П-169/2
4

ISSN 0005-3124
АЗЭРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ХӘБӘРЛӘР ИЗВЕСТИЯ

Д Е Р Е Л М Л Ә Р И

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

4 • 1982

ЦНБ

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Кеолокија

★

СЕРИЈА НАУК О ЗЕМЛЕ

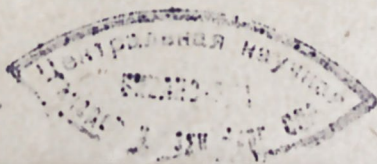
Геология

4

1982

ЕЛМ • НƏШРИЈАТЫ – ИЗДАТЕЛЬСТВО „ЭЛМ“

БАКЫ – БАКУ



УДК:564.114:551.763.31/ . . . 470.61/

М. М. АЛИЕВ, М. М. ПАВЛОВА, В. М. ХАРИТОНОВ

ОТЛОЖЕНИИ ДАГЕСТАНА ПО ФАУНЕ ИНОЦЕРАМОВ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ

В настоящее время в пределах юга СССР и в частности на Северном Кавказе и в Азербайджане весьма перспективными с точки зрения нефтегазоносности являются отложения мезозоя. Увеличивающийся объем поисково-разведочных работ на мезозойскую нефть и газ, открытие новых месторождений, многие из которых (Чечено-Ингушетия, Дагестан и др.) связаны с карбонатным комплексом верхнего мела, настоятельно требуют дальнейшего совершенствования биостратиграфической схемы этих отложений. Последняя должна отвечать современным требованиям, а также практическим нуждам геолого-разведочных работ. Дальнейшая детализация схемы биостратиграфического расчленения верхнемеловых отложений, уточнение положения границ и объемов некоторых стратиграфических подразделений, выделение фаунистических зон и единиц вспомогательной школы, невозможны без изучения богатой иноцерамовой фауны, имеющей для этих территорий, как и для других регионов СССР, руководящее значение.

В решениях V межведомственного коллоквиума по иноцерамам было указано, что принятая, согласно последнему решению МСК, схема зонального расчленения меловых отложений по аммонитам нуждается в дополнении параллельной схемой зонального расчленения верхнемеловых отложений по иноцерамам, значительно облегчающей работу геологов практиков, особенно занимающихся крупномасштабной геологической съемкой. Тем самым подчеркивается необходимость и возможность создания биостратиграфической схемы верхнего мела, основанной на закономерностях распределения иноцерамов. Эти закономерности, как показывают исследования последних лет, наблюдаются не только в отдельных регионах и локальных участках, но и прослеживаются регионально по многим палеозоогеографическим провинциям и областям. А это, в свою очередь, делает возможным разработку универсальных схем расчленения верхнего мела по иноцерамам, применимым полностью или частично во всех областях развития верхнемеловых отложений. Наиболее удобными с точки зрения проведения указанных работ являются отложения верхнего мела Дагестана, отличающиеся широким пространственным распространением, полнотой и большой мощностью разрезов, минимальным количеством региональных и локальных перерывов, присутствием многочисленных видов иноцерамов во всех стратиграфических подразделениях. Иноцерамы здесь в качестве зональных форм имеют руководящее значение не только в туронском, коньякском и сантонском ярусах, где аммонитовая фауна встречается

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

© Издательство «Элм», 1982 г.

Сдано в набор 14/II-83 г. Подписано к печати 10.06.83 г.
ФГ 15188. Формат бумаги 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Гарнитура шрифта академич. Печать высокая. Печ. лист 11,05.
Уч. изд. лист 9,67. Тираж 550. Заказ 88. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок, Главное здание
Типография АН Азербайджанской ССР. Баку, проспект Нариманова, 31.

Адрес: г. Баку, Коммунистическая, 10. Редакция «Известий Академии наук
Азербайджанской ССР (серия литературы, языка и искусства)»

редко, но и в сеномане, кампане и маастрихте, где традиционно зональное расчленение основывалось на закономерностях распределения аммонитов.

Биостратиграфическими исследованиями верхнего мела Дагестана занимались многие исследователи, имеются схемы расчленения этих отложений Д. В. Дробышева [3], М. М. Москвина [6, 7], Ф. Г. Шарфутдинова [117], В. П. Ренгартена [10], М. А. Пергамента и Ю. П. Смирнова [9]. Схема последних авторов является наиболее подробной и детальной, в ней впервые приводятся единицы количественной шкалы (эпиболы, биозоны, слои) по иноцерамам. Однако зональное расчленение сеномана, верхнего кампана, маастрихта М. А. Пергаментом и Ю. П. Смирновым [9], наряду с выделением иноцерамовых эпиболов, осуществлялось по фауне аммонитов, белемнитов и морских ежей. Иноцерамы позднего мела изучались С. А. Добровым и М. М. Павловой [2], А. Л. Цагарели [16], ими было описано около 60 видов.

С 1971 по 1976 г. стратиграфические исследования верхнего мела проводились В. М. Харитоновым [14], переписавшим более двадцати пяти разрезов верхнемеловых отложений, в том числе у с. Аймаки-Охли, Леваши, Маджалис, В. Дженгутай, Акуша, Ансалта, Хучни и др. Основным опорным разрезом, по которому производилось зональное расчленение, являлся Аймаки-Охлинский, в котором устанавливаются все иноцерамовые зоны и слои. При съемке разрезов особое внимание уделялось тщательному послойному отбору фауны из пластов. Была собрана большая коллекция (свыше 4000 экземпляров) фауны, в основном, иноцерамов. Их палеонтологическое изучение и определение позволило установить новые виды [14, 15], группы и комплексы иноцерамов и сделало возможным выявление закономерностей их вертикального распределения в верхнемеловом разрезе. Работы позволили также детализировать и усовершенствовать биостратиграфическую схему, что выразилось в выделении новых зон, эпиболов и слоев с фауной, в уточнении положения границ стратиграфических подразделений. Результаты указанных исследований легли в основу предлагаемой статьи, в которой рассматриваются вопросы зонального расчленения верхнемеловых отложений Дагестана по иноцерамам. Установление закономерностей распространения иноцерамов имеет большое значение не только для Северного Кавказа, но и для смежных областей, в том числе и Азербайджана, где наблюдается присутствие аналогичных иноцерамовых ассоциаций [1, 11]. Это обстоятельство создает предпосылки для осуществления более подробного расчленения верхнемеловых отложений Азербайджанской ССР.

Сеноманский ярус в Дагестане подразделяется на два подъяруса. М. А. Пергаментом и Ю. П. Смирновым [9] в нижнем сеномане по головногим выделяются две зоны: *Parahibolites tourtiaе* и *Mantelliceras mantelli*. В нижней части зоны „*tourtiaе*“ очень часто встречается *Neohibolites ultimus d'Orb.*, однако выше появляется в большом количестве экземпляр новый вид, определяемый [9] и нами как *In. cf. crippsi Mant.*, отличающийся от типичных *In. crippsi Mant.*, а также *In. cuneliformis d'Orb.*, *In. orbicularis Noetl.*, *In. ex gr. tenuis Mant.* Следует отметить, что *In. crippsi Mant.* в широком понимании объема вида представляет собой группу, объединяющую большое количество отличающихся друг от друга форм, широко развитых в сеномане

и занимающих различное вертикальное положение. Необходимость их изучения очевидна, вероятно, *In. cf. crippsi Mant.* следует считать зональной формой самой нижней иноцерамовой зоны сеномана. В верхней зоне нижнего сеномана *Mantelliceras mantelli* устанавливаются две самостоятельные и довольно богатые ассоциации иноцерамов. Это *In. crippsi Mant.* (типичные формы) и *In. scalprum Boehm.* В нижнем комплексе, наряду с *In. crippsi Mant.*, нами определены *In. tenuis Mant.*, *In. atlanticus Heinz*, *In. longobardicus Heinz*, *In. atlanticus subsp. nov.*, *In. bogatschevi Renng.*, *In. orbicularis Noetl.*, *In. ex gr. pictus Sow.* и первые *In. scalprum Boehm.* Верхняя ассоциация состоит из следующих видов: *In. scalprum Boehm.* (в большом количестве), *In. scalprum daghestanica Tsag.*, *In. tenuis Mant.*, *In. cf. pictus Sow.*, *In. orbicularis Noetl.*, *In. rugosoplicatus Renng.*, *In. crippsi Mant.*, *In. aff. crippsi Mant.*, *In. bohemicus Leonh.*, *In. virgatus Schlüt.*, *In. sp. nov. (aff. beringensis Perg.)*, *In. corpulentus Mclearn.*, *In. arvanus Stef.*, *In. cf. glinter ensis Perg.* и др. указанные ассоциации соответствуют иноцерамовым зонам *In. crippsi Mant.* и *In. scalprum Boehm.*

В верхнем сеномане по аммонитам [9] выделяется зона *Acanthoceras rhotomagense*, в интервале ее развития также устанавливается богатый и своеобразный иноцерамовый комплекс, ведущую роль в котором играет *In. schöndorfi Heinz*. Этот вид совсем недавно был переписан Ж. Сорнэ [21], указавшим на его важное стратегическое значение в верхнем сеномане Западной Европы. Наряду с указанным видом в комплексе нами определены *In. pictus Sow.* (редко), *In. pictus neocaledonicus Jean.*, *In. orbicularis Noetl.*, *In. subrequenti Renng.*, *In. heinzi Sorn.*, *In. flavus Sorn.*, *In. sp. nov. I (aff. labiatus Schlöth.)*, *In. cf. paramytiloides Sorn.*, *In. sp. nov. II (aff. labiatus Schlöth.)*, *In. cf. requenti Perv.*, *In. ajmakensis M. Aliev et Khar.*, *In. ex gr. crippsi Mant.* Указанные иноцерамы относятся к зоне *In. schöndorfi-In. pictus* верхнего сеномана. Таким образом в сеноманском ярусе можно выделить четыре иноцерамовых зоны, соответствующие трем зонам по аммонитам и белемнитам.

В туронском ярусе, подразделяемом на два подъяруса, зональное расчленение осуществляется исключительно по иноцерамам. В отложениях нижнетуронской зоны *In. labiatus* помимо зонального вида обнаружены: *In. hercynicus Petr.*, *In. opalensis Böse*, *In. cf. pictus Sow.*, *In. sp. nov. I, II, III Moskv. et Pavl.*, *In. cf. striatoconcentricus Gumb.*, *In. posidonomyaformis Maury.*

В верхнем туроне нами выделяются три иноцерамовых комплекса, соответствующих трем иноцерамовым зонам *In. apicalis*, *In. falcatus*, *In. woodsi*. Нижняя зона позднего турона характеризуется своеобразным комплексом иноцерамов: *In. apicalis Woods*, *In. inoonstans Woods, subsp. nov.*, *In. cf. woodsi Boehm.*, *In. aff. frechi And.*, *In. falcatus Heinz*, *In. cf. kleini Müll.* единичными представителями иноцерамов группы «ламарки». Максимальное развитие последних наблюдается в средней зоне—*In. falcatus*, где присутствуют: *In. cuvieri Sow.*, *In. lamarcki Woods (non Park.) var. I u II Renng.*, *In. securiformis Heinz*, *In. undulatus Mant.*, *In. schatskil Rom.*, *In. lamarcki stumckel Heinz*, *In. lamarcki (non Park.) var. I u II Trög.*, *In. latus Mant.*, *In. brongniarti Mant.*, *In. inaequivalvis Schlüt.* и др. Боль-

шинство из перечисленных видов изображено в работах Г. Будса [23], К. А. Трера [22], однако типичный *In. lamarcki lamarcki* Park. нами в указанном комплексе обнаружен не был. Верхняя зона турона — *In. woodsi* характеризуется большим количеством видов значительная часть которых не относится к группе «ламарки» и переходит в отложения нижнего коньяка. Это: *In. woodsi* Boehm, *In. lusatlae* And., *In. welsel*, And., *In. inconstans typica* Renng. (мелкие разновидности), *In. echinoformis* Kocujb., *In. glatziae* And., *In. websteri* Mant., *In. striatus* Mant., *In. saxonicus* Petr., *In. seitz* And., *In. frechi* (Fleg.) And., *In. interruptum* Schmidt, *In. stillei* Heinz, *In. ex gr. lamarcki* Park. (s.l.).

Зональное расчленение коньяцкого яруса также осуществляется по фауне иноцерармов, однако здесь имеются некоторые трудности, связанные с тем, что в Дагестане руководящие виды иноцерармов нижнего подъяруса — *In. wandereri* And., *In. deformis* Meek, *In. inconstans* Woods и др. не поднимаются до его кровли и в верхней части разреза присутствует несколько отличная ассоциация иноцерармов. В. М. Харитоновым [5] показано, что выделение одной общей зоны *In. schloenbachi* или *In. wandereri* для всего объема нижнего коньяка или двух зон *In. schloenbachi* и *In. koeneni*, как это было сделано М. А. Пергаментом [9], не представляется вполне правильным. Кроме того, ассоциация иноцерармов нижней половины раннего коньяка также подразделяется на два комплекса. Это подразделение является региональным и наблюдается во многих областях СССР и за рубежом [22]. Таким образом, в нижнеконьяцком подъярусе нами устанавливается присутствие трех иноцерармовых комплексов. В самом нижнем из них отмечены: *In. schloenbachi* Boehm, *In. wandereri* And. (мелкие разновидности), *In. inconstans* Woods (мелкие разновидности), *In. websteri* Mant., *In. lusatlae* And., *In. glatziae* Fleg. (And.), *In. seitz* And., *In. striatus* Mant., *In. cf. woodsi* Boehm., *In. walterdorfensis* And., *In. kleini* Müll., *In. propinquiformis* Heinz, *In. brevealatus* Trög., *In. flegei* Trög и др. Следующий комплекс иноцерармов также характеризуется видовым разнообразием. Это: *In. deformis* Meek, *In. wandereri* And., (крупные разновидности), *In. achuraensis* R. Chai., *In. browni* Crag., *In. inconstans* Woods (крупные разновидности), *In. crassus* Petr., *In. wanderriformis* Khar. sp. nov., *In. welsel* And., *In. zeltbergensis* Heinz., *In. novalensis* Heinz., *In. alpinus* Heinz., *In. lamellatus* Kocujb., *In. ex gr. lamarcki* Park., *In. editus* R. Chai., *In. grodatus* Egojan, *In. selwyni* McLearn., *In. ernsti* Heinz. *In. donbassensis* Rom., *In. kramatorskensis* Rom., *In. ex gr. koeneni* Müll., *In. wysogorskii* Heinz., *In. galinkajensis* R. Chai., *In. gasiensis* Khar. sp. nov., *In. propinquiformis* Heinz. В верхней части нижнего коньяка, где [9] выделялись так называемые «немые слои», перечисленные формы отсутствуют и экземпляры иноцерармов сокращаются. Нами впервые в Дагестане в разрезах у с. Аймаки-Охли, Маджалис, В. Дженгутай и др. в этом интервале были установлены *In. lamarcki lamarcki* Park., *In. cf. lamarcki lamarcki* Park., *In. lamarcki* Woods (non Park.) var. l Renng., *In. annulatus* Goldf. part. Heinz, *In. cf. andinus* Wilck., *In. cf. kleini* Müll. Следует отметить, что сравнительно высокое стратиграфическое положение *In. lamarcki lamarcki* Park. кажется необыч-

ным, так как наибольшее количество видов — представителей этой группы встречается обычно в верхнем туроне. Однако известно, что голотип *In. lamarcki lamarcki* Park. происходит не из туронского яруса, а из коньяка-нижнего сантона Англии — зоны *Micraster corangium* (Г. Вудс, 1911, стр. 312). В Дагестане *Micraster corangium* Klein появляется впервые в верхней части раннего коньяка, хотя максимум развития их приходится на верхний коньяк — нижний сантон и поэтому совместное нахождение их вместе с *In. lamarcki lamarcki* Park. не противоречит имеющимся литературным данным. На основании установленных закономерностей распределения комплексов иноцерармов для нижнего коньяка Дагестана могут быть предложены зоны: *In. schloenbachi*, *In. deformis* и слои с *In. lamarcki lamarcki* Park.

В верхнеконьяцком подъярусе также [12] устанавливаются три иноцерармовые зоны: *In. koeneni*-*In. mantelli*, *In. involutus* и *In. subquadratus*. В отложениях зоны *In. koeneni*-*In. mantelli* встречаются следующие виды: *In. koeneni* Müll., *In. anglogermanicus* Heinz, *In. ex gr. involutus* Sow. (мелкие формы), *In. mantelli mantelli* de Mercey (Barrois), *In. mantelli bejenburgii* Seitz, *In. mantelli subrhenanus* Seitz., *In. percostatus* Müll., *In. ex gr. umbonatus* Meek, *In. cf. undabundus* Meek et Hayden, *In. sublabiatus* Müll. Зона *In. involutus* характеризуется присутствием большого количества крупных *In. involutus* Sow., *In. mantelli mantelli* de Mercey (Barrois), *In. exogyroides* Meek et Hayden, *In. fasciculatus* Heine, *In. percostatus* Müll., *In. umbonatus* Meek, *In. sublabiatus* Müll. Выше по разрезу верхнего коньяка количество иноцерармов резко уменьшается, среди них, по нашим данным [12] и другим исследованиям [8], чаще присутствуют, *In. subquadratus* Schlüt., а также *In. subquadratus arrondata* Heine, *In. ex gr. cordiformis* subsp. nov., *In. ex gr. umbonatus* Meek, *In. cf. digitatus* Sow., *In. ex gr. undulato-plicatus* Roem., и *In. involutus* Sow. Следует отметить, что закономерности распространения верхнеконьяцких иноцерармов почти совпадают с данными О. Зейца [19] по ФРГ.

Сантонский ярус подразделяется на два подъяруса, в нижнем сантоне [9, 14] выделяются две зоны *In. undulato-plicatus michaeli* и *In. cordiformis*. В отложениях первой зоны помимо зонального вида встречаются *In. cardissoides* Goldf., *In. lesiginensis* Dobr. et Pavl., *In. boehmi* Müll., *In. cf. subquadratus* Schlüt., *In. cycloides* Wegn., *In. sp. nov.* Крупные *In. undulato-plicatus michaeli* Heinz переходят и выше лежащую зону *In. cordiformis*, где распространены следующие иноцерармы: *In. cordiformis* Sow., *In. eldamensis* R. Chai., *In. subeldamensis* R. Chai., *In. lesiginensis* Dobr. et Pavl., *In. cardissoides* Goldf., *In. boehmi* Müll., *In. ex gr. brancoi* Wegn.

В верхнем сантоне Дагестана иноцерармовая фауна сильно обедняется, и здесь выделяется одна зона *In. daghestanensis*, в пределах которой устанавливаются слои с крупными, плоскими, совершенно неизученными *In. sp. nov.*, относящимися, вероятно, к подроду *Platysceramus* (нижняя часть) и слои с *In. daghestanensis* (верхняя часть). В пределах последней отмечены *In. haenleini* Müll., *In. boehmi* Müll., *In. besaltriel* Heinz, *In. ex gr. brancoi* Wegn., *In. aff. haenleini* Müll., *In. ex gr. balticus* Boehm.

В нижнекампанском подъярусе в настоящее время нами [13] четко устанавливаются четыре последовательно сменяющих друг друга комплекса иноцерамов, входящих в состав зоны *In. azerbaijanensis*. Указанные комплексы составляют следующие слои: *In. dariensis* Dobr. et Pavl., *In. azerbaijanensis* M. Aliev; *In. mülleri* Petr.-*In. agdjakendensis* M. Aliev; *In. madjalensis* Khar. sp. nov.; *In. azizbekovi* R. Chal. Слои с *In. dariensis* Dobr. et Pavl. располагаются в основании нижнего кампана и в них встречаются:

In. dariensis Dobr. et Pavl., *In. dariensis kopetdagensis* Arzum., *In. cf. atalekiani* Arzum., *In. balticus* Boehm., *In. cf. ovatus* Dobr. et Pavl., *In. balticus raricostata* Arzum. Вышележащие слои с *In. azerbaijanensis* M. Aliev характеризуются массовым появлением *In. azerbaijanensis* M. Aliev, *In. tansensis* M. Aliev, *In. busgovtensis* R. Chal., *In. sarumensis* Woods, *In. ex gr. convexus* Hall et Meek, *In. ovatus* Dobr. et Pavl., *In. balticus* Boehm., *In. balticus marcki* Seltz, *In. decipiens* (Zitt.) Aliev, *In. sagensis* Owen, *In. nebrascensis* Owen, *In. incostans* Woods (s. l.). В следующем иноцерамовом комплексе *In. azerbaijanensis* M. Aliev встречаются редко, здесь доминирует *In. agdjakendensis* M. Aliev, *In. mülleri* Petr., *In. brancoi* Wegn., *In. ovatus* Dobr. et Pavl., *In. sagensis* Owen, *In. flexibalticus* Seltz., *In. flexibalticus subpentagonus* Seltz, *In. selenae* Seltz, *In. inflexus* Bejenb., *In. bueltensis* Seltz, *In. balchi* Hall et Meek, *In. wagneri* Boehm. Нижнекампанский подъярус завершается слоями с *In. madjalensis* Khar. sp. nov.-*In. azizbekovi* R. Chal., в которых присутствуют вышеперечисленные плоские крупные формы, а также *In. cf. convexus* Hall et Meek, *In. inkermanensis* Dobr. et Pavl., *In. gandjaensis* M. Aliev, *In. ovatus* Dobr. et Pavl., *In. gandjaensis* M. Aliev subsp. nov., *In. balticus* Boehm (s. l.), *In. barabini* Morton и др.

В верхнем кампане ранее [9] выделялись зоны по морским ежам *Pseudofaster caucasicus* и *Micraster brongniarti*. Иноцерамы верхнего кампана имеют переходный облик от нижнекампанских к раннемаастрихтским, что затрудняет выделение определенной иноцерамовой зоны в этих отложениях. Однако и здесь нам удалось выделить еще недостаточно изученный комплекс иноцерамов и установить иноцерамовую зону нового вида, предварительно определенного нами как *In. transitivis* Khar. sp. nov. Здесь также отмечены: *In. ex gr. convexus* Hall et Meek, *In. pertenuis* Hall et Meek subsp. nov., *In. aff. tenuilineatus* Hall et Meek, *In. aff. tauricus* Dobr. et Pavl., *In. ex gr. gandjaensis* M. Aliev, *In. cf. decipiens* (Zitt.), M. Aliev, *In. cf. cyclodes* Wegn., *In. cf. sagensis* Owen, *In. aff. felixi* Petr., *In. aff. buguntaensis* Dobr. et Pavl., *In. sp. Indet.* (крупные, плоские створки), *In. cf. barabini* Mort., *In. altus* Hall et Meek. Это ассоциация видов нуждается в дальнейшем тщательном изучении и палеонтологическом описании. В отложениях зоны *Micraster brongniarti* нами [14] также обнаружены интересные своеобразные иноцерамы, но в связи с появлением здесь *Discoscaphites constrictus* Sow., *Bostrychoceras schloenbachi* Favre, *Hauericeras sulcatum* Kner, *Ornithaster alaplensis* Lam b. Эти слои относятся к нижнему маастрих-

ту и составляют первую самую нижнюю зону маастрихтского яруса — зону нового вида *In. suavis* Khar. sp. nov., ранее [14] определяемого как *In. sp. nov. aff. wegneri* Boehm. В пределах этой зоны иноцерамы с концентрической и радиальной скульптурой, относимые О. Зейцем [20] к подроду *Trochoceras*, отсутствуют, но у иноцерамов уже появляется едва заметная радиальная штриховка и морщинки, возможно, от этих видов несколько позже произошли трохоцерамы. В состав комплекса входят *In. suavis* Khar. sp. nov., *In. sp. nov. II aff. decipiens* (Zitt.) M. Aliev, *In. amabilis* Khar. sp. nov., *In. cf. gandjaensis* M. Aliev, *In. cf. balticus* Boehm., *In. cf. sagensis* Owen, *In. cf. buguntaensis* Dobr. et Pavl., *In. sp. nov. III aff. simplex* Stol. Следующая зона *In. alaeformis* представлена, в основном, радиально-ребристыми формами: *In. alaeformis* Zek., *In. ochliensis* Perg., *In. helveticus* Heinz, *In. aff. radiosus* Quaas, *In. cf. somaliensis* Seltz, *In. trochobarabini* Khar. sp. nov., *In. ex gr. balticus* Boehm., *In. balchi* Meek et Hayden. Две указанные зоны составляют нижнюю часть раннего маастрихта. В средней части подъяруса также выделяются две иноцерамовые зоны: *In. buguntaensis* и *In. rotatilis*-*In. kulezmaensis*. Комплекс иноцерамов этих зон резко отличается от такового зоны *In. alaeformis* полным отсутствием радиально-ребристых форм и преобладанием некрупных иноцерамов, раковина которых вытянута в заднем направлении, с частой регулярной концентрической скульптурой. Среди указанных видов часто присутствуют экземпляры с цоколем и реже гладкие формы. По видовому составу комплексы средней части нижнего маастрихта близки и родственны друг другу, но некоторые различия между ними все-таки наблюдаются. В зоне *In. buguntaensis*, наряду с большим количеством экземпляров зонального вида, нами определены *In. balticus* Boehm (s. l.), *In. cf. balticus balticus* Boehm., *In. balticus subbalticus* Khar. subsp. nov.; *In. balticus levaschiensis* Khar. subsp. nov., *In. pertenuis* Hall et Meek, *In. ex gr. sagensis* Owen, *In. inkermanensis* Dobr. et Pavl., *In. alpinus* Tsag., *In. zittell* Petr., *In. sp. nov. V, aff. bulgaricus* Tsag., *In. barabini* Mort., *In. misollensis* Boehm., *In. bakalovi* Jolk., *In. impressus* d'Orb., *In. tauricus* Dobr. et Pavl., *In. euxinus* Dobr. et Pavl., *In. sp. nov. VII.*, *In. balchi* Hall et Meek, *In. Inconstans* Woods (s. l.), *In. goedfussi* d'Orb., *In. felixi* Petr., *In. caucasicus* Dobr., *In. regularis* d'Orb., *In. Sornay*. *In. decipiens* (Zitt.) Aliev., Во второй зоне средней части нижнего маастрихта нами установлены следующие виды: *In. kulezmaensis* Khar. sp. nov., *In. rotatilis* R. Chal., *In. sp. nov. ex gr. balticus* Boehm., *In. balticus marcki* Giers, *In. flexibalticus* Seltz, *In. cf. selenae* Seltz, *In. cf. bueltensis* Seltz, *In. inflexus* Bejenb., *In. regularis* d'Orb., *In. Sornay*, *In. caucasicus* Dobr., *In. artiges* Sorn., *In. crispianus* Stol., *In. proximus* Tuom., *In. borl*, *lensis* Jolk., *In. bakalovi* Jolk., *In. bulgaricus* Tsag., *In. pertenuis* Hall et Meek, *In. sagensis* Owen, *In. ibericus* Heinz subsp. nov., *In. Iull*, *In. urmaensis* Khar. sp. nov., *In. muthmannsdorfensis* Khar. sp. nov., *In. awarlensis* Khar. sp. nov., *In. zittell* Petr., *In. decipiens* (Zitt.) M. Aliev, subsp. nov. I, *In. impressus* d'Orb., *In. euxinus* Dobr. et Pavl., *In. inaequalis* Seltz, *In. barzantensis* Khar. sp. nov. и др. В верхней части нижнего маастрихта вновь наблюдается резкая смена видового состава, и здесь, в основном, преобладают круп-

ные иноцерамы. *Hauericeras sulcatum* Kner, *H. fajoli* Gross., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Ornithaster alaplensis* Lamb., встречаются редко и появляется *Diplomoceras cylindraceum* DeFr. По иноцерамам в этом интервале маастрихтского разреза выделяются две зоны: *In. arcoides* и *In. supremis*. В отложениях зоны *In. arcoides* присутствует очень разнообразный, но недостаточно изученный комплекс преимущественно крупных иноцеромов: *In. arcoides* Khar., *In. drobyschevi* Khar., *In. moskvini* Khar., *In. darginensis* Khar., *In. planus* Goldf., *In. scharurensis* M. Aliev et Khar., *In. cf. simonovitschi* Tsag., *In. declipens* (Zitt.), M. Aliev, *In. aff. pertenuis* Hall et Meek, *In. sp. nov. VIII*, *In. aff. tenuilineatus* Hall et Meek, *In. sp. nov. IX, X, XI*, *In. cf. wegneri* Boehm, *In.*, *sp. nov. XII* *aff. sagensis* Owen, *In. sagensis* Owen in Pavl., *In. sp. nov. XIII, XIV, XV*, *In. aff. helveticus* Heinz, *In. radiosus* quaa, *In. sp. nov. XVI, XVII, XVIII*, *In. ex gr. vanuxemi* Hall et Meek subsp. nov., I, II, *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *In. proximus* Tuom., *In. caucasicus* Dobrov, *In. abichi* Tsag., *In. georgicus* Tsag., *In. colchicus* Tsag., *In. monticuli* Fugg. et Kastn., *In. balticus gratus* Khar., *In. balticus tsankovi* Khar. subsp. nov., *In. balticus chutschniensis* Khar. subsp. nov., *In. inaequabilis* Seltz, *In. ingens* Khar. sp. nov., *In. immensis* Khar. sp. nov., *In. immensis* Khar. sp. nov. В самой верхней зоне нижнего маастрихта состав иноцерамовой фауны вновь претерпевает изменения. Наряду с некоторыми крупными иноцерамами появляются мелкие и средние по размерам, напоминающие по форме раковины и скульптуре виды, характерные для нижележащих зон, но тем не менее достаточно отличные от последних. Это: *In. supremis* Khar. sp. nov. *In. cf. alpinus* Tsag. *In. barabini* Mort. subsp. nov. I u II, *In. muthmannsdorfensis* Khar. subsp. I u II, *In. declipens* (Zitt.) M. Aliev, *In. aff. buguntaensis* Dobr. et Pavl., *In. aff. proximus* Tuom., *In. cf. regularis* d'Orb. in Sorn., *In. cf. gandjaensis* M. Aliev, *In. cf. europeus* Heinz. Из крупных иноцеромов следует отметить: *In. permagnus* Khar. sp. nov., *In. aff. balchi* Meek et Hayd., *In. cf. cummisi* White, *In. cf. sagensis* Owen, *In. sp. nov. aff. sagensis* Owen, *In. cf. planus* Goldf., *In. georgicus* Tsag. В отложениях верхнего маастрихта количество видов резко сокращается. Здесь обычно [9] выделяются две зоны — нижняя по морским ежам *Pseudofaster renngarteni*, а верхняя по иноцерамам — зона *In. tegulatus*. В нижней части позднего маастрихта иноцерамовая зона не устанавливается, так как здесь край не редко присутствуют мелкие, слабо развитые иноцерамы группы *In. tegulatus*, вероятно, предковые формы, из которых впоследствии развились многочисленные, типичные *In. tegulatus* Hag. (s. l.) и *In. caucasicus* Dobr. Два последних вида в большом количестве присутствуют в отложениях вышележащей зоны *In. tegulatus*.

В датском ярусе иноцерамы отсутствуют.

Литература

1. Алиев М. М., Харитонов В. М. Стратиграфическое распространение иноцеромов в верхнемеловых отложениях Азербайджана. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол., 1982, № 2.
2. Добров С. А., Павлова М. М. Иноцерамы верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. В кн. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М., Гостоптехиздат, 1959.

3. Дробышев Д. В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. Труды ВНИГРИ, вып. 42, Л., Гостоптехиздат, 1951.
4. Мамедов Т. А., Харитонов В. М. Новые данные о биостратиграфическом расчленении нижнемаастрихтских отложений Дагестана. «Уч. зап. АГУ», серия геол.-геогр. наук, 1974, № 2.
5. Мамедов Т. А., Харитонов В. М. К вопросу выделения зоны *Inoceramus koeleri* в коньякском ярусе Дагестана. «Уч. зап. АЗИНЕФТЕХИМА», 1977, серия IX, № 1.
6. Москвин М. М. Стратиграфия верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. В кн. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М., Госхоптехиздат, 1959.
7. Москвин М. М. Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Acta geol. Polonica, 1962, 12, № 2.
8. Пергамент М. А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела северного полушария, М., «Наука», 1978.
9. Пергамент М. А., Смирнов Ю. П. Вертикальное распределение и стратиграфическое значение иноцеромов в верхнемеловом разрезе Дагестана. Труды Всес. коллоквиума по иноцерамам, вып. 1, М., 1972.
10. Ренгартен В. П. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана. М.-Л., «Наука», 1965.
11. Халафова Р. А. Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-восточной части Малого Кавказа и Нахичеванской ССР. Баку, «Азернешр», 1969.
12. Харитонов В. М. О верхнеконьякских отложениях юго-восточного Дагестана. Изв. высш. учеб. завед. «Нефть и газ», № 4, 1974.
13. Харитонов В. М. Нижнекампанские отложения Дагестана. «Уч. зап. АЗИНЕФТЕХИМА», 1974, сер. IX, № 7.
14. Харитонов В. М. Двустворчатые моллюски (иноцерамы) верхнемеловых отложений Дагестана и их биостратиграфическое значение. Автореф. канд. диссер., Баку, 1974.
15. Харитонов В. М. О некоторых новых иноцерамах из нижнемаастрихтских отложений Дагестана. «ДАН Азерб. ССР», 1975, XXXI, № 3.
16. Цагарели А. Л. Верхнемеловая фауна Дагестана Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., 13(18), 1963.
17. Шарафутдинов Ф. Г. Геологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности верхнемеловых отложений Дагестана. Автореф. канд. диссерт., Баку, 1967.
18. Seitz O. Über *Inoceramus (Platyceramus) mantelli* de Mercey (Barrois) aus dem Coniac und Frage des *Byssus* Ausschnittes bei Oberkreide—*Inoceramen*. Beih. geol. Jahrd. 79, 1969.
19. Seitz O. Über einige *Inoceramen* aus der Oberen Kreide. I. Die Gruppe *Inoceramus subquadratus* Schluter und der Grenzbeich Coniac /Santon, Beih. geol. Jahrb., 86, 1970 a.
20. Seitz O. Über einige *Inoceramen* aus Oberen Kreide.—2. Die *Muntigler Inoceramen*—Fauna und ihre Verbreitung im Oberkampan und Maastricht. Beih. geol. Jahrd., 86, 1970b.
21. Sornay J. *Inoceramus schöndorfi* Heinz und espèce mal connue du cenomanien. Ann. pal. invertebr., 66, № 1, 1980.
22. Troger K. A. Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oterkreide (Cenoman und Turon). Teil 1. Paläontologie und Biostratigraphie der *Inoceramen* des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. Abhandl. Staatl. Museums. Mineral. und Geol. Dresden, 12, 1967.
23. Woods H. A. monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, v. 2. London Palaeontol. Soc., 1911.

М. М. Элиев, М. М. Павлова, В. М. Харитонов

ДАГЫСТАН УСТ ТЭБАШИР ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН ИНОСЕРАМ ФАУНАСЫНА КӨРЭ БИОСТРАТИГРАФИК БӨЛҮНМЭСИ

Дагыстанын тэбаширдэн сонрагы јашлы карбонат формасијасы чөкүнтүләриндә чохлу мигдарда иносерам нөвләри иштирак едир. Тәдгигат нәтијәсиндә бир-бирини әвәз едән иносерамлы мұхтәлиф комплексләр ашкар олувмушдур. Иносерамлы зонала-

рын ва тэбэгэлэрин мөвчүд олдуғу (алт сеноманда—3, үст сеноман жарыммэртэбэсиндә—1, алт туронда—1, үст туронда—3, конжак мэртэбэсиндә—6, сантонда—4, алт кампанда—4, үст кампанда—1, алт маастрихт жарыммэртэбэсиндә—6 ва үст маастрихтдә—1) мүэ-
жөн едилишидир.

М. М. Aliev, М. М. Pavlova, V. M. Kharitonov

BIOSTRATIGRAFIC DIVISION OF UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF DAGHESTAN BY THE INOCERAMUS FAUNA

Deposits of late Cretaceous carbonate assemblage of Daghestan are characterised by the presence of numerous species of inoceramus almost in all stratigraphic subdivisions, except Danian. Biostratigraphic investigations, carried out by the authors of the paper, make it possible to distinguish the various complexes of inoceramus, successively following each other in the upper Cretaceous section. The presence of inoceramus zones and layers is found in lower Cenoman stage—3, upper Cenoman substage—1, lower Turonian stage—1, upper Turonian stage—3, Coniacian stage—6, Santonian stage—4, lower Campanian substage—4, upper Campanian stage—1, lower Maestrichtian substage—6 and upper Maestrichtian stage—4.

АЗЭРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1982, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1982, № 4

УДК 624.131.1:551.7.022.4 (479,24)

Д. М. СУЛЕЙМАНОВ, И. С. БАШИНДЖАГЯН

КРАТКАЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУПП ПОРОД, РАСПРОСТРАНЕННЫХ НА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Перспективы развития народного хозяйства Азербайджанской ССР, предусматривающие осуществление большого и разнообразного строительства, связанного с реконструкцией, строительством городов и освоением новых территорий, ставят вопрос о разработке серии инженерно-геологических и гидрогеологических карт республики для использования при решении инженерных задач.

В связи с этим и составлена обзорная инженерно-геологическая карта групп пород (рис.), отображающая распространение на территории республики главнейших типов осадочных, магматических и метаморфических пород на глубину до 10—15 м.

В основу инженерно-геологической карты положен принцип выделения близких по генезису сочетаний горных пород определенного литолого-петрографического состава, независимо от их возраста не только в пределах системы, но и в пределах разных смежных стратиграфических подразделений, сформировавшихся в условиях однородного тектонического режима и определивших в совокупности их современный инженерно-геологический облик.

В пределах республики встречаются 37 основных литологических разновидностей: 7 для массивно-кристаллических пород, 3 для интрузивных 4 для эффузивных, 3 для пирокластических, 1 для метаморфических и 19 для осадочных.

В группу скальных изверженных пород, занимающих 16,8% площади республики и характеризующихся жесткими внутренними связями и высокими несущими свойствами, отнесены кислые, основные и ультраосновные интрузивы, кислые, средние и основные эффузивы, андезит-базальтовые лавы, вулканические туфы, туфобрекчии и туфо-конгломераты, туфопесчаники, контактово-метаморфические и гидротермально-измененные породы.

Кислые интрузивы распространены в Азербайджанской части Малого Кавказа, включая Нахичеванскую АССР. Преобладающими среди них являются породы типа гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Меньшее распространение имеют граниты. Удельный вес колеблется в пределах 2,65—2,97, пористость 1—2%, сопротивление сжатию от 120 до 240 МПа. В гранитах оно в отдельных случаях может повышаться до 300 МПа и снижаться до 100 МПа.

Основные интрузивы занимают значительно меньшую площадь и не образуют сколько-нибудь крупных массивов. Они проявляются, в основном, на южном склоне Большого Кавказа, занимают отдельные участки в азербайджанской части Малого Кавказа и Талыша. Пред-

ставлены они преимущественно габбро и диабазами. Удельный вес от 2,8 до 3,2, пористость 0,5%, сопротивление сжатию в пределах 200—280 МПа. В диабазах может достигать до 400 МПа, в крупнозернистых и выветрелых разновидностях может достигать до 100 МПа.



Схематическая инженерно-геологическая карта групп пород, распространенных на территории Азербайджанской ССР (составители Д. М. Сулейманов, И. С. Башинджия): 1 — скальные породы, изверженные; 2 — скальные породы, осадочные; 3 — полускальные породы; 4 — глинистые породы; 5 — песчаные породы; 6 — галечники; 7 — смешанные породы; 8 — брекчия (сопочная).

Ультраосновные породы встречаются в виде многочисленных, но мелких по площади массивов и представлены преимущественно серпентинитами. Удельный вес 2,50—2,65, пористость до 3%, сопротивление сжатию от 70 до 180 МПа.

Кислые эффузивы широко распространены на северных склонах Малого Кавказа, где представлены, в основном, кварцевыми порфирами. Встречаются они в восточной части Малого Кавказа. Удельный вес от 2,52 до 2,65, пористость 0,5—1%, сопротивление сжатию от 150 до 270 МПа.

Средние эффузивы занимают большие площади на Малом Кавказе, проявляются в предгорьях южного склона Большого Кавказа, встречаются в Талыше, Нахичеванской АССР и представлены преимущественно андезитами и порфирирами. Удельный вес в пределах 2,56—2,85, пористость до 3%, сопротивление сжатию от 60 до 240 МПа.

Основные эффузивы имеют меньшее распространение и встречаются на южных предгорьях Большого Кавказа, на северных склонах Малого Кавказа, в Талыше, Нахичеванской АССР. Представлены они, в основном, диабазами и базальтами. Удельный вес в пределах 2,7—3,3, пористость до 0,5%, сопротивление сжатию от 100 до 300 МПа, в плотных мелкозернистых разновидностях до 450 МПа.

Андезит-базальтовые лавы занимают часть Карабахского плато и представляют собой пористую породу с объемным весом 15—20 кН/м³. Удельный вес 2,5—2,9, пористость до 40%, сопротивление сжатию 30—70 МПа.

Вулканические туфы являются одним из главных компонентов мощных вулканических толщ Малого Кавказа, Талыша, Нахичеванской АССР и южных отрогов Большого Кавказа. Объемный вес от 10 до 20 кН/м³, удельный вес 2,50—2,75, пористость 25—60%, сопротивление сжатию от 10 до 40 МПа.

Туфобрекчии и туфоконгломераты распространены в вулканогенной толще северных склонов Малого Кавказа. Удельный вес в пределах 2,5—2,8, объемный вес от 15 до 24 кН/м³, сопротивление сжатию от 15 до 40 МПа.

Туфопесчаники образуют прослои и пачки отмеченных туфогенных толщ. Удельный вес в пределах 2,6—2,8, объемный вес от 18 до 25 кН/м³, сопротивление сжатию 40—240 МПа.

Контактово-метаморфические и гидротермально-измененные породы распространены в районах развития интрузий. Они представлены скарнами, роговиками, кварцитами. Удельный вес 2,6—2,8, объемный вес до 26 кН/м³, пористость 1—2%, сопротивление сжатию от 150 до 300 МПа.

В группу скальных осадочных пород, занимающих 4,8% площади республики, также с жесткими внутренними связями и высокими несущими свойствами, отнесены известняки, доломиты, доломитизированные и песчаные известняки, песчаники.

В пределах азербайджанской части Большого Кавказа выделяется несколько участков развития массивных и плитчатых известняков. Широкое развитие они имеют и на северных склонах Малого Кавказа. Отдельные поля встречаются в Нахичеванской АССР, где они частично мраморизованы, в Талыше. На Апшеронском полуострове распространены известняки-ракушечники. Удельный вес известняков в пределах 2,65—2,70, объемный вес от 15 до 26 кН/м³, сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии от 10 до 180 МПа. При замачивании оно может снижаться до 25%. Удельный вес известняков-ракушечников 2,5—2,7, объемный вес от 14 до 20 кН/м³. Сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии в пределах 2,5—20 МПа. При замачивании оно уменьшается на 20—40%.

Доломиты распространены в тех же районах, что и массивные и плитчатые известняки, за исключением Талыша. Встречаются они также в Кобыстане и западной части Апшеронского полуострова. Удельный вес доломитов 2,75—2,90, объемный вес 21—27 кН/м³, сопротивление сжатию от 20 до 140 МПа.

Доломитизированные известняки распространены в тех же районах, что и доломиты, а также на небольших участках в Талыше. По физико-механическим свойствам они аналогичны доломитам и массивным известнякам.

Песчанистые известняки встречаются в тех же районах, что и известняки. С увеличением количества песчаных частиц они переходят в известковистые песчаники. Удельный вес песчаников 2,60—2,70, объемный вес от 14 до 22 кН/м³, сопротивление сжатию от 5 до 100 МПа.

Мощные пласты песчаников встречаются на юго-восточных, восточных и северных склонах Большого Кавказа. Распространены они и на северных и северо-восточных склонах Малого Кавказа. Удельный вес песчаников 2,5—2,7, объемный вес от 16 до 24 кН/м³, сопротивление сжатию от 15 до 120 МПа.

В группу полускальных пород, занимающих 4,5% площади республики, вошли породы с жесткими, но менее прочными связями, представленные преимущественно мертелями. Они широко распространены на Малом и Большом Кавказе, встречаются в Нахичеванской АССР. Удельный вес мергелей 2,65—2,75, объемный вес от 16 до 23 кН/м³. Сопротивление сжатию доходит до 30 МПа. При замачивании оно сильно снижается.

В группу глинистых пород, занимающих 46,2% площади республики, включены глины, суглинки и супеси. К глинистым относят те породы, в составе которых количество глинистых частиц составляет более 3%. Состав и количество глинистых частиц в породе, плотность и влажность определяют консистенцию глинистых грунтов от твердой до текучей.

В горной части Юго-Восточного Кавказа и вдоль предгорий северного, юго-восточного и южного склонов обширные площади заняты глинами коренных пород майкопского, понтического, апшеронского и других возрастов. На Апшеронском полуострове наибольшим распространением пользуются глины продуктивной толщи и апшеронского возраста.

В Сальянской, Ширванской, Муганской и Мильской степях глины слагают обширные площади. Ближе к морю — это морские древнекаспийские осадки, вдоль предгорий и в районах, тяготеющих к Куре и Араксу, — аллювиально-делювиального происхождения. На Малом Кавказе глины распространены сравнительно ограничено, за исключением междуречья р. Гянджачай и Тертерчай, где встречаются мощные слои майкопских глин. Встречаются они в Талыше и в Нахичеванской АССР.

Глины коренных пород плотные и имеют обычно полутвердую консистенцию. Количество глинистых частиц доходит до 60%. Числа пластичности в пределах 0,25—0,45, естественная влажность до 0,30. Удельный вес 2,70—2,76, объемный вес от 18 до 23 кН/м³. Пористость в пределах 30—50%. Угол внутреннего трения 18—30°, сцепление от 0,05 до 0,15 МПа. В отдельных случаях может доходить до 0,2 МПа.

Глины аллювиально-делювиального происхождения отличаются сильной засоленностью. Количество глинистых частиц не превышает 40%. Числа пластичности в пределах 0,18—0,30, естественная влажность до 0,25, удельный вес 2,68—2,72, объемный вес 17—20 кН/м³. Пористость 40—50%. Угол внутреннего трения 15—20°, сцепления 0,06—0,08 МПа.

Суглинки покрывают северную часть Прикаспийской низменности, занимают значительные площади в Кировабад-Казахском массиве, Ширванской, Мильской, Муганской и Сальянской степях. В чередова-

нии с глинами они распространены на Сумгаитской равнине и в северо-западной части Апшеронского полуострова.

В Азербайджане встречаются суглинки всех разновидностей. Наличие большого количества пылевых и песчаных частиц снижает их пластичные свойства. Числа пластичности у суглинков 0,07—0,17, естественная влажность 0,10—0,25, удельный вес 2,66—2,70, объемный вес 16,5—20 кН/м³, пористость 35—50%. Суглинки обладают незначительной структурной прочностью. Угол внутреннего трения 10—12°, сцепление 0,01—0,07 МПа.

Особое место в группе суглинков занимают их лессовидные разновидности, отличающиеся свойством просадочности, проявляющимся при замачивании. Они распространены в тех же районах, залегающие отдельными массивами и площадями среди других отложений, окаймляя кольцами небольшие возвышенности. Переходы от лессовидных разновидностей к нелессовидным плавным незаметны. Преимущественное распространение имеют суглинки, относящиеся по просадочности к I типу. На площадях, где мощность суглинков достигает 10—15 м встречаются суглинки, относящиеся ко II типу.

Супеси распространены в тех же районах, что и суглинки. Границы распространения их весьма неопределенны, что связано с условиями образования их в низменных аллювиальных равнинах. Встречаются все разновидности супесей. Пластичные свойства проявляются очень слабо — числа пластичности до 0,07. Естественная влажность 0,05—0,20, удельный вес 2,66—2,68, объемный вес 15—18 кН/м³, пористость до 50%. Структурная прочность незначительная. Угол внутреннего трения 20—35°, сцепление — 0—0,04 МПа.

В группу песчаных пород, занимающих 6,9% площади республики, входят пески, дюнные и барханные пески, пески с галькой и щебнем. Пески — осадочные, обломочные и рыхлые породы, состоящие из зерен от 0,05—2,0 мм.

Пески встречаются по всему Азербайджану. В узкой полосе вдоль побережья Каспийского моря пески по своему составу представляют собой мелкоперетертый раковинный материал. На остальных участках пески полимиктовые. Удельный вес песков 2,66—2,68, объемный вес 13—18 кН/м³, пористость 40—60%. Угол внутреннего трения 32—40°.

Дюнные и барханные пески развиты вдоль побережья Каспийского моря. Они отличаются от обычных песков более тонким составом и рыхлым сложением. Мощность их непостоянна и подвержена сильным колебаниям.

Пески с галькой и щебнем в коренных породах встречаются в отложениях продуктивной толщи юго-восточных предгорий Большого Кавказа. Они встречаются также у подножий северных и восточных предгорий Малого Кавказа и в поймах рек Куры, Аракса, Иори и др. Количество гальки и щебня может доходить в песках до 50%. Пески практически несжимаемы. Угол внутреннего трения 30—40°.

В группу галечников, занимающих 4,3% площади республики, входят галечники и конгломераты, щебень и валуны. Галечники и конгломераты развиты в северной части Азербайджана и в западной части Куринской депрессии. Крупные пятна галечников встречаются в Нахичеванской АССР, вдоль левобережья Аракса.

Галечники — окатанные обломки горных пород размером от 1 до 20 см, яйцевидной и круглой формы. Конгломераты — грубая обло-

мочная порода из несцементированных или слабосцементированных галек и мелких валунов. Заполнителем в галечниках и конгломератах служит песок.

Щебень. Под этим термином понимается щебнево-галечные отложения конусов выноса рек южного склона Кавказского хребта и северного — Малого Кавказа. Материал плохо окатанный и слабо отсортированный, обломки достигают значительных размеров.

Валуно-галечниковый материал заполняет пространства между современными конусами выноса рек южного склона Большого Кавказа и северного — Малого Кавказа. Отложения представляют собой крупные окатанные и полуокатанные глыбы и обломки горных пород.

В группу брекчии (сопочной), занимающей 0,6% площади республики, входят продукты излияний грязевых вулканов. В южном и юго-восточном Кобыстане, в западной части Апшеронского полуострова, в Нижне-Куринской депрессии по левобережью Куры большие площади заняты сопочной брекчией. Она состоит из глинистого шлака с включением различных как по размеру, так и по составу твердых пород — песчаников, известняков, доломитов, мергелей и др. Сопочная брекчия изливается из грязевых вулканов в полужидком состоянии и медленно стекает вниз по склонам. Она весьма неоднородна, в сухом состоянии обладает достаточной структурной прочностью. При замачивании структурные связи быстро нарушаются и порода расплывается. В связи с этим сопочная брекчия не может служить надежным основанием сооружений.

В группу смешанных пород, занимающих 15,9% площади, включены комплексы чередующихся друг с другом пород: мергели, песчаники, глины, пески, галька, конгломераты, изверженные породы и т. п.

Наименования инженерно-геологических групп отражают преобладающее распространение соответствующих типов пород, при возможном подчиненном участии и других типов.

Литература

1. Геология СССР, т. 47, Геология Азербайджанской ССР. «Недра», 1972.
2. Гидрогеология СССР, т. 12, Азербайджанская ССР. «Недра», 1969.

Ч. М. Сүлейманов, И. С. Башынчагъан

АЗЭРБАЙЖАН ССР ЭРАЗИСИНДЭ ЈАЈЫЛМЫШ СҪХУР ГРУПЛАРЫНЫН МУЪАНДИС-КЕОЛОЖИ ХҪСУСИЈЈЭТЛЭРИНИН ГЫСА СЭЧИЈЈЭСИ

Азербайжан ССР эразисиндэ јајылмыш сүхур группларынын ичмал муъандис-кеоложи хэритэси тэртиб едилмишдир. Јашындан асылы олмајараг вэ кенетик хусусијјэтлэринэ кэрэ јахын олан муэјјэн литоложи-петрографик тэркибли даг сүхурлары бир группа дахил едилмишдир. Хэритэдэ пүскүрмэ вэ чөкмэ сэрт сүхурлар, јарымсэрт килли, гумлу, чынгыллы, палчыг вулканы брекчијјасы вэ гарышыг типли сүхурлар ајрылмышдыр.

Мэгалэдэ бүтүн ајрылан сүхур группларынын физики-механики хусусијјэтлэринин гыса сэчијјэси верилмишдир.

D. M. Suleimanov, I. S. Bashindzhagyan

SHORT ENGINEER-GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF ROCK GROUPS, DISTRIBUTED ON THE AZERBAIJAN SSR TERRITORY

Review engineer-geological map of rock groups distributed on Azerbaijan SSR territory is worked out. Rocks, which are close by genesis of definite lithological-petrographic composition, independent of the age, are included in the group.

Igneous and sedimentary rocks, semirocky argillaceous, sandy pebble-beds, mud, breccia and mixed rocks are distinguished.

Short characteristics of physico-mechanical property is given to each rock group.

УДК 549.678 /479.2/

А. М. ИМАНОВ, А. Г. СЕИДОВ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КЛИНОПТИЛОЛИТОВЫХ ПОРОД КАЗАХСКОГО ПРОГИБА (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

В связи с выявлением крупных туфогенно-осадочных месторождений цеолитов, являющихся качественным сырьем для ряда отраслей промышленности, в последнее время большое внимание уделяется всестороннему их изучению [5, 7—10]. При этом исследование вещественного состава и структурно-текстурных особенностей цеолитизированных вулканокластических пород, выяснение фациальных условий их преобразования в цеолитовые и глинистые минералы приобретают научно-практическое значение.

Учитывая недостаточную освещенность затронутых вопросов, на примере цеолитсодержащих пород Айдагского и Кер-Оглинского месторождений в Азербайджане нами сделана попытка в данной статье в некоторой степени восполнить этот пробел.

Изученные породы приурочены к фаунистически хорошо обоснованной верхнесантонской вулканогенно-известняковой формации (рис. 1, а), которая принимает существенное участие в геологическом строении поперечного Казахского прогиба [1, 4].

В юго-восточной части прогиба эта формация сложена известняками (75—80%) и измененными вулканокластическими породами. Общая мощность ее около 300 м. В северо-западном и юго-восточном направлениях происходит фациальное изменение: из разреза формации выпадают известняки, уменьшается мощность и она носит вулканокластический характер (рис. 1, б). Причем, составные части последних более грубозернистые — туфы псаммитовой, гравийной и агломератовой размерности с прослоями туфопесчаника, туфоалеврита, туфопелита.

На изученных нами месторождениях пласты цеолитовых пород вмещены в известняковые пласты (рис. 1, в). Мощность пласта от 25 до 40 м. Контакт их с подстилающими известняками, в основном резкий не наблюдается нарушение слоистости и они бентонитизированы, что наблюдается и на их кровле. Кровля цеолитовых пород Айдагского месторождения нередко представлена карбонато-туффитом. В верхней части пластов клиноптилолитовых пород на Кер-Оглинском месторождении фиксируются чередующиеся прослои туфопесчаника, туфоалеврита и известняка мощностью до 1,6 м. В толще цеолитовых пород отмечаются прослои (мощностью до 1 м) линз и гнезд бентонитовой глины и известняка.

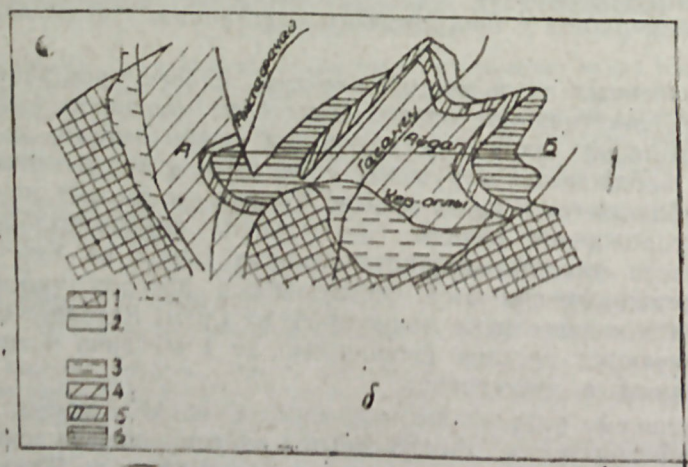
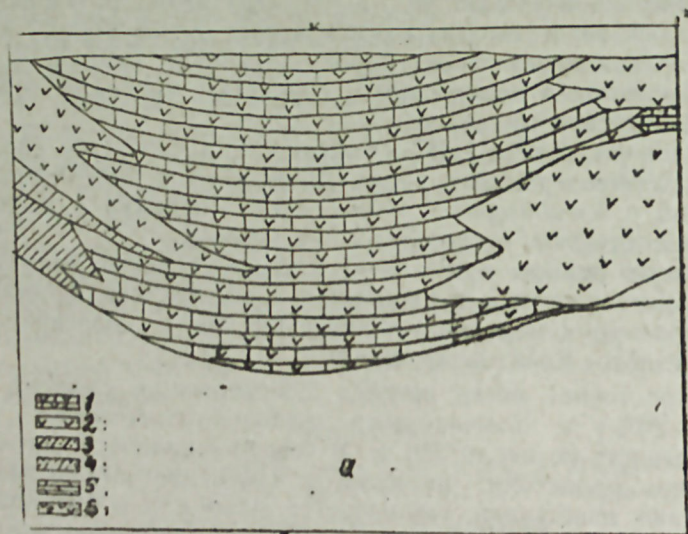
По внешнему виду цеолитовые породы из Айдагского месторождения характеризуются светло-серым цветом, слегка зеленоватым оттенком. Местами фиксируются пятна (диаметром до 50 см), отлича-

ющиеся красно-оранжевым цветом в центральной части и зеленым по периферии, который постепенно расплывчато переходит в светло-серый. Все разновидности цеолитовых пород плотные, тонко- и мелкозернистые, обладают неровными раковистыми изломами. Цеолитовая порода Кер-Оглинского месторождения отличается зеленым цветом с различной насыщенностью тонов, плотным, зернистым и нередко брекчевидным строением.

Минерало-петрографическое исследование цеолитовых пород

Изученные породы имеют преимущественно бластовитрокластическую (рис. 2, а) и кристалловитрокластическую (рис. 2, б, в), участками литокристалловитрокластическую структуру.

Несмотря на то, что стекло в этих породах полностью преобразовалось в клиноптилолит и глинистое вещество, очертания его обломков — игольчатых, шестоватых, рогульчатых, скорлуповатых и пр. —



большой частью сохраняется и ясно прослеживается. В пределах относительно крупных обломков стекла отчетливо наблюдаются многочисленные игольчатые кристаллы клиноптилолита, вырастающие с периферии к их центрам, образуя аксиолиты. В контуре стекла клиноптилолит игольчато-призматический, к центрам имеет заостренные концы; бесцветный, светло-серый и прозрачный. Размеры индивидов не превышают 0,01 мм. Соотношение длины и ширины колеблется в пределах 5:1—10:1. Проявляет кажущуюся изотропность. Показатель светопреломления — 1,475—1,486. Тонкие частицы стекла подверглись более интенсивной клиноптилолитизации, контуры их почти полностью стирались, плотно вросли и поэтому трудно индивидуализировались. По краям, трещинам, волокнам относительно крупных реликтов стекла встречается хлорит в виде тонких листочков, нередко образующих прерывистые нитевидные агрегатные скопления. В образцах их Кер-Оглинского месторождения хлорит еще обрисовывает ход флюидалности текстуры.

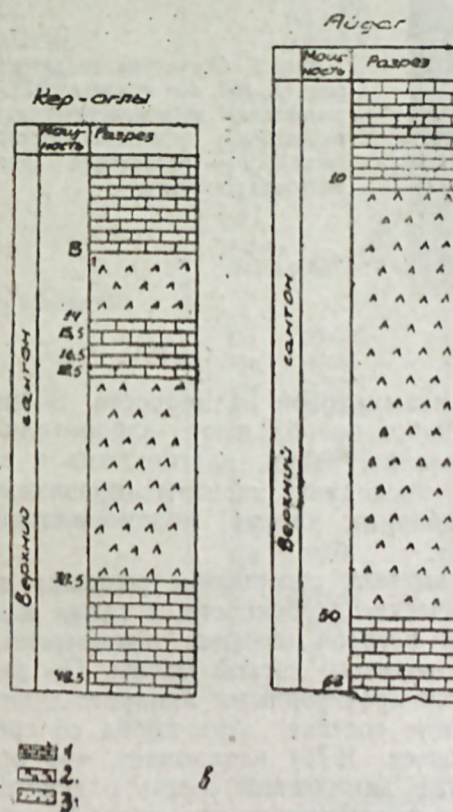


Рис. 1. а — схематическая карта распространения верхнемеловых формаций: 1 — известняки с прослоями туфа и туфолавы; 2 — туфы грубообломочные; 3 — туфопесчаники и песчаники; 4 — туфоалетриты, туфопесчаники, известняки; 5 — известняки; 6 — туфоконгломераты; б — профиль по А—Б через вулканогенно-известняковую формацию: 1 — юра; 2 — третичные и четвертичные формации; меловые формации (снизу вверх); 3 — терригенная; 4 — терригенно-вулканогенная; 5 — вулканогенно-известняковая; 6 — известняковая; а — литологические разрезы: 1 — известняки; 2 — цеолитовые породы; 3 — туфо-песчаники.

Сохранение формы обломков стекла с их полным преобразованием в клиноптилолит свидетельствует о псевдоморфном замещении. Другие первичные минеральные компоненты рассматриваемых пород — кварц, полевые шпаты, биотит и реже роговая обманка в различной степени также испытывают изменение.

Породы Айдагского месторождения более дисперсные (алевритопелитовые), чем Кер-Оглинского, что объясняется большим содержа-

Химико-минералогический состав клиноптилолитовых пород

Содержание, % состав	Разновидность пород из Айдага			Породы из Кер-оглы
	светло-серая	зеленая	красно- оранжевая	
Гранулометрический; < 0,1 мм	9,0	8,6	3,4	17,2
0,1—0,01 мм	33,6	40,6	45,4	42,8
< 0,01 мм	57,4	50,8	51,2	40,0
Минералогический:				
клиноптилолит	73—80	60—65	65—75	35—45
кварц, халцедон	15—20	10—12	8—10	10—12
опал				
глинистые минералы	3—5	5—7	6—9	15—20
кальцит	2,9—3,6	2,7—3,1	2,5—3,0	3,5—4,0
биотит	0,5—2,0	2,5—4,0	3,2—5,4	1,2—2,0
плаггиоклазы	3,9—5,0	1,5—2,0	1,0—1,5	12—15
Химический:				
SiO ₂	68,0	66,16	61,02	67,14
Al ₂ O ₃	10,51	14,59	13,69	13,20
Fe ₂ O ₃	1,99	1,01	4,70	2,6
CaO	3,27	3,68	2,86	2,55
MgO	1,61	1,77	1,25	1,81
SO ₃	0,24	0,51	0,55	0,38
п.п.п.	10,42	9,21	11,59	8,04
Na ₂ O+K ₂ O	4,16	3,54	5,08	4,91
Малые элементы:				
Be	0,0002	0,0002	0,0003	0,0002
Mn	0,003	0,05	0,06	0,005
Pb	0,001	—	0,08	0,0005
Co	0,0005	0,001	0,001	0,0005
Ni	—	—	0,001	—
Ti	0,0001	0,1	0,1	0,2
У	—	—	—	0,003
V	—	—	0,01	0,003
Уb	—	—	—	0,005
Cu	0,001	0,001	0,002	0,001
Zn	—	—	—	0,005
Zr	0,003	0,003	0,003	0,01
Ba	0,03	0,04	0,03	0,03
Sr	0,1	0,06	0,06	0,03

Таблица 2

Сопоставляемые породы	Содержание химических компонентов										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Липаритодацит	68,97	0,48	15,24	1,57	1,46	0,09	2,94	0,96	3,59	28,1	1,38
Клиноптилолит	65,5	60 ⁰	12,20	1,08	1,18	—	4,05	0,57	2,55	11,8	6,20

Сопоставление результатов полного химического анализа клиноптилолита (табл. 2), полученного путем центрифугирования в тяжелых

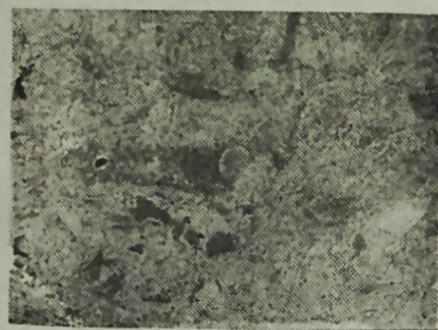
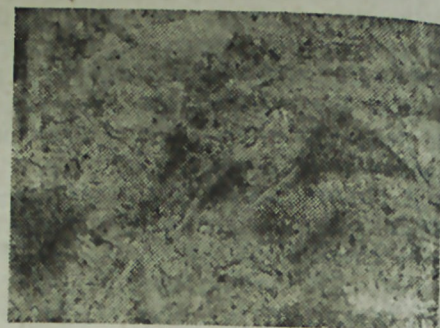
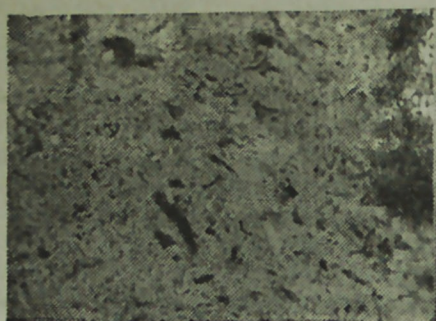


Рис. 2. Структура цеолитовых пород (X 160, без анализатора): а — реликтовая витрокластическая; б — реликтовая кристалловитро-кластическая; в — реликтовая кристалловитрокластическая.

нием в последней плаггиоклазов псаммитовой размерности. В минералогическом составе пород из Айдага преобладают клиноптилолит и кварц, а из Кер-Оглы клиноптилолит, кварц, плаггиоклазы и глинистые вещества (табл. 1). Среди последних идентифицированы [6] монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит — гидрослюда и хлорит—гидрослюда.

Химический состав породы, высокое содержание реликтов вулканического стекла и их морфологические особенности, а также наличие кислых плаггиоклазов, биотита и роговой обманки показывают, что исходные породы являются производными кислой магмы. По данным [3], породы из Кер-оглы являются производными липарито-дацитово-магмы. Сопоставление химического состава этих пород со средним составом липарито-дацита (Соловьев, 1970) показывает, что при их преобразовании унаследован также химический состав с некоторыми изменениями содержаний окислов и летучих компонентов. Преобразования происходили в перераспределении компонентов в пределах обломков стекла в присутствии привнесенных в бассейн некоторых веществ и частичном выносе ряда составляющих. К последним относятся: кремнезем, глинозем, окислы железа и щелочей. Привнесенные в бассейн компоненты представлены окислами щелочноземельных элементов (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺) и гидратной водой. Завышенное содержание окиси кальция связано с наличием в породах кальцита, избыток же магния связан с хлоритом, который при образовании извлек его из морской воды.

жидкостях и отборкой под биноклем из туфа Айдагского месторождения (Челищев, Беренштейн, 1974), со средним составом липарито-дацита (Соловьев, 1970) также выявило значительный вынос петрогенных элементов и привнос летучих компонентов. При этом следует учесть тот факт, что обогащенный клиноптилолит является не мономинеральным и содержит микровключения реликтовых минералов и кальцита. О присутствии последнего свидетельствуют несколько завышенное содержание извести и наличие CO_2 около 1% в составе обогащенного клиноптилолита.

Во всех разновидностях пород постоянно присутствуют малые элементы — Be, Ba, Sr, Mn, Cu, Ti, Co и Zn, причем содержание их заметно ниже, чем среднее значение этих элементов в магматических кислых породах. Исключение составляет стронций, содержание которого в породах из Айдага почти в 2 раза больше, а из Кер-оглы — близко к кларковой величине. Отношение Sr/Ba в рассматриваемых породах колеблется от 1 до 3,3, тогда как оно для кислых пород равно 0,36. Такое отличие вызвано морскими условиями образования пород и влиянием известковой среды бассейна.

Изложенное показывает, что клиноптилолизация исходных пород характеризуется как псевдоморфное превращение с отрицательным балансом вещества с выносом петрогенных и малых элементов.

Красно-оранжевые и зеленые цеолитовые породы по структуре почти идентичны их вмещающей светло-серой основной массе, отличаясь по некоторым деталям химико-минералогического состава.

В красно-оранжевой части породы заметное распространение имеет скопление лимонита диаметром 1 мм. Оно имеет темно-бурую окраску, расплывчатое очертание, землистое строение. При растворении образуется пигментирующее вещество, миграция которого способствует окрашиванию окружающей среды в красно-оранжевые цвета.

В зеленой разновидности пород широкое распространение имеют глауконит, хлорит и зеленый биотит. Глауконит встречается в виде сферолита диаметром от 0,07 до 0,2 мм, окрашенного от светло-серого с зеленым оттенком до темно-зеленого. Сферолиты его большей частью сложены внутри крипто-зернистыми агрегатами, а по перифериям игольчатыми кристалликами, собранными в виде каймы (шириной до 0,02 мм), параллельно друг другу и перпендикулярно периметрам. Между этой каймой и центральной частью сферолитов обнаруживается промежуточный виток, отличающийся небольшой шириной (до 0,01 мм), бледно-зеленой окраской, низким сглаженным рельефом, тонкопластинчатой формой и высокой желтой интерференционной окраской. Подобные образования местами охватывают больше половины глауконитового сферолита и нередко также обнаруживаются за контурами сферолитов, например, на месте разложения слюды. Как видно на рис. 2, в, в центре расположены реликты удлиненно-призматической формы биотита, на части которого образовались два сферолита глауконита — темный и светлый, а на правой трансформировалась описанная выше пластинчатая его форма. Светлая разновидность глауконита, по-видимому, образовалась раньше, чем темно-зеленая, о чем свидетельствует их последовательное расположение в пределах замещаемого биотита. Сферолиты, окаймленные примазками красного железистого вещества, имеют темно-зеленую до черного цвета внеш-

нюю оболочку. Здесь наблюдаются обрастания в виде неровной нитевидной формы глауконита. Там, где отмечается обилие исходных реагирующих компонентов, образуется типичный глауконит (рис. 2, б) с криптокристаллической микроструктурой, равномерно окрашенной, темно-зеленый, запыленный рудными минералами. Возможно, он образовался путем замещения биотита.

Зеленые и красно-оранжевые породы отличаются от светло-серой разновидности несколько меньшим количеством клиноптилолита и кварца и большим — биотита и глинистого вещества (табл. 1).

Общая конфигурация рентгенодифрактограмм всех разновидностей пород идентична и на них фиксируются главным образом рефлексы, характерные для клиноптилолита, кварца, гидрослюды и хлорита.

Характерные линии клиноптилолита ($d=9,02$; $3,93$ и $2,95 \text{ \AA}$) для всех разновидностей пород выражены одинаковыми значениями. Линии межплоскостных расстояний гидрослюды более отчетливо и интенсивно выражены в красных и зеленых разновидностях, кварца — в белом, а хлорита — в зеленом.

Присутствие интенсивных линий в области $d=14,3$; $7,25$; $4,77$; $2,86 \text{ \AA}$ воздушно-сухих образцов и заметное сокращение их после 580°C нагревания соответственно до $14,20$; $7,02$; $4,72$; $3,52$; $2,73 \text{ \AA}$ среди которых более интенсивными являются $14,2$ и $2,73 \text{ \AA}$, указывает на содержание маложелезистых хлоритов.

Гидрослюде отвечают линии в области $d=9,8$ — $10,0$; $4,92$ — $4,98$; $4,43$ — $4,48$; $3,80$ — $3,83$; $3,34$; $2,52$ — $2,56 \text{ \AA}$ и т. д., которые после насыщения глицерином и нагревания при 580°C образцов сокращаются на $0,1$ — $0,52 \text{ \AA}$. Такое смещение рефлексов в сторону больших углов, в особенности первого базального, указывает на присутствие смешанослойного глинистого минерала.

Сопоставление результатов химического анализа показывает, что зеленые и красно-оранжевые цеолитовые породы в отличие от светло-серых содержат несколько меньшее количество кремнезема и больше глинозема. В красно-оранжевой породе значительно больше содержится окиси железа и щелочей, а также летучих компонентов, что вполне согласуется с ее минералогическим составом. Эта разновидность характеризуется относительно большим набором и содержанием малых элементов.

Об условиях образования цеолитовых пород

Рассматривая происхождение бентонитов Даш-Салахлинского месторождения, Абдуллаев и др. [2] констатирует их территориальную и генетическую связь с цеолитами, а различную направленность преобразования пирокластиков в пределах Казахского прогиба предположительно объясняет фациальными условиями бассейна седиментации и различным составом вулканитов. Залежи приурочены к вулканогенно-обломочной толще, накопившейся в близости вулканических центров и питающейся гидротермами из последних.

Каковы были фациальные условия бассейна седиментации в юго-восточной части Казахского прогиба? К моменту проявления вулканических извержений и образования пирокластических материалов в верхнесантонском бассейне существовала морская обстановка, о чем

свидетельствует наличие мощного (100 м) пласта мелкозернистого фораминиферового известняка. Насыщенность бассейна растворенным углекислым кальцием и отсутствие привноса обломочного материала благоприятствовали развитию фауны — фораминифер, которые служили породообразующим материалом для подстилающих известняков. Это указывает на спокойный, равнинный рельеф окружающей суши и теплый климат бассейна. Эксплозивное извержение вулканов на бортовых частях прогиба с обильными пирокластическими материалами подавляет процесс известнякообразования и способствует накоплению рассматриваемых пород. Постепенный переход вулканокластических образований в перекрывающий пласт известняка через промежуточные породы (карбонато-туфтит и др.) показывает, что после затихания вулканов, породивших изученные нами породы, в верхнесантонском бассейне был восстановлен нормальный морской режим.

Накопление мощного прокаленного и пропитанного растворенными веществами пирокластического материала изменило физико-химические и гидродинамические условия верхнесантонского бассейна в юго-восточной части прогиба. Большая мощность пирокластических слоев и высокая удельная поверхность пепловых частиц, обусловленная тонкой измельченностью, пористостью и удлиненной формой обломков, свидетельствует о привнесении в бассейн в значительном количестве адсорбированных химически активных веществ (хлориды щелочных металлов, галлоиды, серы, фтор и др.). Растворение и поглощение последних морской водой вызывало некоторое ее подкисление и повышение физико-химической активности среды.

Ассоциация аутигенных минералов, наличие пятен, линз, прослоев и гнезд известняков и бентонитовой глины в породах, являющихся результатом перераспределения веществ и др., свидетельствует о том, что клиноптилолизация вулканического стекла происходила в захороненных осадках в диагенетическую стадию, в результате псевдоморфного замещения обломков стекла, без участия гидротермальных растворов. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1. Алеврито-пелитовый состав изученных пород, отсутствие грубых обломков эффузивов и значительное содержание реликтов стекла указывает на то, что накопление пирокластических материалов происходило на значительном расстоянии от центров извержения.

2. Заметная удаленность области накопления от центров извержения, частичный вынос (а не привнос гидротермальными растворами) почти всех петрогенных и малых элементов, сохранение контуров стекла, слабая измененность других минералов и унаследованность структуры исходной породы свидетельствует об ограниченности гидротермальных растворов при клиноптилолизации стекла.

3. Залегание рассматриваемых цеолитовых пород среди мощных известняковых пластов, наличие в их толще рассеянных зерен кальцита, линзы и прослои известняка, а также ассоциация клиноптилолита с аутигенными глинистыми минералами указывают на щелочную среду их образования.

4. Пирокластические породы этого возраста, приуроченные также к карбонатной толще и слагающие северо-западную часть прогиба, но отложенные на значительном расстоянии от вулканических центров, преобразованы преимущественно в клиноптилолит, морденит и анальцим.

5. Одновозрастные туфогенные породы в этом же прогибе, приурочены к вулканогенно-обломочной фации поблизости от вулканических аппаратов, где определенную роль играют гидротермальные растворы и относительно пониженная щелочность не вызывает сомнений, преобразовались в бентониты.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1963.
2. Абдуллаев Р. Н., Али-Заде Х. А., Хеиров М. Б. Минералогия и генезис бентонитов Даш-Салахлинского месторождения Азербайджана. Литология и полезные ископаемые, 1976, № 1.
3. Азизбеков Ш. А., Керимов Г. И. Трассы Тауза. «Изв. АзФАН СССР», 1941, № 3.
4. Акаева В. П. Верхнемеловая вулканогенно-известняковая формация северо-восточной части Малого Кавказа. Литология и полезные ископаемые, 1970, № 3.
5. Гвахария Г. В. Цеолиты Грузии. Изд-во АН Грузинской ССР, Тбилиси, 1952.
6. Иманов А. М. Ассоциация глинистых минералов с клиноптилолитом в трассах. Материалы 9 Пленума Всесоюзной комиссии по изучению и использованию глин, «Наука и техника», Минск, вып. 1, 1971.
7. Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. Литология и полезные ископаемые, 1975, № 2.
8. Михайлов А. С. Морденитовые породы южного борта Куринской впадины. Литология и полезные ископаемые, 1978, № 5.
9. Михайлов А. С., Криари А. И. Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов СССР. Советская геология, 1970, № 4.
10. Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. В сборнике «Водные вулканические стекла и поствулканические минералы», М., «Наука», 1967.

Э. М. Иманов, А. Г. Сеидов

ГАЗАХ ЧӨКӘКЛИНИН КЛИНОПТИЛОЛИТ СҮХУРЛАРЫНЫН МАДДИ ТӘРКИБИ ВӘ ӘМӘЛӘКӘЛМӘ ШӘРАИТИ

Клиноптилолит сүхурларынын петрографик-минераложии, кимјәви хүсусијјәтләри вә әмәләкәлмә шәраитләри арашдырылдыр. Мүәјјән олунмушдур ки, клиноптилолит турш туф сүхурларында јалныз вулкан шүшәсини мәнимсәмәклә әмәлә кәлмишдир. Туфларын бәшгә минераллары дәјишклијә зәиф уграмышдыр. Бу дәјишкликләр заманы сүхур әмәләкәтирән вә микроэлементләрин сүхурлардан гисмән харич олунмасы мүшәһидә едилдр. Шүшәнин клиноптилолитлә мәнимсәнилмәси просеси вулкан мәншәли материаларын јерин дәри гатларына чөкдүкдән сонра диагностик мәрһәләдә баш вермишдир.

A. M. Imanov, A. G. Seidov

SUBSTANCE COMPOSITION AND CONDITIONS OF THE FORMATION OF THE CLINOPTYLOLITIC ROCKS OF THE KAZAKH SAGGING (LITTLE CAUCASus)

The mineralogo-petrographic and chemical peculiarities of the clinoptylolitic rocks and the conditions of their formation are considered. The clinoptylolite is found to pseudomorphously replace only the volcanic glass of the acid tuff and tuffo avas, other mineral components change, but slightly. The partial outgo of the petrogenous and small elements is observed. The transformation of the glass into the clinoptylolite in the buried sediments occurred at the diagnostic stage.

УДК 550.348.436 (479.24)

Р. А. АГАМИРЗОВ, Д. Г. ЭЙЮБОВ, С. Р. АГАМИРЗОВ

**ШЕМАХИНСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 29 ИЮЛЯ
И 19 НОЯБРЯ 1981 г.**

29 июля 1981 г. в 19 час. 56 мин. 13 сек. по Гринвичскому времени произошло ощутимое землетрясение на юго-восточном Кавказе, в Шемахинском районе. По инструментальным данным, координаты эпицентра его $f=40,6 N$, $\lambda=48,5E$, магнитуда $M=4$. Эпицентр по макросейсмическим данным имеет координаты $f=40,7N$, $\lambda=48,7E$, и по инструментальным — смещен к северо-востоку на 10—15 км.

Изучение сейсмического эффекта землетрясения было начато на следующий день сотрудниками ИГАН и НЦ «Геофизика» АН Азербайджанской ССР непосредственным посещением населенных пунктов. Оценка интенсивности землетрясения проводилась по шкале МК-64.

С максимальной интенсивностью в 5 баллов землетрясение ощущалось в г. Шемаха и в с. Дзержиновка (рис. 1).

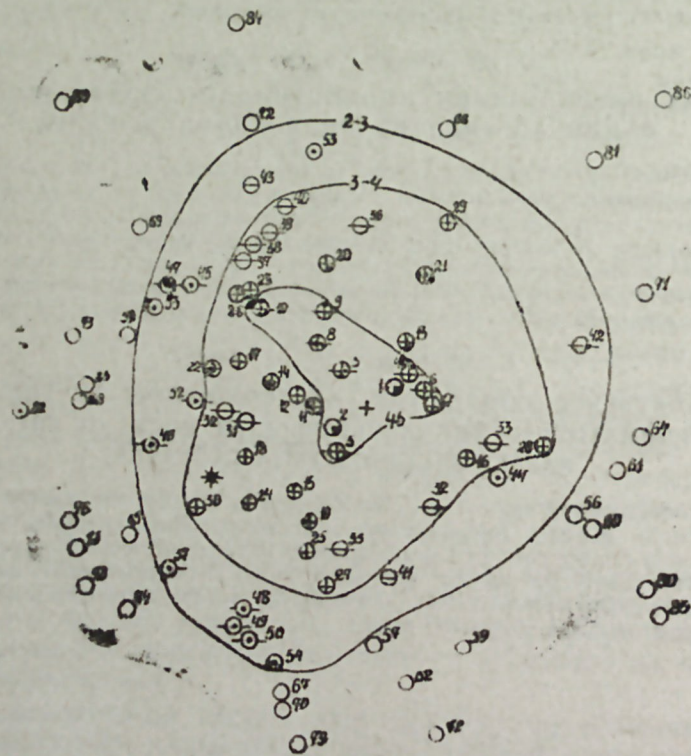


Рис. 1. Макросейсмическое поле Шемахинского землетрясения 29 июля 1981 г. (условные обозначения см. рис. 2).

В этих населенных пунктах осыпалась побелка, вылетали стекла, опрокидывались пустые бутылки, слышался подземный гул и др. Для надежного оконтуривания макросейсмического поля этого землетрясения было обследовано 86 населенных пунктов, в том числе 32 пункта, расположенные за областью осязаемости (табл. 1). Макросейсмическое поле его охватило территорию в 1136 км², в том числе первая изосейста интенсивностью в 4—5 баллов охватила территорию в 92 км²; вторая — (3—4 балла) — 532 км²; третья — (2—3 балла) — 512 км² (см. рис. 1). Глубина очага, оцененная по методу Н. В. Шемалина [4], равна $h=20$ км, затухание $\nu=2,0$.

Вновь из этого очага 19 ноября 1981 г. в 14 час. 10 мин. 40 сек. по Гринвичскому времени произошло ощутимое землетрясение, охва-

Таблица 1

Интенсивность землетрясения 29 июля 1981 г. в населенных пунктах

Пункт	км	Пункт	км	Пункты	км
5 баллов		Сист	15	Араб Ашага	25
Дзержиновка	2,5	Пиркули	15	Кушчи	26
Шемаха	3	3 балла		Гегляр-Чель	26
4—5 балла		Мелик Чабанлы	13	Мараза	26
Совхоз им. Ленина	3,5	Авахыл	17	Чистый Ключ	26
Ангехаран	4	Хильмили	19	Гюрдживан	27
Джабаны,	4	3—2 балла		Нариманкенд	23
Амгали	4,5	Чуханлы	12	Лагич	32
Чайлы	5	Дильман	16	Алтыгагач	70
Чухурюрт	6	Ширадиль	18	Зорат-Кейберн	32
Дедегюнеш	8	Кялва	18		
Дере Хыныс	11	Биджов	18		
4 балла		Кештимаз	19		
Беюк Хыныс	4	Кешад	20		
Конахкенд	5	Гегели	20		
Мелькам	6	Ощущалось			
Мейсары	8	Ширванзаде	14		
Ново-Дмитров.	9	Сураханы	18		
Матраса	9	Ленгербиз	20		
Келахана	10	Арчиман	20		
Адналы	10	Не ощущалось			
Араб Шалбаш	10	Джагирли.	18		
Кировка	11	Гегляр-Даг	18		
Годжалы	11	Кузай	19		
Муганлы	12	Таси	19		
Чаган верх.	12	Чалов	20		
Керкенч	12	Бекля	20		
Багировка	12	Чайлы	21		
Чаган ниж.	13	ср. Джаваншир	21		
Нюнди	14	Набур	21		
Сюнди	14	Нуран	22		
Астраханка	15	Пирбейли	22		
Шаумян	15	Багирлы	22		
3—4 балла		Зернова	22		
Мельджан	9	Судут	22		
Маразандигях	9	Овчуу	23		
Текля	10	Шихлар	23		
Миркенд	13	Демирчи	23		
Чархан	13	Нюнди	23		
Талышнури	14	Чапарлы	24		
Кешмадын	14	Наваш	25		
Желейбургут	15	Ахсу	25		

тившее почти всю территорию ЮВ Кавказа. По инструментальным данным сети сейсмических станций Кавказа, координата Эпицентра его $f=40,5N$, $\lambda=48,8E$, магнитуда $M=5,2$. Эпицентр по макросейсмическим данным, имеет координаты $f=40,7N$, $\lambda=48,7E$ по инструментальным — смещен к северо-западу на 15—20 км (рис. 2).



Рис. 2. Макросейсмическое поле Шемахинского землетрясения 19 ноября 1981 г. Интенсивность землетрясения в населенных пунктах (баллы): 1 — интенсивность землетрясения 6 баллов; 2 — то же 5 баллов; 3 — 4—5 балла; 4 — 4 балла; 5 — 3—4 балла; 6 — 3 балла; 7 — 2—3 балла; 8 — ощущалось; 9 — не ощущалось; 10 — эпицентр по инструментальным данным; 11 — то же по макросейсмическим данным.

Изучение последствия землетрясения было начато спустя несколько часов после толчка в г. Баку, где сейсмический эффект достигал 4 баллов на нижних этажах и 4—5 и 5 баллов на четвертом и более высоких этажах соответственно.

Обследование последствия этого землетрясения проводилось сотрудниками ИГАН Азербайджанской ССР и ОМГЭ НЦ «Геофизика» АН Азербайджанской ССР, что позволило в основном закончить картирование макросейсмического поля для последующего разрушительного Исмаилинского землетрясения, которое произошло в этом же регионе 29 ноября 1981 г.

С максимальной интенсивностью в 6 баллов землетрясение ощущалось в с. Ангехаран, Дзержиновка, Джабаны (табл. 2). Здесь в домах падала посуда, опрокидывалась легкая мебель, отмечены трещины по побелке и штукатурке, местами по кладке, редко сквозные.

Интенсивность землетрясения 19 ноября 1981 г. в населенных пунктах

Пункт	км	Пункты	км	Пункты	км
6 баллов		Пиршаги	104	Вандам	70
Ангехаран	2	Баку	106	Ранджабар	73
Дзержиновка	2	3—4 балла		Пирсагат	79
Джабаны	4	Тава	43	Кусары	84
5—6 баллов		Удулу 1	45	Алияты-пр.	103
Шемаха	6	Удулу 2	49	Бильгах	114
Чухурюрт	6	Керрар	51	Мардакяны	126
Хильмилли	16	Сыгурлы	51	Евлах	128
Кабур	22	Падар	52	Гюрдян	134
5 баллов		Шорбаги	53	Мингечаур	136
Кировка	10	Аффурджа	54	о. Артем	140
Совхоз им. Сабира	10	Сюхюб	58	Не ощущалось	
Чаган	12	Сонгагалы	62	Ковджу	39
Матраса	12	Будуг	87	Илхичи	39
Ленинабад	12	Джорат	88	Каладжик	62
Сюнди	14	Новхана	95	Пирли	66
4—5 баллов		Сабунчи	111	Мурадхан	70
Араба Шалбаш	10	Забрат	111	Узун Оба	72
Кялва	18	3 балла		Куткашен	78
Гегляр Даг	20	Тазакенд	36	Зараган	78
Зева	22	Диаллы	39	Геокчай	79
Сулут	22	Тенгалты	59	Кавачи	86
Чайлы	24	Рустов	66	Кызыл Бурун	87
Ханкенды	25	Гам-гам	66	Уджары	91
Мараза	26	Кырыз	70	Атбулаг	94
Кушчи	27	Нюгеди	73	Санджан	95
Алтыгач	30	Ших Салахлы	77	Шыхлар	97
Кызыл Казма	36	Куба	79	Алят-ст.	99
Бахышлы	37	Алкенд	82	Керимбейли	100
Эрзикюш	37	Кюркюн	83	Агдаш	102
Верх. Алаяз	41	Дигях	83	Карабахлы	107
Халандж	42	Али-Байрамлы	84	Халдан	108
Хызы	43	Маштага	114	Боят	108
Даг Кушчи	45	Бина	122	Варташен	120
Сиазань	54	2—3 балла		Халдан	120
Кази-Магомед	74	Ахсу	25	Сальяны	134
4 балла		Гюрдживан	28	Барда	138
Нюйди	24	Исмайлы	47	Шеки	
Баскал	26	Карамарьям	58		
Нариманкенд	28	Пистя-Касым	69		
Кубалы	40	Хачмас	90		
Конахкенд	44	Дуванный	91		
Килязи	60	Ощущалось			
Мугань	65	Кюрдамир	58		
Насосный	74	Сумагаллы	60		
Сумгаит	83	Дивичи	64		
Сараи	91	Гендоб	68		

Всего по этому землетрясению было обследовано 122 населенных пункта, в том числе 26 пунктов, где землетрясение не ощущалось (см. табл. 2). Макросейсмическое поле его охватило территорию в 21680 км², в том числе первая изосейста интенсивностью в 6 баллов охватила территорию в 64 км²; вторая — (5 балла) — 532 км²; третья — (4 балла) — 9948 и четвертая (3 балла) — 11136 км²; (см. рис. 1).

Глубина очага оценена по Н. В. Шебалину [4], равна $h=30$ км затухание $\nu=3$.

Пространственное положение плейстосейстовых зон и макросейсмические эпицентры, глубины очагов позволяют предположить, что эти толчки связаны с очаговой областью катосторофических Шемахинских землетрясений 1667, 1869, 1872 и 1902 гг.

Следует отметить, что нормальное распространение сейсмического эффекта землетрясения от 19 ноября 1981 г. нарушается на южной окраине макросейсмического поля в районе с. Новой, Атбулаг и др. (см. рис. 2). Здесь практически в пределах макросейсмического поля выделяется почти долготная полоса, где интенсивность макросейсмического эффекта затухает от 3—4 баллов до неощущаемости. Аналогичные полосы затухания макросейсмического эффекта поглощения сейсмических лучей) на этом участке более четко выделялись в макросейсмических полях Сабирабадского 1970 г. [2] и Имишлинского 1976 г. [1] землетрясений.

Можно полагать, что аномальное затухание сейсмического эффекта в этой полосе связано с отражением сейсмических волн от плоскости разлома поперечного к структуре Кавказа, а также их затуханием в огромной мощной пластичной среде смежной с юга Кобыстанской депрессии. Во всяком случае геологическая причинность данной аномалии не вызывает сомнения. Пространственное положение плейстосейстовой области и глубины очагов описанных землетрясений позволяет предположить, что они связаны с краевым Вандамским глубинным разломом, осложнившим почти всю земную кору и погруженным здесь под 4—5-километровую толщу Зангинского покрова [3]. Повидимому, очаг первого толчка располагался в гранитном слое консолидированной коры, в то время как очаг второго толчка охватывал и более нижние слои, возможно, базальты, на что также указывают наличие диффогированных волн в записи обоих землетрясений.

Отсутствие форшоков и близких авторшоков, а также погружение очага второго толчка, позволяет считать, что в этой зоне происходит вспарывание земной коры в нисходящем направлении и Вандамском разломе пока не завершены процессы разрывных дислокаций, т. е. корни его еще не достигли верхней мантии.

Литература

1. Агамирзоев Р. А., Алиева С. М., Бабазаде О. Б., Гюль Э. К., Касумов И. А., Кузнецов В. П., Мамедов А. Б., Мамедова М. К., Субашиева О. С. Имишлинское землетрясение 1976 г. «Сейсмологический бюллетень Кавказа за 1976 г.», Тбилиси, «Мецниереба», 1979.
2. Агамирзоев Р. А., Гюль Э. К., Касумов И. А., Кузнецов В. П., Кулиев Ф. Т. Конахкендское, Сабирабадское, Шемахинское и Баскальское землетрясения 1970 г. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1974, № 4.
3. Геология СССР, т. 47, М., «Недра», 1976.
4. Шебалин Н. В. Определение глубины очага землетрясений по его магнитуде M и макросейсмическим данным. М., «Наука», 1973.

Р. Э. Агамирзоев, Д. Г. Әйүбов, С. Р. Агамирзоев

29 ИЮЛ ВӘ 19 НОЯБР 1981-ЧИ ИЛ ШАМАХЫ ЈЕРТӘРПӘНМӘЛӘРИ

1981-чи ил июлуи 29-да вә ноябрыи 19-да Шамахи районунда мувафиг оларат саат 19—56 дәг. 13 сан-дә вә 14—10 дәг. 40 сан-дә магнитудасы (M) 4 вә 5,2 эпицентрини координатлары $\varphi=40,6$ N $\lambda=48,5$ E вә $\varphi=40$, N $\lambda=48,8$ E, бурада гүввәси вә 6 бал олан јертәрпәнмәләри гејдә алынмышдыр.

Бу јертәрпәнмәләрин очагы Шамахи районунда мәлум олан дагыдычы јертәрпәнмәләрин очагына ујгундур. Икинчи јертәрпәнмәлини гүввәси Баки шәһәриндә 4 бал чатмышдыр.

ШЕМАНА EARTHQUAKES (JULY, 29 AND NOVEMBER, 19, 1981)

An earthquake with $M=4$ occurred in Shemaha (July 29, 1981; 19.56 Greenwich mean time). Maximum intensity in its epicentre $m=5$. According to the instrumental data $f=40.6$ N, $\lambda=48.5$ E; according to the macroseismic data $f=40.7$ N, $\lambda=48.7$ E. Seismic focus depth is 30 km, length $L_{x_{max}}=7.5$ km, height $L_{z_{max}}=5.7$ km. Attenuation ratio of seismic effect $\nu=3$. The earthquake extended over the territory 1126 km² and occurred in 51 settlements (intensity $I=5-2$).

An earthquake with $M=5.2$ occurred in Shemaha (November, 19, 1981; 10.40 Greenwich mean time). Maximum intensity in its epicentre $m=6$. According to the instrumental data $f=40.5$ N, $\lambda=48.8$ E; according to the macroseismic data $f=40.7$ N, $\lambda=48.7$ E. Seismic focus depth is 30 km, length $L_{x_{max}}=7.5$ km, height $L_{z_{max}}=5.7$ km. Attenuation ratio of seismic effect $\nu=3$.

The earthquake extended over the territory 21680 km² and occurred in 3 settlements—intensity $I=6$.

In Baku an earthquake occurred with intensity $I=4-5$.

УДК 552.31:553.27

Г. И. КЕРИМОВ, А. Б. ШИРАЛИЕВ

МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ СОМАЛИТ-ГУДУРДАГСКОЙ ЗОНЫ БЕЛОКАНО-ЗАКАТАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

В структурном отношении Сомалит-Гудурдагская рудоносная зона приурочена к Главной Кавказской зоне разлома глубокого заложения и расположена в Белокано-Закатальском рудном районе, в водораздельной части Главного Кавказского хребта.

В геологическом строении рассматриваемой зоны принимают участие терригенные отложения геттанг-плинсбахского возраста, которые простираются линейно в общекавказском направлении в виде отдельных узких полос. Литологически они представлены чередованием темно-серых, черных, игольчатых, местами тонкослоистых таблитчатых глинистых сланцев с прослоями часто рассланцованных, местами слабо известковистых, алевролитовых песчаников. Наиболее широкое развитие этих отложений фиксируется по водоразделу Главного Кавказского хребта, где они слагают район г. Диндидаг, Сомалит, Чинчар и Гудурдаг. Глинистые сланцы обычно представлены тонко дисперсной кварцево-глинистой основной массой, в которой присутствуют различно ориентированные чешуйки серицита и пылевидные включения пирита. Песчаники преимущественно содержат рудную примесь.

Как в глинистых сланцах, так и в песчаниках часто встречаются вытянутые, сплюснутые железистые конкреции, в которых развиты различного направления трещины, в большинстве случаев заполненные кварцем, реже баритом, образуя кварцевые и баритовые прожилки.

Эти отложения прорываются различного возраста и состава магматическими образованиями габбро-диабазовой формации. Последние в пределах указанной зоны имеют значительное распространение, представлены двумя субформациями: спилит-диабазовой и габбро-габбродиабазовой, причем первая представлена в лавовой и субвулканической, а вторая в интрузивной фациях.

Породы лавовой фации, относящиеся к спилито-диабазовой субформации габбро-диабазовой формации, представлены спилитами и спилито-диабазами с характерными шаровыми отдельностями; по сравнению с субвулканическими и интрузивными фациями они имеют более широкое площадное распространение и в виде покровов развиты в районе г. Большой и Малый Сомалит, Диндидаг, Гудурдаг и Гутон, имея особенно большое развитие на северном склоне Большого Кавказа, на территории Дагестанской АССР. Макроскопически породы преимущественно зеленовато-серые, мелкозернистые и от диабазовых порфиритов отличаются полной альбитизацией плагиоклазов. Характерным является преобладание афировых разностей, хотя реже встречаются спилиты с небольшим количеством фенокристаллов. Пре-

имущественно структура интерсертальная (рис. 1), по степени идиоморфизма пироксены и плагиоклазы довольно близки, а рудные минералы имеют значительное распространение.

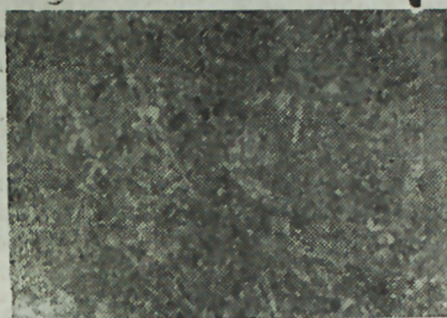


Рис. 1. Спилито-диабаз г. Сомалит. Николи +; увел. 40.

По петрографическому составу рассматриваемые субвулканические образования представлены диабазами и диабазовыми порфиритами, а морфологически выражены в основном пластовыми интрузиями и залегают строго согласно слоистости вмещающих их песчано-глинистых сланцев геттанг-плинсбахского возраста.

Макроскопически породы зеленоватого, зеленовато-серого цвета, плотного сложения, реже мелко и среднезернистые. Структура их диабазовая, офитовая и полнокристаллически-порфировая (рис. 2).



Рис. 2. Диабаз субвулканический г. Гудурдаг. Николи +; увел. 40.

Основная масса породы сложена разноориентированными удлиненными кристалликами плагиоклаза, составляющими 50—60% ее объема. Промежутки между кристаллами плагиоклаза выполнены вторичными минералами, развившимися по пироксенам. В диабазовых офитовых структурах местами тонкие длинные лейсты плагиоклаза врезаются в пироксен и напоминают радиально-лучистое строение с чередованием пироксена с плагиоклазом.

Нередко в диабазовых породах наблюдаются небольшие обособления, сложенные тонкочешуйчатым агрегатом хлорита и часто окруженные тонкой каймой магнетита. Небезынтересно отметить, что в вмещающих породах в контакте с диабазовыми порфиритами наблюдается явления закалки, основная масса первых становится более мелкозернистой, а лейсты плагиоклаза имеют небольшие размеры. Порфиритовые выделения в них представлены плагиоклазом № 55—60 и сильно хлоритизированным пироксеном.

Наряду с лавовыми и субвулканическими фациями породы интрузивной фации габбро-габбро-диабазовой субформации в пределах рассматриваемой зоны имеют значительное распространение и по петрографическому составу представлены габбро, габбро-норитами, габбро-пироксенитами (реже), габбро-диабазами, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами и являются наиболее поздними магматическими образованиями.

Габбро представляют собой средне- или крупнозернистые породы темного, почти черного цвета. Под микроскопом структура их габбровая, офитовая реже и гипидиоморфнозернистая (рис. 3). В минеральном составе их преимущественно принимают участие лабродор, пироксен, магнетит, уралит, хлорит и кальцит.

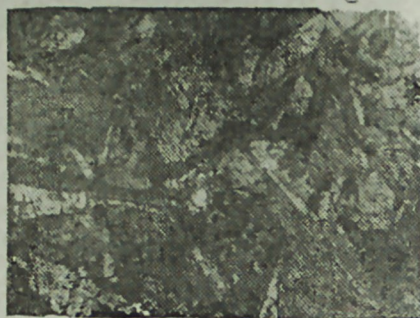


Рис. 3. Габбро г. Гудурдаг, Николи +; увел. 50.

Как правило, вследствие интенсивных тектонических воздействий имеет место дробление зерен пироксена призматической спайности с последующим замещением его тонкозернистым агрегатом вторичных минералов: хлорита, кальцита и лейкоксена. В габбро-норитах суммарное количество моноклинного и ромбического пироксенов достигает до 40%. Габбро-пироксениты пользуются сравнительно ограниченным распространением, состоят из моноклинного пироксена, плагиоклаза и значительного количества рудного минерала (рис. 4).



Рис. 4. Габбро-пироксенит г. Диндидаг, николи +; увел. 50.

Пироксен в них представлен авгитом и составляет до 60% объема породы. Плагиоклазы в общем аналогичны таковым габбро-норитов, а по составу принадлежат битовнитовому ряду. Часто они замещены хлоритом, кальцитом и уралитом и включают рудные минералы.

Габбро-диабазы пользуются наибольшим развитием в рассматриваемой зоне. Плагиоклаз (№ 52—65) слагает порядка 50—55% объе-

ма породы и образует узкие вытянутые лейсты, реже широкие кристаллы с двойниковым строением, причем последние, в основном, полисинтетические, реже простые. Обычно многочисленные поперечные трещинки плагиоклазов выполнены кальцитом. Пироксены пользуются значительным развитием в составе породы и в количественном отношении характеризуются некоторым непостоянством. Нередко они содержат включения плагиоклаза, образуя пойкилоофитовую структуру. Габбро-диориты и кварцевые диориты встречаются лишь на Диндидагском перевале.

Химический состав пород, числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и другие характерные петрохимические коэффициенты их приводятся в табл. 1 и 2. Как видно из табл. 1, SiO_2 во всех имеющихся анализах пород колеблется в интервале 45—50%. По отношению $K_2O/(Na_2O+0,7K_2O)$ породы соответствуют натриевым и калиево-натриевым типам (рис. 5). Среднее содержание K_2O в разных фациальных разностях колеблется от 0,12 до 0,78%. Отношение $Na_2O:K_2O$ во всех разностях больше единицы.

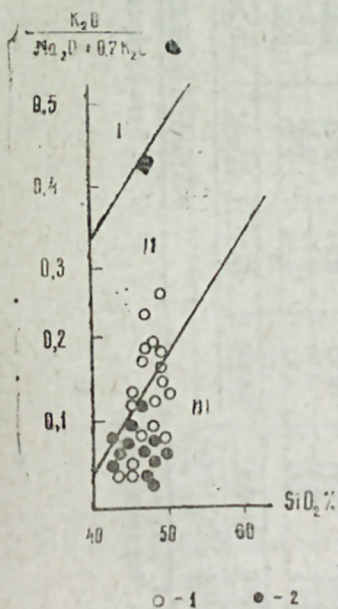


Рис. 5. Диаграмма типа щелочности пород спилито-диабазовой и габбро-габбро-диабазовой субформаций южного склона Большого Кавказа: 1—породы спилито-диабазовой субформации: спидиты, спилито-диабазы и диабазовые порфириты; 2 — породы габбро-габбро-диабазовой субформации: габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы и др. Поля: I — калиевых, II — калиево-натриевых и III — натриевых пород.

Характерно также устойчивое низкое содержание Al_2O_3 (13—16%), за исключением трех образцов (обр. № 14, 26 и 7), в которых оно несколько повышенное: 17, 34, 18, 22, 17, 65. Отношение Fe_2O_3/FeO постоянно низкое (0,36—0,51).

Сериальный индекс А. Ритмана колеблется в пределах 0,3—5,1; повышенное значение его в двух образцах (обр. 11, 10) 8,80 и 10,76 связано с постмагматическими изменениями состава пород.

Нормативный состав пород указанных фаций характеризуется повышенным содержанием альбита (Ав), анортита (Ап) и диопсида (di).

Таким образом, сравнительный анализ пород разных фаций показывает, что в пределах рассматриваемой зоны все породы каждой отдельной фации имеют близкий состав с незначительной дифференциацией исходного расплава, что хорошо видно из диаграммы Ав—di—

Таблица 1

Химический состав пород габбро-диабазовой формации (вес. %)

№ образца Окислы	Лавовая фация			Субвулканическая фация										Средний состав			
	Спидито-диабазы			Диабазовые порфириты													
	1512	1515	450	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11	12	13
SiO ₂	46,50	46,90	46,98	43,12	47,37	49,40	45,32	47,53	46,90	47,69	45,30	49,23	46,18	46,87			
TiO ₂	1,11	1,45	1,50	1,42	1,37	1,62	1,78	2,15	1,75	1,87	1,10	1,47	1,35	1,64			
Al ₂ O ₃	14,45	16,70	16,82	14,80	15,69	13,30	15,05	14,76	14,59	15,60	15,47	17,45	17,34	15,44			
Fe ₂ O ₃	5,70	2,01	1,53	2,52	2,97	4,75	3,85	5,05	3,11	2,98	3,26	2,95	3,42	3,67			
FeO	7,83	6,50	7,31	7,06	7,17	7,55	9,88	6,91	6,38	5,73	6,82	6,40	7,86	7,19			
MnO	0,13	0,15	0,18	0,24	0,17	0,15	0,20	0,26	0,13	0,20	0,16	0,13	0,18	0,18			
MgO	8,58	7,50	7,00	6,00	7,26	5,80	7,07	7,00	7,89	6,02	6,52	6,30	6,61	6,66			
CaO	8,20	9,10	10,71	11,80	2,95	10,56	11,85	9,25	11,19	9,30	13,61	9,81	12,06	10,95			
K ₂ O	2,80	2,50	2,43	1,83	2,40	1,75	1,95	3,09	3,86	3,22	2,84	3,28	2,54	2,82			
SO ₃	0,14	1,20	1,23	0,20	0,69	0,25	0,10	0,64	0,35	0,26	1,66	0,49	0,53	0,78			
P ₂ O ₅	0,05	0,16	1,10	0,90	0,30	0,17	0,11	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05			
H ₂ O	0,16	0,80	0,74	0,21	0,13	0,20	0,21	0,26	0,25	0,46	0,25	0,29	0,25	0,27			
П. П. П.	3,53	5,00	2,77	3,40	4,67	3,68	2,40	2,78	3,30	6,90	2,56	2,40	1,80	3,23			
Сумма	99,15	99,97	100,66	100,82	100,64	100,08	100,62	100,24	100,48	100,52	100,14	100,67	100,44	100,34			

Водораздел, р-на Сомали

С. Б. Зульфугаров и др.

р. Дин-
Верховья
дичай р. ТалачайА. Г. Долгих,
В. Б. Черныш

Продолжение табл. 1

№ образца Окислы	Интрузивная фация										Габбро-диабазы								Средний состав
	Водораздел, р-на Сомали										г. Гу- дур- даг								
	4501	4502	5	7	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28			
SiO ₂	48,77	49,60	48,14	49,69	49,05	47,64	45,55	47,32	46,10	47,27	50,59	48,52	49,50	47,89					
TiO ₂	1,35	1,45	1,37	0,88	1,26	1,41	1,41	2,07	1,75	1,36	1,12	1,10	1,35	1,45					
Al ₂ O ₃	15,76	14,71	15,24	11,47	14,29	14,91	13,88	18,22	14,59	15,46	14,40	17,05	15,40	15,56					
Fe ₂ O ₃	2,85	2,50	2,95	3,82	3,03	2,83	3,19	2,28	3,21	2,31	1,9	3,67	2,40	2,65					
FeO	8,35	8,70	7,85	8,05	8,11	9,20	6,20	7,73	7,38	8,22	5,08	7,54	8,15	7,94					
MnO	0,15	0,10	0,17	0,28	0,17	0,23	0,17	0,12	0,13	0,18	0,25	0,13	0,10	0,16					
MgO	6,15	7,0	7,08	10,20	7,66	7,78	14,85	7,65	7,89	8,72	6,50	7,10	7,30	8,47					
CaO	11,20	10,30	11,58	13,46	11,63	10,55	6,49	3,10	11,29	10,12	8,08	7,45	10,10	8,45					
Na ₂ O	1,96	2,20	2,50	0,08	1,68	2,63	1,88	3,88	3,86	1,93	3,24	2,52	1,85	2,70					
K ₂ O	0,10	0,16	0,18	0,05	0,12	0,9	0,75	1,05	0,35	0,46	0,80	0,15	0,15	0,12					
SO ₃	0,40	0,70	0,02	0,08	0,30	0,06	0,01	0,03	0,03	0,00	0,16	0,15	0,20	0,12					
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,16	0,20	0,16	0,19	0,70	0,53	0,25	0,20	0,18	0,26	0,15	0,31					
H ₂ O	0,70	0,30	0,41	0,79	0,35	0,22	1,28	0,52	1,65	1,30	0,54	2,03	0,10	1,02					
п.п.п.	3,00	2,10	3,30	1,60	2,50	2,69	4,47	4,02	1,30	2,20	2,96	2,00	3,15	2,82					
Сумма	100,84	100,12	100,45	100,75	100,51	100,73	100,63	100,12	100,41	100,43	99,42	100,77	100,40	100,56					

Водораздел,
р-нг. Гу-
дур-
даг

Водораздел, р-н

г. Сомали

Водораздел, р-н

г. Сомали

Водораздел, р-н

г. Сомали

Водораздел,
р-н

г. Гудурдаг

Водораздел,
р-н

г. Джоахор

С. Б. Зульфугаров и др.

С. Б. Зульфугаров
и др.

А. Б. Ширалиев

А. Г. Долгих
В. Б. Черныш

А. Б. Ширалиев

Числовые характеристики и характерные коэффициенты пород габбро-диабазовой формации

Коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
a	6,47	7,73	7,45	4,72	6,65	4,56	4,65	7,80	9,15	10,82	8,76	8,21	5,95	7,50
c	6,75	8,10	8,09	8,01	7,81	6,98	8,09	6,20	5,19	5,70	6,20	0,00	8,27	6,82
b	31,32	25,82	27,01	27,47	32,51	28,77	32,51	28,78	30,74	26,10	31,64	24,49	27,12	29,12
s	55,45	58,35	57,45	59,80	58,35	59,69	54,75	57,21	54,92	57,33	53,40	59,30	58,16	56,47
a'														
f	40,89	33,05	33,16	35,68	57,77	41,83	40,91	39,23	23,89	33,61	30,77	36,99	37,80	35,90
m'	47,87	52,54	46,15	58,80	48,14	35,64	38,10	42,13	43,56	41,74	35,38	45,09	40,10	40,10
c'	11,24	14,41	20,69	25,52	14,09	22,63	21,99	18,64	27,55	21,65	33,85	17,92	22,20	23,91
n	48,91	75,17	75,00	93,94	84,78	90,63	96,97	89,26	94,03	67,57	71,43	91,38	88,89	83,33
t	1,78	2,38	2,37	2,15	2,23	0,63	3,08	3,41	2,86	3,06	1,82	2,27	2,03	2,49
φ	16,18	6,78	5,31	8,33	10,11	14,85	10,39	15,01	8,44	10,64	9,23	10,93	10,24	11,11
Q	-8,80	-6,86	-8,09	2,15	-4,41	3,28	-7,89	-7,37	-13,65	-12,58	-16,92	-5,82	-2,85	-9,06
$a:c$	0,96	0,95	0,92	0,59	0,85	0,65	0,57	1,26	1,76	1,90	1,41	1,03	1,72	1,11

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Характерные коэффициенты

σ	2,47	3,51	3,36	0,70	2,18	0,62	1,81	3,03	4,51	10,76	8,80	2,28	2,96	3,21
sl	34,17	38,05	35,80	33,97	35,43	28,85	30,94	31,85	36,51	29,93	30,90	32,44	31,35	31,58
$alkal$	-29,82	-32,43	-8,33	-13,23	-9,33	15,54	31,02	-37,21	-11,10	-50,04	-49,62	-31,85	-37,18	-36,46
F	61,28	53,15	55,94	61,49	58,27	67,05	66,00	63,08	54,60	20,98	19,97	21,22	23,41	19,03
f	0,46	0,37	0,42	0,48	0,41	0,54	0,52	0,48	0,40	0,45	0,46	0,45	0,49	0,47
M	38,72	45,42	44,05	33,51	41,72	32,04	33,99	36,91	45,39	40,86	39,27	40,25	36,95	38,01
T	4,76	8,23	8,53	8,23	5,22	8,15	7,80	10,06	9,08	11,33	6,15	8,52	6,95	8,48
E	0,20	0,22	0,21	0,14	0,19	0,15	0,13	0,25	0,28	0,34	0,29	0,21	0,18	0,23
α	44,92	51,17	52,06	63,12	54,01	60,48	63,50	44,23	36,19	34,50	41,44	49,35	58,16	47,33
a	4,72	5,15	5,88	0,40	3,24	6,34	5,83	11,75	8,90	4,72	8,51	6,70	4,39	7,15
c	8,73	7,45	7,49	7,32	7,88	6,90	1,62	3,85	5,20	7,60	5,58	9,24	8,51	7,43
b	27,04	28,55	29,27	36,46	30,26	30,83	33,25	27,48	30,81	28,31	26,10	24,24	27,50	28,12
s	59,51	58,85	57,35	55,82	58,62	55,93	52,80	56,92	55,06	50,37	59,81	59,82	59,82	57,23
a'														
f'	40,21	37,55	33,97	29,93	35,81	36,91	25,00	31,81	29,76	33,56	39,84	45,35	37,37	36,16

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Характерные коэффициенты

Коэффициент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
m'	39,63	43,66	42,11	46,17	44,42	43,40	71,32	48,34	43,33	50,00	43,05	52,85	46,65	52,62
c'	20,11	18,73	23,92	23,90	19,77	19,63	3,63	3,63	26,91	16,41	17,11	1,80	15,98	11,22
n	93,97	94,51	95,24	66,67	96,43	91,30	79,19	75,00	95,45	86,11	83,25	80,43	96,77	86,27
t	2,23	2,25	2,20	1,31	1,92	2,22	2,33	3,19	4,29	1,93	1,63	1,70	2,02	2,33
φ	8,99	7,80	8,61	8,76	8,84	7,61	7,75	7,12	7,00	6,48	4,81	13,81	7,73	7,98
Q	0,85	-0,06	-4,51	3,52	2,83	-7,72	-11,68	13,51	12,88	1,7	-2,93	-3,00	1,91	-7,15
$a:c$	0,54	0,69	0,79	0,05	0,41	0,92	0,80	3,05	1,71	0,62	1,53	0,73	0,52	0,96

Продолжение табл. 2

σ	0,74	0,84	1,40	0,30	0,54	1,97	5,12	8,14	4,54	1,34	0,53	1,82	0,62	2,39
sl	31,68	34,62	35,29	45,95	37,18	34,00	55,27	33,00	34,93	40,00	31,94	33,65	36,78	37,68
qz	-17,91	-16,97	-25,16	-4,02	-15,83	-30,72	-31,17	-50,12	-41,76	-24,75	-23,71	-28,86	-15,22	-30,61
$alkal$	17,82	17,07	17,92	11,60	16,09	17,93	16,51	21,15	18,80	17,85	18,55	20,82	17,40	18,98
F	64,55	60,87	50,26	53,78	59,26	60,73	38,74	55,68	57,07	54,70	61,70	61,22	59,10	55,56
f	0,50	0,46	0,45	0,39	0,45	0,46	0,26	0,40	0,41	0,39	0,48	0,46	0,44	0,41
M	35,45	39,13	40,74	46,22	40,74	39,27	61,26	43,32	42,93	45,30	38,30	33,78	40,90	44,44
T	7,16	7,27	7,14	1,21	6,23	6,57	5,46	10,43	8,64	6,54	6,11	5,63	6,99	7,01
E	0,13	0,16	0,18	0,01	0,13	0,20	0,19	0,33	0,29	0,15	0,28	0,18	0,13	0,22
α	64,91	59,13	56,02	94,82	70,86	52,11	23,30	24,68	36,88	61,69	39,60	57,97	65,97	51,67

Примечание: $\alpha = \frac{(Na_2O + K_2O)^*}{SiO_2 - 43}$
 $SiO_2 - 15(Na_2O + K_2O) + Al_2O_3 + CaO + 2Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO$

серийный индекс по А. Ритману: $Sl = \frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + Na_2O + K_2O}$
индекс насыщения по Ю. М. Шейн-

вания по Х. Куно: $qz = \frac{MgO}{(Na_2O + K_2O + Al_2O_3 + CaO + 2Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) \cdot 100}$
индекс насыщенности по Ю. М. Шейн-

ману $alkal = Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$ содержание алюмоселочных окислов: $f_{ж} = \frac{f}{f + m}$ коэффициент железистости по Д. С. Штейнбергу

$F_{ж} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$ коэффициент железистости по А. А. Маракшеву: $M = \frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$ коэффициент магнези-

альности: $T = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 + MnO}{TiO_2} \cdot 100$ коэффициент титанности: $E = \frac{Al_2O_3}{(Na_2O + K_2O) + MgO} \cdot 100$ коэффициент щелочности: $\alpha = \frac{c}{a + c}$
коэффициент известковистости по Д. С. Штейнбергу.

Ап, где фигуративные точки составов пород всех фаций размещены в поле плагиоклаза, ближе к углу анортита. Положение фигуративных точек составов пород на тройных системах показывает, что они возникли в результате нормальной дифференциации и эволюции первичной толеит-базальтовой магмы.

Касаясь рудоносности рассматриваемой зоны следует отметить, что Сомалит-Гудурдагское рудное поле представлено двумя рудопроявлениями: Сомалитским медно-пирротиновым и Гудурдагским колчеданно-полиметаллическим, приуроченными к Главной Кавказской зоне разлома глубокого заложения (взброса-надвига).

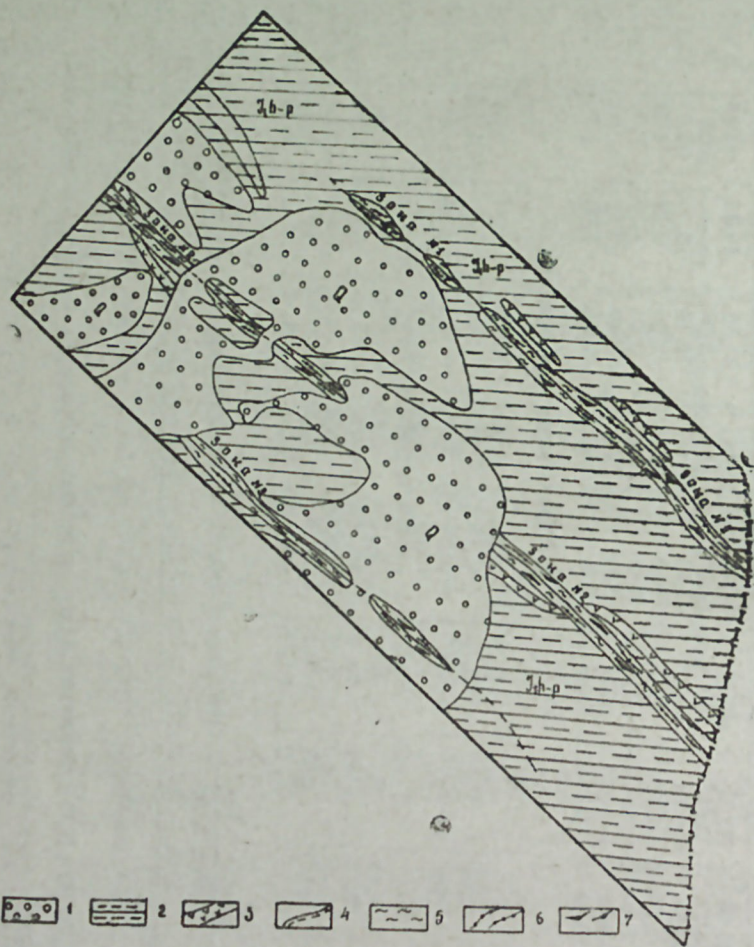


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Сомалитского проявления (с использованием материалов С. Б. Зульфугарова и др.) 1 — современные отложения; 2 — чередование глинистых сланцев с песчаниками; 3 — пластовые залежи и дайки диабазов и диабазовых порфиритов; 4 — разрывные нарушения; 5 — зоны сильно раздробленных, лимонитизированных и каолинитизированных пород; 6 — прожилково-вкрапленные медно-пирротиновые руды; 7 — массивные медно-пирротиновые руды.

Сомалитское проявление представлено разрывными нарушениями, приуроченными к осевым линиям складчатых структур. Проявление состоит из трех субпараллельных рудоносных зон (рис. 6) общекавказского направления с падением на северо-восток, под углом 45—60°. Рудоносные зоны, сложенные гидротермально-измененными породами, прослежены на значительном расстоянии и имеют четкообразную форму вследствие частых раздувов и пережимов. Оруденение здесь вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа, в основном, медно-пирротиновое с незначительным содержанием свинца и цинка, хотя местами встречаются гнездочки и линзочки руд массивного сложения. Сравнительно низкое содержание меди, цинка и свинца в рудоносных зонах, по-видимому, связано с окисленностью и выщелоченностью руд, о чем свидетельствует возрастание интенсивности оруденения с глубиной.

Гудурдагское проявление представлено разломами, являющимися опеляющими структурами Главной Кавказской зоны, сложенной сильно раздробленными, перемьятыми глинистыми сланцами. Проявление выражено четырьмя общекавказского направления субпараллельными рудоносными зонами (рис. 7) с падением на северо-восток, под углом 40—50°. Оруденение представлено кварцевыми и кальцитовыми жилами и прожилками с пирротин-сфалерит-халькопиритовой минерали-

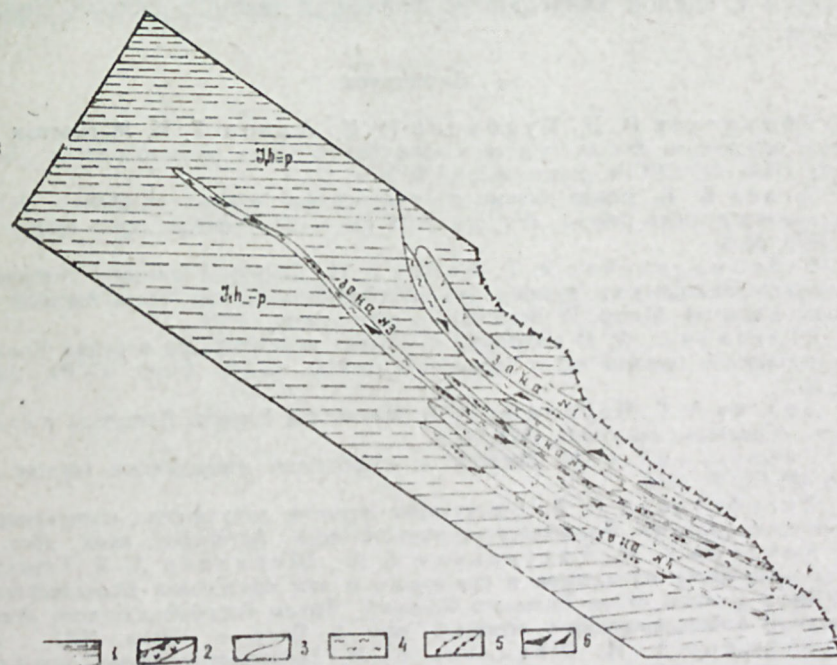


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Гудурдагского проявления (с использованием материалов С. Б. Зульфугарова и др.) 1 — чередование глинистых сланцев с песчаниками; 2 — габбро и габбро-диабазы; 3 — разрывные нарушения; 4 — зоны сильно раздробленных гидротермально-измененных пород; 5 — прожилково-вкрапленные медно-пирротиновые и полиметаллические руды; 6 — массивные медно-пирротиновые и полиметаллические руды.

зацией. Жилы и прожилки преимущественно приурочены к зальбандам даек, используя одну и ту же разрывную структуру. Отдельные интервалы рудных зон характеризуются густой сетью тонких прожилков сульфидов. Местами имеет место расщепление отдельных прожилков на более тонкие прожилки, пронизывающие боковые породы в различных направлениях.

В связи с пространственным тяготением оруденения к разрывным нарушениям, сильно раздробившим боковые породы, угловатые обломки последних оказались сцементированными прожилками сульфидов с образованием руд брекчиевидного облика.

Отдельные рудоносные зоны Гудурдагского проявления заметно отличаются друг от друга по количественным соотношениям основных рудослагающих минералов, что отчетливо наблюдается на примере первой и второй минерализованных зон Гудурдагского участка.

Если в первой зоне резко преобладает пирит, то во второй количество последнего заметно уменьшается, уступая пирротину, сфалериту и халькопириту. Однако в целом, как показывает приближенный минералогический подсчет, в рудах обычно доминирует пирротин, которому по масштабам развития подчинены пирит, сфалерит и халькопирит. В значительно меньшем количестве фиксируется галенит, а спорадически отмечается и арсенопирит.

Таким образом, резюмируя указанное, следует отметить, что руды Сомалит-Гудурдагского проявления по своему минеральному составу относятся к единой колчеданной формации южного склона Большого Кавказа.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев Г. И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). «Изв. АН СССР», серия геол., 1975, № 4.
2. Агаев В. Б. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белокаано-Закатальского рудного района. «Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова», серия геол.-географ. наук, 1976, № 3.
3. Байрамалибейли Э. Т., Алиев Г. И. Дайковый комплекс северной части Белокаано-Закатальского рудного района (Азербайджанская часть южного склона Большого Кавказа). Матер. IV Всесоюзного петр. совещ., 1969.
4. Велизаде С. Ф. О некоторых признаках метаморфизма в рудах Кацдагского месторождения (южный склон Большого Кавказа). «ДАН Азерб. ССР», 1974, т. XXXI, № 3.
5. Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. «Советская геология», 1971, № 2.
6. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
7. Зульфугаров С. Б. Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических залежей Филлизчайского рудного поля. Авторефер. канд. дисс. 1969.
8. Керимов Г. И., Григорьянц Б. В., Ширалиев А. Б. Структурные условия проявления магматизма и связанного с ним оруденения Белоканского рудного района (южный склон Большого Кавказа). Труды Азербайджанского отделения Всесоюзного минералогического общества, вып. 2. Баку, — «Элм», 1981.
9. Керимов Г. И., Ширалиев А. Б. Геолого-структурное положение и петрохимические особенности габбро-диабазовой формации южного склона Большого Кавказа (Азербайджанская ССР). «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1979, № 5.
10. Курбанов Н. К., Злотник-Хоткевичи др. Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения южного склона Большого Кавказа. На примере Филлизчайского месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, 1967.
11. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.

Н. И. Керимов, Э. Б. Ширалиев

БАЛАКАН—ЗАКАТАЛА ФИЛИЗ РАЈОНУ САМАЛИТ-ГУДУРДАГ ЗОНАСЫНЫН МАГМАТИЗМИ ВӘ ФИЛИЗЛИЛИЈИ (Бөјүк Гафгазын чәнуб этәкләри)

Мәгаләдә Самалит-Гудурдаг филиз зонасында јайылмыш магматик сүхурларынын гыса петрографик вә петрохимјәви тәсвири верилмишдир.

Ејни заманда һәмин зонаја дахил олан ики филиз тәзаһүрүнүн (Самалит вә Гудурдаг) там сәчијјәси верилмиш, дәринлик истигамәтиндә онларын перспективлији мүәјјән едилмишдир.

N. I. Kerimov, A. B. Shiraliyev

MAGMATISM AND MINERALIZATION OF SOMALIT-GUDURDAG ZONE OF BELOKAN-ZAKATALA METALLIFEROUS REGION (THE SOUTH SLOPE OF THE MAJOR CAUCASUS)

Somalit-Gudurdag ore-bearing zone in structural respect is timed to Centralcaucasian zone of deep-seated fracture and is arranged in Belokan-Zakatala metalliferous region, in water-divided part of Centralcaucasian range.

Terrigene deposits of gettang-plinstakh age, which are timed linearly in general caucasian direction as separate bands, take part in geological structure of discussed zone.

As to ore content of discussed zone it should be marked that Somalit-Gudurdag ore field is represented by two ore manifestations, Somalit coppery pyrrhotite and Gudurdag pyrite-polymetallic, timed to Centralcaucasian zone of deep seated fracture (thrust-faulted). Ore-bearing zones, consitituted of hydrothermal-modified rocks, are traced on the considerable distance and have lenticular form, owing to frequent pinches and swells. Ores of Somalit-Gudurdag manifestation concern united pyrite formation of the Major Caucasus on its mineral composition.

УДК 663.257:553.611.6 (574)

Т. Г. ГАДЖИЕВ, Н. В. МАМЕДОВА, Н. Г. АТАЕВА

О НЕКОТОРЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН СОМХЕТО-АГДАМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Азербайджан с многочисленными месторождениями и проявлениями бентонитовых глин, в числе которых крупное недавно разведанное Даш-Салахлинское месторождение бентонитов, является в этом отношении одной из самых перспективных республик Советского Союза.

Большое разнообразие свойств и состава бентонитовых глин определяет широкие возможности их использования в самых различных отраслях промышленности. В связи с этим весьма важно наряду с разведкой и поисками проведение больших исследовательских работ по качественной разбраковке с выдачей рекомендаций по эффективному их использованию в ряде важнейших производств. Это и послужило основанием для выбора объектов, на которых с 1962 по 1978 г. проводился широкий комплекс исследовательских работ. При этом количественный подбор определялся необходимостью получения качественной характеристики бентонитовых глин по различным генетическим типам и возрасту и, в основном, с учетом их промышленного значения.

Исследования проводились на более важных и представительных по масштабу месторождениях мелового возраста Сомхето-Агдамской зоны — на Даш-Салахлинском, Али-Байрамлинском, Каймахлинском.

Сомхето-Агдамская зона представляет собой мезозойскую сложно-построенную островную дугу и характеризуется тремя стадиями развития — начальной, зрелой и завершающей. Начальная стадия характеризуется развитием базальт-андезит-плаггиолипаритовой и базальт-андезитовой формаций, которые вместе с плигиогранитной образуют вулканоплутоническую ассоциацию. Формирование зрелой стадии в начале поздней юры началось накоплением вулканомиктовых и карбонатных фаций с образованием (кимеридж-неоком) вулканоплутонической ассоциации, объединившей базальт-андезит-дацитовую и габбро-диорит-гранодиоритовую формации.

Региональная тектоническая активность позднего мела вызвала заключительный импульс магматической активности. В это время сформировались вулканогенно-осадочные образования завершающей стадии развития островной дуги, охватывающей время от сеномана до верхнего сенона. Выделяются для этой стадии две вулканогенные формации: липарит-базальтовая и трахибазальтовая. Первая получила наибольшее развитие и имеет в эффузивной фации преимущественно основной состав. Кислые дифференциаты представлены в пирокластической и субвулканической фациях. Лавовые потоки для них не характерны. Для формации характерно слоистое сложение и ассоциация с терригенными, вулканомиктовыми и карбонатными фациями. Таким образом, в пределах зоны позднемеловой вулканизм раз-

вивался в субмаринных условиях в остаточных прогибах и в соответствии с латеральной и временной зональностью островных дуг отличался общей щелочностью с повышенным содержанием калия.

Магматизм завершающей стадии развития островной дуги сопровождается определенным набором полезных ископаемых. К собственно эндогенным образованиям принадлежат и крупные скопления бентонитов — Даш-Салахлинское и Ханларское, приуроченные к кальдерным вулканотектоническим структурам.

Даш-Салахлинское месторождение бентонитовых глин приурочено к осевой части одноименной атиклинальной складки и представлено двумя участками — Южным и Центральным. Первый расположен на юго-западном крыле складки, а второй на северо-восточном. Некоторые исследователи в пределах Центрального участка еще выделяют так называемый Северный, по существу представляющий собой фланг рассматриваемого участка. Месторождение сложено отложениями коньяк-сантона и кампана и покрыто современными отложениями, мощность которых довольно изменчива. Бентонитовые глины залегают в пачке пирокластических пород и биотитовых альбитизированных андезитодацитов. Они высококоллоидальны (90—100), обладают высокими обменными катионами — 64,8—83,8 мг·экв на 100 г сухой глины. Обменный комплекс представлен щелочными катионами 45,25—52,40 мг·экв.

Али-Байрамлинское месторождение находится в 1,5—2,0 км к югу от с. Али-Байрамлы и сложено из верхнеконьяк-сантонских бентонитизированных туфов, туфов андезитового и андезито-дацитового состава с подчиненным развитием в разрезе пластов известняка. Они слагают моноклиналиную структуру, падают на север, северо-восток под углом 20—25° и осложнены мелкими нарушениями сбросового и сбросово-сдвигового характера. Али-Байрамлинское месторождение представлено северным и южным участками. Представляют промышленный интерес бентониты северного участка, которые по физико-химическим свойствам идентичны даш-салахлинским бентонитам.

Общий обменный комплекс бентонитовых глин Али-Байрамлинского месторождения достигает 57,2—77,2 мг·экв, в среднем 68,44 мг·экв, причем обменный комплекс представлен щелочными катионами — 34,03—69,20 мг·экв, в среднем 42,59 мг·экв на 100 г глины.

Каймахлинское месторождение бентонитовых глин расположено в 10 км к северо-западу от с. Каймахлы. Месторождение представлено серией пластов бентонитовых глин, переслаивающихся плитчатыми мелоподобными известняками, мергелями, андезито-дацитовыми туфами, туфопесчаниками коньяк-сантонского яруса, падающими на северо-восток под углом 22—25°, что затрудняет его эксплуатацию.

В отличие от указанных месторождений Каймахлинские бентониты грубодисперсные.

Суммарная емкость обмена составляет в среднем 64,8 мг·экв, варьируя в пределах 62,5—70,2 мг·экв, в обменном комплексе преобладают щелочные катионы, содержание которых достигает в среднем 35,44 мг·экв, пределы вариации 30,4—37,1 мг·экв на 100 г глины.

Ханларское месторождение расположено в 1,5—2 км к востоку от гор. Ханлар. Месторождение приурочено к г. Китахдаг, протяги-

вающейся в виде гряды меридионального направления и называемой «мыльным хребтом» (в связи с моющими свойствами полезного ископаемого). В данной работе это месторождение не рассматривается в виду того, что месторождение давно разрабатывается и запасы его иссякли.

Физико-химические свойства бентонитовых глин

Изучение химического состава бентонитовых глин показало, что для них характерно содержание SiO_2 до 60%, Al_2O_3 до 15%, H_2O до 6%, ППП до 10%. Содержание окислов железа колеблется от 1,26 до 2,67%. Необходимо отметить, что окислы железа в главной массе входят в кристаллическую решетку минерала монтмориллонита. Известно, что для монтмориллонитовых глин характерно отношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3 = 4$ и больше. Для исследованных нами глин молекулярное соотношение SiO_2 и R_2O_3 больше 4 и находится в пределах от 5,85:1 до 7,55:1. Сопоставляя наши данные с данными что соотношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ по нашим данным для глин Сомхето-Агдамской зоны больше, чем у гумбрина.

Для сравнения приводятся данные химического анализа бентонитовой глины (гумбрин), которая служила эталоном (табл. 1).

Таблица 1

Окислы, вес. %	Месторождение				
	Даш-Салахлинское	Али-Байрамлинское	Каймахлинское	Гумбрин*	Ханларское**
SiO_2	57,86	58,52	61,19	56,06	55,69
TiO_2	0,53	0,50	0,64	0,31	следы
Fe_2O_3	2,67	1,26	1,96	3,35	4,12
Al_2O_3	15,06	12,35	15,16	14,78	16,58
CaO	4,40	7,61	5,54	2,86	6,00
MgO	2,10	2,66	2,31	2,61	1,93
K_2O	0,25	1,23	1,78	—	—
Na_2O	2,75	1,61	3,31	1,50	1,98
SO_2	0,81	1,17	1,20	0,56	6,07
H_2O	4,78	2,57	5,59	—	12,67 при 100
П. П. П.	8,51	10,54	2,74	6,9	8,29
Σ	99,7	100	100,41	—	111,66
$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	5,85	7,55	6,25	5,62	4,93
Кол-во анализов	35	40	26	—	—

* Заимствовано из работ А. А. Твалчрелидзе (1941)

** Заимствовано из работ З. Г. Зульфугарова

Высокое значение отношения $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ в глинах Сомхето-Агдамской зоны является признаком их хорошей отбеливающей способности (И. Д. Седлецкий, 1941).

Исследование общей емкости обмена и состава обменного комплекса глин и pH их суспензий

Общая емкость обмена и состав поглощенных катионов являются важными величинами, характеризующими природу и свойства глинистого сырья. Результаты по составу катионов и суммарной емкости обмена бентонитовых глин представлены в табл. 2.

Таблица 2

Месторождение	Кол-во анализов	Емкость, мг. экв./100 г глины		
		$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	$\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$	суммарная
Даш-Салахлинское	35	50,37	25,60	75,97
Али-Байрамлинское	40	42,59	25,85	68,44
Каймахлинское	26	35,44	29,36	64,80
Гумбрин	—	3,00	59,00	102,00
Аскангель	—	—	—	80,00

В состав обменных катионов исследуемых глин входят преимущественно $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, что в сильной степени определяет особые тиксотронные свойства этих бентонитов в отличие от гумбрина, у которого преобладают обменные $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$.

Таблица 3

Глина	pH	Содержание окислов в минерале, %			
		CaO	MgO	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	сумма окислов
Гумбрин*	6,60	2,10	3,62	0,72	6,48
Аскангель	8,65	1,26	2,14	2,60	6,00
Даш-Салахлинская	9,20	4,40	2,10	3,00	9,60
Али-Байрамлинская	9,00	7,60	2,66	2,83	13,09
Каймахлинская	8,80	5,54	2,31	5,08	12,93

Причина различных значений pH суспензий глинистых минералов заключается не в количестве окислов, входящих в состав кристаллической решетки того или иного минерала, а в природе поглощенного иона и наличия в суспензии растворимых солей. Так, аскангель при pH 8,65 содержит 6% щелочных и щелочноземельных окислов (см. табл. 3), в то время как гумбрин при таком же и даже большем количестве окислов имеет меньший pH — 6,6. Это также подтверждается на исследованных глинах Казахского прогиба. Даш-Салахлинский бентонит при pH 9,2 содержит 9,6% окислов, а Каймахлинский бентонит при большом количестве окислов (12,93%) имеет меньший pH — 8,8.

Гранулярный состав бентонитов.

Бентонитовые глины исследованных месторождений, как и бентониты лучших месторождений СССР, состоят более чем на 80% из частиц размером менее 0,01 мм. Содержание коллоидных и предколлоидных фракций размером менее 0,001 мм в них колеблется от 33,02 до 68,32%. Для сравнительной характеристики в табл. 4 приведены результаты гранулярного состава некоторых глин месторождений СССР.

Основные направления использования азербайджанских бентонитов

Нефтеперерабатывающая промышленность. Объектом испытания отбеливающей способности глин служили заводские кислые масла,

вырабатываемые нефтеперерабатывающими заводами им. XXII съезда КПСС и им. Караева, следующих марок: 1 — машинное масло «Су», 2 — автол-10, 3 — дизельное масло ДС-11, 4 — остаточное масло МК.

Таблица 4

Размеры частиц, мм, содержание, %	Месторождение					
	Даш-Салахлинское	Али-Байрамлинское	Каймаклинское	Асканское Груз. ССР	Огланлинское Туркмен. ССР	Черкасское Укр. ССР
>0,25	0,56	0,40	6,22	1,93	1,31	0,01-1,93
0,25-0,05	8,70	12,33	33,38	2,74*/4,38	0,77*/0,94	0,1-3,78**
0,05-0,01	10,40	10,40	18,40	11,20	4,65	0,03-2,22
0,01-0,005	12,70	13,12	6,80	15,07	10,69	24,0-30,0
0,005-0,001	17,30	18,40	15,04	8,41	37,42	67,25-
<0,001	50,74	45,35	20,24	58,60	44,99	75,19
<0,01	80,74	76,87	42,00	—	—	—
После обработки 4. % нм раствором пирофосфата натрия	0,25	0,45	0,40	5,14	—	—
	0,25-0,05	2,30	2,18	30,70	—	—
	0,05-0,01	5,10	6,69	—	—	—
	0,01-0,005	3,65	5,25	20,72	—	—
	0,005-0,001	20,18	20,18	10,42	—	—
	0,001	68,32	—	—	—	—
	0,01	92,15	65,35	33,02	—	—
			90,73	64,16	—	—
Кол-во анализов	35	40	26	—	—	—

* Размер, мм, в числителе 0,25—0,10, в знаменателе 0,01—0,05.

** Размер, мм, в числителе 0,25—0,10, в знаменателе 0,10—0,01.

Эталоном для оценки отбеливающей способности испытываемых глин служило масло, отконтрактованное естественным эталонным образцом гумбрином в условиях, установленных для оптимального режима контактирования данного масла. Результаты исследований представлены в табл. 5.

В активированном состоянии коэффициент обесцвечивания исследованных бентонитов превышает величину обесцвечивания естественного гумбрина в 4—6 раз.

Таблица 5

Глины и их месторождения	Коэффициент обесцвечивания							
	машинное масло *Су.		Автол-10		Дизельное масло ДС-11		Остаточное масло МК	
	ест.	акт.	ест.	акт.	ест.	акт.	ест.	акт.
Даш-Салахлинское	1,2	5,6	1,33	5,36	1,1	4,8	1,5	6,0
Али-Байрамлинское	1,2	5,2	1,2	5,36	1,1	4,8	1,3	6,0
Каймаклинское	0,85	4,0	0,60	4,0	0,8	4,0	0,67	3,0
Гумбрин	1,0	—	1,0	—	1,0	—	1,0	—

Нефтедобывающая промышленность. Оценку пригодности бентонитовых глин Казахского прогиба для приготовления буровых растворов производили по ТУ-74. Результаты исследований эксплуатационно-технологических параметров и реологических свойств бентонитов представлены в табл. 6.

Таблица 6

Показатели глинистых суспензий	Даш-Салахлинское (35)	Али-Байрамлинское (40)	Каймаклинское	
			до статического отмучивания	после статического отмучивания
Удельный вес, г/см ³	1,05—1,06	1,05—1,06	1,09	1,05—1,07
Водоотдача, см ³	15—17	17	16	12—15
Толщина корки, мм	1,0—1,5	1,0—2,0	1,5	1,0—2,0
% песка и недиспергирован, частиц	0,8—1,2	0,0—1,0	8,7	3,3
Отмытый песок %	0,2—0,6	0,0—1,0	5,24	2,5
Отстой, %	0,000	0,000	0,003	0,001—0,002
Стабильность г/см ³	0,000	0,000	0,000	0,000
P ₁ -P ₁₀ , мг/см ²	63,4—67,1	75,44—49,7	58,56—66,0	25,6—46,4
P _{к2} , дин/см ²	51,5—58,3	51,5	74,65	50,2
г ^х _т 10 ⁻³	8,0—10,5	5,0	9,0	10,0
$\frac{P_{k2}}{g_{tm}} \cdot 10^3 \text{ сек}^{-1}$	5,5—6,4	10,3	8,2	5,02
Выход раствора из 1г глины, м ³	10,5—12,6	10,5—12,6	7,00	9,0—12,6

Установлено, что: а) бентонитовые глины изученных месторождений в природном виде по своим эксплуатационным и реологическим свойствам удовлетворяют требованиям ТУ-74 на глинопорошки и могут быть рекомендованы для приготовления буровых растворов при бурении на нефть и газ; б) наиболее перспективными и качественными для этих целей являются бентониты Даш-Салахлинского и Али-Байрамлинского месторождений.

Примечание: вязкость по воронке для всех показателей равна

$$T \frac{100}{500} = 25 \text{ сек.}$$

Строительная промышленность. Ввиду низкого интервала вспучивания глин возникла необходимость применения корректирующих добавок, активизирующих вспучивание глин. В качестве такой добавки был использован отработанный гумбрин в виде отходов после контактной очистки нефтемасел (Н. Г. Атаева, 1971).

Результаты этих исследований представлены в табл. 7, данные которой показывают, что: а) из бентонитовых глин изученных районов получается керамзит, интервал вспучивания которого составляет 75—80°C; б) оптимальная температура вспучивания для получения качественного керамзита находится в пределах 1080—1180°C; в) коэффициент вспучивания в лабораторных условиях от 3 до 5; г) по величине механической прочности при сжатии и водопоглощении керамзитовый гравий отвечает требованиям ГОСТа 9759-76.

Таблица 7

Технологические условия обжига	Даш-Салахлинское	Али-Байрамлинское	Каймахлинское
	Глиняные цилиндрики		
Вид образца			
Влажность образца перед обжигом, %	10—12	10—12	10—12
T, °C	1080—1160	1100—1180	1100—1180
Продолжительность, мин.	10	10	10
Объемный вес, г/см ³	0,420—0,452	0,540—0,570	0,633—0,650
Кэфф. вспуч.	4,5—5,0	4,3—4,5	4,0—4,2
% водопогл.	12,3—14,2	11,3—12,5	12,3—14,2
Интервал вспуч.	80	80	80
Прочность кг см ²	по ГОСТу 9759—76	.	.

Примечание: количество добавки 1% к весу сырья

Пищевая промышленность. Из всех перспективных областей бентонитовых глин Казахского прогиба наибольший интерес для промышленности представляет Даш-Салахлинское с крупными запасами бентонитового сырья. В силу этого изучение адсорбционной рафинации масел проводили на природных и активизированных бентони-

тах указанного месторождения. Объектом исследования явилось хлопковое масло, полученное с масложирового завода г. Кировабада. Первая серия опытов была проведена с глинами в естественном виде (без активирования). Масло с активированными глинами отбеливалось также, как с сырыми. Активирование глины проводили серной кислотой. В табл. 8 представлены результаты по изучению отбеливающей способности неактивированных глин на хлопковом масле. В табл. 9 — отбеливание хлопкового масла активированными глинами.

Из табл. 8, 9 видно, что очищенное природными бентонитами хлопковое масло не удовлетворяет требованиям ГОСТа 1128-55, а активированные бентониты имеют высокую отбеливающую способность и могут с успехом использоваться взамен импортируемого сырья.

Таблица 8

Глина	Место отбора пробы	Кол-во глины, %	Цвет масла после отбеливания, кр. ед.	Фактор отбели	% обесцвечивания
Даш-Салахлинская	Центральный участок	4	26	1,4	29,7
	Южный участок	4	26	1,4	29,7

Примечание: масло до отбеливания имело цвет 37 красных единиц.

Таблица 9

Глина	Место отбора пробы	Цвет масла после отбеливания, кр. ед.	Фактор отбели	% обесцвечивания	Маслоемкость, %
Даш-Салахлинская	Центральный участок	15,5	2,38	58,5	40,5
	Южный участок	14,0	2,64	62,0	40,2

Примечание: масло до обесцвечивания имело цвет 37 красных ед.

Таким образом, Даш-Салахлинское месторождение бентонитовых глин может служить базой для организации производства активированной продукции для нужд нефтеперерабатывающей, нефтехимической, масложировой и других отраслей промышленности.

Литература

1. Ализаде А. А. Залежи бентонитовых глин в районе с. Даш-Салахлы, «ДАН Азерб. ССР», 1962, т. 18, № 4.
2. Байрамбейли Э. Т., Атаева Н. Г., Гасумов М. Я. Химико-технологические свойства бентонитовых глин Казахского прогиба и перспективы использования их в народном хозяйстве Азербайджана. Материалы VIII Всесоюзного пленума по исследованию и использованию глин СССР. Баку, «Элм», 1970.

3. Зулфугаров З. Г. Исследование физико-химических свойств и отбеливающей способности глины месторождений Азербайджана и гумбринна. Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.

4. Сеидов А. Г., Ализаде Х. А. Минералогия и условия образования бентонитовых глин Азербайджана. «Эли», 1970.

5. Сидорович Н. М., Крылов М. Ф., Орловский Ю. И., Авсюкевич Е. Н. Возможность получения пористых заполнителей из аргиллитов и легких бетонов на их основе. «Строительные материалы», 1978, № 1.

Т. Н. Начыев, Н. В. Маммадова, Н. Г. Атаева

**САМХЕТ—АГДАМ СТРУКТУР—ФОРМАСИЈА
ЗОНАСЫНДАКЫ БЕТОНИТ СИЛЛЭРИНДЭН ИСТИФАДЭ
ОЛУНМАСЫНЫН БЭЗИ ИСТИГАМЭТЛЭРИ ЫАГГЫНДА**

Бурада Самхет-Агдам зонасындакы бетонит силлэринин физики-химикэви тэдгиги вэ онлардан нефт маһсулларынын азалдылмасында истифаде олунмасынын эсас истигамэтлэри көстэрилди. Бу иллэрдэн һәмчинин сәнајенин јејинти вэ тикинти кими саһэлэринде истифаде олуна билэр.

T. N. Nadjiev, N. V. Mamedova, N. G. Ataeva

**ON SOME FIELDS OF EMPLOYMENT OF BENTONITIC CLAY FROM
SOMKHETO-AGDAM STRUCTURAL-FORMATIONAL ZONE**

The results of physico-chemical investigations of bentonitic clay and its indices, the principal fields of their employment and the bleaching properties relative to oil-products are considered.

Bentonites of Somkheto-Agdam zone may be employed in construction, food and some other branches of industry.

АЗЭРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ
Јер елмлэри серијасы, 1982, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1982, № 4

УДК 552.11(479—11):311

Г. В. МУСТАФАЕВ, М. А. МУСТАФАЕВ

**СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ
ОСОБЕННОСТЕЙ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)**

Открытие крупных колчеданных месторождений в пределах южного склона Большого Кавказа значительно усилило интерес к геологии этого перспективного региона, представляющего собой терригенную геосинклиналь, выполненную преимущественно ниже-среднеюрскими песчано-глинистыми и верхнеюрско-меловыми флишевыми и карбонатными отложениями, характеризующимися сильной дислоцированностью и наличием магматических комплексов согласно складчатости вмещающих пород. В процессе изучения рудообразования большое внимание уделяется магматическим комплексам как источникам рудного вещества. Однако в вопросе формирования магматических комплексов существует большая дискуссионность, обусловленная сложностью геологического положения, приуроченностью их к зонам долгоживущих региональных разломов и фаунистически слабо датированным терригенным отложениям, интенсивному метаморфизму, потерями радиогенного аргона, искажающего результаты геохронологических исследований калий-аргоновым методом и т. д.

Так, по данным ряда исследователей [1, 4] магматические породы подразделяются на ряд комплексов ниже-среднеюрского возраста. Другая группа исследователей [3, 12, 13] указывает, что внедрение магматических пород происходило в юрскую и третичную эпохи.

По абсолютному возрасту пород [5, 11] выделяется верхнеюрский магматический комплекс, представленный диорит-порфиритами и плагиогранитами. При этом отмечается занижение данных возраста ввиду потери радиогенного аргона и последующей обработки пород гидротермальными растворами. Отмечается [6] омоложение ряда разломов, которое отражается на петрографическом составе и петрохимических особенностях пород. Так, если Главнокавказский разлом характеризуется основным составом магматических пород, то в южнее расположенных параллельных разломах (Кехнамаданский и др.) сосредоточены средние и кислые образования.

Согласно [11] внедрение магматических комплексов основного и кислого составов произошло в единый тектоно-магматический этап в поздней юре, возможно, в мелу.

На водораздельной части Главного хребта в верховьях р. Мазымчай, Белоканчай, Ахтычай выступает группа интрузивных тел (Ахвай-Хурайский, Коледжский, Диндидагский, Сомалитский, Гутонский и др.), представленных наряду с габбро-диабазами, долеритами, также др., представленных наряду с габбро-сиенитами и др., которые по абсолютному возрасту согласно [2, 8] соответствуют не юрскому или

третичному, а верхнемеловому возрасту и характеризуют постинверсионный этап геологической истории Большого Кавказа.

Таким образом, согласно геологическому положению и геохронологическим определениям на Восточном Кавказе можно выделить следующие магматические комплексы: тоар-нижнеааленский и аален-байосский габбро-диабаз-гранодиорит-порфиновый и верхнеюрский габбро-диабаз-плагиогранит-порфиновый, представленный контрастной серией магматических пород. Субщелочные интрузивы, как отмечено выше, рядом исследователей относятся к верхнему мелу.

В настоящей статье авторы на основании фактических материалов и литературных данных по геологии и петрохимии магматических комплексов южного склона [1, 5, 6, 7, 13], а также обобщая литературные данные по магматизму южного Дагестана в пределах центрального поднятия [2, 3, 4, 8, 10, 11, 12] мегаантиклинория Большого Кавказа, обратились к методам математической статистики с целью установить: 1) какова общность или различия в химизме разновозрастных магматических комплексов; 2) подтверждается ли многоэтапность внедрения выделенных магматических комплексов и 3) являются ли комагматичными основные и кислые магматические образования района.

Для характеристики петрохимических свойств пород пересчитаны числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, коэффициент железистости (F), индекс затвердевания (SL) по Х. Куно, щелочноизвестковый индекс по Пикоку (K_p) и Х. Куно (K_k), коэффициенты родства (σ) по Ритману, глиноземистости (A) по Кутолину, кварцевое число по Ниггли (qz) и др. Силикатные анализы были подвергнуты статистической обработке по программе «статистика» и «корреляция» на ЭВМ в Институте геологии АН Азербайджанской ССР, по которым вычислялись средние содержания (\bar{X}), дисперсия (S^2), коэффициенты вариации (V), асимметрии (A) и эксцесса (E) породообразующих окислов по каждой формации, проверялась нормальность распределения по $\sigma_A = \sqrt{6/n} \leq 3$ и $\sigma_E = \sqrt{24/n} \leq 3$ [9]. Сравнение химизма пород всех формаций по выбранным петрохимическим показателям (\bar{X}, S^2) проводилось по t -критерию Стьюдента и F -критерию Фишера при 95 и 99% доверительном уровне.

Для выяснения характера связи между породообразующими окислами проведена парная корреляция по каждому признаку. При этом коэффициенты корреляции вычислялись по процентным величинам химического анализа, без пересчета его на безводные составы. Связь между окислами считалась существенной, если вычисленные коэффициенты корреляции оказывались больше табличной при 95 и 99% доверительном уровне.

Петрохимические исследования показали, что породы юрских магматических комплексов характеризуются неодинаковой тенденцией изменения концентраций петрогенных окислов во времени — от древних (тоар-нижнеааленский) к молодым (верхнеюрским) образованиям, как среди основных, так и кислых пород [1, 7].

В основных породах всех комплексов от тоар-нижнеаалена до верхней юры постепенно увеличивается количество SiO_2 (48,35—51,27%), уменьшается Fe_2O_3 (2,73—1,47%). Количество MgO и CaO от тоар-нижнеаалена к аален-байосу сначала увеличивается (6,50—7,88% и 8,68—9,85%, соответственно), а затем в верхнеюрское время убыва-

ет (7,08—5,66% и 9,85—6,36%, соответственно). Изменения концентраций петрогенных окислов во времени наиболее отчетливо проявлены в кислых породах. В наиболее поздних во времени продуктах возрастает количество SiO_2 (69,14—74,88%), Al_2O_3 (12,14—13,39%) и K_2O (1,06—1,99%), количество же Fe_2O_3 (2,14—0,49%), FeO (4,67—2,18%), MgO (2,53—0,61%) и Na_2O (3,19—2,34%) уменьшается.

Фемический параметр « v » по А. Н. Заварицкому в основных породах тоар-нижнеааленского комплекса изменяется в пределах 19,8—35,4, а в кислых породах — 8,1—22,5. Значения этого параметра для пород аален-байосского габбро-диабаз-гранодиорит-порфинового комплекса относительно завышены: 25,5—35,5 — в спилит-диабазы; 18,9—38,5 — в габбро-диоритах; 5,2—26,9 — в гранодиоритах, липаритах, а в породах верхнеюрской габбро-диабаз-плагиогранит-порфинового комплекса занижены: 7,3—29,0 — в основных и 6,5—10,9 в кислых породах. Возрастание значения « $a:c$ » от основных к кислым породам, а также от ранних к поздним комплексам показывает на уменьшение аюртитовой молекулы в составе плагиоклазов.

Таблица 1

Средние содержания и дисперсия распределения породообразующих окислов в магматических комплексах Восточного Кавказа (Большой Кавказ)

Окислы	Статистика	Верхнеюрский габбро-диабаз-плагиогранит-порфиновый комплекс		Аален-байосский габбро-диабаз-гранодиорит-порфиновый комплекс		Тоар-нижнеааленский габбро-диабаз-гранодиорит-порфиновый комплекс			
		I (11)	II (3)	III (2)	IV (57)	V (II)	VI (11)	VII (19)	VIII (15)
SiO_2	\bar{X}	51.27	74.88	48.05	48.80	68.55	47.86	48.84	69.14
	S^2	12.62			8.54	14.84	4.83	2.43	26.51
TiO_2	\bar{X}	1.44	0.50	1.46	1.51	0.49	1.70	1.41	0.56
	S^2	0.43			1.13	0.05	0.44	0.16	0.11
Al_2O_3	\bar{X}	15.11	13.39	15.81	15.37	15.51	15.89	15.16	12.14
	S^2	2.43			8.34	5.07	4.11	3.44	6.32
Fe_2O_3	\bar{X}	1.47	0.49	2.05	3.01	1.13	2.72	2.74	2.14
	S^2	0.43			2.44	0.66	1.88	1.86	5.40
FeO	\bar{X}	8.95	2.18	7.18	7.38	3.06	8.46	8.24	4.67
	S^2	6.32			5.35	0.60	4.49	3.41	7.27
MnO	\bar{X}	0.17	0.05	0.21	0.17	0.05	0.08	0.14	0.08
	S^2	0.01			0.01	0.007	0.01	0.01	0.004
MgO	\bar{X}	5.66	0.61	6.50	7.66	1.48	6.42	6.76	2.59
	S^2	9.51			9.92	0.75	5.57	1.35	3.96
CaO	\bar{X}	6.86	1.51	11.25	8.45	1.93	17.70	9.67	1.73
	S^2	8.79			7.13	1.30	3.60	2.18	0.92
Na_2O	\bar{X}	2.49	2.34	2.15	2.33	4.15	3.40	2.24	3.19
	S^2	0.60			0.77	2.87	1.15	0.45	2.39
K_2O	\bar{X}	0.47	1.99	0.72	0.68	1.56	0.43	0.38	1.06
	S^2	0.11			0.49	1.53	0.22	0.21	0.65

Примечание: I, IV, VII—габбро-диабазы; III, VI—спилит-диабазы, II—плагиогранит-порфиры; V, VIII—гранодиорит порфиры и гранит-порфиры; \bar{X} —средние содержания, S^2 —дисперсии распределения. В скобках дано количество анализов.

На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого вариационные кривые основных пород всех комплексов пространственно сближены и образуют единое поле их развития в области значения «*v*»=16—37 и *a*=5—15. Эти особенности основных пород, по-видимому, показывают на их генетическую общность. Кислые породы резко отличаются от основных пород. Их вариационные кривые на векторной диаграмме образуют оборотные поля, оторванные от поля основных пород, что, по всей вероятности, свидетельствует о генетической самостоятельности кислых образований.

При определении принадлежности изучаемых пород к производным того или другого типа родоначальной магмы использованы методиче-

Таблица 2

Критерии различия по *t*=Стьюденту и *F* = Фишеру пород магматических комплексов Восточного Кавказа (Большой Кавказ)

Типы пород	Не отличаются	Отличаются	Не отличаются по <i>t</i> , отличаются по <i>F</i>	Не отличаются по <i>F</i> , отличаются по <i>t</i>
I—IV	SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, MgO, CaO, Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	—
I—V	Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃	TiO ₂ , FeO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O	—	—
I—VI	SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O	—	—	—
I—VII	TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, Na ₂ O, SiO ₂ , K ₂ O	Fe ₂ O ₃ , CaO	MgO	—
I—VIII	Na ₂ O	TiO ₂ , CaO, K ₂ O	Al ₂ O ₃ , FeO, MgO	Fe ₂ O ₃
IV—V	Al ₂ O ₃	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O	—	—
IV—VI	SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO, CaO, K ₂ O	—	Na ₂ O	—
IV—VII	Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO, Na ₂ O, K ₂ O	CaO	SiO ₂ , TiO ₂ , MgO	—
IV—VIII	Fe ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O	TiO ₂ , MgO, CaO	—	Al ₂ O ₃ , FeO
V—VI	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O	TiO ₂ , FeO, MgO, CaO, K ₂ O	—	Fe ₂ O ₃
V—VII	Al ₂ O ₃	TiO ₂ , FeO, Na ₂ O, K ₂ O	—	Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO
V—VIII	SiO ₂ , TiO ₂ , CaO, Na ₂ O, K ₂ O	FeO	Fe ₂ O ₃ , MgO	Al ₂ O ₃
VI—VII	SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO, K ₂ O	—	CaO	Na ₂ O
VI—VIII	Fe ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O	TiO ₂ , CaO	—	Al ₂ O ₃ , FeO, MgO
VIII—VIII	Fe ₂ O	MgO, Na ₂ O, K ₂ O	—	TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, CaO

Примечание: I—VIII—то же, что на табл. 1.

ские приемы А. Миасиро, В. А. Кутолина, Ю. Шейнманна. Во всех случаях обнаруживаются различные петрохимические особенности основных и кислых серий пород, указывающих на отсутствие единого дифференцированного ряда среди пород каждого разновозрастного магматического комплекса. Основываясь на вышеуказанных методических приемах, можно предположить, что основные породы являются производными глубинной толентовой, а кислые — коровой известково-щелочной магмы.

Статистические оценки распределения породообразующих окислов в магматических комплексах Восточного Кавказа приводятся в табл. 1. Сопоставление составов рассматриваемых пород с помощью критериев *t*-Стьюдента и *F*-Фишера (см. табл. 2) выявило следующее:

1. Все основные породы (габбро-диабазы, спилит-диабазы и др.) между собой не имеют статистически существенных отличий ни в содержании, ни в дисперсии содержаний SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, Na₂O и K₂O. Статистически достоверные различия в них устанавливаются по содержанию и дисперсии только Fe₂O₃ и CaO. Аален-байосские и тоар-нижнеааленские габбро-диабазы отличаются лишь по дисперсии содержаний SiO₂, TiO₂ и MgO.

2. По SiO₂, TiO₂, CaO, Na₂O и K₂O статистических различий ни в содержании, ни в дисперсиях содержаний между кислыми породами тоар-нижнеааленского и аален-байосского габбро-диабаз-гранодиорит-порфирикового комплексов нет. Статистические различия между ними устанавливаются по содержанию и дисперсии FeO. Кислые породы тоар-нижнеааленского габбро-диабаз-гранодиорит-порфирикового комплекса по сравнению с аален-байосским богаче Fe₂O₃, MgO и беднее Al₂O₃.

3. При сопоставлении основных и кислых пород региона выявляются большие различия в средних содержаниях и дисперсии породообразующих окислов. Так, по содержанию и дисперсии содержаний FeO, MgO, CaO и TiO₂ основные и кислые породы надежно различаются даже при 99%-ном доверительном уровне, а по Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O и K₂O рассматриваемые породы в одних случаях относятся к тождественным, а в других — статистически различным образованиям.

Не останавливаясь подробно на анализе химизма разновозрастных основных и кислых магматических комплексов, можно отметить, что каждый из них имеет свои индивидуальные и отличительные особенности, наличие которых подтверждается проверкой гипотез среднего содержания по критерию *t*-Стьюдента и *F*-Фишера, что подтверждает высказанные положения о генетической тождественности рассматриваемых основных пород и самостоятельности кислых образований. Этот тезис подкрепляется и корреляционным анализом. Среди основных образований эволюция состава с увеличением содержания SiO₂ происходит в основном в направлении уменьшения содержаний FeO, CaO, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO и повышения — FeO. Содержание CaO в тоар-нижнеааленских спилит-диабазе и габбро-диабазе имеет близкое значение, а в тоар-нижнеааленских спилит-диабазе и габбро-диабазе содержание CaO различается по критерию Фишера. Поведение щелочей для каждой группы основных пород имеет различный характер.

Так, в тоар-нижнеааленских спилит-диабазе по мере увеличения SiO₂ происходит постепенное уменьшение, а в габбро-диабазе

— увеличение содержаний Na_2O и K_2O , причем в обоих случаях содержание Na_2O изменяется более интенсивно ($r_{\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}} = -0,690 + 0,872$ соответственно), чем содержание K_2O ($r_{\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}} = -0,132$ и $+0,293$ соответственно).

В процессе становления аален-байосских и тоар-нижнеааленских кислых магматитов в направлении раскисления пород происходит постоянное уменьшение FeO и MgO ($r_{\text{SiO}_2-\text{FeO}} = -0,324$ и $r_{\text{SiO}_2-\text{MgO}} = -0,545$ — в аален-байосских и $r_{\text{SiO}_2-\text{FeO}} = -0,444$ и $r_{\text{SiO}_2-\text{MgO}} = -0,362$ — в тоар-нижнеааленских кислых породах). Содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O в аален-байосских и Fe_2O_3 , CaO , K_2O в тоар-нижнеааленских кислых породах с возрастанием SiO_2 испытывают увеличение. Таким образом, корреляционным анализом также устанавливается, что основные и кислые породы характеризуются своими индивидуальными петрохимическими особенностями, которые свидетельствуют о разной формационной принадлежности и следовательно о формировании этих образований в различных геодинамических условиях и из различных магматических очагов.

Следует отметить, что в литературе имеются сведения о том, что кислые и основные магматические образования южного склона Большого Кавказа являются производными единой толеитовой-базальтовой магмы [7]. Нашими геолого-петрологическими исследованиями устанавливается автономность кислых и основных вулканических комплексов. Во-первых, в современном эрозионном срезе южного склона Большого Кавказа (участки Большой Сомалит, оз. Халахел, Диндидагский перевал и др.) удается наблюдать трех-, четырех-, а иногда пятикратное чередование силлов основных и кислых пород и во всех случаях контакты между ними четкие и резкие. Изучение взаимоотношений этих образований указывает на более молодой возраст силлов кислого состава. Это подтверждается также данными абсолютного возраста пород. Так, по данным [5] на южном склоне Большого Кавказа выделяются пять возрастных групп интрузивов, где основные (184 и 162 млн. лет) и кислые (142 млн. лет) породы оторваны более чем на 20 млн. лет. Учитывая степень гидротермального метаморфизма рассматриваемых магматических пород и потери при этом радиогенного аргона, искажающего результаты определения абсолютного возраста, что отмечается многими исследователями, разрыв во времени формирования основных и кислых пород может быть даже более значительным, чем 20 млн. лет. Таким образом, установленная геологическими и радиологическими исследованиями значительная оторванность во времени основных и кислых пород служит показателем существования в пределах Восточного Кавказа разноглубинных магматических очагов основной и кислой магмы.

Во-вторых, диабазы, спилиты, вариолиты, базальты и другие основные типы пород Восточного Кавказа по всем основным петрохимическим и статистическим параметрам тождественны и образуют единый эволюционный ряд, соответствуя нормальным щелочноземельным ассоциациям Тихоокеанского типа. Пространственное сближение, близкий петрографический состав, петрохимические особенности и статистические параметры этих пород служат критерием их комагматичности. Такие близкие геолого-петрологические и статистические

параметры обычно характерны для серий пород единой возрастной группы.

Кислые магматические породы не являются комагматическими образованиями по отношению к ассоциирующимся с ними основным магматитам, что вытекает из анализа характера изменения многих петрохимических и статистических параметров в эволюционном ряду магматического расплава и может явиться хорошим доказательством оторванности по возрасту основных и кислых образований региона. Отмечаемые вариации в количественных соотношениях порообразующих окислов при переходе от одной группы кислых пород к другой и в связи с этим полученные незначительные различия между отдельными группами кислых образований по критериям t -Стьюдента и F -Фишера и по корреляционным анализам обусловлены, вероятно, петрогеохимическими особенностями пород субстрата коры. Выявленные особенности кислых пород свидетельствуют о близком возрастном интервале их внедрения.

Суммируя вышеизложенные данные можно прийти к заключению, что магматические образования Восточного Кавказа по своим петрохимическим особенностям и статистическим параметрам делятся на две группы: основные и кислые, образование которых происходило в двух возрастных интервалах, причем основные и кислые породы по времени образования значительно оторваны. Петрохимические и статистические особенности основных серий пород показывают, что они являются производными слабо дифференцированной толеит-базальтовой, а кислых — кислой палингенной магмы. Источником первой магмы были подкоровые толеит-базальтовые расплавы верхней мантии, а второй — внутрикоровые очаги кислой магмы.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев Г. И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). «Изв. АН СССР», серия геол., 1975, № 4.
2. Афанасьев Г. П., Абдуллаев Р. Н., Кондаков Л. А. Мезо-кайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны. М., Наука, 1977.
3. Бунин Г. Г. Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане. Тр. геол. ин-та Даг. фил. АН СССР, т. 2, 1961.
4. Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. «Советская геология», 1971, № 2.
5. Керимов Г. И., Исмет А. Р., Ширалиев А. Б., Гусейнова Э. Б. Об абсолютном возрасте магматических образований южного склона Большого Кавказа (Азербайджанская ССР). В кн. «Геохронология восточно-европейской платформы и расчленения Кавказско-Карпатской системы», М., 1975.
6. Керимов Г. И., Ширалиев А. Б. Габбро-диабазовая формация южного склона Большого Кавказа и связанное с ней медно-пирротинное и колчеданно-полиметаллическое оруденение в свете новых данных. В кн. Магматизм и эндогенное оруденение, т. 2, 1976.
7. Керимов Г. И., Ширалиев А. Б. Геолого-структурное положение и петрохимические особенности габбро-диабазовой формации южного склона Большого Кавказа (Азербайджанская ССР). «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1979, № 3.
8. Кондаков Л. А. Проявление субщелочного габброидного магматизма в южном Дагестане. «Изв. АН СССР», серия геол., 1976, № 11.
9. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964.

10. Романов Н. Т. Магматизм Дагестана. В кн.: «Геология СССР», т.9, ч. I, М., 1968.

11. Романов Н. Т. Закономерности размещения эндогенного оруденения в Хинов-Борчинском рудном поле. В кн.: Геология и закономерности размещения полезных ископаемых в мезо-кайнозойских отложениях Дагестана, книга вторая. Махачкала, 1975.

12. Русаков Н. Н. Краткий геологический очерк верховьев р. Ахтычай в Южном Дагестане. В сб. тр. СКГУ, вып. 2, Ростов, 1938.

13. Шихалибеяли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.

h. B. Mустафајева, M. A. Mустафајев

ГАФГАЗЫН ШЭРГ ЈАМАЧЫНЫН МАГМАТИК
КОМПЛЕКСЛЭРИНИН ПЕТРОКИМЈЭВИ ХҮСУСИЈЭТЛЭРИНИН
СТАТИСТИК АНАЛИЗИ

Гафгазын шэрг јамачында инкишаф тапмыш магматик сүхурлар өз петрохимјэви хусусијэтлэринэ көрә вә петрохимјэви параметрлэрин статистик анализинэ әсасән ики әсас група бөлүнүрләр: әсаси вә турш. Әсаси сүхурлары әмәлэ кәтирән магматик очаг јерин мантијасында, турш сүхурлары әмәлэ кәтирән масматик очаг исә јерин габығында јерләнмишдир.

G. V. Mustafayev, M. A. Mustafayev

STATISTIC ANALYSIS OF PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF MAGMATIC
COMPLEXES OF THE EAST CAUCASUS

Magmatic formations of the south slope of the Major Caucasus and their petrochemical peculiarities and statistic parameters are divided into two groups: the main and acid, the formation of which took place in two aged intervals. The spring of the first formations was subcrustal tholeiite-basaltic melt of the upper mantle, but the second—intracrustal hearths of acid magma.

АЗӘРБАЈҶАН ССР ЕЈМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер ејмлэри серијасы, 1982, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1982, № 4

УДК 550.42:552.56

А. Д. ИСМАИЛ-ЗАДЕ, Е. Н. ЕМЕЛЬЯНОВА, М. М. САТТАРОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА
В АВГИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ПЕСКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ
АКВАТОРИИ КАСПИЯ

Прибрежные и подводные россыпи, представляющие собой природные минеральные концентраты с набором геохимических элементов, являются важным источником получения комплекса полезных ископаемых, что в совокупности с относительно простой технологией добычи, значительно удешевляющей их себестоимость, расширяет перспективы их разработки. В этом аспекте важное значение имеют авгит-магнетитовые пески по юго-западному побережью Каспия.

Авгит-магнетитовые пески Ленкорано-Астаринского побережья, протягивающиеся узкой полосой (50 км×150 м×1,0 м) вдоль юго-западного борта Каспийского моря, являлись объектом неоднократных исследований с целью выявления возможности применения в различных отраслях народного хозяйства. В результате этих работ были изучены гранулометрический и вещественный составы песков, характер распределения в них минералов легкой и тяжелой фракций, а также морфология и динамика береговой полосы [2, 3].

Исследование вещественного состава песков побережья и подводного склона позволило установить, что они состоят в основном из минералов, характерных для щелочно-базальтовой формации горной части Талыша [1]: авгита — 10—20%, магнетита — 2,8%, амфибола — 0,1—0,5%, биотита — 0,1—0,5%, хромшпинелидов — 0,004—0,04%, полевых шпатов — 20—40% и обломков пород — 20—60%. В связи с этим в геохимической специализации песков существенная роль должна принадлежать характерным для данной формации элементам группы железа и в первую очередь Ti, V, Co, Ni, Cr. Выяснение характера распределения последних в объеме всей песчаной залежи, а также количественных содержаний по фракциям, позволит установить их практическую ценность.

Изучением гранулометрического состава песков установлено преобладающее развитие в них мелкозернистых фракций (0,1—0,25 мм), широко распространенных в средней части побережья (Ленкорань-Вель) при сравнительно позднеинтенсивном развитии средне-крупнозернистых и гравийных (0,25—0,5 мм, 0,5—1,0 мм) разностей, приуроченных к северной (Порт-Ильин-Ольховка) и южной (Шахагач-Астара) частям. Вариации гранулометрических фракций авгит-магнетитовых песков побережья отчетливо прослеживаются на гистограммах распределения (рис. 1 а, б, в, г, д). Так, в пределах пляжевой полосы

наибольшим распространением пользуются фракции 0,25—0,1 и 0,5—0,25 мм, составляющие 70%, при средних значениях $\bar{X}_r = 40,7 \pm 11,2\%$ для фракции 0,25—0,1 мм и $\bar{X}_b = 29,3 \pm 15,0\%$ для фракции 0,5—0,25 мм. Остальные 30% приходятся приблизительно в одинаковых количествах на фракции: $>1,0$ мм ($\bar{X}_a = 7,7 \pm 3,8\%$), 1,0—0,5 мм ($\bar{X}_6 = 12,0 \pm 4,9\%$) и $<0,1$ мм ($\bar{X}_z = 7,45 \pm 3,4\%$). В среднем для песков выделяются две группы содержаний магнитной фракции (м. фр.) со значениями $\bar{X}_1 = 3,0 \pm 1,0\%$ и $\bar{X}_2 = 7,0 \pm 1,2\%$ (рис. 1e) при $\bar{X}_{cp} = 4,2 \pm 1,65\%$. Первая характеризует дельтовую часть р. Ленкоранчай, а вторая — северную и южную части побережья. Изучение характера приуроченности м. фр. к отдельным гранулометрическим разностям показало, что наиболее высокий средний выход ее характерен для фракции 0,25—0,1 мм и составляет в центральной части побережья 5,8—7,3%, а в северной и южной — до 3,6%. Максимальная же концентрация ее, достигающая 20—24%, отмечается в узкой (3—5 м) волноприбойной полосе между пляжевой зоной и подводным склоном, что является результатом неоднократной природной сепарации песков.

Исследованиями гранулометрического состава песчаных отложений подводного склона (рис. 1ж) установлено, что основная роль в

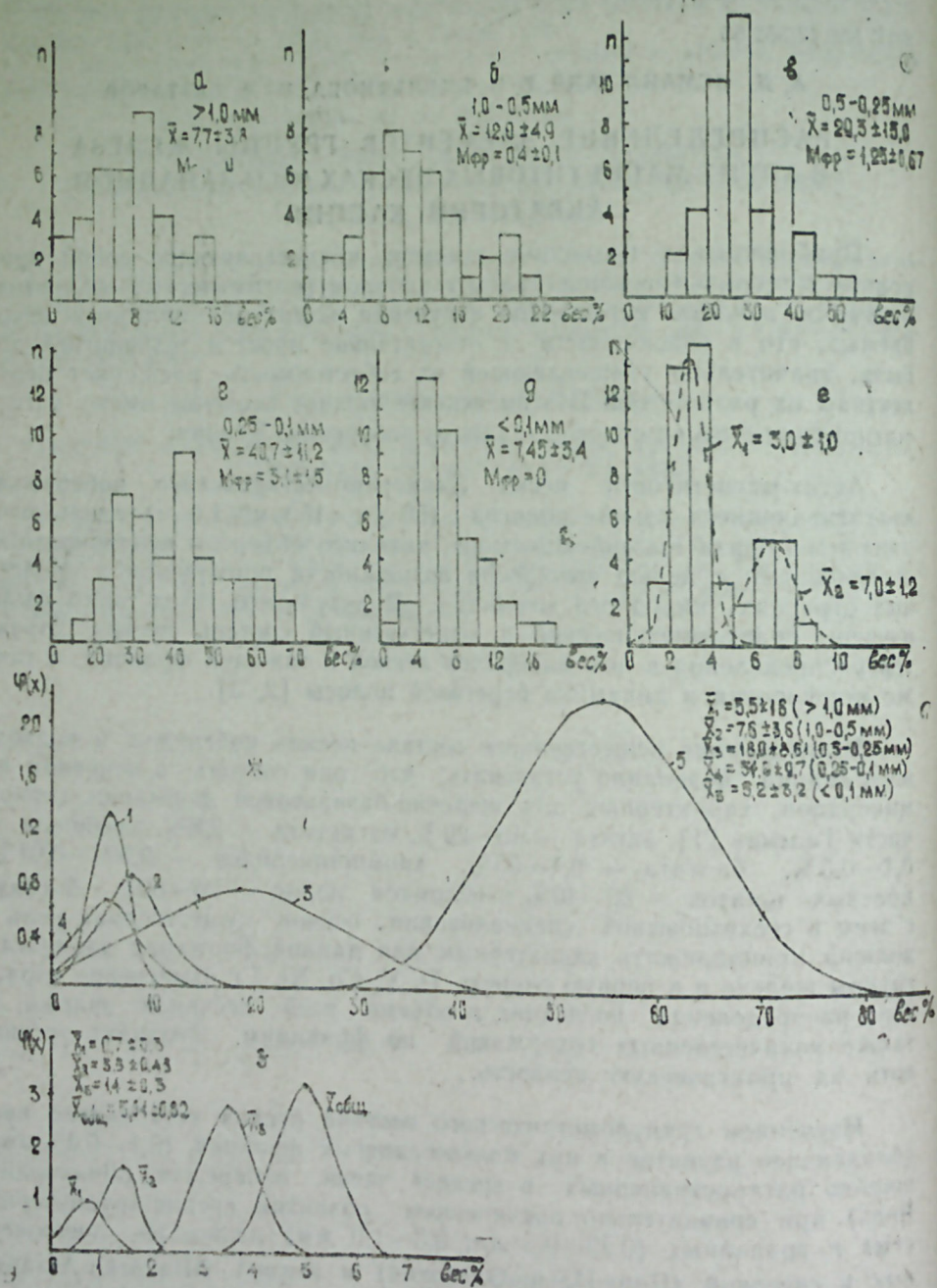


Рис. 1. Гистограммы распределения гранулометрических фракций (а, б, в, г, д, ж) и выхода магнитной фракции (е, з) в авгит-магнетитовых песках Ленкоранского побережья (а, б, в, г, д, е) и подводного склона.

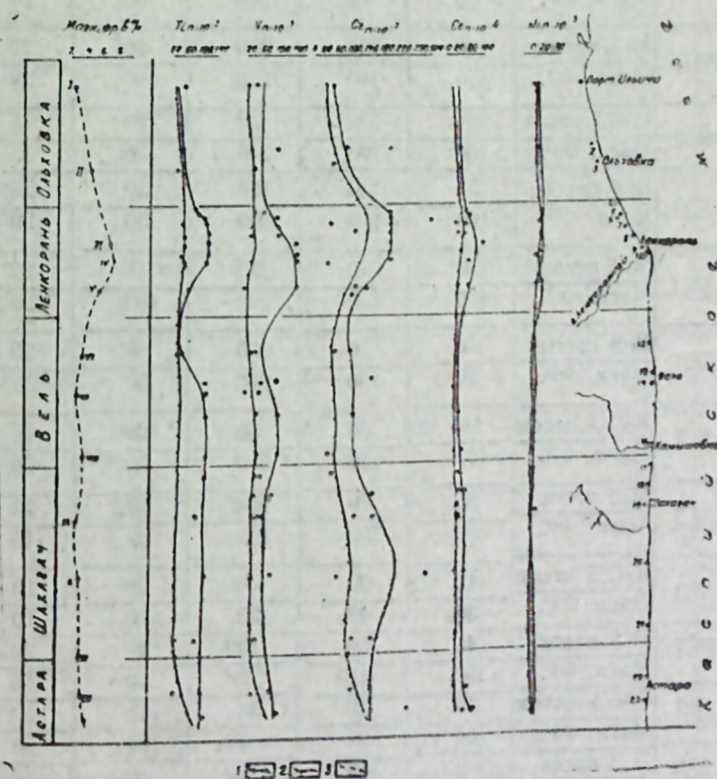


Рис. 2. Распределение элементов группы железа в песках и в магнитной фракции Ленкорано-Астаринского побережья: 1 — содержание элементов в небогатенных песках; 2 — содержание элементов в магнитной фракции прибрежной полосы; 3 — содержание магнитной фракции в песках.

его формирования принадлежит мелкозернистым пескам, содержание которых в центральной части полосы составляет $\bar{X}_4 = 54,8 \pm 9,7\%$, варьируя от 43,4% на юге в районе с. Шахагач до 70,8% в районе с. Ольховка. Выход м. фр. распределен равномерно по всем изученным пунктам подводного склона и в среднем составляет $\bar{X}_{\text{общ.}} = 5,04 \pm 0,62\%$.

Таблица 1

Содержание элементов группы железа в песках побережья, вес, %

Место отбора	№№ обр.	Породы	П-10 ⁻³	П-10 ⁻³	П-10 ⁻³	П-10 ⁻⁴	П-10 ⁻³
			Ti	V	Cr	Co	Ni
Сартан	30Л	К/З песок	40	20	30	15	10
		Магн. ФР.	30	40	50	30	10
Ольховка	41Л	М/З песок	40	30	80	30	20
		Магн. ФР.	50	100	200	40	15
	43Л	С/З песок	30	40	50	30	20
		Магн. ФР.	35	40	50	30	10
Денюграма	46Л	М/З песок	50	40	150	40	20
		Магн. ФР.	80	60	200	50	20
	48Л	М/З песок	100	100	200	60	20
		Магн. ФР.	100	100	200	80	20
	60Л	СМ/З песок	40	30	30	20	15
		Магн. ФР.	>100	100	200	50	15
Денюраный	82Л	К/З песок	50	30	100	30	20
		Магн. ФР.	>100	100	300	50	20
	83Л	М/З песок	50	40	250	40	25
		Магн. ФР.	>100	150	200	100	20
	84Л	М/З песок	40	40	200	30	20
		Магн. ФР.	80	150	200	50	20
	30Л	К-С/З песок	50	30	30	20	4
		Магн. ФР.	>100	150	200	60	20
	31Л	М/З песок	50	10	100	30	20
		Магн. ФР.	30	150	100	60	15
	35Л	К-С/З песок	40	20	30	20	10
		Магн. ФР.	30	40	50	20	10
Вель	24Л	М/З песок	40	50	150	40	20
		Магн. ФР.	>100	150	200	50	15
	27Л	Г/К-З песок	40	10	30	15	10
		Магн. ФР.	100	50	50	30	10
	22Л	М/З песок	40	40	100	30	16
		Магн. ФР.	100	80	100	40	15
	23Л	Г/З песок	40	10	30	20	4
		Магн. ФР.	100	150	100	40	10
	16Л	К-С/З песок	40	15	40	15	10
		Магн. ФР.	100	30	30	30	15

Продолжение табл. 1

Шахагач	57Л	М/З песок	35	30	200	30	10
		Магн. ФР.	>100	100	200	50	15
	59Л	К-С/З песок	30	20	100	30	15
		Магн. ФР.	80	40	150	40	10
	61Л	К-С/З песок	30	20	50	20	10
		Магн. ФР.	>100	80	300	50	10
Астара	62Л	С/З песок	30	30	100	30	15
		Магн. ФР.	80	40	150	30	8
	53Л	К-С/З песок	30	20	100	20	10
		Магн. ФР.	100	80	150	60	15
	56Л	С/З песок	100	80	100	50	15
		Магн. ФР.	>100	100	300	50	15

Таблица 2

Содержание элементов группы железа в песках подводного склона, вес %

место	№№ обр.	породы	П-10 ⁻³	П-10 ⁻³	П-10 ⁻³	П-10 ⁻⁴	П-10 ⁻³
			Ti	V	Cr	Co	Ni
Ольховка	45Л	М/З песок	50	30	30	30	15
		Магнит ФР.	100	100	200	80	15
Вель	28Л	М/З песок	100	40	100	40	15
		Магнит ФР.	>100	150	200	60	20
	29	М/З песок	100	50	100	40	15
		Магнит ФР.	100	150	200	60	20
Камышевка	17Л	М/З песок	50	16	40	20	10
		Магнит ФР.	100	100	200	50	15
	18Л	М/З песок	50	20	40	20	15
		Магнит ФР.	100	100	200	40	15
	19Л	М/З песок	80	50	100	30	15
		Магнит ФР.	>100	150	200	50	15
	20Л	М/З песок	100	50	100	40	15
		Магнит ФР.	>100	150	200	80	15
	21Л	М/З песок	100	50	100	40	15
		Магнит ФР.	>100	150	200	80	15
Шахагач	64Л	М/З песок	40	20	30	20	10
		Магнит ФР.	>100	100	200	100	15

Примечание: образцы взяты в интервале 100—200 м от берега

Изучение гранулометрического состава авгит-магнетитовых песков Ленкорано-Астаринского побережья и прилегающего к нему подводного склона, а также выхода м. фр. из них показало, что наибольший интерес представляют пески фракции 0,25—0,1 мм, характеризующиеся наибольшей площадью развития (более 60%) и наибольшим содержанием м. фр., составляющей в среднем 4—7% по побережью и подводному склону и до 20—24% в узкой волноприбойной полосе.

Распределение и степень концентрации элементов группы железа: титана, ванадия, хрома, кобальта и никеля (рис. 2) находятся в прямой зависимости от минералогического состава песков, количества содержащейся в них м. фр., а также динамики береговой полосы (табл. 1, 2).

Титан в песках побережья приурочен ко всем фракциям и в среднем колеблется в пределах $30-50 \cdot 10^{-2}$ %, достигая в м. фр. до $100 \cdot 10^{-2}$ %. На подводном склоне, где в основном развиты мелкозернистые пески, содержание титана в обогащенных разностях составляет $100 \cdot 10^{-2}$ %.

Ванадий, как и титан, находится также в прямой связи с гранулометрией песков и выходом из них м. фр. При этом содержание его в мелкозернистых песках центральной части побережья составляет $15-50 \cdot 10^{-3}$ %, а в м. фр. $100-150 \cdot 10^{-3}$ %. В подводной полосе на расстоянии 10—50 м от береговой линии содержание ванадия в мелкозернистых песках составляет $15-20 \cdot 10^{-3}$ %, а на расстоянии 50—200 м достигает $30-50 \cdot 10^{-3}$ %. Основная концентрация ванадия в песках подводного склона также, как и на побережье, связывается с м. фр.

Хром варьирует в очень широких пределах. В крупно-среднезернистых разностях песков содержание его составляет $40-50 \cdot 10^{-3}$ %, в мелкозернистых $100-200 \cdot 10^{-3}$ %, достигая наибольшей концентрации $150-300 \cdot 10^{-3}$ % в м. фр. мелкозернистых разностей. Содержание хрома в песках подводного склона составляет $30-100 \cdot 10^{-3}$ %, достигая максимального значения в м. фр. до $200 \cdot 10^{-3}$ %.

Кобальт во всех гранулометрических разностях песков, а также в м. фр. варьирует в пределах $20-40 \cdot 10^{-4}$ %. На подводном склоне количество его в песках не превышает $20-40 \cdot 10^{-4}$ %, достигая в м. фр. до $80-100 \cdot 10^{-4}$ %.

Никель в песках всего побережья и подводного склона отмечается в небольших количествах $10-25 \cdot 10^{-3}$ %, причем содержание его не связано с гранулометрией песков и не меняется по мере обогащения. Лишь в крупно-среднезернистых песках дельты р. Ленкоранчай и в грубозернистых разностях с Вель отмечено самое низкое содержание никеля — $4 \cdot 10^{-3}$ %, а в м. фр. оно составляет соответственно $20 \cdot 10^{-3}$ и $10 \cdot 10^{-3}$ %. На подводном склоне как в необогащенных песках, так и в м. фр. количество его составляет $10-20 \cdot 10^{-3}$ %. Пониженное содержание никеля в песках побережья и подводного склона, вероятно, связано с ограниченным развитием его среди коренных питающих пород Талыша, где он отмечен преимущественно в оливинах и менее в пироксенах [1].

Таким образом, концентрация большинства элементов семейства железа связана в основном с мелко-тонкозернистыми разностями песков и преимущественно с их м. фр. Процентное содержание тита-

на, ванадия, хрома, кобальта, никеля в данных фракциях в несколько раз превышает их количество в более крупнозернистых разностях необогащенных песков. Отмечаемая прямая зависимость концентрации титана и ванадия с содержанием м. фр. в различных фракциях песков указывает на их преимущественную связь с содержащимися в них минералами и в первую очередь с титаномагнетитами (в пироксенах $V_2O_5=0,05\%$, $TiO_2=1,0\%$). Хром, отмеченный преимущественно в мелкозернистых песках, в основном связан с хромитами, встречающимися как в виде самостоятельных минералов, так и в сростках с титаномагнетитом. Максимальное содержание хромитов до 0,6% отмечено во фракции 0,1—0,25 мм.

Таблица 3

Химический состав магнитной фракции и титаномагнетитов прибрежной полосы авгит-магнетитовых песков юго-западной акватории Каспия

Окислы	Магнитная фракция			Титаномагнетит	
	Ленкорань	Сутумордов	Вель	Камышевка	Шахагач
	50 л	34 л	29 л	16 л	59 л
TiO ₂	10,06	8,78	8,05	11,4	7,8
Al ₂ O ₃	2,24	4,74	3,08	3,6	3,9
Cr ₂ O ₃	0,89	0,74	0,89	—	—
V ₂ O ₅	0,33	0,26	0,20	—	—
Fe ₂ O ₃	63,70	58,66	60,48	55,30	57,7
FeO	20,10	22,87	23,30	27,60	28,9
MnO	1,02	0,73	0,96	—	—
MgO	2,10	3,02	2,00	2,1	1,7
NiO	—	0,04	0,02	—	—
CoO	0,02	0,02	0,02	—	—
Σ	100,00	100,0	100,0	100,0	100,0
MgAl ₂ O ₄	3,12	6,60	4,43	5,02	5,43
MnFe ₂ O ₄	3,32	2,37	3,15	—	—
MgFe ₂ O ₄	6,11	5,80	3,99	3,40	0,85
FeCr ₂ O ₄	1,31	1,09	1,32	—	—
FeV ₂ O ₄	0,46	0,36	0,28	—	—
FeTiO ₃	19,08	16,68	15,42	21,60	14,79
Fe ₃ O ₄	34,02	47,03	50,81	56,10	70,68
Fe ₂ O ₃	32,57	20,03	20,67	13,87	8,25

Анализы выполнены: 50Л, 34Л, 29Л — в физ. лаборатории Укрчерметгеология, г. Керчь; 16Л и 59Л — в геофизич. обсерватории ИФЗ АН СССР.

Рентгенодифрактометрическими исследованиями м. фр. в ее составе установлены шпинелевая и ромбоэдрическая фазы ($d_a = 2,720 \text{ \AA}$ и $d_a = 2,750 \text{ \AA}$), соответствующие гематиту и ильмениту, а также фазы, соответствующие плагиоклазу ($d_a = 3,198 \text{ \AA}$) и клинопироксену. Линии последнего (d_{310} , d_{222} , d_{002}), очевидно, сливаются с линиями магнетита (d_{220} , d_{311}), в результате чего наблюдается некоторое расширение и увеличение их интенсивности (рис. 3).

Минералогические изучения м. фр. позволили установить, что в составе ее в основном преобладают титаномагнетит и менее гематит и ильменит. Исследование химического состава м. фр. и рентге-

носпектральный анализ отдельных зерен титаномагнетитов (табл. 3) с последующим расчетом на минеральные составляющие позволили установить в них значительное количество шпинелевой ($MgAl_2O_4=3,12-6,6$), магнетитовой ($Fe_3O_4=34,02-70,68$), гематитовой ($Fe_2O_3=8,25-32,57$) и ильменитовой ($FeTiO_3=14,79-21,6$) фаз.

Изучение титаномагнетитов м. фр. показало, что они характеризуются сложными структурами распада, представленными в основном ильменитом и менее ульвешпинелью, и по составу и свойствам аналогичны таковым вулканогенной и интрузивной формаций, отличаясь лишь подверженностью процессам вторичного окисления.

Необходимо отметить, что при формировании данной песчаной залежи поведение элементов группы железа в различных гранулометрических фракциях песков контролируется совокупностью таких факторов, как петрографо-геохимический состав пород питающей провинции, глубина эрозионного вскрытия последней, характер вхождения элементов в структуру минерала, а также различной способностью последних к транспортировке и сепарации в береговой зоне моря. Установление преимущественной приуроченности данных элементов к минералам м. фр. и количественных содержаний в прибрежных и подводных россыпях указывает на соответствие их коренным образованиям горной части области и выявляет целесообразность переработки на весь комплекс элементов, содержащихся в м. фр. При этом необходимо учесть перспективность песков подводного склона, так как по данным магниторазведочной съемки, в пределах прибрежной полосы устанавливаются лишь разрозненные незначительные по размерам аномальные зоны, вызванные наличием концентраций магнетита в песках, а в пределах подводного склона последние равномерно распределены по всей песчаной залежи и не образуют отдельных локальных скоплений.

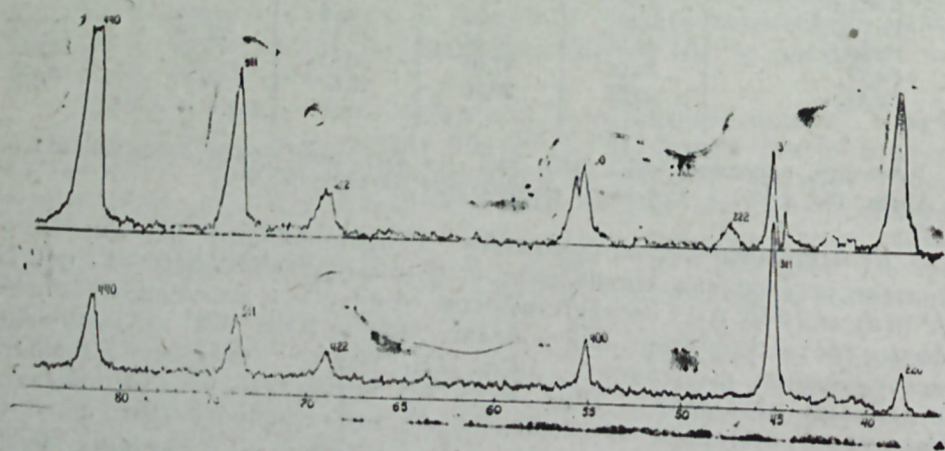


Рис. 3. Диффрактограммы (порошковые) магнитной фракции песков юго-западного побережья Каспийского моря.

Литература

1. Азизбеков Ш. А. и др. Геология и вулканизм Талыша. Баку, «Элм», 1979.
2. Ахмедов Г. Г. Гранулометрия и механическая дифференциация песков юго-западной береговой полосы Каспийского моря. «Изв. АН Азерб. ССР», серия наук о Земле, 1967, № 5.
3. Ахмедов Г. Г. Условия распределения и концентрации тяжелых минералов в прибрежных отложениях юго-западного Каспия. Автореферат канд. дисс., Баку, 1970.

А. Ч. Исмайлзаде, Ж. Н. Жемеланова, М. М. Саттаров

ХЭЗЭРИН ЧЭНУБ-ГЭРЬ АҚВАТОРИЈАСЫНДА АВКИТ-МАГНЕТИТ ГУМЛАРЫНДА ДЭМИР ГРУПЛУ ЕЛЕМЕНТЛЭРИН ПАЈЛАНМАСЫ

Хэзэрин чэнуби-гэрб ақваторијасынын саһил вэ суалты саһэсиндэ јажылмыш гушларын кеокимјэви тэдгигаты, онларын магнит вэ гранулометрик фраксијаларын пајлама хүсусијјэтлэри, дэмир группу элементлэрин мингдары вэ минералокијасы мүјјәнләшдирилмишдир. Бу элементлэрин суалты саһилдэ јажылмыш гумларда чоһ олмасы, онларын комплекс истифадэ олунмасынын зэури олдуғуну көстэрир.

A. D. Ismail-zadeh, E. N. Emelyanova, M. M. Sattarov

DISTRIBUTION OF ELEMENTS OF IRON GROUP IN AUGITE-MAGNETITE SANDS OF SOUTH-WESTERN WATER AREA OF CASPIAN SEA

Geological and geochemical researches of sands in shore and subaqueous water area of south-western Caspian sea have established nature distribution of their granulometric and magnetic fractions. Content element of iron group in magnetic fractions and their belonging to the certain minerals are determined. Relatively high content of these elements in magnetic fraction of sands of subaqueous slope has been established. Expediency of their complex development is pointed out.

УДК 55 (1) (479.24)

Г. И. АЛЛАХВЕРДИЕВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ АЙДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕОЛИТОВЫХ ТУФОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

Айдагское месторождение цеолитовых туфов расположено на ЮВ борту Казахского прогиба, приурочиваясь к СЗ крылу Корогунской синклинали. Месторождение было изучено А. Кулиевым в процессе поисковых работ (1971—1973 гг.), по данным которого цеолитоносные туфы имеют сантонский возраст.

В 1967—1971 гг. в пределах Казахского прогиба, в том числе и в районе Айдагского месторождения, нами были проведены детальные геологические исследования, в результате чего получены новые данные, позволяющие в некоторой степени уточнить существующие представления о стратиграфическом положении Айдагского месторождения цеолитовых туфов. А это, в свою очередь, позволяет затронуть некоторые важные вопросы верхнемелового вулканизма Малого Кавказа.

Цеолитоносные туфы района Айдагского месторождения, по нашим материалам, расчленяются на сантонский и кампанский ярусы. При этом пепловые цеолитовые туфы собственно Айдагского месторождения имеют кампанский возраст.

Приводим восходящий разрез цеолитоносных отложений, записанный нами на СЗ склоне г. Айдаг. Микрофаунистические исследования образцов любезно были выполнены Р. Алиевой, за что автор выражает свою искреннюю благодарность.

1. Пачка (10 м) переслаиваний плитчатых светло-серых пелитоморфных известняков с тонкими пропластками глин, содержащих *Globorotalites* sp., *Gyroidinoides* ex gr. *turgidus* (Hag.), *Gavelinella costulata* (Marie), *G.* cf. *stelligera* (Marie), *Stensioina emscherica* Baruschn., *Globotruncana subbotinae* Allij., *Gl. linnei* (Orb.), *Gl. tricarinata* *tricarinata* (Quegan.), *Globotruncanella chali* Allij., *Heterohelix santonica* (Agal.), *H. plummerae* (Loett.) (нижний сантон). Данная пачка, падая на ЮВ $150^\circ < 30^\circ$, несогласно срезает различные слои фаунистически охарактеризованной песчано-гравелитовой толщи коньякского яруса.

2. Грубослоистые крупнообломочные голубые туфы — 30 м.

3. Переслаивание пелитоморфных известняков (0,4—1 м) с рыхлыми известковистыми глинами (1,5 м) — 10 м. Образцы последних содержат следующий комплекс фораминифер сантона: *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *S. emscherica* Baruschn., *Gavelinella stelligera* (Marie), *Globotruncana linnei* (Orb.), *Gl. bulloides* Vogl., *Heterohelix globulosa* (Ehr.)

4. Слабожелезненные агломератовые туфы с редкими окатышами липарито-дацитов — 3 м.

5. Пачка (3 м) чередований плотных известковистых псефитовых голубовато-серых туфов, туфогравелитов и известковистых пепловых туфов, содержащих *Stensioina emscherica* Baruschn., *Gavelinella costulata* (Marie), *G. stelligera* (Marie), *G. umbilicula* (Mjatl.), *Globotruncana subbotinae* Allij., *Gl. linnei* (Orb.), *Gl. concavata* (Br.), *Gl. fornicata* Pl. (сантон).

6. Грубослоистые, грубообломочные голубовато-синие туфы с мелкими линзами и желваками бентонитовых глин — 35 м.

7. Пачка переслаиваний голубых крупнообломочных туфов, мергелей, грубозернистых туфов, известняков, туфоалевролитов и реже туффитов — 36 м.

8. Голубавато-синие грубообломочные туфы (15 м), переходящие кверху в массивные грубозернистые туфы серого цвета (25 м). Этот слой, в пределах месторождения, прослеживаясь на расстояние более 4 км, маркирует границу кампана и сантона. Так как возраст этого слоя фаунистически не установлен, то данная граница носит условный характер.

9. Переслаивание тонкоплитчатых мергелей (3—4 см), светло-серых пелитоморфных известняков (5—10 см), серых рыхлых известковистых алевролитов и реже серых пепловых туфов — 50 м.

Из образцов алевролитов обнаружен следующий комплекс кампанских фораминифер: *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. cf. arca* (Cushman), *Gl. lapparenti* Br., *Gl. fornicata* Pl., *Gl. cf. ventricosa* White, *Gl. linnei* (Orb.), *Globotruncanita rosetta* (Cars.), *Gl. stuarti* (Lapp.), *Heterohelix striata* (Ehr.), *H. plummerae* (Loett.), *Planoglobulina acervulinoides* (Egg.), *Pseudotextularia elegans* (Rz.), *Ventilabrella eggeri* Cushman.

10. Тонкоплитчатые светло-серые пелитоморфные известняки с двумя прослоями серых пепловых туфов — 40 м.

11. Слоистые светло-серые пелитовые туфы — 5 м, аз. пад. ЮВ $130^\circ < 55^\circ$.

12. Пелитоморфные известняки и мергели — 7 м.

13. Миндалекаменный андезит-базальтовый порфирит — 40 м, являясь пластовой инъекцией (силл.), прослеживается согласно простирацию вмещающих отложений на расстояние 2 км. Рассечен трещинами, заполненными карбонатными породами.

14. Пачка (35 м) чередований белесоватых пелитоморфных известняков (7—30 см) с прослойками светло-серых, известковистых глин, содержащих *Globotruncana fornicata* Pl., *Gl. arca* (Cushman), *Gl. ventricosa* White, *Gl. linnei* (Orb.), *Globotruncanita rosetta* (Cars.), *Gl. charchaputensis* Allij., *Striatella striata* (Ehr.), *Heterohelix plummerae* (Loett.), *Planoglobulina glabrata* (Egg.), *Pseudotextularia elegans* (Rz.) (кампан).

15. Белесоватые пепловые цеолитовые туфы. Этот слой является основным цеолитоносным залежем Айдагского месторождения. Мощность его изменчивая и варьирует в пределах 6—25 м.

16. Красные песчаные известняки — 4 м.

17. Тонкоплитчатые серые известняки с *Inoceramus balticus* Bohm., *In. aff. musoliensis* Bohm. (кампан — опр. Р. Мамедзаде) — 0,8 м.

18. Рыхлые, не выдержанные по простиранию крупнозернистые туфы (0,7 м) с одним пропластком белесоватых известковистых пеплов с *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Ciblicoides cf. bembix* (Marss.), *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. charchaputensis* Al11j., *Gl. fornica* Pl., *Pseudotextularia elegans* (Rz.) — Верхний сенон (тяготеет к маастрихту). Аз. пад. $140^{\circ} < 30^{\circ}$. На размытой неровной (рябистой) поверхности описанного разреза залегает слой (1,5—2 м) песчано-гравелистых известняков. Данный слой, являясь базальным, залегает в основании карбонатной толщи маастрихта, из которой обнаружены морские ежи — *Echinocorys cf. pyramidatus* Porte, *Echinocorys* sp (опр. О. Б. Меликова).

Переходя к стратиграфическому расчленению описанного разреза, отметим, что отложения п. п. 1—5 по приведенным выше (п. п. 1, 3, 5) комплексам фораминифер относятся к сантону. К последнему относим и отложения п. п. 6—8 исходя из сходных их литологических особенностей.

Отложения п. п. 9—17 с общей мощностью 208 м по наличию в них характерных видов фораминифер (п. п. 9, 14) и иноцерамов (п. 17) относятся к кампанскому ярусу. Следовательно, кампанский возраст Айдагского месторождения цеолитовых пепловых туфов можно считать установленным.

О наличии кислых вулканогенов кампанского возраста в пределах Казахского прогиба свидетельствуют и следующие данные:

1. Известняки кампана в 2,5 км южнее с. Мусакей секутся липаритовым субвулканическим интрузивом. Последний Р. Н. Абдуллаевым и др. (1971) условно был отнесен к палеоцену — нижнему эоцену.

2. На СЗ борту Казахского прогиба между с. Альпоут и Ашурылы известняки кампана и здесь секутся липаритовым субвулканическим интрузивом. На размытой поверхности последних залегают известняки маастрихта [5], имея в основании переотложенные материалы этих липаритов. Следует отметить, что некоторые выходы липаритовых субвулканических интрузивов, широко развитых на СЗ борту Казахского прогиба, безусловно, имеют кампанский возраст, что можно установить детальными радиологическими исследованиями.

3. В 2,5 км к югу от с. Алибайрамлы в низах отложений кампана залегают пепловые туфы липаритов, подвергнутые бентонитизации.

4. На западном склоне г. Айдаг среди известняков кампана встречаются прослойки и линзы кремния.

Приведенный материал позволяет определенно говорить о кампанском вулканизме Малого Кавказа. Эти данные свидетельствуют о том, что верхнемеловая вулканическая деятельность в пределах Казах-Иджеванского прогиба прекращалась не в конце сантона, как это представляется, а продолжалась и в кампане, причем в том же составе (кислый), что и в сантоне [2]. Заметим, что приведенный материал в некоторой степени увязывается с данными А. Х. Мнацаканян [6], отметившей наличие в разрезе с. Кохб Прикуринской зоны вулканитов нижнего кампана.

Основными структурами вулканических извержений являлись северо-западный борт Казахского прогиба и, по всей вероятности, смежная с севера обширная структура — Центрально-и Западно-Куринская межгорная впадина. Неясным остается стратиграфическое положение силлы андезито-базальтов (п. 13). Известна только нижняя воз-

растная граница их — посткампанская. Аналогичные силлы развиты среди сантонских кислых вулканитов бассейна р. Гасансу (г. Учгел, Гароуш, ур. Учух) и на СЗ борту Казахского прогиба в междуречье Акстафачай и Джогазчай. На последнем пункте они по составу и структуре сходны с таковыми эоцена с. Дамирчиляр. Поэтому мы склонны их отнести к эоцену и считать субвулканическими телами эоценового вулканизма. Но тем не менее этот вопрос следует решить радиологическим методом.

О кампанском вулканизме Малого Кавказа имеются скудные данные, в большинстве случаев недостоверные. Есть указание о кампанском вулканизме в пределах Мартунинского прогиба [1]. Это основывается на том, что здесь базальтовый покров залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего сантона и кампана. Вполне ясно, что этот факт не может служить надежным основанием для вывода о кампанском вулканизме. Равным образом по данному факту можно говорить и о верхнесантонском вулканизме. Имеется указание о верхнесенонском вулканизме в центральной части Малого Кавказа — в пределах Альджанлинской мульды и Гочасского прогиба [3, 4].

Турон-сантонская вулканогенно-осадочная формация этих структур, установленная по макро- и микрофаунистическим данным, теперь полностью переносится к верхнему сенону, тем самым отрицается раннесенонский вулканизм в пределах этих структур.

Отметим, что в 1973 г. автор совместно с С. Д. Соколовым исследовал первый пункт (Альджанлинскую мульду), о котором речь идет в [4].

Отобранные образцы из известняков, принятых за кампанские [4], по микрофауне оказались нижнесенонскими. Приведенные данные о позднесенонском вулканизме в Гочасском прогибе оказались необоснованными. Если верить этим данным, остается неясным, что следует отнести в Гочасском прогибе к турону—нижнему сенону и в каком объеме. Остается неясным, как толковать тот факт, что вулканогенная толща нижнего сенона Мартунинского прогиба через периклинальное замыкание Карабахского антиклинория переходит в пределы Гочасского прогиба и др.

Как видно из вышеизложенного, кампанский вулканизм в пределах Малого Кавказа имеет ограниченное развитие, причем достоверные данные об этом мы имеем пока в Казахском прогибе. Для объективной оценки масштаба проявления кампанского вулканизма Малого Кавказа следует в этом направлении вести детальное исследование.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Алиюлла Х. Этапы проявления верхнемелового вулканизма Мартунинского синклинория. «Уч. зап. АГУ», серия геол.-географ., 1962, № 3.
2. Ализаде Х. А., Хейров М. Б., Хайрулин Р. К. Цеолитовая минерализация в вулканических верхнемеловых отложениях Казахского прогиба. «ДАН Азерб. ССР», 1978, № 9.
3. Григорьев В. Н., Соколов С. Д. Позднесенонский вулканизм Гочасского синклинория. «Изв. АН СССР», 1978, № 10.
4. Железняк В. Е., Портная Е. Л., Соколов С. Д. О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочасского синклинория (Малый Кавказ). «ДАН СССР», 1976, т. 230, № 2.
5. Мамедов Т. А., Бабаев Ш. А. К вопросу о распространении орбитонидов в маастрихтских отложениях северо-восточной части Малого Кавказа. «Уч. зап. АГУ», серия геол.-геогр. наук, 1975, № 2.

6. Миацакян А. Х. Геологическое положение, состав и условия формирования меловых вулканических образований. В кн.: Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М., «Наука», 1968.

Г. И. Алахвердиев

**АЈДАГ СЕОЛИТЛИ ТУФ ЈАТАҒЫНЫН СТРАТИГРАФИК
ВЭЗИЈЈЭТИ БАГДА ЈЕНИ МӘҒЛУМАТЛАР ВӘ КИЧИК
ГАФҒАЗЫН УСТ ТӘБАШИР ВУЛКАНИЗМИНИН
БӘЗИ МӘСӘЛӘЛӘРИ**

Мәгаләдә эркин фораминифера комплекси әсасында Ајдаг сеолит јатағы әразисиндә јайылмыш турш тәркибли сеолитли туфлар ики стратиграфик мәртәбәјә—Кампан вә Сантон мәртәбәләринә бөлүнүр. Илк дәфә мәҒлум олур ки, Ајдаг сеолит јатағы Кампан јашлыдыр. Әввәлләр бу Сантона анд едилирди.

Сеолитли туфларын Кампан јашлы олмасы илә әлагәдар олараг Кичик Гафгазын Уст Тәбашир вулканизми һагда мөвчуд олан бәзи мұлаһизәләрә јенидән бахмаг лазым кәлир. Артыг әсаслы сурәтдә демәк олар ки, Кичик Гафгазда Уст Тәбашир вулканизми Сантоида сөнмәмиш, әксинә, бу Газах чөкәклији әразисиндә (чоһ еһтимал ки, Күр чөкәклијиндә дә) Кампан әсриндә дә фәалијјәтдә олмушдур. Кампан вулканизми тәркибчә ејилә Сантон вулканизминин давамьны тәшкил едир.

G. I. Allakhverdiev

**NEW DATA ABOUT STRATIGRAPHIC POSITION
OF AIDAG DEPOSIT OF ZEOLITIC
TUFFS AND SOME QUESTIONS OF
UPPERCRETACEOUS VOLCANISM OF
MINOR CAUCASUS**

The campan age of Aidag deposit of zeolitic tuffs in microfauna is determined for the first time in the article.

Before, the age of present deposit was considered santonic. New campan stage is determined owing to the activity of uppercretaceous volcanism of Minor Caucasus.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләрә серијасы. 1982, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1982, № 4

УДК 550.42.546

З. М. АЛИЗАДЕ, Г. Л. МУСТАФАЕВ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СВИНЦА, ЦИНКА
И МЕДИ В ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦАХ ЮРСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗОВ ДУРУДЖИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ
ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Начиная с 1976 г. нами начата работа по изучению геохимических особенностей юрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Исследованиями охвачены юрские отложения начиная от Вандамчай на востоке до Мазымчай на западе — почти все основные разрезы. Из этих разрезов отобраны многочисленные образцы глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Среднее содержание химических элементов в породах определялось методом количественного спектрального анализа в спектральной лаборатории Бронницкой геолого-геохимической экспедиции г. Бронницы Московской области.

В представленной статье приводится распределение меди, свинца, цинка в глинистых сланцах юрских отложений разрезов Дуруджинского антиклинория южного склона Главного хребта, куда входят разрезы Кашкачай, Дашагильчай, Джунутчай, Кишчай, Кюнгютчай, Калачай, Бумчай, Дамирапаранчай и Вандамчай. Из этих разрезов методом количественного спектрального анализа исследовалось более 460 образцов пород, из которых 146 составляют глинистые сланцы.

Известно, что южный склон Большого Кавказа в тектоническом отношении является сложнопостроенным регионом. В геотектонической схеме Кавказа выделяются следующие крупные элементы: Центральный (Тфанский) антиклинорий, Закатало-Ковдагский синклиний и Катехино-Вандамский антиклинорий. Закатало-Ковдагский синклиний первого порядка расположен между центральным и Катехино-Вандамским антиклинориями. У подножья южного склона Главного хребта, к югу от Закатало-Ковдагского синклиния, выделяется Катехино-Вандамский антиклинорий первого порядка. В северной части Катехино-Вандамского антиклинория протягивается Дуруджинский антиклинорий второго порядка [6]. Этот антиклинорий в плане представляет отчетливо изогнутую к северу узкую, местами расширяющуюся полосу длиной 90—100 км и шириной 2—4 км. В строении Дуруджинского антиклинория принимают участие отложения от аалена до бата. В разрезе местами появляются породы верхнего альба, глыбовые конгломераты, кремнистый флиш кимериджа и илисуйская свита титона. Тектонически это сложно построенное и резко выраженное антиклинальное поднятие.

В геологическом строении исследованного региона принимают участие отложения от нижней юры до нижнетретичных включительно [3,

6]. Поскольку объектом наших исследований являются юрские отложения, мы приводим характерные особенности только этих отложений.

Глинисто-сидеритовая свита J_2a_2' . Как видно из таблицы, среднее содержание Рв в глинистых сланцах исследованных разрезов изменяется в небольшом интервале от 20 до 82 г/т. Наименьшее его содержание приурочено к глинистым сланцам Вандамчая, а наибольшее к Калачаю.

Для глинистых сланцев глинисто-сидеритовой свиты разрезов Дуруджинского антиклинория характерно уменьшение свинца от присводовой части антиклинория к крыльям. Фоновое содержание Рв в глинисто-сидеритовой свите равно 40 г/т.

Среднее содержание цинка в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты изменяется в интервале от 80 до 200 г/т. Наибольшее его содержание приурочено к глинистым сланцам Шинчая, а наименьшее к Дашагильчаю. Фоновое содержание Zn в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты равно 110 г/т.

Как видно из вышесказанного, в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты Рв и Zn имеют противоположный характер распределения.

Среднее содержание меди в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты варьирует от 27 до 127 г/т. Как свинец, так и медь наибольшее скопление имеют в Калачае, наименьшее их содержание приурочено к Вандамчаю. От присводовой части антиклинория к крыльям уменьшается концентрация меди. Фоновое содержание меди в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты равно 62 г/т. Таким образом, характер распределения Си и Рв в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты очень сходен.

Песчано-сланцевая свита — $J_2a_2^2$. Среднее содержание Рв в глинистых сланцах песчано-сланцевой свиты изменяется в интервале от 18 до 88 г/т. Наибольшие концентрации Рв характерны для глинистых сланцев Дамирапаранчая, а наименьшие для Дашагильчая. Фоновое содержание Рв в глинистых сланцах песчано-сланцевой свиты равно 44 г/т. Как видно, фоновое содержание Рв от глинистых сланцев глинисто-сидеритовой свиты к песчано-сланцевой свите незначительно увеличивается.

Концентрация цинка в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты изменяется от 70 до 130 г/т. Наибольшее содержание цинка характерно для глинистых сланцев песчано-сланцевой свиты Вандамчая, наименьшее для Дашагильчая. Как в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты, так и в песчано-сланцевой свите наибольшее содержание Zn приурочено к последним разрезам юры, расположенным на южном крыле Дуруджинского антиклинория. Причем в обоих свитах концентрация Zn от предпоследнего разреза — Дамирапаранчая к последнему — Вандамчаю немного увеличивается. Среднее содержание меди в глинистых сланцах песчано-сланцевой свиты изменяется в интервале от 48 до 127 г/т. Наибольшее его содержание характерно для глинистых сланцев Дамирапаранчая, а наименьшее для Бумчая. Наибольшим содержанием как Zn, так Си отличаются последние разрезы, расположенные на южном крыле антиклинория. Фоновое содержание меди равно 74 г/т; немного боль-

ше, чем в глинисто-сидеритовой свите. Сравнивая фоновые содержания элементов в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты и песчано-сланцевой свиты, можно отметить, что концентрация Рв и Си незначительно увеличиваются к песчано-сланцевой свите, Zn — наоборот.

Хиналугская свита — J_2bj . Концентрация Рв в глинистых сланцах свиты хиналугских песчаников изменяется в интервале от 11 до 70 г/т. Наибольшее содержание Рв приурочено к глинистым сланцам Дамирапаранчая, которое в 28 раз превышает кларк Виноградова (1956). Фоновое содержание Рв в глинистых сланцах хиналугских песчаников равно 165 г/т. Следует отметить, что фоновое содержание Рв в глинистых сланцах исследованных разрезов юры постепенно увеличивается от глинисто-сидеритовой свиты к свите хиналугских песчаников.

Концентрация Zn в глинистых сланцах свиты хиналугских песчаников изменяется в интервале от 80 до 130 г/т. Наибольшее его содержание отмечается в глинистых сланцах Вандамчая, а наименьшее в Кишчае. Любопытно отметить, что концентрация Zn от Кишчая к Вандамчаю постепенно увеличивается. Фоновое содержание Zn в глинистых сланцах песчано-сланцевой свиты и свиты хиналугских песчаников одинаковое — 100 г/т. Как в предыдущих свитах, так и в свите хиналугских песчаников наибольшие концентрации Zn приурочены к разрезам, расположенным на южном крыле Дуруджинского антиклинория. Причем во всех трех свитах наибольшее содержание Zn приурочено к последнему разрезу, расположенному на южном крыле Дуруджинского антиклинория (Вандамчая). Таким образом, по характеру распределения Рв и Zn в глинистых сланцах трех описанных свит значительно различаются. Среднее содержание Си в глинистых сланцах хиналугских песчаников изменяется в интервале от 33 до 120 г/т. Здесь наибольшее содержание Си характерно для Кишчая, а наименьшее для Бумчая. Фоновое содержание Си в свите хиналугских песчаников равно 74 г/т.

Следует отметить, что фоновые содержания Zn и Си в песчано-сланцевой свите и в свите хиналугских песчаников одинаковы, но характер распределения Си в свите хиналугских песчаников отличается от распределения Рв и Zn.

Ленточно-сланцевая свита — J_2bt . Как видно из таблицы, концентрация Рв в глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты изменяется в интервале от 22 до 109 г/т. Как в свите хиналугских песчаников, так и в ленточно-сланцевой свите наибольшее содержание Рв приурочено к глинистым сланцам Дамирапаранчая. Наименьшее содержание Рв отмечается в глинистых сланцах Калачая. Фоновое содержание Рв в глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты равно 47 г/т. Концентрация Zn в глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты изменяется в пределах от 110 до 210 г/т. Наибольшее содержание Zn отмечается в глинистых сланцах Кишчая, а наименьшее в Калачае. Фоновое содержание Zn в глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты равно 140 г/т.

Как видно из приведенных данных, фоновое содержание Рв от свиты хиналугских песчаников к ленточно-сланцевой свите уменьшается, а Zn, наоборот, увеличивается. В глинистых сланцах Дами-

Среднее содержание элементов в глинистых сланцах юрских отложений
Дуруджинского антиклинория, г/т

Разрез	J ₂ a ₂			J ₂ a ₂ '			J ₂ b ₁			J ₂ bt			J ₂ km			J ₂ tit		
	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn	Cu
Кашкачай	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Шинчай	45 (4)	200 (4)	64 (4)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кишчай	—	—	—	33 (11)	90 (11)	48 (11)	11 (4)	80 (4)	120 (4)	26 (3)	110 (3)	70 (3)	—	—	—	—	—	—
Дашагиль- чай	47 (4)	80 (4)	72 (4)	18 (5)	70 (5)	70 (5)	—	—	—	—	210 (3)	—	—	—	—	—	—	—
Калачай	82 (2)	100 (2)	127 (2)	48 (3)	110 (3)	52 (3)	—	—	—	22 (3)	—	65 (3)	35 (3)	130 (3)	27 (3)	38 (3)	11 (3)	79 (3)
Бумчай	23 (6)	90 (6)	49 (6)	25 (6)	91 (6)	42 (6)	28 (4)	100 (4)	33 (4)	23 (3)	100 (3)	68 (3)	17 (3)	60 (3)	31 (3)	24 (3)	70 (3)	55 (3)
Дамирапа- ранчай	21 (7)	110 (7)	38 (7)	88 (6)	120 (6)	127 (6)	570 (6)	105 (6)	54 (6)	109 (4)	150 (4)	20 (4)	66 (5)	140 (5)	59 (5)	25 (5)	70 (5)	31 (5)
Вандамачай	20 (7)	120 (7)	27 (7)	54 (4)	100 (4)	110 (4)	53 (3)	130 (3)	91 (3)	59 (4)	140 (4)	93 (4)	61 (2)	140 (2)	119 (2)	—	—	—
Фоновое значение	40 (20)	100 (30)	62 (30)	44 (35)	100 (35)	74 (35)	165 (18)	100 (18)	74 (18)	42 (17)	140 (17)	180 (17)	40 (24)	110 (24)	53 (24)	31 (22)	80 (22)	52 (22)

Примечание: в скобках указано количество образцов.

рапаранчая также концентрация Zn значительно выше по сравнению с кларком Виноградова (1956).

Среднее содержание Си в глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты изменяется в интервале от 65 до 620 г/т. Наибольшее содержание меди приурочено к глинистым сланцам Дамирапаранчая, а наименьшее к Калачаю. В глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты Дамирапаранчая концентрация меди является максимальной среди исследованных свит юрских отложений. Фоновое содержание Си в глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты равно 180 г/т. В глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты характер распределения Pb и Си сходен.

Свита кремнистых пород — J₂km. Как видно из таблицы, среднее содержание Pb в глинистых сланцах кремнистых пород изменяется в интервале от 17 до 66 г/т, причем наибольшее содержание приурочено к глинистым сланцам Дамирапаранчая, а наименьшее к Бумчаю. Фоновое содержание Pb в глинистых сланцах свиты кремнистых пород равно 40 г/т. Концентрация Zn в глинистых сланцах свиты кремнистых пород изменяется в интервале от 50 до 140 г/т. Концентрация цинка в глинистых сланцах трех разрезов — Дашагильчае, Дамирапаранчае и Вандамчае одинаковая — 140 г/т. Наименьшее содержание Zn отмечается в глинистых сланцах Кашкачая. Фоновое содержание Zn в глинистых сланцах свиты кремнистых пород равно 110 г/т.

Среднее содержание Си в глинистых сланцах свиты кремнистых пород изменяется в интервале от 16 до 119 г/т. Наибольшее содержание меди отмечается в Вандамчае, а наименьшее в Кашкачае. Фоновое содержание Си в глинистых сланцах свиты кремнистых пород равно 53 г/т. Как видно из приведенных данных, Pb, Zn и Си в глинистых сланцах свиты кремнистых пород имеют разный характер распределения.

Илисуйская свита — J₃tit. Из таблицы видно, что концентрация Pb в глинистых сланцах изменяется в интервале от 24 до 49 г/т. Наибольшее содержание Pb в глинистых сланцах Илисуйской свиты характерно для Кашкачая, а наименьшее для Бумчае. Фоновое содержание Pb в илисуйской свите равно 31 г/т. Глинистые сланцы илисуйской свиты отличаются наименьшим содержанием Pb среди всех исследованных горизонтов юрских отложений.

Фоновое содержание Pb в глинистых сланцах юры разрезов Дуруджинского антиклинория равно 55 г/т.

Концентрация Zn в глинистых сланцах илисуйской свиты изменяется в интервале от 70 до 110 г/т. Наибольшее содержание Zn в глинистых сланцах илисуйской свиты отмечается в двух разрезах — Джунутчае и Каланчае. В Бумчае и Дамирапаранчае отмечается наименьшее содержание Zn. Фоновое содержание цинка в глинистых сланцах илисуйской свиты равно 80 г/т. В распределении Zn в глинистых сланцах свиты кремнистых пород и илисуйской свиты в качестве одной из характерных особенностей можно отметить одинаковые концентрации Zn в двух последних разрезах, расположенных на южном крыле Дуруджинского антиклинория. Глинистые сланцы илисуйской свиты отличаются также наименьшим содержанием среди исследованных горизонтов. Фоновое содержание Zn глинистых сланцев разрезов Дуруджинского антиклинория равно 10 г/т.

Концентрация меди в глинистых сланцах илисуйской свиты изменяется в интервале от 31 до 79 г/т. Наибольшее содержание Cu характерно для глинистых сланцев Калачая, а наименьшее для Дамирапаранчай. Фоновое содержание Cu в глинистых сланцах илисуйской свиты равно 52 г/т.

Как видно из приведенных данных, глинистые сланцы илисуйской свиты отличаются наименьшей концентрацией меди среди исследованных отложений юры. Фоновое содержание меди в юрских разрезах Дуруджинского антиклинория равно 78 г/т.

Теперь обратим внимание на изменение фоновых содержаний меди, свинца и цинка по отдельным стратиграфическим интервалам юры. Распределения свинца и меди в глинистых сланцах исследованных отложений несколько сходны между собой. Отличие в их распределении заключается в том, что наибольшее содержание Pb приурочено к глинистым сланцам бата. Наибольшее содержание цинка тоже приурочено к батскому возрасту. Но по сравнению с Pb и Cu цинк в юрских глинистых сланцах имеет более или менее равномерный характер распределения.

Следует отметить, что фоновые содержания свинца, цинка и меди в глинистых сланцах юры местами значительно превышает кларк по А. П. Виноградову, [1], установленный для глин и сланцев, что было отмечено в юрских отложениях Тфанского антиклинория [2, 3, 4, 5].

Наибольшие скопления Cu , Pb и Zn в глинистых сланцах приурочиваются к концу среднеюрского периода — к свите хиналугских песчаников и к ленточно-сланцевой свите.

Дуруджинский антиклинорий

Северо-зап. крыло разрезы: Кашкачай, Джунутчай, Шинчай	Присводовая часть Кишчай, Дашагильчай, Калачай	Юго-восточ. крыло Бумчай, Дамирапаранчай, Вандамчай
Zn ($J_2 a_2^1$)	Pb, Cu ($J_2 a_2^1$)	Pb, Zn, Cu ($J_2 a_2^2$)
Pb ($J_3 it$)	Cu ($J_2 bj$)	Pb, Zn ($J_2 bj$)
	Zn ($J_2 bt$)	Pb, Cu ($J_2 bt$)
	Zn, Cu ($J_3 it$)	Pb, Cu, Zn ($J_3 km$)

Следует отметить, что разрезы, расположенные на южном крыле Дуруджинского антиклинория, почти во всех свитах выделялись наибольшим содержанием исследованных элементов — Дамирапаранчай и Вандамчай. Максимальные концентрации Cu и Pb приурочены к глинистым сланцам Дамирапаранчай.

Наибольшая концентрация Zn характерна для ленточно-сланцевой свиты Кишчай — разреза, расположенного в присводовой части Дуруджинского антиклинория. Такое распределение элементов в глинистых сланцах отдельных свит юры на исследованной территории свидетельствует о том, что наряду с некоторыми факторами при осадконакоплении первостепенную роль играли также источники сноса, состав материнских пород и физико-химические условия палеобассейна и палеотектоника региона.

Выводы

1. Изучение распределения элементов в глинистых сланцах юрских отложений Дуруджинского антиклинория позволило установить региональную геохимическую зональность в их распределении, где выделяются три отдельные зоны с наибольшим скоплением тех или иных элементов в каждом периоде осадконакопления.

Каждая зона соответствует отдельным крыльям или присводовой части антиклинория. К первой зоне относятся разрезы, расположенные на северо-западном крыле антиклинория, характеризующиеся наименьшим числом максимальных скоплений элементов. Ко второй зоне относятся разрезы, расположенные в присводовой части антиклинория, и к третьей зоне разрезы юго-восточного крыла антиклинория.

От разрезов первой зоны к разрезам третьей зоны количество элементов с максимальной концентрацией уменьшается. И максимальное скопление большинства элементов приурочено к глинистым сланцам разрезов третьей зоны (Дамирапаранчай и Вандамчай).

2. В глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты Cu и Pb имеют сходный характер распределения, что дает основание считать их осаждение параллельным. Распределение Zn резко отличается от распределения Cu и Pb в глинистых сланцах глинисто-сидеритовой свиты. Наибольшее содержание Zn характерно для Джунутчая, расположенного на северном крыле антиклинория. Концентрация Cu и Pb от присводовой части антиклинория к крыльям уменьшаются, а Zn наоборот.

3. В глинистых сланцах песчано-сланцевой свите Zn и Pb имеют почти сходный характер распределения. Только от Дамирапаранчай к Вандамчаю характер распределения этих элементов отличается. В разрезе, расположенных на южном крыле антиклинория (Бумчай, Дамирапаранчай и Вандамчай), Cu и Pb имеют сходный характер распределения, наибольшие их концентрации приурочены к Дамирапаранчаю, а Zn к Вандамчаю. В отличие от глинисто-сидеритовой свиты в песчано-сланцевой свите наибольшие концентрации всех трех элементов приурочены к разрезам южного крыла антиклинория.

4. В глинистых сланцах свиты хиналугских песчаников Pb и Zn имеют сходный характер распределения и наибольшие их содержания приурочены к разрезам южного крыла антиклинория, а наибольшие концентрации меди отмечаются в разрезах присводовой части антиклинория.

5. В глинистых сланцах ленточно-сланцевой свиты Cu и Pb имеют сходный характер распределения. Наибольшие их концентрации приурочены к разрезам южного крыла антиклинория. Более высокая концентрация Zn отмечается в разрезах присводовой части антиклинория (Кишчай).

6. В глинистых сланцах свиты кремнистых пород распределения Cu , Pb , Zn различаются. Характерными особенностями в их распределении является наличие наибольших концентраций всех элементов разрезов южного крыла антиклинория и более или менее сходный характер распределения Pb и Zn в этих разрезах (Бумчай, Дамирапаранчай и Вандамчай). В распределении цинка в разрезах Дуруджинского антиклинория отмечаются два максимума, один в присводовой части, другой на южном крыле.

7. В глинистых сланцах илисуйской свиты все три элемента распределены более или менее равномерно. Наибольшие концентрации элементов приурочены к разрезам присводовой части антиклинория. В разрезах южного крыла антиклинория Pb и Zn имеют сходный характер распределения. Фоновые содержания всех элементов в Дурджинском антиклинории превышает кларк Виноградова [1].

Литература

1. Виноградов А. П. Среднее содержание элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
2. Кашкай М. А., Мартиросян Р. А. и др. Геохимия и минералогия колчеданных месторождений южного склона Б. Кавказа. Баку, «Элм», 1979.
3. Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений южного склона Б. Кавказа в пределах Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1963.
4. Султанов А. Д. Литология и геохимия среднеюрских отложений южного склона Б. Кавказа в пределах Азербайджана. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол., 1977, № 5.
5. Султанов А. Д., Мазанов Д. Д. Геохимическая специализация ааленских отложений Белокано-Закатальского района (медь, свинец и цинк в рудовмещающих отложениях). В кн. Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана. Баку, «Элм», 1981.
6. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Б. Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.

З. М. Элизадэ, Н. Л. Мустафаяев

БӨҮК ГАФГАЗЫН ЧЭНУБ ЈАМАЧЛАРЫНДАКЫ ДУРУЧА АНТИКЛИНОРИСИНІН ЈУРА ЧӨКҮНТҮЛЭРИ КӘСИЛИШЛЭРИНДӘКИ КИЛЛИ ШИСТЛӘРДӘ МИС, ГУРҒУШУН ВӘ СИНКИН ЈАЈЫЛМАСЫ ГАНУНАУЈҒУНЛУГЛАРЫ

Мәгаләдә Дуруча антиклинорисиндә Јура чөкүнтүләрини тәмсил едән Гашгачај, Чунутчај, Шинчај, Кишчај, Дашағылчај, Галачај, Бумчај, Дәмирапаранчај вә Вәндамчај кәсилишләринин килли шистләриндә гурғушун, синк вә мисин јајылмасы ганунаујғунлуғлары арашдырылып.

Дәгиг спектрал анализ үсулу илә мис, гурғушун вә синкин фаизлә мигдары һәмин кәсилишләрин ајры-ајры горизонтларынын килли шистләриндә илк дәфә өјрәниләр.

Апарылан тәдгигатлара әсасән Дуруча антиклинориси кәсилишләри өјрәнилән элементләрлә зәнкин үч рекионал кеокимјәви зонаја ајрылып.

I зона антиклинорисинин шимали-гәрб ганадында јерләшән кәсилишләри әһатә етмәклә (Гашгачај, Чунутчај вә Шинчај) ән аз мигдар элементләрлә зәнкин зона кими сәчиј-јәләнәр.

II зона антиклинорисинин тағ һиссәсиндә јерләшән кәсилишләри әһатә едир. (Кишчај, Дашағылчај, Галачај).

III зона антиклинорисинин чәнуби-гәрб ганадында јерләшән кәсилишләри әһатә етмәклә (Бумчај, Дәмирапаранчај, Вәндамчај) өјрәнилән элементләрлә зәнкин зона кими сәчиј-јәләнәр. I зонадан III зонаја гәдәр (гәрбдән-шәргә) кәсилишләрдә һәмин элементләрин максимум топланма мигдары кетдикчә артыр.

Z. M. Alizade, H. L. Mustafayev

REGULARITY OF PLUMBUM, ZINC AND COPPER DISTRIBUTION IN CLAY SHALES OF JURASSIC DEPOSITS OF DURUDZHIN ANTICLINORIUM IN THE SOUTH SIDE OF THE MAJOR CAUCASUS

Results of investigations conducted in clay shales of Jurassic deposits of sections in Durudzhin anticlinorium are considered in the article.

Cu, Pb and Zn distribution in clay shales by the method of quantitative spectral analysis on individual Jurassic formations is investigated for the first time.

As a result of investigations on the element distribution Durudzhin anticlinorium sections are first divided into three regional geochemical zones.

Sections arranged on the north-western limb of anticlinorium (Kashkachay, Dzhunut-chay, Shinchay) characterizing by the least number of maximum accumulation of elements concern the first zone.

The second zone includes the sections arranged in arched part of anticlinorium (Kishchay, Dashagilchay and Kalachay).

Sections arranged in the south-eastern limb of anticlinorium—Bumchay, Damiraparchay and Vandamchay, characterizing by the greatest quantity of maximum accumulation of elements concern the third zone.

From the first zone to the third one maximum concentration of elements is increased on separate Jurassic formations.

УДК 551.311

Ф. Г. ГАСАН-ЗАДЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ КАСПИЯ

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород в большинстве случаев несет достоверную палеомагнитную информацию, если имеет ориентационное происхождение [7]. Поэтому для уверенных палеомагнитных построений, прежде всего, необходимо установить природу естественной остаточной намагниченности исследуемых отложений. В связи с этим настоящая работа посвящена экспериментальным исследованиям происхождения естественной остаточной намагниченности донных осадков Каспия. Для проведения магнитных исследований было отобрано шесть колонок длиной от 1,5 до 8 м из донных осадков новокаспийских и верхнехвалынских отложений.

С целью определения способности исследуемых осадков нести полезную и достоверную палеомагнитную информацию был использован носителей намагниченности проводились магнито-минералогические метод лабораторного переосаждения, моделирующий естественный процесс возникновения намагниченности. Для определения минералов-исследования. Применялись безнагревные и термомагнитные методы исследования состава ферромагнитных минералов.

Возможности метода лабораторного переосаждения при использовании его для изучения природы естественной остаточной намагниченности осадочных пород были показаны в работах [1, 3, 6].

В основу метода лабораторного переосаждения положено предположение о различной степени ориентации магнитных моментов зерен по направлению действующего магнитного поля в момент приобретения осадком различных видов остаточной намагниченности, а именно, степень ориентации магнитных моментов в случае ориентационной намагниченности меньше, чем в случае химической и термоостаточной [2].

Это обусловлено существенным различием механизмов образования упомянутых видов намагниченности [4].

Коэффициент переосаждения P равен отношению древней стабильной части I_n к современной стабильной части I_{nr} :

$$P = \frac{I_n}{I_{nr}}$$

Коэффициент P близок к единице в случае ориентационного происхождения стабильной части I_n и существенно больше единицы в случае химического и термоостаточного ее происхождения [2].

Образцы для переосаждения выбирались из числа кубиков, не подвергавшихся температурным воздействиям и размагничиванию пе-

ременными полями, чтобы не повредить ферромагнитные зерна, сначала производилось размагничивание образцов, затем перемешивание до приготовления однородной суспензии.

Полученная однородная суспензия осаждалась в сосудах кубической формы с ребром 5 см в спокойной воде. Напряженность лабораторного магнитного поля определялась в каждой точке переосаждения. Переосаждение велось в полях от 0,52 ÷ 0,54 эрстед. Наклонение поля составляло в среднем 70°. Когда осадок подсыхал и уплотнялся, из него вырезались кубики ребром 24 мм и проводились магнитные измерения.

Если считать, что напряженность геомагнитного поля в голоценовое время близка к современной, то в случае ориентационной природы I_n коэффициент P должен быть близок к 1. Измерение величины I_n и I_{nr} проводились на рок-генераторе типа ИОН-1 с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}$ Гс. Относительная ошибка измерений величин I_n и I_{nr} осадков в естественном состоянии составляет не более $\pm 2\%$. Результаты лабораторного переосаждения осадков приведены в табл.

№/№ скв. и кол.	Магнитные характеристики вед. 106 СГС						P
	До переосаждения			После переосаждения			
	I_n	χ_1	I_{rs1}	I_{nr}	χ_2	I_{rs2}	
СКВ. 61	14,0	139,9	125,0	148	12,4	130,0	0,9
Скв. 62	7,3	12,6	115,0	7,8	11,4	135,0	1,0
Кол. 1	8,5	16,8	135,0	11,2	15,8	140,0	0,8
Кол. 2	16,0	12,2	135,0	14,4	12,0	133,0	1,1
Кол. 3	14,4	13,9	125,0	15,1	12,0	141,0	0,95
Кол. 4	4,9	16,0	124,0	5,1	15,6	128,0	1,00
Кол. 5	7,5	12,5	116,0	8,9	11,6	140,0	1,5
Кол. 6	5,5	15,9	118,0	4,3	9,8	130,0	0,95
Кол. 7	6,9	17,0	125,0	5,0	12,5	124,0	1,00

Таким образом, лабораторные исследования по методу переосаждения показали, что остаточная намагниченность изученных осадков имеет ориентационную природу и таким образом несет достоверную палеомагнитную информацию.

Для целей диагностики магнитных минералов, ответственных за I_n , были проведены исследования по изучению состава магнитных минералов. Применялись безнагревные и температурные методы изучения различных магнитных характеристик.

Безнагревные магнито-минералогические исследования, проведенные в настоящей работе, включали: 1) нормальное остаточное намагничивание образцов: $I_r \sim f(H)$; 2) анализ значений разрушающих полей H_{cs} ; 3) анализ коэрцитивных спектров, рассчитанных по кривым зависимости $I_r \sim f(H)$; 4) размагничивание остаточной намагниченности насыщения I_{rs} в переменных полях $I_{rs} \sim f(h)$.

Нормальное намагничивание образцов проводилось с помощью электромагнита типа ФЭЛ-1. Измерения проводились на рок-генераторе с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}$ Гс. Относительная ошибка при определении величин I_r не превышает $\pm 3\%$. Строились графики зависимости $(I_r/I_{r_{max}}) \sim f(H)$, где I_r — нормальная остаточная намагничен-

ность, приобретенная в заданном магнитном поле H ; I_{rmax} — остаточная намагниченность, полученная в постоянном магнитном поле $H = 7500$ э. Расчет коэрцитивных спектров по кривым нормального намагничивания проводился общеизвестным методом скользящего осреднения экспериментальных величин. Анализ магнитной стабильности I_{rs} по отношению к переменному магнитному полю \bar{h} и определения значений разрушающих полей H'_{cs} проводились согласно общепринятой методике [7].

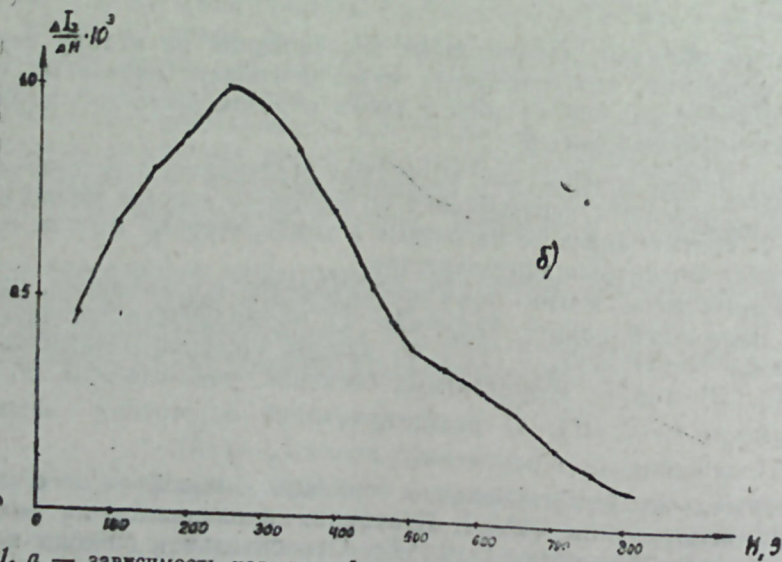
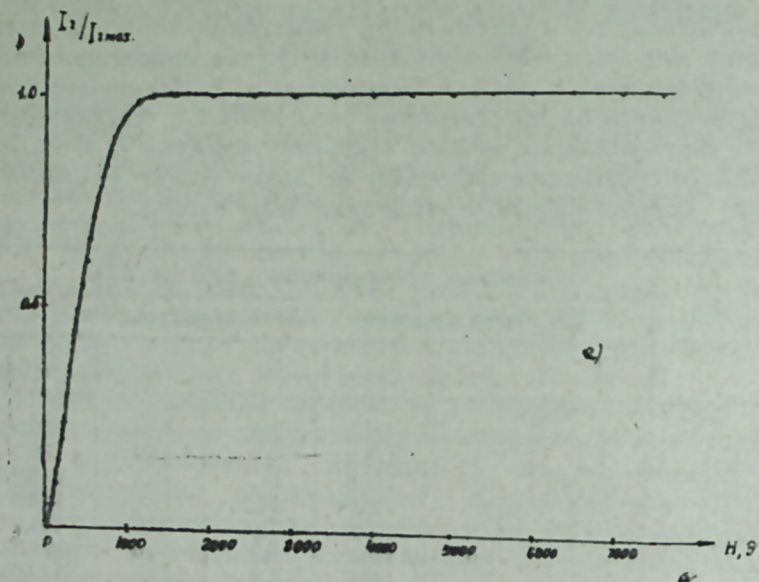


Рис. 1. а — зависимость нормальной остаточной намагниченности I_r осадков от намагничивающего поля H ; б — зависимость второй производственной нормальной остаточной намагниченности осадков от намагничивающего поля H .

Рассмотрим типичную кривую нормального намагничивания $I_r \sim f(H)$ исследуемых осадков (рис. 1а). Характер кривой нормального намагничивания аналогичен для различных литологических разновидностей. Остаточная намагниченность достигает насыщения уже в полях 1500—2000 эрстед. Величина разрушающего поля H'_{cs} составляет 250 эрстед. Коэрцитивные спектры, рассчитанные по кривым $I_r \sim f(H)$, имеют, как правило, один основной максимум в области критических полей 250—300 эрстед (рис. 1б). Это говорит о том, что в общей ассоциации магнитных минералов осадков доминирующее место занимают магнитомягкие минералы.

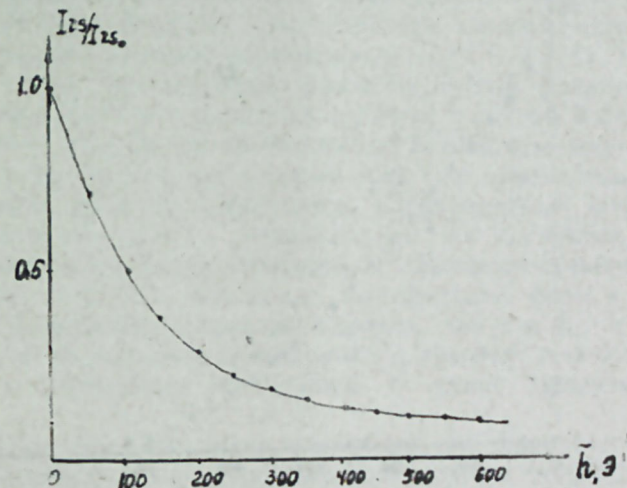


Рис. 2. Зависимость остаточной намагниченности насыщения I_{rs} осадков от размагничивающего переменного поля.

На рис. 2 приведена типичная кривая размагничивания остаточной намагниченности насыщения $I_{rs} \sim f(\bar{h})$. Как видно из рисунка, в переменных полях порядка 150 Э снимается половина остаточной намагниченности I_{rs} , а в полях $\bar{h} = 350$ Э остается приблизительно 20—25 % I_{rs} . Эти результаты свидетельствуют о том, что в составе магнитной фракции исследуемых осадков имеется магнитомягкий ферромагнитный минерал.

Таким образом, результаты анализа магнитной жесткости позволяют сделать вывод о том, что основное место в составе магнитных фракций исследуемых осадков занимают магнитомягкие минералы. При этом величина разрушающего поля H'_{cs} обусловлена тонкодисперсной частью фракции.

Рассмотрим результаты термомагнитного анализа магнитной фракции. Термомагнитные исследования были выполнены на термомагнитной установке с ценой деления $2 \cdot 10^{-6}$ Гс. Снимались кривые температурного размагничивания остаточной намагниченности насыщения $I_{rs}(T^\circ)$ и полной намагниченности насыщения $I_s(T^\circ)$.

Было исследовано 30 образцов по каждой зависимости.

На рис. 3 показаны типичные кривые термомагнитного анализа $I_{rs}(T^\circ)$ и $I_s(T^\circ)$ двух нагревов. Кривая I нагрева имеет пологую форму. При температуре 200°C отмечается слабая фаза, соответствующая, по-видимому, точке фазового перехода маггемита. На термомагнитной кривой повторного нагрева отмеченная фаза не повторяется, что позволяет отнести ее именно к фазовому переходу, а не к точке Кюри. Вклад маггемитовой фазы, в суммарную I_{rs} фракции, определен-

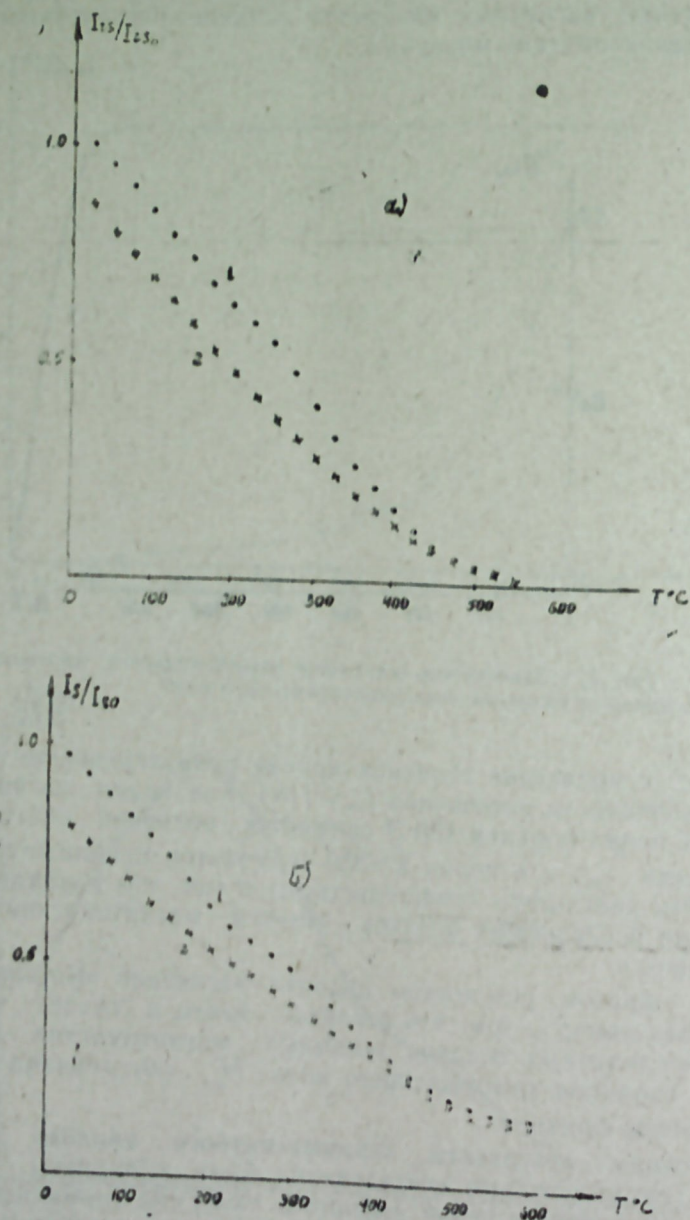


Рис. 3. а — зависимость полной намагниченности насыщения I_{rs} от температуры T° ; б — зависимость полной намагниченности насыщения I_s от температуры.

ный по термомагнитной кривой, составляет порядка 10—15%, что позволяет сделать вывод о незначительном вкладе маггемитовой фазы в величину естественной остаточной намагниченности осадков.

Кривая $I_{rs}(T^\circ)$ повторного нагрева по характеру существенно не отличается от первичной кривой. По обеим кривым основная точка Кюри фиксируется при температуре порядка 525°C , затем наблюдается слабый магнетитовый «хвост» с дополнительной точкой Кюри 575°C .

Маггемитовая фаза, фиксируемая по кривым $I_{rs}(T^\circ)$ первого нагрева, отмечена также и на кривых $I_s(T^\circ)$ первого нагрева. На кривой повторного нагрева эта фаза не наблюдается. Точка Кюри по обеим кривым $I_s(T^\circ)$ отмечается при температуре порядка 525°C , после чего наблюдается парамагнитный хвост до температур порядка 600°C .

Таким образом, термомагнитный анализ показал, что магнитная фракция осадков является в основном устойчивой к нагреву и не испытывает существенных фазовых изменений при высокотемпературном нагреве. На основании анализа термокривых $I_{rs}(T^\circ)$ и $I_s(T^\circ)$ можно сделать вывод о том, что основной фазой магнитной фракции исследованных осадков является титанистый магнетит с точкой Кюри порядка 525°C . Данному выводу не противоречат результаты анализа магнитной жесткости минералов, по которым, как уже отмечалось выше, в составе магнитной фракции выделяется магнитомягкая фаза.

Сравнение величин I_n и I_{rs} показало, что для изученных осадков между указанными величинами сохраняется пропорциональность. Учитывая это, можно отметить, что вклад маггемитовой фазы в суммарную I_n осадков, по-видимому, того же порядка, что и в I_{rs} , и вряд ли заметно отразится на величине суммарной I_n , которая, как отмечалось выше, связана с титанистым магнетитом и имеет ориентационное происхождение.

Таким образом, магнито-минералогические исследования позволили выявить во всех случаях тонкодисперсные частицы титанистого магнетита ($T = 525^\circ\text{C}$). Их состав характерен для ферромагнитных минералов, содержащихся в коренных породах дна океана и часто встречающихся во многих осадках [5, 9]. Следовательно, можно предположить, что титанистые магнетиты являются привнесенными в осадок минералами и стабильная часть естественной остаточной намагниченности, связанная с этим минералами, должна иметь ориентационное происхождение.

Выводы:

1. Лабораторные исследования по методу переосаждения показали, что естественная остаточная намагниченность исследованных осадков возникает в результате статистической ориентации мелких ферромагнитных частиц по направлению внешнего магнитного поля. Не и, следовательно, несет достоверную палеомагнитную информацию.

2. Магнито-минералогические исследования верхнечетвертичных донных осадков (безнагревные и термомагнитные методы исследования) позволяют сделать вывод, что основной фазой, ответственной за намагниченность магнитной фракции изученных осадков, является титанистый магнетит с точкой Кюри $T_c = 525^\circ\text{C}$.

Во многих случаях в исследуемых осадках отмечены маггемитовые фазы, однако вклад их в суммарную I_n осадков небольшой и вряд ли может существенно повлиять на величину.

1. Багина О. Л. К вопросу о происхождения естественной остаточной намагниченности красноцветных глин гжельского яруса Подмосковского бассейна. «Изв. АН СССР», серия физика Земли, 1966, № 12.
2. Багина О. Л. Оценка природы естественной остаточной намагниченности по коэффициенту пересаживания. «Изв. АН СССР», серия физика Земли, 1968, № 8.
3. Исаева М. И. Изучение плейстоценовых морен Русской платформы палеомагнитным методом. Автор. канд. дисс. МГУ, М., 1977.
4. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965.
5. Назарова Е. А. Магнитные свойства океанических базальтов и апомальное поле срединно-океанических хребтов. Автор. канд. дисс. М., 1977.
6. Храмов А. Н. Палеомагнитные стратиграфические исследования, задачи и методика. В кн.: «Палеомагнитные стратиграфические исследования». Труды ВНИГРИ, вып. 204, Л., 1963.
7. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967.
8. Шмелева А. Н. К методике изучения происхождения естественной остаточной намагниченности осадочных пород. В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования, вып. 204, Л., 1963.
9. Kobayashi K., Nomura M. Ferromagnetic minerals in the sediment cores collected from the Pacific Basin. J. Geophys., v. 40, No. 4, 1974.

Ф. Г. Гасанзаде

ХЭЗЭР ДЭНИЗИ ДИБИ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН ТЭБИИ ГАЛЫГ МАГНИТЛЭШМЭ МЭНШЭЈИНИН ТЭДГИГИ

Магаләдә дәнннз днбн чөкүнтүләрнннн тәбнн галыг магннтләшмә мәншәјнннн тәчрү-
бн тәдгнннә һәср еднлмншднр.

Чөкдүрмә үсулу илә лабораторнја тәдгнгатн көстәрнр кн, тәдгнг олунмуш чөкүнтү-
ләрдә тәбнн галыг магннтләшмә, Јернн харнчн магннт, саһәсн нстнгамәтнндә хырда
ферромагннт ннссәләрнннн статнстнк сәмтләшмәснннн нәтнчәснндә баш вернр. Бу да
нәтнчә е'тнбарнлә һәгннн полемагннт мә'луматлар вернр.

Дәннз днбннннн үст дөрдүнчү чөкүнтүләрнннннн магннт-мннероложн тәдгннн бәлә бнр
нәтнчәјә кәлмәјә әсәс вернр кн, чөкүнтүләрннн магннт фракснјаларынын магннтләшмәсн-
нә чавабдәһ олан әсәс фаза Кјурн нөгтәсн $T_c = 525^\circ$ олан тнтанлы-магннтднр.

F. G. Gasan-zadeh

STUDY OF NATURE OF NRM (NATURAL REMANENT MAGNETIZATION) OF CASPIAN BOTTOM SEDIMENTS

The present paper deals with the experimental research of nature of NRM of the
bottom sediments.

Experiments, based on the resedimentation method, showed that NRM of the sediments
was caused by the statistical orientation of small ferromagnetic particles along the
direction of the external magnetic field and therefore, had true paleomagnetic information.

Magnetical-mineralogical study of upperquaternary bottom sediments showed that
titanomagnetite with Curie point $T_c = 525^\circ\text{C}$ was the main phase giving the magne-
tization to the magnetic fraction of the sediments.

УДК 550.84:551.217.2(479.24)

Х. И. МАХМУДОВ, Ч. М. КАШКАИ

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СТЕКЛОВАТЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КЕЛЬБАДЖАРСКОГО РАЙОНА (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Свойства вулканических стекол, определяющие технологию по-
лучения пористых материалов, зависит от их химического состава,
наличия микровключений, степени кристалличности и других видов
микронеоднородностей. Применение прецизионных методов исследо-
ваний [2, 3], в частности, локального рентгеноспектрального анали-
за, позволяет установить природу этих микрохимических неоднород-
ностей, что в итоге совершенствует наши представления о механизме
формирования кислых водосодержащих вулканических стекол. Ме-
тодические приемы микронзондовых исследований природных стекол
рассмотрены в работе [1] на примере перлитов из Магаданской
области.

В данной работе освещены микронзондовые исследования ряда
кислых вулканитов Кельбаджарского района Центральной части Ма-
лого Кавказа, в частности, перлитов, обсидианов и липаритов. Зада-
ча состояла в выявлении минеральных микровключений и определе-
нии их состава, установлении характера распределения пороодообра-
зующих и ряда редких элементов на локальных участках.

Для исследований были отобраны неизменные образцы перлита,
обсидиана и липарита из месторождений Кечалдага. Анализ выпол-
нен на 4-канальном микроанализаторе MS-46 французской фирмы
«Сатеса» и осуществлялся по K_{α} -линиям для всех элементов, при
ускоряющем напряжении 15 кв, силе тока 30—50 ма; диаметр элек-
тронного зонда составлял 1—2 мкм, локальность 4—5 мкм.

Определения были как полуколичественными, так и количествен-
ными. Для количественной оценки состава использовались графики
распределения компонентов, снятые при соответствующем характери-
стическом излучении.

В качестве эталонов использовались природные, предварительно
проанализированные гомогенные минералы или синтезированные фа-
зы: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , голубой диопсид, калиевый полевошпат, эги-
рин, TiO_2 , MnCO_3 , Fe_3O_4 и др. Микронзондовый анализ был произве-
ден в шести различных точках каждой пробы¹. Предварительное сканн-
рование поверхности пробы на Ba, Sr и Cs показало их отсутствие.

Исследования обнаружили многообразие форм проявления мик-
ронеоднородности в пределах отдельных участков, индивидов и аг-
регатов. Такая неоднородность выражена в вариациях количествен-
ного содержания отдельных компонентов или микроэлементов в за-

¹ Микронзондовые исследования выполнены в ИГЕМе АН СССР И. П. Лапутиной.

зависимости от внутреннего строения. Неоднородность выявляется также в индивидах размером от десятков микрон до миллиметра и более.

В отдельных выделениях перлита из Кечалдагского месторождения путем микрозондирования установлена вариация Si/Al, а также в определенных пределах изменение количественного содержания Fe, Mn, Mg и других компонентов.

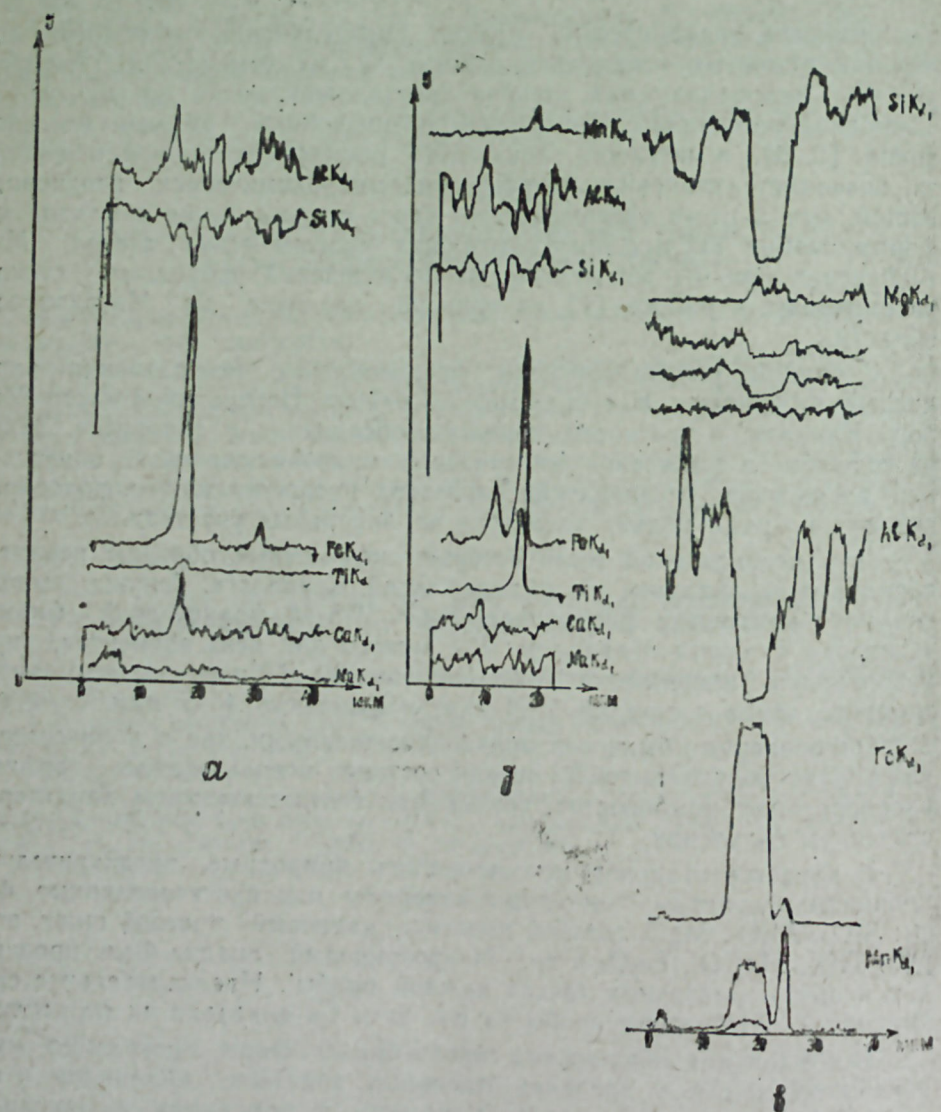


Рис. 1. Концентрационные кривые распределения элементов по профилю, проходящему по поверхности шлифа; а — перлит; б — обсидан; в — липарит.

Как видно из таблицы, отдельные участки одной и той же породы значительно различаются по количественному содержанию кремния, алюминия и магния при заметных колебаниях значений других компонентов. Наибольшие вариации состава в пределах одного шлифа наблюдаются для Al и Si и составляют соответственно 12—18,7% и 66,3—76,7%. Отдельные локальные участки в массе стекла имеют повышенное содержание алюминия или кремния.

Сканирование образцов и профилирование по определенным направлениям выявило неравномерное содержание марганца и титана. Участки, обогащенные железом и титаном, характеризуются резким уменьшением содержания алюминия и кремния (рис. 1 а и б). На концентрационных кривых (рис. 1а, б и в), снятых для перлита и других кислых вулканитов, отчетливо виден характер распределения элементов.

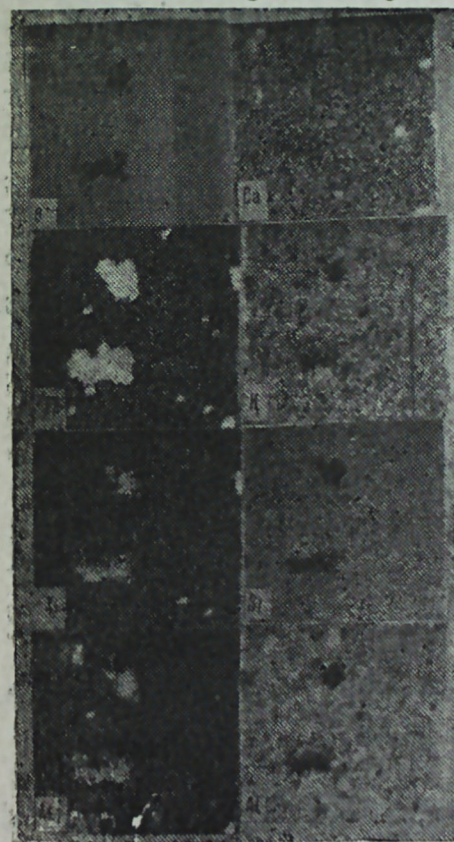


Рис. 2. Распределение элементов в перлите на участке размером 100×100 мкм.

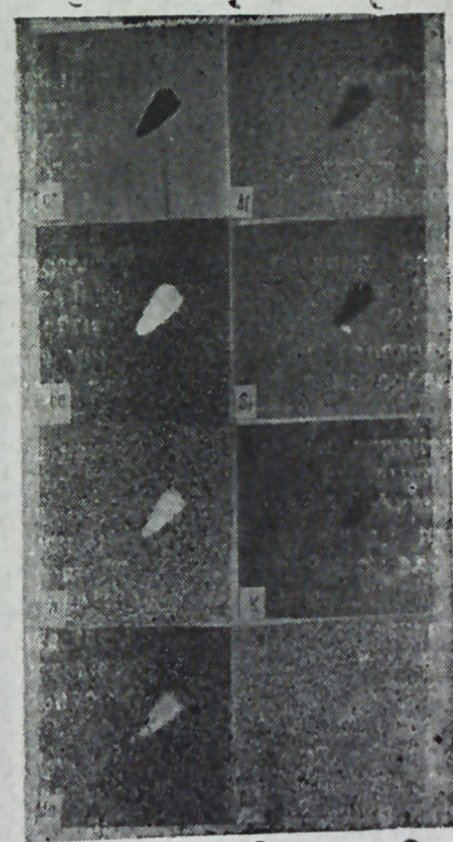


Рис. 3. Распределение элементов в обсидане на участке размером 100×100 мкм.

В перлитах и обсиданах нередко наблюдаются обособленные выделения кристаллических фаз (рис. 2 и 3). Наряду с ограниченными крупными индивидами наблюдаются и спорадические распределения мелких зерен.

Химический состав стеклообразных фаз и кристаллических включений
в перлите, обсидиане и липарите

Компоненты	Образец 1, перлит			Образец 2, обсидиан			Образец 3, липарит		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в
SiO ₂	73,54	0,8	1,1	76,69	1,5	1,3	66,0	1,5	2,5
TiO ₂	0,12	18,3	4,5	0,12	6,7	7,1	0,09	1,1	0,35
Al ₂ O ₃	12,28	1,3	0,6	13,91	2,36	0,6	18,7	0,6	2,2
Fe ₂ O ₃	—	30,87	61,53	—	56,89	53,16	—	62,79	6,98
FeO	0,59	45,64	27,69	0,68	25,61	32,72	0,58	28,21	27,00
CaO	0,43	0,8	0,3	0,43	1,18	—	0,56	0,5	0,56
MgO	0,05	1,3	2,5	0,05	0,8	0,8	0,06	0,56	0,8
MnO	0,08	0,9	1,7	0,07	5,16	3,7	—	4,0	5,1
Na ₂ O	3,03	—	—	3,43	—	—	7,8	—	—
K ₂ O	4,1	—	—	4,0	—	—	5,2	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,1	0,11	—	—	—	—
Cl	0,18	—	—	0,07	—	—	—	—	—
H ₂ O**	5,60	—	—	0,5	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	99,91	99,92	100,0	99,31	99,38	99,09	99,26	99,49

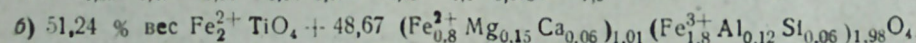
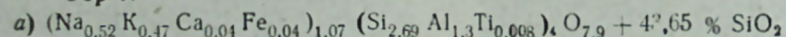
1 — перлит серый; 2 — обсидиан черный; 3 — липарит; а — основа стекловатой массы; б — крупные включения в стекловатой массе; в — мелкие включения в стекловатой массе.

* Распределение железа на окисные и закисные формы выполнено согласно их соотношению в магнетите.

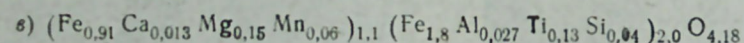
** Содержание H₂O определено весовым методом с последующей корректировкой остальных окислов.

Расчет химических формул минеральных включений и состава
стеклообразной массы

Обр. 1.

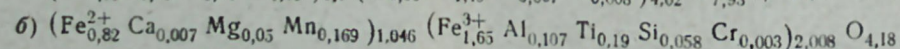
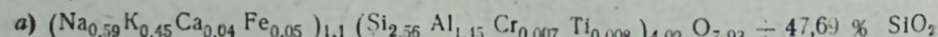


УЛЬВОШПИТЕЛЬ

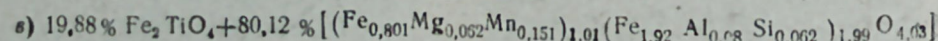


ТИТАНО-МАГНЕТИТ

Обр. 2.

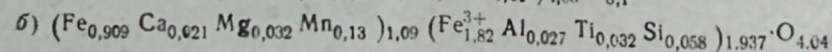
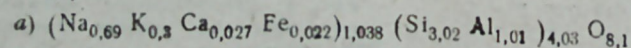


ТИТАНО-МАГНЕТИТ

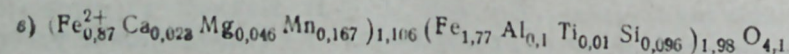


УЛЬВОШПИТЕЛЬ

Обр. 3.



МАГНЕТИТ



МАГНЕТИТ

Результаты анализов отдельных зерен и стекловатой массы на соответствующие формулы минералов приведены в табл. При этом расчеты для основной массы показывают, что состав стекла в большинстве случаев близок составу анортоклазовой молекулы и содержит избыточное количество окиси кремния.

В рассматриваемых вулканических стеклах титан и марганец обособляются с железом, образуя титано-магнетит, а в ряде случаев (обр. 1, б, обр. 2, в) вполне обосновано выделение ульвошпинеля (таблица, обр. 1, 2 и 3). В целом для стекловатых пород из названных месторождений характерна гомогенность.

Резкие колебания количества железа и титана при одновременном высоком содержании марганца были обнаружены также на отдельных участках липарита Кечалдагского месторождения (рис. 4).

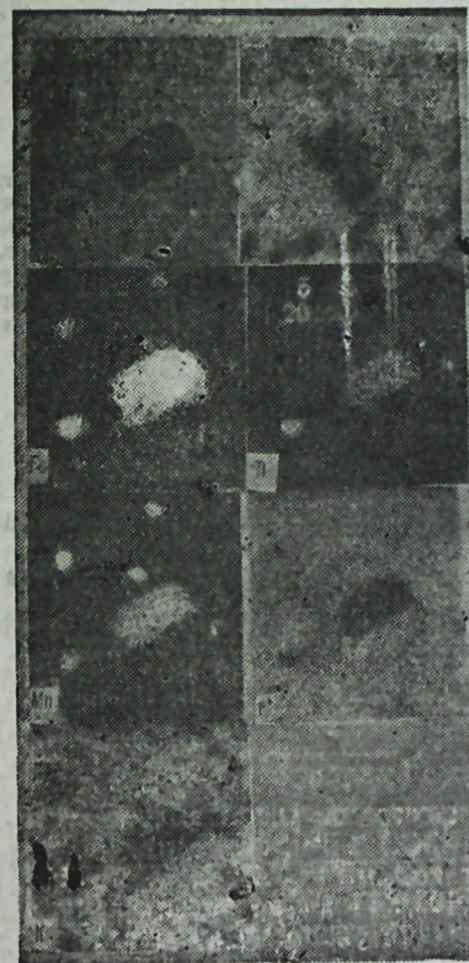


Рис. 4. Распределение элементов в липарите на участке размером 100×100 мкм.

Изучение полированных шлифов, изготовленных из перлитов, обсидианов и липаритов Кельбаджарских групп месторождений, показало, что титано-магнетит и ульвошпинель для них имеют довольно распространенный характер.

Таким образом, микрозондовые исследования ряда образцов кислых вулканитов позволили выявить вариации в содержаниях породообразующих и других элементов, а также неоднородное строение этих пород, что диктует необходимость широкого изучения геохимических особенностей стекловатых вулканических образований.

Литература

1. Борисовский С. Е. Изучение микрохимических неоднородностей кислых водосодержащих стекол методом локального рентгеноспектрального анализа. «Перлиты», М., «Наука», 1981.
2. Махмудов Х. И. Вулканические стекла Азербайджана. Баку, Азернешр, 1974.
3. Махмудов Х. И. Структурно-геохимические особенности стекловатых вулканических пород Центральной части Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», 1980, № 5.

h. И. Махмудов, Ч. М. Гашгај

КЭЛБЭЧЭР РАЈОНУНДА (КИЧИК ГАФГАЗ) ЈАЈЫЛМЫШ ВУЛКАН ШУШЭЛЭРИНИН МИКРОЗОНД УСУЛУ ИЛЭ ТЭДГИГИНИН НЭТИЧЭЛЭРИ

Мәгаләдә Кәлбәчәр рајонунда интишар тапмыш вулкан шүшәләринин-перлит, обсидиан вә липаритин микрозонд үсүлү илә тәдгиг олуимасы шәрһ едилир. Кечәлдаг јатағындан көтүрүлмүш бу нүмүнәләр MS-46 «Сатеса» аппараты васитәсилә өйрәнилмиш, перлит вә обсидиан үчүн чох характерик вә јени олан улвошпинел минералы ашкар едилмишдир. Бу үсүлүн көмәји илә вулкан шүшәләриндә бир сыра надир вә петроген элементләрин јайылма хүсусијјәтләри, бу элементләрин шлифдәки ваһид профил бојунча пәјланма әјриләри верилмиш, һабелә ајры-ајры минерал һиссәчикләрин кимјәви формуллари һесаблинмишдир.

Kh. I. Makhmudov, Ch. M. Kashkay

THE RESULTS OF MICRO SOUND STUDY OF GLASSY VOLCANIC ROCKS IN KELBADZHAR REGION (MINOR CAUCASUS)

The perlite, obsidian and liparite study from Kelbadzhar deposit of Kelbadzhar region with the help of «MS-46» microsound is given in the article.

Ulvoshpinel being extremely characteristic for perlite and obsidian has been ascertained in the studied samples for the first time.

Ulvoshpinel being extremely characteristic for perlite and obsidian has been ascertained in the studied samples for the first time.

УДК 553.982.233 (479.24)

Э. А. АГАМИРЗОЕВА, Т. А. ГУСЕИНОВА, Г. Х. РАГИМОВА

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И ВОДОРОДНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ В НЕФТЯХ ПЛОЩАДЕЙ СААДАН И АМИРХАНЛЫ

Нефтяные площади Саадан и Амирханлы¹ расположены в центральной части Сиазанской моноклинали, где верхнемеловые и палеогеновые отложения опрокинуты на северо-восток. Эти отложения перекрыты породами миоценового возраста, залегающими в нормальной стратиграфической последовательности и погружающимися в северо-восточном направлении.

В пределах, указанных площадей структура моноклинали осложнена рядом поперечных тектонических нарушений. Двумя из них площадь Саадан разбита на три участка, опущенных последовательно в юго-восточном направлении. На крайнем юго-восточном самом опущенном участке пласты верхнего мела и палеогена круто падают под углами 75—81°. В северо-западном направлении с увеличением опрокинутости пластов происходит постепенное их выполаживание. Поэтому на соседнем к северо-западу участке, ограниченном с двух сторон нарушениями, углы падения этих пластов составляют 45—50°. И, наконец, в наиболее приподнятой северо-западной части площади Саадан пласты залегают полого; углы падения их в головной части структуры снижаются до 38—40°.

Площадь Амирханлы, расположенная северо-западнее Саадана, поперечным нарушением разделена на две части: на пологую юго-восточную и крутую северо-западную. На юго-восточной части верхнемеловые отложения залегают полого под углом 40—45°. В северо-западной части углы падения этих слоев становятся крутыми и достигают 80—85°.

Перекрывающие миоценовые пласты на обеих площадях характеризуются спокойным залеганием под углом 60—70°.

Песчано-алевритовые и трещиновато-карбонатные пласты и пропластки как верхнемеловых (кампан, маастрихт, дат), так и палеоген-миоценовых (сумгаит, коун, майкоп, чокрак и др.) отложений на площадях Саадан и Амирханлы являются промышленно-нефтеносными [2].

Нефти по составу и свойствам на обеих площадях примерно одинаковы. Групповой углеводородный состав их следующий: содержание ароматических компонентов — 16,45%, нефтяных — 36,55%, парафиновых — 47%. Относясь к типу легких маслянистых нефтей, они в то же время отличаются и высокой смолистостью — содержа-

¹ В промысловой практике границей Сааданской и Амирханлинской площадей условно считается русло р. Гильгильчай.

ние смол достигает 30%. Удельные веса нефтей изменяются от 0,840 до 0,900. Наиболее распространенными значениями являются 0,860—0,880. В северо-западном направлении отмечается закономерное уменьшение удельных весов [1].

Измерения окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и водородного показателя (pH) проводились по пробам нефтей, отобранным из скважин площади Саадан и 4 скважин площади Амирханлы. В результате, исследованиями охвачены нефти маастрихт-датского ярусов, сумгаит. коун, майкопской свит и чокракского горизонта.

Данные водородного показателя указывают на высокие концентрации водородных ионов в исследованных нефтях, обусловившие в них кислую среду, степень проявления которой на отдельных участках различна.

Так, в ряде скважин № 894, 1255, 504, 1280, 1352 нефти характеризуются сильнокислой средой — pH=2,5—3,0. В других скважинах № 270, 139, 1214 среда в нефтях умереннокислая — pH=5,6—5,8 или слабокислая — pH=6,3 скв. 578 (см. табл.).

Дата (1980 г.)	№№ скв.	Стратиг. объект	Интервал перфорации, м	pH	Eh, мв	Примеч.
1	2	3	4	5	6	7
Саадан						
19.VIII	139	кп	88—204	5,7	318	Непрерывно
14.VII	270	кп+н.мкр.	300—1334	5,6	274	
13.VIII	380	мкр.	230—426	2,0	297—197	
15.VIII	1352	sum	160—460	3,0	316	
13.VIII	1280	tsch.	188—450	2,9	299	
·	154	tsch.	903—1310	1,7	297	Медленно
·	504	мкр	697—1450	2,5	246+146	
·	1214	верхи Сг	131—425	5,6	386	
·	501	tsch	454—1211	3,8	299	
Амирханлы						
15.VIII	578	кп+н.мкр.	561—1522	6,3	306	
·	950	верхи Сг	144—870	5,0	396	
·	1255	кп	144—531	2,5	299	
·	894	верхи Сг	430—624	3,8	396	

Данные Eh показывают, что этим нефтям свойственны умеренные окислительные процессы, потенциалы которых изменяются в среднем от 270 до 318 мв. В нефтях верхнемеловых отложений эти значения повышенные и достигают 396 мв.

В майкопской нефти обнаружена интересная особенность окислительно-восстановительного потенциала, значение которого оказалось очень неустойчивым. Во время измерения стрелка потенциометра колебалась в интервале 100 — от 297 до 197 мв в пробе скв. № 380 и от 246 до 146 мв в пробе скв. № 504. При этом колебания в первом случае постоянны и резки, во втором — процессы происходили медленнее, в течение получаса. Необычный окислительно-восстановительный потенциал майкопской нефти, возможно, связан с бурно протекающими обратимыми реакциями.

Таким образом, можно заключить следующее. В недрах нефтяных площадей Саадан и Амирханлы естественные превращения нефтей происходят повсеместно при кислой среде и потенциалах окислительных процессов. Выявлены следующие площадные закономерности водородного показателя нефтей.

1. Кислые условия среды в нефтях изменяются от умеренных (pH=5,6—5,7) в юго-восточной части рассматриваемой территории до сильных (pH=2,0—4,0) в ее северо-западной части. С северо-западной части площади Саадан выделяется зона нефтей (скв. № 501, 504, 1280 и др.) с сильнокислыми средами, где отмечена максимальная концентрация водородных ионов — pH=1,7 в скв. № 154 (см. рис.).



Изменение окислительно-восстановительного потенциала и водородного показателя в нефтях площадей Саадан и Амирханлы (структурная схема по контакту меловых и третичных отложений). Кружочки — исследованные скважины, числа над ними — номера скважин, дробное число рядом — значения pH — в числителе и Eh в знаменателе. 1 — верхнемеловая нефть; 2 — сумгаитская нефть; 3 — коунская нефть; 4 — майкопская нефть; 5 — чокракская нефть; 6 — коунская нефть совместно с майкопской.

2. От приподнятой части структуры в сторону ее юго-западного погружения кислые условия в нефтях постепенно ослабевают от pH=2,0—3,0 до pH=5,6—6,3.

3. В указанном направлении отмечено увеличение значений Eh от 240—290 до 316—396 мв.

Пестрота распределения удельных весов нефтей по рассматриваемым площадям [1], а также тенденция их уменьшения от 0,880 в крайней юго-восточной части площади Саадан до 0,860 в ее северо-западной части и в Амирханлах, вероятно, также обусловлены различными концентрациями водородных ионов, несомненно, оказывающих значительное влияние на состав и свойства нефтей.

Литература

1. Гаджи-Касумов А. С., Соломонов Б. М., Алифов С. К. О закономерностях изменения удельных весов нефтей майкопской свиты Сиазанского месторождения. Изв. высш. учебн. завед. «Нефть и газ», 1966, № 6.
2. Салаев С. Г., Гусейнов Г. А., Соломонов Б. М. Геология и нефтегазоносность Прикаспийской третичной моноклинали. Азербешр, 1964.

Е. А. Агамирзэева, Т. А. Гусейнова, Т. Х. Рахимова

СААДАН—ЭМИРХАНЛЫ ЈАТАҒЫ НЕФТЛЭРИНИН ОКСИДЛЭШМЭ РЕДУКСИЈА ПОТЕНСИАЛЫ ВЭ ГИДРОКЕН КӨСТЭРИЧИЛЭРИ БАГГЫНДА

Саадан-Эмирханлы јатағы нефтлэринин оксидлэшмэ-редуксија потенциалы вэ гидрокен көстэричилэринин тэдиги көстэрмишдир ки, онлар турш мүһит вэ мулајим оксидлэшмэ шэраити илэ сәчијјэләнирлэр. Бу шэраитин дәјишмэ ганунаујунлуглары мүәјјән едилмишдир. Нәтичә етибары илэ нефтлэрин тәркиби вэ физики сыхлығынын рН вэ Eh көстэричилэриндән асылылығы мүәјјән едилмишдир.

E. A. Agamir-zoyeva, T. A. Huseynova, G. Kh. Rahimova

OXIDIZING RESTORATIONAL POTENTIAL AND HYDROGENOUS INDEX IN PETROLEUMS OF SAADAN-AMIRKHAHLU AREA

According to the results of investigations of oxidizing restorational potential and hydrogenous index it is ascertained that acid conditions and potentials of moderate oxidizing processes are characteristic of petroleum in Saadan-Amirkhanly area.

Regularities of this condition changes are revealed. A conclusion is drawn about the dependence of composition and physical density of oil from the pH and Eh value.

УДК 553.982.239 (479.24)

Д. Д. МАЗАНОВ

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОСВОЕНИЯ РЕСУРСОВ НЕФТИ И ГАЗА АЗЕРБАЙДЖАНА

В наше время добыча нефти и газа развивается так стремительно, что не заглядывая в завтрашний день, легко оказаться во вчерашнем. Принятая XXVI съездом КПСС программа развития нефтедобывающей промышленности выдвигает перед геологами-нефтяниками ответственные задачи в деле увеличения отбора нефти, создания для нее надежного резерва разведанных запасов. Выполнение этих задач требует большого напряжения сил. Тем не менее можно с уверенностью сказать, что нефтяники Азербайджана выполняют поставленные перед ними задачи. В республике имеется ряд исследовательских учреждений, разрабатывающих проблемы прогрессивных методов добычи, освоения новых месторождений на море и на суше и позволяющих исследовать перспективы дальнейшего развития ресурсов нефти и газа.

В настоящее время исследования недр Азербайджана ведутся усиленными темпами. Поисково-разведочными работами охватываются все новые участки моря и суши.

Открытие и разработки структур 28 Апреля, Мурадханлы, Зардоб и других месторождений выдвигают — Южно-Каспийскую впадину и Прикуринский район в сырьевую базу нефти и газа в республике и открывают исключительные возможности для решения задачи стабилизации добычи и ее увеличения, которая стоит на повестке дня в 11-й пятилетке и на период до 1990 г. Решение этой проблемы связано с непрерывным открытием новых месторождений на море и на суше, улучшением разработки уже известных залежей при расширении их площади и повышении нефтеотдачи пласта за счет широкого внедрения прогрессивных методов добычи. Особое внимание должно быть обращено при этом на представления, которые способствуют открытию новых месторождений нефти и газа и расширению старых нефтеносных площадей.

Поэтому необходимо остановиться на некоторых вопросах, связанных с методикой выявления и подсчета различных категорий запасов нефти и газа в новых районах. Эта область геолого-поисковых и геологоразведочных работ носит чрезвычайно ответственный характер и требует наибольшего внимания и решительного пересмотра методов «оценки прогнозных запасов» на основе научно-обобщенного опыта работ.

Мы можем определить нефтяное месторождение как природную систему, которая состоит из нефтегазоносных горизонтов или нефтегазоносных зон (залежей) и разделяющих их нефтеносных или слабонасыщенных нефтью пород, содержит нефть и газ в количестве, оправдывающем расходы на добычу и переработку нефти и газа, и является или может явиться самостоятельным объектом для бурения, т. е. неф-

тегазоносное месторождение имеет три аспекта: геологический, экономический и технологический.

В нефтегазоносной природной системе выделяются: 1) нефтегазоносный горизонт; 2) нефтегазоносная залежь (или нефтегазоносная зона); 3) нефтегазоносное месторождение; 4) нефтегазоносный район и т. д. Эти нефтегазоносные системы отличаются друг от друга не только размерами, но и формой занимаемого им пространства (подземного резервуара), происхождением и составом пород-коллекторов (песчаники, известняки, трещиноватые вулканогенные породы и т. д.).

В зависимости от степени разведанности месторождений, изученности качества сырья и горно-технических условий разработки месторождений, запасы нефти и газа в недрах делятся на: разведанные (или промышленные), перспективные и прогнозные. Согласно классификации, действующей в настоящее время, выделяются следующие категории: А; В; С₁; С₂; Д₁; Д₂. Предлагают классифицировать промышленные и перспективные запасы по «достоверности». Под «достоверностью» понимается надежность или точность оценки. При этом считается возможным регламентировать допустимую погрешность подсчета запасов различных категории: А = 5 — 20%; В = 20—30%; С₁ = 30—60%; С₂ = 60—90%, не указывая, однако, к какому объекту относятся приведенные лимиты и с какой вероятностью они должны быть рассчитаны.

Для определения потенциальных возможностей района в отношении нефтегазоносности в качестве критерия применяется «оценка прогнозных запасов» — расплывчатая и вообще мало что говорящая формулировка. Прогнозные запасы (Д₁ и Д₂) в отношении достоверности точному количественному выражению не поддаются. Это означает, что невозможно вести разведку наверняка, особенно в новых центральных и западных районах республики. Поэтому при оценке запасов нефти и газа этих районов целесообразно систематически выделять: разведанные запасы и прогнозные запасы, т. е. при разведке месторождений нефти и газа, наряду с установлением достоверности разведанных запасов, следует уделить серьезное внимание учету перспективных и прогнозных запасов. Эти неопределенные по своему характеру перспективные и прогнозные запасы — между разведанной нефтью и недрами. Изучение перспективных и прогнозных запасов приносит хорошие результаты. Это хотя и рискованные, требующие расходы, неопределенные запасы, которые вместе с тем заслуживают самого серьезного изучения и использования. Поэтому следовало бы точно определить степень вероятности достоверности категории — С₁; С₂; Д₁; Д₂; порядок прохождения прогнозных запасов в ранг перспективных запасов, а перспективных запасов в ранг детально разведанных. Нет пока жестких требований к подсчетам запасов указанных категорий и неизвестно с какой вероятностью должны быть рассчитаны эти запасы для различных типов подземных ловушек, существуют пределы погрешности для категории запасов А; В; С₁; С₂, чего нельзя сказать в отношении категории запасов Д₁ и Д₂. Таким образом, для того чтобы избежать существующей неопределенности перспектив нефтегазоносности центральных и западных районов Азербайджана «Оценки прогнозных запасов» этих районов лучше базировать на совокупности операций, направленных на получение количественных характеристик геологических параметров каждого отдельно взятого перспективного

нефтегазоносного горизонта, каждой нефтегазоносной залежи (зоны), каждого нефтегазоносного месторождения и, наконец, каждого нефтегазоносного района. Нет сомнения, что после этого перспективные и прогнозные запасы приобретут гораздо большее значение, чем сейчас. Очевидно повысятся надежность и точность их оценки, а также качество работ первой поисково-разведочной стадии геологической изученности недр, а следовательно и информативность этой стадии.

Можно следующим образом сформулировать требования к запасам.

К первой и второй (А и В) — запасы нефтегазоносного горизонта и нефтегазоносной залежи, к третьей и четвертой (С₁ и С₂) — запасы нефтегазоносного месторождения, к пятой и шестой (Д₁ и Д₂) — запасы нефтегазоносного района, если эти нефтегазоносные системы исследованы и разведаны с целесообразной точностью, т. е. с точностью, отвечающей оптимальному соотношению между затратами на разведку и риском экономических потерь, при переходе к следующей ответственной стадии работ — этап глубокого разведочного бурения.

Следует подчеркнуть, что запасы нефти района отличаются от его нефтяных ресурсов. Запасы состоят из нефти и газа, доступных к извлечению в настоящее время, т. е. промышленные запасы. Ресурсы включают: известные и разрабатываемые месторождения, нефть и газ, которые остались в недрах после их разработки и которые не отбираются в настоящее время, но со временем могут быть извлечены на дневную поверхность; неразведанные и неразрабатываемые залежи, которые в результате вскрытия и последующей разработки могут быть превращены в промышленные запасы; выветрившиеся месторождения и битуминозные породы, выходящие на дневную поверхность, которые в соответствующих экономических условиях могут служить источником для получения жидкой нефти. Исключительно важный интерес представляют неразведанные и неразрабатываемые залежи и месторождения. Как показывает история развития нефтегазодобывающей промышленности Азербайджана, именно этот источник пополнял в прошлом нефтяные запасы республики. Можно считать, что он будет питать нефтяные запасы Азербайджана и в будущем.

Постараемся проследить геогрфическое размещение нефтяных ресурсов по различным районам Азербайджана. Проследим это размещение с востока на запад.

На территории Апшеронского полуострова уже давно открыты и разрабатываются месторождения нефти и газа. В настоящее время эта территория и прилегающие к ней морские участки в геологическом отношении интенсивно изучаются. Здесь проводятся планомерное глубокое бурение и поиски направленные на еще более широкое внедрение прогрессивных методов добычи, вскрытие неразведанных и неразрабатываемых залежей, а также раскрытие глубокозалегающих горизонтов продуктивной толщи. По соседству с Апшеронским полуостровом расположен ряд морских месторождений (Апшеронский и Бакинский архипелаги). Как указывалось, здесь недавно обнаружено и успешно разведывается месторождение 28 апреля. В соответствии с решениями XXX съезда КП Азербайджана в пределах Южно-Каспийской впадины в 11-й пятилетке будут проводиться интенсивные геолого-геофизические работы по дальнейшей разведке новых нефтегазо-

носных месторождений. Одновременно будут продолжены работы по изучению здесь глубокозалегающих горизонтов.

Следует учесть также потенциальные возможности известных ныне перспективных структур (Камни Два Брата, Андреевского, им. 40-летия Азербайджана, им. 26 Бакинских комиссаров, Промежуточная, Ливанова-Западная, Шахова-Море и др.) в пределах акватории Каспия, многие из которых еще практически не разведуются и не используются (по крайней мере в значительных масштабах), но, возможно, станут объектом интенсивной разработки в будущем. Этому препятствовало отсутствие у нас в прошлом соответствующей разведочной и буровой техники. В настоящее время мы владеем новыми, достаточно совершенными методами разведки — различными модификациями геофизических методов и бурения.

В Прикаспийско-Кубинской области, как известно, добывается небольшая процент годовой добычи. В Кобыстанской области в результате проведения широких геологоразведочных работ выявлены и разведаны небольшие запасы нефти. Совместными усилиями геологов, ученых и практиков на территории Кобыстана, в отложениях продуктивной толщи и чокракского яруса выявлены запасы нефтеносных песков (Айрантекян, Чеилдаг, Баридаш, Рагим, Гылч, Киркышдаг, Нардаран-Ахтарма), пригодных для шахтной разработки. К сожалению, многие из этих объектов пока не исследованы на глубину и не подсчитаны их запасы, а также неохарактеризованы инженерно-геологические свойства пород для разработки. Важное значение имеет также давно известные на территории этой области, а также в Исмаиллинском (с. Диаллы) и Кубинском (с. Рустов) районах залежи битуминозных сланцев. Эти битуминозные сланцы в сочетании с нефтеносными песками Апшеронского полуострова (Кирмашинская долина, Бинагады и др.) являются дополнительной сырьевой основой для получения жидкой нефти.

Территория Прикуринской впадины заслуживает в 11-й пятилетке особого внимания геологов. Дело в том, что Прикуринская впадина по своему геологическому строению сходна со странами Среднего Востока. Сходство геологического строения территории Прикуринской впадины, особенно ее восточной Прикаспийской части, с геологическим строением нефтеносных территорий соседних зарубежных стран (Ирак, Иран и др.) указывает на нефтегазоносность недр Прикуринской впадины. На это указывает несомненная генетическая связь ее строения со строением Южно-Каспийской впадины. Реальным практическим подтверждением прогноза с несомненной нефтеносности недр Прикуринской впадины является обнаружение промышленных запасов нефти в восточной части (Нефтечала, Пирсагат, Хиллы, Баба-Зенан, Мишовдаг, Кюровдаг, Карабаглы, Мурадханлы, Зардоб и др.). Задача заключается в том, чтобы быстрее найти новые запасы в центральной и западной частях этой территории, а также в Алазано-Агричайской депрессии, где тоже предполагается нефтеносность. Есть данные о возможности открытия в Прикуринской впадине новых месторождений нефти и газа. Обнаружение нефти в этих районах — одна из больших ответственных задач, которую наши геологи должны решать в 11-й пятилетке и на период до 1990 г.

Большая площадь Прикуринской впадины вследствие наличия рыхлого покрова, достигающего большой мощности, длительное время

не подвергалась детальному геологическому изучению. Благодаря применению геофизических, особенно сейсмических, методов предгорная часть Прикуринской низменности (Алазано-Агричайская долина) оказалась вполне доступной для изучения. С помощью этих методов за последнее время в пределах данной территории обнаружен ряд структур. Таким образом, оправдываются геологические прогнозы о том, что на территории центрального и западного Азербайджана должны быть месторождения нефти. Решение этой задачи зависит от темпов бурения.

Итак, величественные предначертания 11-й пятилетки выдвигают перед азербайджанскими геологами ряд ответственных задач:

1. Продолжение планомерного и комплексного геологического изучения центральных и западных районов нашей республики.
2. Стабилизация и увеличение добычи нефти и газа.
3. Создание для нефтегазодобывающей промышленности нашей республики резервов нефти и газа, опережающих ее потребность на несколько десятков лет.

Таким образом, выполнение задачи стабилизации и увеличения добычи нефти и газа предусматривает прежде всего проведение работ по систематическому геологическому исследованию территории нашей республики. Возьмем перспективы развития ресурсов нефти и газа в Азербайджане.

Известно, что основными объектами добычи нефти и газа является в настоящее время Апшеронский полуостров и прилегающие к нему с востока участки акватории Каспия. Остальные районы (Прикуринская низменность, Прикаспийско-Кубинский район и др.) дают в совокупности сравнительно небольшую долю потребляемой нефти и газа. Между тем потребление нефти и газа стремительно растет. Есть основания полагать, что оно будет столь же стремительно возрастать и в дальнейшем — в 11-й пятилетке и на период до 1990 г. Анализируя потенциальные возможности каждого из указанных объектов добычи нефти и газа (см. «Бакинский рабочий» от 3 августа 1979 г.), мы обнаруживаем, что продуктивная толща Азербайджана еще на ряд десятилетий останется основным промышленным объектом добычи.

Но можно почти определенно сказать, что сейчас доступным для бурения глубинам продуктивной толщи не под силу дальнейшая «гонка» и поддержка темпов добычи. И доля нефтегазоносных отложений — нижнетретичных и мезозойских в дальнейшем должна будет соответственно возрасть. Очевидно, все шире будут осваиваться большие глубины, все шире будут использоваться шахтные методы добычи нефтеносных песков выветрившихся месторождений, горючих (битуминозных) сланцев и т. д. Но ни один из этих источников не в состоянии будет обеспечить растущие потребности в нефти и газе. Такую функцию можно возложить пока лишь на глубоководные части южной ванны Каспийского моря и Прикуринскую низменность, в связи с чем есть основание с достаточной определенностью заключить, что со временем основой нефтяной промышленности Азербайджана должны стать большие глубины, а близповерхностные месторождения, даже при максимальном их использовании, будут, очевидно, играть вспомогательную роль, т. е. доля легко разрабатываемых запасов нефти и газа постепенно сойдет на нет.

Таким образом, будущее нефтяной промышленности Азербайджана рождается и развивается сегодня, причем рождается и развивается по строго определенным закономерностям, которые поддаются научному анализу — путем применения метода анализа потенциальных возможностей каждого из отмеченных нефтегазоносных объектов республики.

Ч. Ч. Мазанов

АЗƏРБАЙҘАНЫН НЕФТ ВƏ ГАЗ СƏРВƏТЛƏРИНИН ƏРƏНИЛМƏСИ ВƏ МƏНИМСƏНИЛМƏСИ ПЕРСПЕКТИВЛƏРИ

Мəгалədə АзəрбайҘанын нефт вə газ җатағларынын əрəнилмəsi вə мəнимсəнилмəsi перспективлəri нағғында марағлы фикирлəрдən бəис едилир ки, онларын да республикада нефт-газ кəнфиҗатында практикы əһмиҗəти вардыр. Јаначағ-енерҗи мəнбэлəринə олан тəлəбатларын артмасы илə əлағəдар оларағ мəгалədə јени җатағларын ачылмасына вə кəһнə нефтли сահэлəрин кенишлэндирилмэсинə кэмэк едэн елми тэсəввүрлэрə хүсуси фикир верилир.

D. D. Mazanov

PROSPECTS OF OIL AND GAS RESERVES EXPLORATION IN AZERBAIJAN

The paper deals with prospects of oil and gas deposits exploration in Azerbaijan, it contains interesting ideas of practical importance directed on perspective oil prospect development in the republic. Main attention in connection with growing demands in fuel and power resources is concentrated upon concepts which best of all favour the discovery of new oil and gas deposits and expansion of old oil-bearing areas.

УДК 553.98(479.24)

М. А. ДЖАВАДОВ

К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАКУШЕЧНЫХ СТРУКТУР ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

Район исследования относится к юго-западной прибортовой части Южно-Мангышлакского прогиба, с центральной частью которого связаны основная часть добычи нефти и газа и выявленных их запасов. В этой части прогиба развиты мощный мезокайнозойский комплекс терригенных осадков и глубинные разломы, в зоне которых расположены нефтяные и газовые месторождения (Жетыбай, Узень), характеризующиеся большой протяженностью и амплитудой, наличием многочисленных пластов-коллекторов, изолированных друг от друга мощными и региональными покрывками. Здесь основные промышленные запасы нефти и газа приурочены к отложениям юры (нижняя юра и келловей-ааленский комплекс верхней и средней юры) и триаса (средний и верхний); промышленная нефтегазоносность нижнего триаса пока не доказана и отмечаются лишь нефтегазопроявления.

По указанному региону и стратиграфическому разрезу выявлена определенная закономерность в распределении скоплений углеводородов (УВ); установлена тенденция к увеличению концентрации УВ в сторону регионального погружения отложений, что отмечено как в пределах отдельных антиклинальных зон (Тенге — Тасбулат — Южный Жетыбай), так и между зонами (северная, центральная и южная антиклинальные зоны северной прибортовой части).

При сравнительно хорошей геологической изученности суши Южного Мангышлака [1, 2, 3 и др.] его акваториальная часть, в том числе и район нашего исследования, перспективы нефтегазоносности которого оценивается высоко [1], изучены слабо; здесь наряду с рядом геолого-тектонических особенностей остается открытым вопрос о нефтегазонасыщенности разрезов, имеющий большое значение для выяснения характера размещения нефтегазовых залежей и правильной ориентации дальнейших поисково-разведочных работ на нефть и газ. Для выяснения этих вопросов нами детально проинтерпретированы с учетом результатов исследований прилегающих площадей суши фактические геолого-геофизические материалы по Ракушечным структурным поднятиям — Северо-Ракушечному, Ракушечномысскому, Западно-Ракушечное-море и Ракушечное море, расположенным последовательно с востока на запад — от суши к морю. (рис.).

В геологическом разрезе Ракушечных поднятий участвует комплекс отложений от неогена до нижнего триаса (индский ярус) включительно. Здесь нижнетриасовые отложения максимально вскрыты бурением на Северо-Ракушечном до глубины 4140 м (скв. 8), на

Ракушечно-мысском* — до 3840 м (скв. 25), на Западно-Ракушечном-море — до 3370 м (скв. 8), а на Ракушечном море — до 2840 м (скв. 2). На этих площадях согласно анализам отобранных образцов из вскрытых частей отложений и электрокаротажной характеристике скважин выделены стратиграфические комплексы отложений: третичные, меловые, юрские и триасовые.

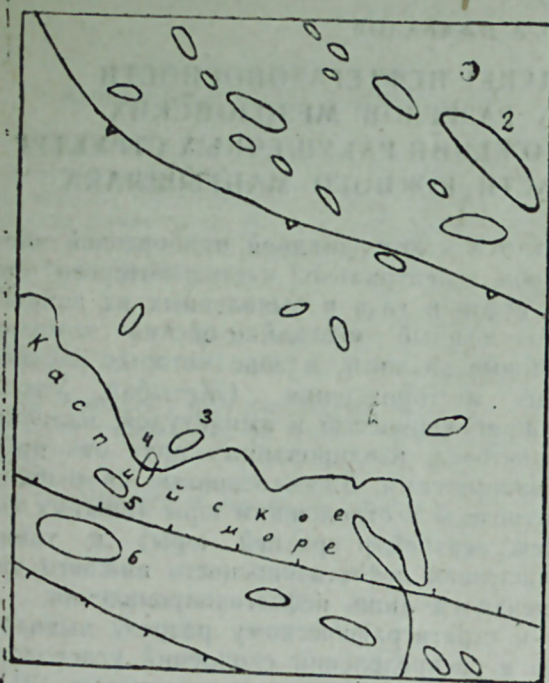


Схема расположения структурных поднятий Южного Мангышлака:

1—береговая линия; 2—контур тектонических элементов первого порядка; 3—границы Карауданского вала; 4 — структурные поднятия нефтяные и газовые месторождения: 1—Жетыбай; 2—Узень; Ракушечные поднятия; 3—Северо-Ракушечное; 4—Ракушечно-мысское; 5—Западно-Ракушечное-море; 6—Ракушечное-море.

Отложения третичного комплекса (неоген, палеоген) литологически представлены в средней части разреза в основном глинами, а в верхней и нижней частях — карбонатными породами.

Меловые отложения сложены чередованием песчаных образований, глинистых разностей и карбонатных пород с преобладанием последних над остальными в верхах и низах разреза.

Юрские отложения представлены преимущественно песчаными образованиями, чередующимися с прослоями глин и аргиллитоподобных глин. В верхах разреза участвуют также прослои известняков и мергелей.

Триасовые отложения, как и на суше Южного Мангышлака, представлены мощной терригенно-карбонатной толщей пород: в верхнем отделе — конгломератами, плотными песчаниками и глинами, в среднем отделе — чередованием глин, песчаников и доломитизированных и обломочных известняков с включением гальки (в нижней части разреза), а в нижнем отделе — чередованием в верхах разреза аргиллитоподобных глин с прослоями аргиллитов и песчаников, в низах — известняков, мергелей и доломитов.

* По данным разведочного бурения, Ракушечно-мысское поднятие составляет удлицию площади Северо-Ракушечная.

На основе анализа имеющихся фактических данных нами изучены коллекторские свойства пород и установлено, что на площади Северо-Ракушечная пористость (1,50—20,9%), проницаемость (от непроницаемых до 0,002—1,61 дарси) и карбонатность (3,89—93,08%). В среднем триасе (T_2) сравнительно больше, чем в верхнем (T_3) (соответственно 3,3—5,6%, от непроницаемых до 0,002 дарси и от некарбонатных до 16,67%). Наибольшая проницаемость пород T_2 —0,002—0,61 дарси характеризует нижнюю часть разреза (интервал 3865—3907 м) и, по-видимому, связана с трещиноватостью пород. На площади Западно-Ракушечная-море относительно других комплексов отложений наибольшей пористостью и проницаемостью характеризуются отложения средней юры — J_2 (соответственно 4,7—57% и 3,96—321 млрд), а карбонатностью — верхней юры (J_3) (1,5—96%), нижнего (0,8—92,6%) и верхнего (4,4—99,7%) мела и нижнего триаса — T_1 (0,8—85%).

Как видно, карбонатность пород триасовых отложений в общем увеличивается вниз по разрезу и достигает наибольшего значения в их нижних частях, а в ЮЗ направлении — от площади Северо-Ракушечная к площади Западно-Ракушечная-море она уменьшается.

Система	Ракушечная-море	Западно-Ракушечная-море	Ракушечно-мысская	Северо-Ракушечная
	Видимые мощности отложений, м			
Неогеновая*	до 150	96—120	до 210	до 120
Палеогеновая	до 437	335—524	до 430	до 600
Меловая	745—843	927—995	до 1070	до 1160
Юрская	358—1110	674—1533	до 1590	1560—1590
Триасовая	380—490	до 310	до 540	300—670

В районе исследования в общем отмечается тенденция сокращения мощности как отдельных стратиграфических единиц, так и всего геологического разреза (в диапазоне от неогена до нижнего триаса) в ЮЗ направлении от площади Северо-Ракушечная на суше к площади Ракушечная-море, т. е. в сторону воздымания ЮЗ борта Южно-Мангышлакского прогиба. Это наглядно видно из приведенных в табл. данных мощностей (видимых), определенных нами по электрокаротажным диаграммам скважин. Анализ этих диаграмм показывает, что сокращение связано с размывом отложений и выпадением часть их из разреза, причем на юго-запад стратиграфический интервал выпадения из разреза отложений увеличивается и на поднятии Ракушечное-море доходит до максимума (выпадает весь неокм нижнего мела). Здесь в связи с размывом палеогеновые осадки залегают на сантон-туронских, аптские — на кимериджских, а нижнеюрские — на отложения нижнего триаса. В залегании отложений отмечаются стратиграфические и резкие угловые несогласия, которые относятся в основном к границам крупных стратиграфических единиц — неоген-палеоген, палеоген-мел, мел-юра и юра-триас, где проявлялась тектоническая активность поднятий.

* По данным картировочного бурения неогеновые отложения местами покрываются современными осадками мощностью 0,5—1,5 м.

Согласно результатам геолого-геофизических исследований, для района исследования (как и для всего Южного Мангышлака), в основном, характерны унаследованное развитие структур, их широтное или субширотное простиранье и совпадение структурных планов разных стратиграфических комплексов. Однако, наряду с этим, на площади Западно-Ракушечная-море (возможно, и на других) отмечается несоответствие структур по триасовым, юрским и меловым комплексам отложений. Так, свод поднятия по кимериджским отложениям относительно свода по подошве альбских смещен к СЗ на 1800 м.

Все указанное свидетельствует о развитии рассмотренных поднятий на общем фоне воздымания ЮЗ борта прогиба, относительно интенсивном тектоническом проявлении и подъеме структур Карауданского вала, куда, по-видимому, приурочено само поднятие Ракушечное-море.

В связи с нефтегазоносностью нами детально проинтерпретированы электрокаротажные диаграммы скважин рассмотренных структур. Установлено, что здесь относительно лучшие электрометрические показания на наличие проницаемых пород-коллекторов и УВ в нижней половине разреза, где и отмечаются относительно хорошие дифференциации кривых ρ_k и ПС. На Северо-Ракушечном поднятии это начинается примерно с байосского яруса средней юры (с глубины в среднем 2437 м), на Ракушечномысском — с келловея верхней юры (1950 м), на Западно-Ракушечном море — с готерива (1516 м), а на Ракушечном-море — с апта (1161 м) нижнего мела.

В этой части разреза фон значений ρ_k увеличивается с востока на запад и составляет на Северо-Ракушечном 1—40 ом, на Ракушечномысском — 0,5—80 ом, а на Западно-Ракушечном-море — 0—150 ом (в сводовой части). Исключение составляет Ракушечное-море, где в скважинах (№ 1, 2, 3), расположенных в восточной присводовой части структуры, фон значений ρ_k относительно низкий — 0—40 ом. Средние значения ρ_k в первых трех площадях изменяются примерно в одинаковых пределах и составляют соответственно 4—22, 1—23 и 2—25 ом. По всем рассмотренным площадям в нижней половине разреза значение ρ_k в общем увеличивается вниз по разрезу и достигает максимума в триасовых отложениях.

В верхней половине разреза, охватывающей стратиграфический диапазон: на Северо-Ракушечном до байосского яруса, на Ракушечномысском — до келловея, на Западно-Ракушечном-море — до готерива и на Ракушечном-море — до апта, дифференциация кривых ρ_k и ПС, особенно последняя, слабая, что указывает на сравнительно большую глинистость пород. В этой части разреза наибольшей фон значений ρ_k (без неогеновых отложений) отмечается на Северо-Ракушечном — 0—25 ом (среднее значение колеблется в пределах 1—15 ом), максимальные значения которых приурочены к интервалам дат—альб и кимеридж оксфорд.

В западном направлении с охватом площадей Ракушечномысская, Западно-Ракушечная-море и Ракушечная-море уменьшается значения общего фона (0—13 ом), так и среднего (0,5—7 ом) ρ_k . В неогеновых отложениях также наибольшие значения ρ_k отмечены на Северо-Ракушечном (5—70 ом), а на остальных площадях они сравнительно низки (0—11 ом), что в основном связано с уменьше-

нием в западном направлении карбонатности и увеличением глинистости пород.

Из перечисленных структур лишь Северо-Ракушечная доказана как промышленно нефтегазоносная. Здесь из отложений нижнего и среднего триаса (T_1 и T_2) получен промышленный приток с дебитом нефти от 16 (скв. № 11) до 366 т/сут. (№ 10) и газа — от 9—17 (№ 21) до 240 тыс. м³/сут. (№ 10). В других Ракушечных поднятиях при наличии высоких электрометрических показаний каротажа опробовательные работы в скважинах не дали положительных результатов, за исключением некоторых скважин Ракушечномысского, где получены незначительные притоки нефти и газа из T_1 в скв. 25 (с дебитом нефти 4,2 м³/сут. и газа — 5 тыс. м³/сут. и T_2 в скв. 8 (нефти 1,58—4,8 м³/сут., газа — 5 тыс. м³/сут).

На структуре Западно-Ракушечное-море по заключению БКЗ в разрезе юрских (J_1 и J_2) отложений (скв. № 5, 11, 12) имеются породы с хорошей, а триасовых отложений (скв. № 8) — с низкой проницаемостью. Из этих интервалов разреза, характеризующихся хорошей дифференциацией кривых ρ_k и ПС, при опробовании указанных скважин получены воды с незначительным содержанием горючего газа непромышленного значения. На площади Ракушечное-море в разрезе скважин (№ 1, 2, 3) нефтегазоносных объектов также не обнаружено, а результаты опробования триасовых отложений (в скв. № 2, 3) были отрицательны — получены воды с перебитым газом (с дебитом до 120 м³/сут).

Анализы проб воды и газа, проведенные по опробованным скважинам указанных площадей, показали, что воды являются пластовыми, преимущественно хлоркальциевого типа (с соленостью 7,1—12° «Ве»), а газы — газонефтяного ряда. Характерно, что пластовые воды (как опресненные, так и минерализованные в разной степени) насыщенные углеводородными газами, на электрокаротажных диаграммах также дают высокие удельные сопротивления. Последние, при которых на рассмотренных площадях получены отрицательные результаты опробования скважин на нефть и газ, возможно вызваны еще и комплексом геологических и физико-химических факторов [2].

Выводы

1. Стратиграфический разрез структур Северо-Ракушечная, Ракушечномысская, Западно-Ракушечная-море и Ракушечная-море в объеме от неогеновых до нижнетриасовых отложений включительно сокращается в ЮЗ направлении от площади Северо-Ракушечная к площади Ракушечная-море в сторону воздымания ЮЗ борта Южно-Мангышлакского прогиба. Сокращение разреза с выклиниванием в указанном направлении в основном связано с размывом отложений, залегающих стратиграфически несогласно и с резкими угловыми несогласиями.

2. Разрезы названных структур в интервале от неогена до триаса по дифференциации кривых ρ_k и ПС на общем фоне электрокаротажных диаграмм можно разбить на две части — верхнюю, характеризующуюся слабой дифференциацией кривых, показывающих на повышенную глинистость пород и играющую, в общем, роль литологической покрывки, и нижнюю — с относительно лучшей дифференци-

ацией кривых, показывающих на наличие проницаемых пород-коллекторов. Мощность верхней части разреза, как и весь стратиграфический разрез, уменьшается в западном направлении в объеме от неоген-бат на Северо-Ракушечном до неоген-альб на Ракушечном море. В этом же направлении уменьшается и глубина ее залегания.

3. Из меловых, юрских и триасовых отложений, регионально нефтегазоносных на суше Южного Мангышлака, были получены продукции нефти на морских Ракушечных поднятиях. Эти комплексы отложений, согласно данным электрокаротажа и опробования скважин, здесь насыщены пластовой водой с перебитым газом. Однако наличие газов в юрско-меловом комплексе отложений еще не говорит о наличии благоприятной геохимической обстановки для генерации УВ. Эти газы, на наш взгляд, являются остаточными после разрушения нефти (так, как при наличии коллекторов отсутствуют благоприятные геолого-тектонические и гидрогеологические условия для промышленного скопления нефти и газа), мигрировавшей по порово-трещинным породам как из подстилающих отложений пермо-триаса, так и литеральным путем с востока на запад в сторону воздымания отложений.

4. Перспективными для разведки могут быть район Ракушечное-море и ее северо-западные части, расположенные в приразломной зоне Карауданского вала. Согласно сейсмическим данным, здесь, как и на Западно-Ракушечном-море, в низах пермо-триасовых отложений углы падения пород и амплитуда складки увеличиваются, что говорит о возможности наличия благоприятной ловушки для скопления УВ.

5. Ввиду размыва отложений и их стратиграфических и угловых несогласий ЮЗ бортовая часть Южно-Мангышлакского прогиба, куда и входит район исследования, является благоприятным объектом также и для поиска неструктурных залежей, особенно в триасовых (возможно, и в пермских) отложениях, для чего целесообразно проведение здесь сейсморазведочных (МОГТ) и поисково-разведочных буровых работ.

Литература

1. Алиханов Э. Н., Юферов Ю. К., Буниат-заде З. А. и др. Связь структур Южного Мангышлака и прилегающей акватории Каспия в свете перспектив нефтегазоносности. «Советская геология», 1978, № 9.
2. Джавадов М. А. Автореф. канд. дисс. Баку, 1968.
3. Козмодемьянский В. В., Хафизов И. А. Новые данные о геологическом строении доюрских отложений Южного Мангышлака. «Геология нефти и газа», 1974, № 8.
4. Чакобаев С. Е. и др. Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака. Алма-Ата, 1967.
5. Юферов Ю. К., Робиневич А. А., Титов В. И. Перспективы промышленной нефтегазоносности нижнеюрских отложений Южно-Мангышлакского прогиба. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1973, № 6.

М. А. Чавадов

ЧЭНУБИ МАНГЫШЛАҒЫН ЧЭНУБИ-ГЭРБ НИССЭСИ БАЛЫГГУЛАҒЫ СТРУКТУРЛАРЫНЫН МЕЗОЗОЈ ВЭ КЭНОЗОЈ ЧӨКҮНТҮЛЭРИНИН КЕОЛОЖИ КЭСИЛИШЛЭРИНИН НЕФТ-ГАЗЛЫЛЫҒЫНА ДАИР

Фактики кеоложи-кеофизики материалларын интерпретасиясына эсасэн Чэнууби Мангышлағын Шимал Балыггулағы, Балыггулағы буриу, гэрб Балыггулағы-дэниз вэ Балыггулағы-дэниз структурларынын стратиграфик кэселишлэри ЧГ истигамэтиндэ гуружан дэнизэ догру гысалыр. Бу кэселишлэри електрик каротажынын үмуми фонунда рк вэ ПС әрилэринин дифференсасиясына көрә ики ниссәјә бөлмәк олар: сүхурларын

јуксәк киллилијини көстәрән вә үмумијјәтлә, литоложи өртүк ролуну ојнајан эиф дифференсасиялы әриләрә малик јухары ниссә (неојеналп) вә кечиричи сүхурларын ол-масыны көстәрән нисбәтән јахшы дифференсасиялы әриләрлә сәчијјәләнән ашағы ниссә (ап-триас).

Тәдгигат көстәрир ки, чэнууби Мангышлағын гуру ниссәсиндә рекионал нефтли-газлы олан тәбашир, јура вә триас чөкүнтүләриндән дэниз Балыггулағы структурларда нефт алынмамышдыр вә су-газла дојмуш чөкүнтүләрди. Еһтимала көрә бу газ мигра-сия просесиндә нефтин дағылмасындан сонра галан газдыр. Нефт вә газын јығылмасы үчүн әлверишли шәраити олан вә Караудан валынын позгунлуг зонасында јерләшмиш Балыггулағы-дэниз структурасы вә онун шимали-гэрб ниссәси перм-триас чөкүнтүләриндә кәшијјат үчүн перспективли саһәләр сајыла биләр.

М. А. Джавадов

ON THE PROBLEM OF ESTIMATION THE OIL CONTENT GEOLOGICAL SECTIONS OF MESOZOIC AND CENOZOIC DEPOSITS IN THE RAKUSHECHNAYA STRUCTURES OF SOUTH MANGYSHLACK SOUTH-WESTERN PART

Stratigraphic sections of the north-Rakushechnaya, Rakushechnomysskaya, the west-Rakushechnaya-sea and Rakushechnaya-sea structures of the south Mangyshlack from Neogene to lower Triassic are being reduced to the south-western direction from the land to the sea which was established on the bases of interpretation of the geologo-geophysical facts.

The sections of these structures on ρ_k and PS curves against a common background of electrical coring can be divided into two parts: upper (Neogene-Albian) characterized by the low differentiation of curves, indicated to the high clayness of rocks playing a part of lithological cover and lower (Aptian-Triassic) with relatively best differentiation of curves, showing the presence of previous rocks.

According to investigation the Cretaceous, Jurassic and Triassic, regional oil-bearing deposits in the South Mangyshlackland have not given the oil output in the marine Rakushechnaya elevations. These deposits are saturated here by the stratal water with gas. The last ones apparently are residual after the oil destruction during migration.

It is ascertained that Permian-Triassic deposits of Rakushechnaya-sea area and its north-western part, located in nearfaulted zone of Karaudan swell may be perspective for exploration where the presence favourable trap for accumulation of hydrocarbon is possible.

УДК 551.7.003 (479.24)

С. А. СУЛТАНОВ

О ХАРАКТЕРЕ КОНТАКТА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ И ПОКРЫВАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Перерывы и несогласия в процессе осадконакопления играют существенную роль в образовании различных типов неструктурных ловушек и залежей нефти и газа.

В разрезе осадочной толщи стратиграфические перерывы, сопровождающиеся различными несогласиями, создают благоприятные условия для образования ловушек стратиграфического типа. Большое значение при этом приобретают явления выклинивания пластов вверх по наклону в условиях стратиграфического несогласия с подстилающими отложениями или несогласное перекрытие их более молодыми слоями.

Принимая во внимание вышеизложенное, мы при изучении разрезов продуктивной толщи в пределах отдельных геологических областей Азербайджана особое внимание отводили изучению и выяснению характера контактов этой толщи со вмещающими ее отложениями.

Продуктивная толща почти повсеместно отделена от понтических слоев более или менее значительным перерывом в накоплении осадков [3, 10]. При этом наименьший стратиграфический диапазон этот перерыв имел в юго-восточной части Апшеронского полуострова и в районе Апшеронского архипелага, где разрез продуктивной толщи начинается со слоев калинской свиты.

Трансгрессивное налегание продуктивной толщи на отложения понтического яруса явно наблюдается в разрезах центральной и северо-восточной частей Апшеронского полуострова (Бузовны, Балаханы, Кирмакинская долина, Кюрдаханы, Бинагады и др.), где продуктивная толща покрывает отложения понтического яруса уже породами подкирмакинской свиты. В основании продуктивной толщи здесь располагаются грубые песчаники или гравелиты и местами констатировано отчетливое угловое несогласие. Так, при проведении геолого-съёмочных работ было установлено наличие углового несогласия между продуктивной толщей и понтическим ярусом в районе Кирмаку-Дигя. Отмечено также, что продуктивная толща ложится на разные горизонты понтического яруса [7].

В западной части Апшеронского полуострова отложения продуктивной толщи начинаются еще более высоким горизонтом — кирмакинской свитой. В этом случае продуктивная толща залегает уже не только на понте, но и на более древних слоях до майкопских включительно (район Гюздека). В основании продуктивной толщи в этом случае также наблюдаются крупнообломочные породы — гравелиты, грубо-зернистые пески и песчаники, глины с включениями; обломочный материал представлен породами понта, миоцена и палеогена. В ряде пунктов в основании продуктивной толщи констатировано не только угловое, но и значительное азимутальное несогласие.

В северо-западной части Апшеронского полуострова (Джорат, Сумгаит и др.) продуктивная толща налегает на более древние слои кирмакинской свиты и понтические отложения с наличием в основании грубообломочного материала.

Установлено, что на первом берегу р. Сумгаит, на эродированной поверхности понтических отложений несогласно залегают слои кирмакинской свиты продуктивной толщи [5].

В примерно меридиональной полосе, пограничной между Апшероном и Гобустаном, кирмакинская свита также выпадает из разреза и основание продуктивной толщи составляет надкирмакинская свита, вскоре уступающая роль базального горизонта свите «перерыва». Здесь в основании продуктивной толщи нередко наблюдается уже целые глыбы более древних пород. В районе Космалидаг подобные глыбы были отмечены в основании продуктивной толщи [6]. Продуктивная толща располагается на разных горизонтах понта, миоцена и палеогена; угловое несогласие также выражено достаточно отчетливо.

Еще западнее, уже в Гобустане, продуктивная толща представлена аналогом верхнего отдела продуктивной толщи (балаханская, сабунчинская и сураханская свиты) Апшеронского полуострова. В пределах Джейранкечмезской депрессии, в меридиональной полосе, следующей от Чеилахтарма, Чеилдаг, Рагим и Арзани-Клыч, довольно отчетливо выражено несогласное прилегание продуктивной толщи к палеоген-миоценовому комплексу юго-западного Гобустана.

Аналогичные соотношения между продуктивной толщей и подстилающими отложениями можно предполагать также вдоль всего северо-восточного и юго-западного бортов Нижнекуринской депрессии.

Как известно, в начале акчагыльского века произошел прорыв океанических вод в Каспийскую депрессию. Великая акчагыльская трансгрессия заметно перекрыла границы замкнутого материкового водоема конца века продуктивной толщи. Во всех районах, где акчагыл в своем распространении выступает за границы продуктивной толщи (Шемахинский, Маразинский районы и др.) и залегает на более древних отложениях, чем эта толща, он ложился на эти отложения с угловым несогласием.

Совершенно иначе дело обстоит с вопросом о характере контакта слоев акчагыльского яруса с продуктивной толщей. Многие исследователи считали, что на границе акчагыльского яруса и продуктивной толщи не наблюдается следов перерыва, и акчагыл по отношению к продуктивной толще обычно залегает согласно, по крайней мере, на Апшероне, в Гобустане, в Нижнекуринской и Ленгебизской зонах.

Характер контакта отложений акчагыла и продуктивной толщи, изученный нами в отдельных геологических областях Азербайджана, разнообразный. В одних случаях в этом контакте отмечаются базальный конгломерат и еле уловимые несогласия, в других — сопочная брекчия, в третьих — элементы размыва без углового несогласия, в четвертых — согласно залегание.

В Прикаспийско-Кубинской области элементы перерыва и признаки углового несогласия между слоями акчагыльского яруса и аналогом продуктивной толщи (толщей галечников) отмечаются в северо-западной части области: в районе г. Сянгар, в долине Чагаджукчая, Карачая и т. д. [8]. Необходимо отметить, что в рассматриваемой части Прикаспийско-Кубинской области состав слоев, залегающих в подошве

акчагыла, весьма изменчив, представлены они то песчаниками, то галечниками, то глинами.

Иначе дело обстоит в юго-восточной части Прикаспийско-Кубинской области, между реками Вельвеличай и Гильгильчай. Здесь слои акчагыльского яруса без углового несогласия налегают на отложения продуктивной толщи [11].

Проведенные земляные работы дали возможность вскрыть и изучить характер контакта между ПТ и акчагылом на северном крыле Кайнарджинской складки по р. Гильгильчай. На данном участке серые и темно-серые, листоватые акчагыльские глины с прослоями вулканических пеплов без видимого углового несогласия налегают на слегка размытую поверхность ПТ. Так, в рассматриваемой части Прикаспийско-Кубинской области между ПТ и акчагылом отмечаются элементы перерыва. В пределах отдельных площадей Апшеронской области также наблюдается несогласное залегание акчагыльского яруса на отложения ПТ. Несогласное залегание пород акчагыльского яруса на продуктивной толще констатировано в Аташкинском районе [4], а также в районе Кюрдаханов [1].

Интересный материал о характере контакта акчагыльского яруса и ПТ получен нами при изучении продуктивной толщи в пределах западного крыла меридиональной части Карадагской антиклинали. Было установлено, что слои акчагыльского яруса залегают то на плотном среднезернистом песчанике, то на размытой поверхности серовато-бурых глин ПТ. Угловое несогласие между акчагыльским ярусом и ПТ здесь не устанавливается.

В результате исследования материалов глубокого бурения А. И. Потаповым (1942 г.) были получены дополнительные данные, освещающие характер контакта ПТ и акчагыльского яруса. Эти данные показывают, что между акчагылом и ПТ, по крайней мере в присводовых частях антиклинальных складок Апшеронского полуострова, несомненно, имеется несогласное залегание пластов. В районах Кала, Сураханы, Карачухур, Бибиэйбат и других устанавливается быстрый рост мощностей верхов сураханской свиты от свода к крыльям складок за счет добавления новых пластов продуктивной толщи непосредственно под акчагылом. Особенно резко это видно на примере Балаханы-Сабунчи-Раманинской складки, в пределах которой слои акчагыльского яруса налегают на размытую поверхность сураханской свиты.

Большой материал о разнообразном характере контакта (наличие базального конгломерата, сопочной брекчии, углового несогласия и т. д.) между ПТ и акчагыльским ярусом нами был получен по Гобустанской области.

В районе Шихикая при съемки разреза продуктивной толщи на юго-западном крыле одноименной складки в основании акчагыла нами отмечен базальный конгломерат мощностью 20—25 см. Во всех случаях замера углов падения выше и ниже базального конгломерата пласты акчагыла оказались залегающими всего на 2—3° положе, чем пласты ПТ.

Наличие конгломерата в основании акчагыла отмечено при изучении разреза ПТ в районе Каргабазар-Кафтаран. В этом районе слои акчагыльского яруса с базальным конгломератом мощностью до 1,5 м налегают на размытую поверхность ПТ. Углового несогласия в районе указанной антиклинальной зоны уловить не удалось. Элементы несо-

гласия отмечаются также на площадях Солахай, Чеилахтарма, Ченлдаг. В некоторых районах Гобустана в подошве акчагыла конгломерат отсутствует и типичные серые сланцеватые глины акчагыла согласно подстилаются бурыми глинами продуктивной толщи. Но такое несогласное залегание часто является кажущимся.

Стоит проследить контакт на некотором расстоянии или сопоставить разрез структурно-картировочных скважин, прорезавших этот контакт, как выясняется трансгрессивное залегание со скрытым угловым несогласием. Так, просматривая разрезы ряда скважин района Кяниздаг, можно обнаружить, что в большинстве случаев под отложениями акчагыла залегают разные пласты продуктивной толщи с признаками размыва.

На некоторых площадях Гобустана между продуктивной толщей и акчагылом залегает мощная брекчия, которая является результатом грязевулканических извержений, происходивших в этот отрезок времени [2]. Так, на площади Рагим при послойном изучении разреза ПТ между ней и акчагылом отмечена брекчия мощностью 40 м, состоящая из отдельных кусков бурых, буровато-серых, зеленоватых, в основном перемятых глин. В этой глинистой массе встречаются обломки остроугольных пород. Наличие такой брекчии отмечается также в контакте продуктивной толщи и акчагыла на площадях Клыч, Уталыги.

На Ленгезбизской гряде характер контакта ПТ и акчагыльского яруса изучался в 16—18 км к юго-востоку от г. Шемаха в районе с. Геогляр. В этом районе буровато-серые и серые сланцеватые акчагыльские глины с пропластками вулканических пеплов мощностью до 10—15 см налегают без видимого несогласия на слегка размытую поверхность продуктивной толщи. В контактовой зоне залегают тонкий прослой перемятой брекчиевидной глины с включениями разноцветных глин и мелких кусочков гипса. Все эти признаки показывают, что между продуктивной толщей и акчагылом существовал хотя бы кратковременный перерыв.

Определенный материал, освещающий характер контакта продуктивной толщи и акчагыльского яруса, получен по Прикуринской области. При изучении разреза продуктивной толщи на северо-восточном крыле Малохараминской складки особое внимание обращалось на характер контакта этой толщи с акчагыльским ярусом. Было отмечено [9], что на хребте М. Харамии нарушается стратиграфическая последовательность в верхнеплиоценовое время и из разреза выпадает акчагыльский ярус.

При прослеживании контакта ПТ и акчагыльского яруса по северо-восточному крылу Малохараминской складки было установлено, что слои акчагыльского яруса налегают то на брекчиевидную сероватобурю глину с включением кусков гипса, то прямо на глинистые пески, то на грубозернистый песчаник. Как и для многих других площадей, контактной зоны характерна загипсованность. Сантиметровые пропластки гипса местами залегают прямо в контакте продуктивной толщи и акчагыла. По-видимому, неровность рельефа ПТ, а также перерыв между этой толщей и акчагылом явились основными предпосылками загипсованности контактной зоны.

Все эти факты говорят за то, что слои акчагыльского яруса залегают на размытой поверхности и на различных пластах ПТ.

Элементы перерыва между продуктивной толщей и акчагыльским ярусом были отмечены также в районе Бабазанан. На северо-восточном крыле одноименной складки слои акчагыльского яруса залегают то на серовато-бурой, песчанистой глине с охристым налетом, то на зеленовато-сером заглипсованном песчанике, то на буровато-сером заглипсованном песчанике, то на буровато-сером песчанике с катушами разноцветных глин (диаметром до 1 см).

На основании вышеизложенного можно прийти к выводу, что в пределах многих площадей (антиклинальных поднятий) Азербайджана имел место перерыв в осадконакоплении при продолжающемся складкообразовании, что явилось причиной образования углового несогласия между указанными стратиграфическими единицами в некоторых районах Азербайджана. Величина этого углового несогласия доходит до 3—4°, оно трудно улавливается по отдельным обнажениям. Но это угловое несогласие хорошо устанавливается при сопоставлении литологических разрезов отдельных скважин, входящих в продуктивную толщу, прорезая акчагыл, а также при детальной инструментальной съемке.

Благодаря налеганию агчагыла на размытые слои продуктивной толщи с угловым несогласием на приподнятых участках (поднятиях) от свода складки к крыльевым ее частям будут прибавляться к разрезу новые слои продуктивной толщи, которые необходимо иметь в виду при сопоставлении разрезов и при производстве поисково-разведочных работ на нефтегазоносные пачки продуктивной толщи.

Литература

1. Агабеков М. Г. О роли диапиризма в тектонике юго-восточного погружения Большого Кавказа. Труды Института геологии, т. XIII, 1947.
2. Ахмедов Г. А., Салаев С. Г. К условиям накопления продуктивной толщи Кобыстана. АНХ, 1953, № 4.
3. Векилов Б. Г. Понтический ярус Восточного Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, 1962.
4. Голубятников Д. В. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. АНХ, 1925, № 8—9.
5. Горин В. Н. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. АзГОНТИ, 1939.
6. Губкин И. М. Геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова (листы Учтепинский и Коунский). ИГК, т. 34, 1915.
7. Ливенталь В. Э. О методике отбивки кровли понтического яруса. АНХ, 1947, № 7.
8. Пустовалов И. Ф. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Труды ЦНИГРИ, вып. 83, 1936.
9. Руженцев В. Е. Некоторые результаты нефтяных исследований хребта Малого Харамы в Азербайджане. АНХ, прил., 1931.
10. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
11. Ясенов Б. П., Ализаде А. А. Дивичинский нефтеносный район. Труды АНР, вып. 16, 1936.

С. А. Султанов

МƏHSУЛДАР ГАТЫН, ОНУН АЛТЫНДА ВƏ УСТУНДƏ ЈАТАН ЧӨКҮНТҮЛƏРЛƏ КОНТАКТЫНЫН ХАРАКТЕРИ ЬАГГЫНДА

Сүхурларын чөкмә просесиндә баш вермиш фәсилә вә ујғунсузлуглар гејри-структур нефт вә газ јатагларынын әмәлә кәлмәсиндә әһәмјјәтли рол ојнајыр.

Мәғаләдә Азербайчанын ајры-ајры кеоложи вилајәтлериндә мәһсулдар гатын, онун алтында вә үстүндә јатан чөкүнтүләрлә контактынн характеринин өјрәнилмә нәтичәләри арашдырылмышдыр.

Беләликлә, мүәјјән едилмишдир ки, мәһсулдар гат Понт ләјларындан чөкүнтү просесиндә аз-чох әһәмјјәтли фәсиләләрлә ајрылмышдыр.

Азербайчанын бәзи рајонларында мәһсулдар гатла Ағчакил чөкүнтүләри арасында 3—4°-јә чатан бучаг ујғунсузлугу мүәјјән едилмишдир.

S. A. Sultanov

ON THE CHARACTER OF PRODUCTIVE STRATUM CONTACT WITH UNDERLYING AND OVERLYING DEPOSITS

The results of study of the character of productive stratum contact with enclosing deposits within the limits of separate geological area in Azerbaijan are considered in this article.

It is ascertained that the productive stratum is almost separated everywhere from Pont strata with more or less considerable interruption in sediment accumulations.

Deposits of akhchagyl stage superimpose on the productive stratum with angular unconformity, gradient of which reaches 3—4° in some regions of Azerbaijan.

УДК 55:631.432 (473.24)

Н. А. МУСАЕВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ И ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ МИЛЬСКОЙ СТЕПИ КУРА-АРАКСИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В условиях орошаемого земледелия изучение закономерностей испарения подземных вод приобретает особенно научное и практическое значение. Значение закономерности испарения в сочетании с характеристикой других элементов водного баланса позволяет объективно анализировать водный режим орошаемой территории и представляет проектировщикам необходимые данные для разработки режима поливов сельхозкультур, расчета дренажа и т. д. Кроме того, испарение играет большую роль в формировании грунтовых вод засушливых районов.

Мильская степь характеризуется тяжелыми гидрогеолого-мелиоративными условиями, обусловленными засоленностью почво-грунтов, близким залеганием к поверхности земли высокоминерализованных грунтовых вод, плохой и весьма затрудненной естественной дренированностью ее территории, аридностью климата. Из общей площади Мильской степи 73% ее нуждается в коренной мелиорации. Грунтовые воды заключены повсеместно в мелкоземах, глубина залегания которых, уменьшаясь по потоку с юго-запада на северо-восток, колеблется от 10—5 до 1—2 м. Площади с глубиной залегания до 5—10 м занимают 14,4% от всей наблюдаемой (2707 кв. км) площади степи, 3—5 м — 19,7%, 2—3 м — 48,4% и до 2,0 м — 17,5%.

Пресные воды (до 1,0 г/л) распространены на 11,5% площади, слабоминерализованные (1—3 г/л) — 11%, минерализованные — (3—25 г/л) — 40,4% и сильноминерализованные (более 25 г/л) — 37,1%. По химическому составу типы грунтовых вод изменяются от гидрокарбонатно-сульфатного до хлоридного натриевого.

Для получения высоких и устойчивых урожаев необходимы гарантированные гидрогеолого-мелиоративные прогнозы, основанные на водобалансовых исследованиях.

Для разработки гидрогеолого-мелиоративных мероприятий необходимы комплексные полевые и лабораторные исследования по изучению режима грунтовых вод на фоне искусственно-дренируемых земель, взаимосвязи грунтовых и напорных вод, определению величины испарения, транспирации и инфильтрации поливных вод и атмосферных осадков, величины суммарного испарения с поверхности грунтовых вод при различных глубинах их залегания, экспериментального теплового баланса зоны аэрации и т. д.

Управлением геологии в 1975—1979 гг. в периферийной зоне конуса выноса р. Аракс был построен опытно-балансовый участок площадью 1,96 кв. км.

Почвы здесь лугово-светлые, с засоленностью 1—3% (по плотному остатку). В геологическом строении участка принимают участие аллювиально-пролювиальные отложения р. Аракс, представленные, в основном, песчано-глинистыми фациями и небольшими по мощности слоями грубообломочных пород, к которым приурочены взаимосвязанные грунтовые и напорные водоносные горизонты четвертичного возраста.

Грунтовые воды залегают на глубине 2,0—3,5 м. В гидродинамическом отношении эта территория относится к зоне транзита и расселения потока грунтовых вод, которые на опытном участке характеризуются весьма пестрой минерализацией — от 1,2 до 12,0 г/л и химическим составом — хлоридно-сульфатные, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, натриево-магниевые.

Изучение испарения и инфильтрационного питания грунтовых вод проводится в 42 лизиметрах площадью 0,78 кв. м, заряженных монолитами с ненарушенной структурой, литологически представленными песчано-суглинистыми грунтами. Исследования производятся с постоянным уровнем без растительного покрова, с естественной растительностью, озимым ячменем и предельно насыщенной, т. е. болотной, поверхностью в лизиметрах с трехкратной повторностью.

На лизиметрах искусственно поддерживаются следующие глубины залегания уровня воды — 0,5 м; 1,0 м; 1,5 м; 2,0 м; 2,5 м; 3,0 м, которые дифференцировано соответствуют глубинам залегания уровня грунтовых вод Мильской степи.

По результатам экспериментальных исследований за первые годы величина испарения и транспирации грунтовых вод под озимый ячмень за год незначительна и по глубинам уменьшается от 36,7 мм (на глубине 1,0 м) до 0,4 мм (на глубине 3,0 м).

МГВ в лизиметре под ячменем составляла 2,0—7,0 г/л. Произведено три полива при оросительной норме 2350—3700 м³/га. Более 91,6% испарения и транспирации под этой сельхозкультурой приходится на долю поливных вод и атмосферных осадков. В годовом разрезе 77% осадков (годовая сумма осадков — 263,2 мм) выпадает в вегетационный период ячменя и более 90% атмосферных осадков расходуется на испарение и транспирацию.

Удельный вес расхода грунтовых вод от суммарного испарения уменьшается с увеличением мощности зоны аэрации от 8,4% (на 1,0 м) до 0,1% (на 3,0 м).

Величина инфильтрации поливных вод кроме мощности и литологического состава пород зоны аэрации зависит и от поливных норм. По нашим исследованиям, на долю инфильтрационного питания грунтовых вод за счет поливных вод в зависимости от мощности и литофации пород зоны аэрации приходится 25—40% от суммы водоподачи.

Испарение и транспирация грунтовых вод естественной растительностью соответственно по глубинам составляют: 0,5 м — 107,5 мм; 1,0 м — 37,6 мм; 2,0 м — 21,4 мм и 3,0 м — 16,9 мм.

Засоленность пород зоны аэрации — 2—3%, высокая минерализация грунтовых вод — 7,0—27,0 г/л в лизиметре резко ухудшает развитие естественной растительности и поэтому испарение и транспирация составляют меньшее значение.

Удельный вес расхода грунтовых вод от суммарного испарения как и под озимым ячменем уменьшается с увеличением мощности зоны

аэрации и составляет соответственно на глубине 0,5 м — 32,6%; 1,0 м — 13%; 2,0 м — 8,0%; и 3,0 м — 6,5%. Величина инфильтрации атмосферных осадков тесно увязывается с вышеуказанными закономерностями и составляет 4,2—15,4% от суммы осадков.

Испарение грунтовых вод под оголенной почвой с увеличением глубины залегания уровня воды уменьшается: при глубине 1,0 м испарение составляет 90,9 мм; 2,0 м — 15,8 мм и 3,0 м — 4,5 мм.

Инфильтрация атмосферных осадков под оголенной почвой за год колеблется в пределах 4,2—45,1 мм, т. е. 1,6—17,1% от суммы осадков.

Испарение с поверхности предельно насыщенной водой почвы происходит в течение года и составляет 825 мм, из них 61,1% приходится на долю грунтовых вод, остальное — атмосферных осадков.

Испарение с водной поверхности изучалось пресной (до 1,0 г/л) и минерализованной (10,0—16,0 г/л) водой, при помощи испарителей ГГИ-300. Испарение с пресной водной поверхности составляет — 1691 мм, а минерализованной — 1575 мм. В зимние месяцы величина его незначительна и изменяется в пределах 6,0—28,0 мм, начиная с апреля интенсивность испарения активизируется и максимум наблюдается в июле — 386 мм.

Объемная влажность пород зоны аэрации изменяется от 10,0 до 26%. Она под ячменем за вегетационный период составляет на 4—5% больше, чем за невегетационный период, так как все поливы (2350—3700 м³/га) и 77% атмосферных осадков выпадают за вегетационный период ячменя. А под естественной растительностью за вегетационный период его значение на 2—4% меньше, чем за невегетационный период. Максимальное значение (>25%) влажности наблюдается над зеркалом грунтовых вод. Увеличение влажности по направлению к зеркалу грунтовых вод можно объяснить повышением доли капиллярной каймы в грунтах.

Литература

1. Алиев Ф. Ш., Алирзаев А. А. Изучение зоны аэрации в связи с оценкой и прогнозом взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Тезисы докладов на научно-техническому семинару 27—29 апреля 1981 г. ВСЕГИНГЕО М., 1981.
2. Бехбудов А. К., Джафаров Х. Ф. Мелиорация засоленных земель. М., «Колос», 1980.
3. Ганиев К. Г. Испарение и инфильтрационное питание грунтовых вод. Ташкент, «Фан», 1979.
4. Исрафилов Г. Ю. Грунтовые воды Кура-Араксинской низменности. Баку, «Маариф», 1972.

Н. А. Мусаев

КУР—АРАЗ ОВАЛЫҒЫНЫН МИЛ ДҮЗҮНДЭ ГРУНТ СУЛАРЫНЫН БУХАРЛАНМАСЫНЫН ВӘ СУЗҮЛМӘДЭН ГИДАЛАНМАСЫНЫН ӨҮРЭНИЛМӘСИНІН БӘЗІ НӘТИЧӘЛӘРІ

Мил тәчрүбә-баланс саһәсиндә лизиметр үсулу илә апарылмыш мүшәһидә ишләри нәтичәсиндә грунт суларынын мүхтәлиф биткиләр алтында (арпа, тәһни биткиләр) бу-

харланмасынын, атмосфер чөкүнтүләри вә суварма суларынын сүзүлмәсиндән гидаланмасынын мигдары һесаблинмышдыр. Јатма дәринликләриндән асылы олараг онларын бухарланмасынын вә сүзүлмәдән гидаланмасынын мигдарынын дәјишмәси ганунаујгун-луглары изаһ едилмишдир.

N. A. Musayev

SOME RESULTS OF STUDY OF EVAPORATION AND INFILTRATE RECHARGE OF GROUND WATERS IN MYL STEPPE CONDITIONS OF KURA-ARAKS LOWLAND

On the results of experimental study of evaporation and infiltrate recharge of ground waters, their quantitative change on the different depth of occurrence and under agricultures (winter barley), natural plants in Myl steppe conditions is given.

КРАТКОЕ НАУЧНОЕ СООБЩЕНИЕ

УДК 536.246

Ф. В. АЙВАЗОВА

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРОМЫВОЧНОЙ ЖИДКОСТИ

Температурная зависимость теплофизических параметров промывочной жидкости на основе опытных данных нами представлена в виде прямой линии. Так, коэффициент теплопроводности в зависимости от температуры представлен в виде

$$\lambda = \lambda_0 (1 + \beta T), \quad (1)$$

где T — избыточная температура, λ_0 — коэффициент температуропроводности при $T = 0$, т. е. при комнатной температуре, β — температурный коэффициент теплопроводности.

Значение β , как правило, определяется опытным путем. Но решая обратную задачу теплопроводности для затрубного пространства скважины, мы вывели расчетную формулу для определения значения β . Для случая стационарного температурного поля β определяется по формуле:

$$\beta = \frac{2(T_{\text{вмх}} - T_{\text{вх}})}{T_{\text{вх}}^2 + 2T^2 r^2 - T_{\text{вмх}}^2} \quad (2)$$

Проведенные нами расчеты по этой формуле показывают, что значение β различно для различных промывочных жидкостей и с увеличением глубины скважины изменяется.

Для определения зависимости β от параметров промывочной жидкости и от глубины скважины нами были проведены измерения температуры промывочной жидкости на забое скважины и на выходе в некоторых бурящихся скважинах. Результаты этих замеров представлены в таблице. Там же приведены значения β , вычисленные по формуле (2). Анализ данных, приведенных в таблице, позволяет устанавливать отмеченные выше зависимости.

Из этой таблицы следует четко выраженная зависимость забойной температуры от глубины скважины. Эта зависимость показана на рис. 1, как видно, она прямолинейная. Т. е. зависимость $T_{\text{заб.}} = f(H)$ можно выразить формулой

$$T_{\text{заб.}} = T_1 + \alpha_1 H. \quad (3)$$

Причем значения T_1 и α_1 определяются по опытным данным. Из рис. 1 следует, что $T_1 = 22^\circ\text{C}$, $\alpha_1 = 0,011 \frac{C}{M}$.

На основании этих данных и формулы (3) можно прогнозировать значения забойной температуры для других бурящихся скважин на этих же площадях. Из данных, приведенных в таблице, следует, что между забойной температурой и температурой промывочной жидкости на выходе имеется линейная зависимость, она представлена на рис. 2.

$$T_{\text{заб.}} = T_2 + \alpha_2 T_{\text{вмх}}. \quad (4)$$

Причем для исследуемых скважин, как видно из рис. 2, $\alpha_2 = 2$. Зная температуры при выходе $T_{\text{вмх}}$ по формуле (4) можно найти температуры на забое $T_{\text{заб.}}$

На наш взгляд очень интересным является установление зависимости температурного коэффициента теплопроводности от параметров промывочной жидкости, в частности вязкости и напряжения сдвига.

Место, номер скважины	Глубина м	Температура		Параметры раствора			$T_{\text{заб}}$	β ($\frac{1}{град}$)
		при входе	при выходе	$\gamma/\text{см}^3$	$\tau_{\text{пуаз}}$	$\text{СНС } \theta (\frac{\text{кг}}{\text{м}^2})$		
Булла-море 33	2978/2890	31°C	39°C	2,03	120	200	55°C	0,0038
Булла-море 48	1900	25°C	32°C	1,72	120	129/200	44°C	0,0063
Булла-море 44	6055	52°C	59°C	2,84	70	15/48	99°C	0,0023
Булла-море 50	4351	37°C	43°C	2,08	80	135/200	69°C	0,0029
Булла-море 51	3000	32°C	39°C	1,9	90	120/200	56°C	0,0038
Булла-море 52	3102	30°C	38°C	1,90	110	150/200	58°C	0,004
Булла-море 54	5424	46°C	51°C	2,20	70	69/142	90°C	0,0025
Булла-море 56	4689	40°C	46°C	2,12	120	200	74°C	0,0026
Булла-море 60	4770/3657	36°C	41°C	2,10	90	96/162	63°C	0,002
								0,0033
Булла-море 66	4118	38°C	42°C	2,07	105	165/200	66°C	0,0029
Сангачая 551	4916	50°C	55°C	2,64	90	61/128	95°C	0,0031
О. Булла-море 564	4784	55°C	60°C	2,10	140	92/180	90°C	0,0026
Дуваный 565	4342	50°C	55°C	2,14	70	76/137	95°C	0,0038
Дуваный 567	5348	50°C	55°C	1,72	50	6/27	80°C	0,0014
Булла-море 570	3560	45°C	50°C	2,09	75	87/244	60°C	0,0019
Дуваный 604	2733	40°C	43°C	1,40	75	95/150	55°C	0,0034
Булла-море 61	2915	45°C	50°C	1,42	91	300	63°C	0,0032
Булла-море 59	3012	40°C	45°C	1,66	70	199/300	58°C	0,003
Булла-море 104	4678	45°C	50°C	1,84	85	244/300	75°C	0,0040

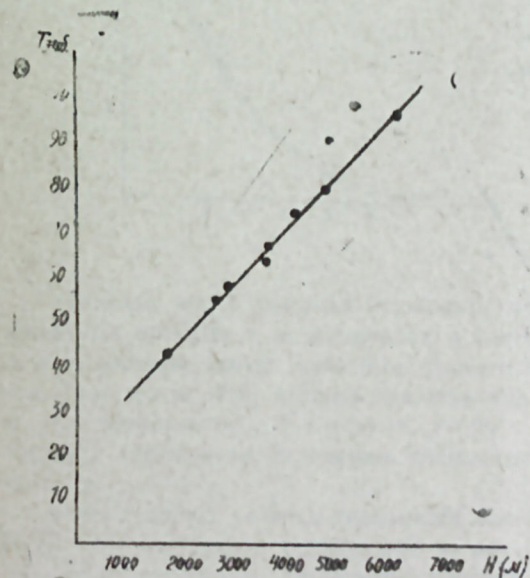


Рис. 1. Зависимость забойной температуры T_3 от глубины скважины H .

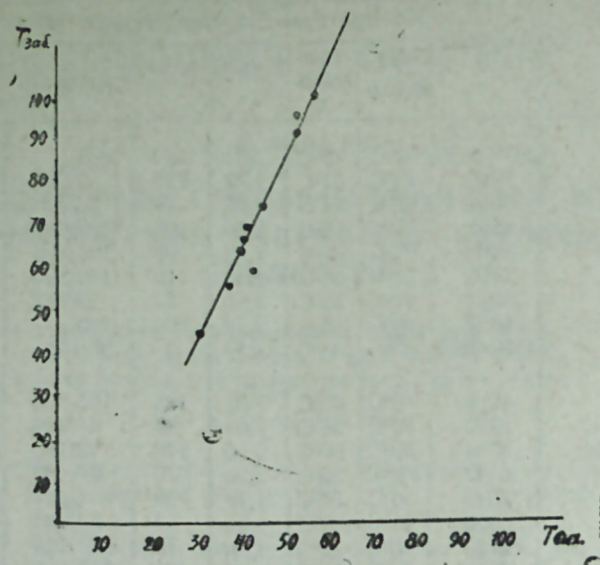


Рис. 2. Связь между забойной температурой промывочной жидкости $T_{заб}$ и температурой при выходе из скважины $T_{вых}$.

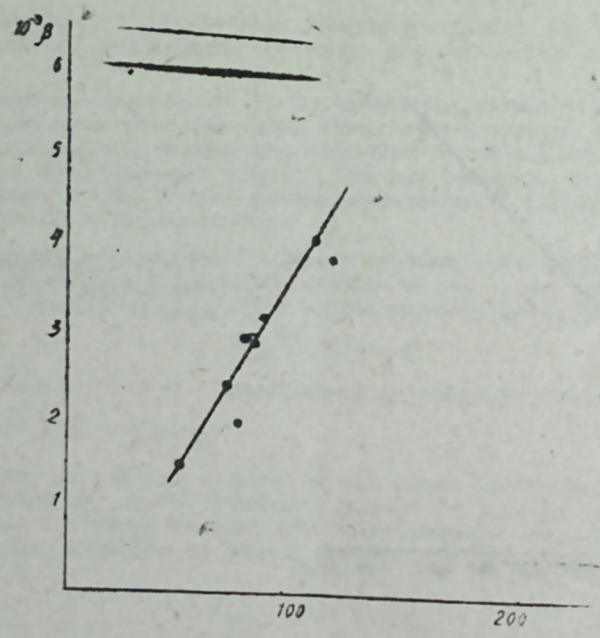


Рис. 3. Зависимость температурного коэффициента теплопроводности β от вязкости жидкости η .

Рис. 4. Зависимость температурного коэффициента теплопроводности β от напряжения сдвига θ .

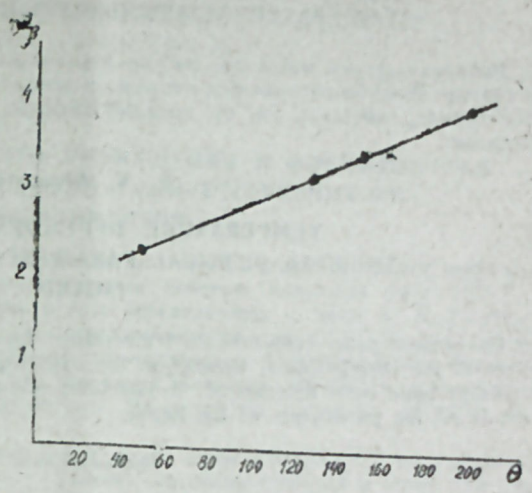
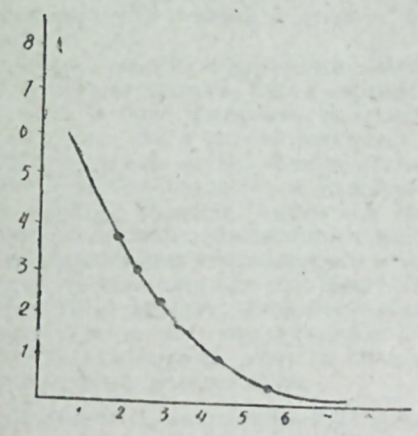


Рис. 5. Зависимость температурного коэффициента β о глубины скважины H .



Учитывая, что в условиях бурящихся скважин вязкость промывочной жидкости измеряется по СПВ, т. е. в секундах, а в качестве напряжения сдвига — статистическое напряжение сдвига, нами был проведен анализ зависимости β от этих величин. Результаты этого анализа представлены на рис. 3 и 4. Из этих рисунков видно, что зависимости $\beta = f(\eta)$ и $\beta = f(\theta)$ также выражаются прямыми линиями, причем с увеличением параметров промывочной жидкости значение β тоже увеличивается.

Анализ данных таблицы показывает, что значение β зависит и от глубины скважины. Эта зависимость представлена на рис. 5 для площади Булла-море. Зависимость $\beta = f(H)$, безусловно, обусловлена многими причинами, одной из них является увеличение температуры с глубиной.

Установленные зависимости позволяют на основе устьевых данных (замеров температуры) найти температурную зависимость теплопроводности в естественных условиях бурящихся скважин.

Ф. В. Аязова

ЈУЈУЧУ МӘҖЛУЛУН ФИЗИКИ ПАРАМЕТРЛӘРИНИН
ТЕМПЕРАТУР АСЫЛЫЛЫҒЫНЫН ТӘҖИНИНӘ ДАИР

Магаләдә јујучу мәһлулулун физики параметрләринин температур асылылығы тәд-
гиг едилір. Тәчрүби нәтичәләрин ишләнмәси асасында температур әмсалы тәҗин едилір.
Һесабламалар көстәрир ки, бу әмсалын гижмәти јујучу мәһлулулун параметрләриндән
асылыдыр.

F. V. Aivazova

TEMPERATURE DEPENDENCE OF THE
THERMAL PHYSICAL PARAMETERS OF THE BORING
LIQUID

The present paper considers the temperature dependence of the thermal physical para-
meters of the boring liquid. Basing on the experimental data the values of the thermal
coefficient have been determined. It has been shown that the value of this coefficient
depends on the parameters of the liquid.

АЗӘРБАЈҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1982, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1982, № 4

ХРОНИКА

ГЕНЕЗИС, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ
УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ
КОМПОНЕНТОВ

Всесоюзное совещание по этим кардинальным проблемам современной нефтегазо-
геологической науки, организованное Научным советом Академии наук СССР по
проблемам геологии и геохимии нефти и газа (председатель — акад. А. А. Трофимук,
ученый секретарь — кандидат геолого-минералогических наук Н. В. Марасанова)
совместно со Всесоюзным промышленным объединением «Тюменьгазпром» Министер-
ства газовой промышленности СССР и Западно-Сибирским научно-исследовательским
геолого-разведочным нефтяным институтом Министерства геологии РСФСР, было
проведено 1—3 декабря 1981 г.

Примечательно, что местом проведения столь представительного совещания был
избран центр Тюменской области — г. Тюмень, по праву ставший в наши дни новой
нефтегазовой столицей нашей Родины. Именно Тюменская область первой в нашей
стране дала 25 октября 1981 г. двухмиллиардную тонну «черного золота».

Известно, что историческими решениями XXVI съезда КПСС перед нефтяниками
и газовиками страны поставлены грандиозные задачи: довести в завершающем году
XI пятилетки добычу нефти и газового конденсата до 630 млн тонн и газа до 630
млрд кубометров.

Обмену новейшей информацией между специалистами различных научных и
производственных центров нашей страны с целью решения ряда научных и практи-
ческих задач и было посвящено тюменское совещание. О его представительности го-
ворит тот факт, что в работе совещания приняли участие 295 представителей более
чем двух десятков научно-исследовательских институтов Академии наук СССР и
академий наук Азербайджана и Киргизии и союзных министерств нефтяной, газовой
промышленности, геологии, высшего и среднего специального образования, а также
ряда производственных объединений и экспедиций.

Совещание открыл постановочным докладом директор Зап. Сиб. НИГНИ, лауреат
Ленинской премии, член-корреспондент АН СССР И. М. Нестеров, который не только
охарактеризовал динамику развития газовой промышленности нашей страны в целом
и частности, но и четко сформулировал главнейшую задачу совещания («повысить
эффективность поисковых работ на газ и конденсат») и основные проблемные воп-
росы современной геологии газов.

В заслушанных на совещании 23 докладах и 12 выступлениях с различных точек
зрения и на богатом и разнообразном фактическом материале были освещены такие
актуальные проблемы современной нефтегазовой геологии и геохимии как происхож-
дение углеводородных газов и сопутствующих им компонентов, условия и механизм
формирования и особенности размещения залежей природных газов, основные условия
сохранения скоплений газов и др. При этом большой интерес вызвали доклады, с
которыми выступили московские ученые Ю. Ф. Макагое (о роли газогидратов в ак-
кумуляции углеводородов и формировании их месторождений), Б. А. Соловьев (об
условиях формирования крупных скоплений газов в солянокупольных бассейнах),
П. М. Ломако (об особенностях генерации и аккумуляции природных газов сложного
состава), Н. Н. Соловьев (о происхождении сероводородов и формировании место-
рождений сероводородсодержащих газов), В. П. Строганов (о роли ранней генера-
ции и формировании газоносных и нефтеносных зон на больших глубинах), Н. Е. Ово-
дов (о формировании газовых месторождений в генетически однотипных разновоз-
растных нефтегазоносных бассейнах), Н. Т. Куренков (об особенностях состава угле-
водородных газов и их пространственном размещении в недрах краевых прогибов),
Н. Ц. Немченко (об изотопном составе углерода, газа и конденсата месторождений

Западной Сибири), а также ленинградские геологи В. В. Неручев (о стадийности газообразования и формировании газовых скоплений и их состава в связи с особенностями геологического строения и развития регионов), В. В. Тихомиров (о закономерностях изменения состава природных газов нефтегазоносных провинций и методах прогноза качества газового сырья), харьковский геолог Ю. Г. Лапчинский о геохимических особенностях газов угленосных областей Днепровско-Донецкой впадины) и др.

О разнообразных целенаправленных детальных исследованиях тюменских специалистов доложили М. Я. Рудкевич о вертикальной зональности состава и свойств газов и конденсатов как отражении их генезиса), А. Г. Потеряева (об условиях формирования и закономерностях размещения залежей газа в Западной Сибири), И. В. Гончарова (о роли процессов газообразования в формировании коллекторов в глинистых породах), В. Н. Дядечко (о техногенных условиях образования газа при разработке нефтяных залежей) и др.

С большим интересом участники совещания выслушали сообщения начальников геологических отделов объединений «Ямалнефтегазгеология» В. Н. Ростовцева и «Уренгойнефтегазгеология» В. Н. Андрюкова.

Нами на совещании был сделан доклад на тему «К изучению газов газонефтяных вулканов (на примере Южно-Каспийской впадины).

В целом участники совещания пришли к единодушному мнению о необходимости в дальнейшем:

— повсеместно перейти на реализацию комплексных программ по решению наиболее актуальных и слабо разработанных программ нефтегазовой геологии и геохимии;

— разработать научно-обоснованные методы количественной оценки газо- и нефтеносности различных геологических объектов;

— усилить применение для решения прогнозных задач генетических построений моделей, охватывающих основные этапы формирования скоплений углеводородных газов и сопутствующих им компонентов;

— установить четкие связи между условиями, благоприятными для газообразования, масштабами этого процесса и особенностями размещения газовых скоплений в континентальных, субконтинентальных, прибрежно-морских и морских отложениях;

— включить в систему широких научных исследований решение задач по обоснованию возможностей поиска, оценки масштабов накопления и использования газов, связанных с нетрадиционными объектами (воднорастворенные газы, газоконденсаты, газы, разрабатываемых угольных месторождений, техногенные газы и др).

З. А. Буниат-заде

ПОТЕРЯ НАУКИ

ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА ДУНЬЯ АЛЕКПЕРОВНЫ АГАЛАРОВОЙ

Палеонтологическая наука понесла тяжелую потерю. 13 декабря 1981 г. скорпостижно скончалась доктор геолого-минералогических наук, профессор Дунья Алекпер кызы Агаларова.

Д. А. Агаларова родилась в 1906 г. в декабре в г. Шемахе. Член партии с 1940 г. После смерти отца семья переехала в Баку. В Баку Агаларова училась на общеобразовательных курсах в клубе Али-Байрамова, а в 1924 г. поступила в городской рабфак, который окончила в 1928 г. Затем поступила на геологическое отделение Азербайджанского нефтяного института им. М. Азизбекова, окончив его в 1932 г.

С 1930 г. Д. А. Агаларова, еще будучи студенткой, начала работать в Азербайджанском нефтяном научно-исследовательском институте им. В. В. Куйбышева в качестве лаборанта по микрофауне. Здесь она проработала на разных должностях — до начальника сектора стратиграфии и литологии — до 1 ноября 1949 г. В 1949 г. Д. А. Агаларова была переведена в Научно-исследовательский нефтяной геолого-разведочный институт, где проработала до 3 марта 1950 г. Одновременно по совместительству с 1942 г. Д. А. Агаларова работала в Нефтяном техникуме старшим педагогом по 1 сентября 1951 г. Продолжая работать в АзНИИ, Д. А. Агаларова окончила в 1941 г. аспирантуру, успешно защитила диссертацию на степень кандидата геолого-минералогических наук.

В 1951 г. Д. А. Агаларова была приглашена в Институт геологии АН Туркменской ССР, где работала руководителем сектора палеонтологии и одновременно читала лекции по палеонтологии в Туркменском государственном университете им. М. Горького. В 1953 г. она успешно защитила в Москве докторскую диссертацию. В 1954 г. Д. А. Агаларова вернулась в Баку и начала работать в АзНИИ по добыче нефти старшим научным сотрудником, а с 1960 г. и до кончины заведовала лабораторией стратиграфии. В 1965 г. Д. А. Агаларова была утверждена в звании профессора.

Под руководством профессора В. В. Богачева с 1927 г. началось изучение микрофауны плиоценовых отложений нефтеносных областей Азербайджана. Первыми исследованиями микрофауны в Азербайджане явились В. Э. Ливенталь, Д. А. Агаларова, Д. И. Джафаров, Д. М. Халилов. Наиболее важные результаты были получены в отношении микрофаунистической характеристики огромной по мощности (до 4000 м) продуктивной толщи, являющейся основной нефтеносной свитой Азербайджана. Продуктивная толща лишена морской макрофауны и богата микрофауной. Продуктивная толща содержит разновозрастную переотложенную микрофауну, отличную от микрофауны акчагыла и понта. Д. А. Агаларова впервые начала изучение форамнифер продуктивной толщи, причем установила опреде-

ленную последовательность в распределении микрофауны в ее толще. Такое детальное изучение Д. А. Агаларовой микрофауны продуктивной толщи, понта и акчагыла в первые годы своих исследований, а позже и более древних отложений, привело ее к мысли о корреляции разновозрастных отложений отдаленных друг от друга разрезов. Над этой темой она продолжала работать до конца жизни. Своими исследованиями, проводимыми совместно с Д. М. Халиловым и Д. И. Джафаровым, Д. А. Агаларова внесла значительные коррективы в стратиграфическую схему мезокайнозоя Азербайджана, предложенную предыдущими исследователями. Д. А. Агаларовой принадлежит также идея изучения микрофауны из глинистого раствора (шлама), выносимого из бурящихся скважин, без остановки процесса бурения. Эта идея принесла огромную экономию.

Результаты пятидесятилетних неустанных работ Д. А. Агаларовой по изучению микрофауны мезокайнозоя Азербайджана и Туркмении нашли отражение в ее монографиях, статьях, справочниках и научных отчетах, хранящихся в фондах геологических учреждений. Являясь одним из основоположников становления и развития микрофауны в Азербайджане, Д. А. Агаларова уделяла большое внимание и подготовке кадров. Д. А. Агаларова, Д. М. Халилов и Д. И. Джафаров создали школу по микрофауне, которая продолжает развиваться, применяя новые методы и новые объекты исследований. Д. А. Агаларова при изучении микрофауны не только преследовала практические цели, она в своих работах рассмотрела целый ряд теоретических вопросов, касающихся филогении, корреляции, развития и вымирания изменчивости фораминифер и остракод. Изучив огромный фактический материал, Д. А. Агаларова сумела расчленить мощную продуктивную нефтегазоносную толщу на ряд горизонтов, выделила в микрофауне эндемичные формы, охарактеризовала биомические условия бассейна, палеографическую обстановку в век формирования продуктивной толщи.

Д. А. Агаларова отличалась большим трудолюбием, широкой эрудицией, была крупным знатоком микрофауны. Она была человеком добрым, добросовестным и правдивым как в жизни, так и в науке. Заслуженно пользовалась авторитетом. Д. А. Агаларова принимала активное участие в партийной и общественной жизни института. Она награждена орденом Трудового Красного Знамени и медалями.

Опубликованные Д. А. Агаларовой многочисленные научные труды останутся настольными книгами палеонтологов и стратиграфов.

Светлая память об этом обаятельном человеке и талантливом ученом сохранится в сердцах тех, кто ее знал.

А. А. Али-заде, К. А. Ализаде, Х. Алишлла

МҮНДЭРИЧАТ

М. М. Элиев, М. М. Павлова, В. М. Харитонов. Дағыстан үст тәбашир чөкүнтүләринин иносерам фаунасына керә биостратиграфик бөлүнмәси	3
Ч. М. Сүлейманов, И. С. Башыничаян. Азербайжан ССР әразисиндә јайылмыш сүхур гурупларынын мүнәндис—кеоложи хүсусијјәтләринин гыса сәһијјәси	13
Ә. М. Иманов, А. Н. Сејидов. Газах чөкәклијинин клиноптилолит сүхурларынын мадди тәркиби вә әмәләкәлмә шәраити	19
Р. Ә. Ағамирзәјев, Д. Г. Әјјубов, С. Р. Ағамирзәјев. 29 июл вә 19 ноябр 1981-чи ил Шамахи јертәрпәнмәләри.	28
Н. Н. Кәримов, Ә. Б. Ширәлијев. Балакән—Загатала филиз рајону Самалит—Гудурдаг зонасынын магматизми вә филизлилији (Бөјүк Гафгазын чәнуб әтәкләри)	34
Т. Н. Нәчијев, Н. В. Мәммәдова, Н. Г. Атајева. Самхет—Ағдам структур—формасија зонасындакы бетонит силләриндән истифадә олунамасынын бәзи истигамәтләри һаггында	46
Н. В. Мустафајева, М. А. Мустафајев. Гафгазын шәрг јамачынын магматик комплексләринин петрокимјәви хүсусијјәтләринин статистик анализи	55
А. Ч. Исмајылзадә, Ј. Н. Јемелјанова, М. М. Сәттаров. Хәзәрин чәнуб—гәрб акваторијасында авкит-магнетит гумларында дәмир группу элементләрин пәјланмасы	63
Г. И. Аллаһвердијев. Ајдаг сеолитли туф јатагынын стратиграфик вәзијјәти һагда јени мәълуматлар вә Кичик Гафгазын Үст Тәбашир вулканизминин бәзи мәсәләләри	72
З. М. Элизадә, Н. Л. Мустафајев. Бөјүк Гафгазын чәнуб јамачларындакы дуруча антиклинорисинин Јура чөкүнтүләри кәсилишләриндәки килли шистләрдә мис, гургушун вә синкин јайылмасы ганунаујунлулары	77
Ф. Г. Нәсәнзадә. Хәзәр дәнизи дибин чөкүнтүләринин тәбии галыг магнитләшмә мәншәјинин тәдғиги	86
Н. И. Маһмудов, Ч. М. Гаһгај. Кәлбәчәр рајонунда (Кичик Гафгаз) јайылмыш вулкан шүшәләринин микрозид үсулу илә тәдғигинин нәтичәләри	93
Е. А. Ағамирзәјева, Т. А. Нүсәјнова, Т. Х. Рәһимова. Саадан—Әмирланлы јатагы нефтләринин оксидләшмә редуксија потенциалы вә гидроген кәстәричиләри һаггында	99
Ч. Ч. Мазанов. Азербайжанын нефт вә газ сәрвәтләринин өјрәнилмәси вә мәнимсәнилмәси перспективләри	103
М. А. Чавадов. Чәнуби Мангышлағын чәнуби-гәрб һиссәси балыгулағы структурларынын Мезозой вә Кайназой чөкүнтүләринин кеоложи кәсилишләринин нефт-газлылығына даир	109
С. А. Султанов. Мәһсулдар гатын, онун алтында вә үстүндә јатан чөкүнтүләрдә контактын характери һаггында	116
Н. А. Мусәјев. Күр—Араз овалыгынын Мил дүзүндә грунт суларынын бухарланмасынын вә сүзүлмәдән гыдаланмасынын өјрәнилмәсинин бәзи нәтичәләри	122
Ф. В. Ајвазова. Јујучу мәһлулуи физики параметрләринин температур асылылығынын тәјининә даир	126

Хроника

З. Бүнјададә. Кенезис, карбон газларынын әмәләкәлмәси, пәјланмасы ганунаујунлулары вә онлары мұшајәт едән компонентләр

Елми итқи

Ә. Элизадә, Г. Ә. Элизадә, Х. Әлијулла. Профессор. Дүнја Әләк-бәр гызы Агаларованын хатирәси

СО Д Е Р Ж А Н И Е

М. М. Алиев, М. М. Павлова, В. М. Харитонов. Биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Дагестана по фауне иноцерамов	3
Д. М. Сулейманов, И. С. Башинджагян. Краткая инженерно-геологическая характеристика групп пород, распространенных на территории Азербайджанской ССР	13
А. М. Иманов, А. Г. Сендов. Вещественный состав и условия образования клиноптилолитовых пород Казахского прогиба (Малый Кавказ)	19
Р. А. Агамирзоев, Д. Г. Эйюбов, С. Р. Агамирзоев. Шемахинские землетрясения 29 июля и 19 ноября 1981 г.	28
Г. И. Керимов, А. Б. Ширалиев. Магматизм и оруднение согмалит-гудурдагской зоны Белокано-Закатальского рудного района (Южный склон Большого Кавказа)	34
Т. Г. Гаджиев, И. В. Мамедова, Н. Г. Атаева. О некоторых направлениях использования бентонитовых глин Сомхето-Агдамской структурно-формационной зоны	46
Г. В. Мустафаева, М. А. Мустафаев. Статистический анализ петрохимических особенностей магматических комплексов Восточного Кавказа (Большой Кавказ)	55
А. Д. Исмаил-заде, Е. Н. Емельянова, М. М. Саттаров. Распределение элементов группы железа в авгит-магнетитовых песках Юго-Западной акватории Каспия	63
Г. И. Аллахвердиев. Новые данные о стратиграфическом положении Айдагском месторождении цеолитовых туфов и некоторые вопросы верхнемелового вулканизма Малого Кавказа	72
З. М. Ализаде, Г. Л. Мустафаев. Закономерности распределения свинца, цинка и меди в глинистых сланцах юрских отложений разрезов Дуруджинского антиклинария южного склона Большого Кавказа	77
Ф. Г. Гасан-заде. Исследование происхождения естественной остаточной намагниченности донных осадков Каспия	86
Х. И. Махмудов, Ч. М. Кашкай. Результаты микрозондовых исследований стекловатых вулканических пород Кельбаджарского района (Малый Кавказ)	93
Э. А. Агамирзоева, Т. А. Гусейнова, Г. Х. Рагимова. Окислительно-восстановительный потенциал и водородный показатель в нефтях площадей Саадан и Амирханлы	99
Д. Д. Мазанов. Перспективы исследования и освоения ресурсов нефти и газа Азербайджана	103
М. А. Джавадов. К вопросу об оценке нефтегазоносности геологических разрезов мезозойских и кайнозойских отложений ракушечных структур юго-западной части южного Мангышлака	109
С. А. Султанов. О характере контакта продуктивной толщи с подстилающими и покрывающими отложениями	116
Н. А. Мусаев. Некоторые результаты изучения испарения и инфильтрационного питания грунтовых вод в условиях Мильской степи Кура-Араксинской низменности	122
Ф. В. Айвазова. К определению температурной зависимости теплофизических параметров промывочной жидкости	126

Хроника

З. А. Буниат-заде. Генезис, закономерности размещения и формирования углеводородных газов и сопутствующих им компонентов	131
--	-----

Потеря науки

А. А. Ализаде, К. А. Ализаде, Х. Алиюлла. Памяти профессора Дуньи Алекперовны Агаларовой	133
--	-----

1 ман. 20 гэл.
руб. коп.

Индекс
76397