

GEOLOGİYA

О ПРИБЛИЖЕННЫХ ВЕЛИЧИНАХ ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА И
МЕХАНИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ
СКЛОНЕ МАЛОГО КАВКАЗА

Т.С.ШАХСУВАРОВ, Т.Г.ТАХМАЗОВА
Бакинский Государственный Университет

В работе рассматриваются вопросы денудационного среза, а затем и механической денудации СВ склона Малого Кавказа. При этом по данным о влекомых, взвешенных и растворимых веществах с учетом их приближенного теоретического соотношения определяется общий объем переносимых веществ с указанного склона за 1 год. Учитывая площадь водосбора этого склона, определяем примерную величину денудационного среза за 1000 лет: ≈ 280 мм/1000 лет. Эта величина сопоставляется с рядом данных по речным бассейнам Европы. Имеющиеся данные позволяют определить примерную величину денудационного среза за четвертичный период (за ≈ 1000000 лет) ≈ 280 м/1000000 лет. В статье также определяется общий ежегодный объем продуктов механической денудации: 3195114 м³/год или 7987785 т/год. Стало быть, величина этой денудации составляет $\approx 620, 41$ т/год.

Как известно, вопросы денудации имеют большое значение при анализе различных геологических процессов. С этой точки зрения привлекает внимание количественная сторона денудационного среза СВ склона Малого Кавказа. Для определения этого параметра используются различные формулы. В частности, С.Джэдсон и Д.Риттер [2] предложили для расчета скорости региональной эрозии (денудации) такую формулу:

$$D=0,0052 L;$$

где D - скорость эрозии (в футах за 1 000 лет);

L-масса всего материала, переносимого реками, принадлежащими определенному бассейну (в млн.т/год).

По мнению некоторых исследователей, в частности, С.Тримбла [2], эрозия суши производится с меньшей скоростью по сравнению со значениями, полученными из этой или аналогичных ей формул. Действительно, простые расчеты показывают, что вычисления по этой формуле дают чрезвычайно высокие значения.

Нужно отметить, что, как известно, под скоростью эрозии, как и под скоростью денудационного процесса в литературе подразумевается скорость срезания или выравнивания земной поверхности [2 и др].

После этих пояснений приведем несколько таблиц, касающихся, раз-

личных механизмов эрозии. Так, например, табл. 55 в работе З.Кукала [2] показывает различные механизмы эрозии в Альпах: солифлюкцию, речную эрозию, оползни, лавины, ледниковую экзарацию. Таблица 56 в той же работе показывает скорость эрозии в Альпах, определенную разными методами по данным разных авторов (с исправлениями). Так, отличаются разные методы: по количеству взвешенного материала в реках, объему дельты р.Рионы, равновесию системы-давление-температура в метаморфических породах, разницы в абсолютном возрасте мусковита и биотита, модели термальной эволюции.

Кроме того, имеются разные механизмы эрозии на горных склонах в Скандинавии (табл. 57, [2]).

Для определения денудационного среза нами были использованы гидрологические данные по рекам указанного склона Малого Кавказа: среднегодовой сток по рекам склона в м³/сек., а также средняя мутность в г/м³.

Элементарные расчеты по работе М.Гасанова и др. [4] позволили получить цифры мутности рек данного склона в м³/год, приводимые в следующей таблице.

Таблица 1

№№	Реки	Среднегодовой водный сток, в м ³ /сек.	Среднегодовой сток взвешенных наносов, в кг/сек.	Средняя мутность, в г/м ³
1.	Акстафачай	13,6	4,0	290
2.	Кюрракчай	14,5	1,16	73
3.	Тертерчай	22,0	7,35	334
4.	Гянджачай	4,0	0,058	75
5.	Таузчай	0,85	0,24	50
6.	Хачинчай	3,20	0,19	60
7.	Шамкирчай	8,37	2,0	250
8.	Джогасчай	0,90	0,18	200

С целью примерного определения влекомых (донных), взвешенных и растворимых веществ, принятых для горных рек, мы используем соответствующее соотношение а:б:с = 0,86:6,8:1 [3]. Возможно применение и других соотношений [5].

Для этого мы прежде всего определяем общий объем взвешенных осадков группы рек данного склона. Объем этих осадков примерно равен 2836.114 м³/год. По данным таблицы №1 определим общий объем твердого стока этих рек, в м³/год.

Таблица 2

№№	Реки	Общий объем твердого стока рек, м ³ /год.
1.	Акстафачай	122674
2.	Кюрракчай	329235
3.	Тертерчай	2285000
4.	Гянджачай	9331
5.	Таузчай	13219
6.	Хачинчай	5972
7.	Шамкирчай	65085
8.	Джогасчай	5598
Суммарно-		2836114

Используя вышеуказанные соотношения, получаем объем влекомых (донных) осадков этих рек, а затем и объем растворенных веществ, переносимых указанными реками. Числовые значения этих объемов соответственно, таковы: $\approx 359 \text{ м}^3/\text{год}$ и $\approx 417 \text{ м}^3/\text{год}$. В таком случае общий объем влекомых (донных), взвешенных и растворенных веществ составляет $3612114 \text{ м}^3/\text{год}$. В связи с этим, при учете площади водосбора всего СВ склона Малого Кавказа будем иметь:

$$H = \frac{3612114 \text{ м}^3 / \text{год} \times 1000 \text{ лет}}{12875 \text{ км}^2} = \frac{3612114 \text{ м}^3 / \text{год} \times 1000 \text{ лет}}{12875000000 \text{ м}^2} = \\ \approx 0.280 \text{ м} / 1000 \text{ лет} \approx 280 \text{ мм} / 1000 \text{ лет}$$

Пользуясь сравнительно-геологическим методом, приведем некоторые данные по средней скорости эрозии (денудации) в мм/1000 лет.

В речном бассейне Изера, Гренобль (Франция) этот параметр составляет 287 мм/1000 лет, а в однотипном бассейне Рейс, Люцерн (Швейцария) 300 мм/1000 лет и т.д. [3].

Пользуясь вышеприведенными вычислениями, отметим, что приближенный денудационный срез на указанном склоне Малого Кавказа составит $\approx 280 \text{ м}/\text{млн.лет}$. Эта величина, по нашему мнению, может оказаться относительно стабильной при некоторых допущениях, и прежде всего при примерно одинаковом количественном развитии денудации за указанное время и допуская отсутствие, возможно, имевших место процессов изостазии.

Перейдем теперь к определению механической денудации на СВ склоне Малого Кавказа. Нужно отметить, что крупнейший исследователь-литолог академик Н.М.Страхов в своей фундаментальной работе «Основы теории литогенеза» [5] рекомендует определять этот параметр в тоннах на км^2 в течение года ($\text{т} / \text{км}^2/\text{год}$). В данной статье мы рассматриваем механическую денудацию как результат ежегодного твердого стока рек СВ склона Малого Кавказа. В связи с этим мы прежде всего берем общий объем ежегодно сносимых реками СВ склона взвешенных отложений - $2836114 \text{ м}^3/\text{год}$.

Исходя из вышеуказанного соотношения, определяем общий объем влекомых (донных) наносов:

$$2836114 \text{ м}^3/\text{год} : 7,9 = 359, 00177 \text{ м}^3/\text{год}.$$

Тогда общий ежегодный объем твердых продуктов, т.е. продуктов механической денудации составит:

$$2836114 \text{ м}^3/\text{год} + \approx 359 \text{ м}^3/\text{год} = 3195114 \text{ м}^3/\text{год}.$$

Учитывая плотность преобладающих речных отложений ($\approx 2,65 \text{ т}/\text{м}^3$), получаем общую массу этих отложений:

$$3195114 \text{ м}^3/\text{год} \times 2,65 \text{ т}/\text{м}^3 = 84670521 \text{ т}/\text{год}.$$

Поэтому, принимая во внимание примерную площадь водосбора СВ склона Малого Кавказа ($\approx 12875 \text{ км}^2$), получим величину механической денудации:

$$84670521 \text{ т}/\text{год} : 12875 \text{ км}^2 \approx 658 \text{ т} / \text{км}^2/\text{год}.$$

Таким образом, этот параметр на северо-восточном склоне Малого Кавказа составляет $\approx 658 \text{ т} / \text{км}^2/\text{год}$.

Для сравнения отметим, что по данным Н.М.Страхова [3], для реки Те-

рек механическая денудация составляет 587 т/ км²/год, а по таблице 3 этой же работы данный показатель для реки Риони составляет 633 т/км², Тигра и Евфрата 690-1000 т/ км²/год, Хуанхе (Китай) 640 т/ км²/год .

Нужно указать, что, кроме вышеотмеченного понятия «механическая денудация», имеется также понятие о «слое денудации», используемом крупнейшим гидрологом-морфометристом М.А.Великановым [2].

Вышеуказанные данные анализа величины денудационного среза, а также механической денудации (слоя денудации) подводят нас к некоторым приближенным выводам.

Прежде всего, нужно отметить, что величина денудационного среза (≈ 280 мм/1000 лет) по-видимому, свидетельствуют о том, что, в соответствии с данными М.А.Великанова [табл. 14, по Хортону], верхняя зона склона, близ свода горной системы, характеризуется отсутствием эрозии. Нам представляется, что было бы более реальным утверждение не об отсутствии эрозии, а об ее ослабленной форме. Тем более, что это следует и из пояснения к данной таблице. Кроме того, следующая зона, в соответствии с этой схемой, является зоной активной эрозии. Необходимо отметить, что широко известно наличие трех основных типов горных склонов: выпуклого, вогнутого и прямолинейного. Известно также, что наиболее часто встречаются примеры выпуклого горного склона. Учитывая длительное развитие денудационного среза, мы можем обоснованно говорить о постепенном смещении зоны активной эрозии, включая также появление и дальнейшее развитие зоны влекомых наносов. В связи с этим можно, как нам думается, сделать предварительный практический вывод о наибольшем развитии золотоносных россыпей именно в этой зоне активной эрозии. Это тем более обоснованно при учете известной плотности частиц золотоносной россыпи. Кроме того, по-видимому, нужно также учитывать возможности определенного сноса аллювиальных золотоносных россыпей в периоды половодья. Таковы некоторые возможные рекомендации в связи с установленными морфометрическими параметрами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанов М.А. Гидрология суши. Гидрометеиздат, Ленинград, 1964
2. Кукал З. Скорость геологических процессов. Изд-во «Мир», 1987
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том I. Изд-во АН СССР, Москва, 1960
4. Həsənov M., Zamanov X., Cəfərov B, Vəliyev H. Azərbaycanın çayları, gölləri və su anbarları. ADU nəşri, Bakı, 1973
5. Xəlifəzadə Ç.M., Məmmədov İ.Ə. Çökmə süxurların və hövzələrin fasiya və formasiya təlimi. «Mütərcim», Bakı, 2003

KİÇİK QAFQAZIN ŞİMAL-ŞƏRQ YAMACINDA DENUDASIYA KƏSİYİNİN VƏ MEXANİKİ DENUDASIYANIN TƏXMİNİ QIYMƏTLƏRİ HAQQINDA

T.S.ŞAHSUVAROV, T.H.TƏHMƏZOVA

XÜLASƏ

Məqalədə çay suyunun tərkib hissələrinin, yəni dib, asılı və suda həll olmuş çöküntülərin asılı vəziyyətdə olan çöküntülərə istinadən nəzəri nisbət-

ləri nəzərə alınaraq həcmələri təyin edilmişdir. Daha sonra müəlliflər Kiçik Qafqazın şimal-şərq yamacı çaylarının allüvial çöküntülərinin həcmi sutoplayıcı sahəyə bölərək denudasiya kəsiyinin, ardıcıl olaraq mexaniki denudasiyanın qiymətinin təyin edilməsinə müvəffəq olmuşlar. Bütün bunlar nəzərə alınaraq işdə verilən bəzi kəmiyyətlər geoloji müqayisə ilə müəyyən dərəcədə əsaslandırılmışdır.

**ABOUT THE APPROACHED SIZES
DENUDATION PART AND MECHANICAL DENUDATION
ON A NORTHEAST SLOPE OF SMALL CAUCASUS**

T.S.SHAHSUVAROV, T.H.TAHMAZOVA

SUMMARY

In work the questions denudation part, and then and mechanical denudation NW of a slope of Small Caucasus are considered (examined). Thus on the data about rolling, weighed and soluble веществax in view of the approached theoretical parity (ratio) total amount carrying from the specified slope for 1 year is defined (determined). Taking into account the area waterconnection of this slope, we determine provisional size denudation part after 1000 year: $\approx 280 \text{ mm} / 1000$ of years. This size is compared to a number (line) of the data on river pools of Europe. The available data allow to define (determine) provisional size denudation part for IV the period (for ≈ 1000000 years) $\approx 280 \text{ m} / 1000000$ of years. In clause general (common) annual volume of products mechanical denudation also is defined (determined): $3195114 \text{ m}^3/\text{years}$, or $7987785 \text{ т}/\text{years}$. Became to be, the size by this denudation makes 620, 41 т/years.

**КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ
ГРУППЫ КАНКРИНИТА**

К.Г.РАГИМОВ, А.Ф.ШИРИНОВА, Х.Р.САМЕДОВ, М.И.ЧИРАГОВ
Бакинский Государственный Университет
e-mail:afashf@rambler.ru

На основе результатов рентгенструктурных исследований, проведенных в последние годы, уточнены химические составы и некоторые структурные детали минералов группы канкринита. Впервые на основе стабильных структурных модулей, кристаллохимически проанализировано строение тетраэдрических каркасов, роль и позиции крупных щелочных катионов и внутрипустотных анионных групп, таких как CO_3^- , SO_4^- , BO_3^- и NO_3^- . Проведенный кристаллохимический анализ позволяет предсказать направленность структурных превращений и установить химический состав и структуры продуктов превращения минералов.

В различных научных источниках химический состав минералов группы канкринита представлен недостаточно корректно /1,2/. В группу канкринита включены алюмосиликаты венкит $Ba_2Ca_2/AlSiO_4/6(SO_4)(OH)_2$ (параметры гексагональной ячейки $a=13.53$, $c=7.27\text{Å}$, $z=2$; простр.группа $P6_3$, К- дэвинит $K_2Na_4Ca_2/AlSiO_4/6(SO_4)(OH)_2$ (параметры гексагональной ячейки $a=12.93$, $c=5.36\text{Å}$; $z=1$; простр.группа $P6_3$). В данной работе, с учетом результатов новых структурных расшифровок и изученных разновидностей канкринита, обосновываются кристаллохимические особенности минералов этой группы. Подобным исследованием уточняются химические составы минералов группы канкринита и устанавливаются типы или формы изоморфного замещения в структурах этих минералов.

Как видно из табл.1, у минералов группы канкринита параметры гексагональной ячейки изменяются в зависимости от размера крупного катиона или анионной группы, тогда как симметрия структур сохраняется. Кристаллохимические особенности формирования структур минералов группы канкринитов показывают, что их химические составы состоят из двух электронейтральных структурных модулей (табл.1), где стабильным модулем является Na-алюмосиликатный каркас с составом $Na_6Al_6Si_6O_{24}$. В выделенном модуле соотношение $Na:(Si, Al)=1:2(6:12)$ сохраняется во всех фазах. В двенадцатичленной пустоте каркаса двум тетраэдрам соответствует один атом натрия. Если анализировать структуры разновидностей канкринита, то можно установить, что основным структурным элементом тетраэдрического каркаса является диортогруппа, состоящая из Al- и Si- тетраэдров, с составом $/AlSiO_7/$.

Таблица 1

Кристаллоструктурные данные минералов группы канкринита

№	Название и химические составы минералов	Структурные модули минералов группы канкринита	Параметры гексагональной ячейки (Å)		Пр.гр.	Z
			a	c		
1	Канкринит $\text{Ca}_2/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Ca}_2 (\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	12.78	5.19	P6 ₃	1
2	Гидроканкринит $\text{Na}_{1,5}/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{OH})_{1,5} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Na}_{1,6} (\text{OH})_{1,5} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	12.678	5.179	P6 ₃	1
3	Азотоканкринит $\text{Na}_{1,6}/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{NO}_3)_{1,6} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Na}_{1,6} (\text{NO}_3)_{1,6} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	12.65	5.182	P6 ₃	1
4	Боратоканкринит $(\text{Na}, \text{Ca})_2/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{BO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{Na}, \text{Ca})_2 (\text{BO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	12.745	5.180	P6 ₃	1
5	Сульфатоканкринит (синтетический) $\text{Ca}_2/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{SO}_4)(\text{OH})_2$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Ca}_2 (\text{SO}_4)(\text{OH})_2$	12.74	5.19	P6 ₃	1
6	$\text{Na}_2/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	12.81	5.29	P6 ₃	1
7	$\text{Eu}_2/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{SO}_4)(\text{OH})_2$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Eu}_2 \text{SO}_4 (\text{OH})_2$	12.69	5.18	P6 ₃	1
8	Вишневит $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_2$ $/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $(\text{SO}_4, \text{CO}_2, \text{Cl}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_2 (\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl})$ $5\text{H}_2\text{O}$	12.789	5.236	P6 ₃	1
9	Ge-канкринит $\text{Na}_2/\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/$ $\text{Ge}(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	$\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Na}_2\text{Ge}(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	13.023	5.204	P6 ₃	1

Каждая подобная диортогруппа связана с одним атома натрия, где три расстояния атомов натрия с кислородами диортогруппы в пределах 2.373-2.433 Å, остальные расстояния более удлиненные 2.892-2.921 Å. С учетом указанной структурной особенности можно предположить, что в структуре минералов группы канкринита в качестве родоначального минала выделяется смешанная анионная группа, с составом $[\text{NaAlSiO}_7]^{6-}$. Связанные винтовой осью 6₃, структурные миналы образуют 12-членные кольца с составом $\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{36}$. Эквивалентные кольца, повторяясь параметром c формируют ствол-колодец с 12-членным сечением или крупной гексагональной пустотой с составом $[\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{30}]^{12-}$ или $6 \text{ NaAlSiO}_7 \rightarrow \text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{30} + 12\text{O}^{2-} /3/$. Описанный трубчатый радикал, конденсируясь со свободными кислородами тетраэдров, создает алюмокремнекислородный каркас с составом $\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}$ с 12-, 6- и 4-членными полостями, который хорошо демонстрируется в структуре боратоканкринита (рис.1). Объем 4-х членных пустот недостаточен для размещения крупных катионов или анионных групп. Кроме гидроканкринита, в остальных разновидностях этого минерала 12-членные гексагональные полости блокированы различными анионными группами, такими как - CO_3 , SO_4 , BO_3 , NO_3 . В структуре гидроканкринита подобные пустоты заполняют (OH) – группы или молекулы воды. В структуре Ge-канкринита каркас образует более крупные тетраэдрические катионы ($r_{\text{Ge}^{4+}}=0.53 \text{ Å}$, $r_{\text{Al}^{3+}}=0.57 \text{ Å}$) и следовательно, объем гексагональных полостей увеличивается и пустоты заполняют более крупные анионные группы с составом $\text{Ge}(\text{OH})_6 /4/$.

В структурах всех разновидностей канкринита в шестичленных пустотах располагаются крупные щелочные и щелочноземельные катионы, вернее атомы натрия и кальция. В ряде работ /1,2/ представляется, что в шестичлен-

ных каналах располагаются более крупные катионы – калий или барий. Расшифровка структуры боратоканкринита [3] показала, что в шестичленных каналах из восьми М-О расстояний с мостиковыми кислородами, четыре в пределах 2.351-2.389 Å, что недопустимо для К-О и Ва-О расстояний. Размеры К, Ва полиэдров (восьмивершинников) также несоизмеримы с диортогруппой Al и Si – тетраэдров. Поэтому образование К или Ва- формы канкринита кристаллохимически маловероятно.

В шестичленных пустотах образуется дефект как в катионных позициях, так и в позициях молекул воды. Крупные катионы в шестичленных пустотах статистически разупорядочены. Вокруг катионов мостиковые кислороды и молекулы воды создают координационный полиэдр – дитригональную дипирамиду (рис.1). На вершинах последней располагается молекула воды, связываясь с которой эквивалентные полиэдры создают цепочки вдоль параметра с.

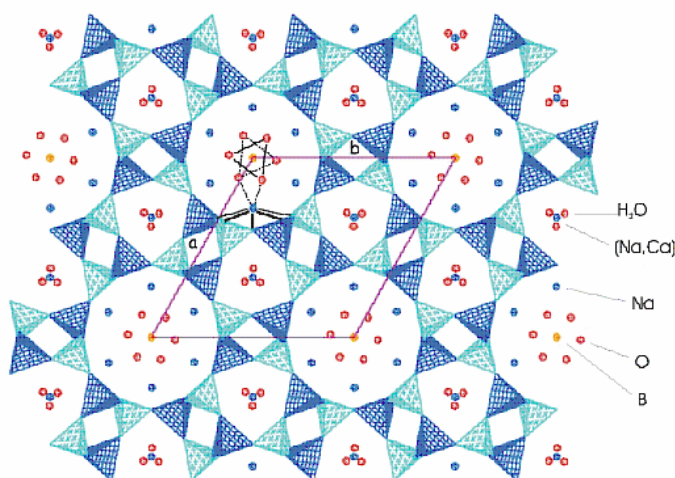
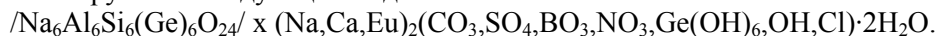


Рис. 1. Структура боратоканкринита

Кристаллоструктурные особенности канкринита и его разновидностей позволили представить общую кристаллохимическую формулу минералов данной группы в следующем виде:



Таким образом, с учетом структурных особенностей была уточнена и дополнена минералогическая группа канкринита. Подобный кристаллохимический анализ позволяет однозначно определить роль катионов и анионных групп, а также дает возможность предсказать направленность превращений минералов, установить химические составы и структуры продуктов превращения силикатов и алюмосиликатов с крупными катионами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д.Ж. Породообразующие минералы. М., «Мир», т.IY, 1966
2. Дэна Дж., Дэна Э.С., Фрондель К. Система минералогии. М., «Мир», 1966
3. Ширинова А.Ф., Хрусталев В.Н., Самедов Х.Р., Чирагов М.И. Гидротермальный синтез и

кристаллическая структура боратоканкринита $(\text{Na,Ca})_2[\text{Na}_6(\text{AlSiO}_4)_6]\text{BO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Кристаллография. М.: 2006, т.51, №1, с.69-72.

4. Белоконева Е.Л., Уварова Т.Г., Демьянец Л.Н. Кристаллическая структура синтетического Ge – канкринита $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Ge}_6\text{O}_{24})\text{Ge}(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Кристаллография. М.: 1986, т.31, вып.5, с.874-878.

KANKRİNİT QRUPU MİNERALLARININ KRİSTALLOKİMYƏVİ XÜSUSİYYƏTLƏRİ

K.Q.RƏHİMOV, A.F.ŞİRİNOVA, X.R.SƏMƏDOV, M.İ.ÇİRAQOV

XÜLASƏ

Son illərdə aparılmış rentgenstruktur tədqiqatların nəticələri əsasında kankrinit qrupu minerallarının kristallokimyəvi xüsusiyyətləri araşdırılmış, qrupa daxil olan mineralların kimyəvi tərkibi və bəzi struktur əlamətləri dəqiqləşdirilmişdir. Kankrinit qrupu minerallarının kristallokimyasının ilk dəfə stabil quruluş modulları əsasında araşdırılması nəticəsində tetraedrik karkasların və karkas boşluqlarında yerləşən qələvi kationların, CO_3^- , SO_4^- , BO_3^- , NO_3^- anion qruplarının quruluşdakı roluna və vəziyyətinə aydınlıq gətirilmişdir. Göstərilən araşdırmalar minerallarda quruluş çevrilmələrinin istiqamətini, çevrilmə məhsullarının kimyəvi tərkibini və quruluşunu müəyyən etməyə imkan verir.

CRYSTAL-CHEMICAL FEATURES OF MINERALS GROUPS KANKRINITE

K.G.RAGIMOV, A.F.SHIRINOVA, H.R.SAMEDOV, M.I.CHIRAGOV

SUMMARY

On the basis of results rentgenostructure the researches which have been lead last years, chemical compounds and some structural details of minerals of group kankrinite are specified. For the first time on the basis of stable structural modules, crystal-chemically the structure tetrahedric skeletons, a role and a position large alkaline cations and inside hollow anions groups, such as CO_3^- , SO_4^- , BO_3^- and NO_3^- is analysed. Lead crystal-chemical analysis allows to predict an orientation of structural transformations and will establish a chemical compound and structures of products of transformation of minerals.

**ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО
КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА КAVKAZСКОГО СЕГМЕНТА
АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА****Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ*****Бакинский Государственный Университет*****inasim59@hotmail.com**

Рассматриваются особенности развития позднекайнозойского коллизионного вулканизма Кавказа. На основе анализа геофизических, петролого-геохимических материалов автором предполагается, что временные и пространственные изменения химизма магмы в сочетании с историей поднятия и возрастные связи вулканических продуктов в Кавказской коллизионной зоне, могут быть связаны с погружением плит и отламыванием субдукционного комплекса на юго-востоке региона. Погружение плит, возможно, было связано с астеносферным потоком, что привело к постепенному изменению геохимического характера вулканических продуктов. Предполагается, что деляминация может быть одна из главных причин образования позднекайнозойского вулканизма Кавказа.

Позднекайнозойская геодинамика Альпийского-Гималайского сектора Средиземноморского складчатого пояса определяется коллизией Евразийской и Афро-Аравийской литосферных мегаплит. Согласно современным представлениям (8-9, 11-15), складчатые сооружения Кавказа возникли в результате их сближения. Движение к северу Аравийской плиты вызвало расслоение и пододвигание одних континентальных блоков под другие, выжимание и “растекание” структурно-фациальных зон мезокайнозоя и, как следствие, утолщение земной коры на Малом и Большом Кавказе.

По А.С.Остроумовой и др. (12), наряду с интенсивным горообразованием и деформациями краев здесь сохраняются участки относительно спокойного залегания пород, сохраняются и генерируются впадины разного рода, заполненные молассовыми отложениями. Характерно также формирование, наряду со сжатием, поперечных зон растяжения при сдвигах. В этом регионе собственная континентальная коллизия в позднем кайнозое, продолжающаяся и донныне, после окончательного закрытия океана, дала импульс к проявлению специфического магматизма как интрузивного, так и вулканического.

Основные черты геодинамики рассматриваемой части пояса на позднекайнозойском этапе хорошо согласуются с совпадением времени проявления сформировавшихся горных сооружений Кавказа главных тектонических фаз (пиренейской, аттической, Восточно-Кавказской и валахской) с периодами активизации Красноморского и Аденского рифтов (30-36, 10-12, 3-4 и 1 млн. лет назад) (10).

Э.Ш.Шихалибейли (17) на Кавказе позднеальпийскую эпоху складкообразования расчленил на пиренейскую эпоху складчатости (нижний эоцен-

олигоцен-ранний миоцен) и Кавказскую эпоху складчатости (поздний миоцен-антропоген). Последняя подразделена на фазы складчатости в миоцен-раннем-среднем плиоцене и позднем плиоцене-антропогене.

По данным В.Г.Молякко (11), в развитии орогенного магматизма в Армянской части Малого Кавказа выделяется четыре фазы вулканической деятельности, связанные с четырьмя фазами тектонической активизации: в позднем олигоцене раннем миоцене (савская фаза); в раннем среднем плиоцене (аттическая); в позднем плиоцене (Восточно-Кавказская) и в антропогене (валахская).

А.Д.Исмаил-заде (7-8) считает, что в результате пиренейской фазы тектогенеза происходит скупивание мезокайнозойских комплексов, образование шарьяжей и надвигов. В это время океан Мезотетиса больше не существовал и две группы материков Евразийская и Африка - Аравийская слились в единую сушу. Мелководный морской режим сохранился лишь в задуговых бассейнах: на севере в Куринской депрессии и на юге - в Нахчыванской впадине, где сформировались, соответственно, морские и мелко - и грубообломочные молассы и гипсосолёная толща.

В течении всего миоцен-раннеплиоценового времени на исследованной территории в пределах Еревано-Ордубадской и Мисхано-Кафанской вулканоплутонических поясов наблюдался режим сжатия, вдоль Анкаван-Зангезурской зоны сопряжения, с кратковременным периодом растяжения.

М.И.Рустамов (13) вслед за Н.В.Короновским (9) коллизионный этап позднеальпийского тектогенеза в развитии Центрального сегмента Средиземноморского пояса расчленил на мягкий – раннеколлизионный, жесткий – собственно коллизионный и хрупкий – позднеколлизионный подэтапы. По его мнению «для неогенового цикла характерно проявление наземного внутриконтинентального вулканизма Центрального типа, приуроченного к приразломным зонам растяжения с левосторонним блоковым перемещением вдоль северо-восточного и субмеридиональных разломов глубокого заложения, в чем заключается резкое отличие его от тектонического плана вулканоплутонических поясов палеогена».

Таким образом, обстановка проявления неоген-четвертичного вулканизма Кавказского сегмента характеризуется условиями общего сжатия и увеличения мощности земной коры в районах его локализации. При этом складчатость и вулканизм Кавказа протекали под влиянием двух факторов - растягивающих усилий, создаваемых под Малокавказкой его частью высоким тепловым потоком, и сдавливающего действия, сближающихся относительно холодных плит на разуплотненный субстрат активизированных частей Закавказского срединного массива. Такие условия зарождения и эволюции магматизма определили своеобразие форм его проявления, специфику состава его продуктов. К ним относятся: 1) повышенная щелочность (в особенности, калиевая) и окисленность вулканитов Кавказа; 2) повышенное содержание флюидов в расплавах и, как следствие, широкое распространение роговообманковых разностей как в средних, так и в основных породах; 3) приуроченность к воздымающимся блокам, как правило, наиболее кислых вулканитов, а к зонам локального растяжения остаточных прогибов наиболее щелочных

основных; 4) последовательное смещение к югу на протяжении кайнозоя зон наиболее активного проявления магматизма с параллельным омоложением и смещением в этом же направлении вулканитов повышенной щелочности.

По-видимому, с особенностями геодинамической обстановки формирования структур Кавказа следует связывать и смену общекавказской ориентировки латеральной зональности магматизма в олигоцене-миоцене, субмеридианальной в верхнем плиоцен-антропогене, в связи с растягивающими усилиями, возникшими в зоне Транскавказского поперечного поднятия. Последнее характеризуется повышением мощности земной коры во всех пересекаемых структурах, максимальным воздыманием их на плиоцен - четвертичном этапе, наиболее высокими значениями тепловых аномалий и крупными гравитационными минимумами в редукции Буге, отражающими разуплотнение разогретого субстрата коры.

Предполагается, что Транскавказское поперечное поднятие представляет собой поперечный пережим складчатого пояса на острие Сирийского выступа Аравийской плиты на юге и Минераловодского на севере, между которыми в обстановке субмеридионального сжатия и правостороннего сдвига возникла зона частичного растяжения. На позднекайнозойском этапе в этой полосе формируются системы трещин отрыва-Эльбрусского, Чегемского, Абул-Самсарского, Кечутского, Гегамского, Немрут-Агрыдагского и других разломов, контролировавших позднеплиоцен-четвертичный вулканизм этого района. Начиная с позднего миоцена, в пределах Малого Кавказа и в сопредельных территориях, в отдельных структурах появились такие субщелочные, а местами щелочные базальтоиды, увеличиваясь на юг в сторону Восточной Анатолии и северо-западного Ирана. Увеличение объема щелочных пород и возрастание щелочной тенденции на юг Кавказского сегмента по мнению многих ученых отражает рифтогенный характер последних (9-10, 14).

Вместе с тем, М.И.Рустамов установил на бортах молассовых прогибов (Нахчыван, Карадаг) трахиандезит-тешенит и анальцимовый щелочнобазальт-трахиандезитовый, с абсолютным возрастом 14-15 Ма лет, трещинный вулканизм и приходит к выводу, что неогеновый этап вулканизма региона начался не в верхнем сармате, а в среднем миоцене.

Проявления новейшего магматизма в Кавказском сегменте хорошо согласуются с особенностями его глубинного строения и характером распределения современных тепловых полей. Так, мощность коры минимальная под Грузинским массивом (40-45 км), увеличивается до 55-60 км под Лабино-Малкинской зоной северного склона Большого Кавказа и до 45-52 км под Мисхано-Кафанской зоной Малого Кавказа. Граница между "гранитным" и "базальтовым" слоем, опущенная до глубины в 30 км в зоне Транскавказского поднятия на Большом Кавказе, поднимается до 20 км в его Восточном сегменте и 12-15 км в Закавказской межгорной зоне. На Малом Кавказе глубина залегания границы Конрада колеблется от 16 до 20-23 км (17).

Наибольшей интенсивности позднекайнозойский магматизм достигал в блоках с аномально высокими значениями современного теплового потока – на северном склоне Большого Кавказа в зоне Транскавказского поперечного поднятия и в центральной части Малого Кавказа. В пределах "холодной"

Грузинской глыбы, а также при Аразской и Аджаро-Триалетской зонах, характеризующихся резким снижением интенсивности теплового потока, неоген-четвертичный вулканизм практически не проявился. Таким образом, отчетливая корреляция между магматизмом, мощностью земной коры и характером тепловых полей может свидетельствовать как о близком к современному термальном состоянию недр региона в период активной магматической деятельности в неогене и антропогене, так и о четкой зависимости появления магматизма и состава его продуктов от строения, тектонической активности и термического состояния коры и верхней мантии. Все вышеуказанные данные показывают, что вулканизм на Кавказе приурочен к зонам разуплотнения коры и мантии.

С Транкавказским вулканическим ареалом совпадает субмеридионально вытянутая область регионального максимума изостатических гравинаномалий большой интенсивности, выделенная по М.Е.Артемяеву (1). По мнению М.Е.Артемяева, “положительные региональные изостатические гравинаномалии связаны с влиянием масс, расположенных на глубинах около 200 км. Скорее всего, они могут быть обусловлены возмущениями нижней границы астеносферного поля, а именно наличием выступов последнего” (1).

По Э.Ш.Шихалибейли (17), астеносферный слой под Мисхано-Кафанской зоной Малого Кавказа погружает до глубины 180–200 км. Кривая поверхность астеносферы Кавказа изображает форму его современного рельефа. Мантия же изображает обратное соотношение рельефа и положение астеносферы Кавказа. В 1984 г., на составленном Э.Ш.Шихалибейли (17) глубинном геолого-геофизическом профиле Центральной части Азербайджана, показано, что под складчатой системой Малого Кавказа в интенсивно возбужденном состоянии находится астеносферный слой, от которого повсеместно поднимаются астенолиты мантийного вещества, где поверхность мантии опущена до глубины 50–55 км. Повсеместно под мантией в подошве базальтового слоя сформировался эклогитовый слой и последний способствовал внедрению в гранитный слой Малого Кавказа основных магматитов, которые переработали значительную часть подошвенного гранитного слоя.

По В.Г.Молявко (11), Мисхано-Зангезурский антиклинорий отличается высоким положением гранитного слоя и его утончением. Геофизические наблюдения указывают на приподнятое положение поверхности Мохо и возрастание мощности “базальтового” слоя в юго-восточных районах Армении.

В последнее время весьма интересные материалы получены по Кавказу по высокоточной сейсмотомографии мантии (2, 16, 18). На основе интерпретации этих данных А.В.Ершов, А.М.Никишин (2) приходят к выводу, что под Кавказским регионом выделяется полоса с утонченной литосферой и позднекайнозойским магматизмом. Позднекайнозойский вулканический пояс региона образован воздействием плюмового вещества на литосферу. Анализируя многочисленные модели (их больше десяти и построены в основном для Восточной Турции) о происхождении коллизионного вулканизма, на основе Сейсмического Эксперимента по Восточной Турции М. Кескин (18) показывает, что мантийная литосфера под этим регионом очень тонкая или полностью отсутствует на большой территории в середине региона. Он считает, что

Восточно-Анатолийское купольное поднятие не связано с мантийным плюмом. Позднекайнозойские продукты этой зоны могут быть связаны с погружением плит и отламыванием под Субдукционно-Аккреционным Комплексом ("slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex).

Анализируя данные вышеприведенных геолого-геофизических материалов, приходим к выводу, что под складчатой системой Малого Кавказа, благодаря возбужденному состоянию астеносферы, а также слоев верхней мантии и континентальной коры существовал мантийный диапир, который, по-видимому, являлся главной причиной размещения позднекайнозойского вулканизма. Согласно с М. Кескином, нам представляется, что образование позднекайнозойского вулканизма Кавказа является результатом отрыва субдукционного слэба. Природа этих слэбов связывается с механической нестабильностью континентальной литосферы. Реализацией этой гравитационной нестабильности путем механического отделения определенной части низов литосферы с последующим погружением в астеносферу принято называть *деламинацией* (16, 19). *Деламинация* - это отрыв низов более плотной литосферы и ее погружение в менее плотную астеносферу при определенных условиях. Деламинация реализуется благодаря инверсии плотностей. Обычно литосферная мантия менее плотная, чем подстилающая астеносфера, благодаря существующим между ними вещественными различиями. Благоприятные условия для деламинации возникали в пределах внутриконтинентальных подвижных поясов. Ей предшествовало латеральное сокращение и утолщение литосферы в целом.

Наши предыдущие исследования показали, что Малокавказская литосфера в настоящее время лишена своего мантийного компонента под обширным регионом. Именно поэтому в наиболее основных породах максимальное содержание окисла магния достигает до 7%, соответственно магниевое число тоже не отвечает настоящему мантийному значению (3-6). Эти факты говорят, что огромная часть мантийной литосферы была отделена от подстилающей коры в прошлом. Такое отделение более плотной мантии отвечает и за региональное поднятие региона, и за возникновение позднекайнозойского вулканизма (примерно 15-11 млн. лет назад). Объем, освободившейся путем удаление мантийной литосферы, был заполнен горячим, обильным астеносферным материалом, что привело к образованию региональной купольной структуры и образованию магмы и вулканизму в связи с адиабатическим декомпрессионным плавлением. Подъем астеносферы обуславливал появление базальтовых расплавов, их сегрегацию в основании коры и проникновение на более высокие уровни. Морфологически это выражалось в поднятии территории, образовании структур растяжения и накоплении вулканической толщи. Эволюция связанного с деламинацией магматизма определяется мощностью, составом и термальным состоянием коры. При этом наиболее благоприятными условиями для крупномасштабного плавления гранитных батолитов являются наличие толстой прогретой коры (примером могут быть Далидагский и возможно, Мегри-Ордубадский массивы, где мощность земной коры достигает максимальное значение для Малого Кавказа-55 км). Прогрессивное охлаждение глубинного источника магмообразования могут быть причиной об-

разования дайкового поля в Кельбаджар-Истисуинской синклиналильной зоне и возможно трещинное излияние субщелочного и щелочного вулканизма на бортах молассовых прогибов. За счет дополнительного разогрева и притока летучих образовались крупные вулканы известково-щелочного состава неогенового возраста. При этом в отдельных местах возникали периферические очаги, остывание которых приводило к формированию гипабиссальных интрузий. Затем в верхнеплиоцен-четвертичное время образовался бимодальный вулканизм. Так, временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов, в условиях растяжения в нижнюю кору, что приводило к ее плавлению и образованию кислых вулканитов (трахириолит-риолитовая серия). Одновременно, в данной ситуации смена обстановки сжатия на растяжения способствовало на развитие рифтовых впадин, сводообразование и проявление субщелочного и щелочного вулканизма (трахибазальт-трахиандезитбазальт-трахиандезитовая и базанит-тефритовые серии). Эти факты также объясняют, почему вулканические продукты являются известково-щелочными (с субдукционным характером) на северо-западной части Малого Кавказа и химические свойства изменяются до субщелочных и щелочных (типа внутриплитных) к юго-востоку.

Таким образом, уровень современных геологических знаний об истории геологического развития Кавказского сегмента и его глубинном строении позволяет предполагать, что геодинамика позднекайнозойского магмообразования в его пределах осуществлялась под влиянием двух диаметрально направленных процессов - сжимающих усилий, создаваемых перемещающейся к северу Аравийской плитой и растягивающими усилиями, создаваемыми поднимающимися астеносферными материалами мощного, длительно действующего теплового источника.

Его влияние на дрейфующие с переменной скоростью к северу блоки литосферы выразилось в последовательном разогреве, находящихся над ним, ее частей, возникновении коровых и мантийных очагов плавления, локальных зон растяжения и сжатия и, как следствие, последовательное смещение зон тектонической и магматической активизации от северной периферии Закавказского массива к центральной и южной его части. В соответствии с преобладающим растяжением в условиях медленного или временного прекращающегося дрейфа на мезозойском этапе и преимущественным сжатием в позднем кайнозое, общий характер магматизма менялся от толеитового и известково-щелочного в мезозое и раннем кайнозое до повышенной щелочности известково-щелочного, субщелочного, иногда щелочного – в позднем кайнозое.

В позднем олигоцене-раннем миоцене увеличение скорости дрейфа блоков литосферы обусловило замыкание остаточных прогибов, снижение проницаемости в их пределах коры, повышения давления флюидов в нижних ее частях, развитие процессов гранитообразования и снижение роли основного вулканизма.

В среднем миоцене-плиоцене продолжающиеся процессы сжатия в остаточных прогибах обусловили сокращение объемов вулканических извержений в их пределах с тенденцией к повышению основности и щелочности

продуктов магматизма, в полном соответствии с эволюцией расплавов в условиях повышенных давлений и закрытых систем. В это время в этих прогибах, а также в растущих геантиклинальных блоках в пересечении продольных и поперечных разломов, благодаря растяжению литосферы возникли субщелочной-щелочной и высококалиевый известково-щелочной вулканизм субщелочной тенденцией из обогащенной базальтовой магмы, претерпевшую фракционную кристаллизацию в промежуточных очагах, благодаря которым образовались средне - кислые дифференциаты.

Зона Большого Кавказа в этот период была практически амагматичной. Это связывается с меньшим влиянием на него, сменяющегося к югу от нее, теплового источника и сжимающими действиями Грузинской глыбы. Однако в верхнем плиоцене в результате коллизии Большой и Малый Кавказ испытывают, с одной стороны, горизонтальное сжатие в ЮЮЗ-ССВ направлении, с другой стороны, сопряженное с ним горизонтальное растяжение в поперечном к нему направлении. В связи с этим, в прямолинейно вытянутом сооружении Большого Кавказа возникают глубокие поперечные разломы растяжения ССВ простирания, которые служат магмоподводящими каналами в Эльбрусской и Казбекской вулканических областях и контролируют размещение в них отдельных вулканов, являясь причиной возникновения локальных очагов в верхней части земной коры.

Здесь субмеридиональные трещины растяжения вскрыли очаги коровых анатектических магм. Снятие давления в очагах и быстрая транспортировка расплавов к поверхности обусловила широкое проявление игнимбритового вулканизма. В участках локального сжатия, вызванных продолжавшимися процессами горизонтального перемещения масс, возникали периферические очаги, остывание которых приводило к формированию гипабиссальных интрузий.

В верхнем плиоцене активизация Транскавказского поперечного поднятия вызвала раскрытие систем субмеридианальных трещин отрыва, по которым происходила транспортировка к поверхности разносоставных магм из располагавшихся на разных уровнях магматических очагов. В зоне Транскавказского поперечного поднятия произошли трещинные излияния дифференцированных в условиях низкого давления глиноземистых субщелочных оливиновых базальтов. Внедрение мантийных расплавов активизировало ранее существовавшие коровые очаги, усилило процессы плавления в них корового субстрата с образованием средних и кислых вулканитов и повысило температуры генерирующихся расплавов. Следствием этих процессов явилось уменьшение, по сравнению миоплиоценовыми, в новообразованных породах количества вкрапленников, увеличение доли пород повышенной основности, обогащение вулканитов тугоплавкими компонентами.

Таким образом, одной из причин образования позднекайнозойских вулканитов является декомпрессия жестких структур, растяжение и раскрытие очагов разной глубинности. Временные и пространственные изменения химизма магмы в сочетании с историей поднятия и возрастные связи вулканических продуктов в Кавказской коллизионной зоне, могут быть связаны с погружением плит и отламыванием субдукционного комплекса на юго-востоке

региона. Погружение плит, возможно, было связано с астеносферным потоком (может быть и плюмом (???)), что привело к постепенному изменению геохимического характера вулканических продуктов. Исходя из этих соображений, можно предположить, что деламинация может быть одна из главных причин для образования позднекайнозойских вулканических образований Кавказа. Детальные геохимические, изотопные, геохронологические, геофизические данные внесут ясность в решение этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1971, №4.
2. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Восточно-Африканского региона. Геотектоника. 2004. №2. с.55-72.
3. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку, "Nafta-Press", 2000, 192 с.
4. Imamverdiyev Nazim A. The Late Cenozoic Collision rift related volcanism of the Lesser Caucasus (petrological, geochemical aspects). 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Isparta, Turkey. 2001. Proceedings, Ankara. 2002. P.149–159.
5. Имамвердиев Н.А. Петрология и геохимия позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа. Дисс. на соискание ученой степени док. геол.-мин. наук. Баку. ИГАН, 2002. 412 с.
6. Имамвердиев Н.А. Физико-химические условия кристаллизации позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа // Петрология. 2003. Т.11. № 1. С.82-101. (Physicochemical Conditions of Crystallization of Late Cenozoic Volcanic Associations in the Lesser Caucasus // Petrology. 2003. V.11, No.1. P.75-93).
7. Исмаил-заде А.Д. Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа. Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук, Тбилиси, 1990, 50 с.
8. Исмаил-заде А.Д. Геодинамические обстановки Альпийского магматизма Кавказа. Материалы Международной конференции "Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых", Баку, 1999, с.145-146.
9. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. Геотектоника. 1999. №2. С.17-35.
10. Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза, как проявление экспансионной фазы пульсации Земли в плиоцене-антропогене. Вестник МГУ, серия 4, Геология, 1994, №1, с.10-29
11. Молявко В.Г. Петрология позднекайнозойского магматизма Альпийского пояса Юго-Восточной Европы. Автореф. дисс.. докт.геол.-мин.наук, Киев, 1990. 37 с.
12. Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центр И.Я. и др. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. Москва, Наука, 1995, 215 с.
13. Рустамов М.И. Южнокаспийский бассейн – геодинамические события и процессы. Баку. Изд-во «Nafta-Press», 2005, 345 стр.
14. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Изд-во Московского Университета, 1997, 319 с.
15. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс, М.: Недра, 1984, 344 с.

16. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы. Природа №1.2002.
17. Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана, Баку: Элм, 1996, 215 с.
18. Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model of collision related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Gephys. Res.Lett.* 30(24), 2002.
19. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 1990, 44, p.189-229.

**ALP-HİMALAY QURŞAĞININ QAFQAZ SEQMENTİNİN
GECKAYNOZOY KOLLİZİYA VULKANİZMİNİN İNKİŞAFININ
XÜSUSİYYƏTLƏRİ**

N.Ə.İMAMVERDİYEV

XÜLASƏ

Məqalədə Qafqazın geckaynozoy kolliziya vulkanizminin inkişafının xüsusiyyətlərinə baxılır. Geofiziki, petroloji-geokimyəvi materialların analizi əsasında müəllif fərz edir ki, Qafqaz kolliziya zonasında rayonun qalxma tarixi, vulkanizmin yaşı və maqmanın kimyəvi tərkibinin dəyişməsi plitənin əyilməsi və regionun cənub-şərqində subduksiya kompleksinin sınması ilə əlaqədardır. Plitənin əyilməsi vulkanik məhsulların geokimyəvi xarakterinin dəyişməsinə gətirib çıxaran astenosfer axını ilə bağlıdır. Belə hesab edilir ki, Qafqazın geckaynozoy vulkanizminin əmələ gəlməsinin əsas səbəblərindən biri delaminasiya prosesi ola bilər.

**FEATURES DEVELOPMENT LATE CENOZOIC COLLISION VOLCANISM OF
THE CAUCASIAN SEGMENT OF THE ALPINE-HIMALAYA BELT**

N.A.IMAMVERDIYEV

SUMMARY

In article are considered the features development of Late Cenozoic Collision volcanism the Caucasus. On the basis of the analysis of geophysical, petrology-geochemical materials the author supposes, that time and spatial change chemical magmas in a combination to a history uplift and age connections of volcanic products in the Caucasian Collision zone, may be linked to slab-steepening and breakoff beneath a subduction complex in the southeast of region. Slab-steepening was possibly associated with asthenospheric flow that resulted in gradual change in geochemical character of the volcanics erupted. I argue that lithospheric delamination might be one of the main reasons formation Late Cenozoic volcanism Caucasus.

**QARADAĞ MİS-PORFİR FİLİZ SAHƏSİNİN STRUKTUR
ƏMƏLƏGƏLMƏ VƏ YERLƏŞMƏ ŞƏRAİTİ****A.M.İSMAYILOVA****Bakı Dövlət Universiteti****e-mail: a.ismayilova@rambler.ru**

İşdə mis-porfir filizləşməsinin lokallaşmasına nəzarət edən strukturlara baxılır. Bu yataqların əmələgəlmə şəraiti səciyyələndirilir. Güman edilir ki, mis-porfir yataqlarının əmələ gəlməsi ştokabənzər kiçik qranodiorit-porfir intruziv kütlələrin Yer qabığının yuxarı horizontlarına soxulması ilə bağlıdır.

Qaradağ filiz sahəsi haqqında müasir təsəvvürlər R.N.Abdullayevin, A.Z.Abdullayevin, C.Ə.Azadəliyevin, V.M.Babazadənin, S.Ə.Bəktaşinin, V.G.Ramazanovun, A.Ə.Məsimovun, H.V.Mustafayevin, S.M.Mikayılovun, Q.İ.Əliyevin, D.M.Əhmədovun, S.M.Süleymanovun və digərlərinin tədqiqatları əsasında formalaşmışdır.

Qaradağ filiz sahəsi geoloji-struktur cəhətdən qırışıq-blok quruluşu olub Gədəbəy filiz rayonunun ən əhəmiyyətli obyektlərindən biri hesab edilir. Buradakı tektonik bloklar özlərinin məxsusi strukturları ilə fərqlənirlər. Belə bir məxsusilik, həmçinin Qaradağ filiz sahəsində müşahidə edilən kiçik ölçülü xırda struktur bloklarda da təkrar olunur.

Filiz sahəsinin böyük bir hissəsi Atabəy-Slavyanka massivinin plagiogranitləri ilə təmsil olunmuşdur. Bu massiv ştokaoxşar və dayka tipli qranodiorit-porfir, kvarts-diorit porfir və bu kimi kiçik intruzivlərlə yarılmışlar.

Qranodiorit-porfir intruzivləri Qaradağ filiz sahəsinin strukturunun ən mühüm elementlərindən biri hesab edilir. Filizə nəzarətəddici strukturlar boyu yerləşən bu kütlələr endogen minerallaşma ilə sıx məkan və zaman əlaqəsi yaradırlar.

Bu cəhətdən Qaradağ filiz sahəsinin mis-porfir təzahürləri digər regionların analoji yataqlarından heç də fərqlənmirlər [7, 8, 10, 13].

Mis-porfir filizləşməsinin kiçik intruziv kütlələrlə sıx struktur əlaqəsi, hər şeydən əvvəl kiçik intruzivlərin və filizləşmənin eyni bir dizyunktiv strukturlarda lokallaşmasında nəzərə çarpır. Belə bir qarşılıqlı əlaqə Qaradağ yatağının mərkəzi hissəsi üçün xüsusən səciyyəvidir. Bu xüsusiyyət habelə Xarxar və Cəyir təzahürlərində də müşahidə olunur. Güman edilir ki, oxşar, ştokşəkilli kiçik intruziv kütlələrin yerləşməsi ərazidə geofiziki işlər nəticəsində aşkar edilmiş filizləşmə zonalarının da istiqamətini göstərə biləcəkdir.

Qaradağ filiz sahəsinin geoloji quruluşunun məxsusi element-

lərindən biri də müxtəlif yaşlı eksploziv brekçiyaların varlığıdır. Onlara, demək olar ki, filiz sahəsinin əksər məntəqələrində rast gəlirlər. Tektonik cəhətdən zəifləmiş sahələrə uyğun gələn bu eksploziv brekçiya strukturları istər regional, istərsə də yerli miqyasda aydın sürətdə təsbit olunurlar.

Filiz məntəqələrində plagiogranit intruzivinin, müxtəlif tərkibli ştoka- və daykayaoxşar kiçik intruziv kütlələrin, nəhayət, müxtəlif yaşlı eksploziv brekçiyaların geniş inkişafı filizə nəzarətdən lineament strukturların uzun müddət ərzində aktivliyini itirməməsindən və ümumiyyətlə, bu strukturların yüksək keçiciliyindən xəbər verir. Bu, öz növbəsində, filiz minerallaşmasının paylanması və filiz komponentlərinin xeyli dərəcədə böyük bir ərazidə səpələnməsində də özünü göstərmişdir.

Müəllif, Qaradağ filiz sahəsinin filizə nəzarətdə strukturlarını öyrənən zaman topladığı bütün məlumatları, bu haqda bir çox tədqiqatçıların [1, 9, 12, 14, 15 və b.] fikirlərini araşdıraraq, mis-porfir filizləşməsinin təmərküzləşməsinə nəzarət edən aşağıdakı tip strukturları ayırmışdır:

- filiz rayonunun yerləşməsinə müəyyən edən regional strukturlar;
- filiz sahəsi və yataqlarını yerləşdirən strukturlar;
- ayrı-ayrı filiz kütlələrinin lokallaşmasına nəzarət edən strukturlar;
- filiz kütlələrində mis-porfir minerallaşmasının yerləşməsi və paylanmasını təmin edən strukturlar.

Filiz rayonu daxilində məlum mis-porfir yataqları və təzahürlərinin yerləşməsinə nəzarət edən regional strukturlar paleozoyda özülü qoyulmuş şimal-qərb istiqamətli iri ölçülü qırıxıq-parçalanma zonaları və dərinlik qırılmalarıdır.

Yaxşı öyrənilmiş [16] qırıxıq-parçalanma zonaları ensiz antiklinal və sinklinal qırıxıqlardan ibarətdirlər. Qaradağ filiz sahəsinin başlıca qırıxıqlıq strukturu Şəmkiçay-Badakənd antiklinal zonası hesab edilir. Onun gümbəzəyaxın hissəsində mis-porfir filizləşməsi daşıyan porfir intruzivləri üzə çıxırlar. Antiklinal, ondan şimal-şərqdə yerləşən Çardaxlı sinklinalından regional qırılma xətti ilə ayrılır. Bu dizyunktiv parçalanma Çardaxlı kəndi rayonunda Xarxar filizə nəzarətdən parçalanması ilə kəşifir. Şəmkiçay-Badakənd antiklinal zonasından cənub-qərbə uzanan Maarif-Masxıt sinklinalı sonuncu ilə təmas qanadı əmələ gətirir. Qaradağ ştokverk kütləsinin böyük hissəsi burada üzə çıxır. Qırıxıqlıq strukturları uzun müddət fəaliyyətini itirməyən və dərinlik qırılmalarının tərkib hissəsi hesab edilən üstəgəlmə tipli dizyunktiv pozulmalarla mürəkkəbləşmişlər. Bu pozulmalar şimal-şimal-qərb (submeridional) istiqamətində 200 km-dən artıq məsafəyə uzanmış və dərinədə özülü qoyulmuş alpaqədər yaşlı Gədəbəy-Dəlidağ lineament zonasının [9, 14] ayrı-ayrı fraqmentləri hesab edirlər. Lineament müxtəlif çökmə-vulkanogen formasiyaların qalınlıqlarının dəyişməsilə, qırıxıqlığın və metamorfizləşmiş süxurların xüsusiyyəti ilə, habelə, qırılma boyu hidrotermal-metasomatik dəyişmiş süxurların (törəmə kvartsitlər və s.), milonitləşmiş və brekçiyalaşmış zonaların inkişaf etməsilə müəyyən edilir. Lineament zonası daxilində ştok şəkilli kiçik porfir intruzivlərilə bağlı olan plutonogen hidrotermal mənşəli bir çox mis-porfir yataqları və habelə müxtəlif tip vul-

kanogen hidrotermal kolçedan yataqları əmələ gəlmişdir. Hesab edilir ki [15], filiz sahələrinin bir çoxu şimal-qərb istiqamətli dərinlik qırılmasının submeridional və en dairəsinə yaxın istiqamətli dərin özüllü dizyunktiv pozulmalarla kəsişmə düyümündə yerləşmişlər. Müxtəlif qoparma çatlarının, kataklazitlərin və milonitlərin öyrənilməsi göstərir ki, qırılmalar uzunmüddətli və mürəkkəb inkişaf tarixi keçmişdir.

Müxtəlif miqyaslı parçalanma pozulmaları aerofotoşəkillərdə yaxşı nəzərə çarpırlar [9]. Relyefin səciyyəvi formaları onlar üçün xasdır: bir-birinin ardınca yerləşmiş düzlənmiş vadilər, relyefdə pillələr, erozion parçalanmanın xüsusiyyəti və s. Əksər parçalanma pozulmasının başlıca əlaməti onların düzxətliliyidir. Bu, aerofotoşəkillərdə lineamentlər şəklində açıq-aydın görünür.

Parçalanma pozulmalarının böyük hissəsi (Gədəbəy, Masxit, Xarxar) suayrıclarında və açılmış çılpaq yamaclarda yaxşı deşifrə olunur – düz xətlər, kəskin nəzərə çarpan yəhər formaları, hidrotermal dəyişmiş-kvarşlaşmış, kaolinləşmiş, litonitləşmiş süxurlara cavab verən xətti uzanmış açıq zolaqlar, və s. əlamətlər qırılmaların əsas göstəricilərindəndir. Yığıntılarla və ya tökülən müasir çöküntülərlə örtülən sahələrdə (Slavyanka köndələn qırılması) qırılmaları dolayı əlamətlər əsasında müəyyən etmək olur.

Kosmik və xırda miqyaslı aerofotoşəkillərin deşifrələnməsi nəticəsində Şəmkir horst-qalxımı və Daşkəsən graben-sinklinorisi həddlərində Şəmkir, Daşkəsən və digər iri həlqəvi strukturlar ayrılır. Bu həlqələrin diametri 20-30 km-ə çatır. Strukturların mərkəzi hissəsində nisbətən qədim yaşlı və dərinde formalaşmış Atabəy-Slavyanka və Gilanbir plagioqranit, Gədəbəy, Daşkəsən, Barum-Barsum və Şəmkir qrupu qranitoid intruzivləri formalaşmışlar.

Öyrəndiyimiz Qaradağ filiz sahəsi Şəmkir həlqəvi strukturunun mərkəzi, cənub-qərb və Daşkəsən strukturunun şimal-şərq periferik hissələrinin qovuşduğu yerdə lokallaşmışdır. Adları çəkilən həlqəvi strukturların qovuşuq yeri şimal-qərb (300°) istiqamətində uzanmış Maarif atılması vasitəsilədir.

Ayrılmış iri həlqəvi strukturlar eynilə çox iri Qafqazqabağı və Yasamal qırılmalarının inkişaf tapdığı sahədə formalaşaraq, mənşəyinə görə, heç şübhəsiz, vulkano-plutonik strukturlara aid edilirlər.

Filiz sahəsi və yataqlarını yerləşdirən strukturlar arasında plikativ və dizyunktiv qruplar ayırmaq mümkündür. Ümumi şəkildə bu, hər iki qrup strukturlar mis-porfir filizləşməsinə nəzarət edirlər. Yataqlar dərinlik parçalanmaları zonasında yerləşərək, lokal qırıqlıq strukturlarının ilkin vəziyyətini dəyişir, qırıqları mürəkkəbləşdirir, onların qanadları süxurların əyilməsi və daha yüksək dərəcədə olan qırıqlar hesabına ilkin vəziyyətini dəyişirlər. Başlıca filizə nəzarət edən strukturun ondan lələklənən dizyunktiv parçalanmalarla mürəkkəbləşən sahələrində mis-porfir filizləşməsinin əhəmiyyətli dərəcədə lokallaşması baş verir.

Qaradağ filiz sahəsinin də daxil olduğu Gədəbəy filiz rayonunda yuxarıda göstərilən iri həlqəvi strukturların daxilində diametrdə ölçüləri 2-3 km-ə çatan daha kiçik həlqəvi qırılmalar, qövsvari parçalanmalar və struktur xətlər ayırmaq mümkündür. Kiçik həlqəvi strukturlar zəncir şəklində Slavyanka köndələn parçalanması boyu

şimal-qərb istiqamətində uzanaraq, əsas etibarlı ilə müxtəlif cəhətlərə istiqamətlənmiş qırılmaların kəsişdikləri düyümlərə uyğun gəlirlər.

Qaradağ, Xarxar, Arıxdam, Zəhmət, Atabəy, Qumlu və digər məntəqələrdə müəyyən edilən xırda həlqəvi qırılmalar geomorfoloji xüsusiyyətlərinə görə kosmik və aeroşəkillərdə dəyirmi, nadir hallarda isə ellips şəkilli görünüşə malikdirlər.

Təsvir edilən xırda həlqəvi strukturlar öz təbiəti etibarlı ilə ayrı-ayrı vulkan aparatları, subvulkan və xırda, səthə yaxın intruzivlərlə sıx bağlı olub, aerofotoşəkillərdə aydın, dürüst deşifrə olunurlar.

Samanlıq, Xarxar kəndlərindən şimalda yerləşmiş məntəqələrdə aerofotoşəkillərdə çoxlu miqdar qövsvari parçalanmalar və struktur xətlər də ayrılırlar. Onların əmələgəlmə təbiəti heç də həmişə aydın deyil və çöl müşahidələri ilə pis təsdiqlənirlər. Ehtimal ki, bu həlqəvi strukturlar qədim, dərin fəallıqlı qövsvari və digər qırılma zonaları hesabına əmələ gəlmişdir.

Zonaların mərkəzi hissələri (Qaradağ dağı) maqmatik kütlələrin daxil olması üçün yolayovuş olmuşlar və sonrakı tektonik proseslər nəticəsində təzələnen zaman struktur xətlər daha görümlü olmuş, yaxud da cavan subvulkan kütlələrinin daxil olması üçün kanal rolunu oynamışlar. Heç şübhəsiz, mis-porfir filizləşməsinin lokallaşmasında göstərilən struktur və maqmatik faktorlar əhəmiyyətli rol oynamışlar.

Şəmkir qalxımı və xüsusilə Gədəbəy filiz rayonunu əhatə edən ərazinin kosmik, orta və iri miqyaslı yüksəklik şəkillərinin deşifrələnməsi, habelə yer səthindəki yoxlama marşrutları nəticəsində bir o qədər də böyük ölçülərə malik olmayan (5-10-dan 20-30 kv.km-ə qədər), ayrı-ayrı tektonik blokları sərhədləndirən şimal-qərb və şimal-şərq istiqamətli regional parçalanma pozulmaları ayrılmışdır. Bu bloklar özlərinə məxsus geoloji quruluşla və filizmələgəlmə üçün vacib hesab edilən müxtəlif istiqamətli filizyerləşdirici və filizənəzarət edici pozulmalarla səciyyələnirlər.

Şəmkir horst-qalxımının öyrənilən sahəsində endogen filiz mineralaşması daşıyan əksər xətti parçalanma pozulmaları Atabəy və Şəmkir köndələn əyilməsi və qalxımları ilə və habelə Gədəbəy, Arıxdam, Slavyanka və Kərkəsik-Mespos (Xarxar) dərinlik qırılmaları ilə əlaqədardırlar. Onlar çəpdən keçən strukturlar və filizli hidrotermlərin hərəkəti üçün əlverişli hesab edilən intensiv çat və doğranma zonalarının zəifləmiş məntəqələrinin yaranmasına səbəb olmuşlar.

Yuxarıda göstərilən köndələn qalxımların, əyilmələrin və dərin özüllü regional qırılmaların daha cavan plikativ və dizyunktiv pozulmalarla kəsişmə düyünü filiz təzahürlərinin lokallaşması üçün çox əlverişlidir və bu obyektlər xüsusən perspektivli hesab edilirlər.

Tektonikanın filizləşmə ilə daha aydın əlaqəsi Xarxar tektonik blokunda yaxşı nəzərə çarpır. Tədqiqat obyektlərimiz olan Qaradağ, Xarxar, Cəyir və b. mis-porfir yataqları blokda şimal-qərb istiqamətli Xarxar və Qaraix parçalanmalarının dərin özüllü Slavyanka köndələn qırılması (Atabəy köndələn əyilməsinin təkrar bərpa – regenerasiya elementi) ilə kəsişmə düyünündə yerləşmişlər.

Eyni halı biz Qaradağ filiz sahəsindən bir qədər şimalda yerləşmiş yataqlar üçün də müşahidə edirik. Filiz rayonunun ən məşhur Gədəbəy mis yatağı Şəmkir köndələn qalxımının Arıxdam dərinlik qırılması ilə qovuşduğu yerdən bir qədər aralı şimal-şərqdə yerləşmiş-

dir; Arıxdam kükürd-mis kolçedanı təzahürü eyni adlı parçalanmanın Gədəbəy qırılması, Qızılcaçay kükürd kolçedanı təzahürü Gədəbəy və Maarif parçalanmaları, Bitti-Bulağ mis-mərgümüş yatağı en dairəsi istiqamətli eyni adlı qırılmanın submeridional istiqamətli Gədəbəy parçalanması ilə kəsişdiyi düyünlərdə yerləşmişlər və s.

Onu da göstərmək lazımdır ki, istər Gədəbəy filiz sahəsində, istərsə də ondan şimalda yerləşmiş məntəqələrdə (Arıxdam, Qızılcaçay, Bitti-Bulağ, Samanlıq) filizyerləşici kimi həm də aşağı bayosun vulkanoklastik çöküntüləri təmsil olunmuşlar. Bu, bir tərəfdən Gədəbəy qırılması boyu əmələ gəlmiş enli zolağın (3 km-ə qədər) perspektivliyini xeyli dərəcədə artırır, digər tərəfdənsə yura yaşlı süxurların filizliyinin daha böyük dərinliyə nüfuz etməsini göstərir.

Bir cəhətə də diqqət yetirmək lazımdır. Göstəriləndiyi kimi, Gədəbəy parçalanması atılma tiplidir və filizləşmədən sonra əmələ gəlmişdir. Bu baxımdan, tədqiqat obyektimizdən bir qədər aralı yerləşən Bitti-Bulağ mis-mərgümüş yatağının öyrənilməsi praktiki cəhətdən maraqlıdır. Bizim fikrimizcə, son illər burada aparılan buruq qazmalarının müsbət nəticə verməməsinin ən əsas səbəblərindən biri yatağın tektonik mövqeyinin kifayət qədər nəzərə alınmaması olmuşdur. Yatağın şərq hissəsi Gədəbəy atılması boyu çöküntülərin çox qalın örtüyü ilə örtülmüşdür. Müvafiq olaraq, burada ilk növbədə dəqiq geofiziki və geokimyəvi tədqiqatlar aparılmalıdır və yalnız müsbət nəticə alındıqdan sonra kəşfiyyat buruqlarının qazılması məsələsini gündəmə gətirmək olar.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, filiz sahəsindəki qırışıqlar çoxlu miqdar dizyunktiv pozulmalarla mürəkkəbləşmişlər. Sonuncular porfir ştokları süxurlarının intensiv dəyişməsinə, xüsusən törəmə kvarsit fasiyalarının əmələ gəlməsinə və filizləşmənin lokallaşmasına səbəb olmuşlar.

Aparılan tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, şimal-qərb və submeridional istiqamətli tektonik pozulmalar əksərən filizyerləşdirici, şimal-şərqə cəhətlənmiş qırılmalarsa (qədim qalxımları, əyilmələri və lələklənən xırda çatları çıxmaqla), filizsiz, filizdən sonra yaşlıdırlar və özlərində yalnız əksər qırılmalar üçün xas olan ümumi dəyişmələri (süxurların brekçiyalaşması, doqranması, kvarslaşması, litonitləşməsi) əks etdirirlər.

Ayrı-ayrı filiz kütlələrinin lokallaşmasına nəzarət edən strukturlar sırasında parçalanma pozulmalarının rolu böyükdür. Bura parçalanmaların lələklənən çatlarla bitişmə yerləri, müxtəlif istiqamətli dizyunktiv parçalanmalar, bir-birinə yaxın yerləşmiş paralel parçalanmalar arasındakı çatlı süxur blokları və s. aiddir.

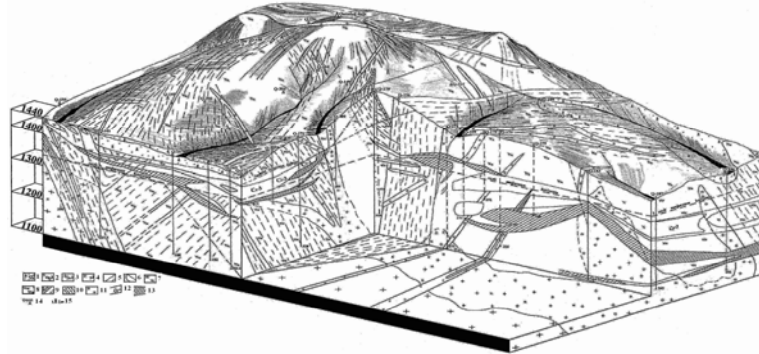
Filiz kütlələrinin ümumi forması sütunaoxşar ştokverke yaxındır. Ştokverk kütləsi müxtəlif istiqamətli çat sistemlərinin mineral maddəsilə dolması nəticəsində yaranmışdır. Ştokverkin daxili quruluşu mürəkkəbdir. Burada müxtəlif istiqamətli kvars-, kvars-molibdenit-, kvars-xalkopirit damarcılıqları, ştokverk kütləsini və habelə kvars-diorit və diorit-porfirit daykalarını kəsən xalis pirit damarcıqları və damaraoxşar kütlələri inkişaf tapmışlar.

Ümumiyyətlə, ştokverk lələk formalı iki dizyunktiv pozulma zonasına uyğun gələn intensiv çatlı süxurlarda yerləşmişdir. Ştokverkin ayrı-ayrı sahələrində layaoxşar formalı mis-porfir minerallaşması qeyd

olunur. Filiz kütlələrinin yatım elementləri dərinliyə getdikcə tədricən dəyişir. Çox güman ki, bu, düşməsi boyu filiz kütləsinin müxtəlif istiqamətli mikrobloklara parçalanması ilə əlaqədardır.

Filizləşmə morfoloji cəhətdən yüksək çatlılığı və keçiciliyi ilə səciyyələnən məntəqələrdə xətti damarcıq-möhtəvi filiz zonaları şəklində təzahür edir. Ən iri filiz zonasının uzunluğu (Qaradağ yatağının Mərkəzi hissəsi, Xarxar təzahürü) təxminən 1,5-2,0 km, eni isə 700-800 metrə qədərdir. Maarif təzahüründə bu göstəricilər müvafiq olaraq 1,5 km və 90-210 m (burada eyni ölçülü iki minerallaşma zonası vardır), Masxitdə – 1,2 km və 800 m-dir. Yerdə qalan filizdaşıyan zonaların parametrləri kiçikdir və bir neçə yüz metrə qədər uzanır.

Ştokverk filiz kütləsinin dərinliyə getdikcə daxili quruluşunun dəyişmə xüsusiyyətini öyrənmək məqsədilə biz ştokverkin tərkib hissəsi hesab edilən filiz damarcıqlarının müxtəlif horizontlardakı davranışını öyrənməyə cəhd etmişik. Bu məqsədlə istinad nöqtəsi kimi 1 №-li mağaranın lüləsindən keçən horizontun, 1550-1060 m dərinlikləri əhatə edən qazılmış quyuların (quyu №36 – qazılma nöqtəsi 1452,13 m, dərinliyi – 132,0 m; quyu №125 – 1493,0 m, dər. – 295,0 m; quyu №1b və 2b – 1545,4 m, dər. – 238,0 m; quyu №4b – 1493,21 m, dər. – 315,0 m; quyu №173 – 1492,1 m, dər. – 361,0 m; quyu №109 – 1492,4 m, dər. – 306,0 m; quyu №179 – 1465,4 m, dər. – 326,0 m; quyu №180 – 1418,5 m dər. – 283,5 m və b.), Qaradağ yatağının blok-diaqramının hazırlaması zamanı (şəkil 1) istifadə edilən buruq qazmalarının (№№150, 161, 160, 167, 296, 162, 163, 172, 171 və b.), kəşfiyyat xətləri boyu keçilən geoloji kəsilişlərin nəticələri və digər məlumatlar istifadə edilmişdir.



Şəkil 1. Qaradağ mis-porfir yatağının blok-diaqramı (Tərtib edəni A.M. İsmayılova, 2006)

Şərti işarələr: 1-Ellüvial-dellüvial çöküntülər: sükur qırıntılı qumlucalar, gillicələr. *İntruziv sükurlar:* 2-Kvarşlı və kvarssaxlayan, iri plagioklazlı filiz daşıyan diorit porfiridlər. 3-İri dənəvər porfir görünüşlü plagiogranitlər. 4-Dioritlər, kvars dioritlər, qranodioritlər. *Daykalar:* 5-Kvarşlı və kvars saxlayan, iri plagioklazlı, filiz daşıyan diorit porfiridlər. 6-Doleritlər. *Törəmə kvarsitlər:* 7-Kvars-kaolin-serisit. 8-Kvars-serisit-kaolin. 9-Qırımlar: 1) Müəyyən edilmiş; 2) Güman edilən. 10-Sükurların intensiv çatlaşma zonaları. 11-Kvarslaşma. 12-Mis-porfir filizlərinin C₁ kateqoriyası üzrə (misin yan miqdarı 0,45%) ehtiyat bloklarının konturu. 13-Mis-porfir filizlərinin yan miqdarı 0,20% olan ehtiyat bloklarının konturları. 14-Kəşfiyyat quyuları və onların nömrələri. 15-Filizli intervallar: 1)Quyularda; 2)Yer səthində.

Əldə olunmuş nəticələrin təhlili birmənalı olaraq göstərir ki, Qaradağ yatağının Mərkəzi hissəsində dərinliyə getdikcə filiz damar-

cıqlarının qalınlığı artır; digər bir cəhət də özünü biruzə verir – hər poqon metrə düşən çatların say miqdarı azalır. Müəyyən edilmiş bu qanunauyğunluqlar mis-porfir filizləşməsinin keyfiyyət xüsusiyyətinin dəyişməsinə səbəb olmuşdur.

Digər tərəfdən, bu qanunauyğunluqlar mis-porfir filizləşməsinin struktur zonallığa malik olmasını göstərir. Yatağın Mərkəzi hissəsinin yuxarı, metasomatizmin geniş intişar tapdığı horizontlarda, damarcıq-möhtəvi tip minerallaşma üstünlük təşkil etdiyi halda, nisbətən aşağı, metasomatik proseslərin və möhtəvi filiz minerallaşmasının bir o qədər də böyük iştirakı olmayan horizontlarda damarcıq-damar tip filizləşmə inkişaf tapmışdır. Yəqin ki, bu proses dərinliyə getdikcə çatlarda darılma və açılma proseslərinin geniş iştirakı ilə bağlıdır.

Ümumiyyətlə, Qaradağ yatağının mis-porfir ştokverkində müəyyən edilən çat sistemləri müxtəlif genetik tiplərə aid edirlər və müvafiq olaraq filizləşmənin lokallaşmasında müxtəlif rol oynayırlar.

Yataqda aşağıdakı genetik tip çatları ayırmaq olar: 1) regional inkişaf tapmış çatlar; 2) qranodiorit-porfir intruzivinin gümbəz hissəsində inkişaf tapan və onun səthinə paralel yerləşmiş protoklastik (kontraksiya) ayrılma çatları; 3) dərinlik qırılmalarından lələklənən çatlar; 4) qopma çatları.

Misin sənaye miqdarına cavab verən konturlanmış filiz kütlələri adətən damarcıq-möhtəvi filiz zonalarının yuxarı hissəsini tuturlar və dərinliyə getdikcə tədricən zəif minerallaşmış süxurlara keçirlər. Filizləşmənin intensivliyi filiz kütlələrinin mərkəzi hissələrindən onların kənarlarına və dərinliyə doğru getdikcə azalır. Buruq qazmalarının məlumatına görə, filiz məntəqələrində ilkin filizlərin yayılma dərinliyi 400-500 m və yəqin ki, daha artıqdır (şəkil 1).

Kondisiyalı filizlərin konturuna damarcıq və möhtəvi mineralaşma daşıyan hidrotermal dəyişmiş (serisitləşmiş, xloritləşmiş, kaolinləşmiş, kvarslaşmış və s.) qranodiorit- və qranosiyenit-porfirlər, kvars diorit-porfirlər daxil edirlər. Müxtəlif dərəcədə kaliumşpatlaşma qeyd olunur. Kaliumşpatlaşmanın filizliliyi zəifdir, sulfid möhtəviləri, xüsusən nadir səpələnmiş xalkopiritlə təmsil olunmuşdur. Daha gec serisitləşmə və kvarslaşma prosesi zamanı sulfidlərin miqdarı xeyli artır.

Serisitləşmə və kvarslaşma filiz kütlələrinə həmrəh olub xüsusən filizdaşıyan zonaların daxili hissələri üçün xasdır. Sulfid möhtəvilərini və yuvacıqlarını daşıyan kvarts-serisit damarcıqlarının və xırda zonaların miqdarı dərinliyə getdikcə azalır və onlar kəsib, daha sonra isə çox kəsib möhtəvi-damarcıq filizləşməsilə əvəz olunurlar. Qaradağ yatağının Mərkəzi məntəqəsində bu xüsusilə aydın nəzərə çarpır.

Ümumiyyətlə, Qaradağ filiz sahəsində filizyanı süxurların hidrotermal dəyişmə intensivliyi bu süxurların çatlıq intensivliyindən xeyli asılıdır.

Ştokverk tipli mis-porfir yataqlarında hipogen filiz minerallaşması bir qədər səpələnmə xüsusiyyətinə malik olduğundan təkrar sulfid zənginləşməsi zonası böyük praktiki maraq doğurur. Bu zona bəzi yataqlarda demək olar ki, hətta yeganə istismar mənbəyi hesab edilir. Qaradağ yatağında oksidləşmə zonası və habelə səthə yaxın yuyulma yarımzonası nadir hallarda 120-130 m-dən artıq dərinliyə nüfuz edir. Burada minerallaşma əsasən malaxitlə, dəmirin və manqanın hidrok-

sidlərilə, qismən azuritlə, bəzən xrizokolla və çox nadir hallarda vulfenit və povellitlə təmsil olunmuşdur.

Təkrar sulfid zənginləşməsi zonası dəqiq təsbit olunur və ayrı-ayrı buruqlarda 150-180 metrə qədər dərinlikdə müşahidə edilir. İntensiv çatlı və brekçiyalaşmış məntəqələrdə, xüsusən bu məntəqələrin yuxarı horizontlarında, kvars-serisit-sulfid minerallaşmasının inkişaf tapdığı sahələrdə, təkrar sulfid zənginləşməsi zonası daha böyük dərinliyə nüfuz edir.

Filiz kütlələrindəki filiz minerallaşmasının lokallaşması və paylanması müəyyən edən strukturlara süxurlardakı mikroqırıqlıq, xırda çatlılıq, brekçiyalaşma, kataklaz və milonitləşmə aiddir.

Qaradağ, Xarxar və digər məntəqələrdə böyük qisim daykaların plagioqranit və qranodiorit-porfir intruzivlərinə soxulması çat tektonikasının elementləri ilə bilavasitə bağlıdır. Bu, öz növbəsində, mis-porfir filizi məntəqələrinin çat tektonikasını öyrənməyə yaxşı imkan yaradır.

Yuxarıda təqdim edilən material Qaradağ, Xarxar və digər yataqlarda mis-porfir filizləşməsinin lokallaşmasında çat tektonikasının böyük əhəmiyyətə malik olmasını göstərir.

Müəyyən edilmişdir ki, Slavyanka köndələn qırılması filizləşmədən qabaq əmələ gəlib və filizənzarət edici strukturdur (qırılmanın qərb hissəsi filiz daşımır) və daha gec damarcıq-möhtəvi, yuvadamarciq tip filizləşməni yerləşdirən müxtəlif istiqamətli xırda parçalanmaların və çatların əmələ gəlməsində böyük rol oynamışdır.

Xırda çatlılığın iri dizyunktiv pozulmalarla əlaqəsini müəyyən etməkdən örtü dağ qazmalarında və buruq kernlərində süxurların həcmi çatlılığı ölçülmüşdür. Maksimal çatlılıq (50-dən 150-ə qədər) dizyunktiv pozulmaların inkişaf tapdığı zonalarda qeyd olunur. Parçalanma zonasından kəsiliş üzrə yuxarı və aşağıya doğru həcmi çatlılıq miqdarca kəskin surətdə azalır və hər bir xətti metr ölçüsünə 25-50 çat düşür. Xırda çatlılığın iri dizyunktiv pozulmalarla bağlılığını sübut edən digər bir cəhət də vardır: bu, çatların yatım elementlərinin ölçüləridir; xırda çatların istiqaməti əksərən (60-70°, 270-280°, 310-320°) iri dizyunktiv pozulmaların istiqaməti ilə üst-üstə düşür.

Qaradağ filiz sahəsində dağ qazmalarının və buruq kernlərinin öyrənilməsi həm də onu göstərir ki, mis-porfir filizləşməsi dizyunktiv pozulmaların təsir zonasında inkişaf tapan kvars-serisit metasomatitlərindəki xırda çat zonalarında daha intensiv şəkildə lokallaşmışdır.

Filizlokallaşdırıcı strukturların formalaşması haqqındakı təsəvvürləri fiziki cəhətdən əsaslandırmaq məqsədilə biz həmçinin süxurların fiziki-mexaniki xüsusiyyətlərini, daha doğrusu, elastiklik qabiliyyətlərini və məsaməliliyini də öyrənmişik.

Məlum olduğu kimi, süxurların elastiklik modullarının dəyişməsi onların məsaməliliyinin və mineral tərkiblərinin dəyişməsindən xeyli asılıdır. Bilavasitə bu səbəbdən, metasomatizmə məruz qalmış süxurlarda elastiklik modulu və Puasson əmsalı qanunauyğun olaraq dəyişir.

Ən böyük məsaməlik qranodiorit-porfiritlərə məxsusdur. Diabaz- və diorit-porfirit daykalarının süxurları məsaməlik göstəricilərinə görə bir-birindən o qədər də fərqlənmirlər. Onlarda elastiklik modulu ($E = 5,53-5,97 \times 10^{-5}$ kq/sm²) kiçik, Puasson əmsalı isə (0,25-0,27) nisbətən böyükdür. Göstərilən rəqəmlər dayka süxurlarını kövrək de-

formasiya üçün az yararlı olan plastik süxurlar sırasına aid etməyə imkan verir.

Qaradağ filiz sahəsində mis-porfir yataqlarının qranodiorit-porfir ştokları ilə bağlı olduğunu yuxarıda dəfələrlə qeyd etmişik. Filizləşməyə gəldikdə isə o, əsasən kvars-serisit metasomatitlərində lokallaşmışdır. Biz, Qaradağ yatağında Mərkəzi filiz zonasından keçən bir kəsilişdə süxurların elastiklik qabiliyyəti və məsaməliliyinin nə dərəcədə dəyişməsinə ayırd etməyə çalışmışıq.

Serisitləşməyə məruz qalmış süxurlarda məsaməlik artır. Sonrakı proseslər nəticəsində bu süxurların üzərinə kvarslaşma gəldikdə məsaməlik yenidən azalır. Hidrotermal metasomatizmə məruz qalmış qranodiorit-porfirlərin elastiklik modulu $9,5-9,8 \cdot 10^{-5}$ kq/sm², Puasson əmsalı – 0,22-0,24-dir. Bu süxurlarda serisitləşmə dərəcəsi artıqca onların elastiklik modulu $8,5-7,0 \cdot 10^{-5}$ kq/sm² və Puasson əmsalı – 0,20-0,14-ə qədər azalır. Serisitləşmiş süxurların üzərinə kvarslaşma gəlsə elastiklik modulu yenidən artır – $8,1-9,0 \times 10^{-5}$ kq/sm², lakin Puasson əmsalı – 0,17-0,16 – demək olar ki, əvvəlki səviyyəsində qalır.

Serisitləşmə prosesində süxurlarda məsaməlik bir qədər artır, süxur tökülən struktura malik olur. Bu öz növbəsində metasomatizmə məruz qalmış süxurun elastiklik modulunun azalmasına gətirib çıxarır.

Serisitləşmiş süxurların kvarslaşması nəticəsində kvars çox xırda çatlari və məsamələri dolduraraq elastiklik modulunun artmasına səbəb olur. Bu prosesdə Puasson əmsalının aşağı göstəriciyə malik olmasına gəldikdə isə o, yəqin ki, süxurların kvarslaşması zamanı kristallik kvars dənələri və aqreqatlarının əmələ gəlməsilə izah edilməlidir.

Göründüyü kimi, süxurların elastiklik xassələrinin dəyişməsi serisitləşmə və kvarslaşma zamanı mineral tərkibin və məsaməliliyin dəyişməsilə sıx bağlıdır.

Yuxarıda göstərilənlər onu deməyə əsas verir ki, xırda çatlılıq iri pozulmalar və müxtəlif litoloji faktorlarla yanaşı, filiz kütlələri konturu daxilində mis-porfir minerallaşmasının paylanması müəhim rol oynamışdır və filiz kütlələrinin formasını, habelə ölçülərini əhəmiyyətli dərəcədə müəyyən edir.

ƏDƏBİYYAT

1. Баба-заде В.М., Махмудов А.И., Рамазанов В.Г. Медно- и молибден-порфировые месторождения. Баку, Азернешр, 1990, 377 с.
2. Баба-заде В.М., Насибов Т.Н., Хасаев А.И. и др. О некоторых особенностях крупных рудоконтролирующих разрывных структур, осложняющих внутреннее строение Гейча-Акеринской структурно-формационной зоны // Материалы IV Республиканской научной конференции. Баку, изд. БГУ, 2002, с.36-37.
3. Баба-заде В.М., Рамазанов В.Г., Исмаилова А.М. Зональность оруденения в медно- и молибден-порфировых месторождениях Азербайджана. Геология и генезис месторождений твердых полезных ископаемых Азербайджана. Тем. сб. научн. трудов, Баку, изд. БГУ, 1990, с. 3-28.
4. İsmayılova A.M. Qaradağ mis- və molibden-porfir filiz-maqmatik sistemi: hidrotermal metasomatizm, intruziv porfirlər və filizməgəlmənin qarşılıqlı əlaqə modeli // Bakı Universitetinin Xəbərləri: Təbiət elmləri seriyası, 2006, №2, s. 115-125.
5. İsmayılova A.M. Qaradağ mis- və molibden-porfir filiz-maqmatik sistemində

- zonallığın tipləri və gizli filizləşmənin proqnozlaşdırılması meyarları // Bakı Universitetinin Xəbərləri: Təbiət elmləri seriyası, 2006, №3, s.119-130.
6. Керимов Г.И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку, изд. АН Азерб. ССР, т.1, 2; 1961, 1963, 154с. 223с.
 7. Коваль П.В., Герел О. Вулканогенные ассоциации районов медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны // Геохимия вулканитов различных гидродинамических обстановок. Новосибирск, Наука, Сиб. отд.-ние, 1986, с. 69-93.
 8. Кривцов А.И., Агеева С.Т., Юдин А.М. Геологические основы прогнозирования новых районов медно-порфирового оруденения. ВИЭМС, М., 1978
 9. Масимов А.А. Геологические особенности и условия формирования медно-порфирового оруденения северо-восточной части Малого Кавказа (Шамхорский антиклинорий). Авт. канд. дисс. Баку, 1985, 24 с.
 10. Медно-молибденовая рудная формация / Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. и др. / Новосибирск, Наука, Сиб. отд.-ние, 1977, 422с.
 11. Металлогенический анализ рудноконтролирующих факторов в рудных районах (Е.Т.Шаталов, А.В.Орлова, И.Н.Томсон, Р.М.Константинов) // Москва, Недра, 1972
 12. Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана. Озан, Баку, 2005, 808 с. раздел «Медь» – В.М.Баба-заде, В.Г.Рамазанов, Ю.Д.Заманов, А.М. Исмаилова, с.224-291.
 13. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. Ленинград, Недра, 1978, 276 с.
 14. Сулейманов С.М., Баба-заде В.М., Масимов А.А., Рамазанов В.Г. Соотношение основных линейных и кольцевых структур как фактор прогноза рудных месторождений. ДАН Азерб. ССР, 1983, т. XXVIII, № 7, с.44-49
 15. Сулейманов С.М., Баба-заде В.М., Рамазанов В.Г., Масимов А.А. Вулкано-тектоническая природа некоторых кольцевых структур Малого Кавказа и значение их в размещении эндогенного оруденения // Тезисы докладов VI Всес. Вулк. Сов. 2-й выпуск, Петропавловск-Камчатка, 1985
 16. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития Восточной части Малого Кавказа. Баку, изд. АН Азерб. ССР. 1964-1967

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ КАРАДАГСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.М.ИСМАИЛОВА

РЕЗЮМЕ

Рассмотрены структуры, контролирующие локализацию медно-порфирового оруденения. Охарактеризованы условия образования этих месторождений. Сделано предположение о том, что образование медно-порфировых месторождений было связано с внедрением штокообразных малых интрузивных тел гранодиорит-порфиров.

THE STRUCTURAL CONDITIONS OF FORMATION AND LOCATION OF THE KARADAG PORPHYRY-COPPER DEPOSIT

A.M.ISMAILOVA

SUMMARY

The structures controlling localization of porphyry-copper mineralization have been reviewed. The conditions of the formation of such deposits have been defined. It is assumed that the formation of porphyry-copper deposits has been related to embedding of stock-like small intrusive bodies of granodiorite-porphyrines.

**ABŞERONUN NEFT VƏ QAZA ALTERNATİV ENERJİ
MƏNBƏLƏRİNDƏN QAZMA ÜSULU İLƏ İSTİFADƏ
MƏSƏLƏSİNƏ DAİR****Ə.Q.NOVRUZOV*, S.M.ALXAZOV******* Bakı Dövlət Universiteti****** «Dənizneftqazlayihə» DETLİ****e-mail:geofizika@rambler.ru**

Məqalədə termal suların istifadə məsələsinin aktuallığı bir daha oxucuların diqqətinə çatdırılır. Yerin istilik sahəsindən alternativ enerji mənbəyi kimi istifadə olunmasının yolları göstərilir. Müəyyən temperaturda isti su almaq üçün qazılacaq quyuların dərinliyinin və enən suyun hər hansı dərinlikdəki temperaturunun təyin olunması üçün düstürlər təklif olunur.

Ənənəvi enerji mənbələri olan neftin, qazın, kondensatın, daş kömürün və s.-nin gələcəkdə tükənəcəyi və ya azalacağı ehtimalı alternativ enerji mənbələrindən (Günəş, külək və s.-dən) istifadəni getdikcə zəruri edir.

Yer təkinin istiliyi bir çox geoloji proseslərin əsas səbəbidir. Onun öyrənilməsi istilik sahəsinin parametrlərinin, xüsusən də, geotermik qradiyentin və istilik axınının nəzəri və eksperimental tədqiqinə əsaslanır [1]. İstilik rejimini öyrənmək üçün ilk növbədə kəşfiyyat və istismar quyularında bütün lülə boyu termometrik ölçü işlərinin nəticəsindən istifadə edilir [2].

Geotermik tədqiqatlar xüsusi ilə 1973-cü ilin energetik böhranından sonra daha böyük vüsət aldı. Geotermal enerjinin potensialı isə çox böyük olduğundan bu növ enerji dünya enerji balansında mühüm yer tuta bilər [3].

Yer təkinin geotermal enerjisindən istifadə edilməsi məsələsi istiliyin Yerdə bərabər paylanmasına əsaslanır.

Quyuların geotermik tədqiqi göstərir ki, müxtəlif rayonlarda eyni dərinlikdə süxurların temperaturu böyük diapazonda dəyişir. Bu dəyişmə təxminən 5-170 m/dər. arasında olur [4,5].

Yerin daxili hissələrinin temperaturu yaxşı öyrənilməmişdir. Yerin yuxarı hissələrinin temperaturu geotermik ölçmələr, yuxarı qalxan maqmanın temperaturu, elektrik keçiriciliyi vericiləri və s. əsasında müəyyən qədər öyrənilmişdir [5].

Alternativ enerji mənbələri axtararkən Yer təkində yerləşən təbii və daimi istilik mənbələri olan geotermal suların istifadə gündəmə gəlir. Hər şeydən əvvəl onu qeyd edək ki, Abşeron coğrafi məkanının «altı» da, «üstü» də çox zəngindir və burada bir sıra enerji mənbələrindən istifadə etmək mümkündür. O cümlədən Günəş, külək, geotermal suların enerjisindən istifadə üçün əlverişli şərait vardır. Məsələn, tək Çilov adasında qazılmış isti su mənbəli quyular (bax: cədvəl 1), burada zəngin enerji mənbəyindən xəbər

verir. Yeri gəlmişkən, bu enerji ehtiyatlarından istifadə etməklə Çilov adasında xeyli iqtisadi səmərə əldə etmək olar [6].

Cədvəl 1

Quyular	Stratiqrafiya	Sınaq intervalı, m	Quyuağzında suyun hərarəti, °C
15	Q _a LD	1763-1773	75-80
23	QA	1058-1078 1032-1040	İsti su
49	QA, Q _a LD	—	— "
65	QAD-1	—	— "
69	QA	1326-1331	— "

Yer təkinin istiliyindən aşağıdakı yollarla istifadə etmək mümkündür:

- təbii yüksək temperatura malik (70-80°C) geotermal sular və geyzərlərdən istifadə;
- anomal yüksək temperatura malik laylara quyu qazmaq və burada su dövriyyəsi yaratmaq;
- istənilən region üçün xüsusi quyular qazaraq, onlardakı su dövriyyəsi istənilən istəni su əldə etmək.

Yer təkinin təbii istiliyindən səmərəli istifadə etmək üçün aşağıdakıları əvvəlcədən qiymətləndirmək lazımdır:

- alınacaq, tələb olunan istilik, °C;
- tələb olunan istiliyin alınması üçün qazılacaq quyunun dərinliyi, m;
- regionun istəni suya olan tələbatının ödənilməsi üçün yaradılacaq quyular şəbəkəsinin və onun təsərrüfatının cəmi smeta xərcləri, man.;
- qalxan suyun temperatur itkisi qradiyenti (TİQ), °C/100m [7];
- ənənə suyun istənilən nöqtə üçün təyin olunmuş temperaturu, °C;

Enən məhlulun müəyyən dərinlikdəki təxmini temperaturunu aşağıdakı düstur vasitəsi ilə də təyin etmək olar:

$$t_d = \frac{H(Q_g + Q_i)}{100} \quad (1)$$

Burada: t_d – məhlulun müəyyən H dərinlikdəki temperaturu, °C; H – quyu lüləsinin uzunluğu, m; Q_g – geotermik qradiyent; Q_i – temperatur itkisi qradiyenti (TİQ), °C/100m.

(1) düsturu vasitəsilə aparılan hesablamalar 2 saylı cədvəldə verilmişdir. Cədvəldə (1) düsturu vasitəsilə hesablanmış nəticələri ilə temperatur itkisi qradiyenti vasitəsilə tapılmış nəticələr üst-üstə düşür. Məsələn, $t_d = 7000 \text{ m}(1,5^\circ\text{C}/100 \text{ m} + 0,8^\circ\text{C}/100 \text{ m})/100 = 161^\circ\text{C}$. Sonra məhlulun temperaturu 7000 m dərinlikdən 6000 m dərinliyə qədər, qradiyentə (0,8) əsasən 8° aşağı düşərək 153°C olur və s. (Bax: cədvəl 2, sətir 8, sütun 5).

Yerin istilik sahəsindən istifadənin, yuxarıda göstərilmiş üçüncü üsulu üzərində bir qədər dayanaq. Bu üsulla istəni su əldə etmək və bununla da əlavə enerji mənbəyi yaratmaqla ondan istehsalatda və məişətdə geniş istifadə etmək olar.

Cədvəl 2

Dərinlik H, m	Geotermik qradiyent Q _g , °C/100m	Yer təkinin temperaturu, °C	Quyuya vurulmuş su qalxarkən onun istilik rejimi, °C	
			Temperatur itkisi qradiyenti Q _i , °C/100m	Suyun çıxışdakı temperaturu t _c , °C
0		+15,0		50,9
1000	5,0	39,0	3,30	83,9
2000	3,0	64,0	2,40	108,0
3000	2,5	89,0	1,51	123,0
4000	2,2	109,0	1,15	134,0
5000	1,9	128,0	0,99	144,5
6000	1,7	145,0	0,85	153,0
7000	1,5	161,0	0,80	161,0

Lazım olan temperaturda istilik almaqdan ötrü qazılacaq quyunun dərinliyini təyin etmək üçün aşağıdakı düstur təklif olunur:

$$t_{y.s.} = t_{mqd} - k - t_i$$

Burada: $t_{y.s.}$ – məhlulun yer səthinə çıxarkən temperaturu, °C; t_{mqd} – məhlulun quyudibi temperaturu, °C; k – məhlul enərkən onun tərəfindən istilik qəbul etmənin ləngimə əmsalı (təxminən 10°C kimi qəbul olunur); t_i – məhlul qalxarkən itirdiyi temperatur, °C.

Əgər nəzərdə tutsaq ki,

$$t_{mqd} = \frac{H - 200}{G_a} + t_{ortailik} \text{ və } t_i = \frac{H}{G_{yux}}, \text{ onda alarıq:}$$

$$t_{y.s.} = \frac{H - 200}{G_a} + t_{ortailik} - k - \frac{H}{G_{yux}} \quad (2)$$

burada: H – quyunun dərinliyi, m; G_a – aşağıya doğru temperaturun 1°C artması üçün lazım olan dərinlik (33), m; G_{yux} – yuxarıya doğru temperaturun 1°C azalması üçün lazım olan dərinlik (100), m; 200 – temperaturun dəyişmədiyi sabit interval, m; $t_{ortailik}$ – təxminən 15°C kimi qəbul olunur.

Tutaq ki, suyun Yer səthinə çıxarkən temperaturunun 50°C olması tələb olunur. Məlum qiymətləri (2) düsturunda yerinə qoysaq, alarıq:

$$50^\circ C = \frac{H - 200}{33m/^\circ C} + 15^\circ C - 10^\circ C - \frac{H}{100m/^\circ C}$$

$H = 2564$ m. Deməli, qazılacaq quyunun dərinliyi təxminən 2500 m olmalıdır. (2) düsturu ilə hesablama nəticələri 3 sayılı cədvəldə verilmişdir. Buradan aydın olur ki, istənilən temperatura malik isti su almaq üçün müvafiq dərinlikdə quyuyu qazmaq lazımdır

Cədvəl 3

Dərinlik H, m	Məhlulun quyudibi temperaturu t_{mqd} , °C	Məhlul qalxarkən itirdiyi temperatur t_i , °C	Məhlulun Yer səthinə çıxarkən temperaturu $t_{y.s.}$, °C
1000	30	10	20
1500	45	15	30
2000	60	20	40
2500	75	25	50

3000	90	30	60
------	----	----	----

Bu üsuldən və (2) düsturundan Azərbaycanın digər rayonları üçün də istifadə etmək mümkündür. Belə ki, G_a və G_{yux} –nın qiymətlərini müəyyən rayonun qiymətlərinə uyğun seçsək, ($1^{\circ}C/20,33,50,100m$) və ($1^{\circ}C/100m$ və başqa), onda (2) düsturunu həmin rayon üçün tətbiq etmək olar. Onda, regionlara müvafiq surətdə, H üçün müxtəlif qiymətlər alarıq.

Qeyd etmək lazımdır ki, Yer təkinin təbii istiliyi vasitəsilə qızdırılan sudan məişətdə və texnikada istifadə etmək üçün xüsusi «suqızdırıcı» quyulardan geniş istifadə edilməsi yeni enerji mənbəyi kimi təqdirəlayiq məsələdir.

ƏDƏBİYYAT

1. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. Под ред. Н.Б. Дортман, 2-ое изд., перераб. и доп.- М.: «Недра», 1984. С.189.
2. Бондаренко В.М., Демура Г. В., Ларионов А. М. Общий курс геофизических методов разведки. М.: «Недра», 1986. С.375-376.
3. Герхард Дор. Введение в прикладную геофизику. Перевод с английского. М.: «Недра», 1984. С.223.
4. Camalov İ.M. Layın neftvermə qabiliyyətinin termiki üsulla artırılması. Bakı, Azərnəşr, 1963. S.6-18.
5. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: «Недра», 1965. С.3-55.
6. Алхазов С.М., Ахмедов А.К., Зохранова Н.А. Геофизическое исследование коллекторов месторождения нефти и газа «Чилов-адасы». Азербайджан геологу.-2003.- №8.С.63-67.
7. Alxazov C.M., Abdullayev N.C., Əsgərov M.Ə. Qazma məhlulunun quyuda dövriyyəsi zamanı istilik rejiminin təyini. Azərbaycan Neft Təsərrüfatı.- 2004.- №9.- S.33-35, 50.

К ВОПРОСУ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АЛЬТЕРНАТИВНОГО НЕФТИ И ГАЗУ ИСТОЧНИКА ЭНЕРГИИ АПШЕРОНА МЕТОДОМ БУРЕНИЯ

А.К.НОВРУЗОВ, С.М.АЛХАЗОВ

РЕЗЮМЕ

В статье еще раз доводится до сведения читателей актуальность давно поставленного вопроса – использования термальных вод.

Указываются пути использования теплового поля Земли в качестве источника альтернативной энергии.

Предлагаются формулы для определения глубины скважин, предстоящих к бурению с целью получения горячей воды, необходимой нам температуры и температуры нисходящей воды в любой точке глубины скважины.

ABOUT APPLICATION OF ALTERNATIVE OIL AND GAZ SOURCE ENERGY OF ABSHERON WITH DRILLING METHOD.

A.G.NOVRUZOV, S.M.ALKHAZOV

SUMMARY

In the article it is brought to the notice of readers actuality of question putting before – application of thermal water.

Application ways of heat field of Earth are indicated as well as source alternative energy.

It is offered formules for determination well depth, impending to the drilling with aim acquisition of heat water, necessary temperature and temperature of descending water in any point of well depth.

МАСС – СПЕКТРОМЕТРИЯ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

К.З.НУРИЕВ*, А.А.ХАЛАФЛЫ****Азербайджанское Национальное Аэрокосмическое
Агентство НАН Азербайджана**** Бакинский Государственный Университет
ayvazKhalafly@rambler.ru.*

Показано, что масс-спектрометрический метод анализа, обладающий высокой чувствительностью и разрешающей способностью, уже давно нашел свое применение в решении геологических задач. Рассмотрены особенности метода при анализе твердых тел, каковыми являются геологические породы и минералы.

Показано также, что для решения задач геохимии хорошие результаты получают при использовании тандема хроматографа и масс-спектрометра.

Масс-спектрометрия (в частности искровая, лазерная и вторичной ионной эмиссии) все шире используются для обзорного анализа природных объектов [1 – 3]. Ее применяют к анализу пород, минералов и руд Земли [4, 5], микрометеоритов и космической пыли [6, 7].

Природные объекты очень разнообразны, что обуславливает специфичность их анализа. Геологические породы представляют собой многофазные системы и сильно различаются друг от друга по химическому составу и основными физико-химическими свойствами [8].

Основная цель геохимических методов в геологических исследованиях – получение данных о вещественном составе пробы. При этом особое внимание уделяют определению редких элементов: их поведение и распределение между минералами определяются физико-химическими условиями, в которых находилась система [9]. С другой стороны, содержания редких элементов малы и их присутствие не оказывает воздействия на процессы, происходящие в этой системе. Поэтому они являются основными индикаторами условий, в которых проходила эволюция системы.

Отсюда можно сделать вывод, что одним из основных требований современной геохимии к анализу пород является определение низких концентраций элементов в малых объемах вещества. Поэтому к решению основных задач геохимии наряду с традиционными методами все шире привлекают метод искровой масс-спектрометрии. Важное место в этом комплексе может занять и лазерная масс-спектрометрия, если оправдает связанные с ней надежды на объединение высокой локальности и чувствительности.

Масс-спектрометрические методы элементного анализа должны при этом решить задачу обеспечения высокой чувствительности при одновременной полноте анализа и широкого диапазона определяемых элементов, так как

отношение концентраций элементов в каждом исследуемом образце может составлять 10^6 .

Наиболее ценным качеством масс-спектрометрии (в частности с искровым источником ионов) является линейность градуировочных характеристик в диапазоне определяемых содержанием элементов [10]. Это позволяет рассчитывать содержание примесей по одному стандартному образцу сходному по составу с объектом анализа, а интенсивность ионов всех элементов соотносить интенсивностью одного элемента, используемого в качестве внутреннего стандарта.

Исходно искровая масс-спектрометрия предназначена для анализа проводящих веществ, устанавливаемых в источнике ионов в виде двух электродов. Ее применение к диэлектрикам по аналогии с атомно-эмиссионным методом началось со смешиванием пробы пород с проводящей добавкой и прессования из нее электродов.

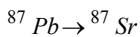
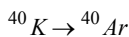
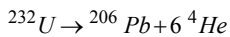
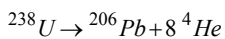
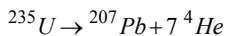
В последнее время для исследования геологических и геохимических пород развит зондовый метод, основанный на прессовании пробы в виде тонкого слоя в металлическом тигле без проводящей добавки и последующего осуществлении искрового заряда непосредственно между поверхностью пробы и вспомогательным электродом – зондом из чистого металла. Достоинством зондового метода в применении к анализу геологических и геохимических объектов является: возможность стабилизации условий ионообразования благодаря выделению энергии непосредственно в анализируемом объеме пробы; сохранение формы электродов в течении всего времени анализа, а также расположение искры относительно ионно-оптической оси масс-спектрометра.

Несмотря на все, более широкое применение масс-спектрометрии с лазерным источником ионов, его использование для анализа геохимических и геологических проб несколько ограничено из-за недостаточно хорошей воспроизводимостью и правильностью результатов [10]. Поэтому при выборе оптимальных условий подготовки пробы к анализу надо учесть, что при воздействии мощного лазерного излучения на поверхность твердого тела возникает ударная волна, приводящая к интенсивному выкрашиванию порошкообразных прессованных проб. В этом случае задачу достижения максимальной чувствительности анализа сводят к оптимизации двух параметров: режима прессования и плотности излучения на образец.

Проведенная в [11] серия из 6 анализов стандартного образца гранита GM на масс-спектрометре ЭМАЛ-2 показали, что для масс-спектров GM, как и для любого геологического образца характерны: наличие пиков ионов практически всех массовых чисел, что упрощает идентификацию элементов; наличие сильного фона в области легких масс, связанного с интенсивными ионами основы (это ионы O^+ , Al^+ , Si^+); небольшое число наложений пиков многозарядных ионов более тяжелых элементов на пики однозарядных ионов легких элементов, что обусловлено небольшим содержанием тяжелых элементов в граните GM. Имеет место также присутствие в масс-спектре многоатомных ионов типа $(CO_2)^+$ и $(BaO)^+$.

Уже более тридцати лет геологи все больше и больше используют масс-спектрометрию для получения точных данных об элементном и изотопном

составе пород и минералов. Одним из первых направлений в применении масс-спектров в геологии является определение абсолютного геологического возраста по, так называемому, изотопному методу. Основные принципы этого метода хорошо известны любому физику и заключается в том, что, во-первых, выбранный для изучения минерал должен содержать значительное количество какого-нибудь радиоактивного изотопа, период полураспада которого сравним с геологическим возрастом. Во-вторых, минерал должен иметь такое строение и структурную решетку, чтобы элемент, являющийся стабильным дочерним продуктом распада, легко выделялся из минерала и мог бы идентифицирован и количественно измерен. Хотя имеется ряд элементов, которые могли бы быть в принципе использованы для подобных исследований, но еще в 60-е годы для этих целей были использованы следующие пять изотопов:



Приблизительно 11 % ^{40}K превращается в ^{40}Ar , остальная часть образует ^{40}Ca , которой, как правило, нельзя определить потому, что в минералах, содержащих калий, обычно имеется большое количество кальция не радиоактивного происхождения. Последние два распада включают в себя радиоактивные щелочные металлы, которые часто находятся вместе в слюдах и полевых шпатах. Приведенные выше процессы, служащие для установления геологического возраста минералов, расположены в порядке их значения.

В настоящее время надежными способами определения геологического возраста считаются в основном те, в которых используется масс-спектрометрический анализ дочерних изотопов, выделенных из минерала. Преимущество масс-спектрометрического анализа в том, что именно с помощью такого анализа можно сделать обоснованную поправку на присутствие примесей таких же изотопов нерадиоактивного происхождения. Таким образом, эти методы требуют изотопного анализа элементов в интервале масс от 4 до 208 а.е.м. Гелиевый метод представляется теперь недостаточно точным вследствие потерь гелия, образовавшегося при радиоактивном распаде, из кристаллических решеток. Следовательно, особое значение имеет масс-спектрометрический анализ стабильных продуктов распада для элементов в интервале масс от 36 (изотоп аргона радиоактивного происхождения) до 208 а.е.м. Поскольку при этом необходимо проводить анализы как газов, так и твердых веществ, то на практике для различных анализов необходимо применять разные типы масс-спектрометров.

Отметим, что для подобного рода работ требуется не очень высокая точность. Это обусловлено поправкой на примеси изотопов нерадиоактивного происхождения, которые должны составлять от 0,5 до 1 %, чтобы эта точность оказалась меньше геологической неопределенности, обусловленной изменением минерала за время его жизни и оценкой положения минерала в

цепи геологических превращений. На этом пути необходимо преодолевать две трудности.

Первая трудность состоит в том, что рассеяние в земной коре изотопов, образовавшихся при радиоактивном распаде, приводит к разбавлению таких же изотопов не радиоактивного происхождения, на которых основываются соответствующие поправки, при анализах. Вторая - заключается в том, что в масс-спектре наблюдаются ионы с таким же отношением M/e , как у определяемых изотопов, обусловленные наличием в масс-спектрометре других молекул и элементов.

Анализ аргона представляет собой характерный пример трудностей подобного рода. Известно, что атмосферный аргон содержит три стабильных изотопа массами 36,38 и 40 а.е.м. и содержанием 0,377, 0,063 и 99,600 %, соответственно. Высокое содержание ^{40}Ar является результатом перехода в атмосферу в течении геологических эпох аргона радиоактивного происхождения. Так как аргон является газом, анализ его можно производить на газовом масс-спектрометре с источником иона электронным ударом. Основной трудностью при этом является обеспечение достаточной чувствительности. Полевой шпат или слюда содержат около $2 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3$ аргона при нормальных условиях. Если необходимая точность определения общего количества аргона радиоактивного происхождения составляет 1 %, то примесь атмосферного аргона должна быть с точностью до $2 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3$. Величину этой примеси приходится определять по изотопу ^{36}Ar , содержание которого в атмосферном аргоне составляет лишь 0,337 %. Иными словами, анализ образца аргона радиоактивного происхождения заключается в определении содержания всех его изотопов при общем количестве около $2 \cdot 10^{-4} \text{ см}^3$ газа.

Как видно из вышеприведенных реакций, свинец (Pb) представляет особый интерес геофизиков, потому что три его изотопа образуются в природе при распаде урана и тория (Th), а также, потому что является широко распространенным элементом. Например, благодаря изотопному анализу свинца в метеоритах стало возможным определение возраста Земли. Знание изотопного состава свинца в минералах, содержащих этот элемент, позволяет оценить возраст минералов.

Первые масс-спектрографические исследования свинца были проведены Астоном [12] еще в начале XX века. Нир [13] впервые в 1938-1941 гг. показал, что изотопный состав свинца чрезвычайно сильно меняется в зависимости от географических областей и от геологических горизонтов. В его исследованиях был применен метод испарения иодида свинца в воздушной системе масс-спектрометра и ионизации паров электронной бомбардировкой.

Нефть и газ являются важными видами энергетического и химического сырья, в значительной степени определяющими уровень экономического развития страны. Поэтому открытие новых месторождений может быть ускорено в результате совершенствования имеющихся и внедрения новых прогрессивных методов, среди которых большими возможностями обладают прямые геохимические методы.

Основоположником прямых геохимических методов поиска нефти и газа по праву называют Соколова В.А. [14], который впервые предложил провести газовую съемку для определения микроконцентраций в поле почвенных отложений углеводородных газов. Это идея была поддержана Губкиным и была создана лаборатория для разработки метода использования аналитической аппаратуры. Действительно, согласно теории геохимических методов поиска, над залежами углеводородов формируется специфическое геохимическое поле, параметры которого можно определять с помощью современных методов исследования (газового; битуминологического; гидрохимического; биохимического; литогеохимического [15]). Каждый из этих методов вносит свой определенный вклад в формирования геохимической картины на стадиях прогнозно-рекогносцировочных и поисково-оценочных работ, направленных на оценку продуктивности конкретных месторождений нефти и газа.

Для поисково-оценочных и детальных геохимических работ в качестве базовой использовали автоматические полевые геохимические станции, в состав которого из измерительных приборов входили хроматографы с пламенно – ионизационным детектором для углеводородных газов и с катарометром для анализа неуглеводородных газов. Каждый из этих приборов был снабжен соответствующими регистрационными блоками.

Отсутствие до недавнего времени высокочувствительных методов и соответствующих средств измерения, а также методов обработки геохимической информации, полученной с помощью одних только хроматографов, приводили к тому, что из 10 пробуренных разведочных скважин продуктивными оказывались в лучшем случае 4.

Отметим, что хроматографический метод, обладающий высокими разделительными свойствами, вполне оправдывал применение его в методах геохимии. Однако детекторы, используемые при этом, ограничены не только по чувствительности, инертности и динамическим диапазоном регистрируемых примесей, но и вносят искажения в хроматограммы.

Эксперименты показывают, что симбиоз хроматографического и масс-спектрометрического методов дает в этом отношении превосходный результат. Действительно, благодаря высоким разделительным свойствам хроматографа в значительной степени снимается проблема наложения масс-спектров сложных компонентов, а высокое идентифицирующее свойство масс-спектрометра нивелирует в этом смысле недостаток хроматографа. Это дало основание специалистам соединить хроматографа и масс-спектрометра в систему хромато-масс-спектрометр (ХМС).

Несмотря на то, что физические принципы методов хроматографии и масс-спектрометрии (особенно с источником ионов электронным ударом) достаточно просты, сочетание их дает простой, чувствительный и удобный прибор для разделения и идентификации сложных смесей. Возможности ХМС таковы, что по отдельным компонентам чувствительность достигает $10^{-10} \div 10^{-11} \%$ [16, 17].

В связи с этим для определения концентраций углеводородных (неуглеводородных) газов, органических и биогеохимических веществ и ряда других продуктов миграции углеводородных газов при прямых геохимических мето-

дах поиска нефтегазовых месторождений в последнее время применяют хромато-масс-спектрометрию. Это дает возможность проводить исследования не по 10-12 показателям, как это было в случае одним хроматографом, а более 20 показателям.

Получив хромато-масс-спектрометрические данные о наиболее информативных показателях и их распределении по глубине, составляется банк данных на основе результатов исследования большого количества скважин. Далее, путем сравнения результатов бурения в реальном масштабе времени с данными банка по специальной программе проводят обработку геохимической информации [18, 19]. При этом, согласно предварительным расчетам, достоверность прогнозов о продуктивности и состава залежи увеличивается не менее, чем до 70 – 80 %.

Применение изложенного метода получения и способа обработки геохимической информации позволит не только сэкономить ресурсы путем прекращения разведочных бурений вне области залежей уже в первых сотнях метров, но и дает возможность определить глубину залежей с точностью 10 - 20 м.

В заключении отметим, что на современном этапе развития масс-спектрометрических методов исследования геологических и геохимических образцов требует использования стандартных образцов для расчета содержания элементов. Это связано с тем, что массовый спектр ионов твердого тела, измеренный масс-спектрометрами с искровым, лазерным источником ионов, не всегда соответствует химическому составу пробы. Причинами этого являются неодинаковый выход ионов различных элементов, связанный с особенностями ионизации атомов (энергией атомизации и потенциал ионизации). Для учета этого несоответствия обычно используют коэффициент относительной чувствительности (КОЧ), который является мерой отклонения измеренного состава от истинного и систематической погрешности, для определения которых необходимо проведение серии экспериментов по анализу стандартных образцов. Далее, на основании статистической обработки результатов находят КОЧ для определенных элементов [20], которые затем используют его для расчета концентрации компонентов в пробе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Brawn R. Wolstenholme W.A. // *Nature*, 1964, v. 201, p. 598.
2. Teylor S.R. // *Nature*, 1965, v. 205. p. 34.
3. Масс-спектрометрический метод определения следов / Перевод с англ. М., Мир, 1975, 473 с.
4. Dietze H.J., Becker S. Gerstenberger // *Inter. Jour. Mass-spectrometer and Processes*. 1984, v. 56. No. 3, 243.
5. Чупахин М.С., Крючкова О.И., Рамендик Г.И. Аналитические возможности искровой масс-спектрометрии. 1972, М., Атомиздат, 224 с.
6. Нуриев К.З., Нурубейли З.К. Прибор для определения химического состава микрометеоритов в околоземном космическом пространстве // *Milli Aviasiya Akademiyasının elmi məcmuəsi*, 2006.
7. Ismailov R.A., Nuriyev K.Z. An apparatus and method for research of physical-dynamic parameters and element contents of dust particles on the basis of mass analyses of impact plasma / 2nd International Conference on Technical and Physical Problem in Power Engineering. Tabriz – Iran, 6-8 September 2004, p. 347-348.

8. Термические константы веществ. Справочник. М., Изд. АН СССР, 1963 – 1979 гг.
9. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магнетических процессах. М., Наука, 1984, 251 с.
10. Gonzemius R.J. Quantitative elemental analysis of powdered geological samples on a Laser mass-spectrometer // *Analit. Chem*, 1988, v. 60, No. 11, p. 1854.
11. Оксенойд К.Г., Сотниченко Е.А. и др. Методика анализа геологических проб. // *Журнал аналит. химии*, 1990, т. 45, в. 6, с. 1197.
12. Астон Ф.В. Масс-спектры и изотопы. Перевод с английского, М., 1948.
13. Nier A.O. et. al. *Rev. Sci. Inst*, 1947, v. 18, p. 212.
14. Соколов В.А. Газовая съемка как метод разведки на нефть // *Труды XVII сессии Международного геологического конгресса*. М., 1937, с. 375-386.
15. Борташевич О.В., Зорькин Л.М., Зубайраев С.Л. и др. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1980, 300 с.
16. Хмельницкий Р.А., Бродский Е.С. Хромато-масс-спектрометрия. 1984, М., Химия, 216 с.
17. Нуриев К.З., Нурубейли Т.К., Колесникова Ю.П., Гулиева Т.М. Газожидкостной хромато-масс-спектрометр для исследования окружающей среды // *Xəbərlər. Məsafədən zondlama üsullarının fiziki-texniki problemləri. AMAKA*, 2006, cild 9, № 1, s. 29-34.
18. Nurubeyli Z.K., Nuriyev K.Z. Neft və qaz yataqlarının axtarışı üçün məlumatların emalı üsulu. Patent 2006a № 102-36.
19. Нуриев К.З., Нурубейли З.К. Способ обработки геохимической информации для нахождения нефтегазовых месторождений // *Проблемы энергетики*, 2006, № 1.
20. Крючкова О.И., Рамендик Г.И., Хромов А.Ю., Черноглазова Г.И. Обработка спектрограмм при многоэлементном искровом масс-спектральном анализе.

GEOLOGİYA VƏ GEOKİMYADA KÜTLƏ SPEKTROMETRİYASI

K.Z.NURİYEV, A.A.XƏLƏFLİ

XÜLASƏ

İşdə yüksək ayırdetmə qabiliyyətinə və həssaslığa malik kütlə spektrometrik metodun geoloji məsələlərin həllində tətbiqinin geniş vüsət alınmasının səbəbləri və bununla əlaqədar olaraq metodun spesifik xüsusiyyətləri araşdırılmışdır.

Göstərilmişdir ki, geokimyəvi məsələlərin həllində yaxşı nəticələrin alınması üçün xromatoqrafla kütlə spektrometrinin tandemindən istifadə etmək daha məqsədəuyğundur.

MASS-SPECTROMETRY IN GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY

K.Z.NURIYEV, A.A.KHALAFLY

SUMMARY

It is shown, that mass-spectrometrical method of analysis, possessing the higher sensitivity and selectivity is used in solution of geological and geochemical tasks for a long time. The features of the method in application to solid substances, including geological rocks and minerals are considered.

It is also shown, that for solution of geochemical tasks the more appropriate is tandem of chromatography and mass-spectrometry.

BAKİ UNİVERSİTETİNİN XƏBƏRLƏRİ

№4

Təbiət elmləri seriyası

2006

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Ф.М.БАБАЕВ, А.И.РАГИМ-ЗАДЕ, Э.С.ГУСЕЙНОВ, Р.В.КУПРИЯНОВА
Бакинский Государственный Университет
e-mail:paleobiogeokimya@rambler.ru

Определены фоновые содержания химических элементов в почвах и травянистой растительности. Установлено, что почвы Восточной части Апшерона в целом незагрязненные, травянистая растительность – местами низкозагрязненная. Почвы придорожных участков оцениваются по уровню загрязнения как средний, умеренно опасный – высокий, опасный. Придорожная травянистая растительность характеризуется низкой степенью загрязнения. В почвах и травянистой растительности выявлены приоритетные загрязнители.

В восточной части Апшеронского полуострова расположены ряд действующих и законсервированных месторождений стенового камня: Нардаранское, Маштагинское, Тюрканское, Говсанинское, Бильгинское, Бининское, Дюбединское, Загульбинское, Зыринское (Алекперов А.Б., 2000). Здесь также расположена ГРЭС «Северная». По территории восточной части Апшерона проходит автомагистраль Баку – Мардакяны, связывающая центр с Восточной частью Апшерона. Все эти и другие промышленные объекты являются в той или иной мере загрязнителями окружающей среды.

По данным Рагим-заде А.И. (2002), в почвах Восточной части Апшерона обнаружены следующие средние содержания ($\times 10^{-3}\%$) химических элементов: Ti – 27,5, V – 0,65, Cr – 4, 27, Mn – 17, 75, Co – 0,72, Ni – 3,22, Cu – 1, 45, Zn – 5,0, Pb – 0,57. Содержания эти уступают кларкам почв в 1,2 -16,7 раз, при этом наименьшие отклонения отмечаются у Ni (в 1,2 раз) Co, Cu (в 1,4 раз), наибольшая разница наблюдается в содержаниях Ti (в 16,7 раз), V (в 15,4 раз). Содержания цинка равны кларку почв.

Особенности распределения содержаний элементов в почвах района исследования выявляются при анализе ККл (отношение среднего содержания элемента в почвах к его кларку в литосфере) и сравнение их с геохимическими спектрами кларков почв. Вычисленные величины ККл в почвах Восточной части Апшерона выявили обедненность почв района Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb. Особенно сильно почвы обеднены титаном и ванадием. Сравнение геохимических спектров кларков почв с геохимическими спектрами элементов в почвах района исследования выявляют существенные отличия в распределении содержаний элементов. Например, в почвах мира наблюдается концентрация Cr (2,4 ККл), тогда как в почвах Восточной части Апшерона содержания этого элемента намного ниже (0, 51 ККл). В целом в почвах мира наблюдается уменьшение содержаний элементов от Cr к Cu (0,42 ККл), т.е.

отмечается концентрация Cr и в некоторой степени ванадия и титана. В почвах Восточной части Апшерона распределение содержаний элементов носит пилообразный характер: максимальные содержания (Cr – 0,5 ККл, Ni – 0,56 ККл, Zn – 0,59 ККл) чередуются с минимальными (Ti – 0,06 ККл, V – 0,07 ККл, Pb – 0,36 ККл). Необходимо отметить, что выявленные максимальные содержания элементов в почвах востока Апшерона не достигают уровня содержаний их в почвах мира. Доказательством обедненности почв является низкая величина коэффициента накопления элементов ($R=0,34$), что в 2,7 раз ниже аналогичного показателя почв мира ($R=0,93$) для 9 изученных элементов.

Средние содержания элементов в почвах Восточной части Апшерона приняты нами как геофон почв этого района Апшерона.

Таким образом, Восточная часть Апшеронского полуострова представляет собой район, в котором биологические реакции организмов определяются дефицитом Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Pb и кларковым содержанием цинка.

Как было отмечено выше, одним из загрязнителей окружающей среды является автотранспорт, грузоперевозки которого на Апшероне за последнее время значительно увеличились. Интерпретация данных Ф.Г. Алиева и О.Г. Мамедова (1999) позволили определить степень загрязнения почвы и растительности вдоль полотна автомагистрали Баку – Мардакяны.

Почвы на расстоянии 10 м от полотна автомагистрали характеризуются вышекларковыми содержаниями Zn (2,3 КК), Mn (4,6 КК), Ni (6,0 КК), Cu (7,3 КК) и Pb (16,5 КК). Нижекларковыми содержаниями выделяется Co (0,2 КК). Отмечаются кларковые содержания Cr (1,04 КК). По сравнению с литосферой эти почвы обогащены Co (1,1 ККл), Zn (1,35 ККл), Cr (2,52 ККл), Cu (3,08 ККл), Mn (3,9 ККл), Ni (4,14 ККл) и особенно Pb (10,31 ККл). Коэффициент накопления элементов ($R=3,77$) более 11 раз превосходит интенсивность накопления элементов в фоновых почвах Восточной части Апшеронского полуострова. Сравнение средних содержаний элементов в почвах на расстоянии 10 м от полотна автомагистрали с фоновыми содержаниями элементов в почвах востока Апшерона позволили вывести формулу загрязнения почв, развитых у полотна дороги:

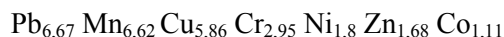
$$Pb_{28,95} Mn_{21,97} Cu_{10,0} Ni_{7,45} Cr_{4,89} Co_{2,78} Zn_{2,3}$$

По суммарному коэффициенту загрязнения ($Z_c = 72,34$) эти почвы относятся к высокому, опасному уровню загрязнения. Приоритетными загрязнителями являются Pb ($K_c = 28,95$), Mn ($K_c = 21,97$), Cu ($K_c = 10,0$).

Почвы на расстоянии 100 м от полотна автомагистрали характеризуются вышекларковыми содержаниями Mn (1,38 КК), Ni (1,45 КК), Zn (1,68 КК), Pb (3,8 КК), Cu (4,25 КК). Ниже кларков почв содержания Co (0,08 КК) и Cr (0,63 КК). По сравнению с почвами на расстоянии 10 м от дороги в этих почвах наблюдается уменьшение содержаний Zn (в 1,4 раз), Cr, Cu (в 1,7 раз), Mn (в 3,3 раз), Ni, Pb (в 4,1 – 4,3 раз). В почвах этой полосы наблюдается концентрация Mn (1,2 ККл), Cr (1,52 ККл), Cu (1,81 ККл), Pb (2,37 ККл). Коэффици-

ент накопления элементов ($R = 1,33$) в 2,8 раз ниже R элементов в почвах, развитых на расстоянии 10 м от полотна магистрали.

Вычисленные коэффициенты аномальности (K_c) элементов позволили получить формулу загрязнения почв этой полосы:



Уровень загрязнения ($Z_c = 20,69$) оценивается как средний, умеренно опасный. Основными загрязнителями являются Pb ($K_c=6,67$), Mn ($K_c=6,62$), Cu (5,86).

Сравнение формул загрязнения показывает, что с удалением от полотна автомагистрали интенсивность загрязнения почв значительно уменьшается, но даже на расстоянии 100 м от автомагистрали загрязняющее действие элементов сохраняется, причем основными загрязнителями остаются Pb, Cu, Mn.

Рассмотрим реакцию растительности на выявленные особенности распределения содержания элементов в почвах района исследования.

Из травянистой растительности в Восточной части Апшеронского полуострова были опробованы верблюжья колючка, полынь обыкновенная, полынь горькая, солодка голая, лебеда татарская, лебеда белая, фенхель, ситник, шведка, кермек, костер, эфедра. Спектральным анализом в лебеде белой, фенхеле и ситнике Co не обнаружен. В фенхеле также не обнаружен ванадий. В целом травянистая растительность Восточной части Апшерона характеризуется нижекларковыми содержаниями Ti (в 4,5 – 12,0 раз), V (в 6,0 – 100 раз), Cr (в 8,0 – 100 и более раз), Ni (в 1,5 – 6,0 раз), Cu (в 2,8 – 14,0 раз), Zn (в 5,9 – 50,0 раз). Исключение составляет Pb, содержания которого в верблюжьей колючке, полыни обыкновенной, полыни горькой, солодке голой, лебеде татарской, лебеде белой, ситнике и эфедре превышают кларк золы растений в 1,1 – 2,6 раз. Кермек, шведка и фенхель характеризуются кларковыми содержаниями свинца.

Биогеохимические особенности растений выявляются при анализе коэффициента специальной биогенности (B_c), т.е. отношения среднего содержания элемента в золе растений к его кларку в литосфере (Перельман А.И., Касимов Н.С., 1999). Вычисленные коэффициенты показывают, что биогеохимической особенностью травянистой растительности востока Апшерона является средний, слабый и очень слабый захват Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni ($B_c = 0,01 - 0,31 < 0,7$), т.е. биогенность этих элементов ниже биогенности растительности суши (Добровольский В.В., 1983). Отличия наблюдаются в интенсивности поглощения Cu, Zn, Pb. Так, верблюжья колючка, ситник, шведка, кермек, костер и эфедра характеризуются средним, слабым и очень слабым захватом Cu ($B_c = 0,31 - 0,68 < 0,7$). Полынь обыкновенная, полынь горькая, солодка голая, лебеда татарская, лебеда белая характеризуются средним накоплением и сильным захватом этого элемента. ($B_c = 0,74 - 1,49 > 0,7$).

Цинк в верблюжьей колючке, полыни обыкновенной, полыни горькой, солодке голой, лебеде татарской, лебеде белой, фенхеле, ситнике и костере характеризуется средним накоплением и сильным захватом ($B_c = 0,72 - 1,8$

>0,7). Для кермека, шведки и эфедры характерен средний, слабый и очень слабый захват этого элемента ($B_c = 0,18 - 0,52 < 0,7$).

Свинец слабо и очень слабо захватывается верблюжьей колючкой, фенхелем, шведкой и кермеком ($B_c = 0,63 - 0,69 < 0,7$). Средним накоплением и сильным захватом Pb выделяются полынь обыкновенная, полынь горькая, солодка голая, лебеда татарская, лебеда белая, ситник, костер, эфедра ($B_c = 0,81 - 1,6 > 0,7$).

Биогеохимическая активность (R) травянистой растительности Восточной части Апшеронского полуострова колеблется в пределах 0,20 – 0,58, при этом минимальная активность отмечается у кермека, максимальная – у костера. Необходимо отметить почти равнозначную активность кермека, шведки, фенхеля ($R=0,20 - 0,23$), верблюжьей колючки, эфедры ($R=0,27 - 0,29$), солодки голой, полыни обыкновенной, полыни горькой ($R=0,36 - 0,39$), ситника, лебеды белой ($R=0,45 - 0,48$), лебеды татарской, костера ($R=0,53 - 0,58$). В целом, биогеохимическая активность травянистой растительности Восточной части Апшерона в 8,7 - 21 раз уступает биогеохимической активности растительности суши для рассматриваемых элементов ($R = 5,02$).

Одной из основных задач при оценке окружающей среды является выявление геохимических аномалий. Аномалии определяются отношением среднего содержания элемента в золе растительности к его фоновому содержанию. Нами, за геохимический фон элементов в травянистой растительности Восточной части Апшеронского полуострова, приняты следующие значения ($\times 10^{-3}\%$): Ti – 10,9, V – 0,19, Cr – 0,88, Mn – 7,5, Co – 0,09, Ni – 1,0, Cu – 3,06, Zn – 6,67, Pb – 1,2. Вычисленные Kc элементов в травянистой растительности позволили определить формулу и степень загрязнения отдельных частей Восточной части Апшерона:

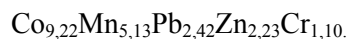
Говсаны – $Co_{2,6}Cr_{1,8}V_{1,6}Zn_{1,4}Cu_{1,3}Ti_{1,1}$	Zc = 4,8
Зыря – $V_{3,1}Co_{2,9}Zn_{1,9}Mn_{1,7}Cr_{1,5}Ti_{1,4}Ni_{1,4}Pb_{1,4}$	Zc = 8,3
Бузовна – $Zn_{1,5}V_{1,2}Cr_{1,2}Mn_{1,2}$	Zc = 2,1
Кюрдаханы – $V_{2,1}Cr_{1,4}Mn_{1,4}Zn_{1,1}$	Zc = 3,0
Пиршаги – $V_{1,6}Zn_{1,3}$	Zc = 1,9
Кала – $Co_{2,9}Cr_{1,4}Cu_{1,3}$	Zc = 3,6
Туркян – $Cr_{1,4}Co_{1,3}Cu_{1,1}$	Zc = 1,8
Шувелян – $Co_{1,1}Ni_{1,1}$	Zc = 1,2

Таким образом, травянистая растительность Восточной части Апшеронского полуострова характеризуется уровнем загрязнения в пределах 1,2 – 8,3, что соответствует очень низкому уровню ($Z_c = 16,0$, Перельман А.И., Касимов Н.С., 1999). Однако в травянистой растительности отдельных участков наблюдаются повышенные содержания элементов. Например, на площади пос. Зыря наблюдаются повышенные содержания V ($K_c = 3,1$) Co ($K_c = 2,9$), на площадях пос. Говсаны, Кала повышенными содержаниями выделяется Co ($K_c = 2,6 - 2,9$).

Интерпретация данных придорожной растительности автомагистрали Баку – Мардакяны (Алиев Ф.Г., Мамедов О.Г., 1999) позволила выявить вышекларковые содержания Pb (2,9 КК) в смеси злаковых трав, произрастающих на расстоянии 10 м от полотна автомагистрали. Содержания Cr, Mn, Co,

Ni, Cu, Zn уступают кларкам золы растений (0,04 – 0,55 КК). В смеси злаковых трав по сравнению с литосферой наблюдается концентрация Zn (1,75ККл) и Pb (1,81ККл). Содержания остальных элементов ниже кларков литосферы (0,12 – 0,46ККл). Биогеохимическая активность злаковых трав оценивается величиной $R=0,72$, что до 3,6 раз превосходит аналогичный показатель травянистых растений фоновых участков Восточной части Апшерона.

В смеси злаковых трав, растущих в полосе 10 м от полотна автотрассы выявлены аномальные содержания ряда элементов. Формула загрязнения этих трав:



Степень загрязнения ($Z_c=16,1$) относится к низкому уровню. Приоритетными загрязнителями являются Co ($K_c=9,22$) и Mn ($K_c=5,13$).

Смесь злаковых трав, произрастающая на расстоянии 100 м от полотна автострады, характеризуется нижекларковыми содержаниями всех изученных элементов. По сравнению с растительностью, произрастающей на расстоянии 10 м от полотна автомагистрали, растительность этой полосы обеднена Co, Ni (в 2,2 раз), Cr, Zn (в 3,1 раз), Cu (в 3,4 раз), Pb (в 3,5 раз) и Mn (в 4,2 раз). По сравнению с литосферой растительность этой полосы обеднена также всеми этими элементами (0,04 – 0,56 ККл). Биогеохимическая активность равная 0,16 в 4,5 раз уступает биогеохимической активности растительности, растущей в полосе 10 м от полотна дороги. Формула загрязнения: $\text{Co}_{4,11}\text{Mn}_{1,23}$, уровень загрязнения – низкий ($Z_c=4,34$).

В результате проведенных исследований выявлено:

1. Почвы Восточной части Апшеронского полуострова характеризуются нижекларковыми содержаниями Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, кларковым содержанием Zn и $R = 0,34$. Средние содержания приняты как геофон почв востока Апшерона.

2. Придорожные почвы автомагистрали Баку – Мардаканы по уровню загрязнения оцениваются как высокий, опасный (на расстоянии 10 м) и средний, умеренно опасный (100 м от дороги). Приоритетными загрязнителями являются свинец, марганец и медь.

3. Травянистая растительность фоновых площадей характеризуется нижекларковыми содержаниями Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn и вышекларковыми содержаниями Pb. Биогеохимическая активность находится в пределах 0,20-0,58. Средние содержания элементов приняты как геофон травянистой растительности Восточной части Апшеронского полуострова.

4. В травянистой растительности отдельных частей района исследования выявлены участки с низким уровнем загрязнения. Приоритетными загрязнителями являются Co и в некоторых случаях V.

5. Травянистая растительность придорожной полосы характеризуется низким уровнем загрязнения, при этом растительность на расстоянии 10 м от полотна дороги около 4 раз превышает уровень загрязнения растительности, произрастающей на расстоянии 100 м от дороги. Приоритетным загрязнителем является Co и в меньшей мере Mn.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекперов А.Б. Апшерон: Проблемы гидрогеологии и геоэкологии. Гос. Книж. Палата Азербайджана, Баку, 2000.
2. Алексеев В.А. Экологическая геохимия. М., Логос, 2000
3. Добровольский В.В. География микроэлементов. Глобальное рассеяние. М. Мысль, 1983.
4. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М., Астерия – 2000, 1999.
5. Рагим – заде А.И. Микроэлементы в почвах южного, юго-восточного склонов Б. Кавказа и Апшеронского полуострова. Баку, депон. АзНИИНТИ, 2002.
6. Шакури Б.К., Мамедов О.Г. Техногенное загрязнение окружающей среды Апшеронского полуострова. Баку, Чанлибель, 2001.
7. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., Недра, 1969.

ABŞERON YARIMADASININ ŞƏRQ HİSSƏSİNDƏ TORPAQ VƏ BİTKİLƏRİN EKOLÖJİ-GEOKİMYƏVİ SƏCİYYƏSİ

**F.M.BABAYEV, A.İ.RƏHİMZADƏ,
E.S.HÜSEYNOV, R.V.KUPRİYANOVA**

XÜLASƏ

Məqalədə torpaqlarda və ot bitkilərində kimyəvi elementlərin geofonu aşkar edilib. Müəyyən olunub ki, yarımadaanın şərq hissəsinin torpaqları bütövlükdə çirklənməmiş, bitkilər isə bəzi yerlərdə qismən çirklənmişdir. Avtomagistral boyu torpaqlar orta, mülayim təhlükəli – yüksək təhlükəli çirklənmiş dərəcədədir. Avtomagistral boyu ot bitkiləri az çirklənmiş kimi xarakterizə olunur. Torpaqlarda və ot bitkilərində əsas çirkləndiricilər təyin edilib.

ECOLOGIC-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE SOIL AND VEGETATION OF THE ABSHERON PENINSULA

**F.M.BABAYEV, A.I.RAGIM-ZADEH,
E.S.HUSEYNOV, R.V.KUPRIYANOVA**

SUMMARY

Background abundance of chemical elements in soil and herbaceous vegetation is determined. It is specified that the soil in the Eastern part of the Absheron peninsula is unpolluted on the whole; herbaceous vegetation is here and there low polluted. According to the level of pollution the roadside section soil is estimated as average, moderately dangerous –high, dangerous. The herbaceous vegetation of the roadside section is defined as low polluted. Priority pollutants in soil and herbaceous vegetation are uncovered.