

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թվականին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ հայերեն,
ռուսերեն և անգլերեն լեզուներով

Պատասխանատու խմբագիր
Ռ.Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ
Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա

Պ.Գ. ԱԼՈՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ,
Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Մ.Ա. ՍԱԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Заместители ответственного редактора
С.В. ГРИГОРЯН, А.С. ФАРАМАЗЯН

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

П.Г. АЛОЯН, А.Л. АНАНЯН, А.С. КАРАХАНИЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН,
Р.Т. МИРИДЖАНИЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН, С.М. ОГАНЕСЯН, О.А. САРКИСЯН,
М.А. САТИАН, Э.Е. ХАЧИЯН

Editor:
R.T. JRBASHYAN

Deputy Editors:
S.V. GRIGORYAN, A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary
E.S. ROSTOMOVA

Editorial Board

P.G. ALOYAN, A.L. ANANYAN, E.Y. KHACHIAN, A.S. KARAKHANIAN,
R.L. MELKONYAN, R.T. MIRIJANYAN, S.N. NAZARETYAN,
S.M. HOVHANNISIAN, H.H. SARGSYAN, M.A. SATIAN,

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան-19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա
Адрес редакции: 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство "Гитутюн" НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2005

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Մ.Ս.Սաթյան. Անդրկովկասի մեզոզոյան օֆիոլիթային ավազանները	3
Ֆ.Ա.Հայրապետյան. <i>BOLIVINA</i> սեռի հնաէկոլոգիական և շերտագրական նշանակությունը Հայաստանի պալեոգենի նստվածքներում	9
Ա.Գ.Գրիգորյան. Հայաստանի ուշ տրիասի կոնոդոնտները Սևանի օֆիոլիթային գոտու օլիստոստրոմներից	16
Է.Վ.Անանյան, Շ.Հ.Ամիրյան, Մ.Ս.Ազիզբեկյան, Ա.Ջ.Ալթունյան. Ալավերդու բրախիանտիկլինորիումի կառուցվածքային առանձնահատկությունները	19
Կ.Գ.Շիրինյան, Թ.Ա.Ավագյան. Դիատոմիտների և իգնիմբրիտային հրաբխայնության առաջացումների շերտադասման մի բացառիկ կտրվածքի մասին	23
Ռ.Ա.Հարությունյան. Արարատ հրաբխի 1840 թվականի հուլիսի 2-ի աղետալի ժայթքումը	27
Բ.Վ.Գրիգորյանց. 1988 թվի Սպիտակի երկրաշարժի օջախային գոտին որպես նավթագազային հնարավոր կուտակման տարածք	36
Հ.Վ.Շահինյան. Երևան քաղաքը սնող որոշ խմելու ջրերի հիդրոերկրաքիմիական բնութագրի մասին	41
Հ.Ա.Թումանյան, Ռ.Ա.Փաշայան, Ա.Լ.Անանյան. Որոտանի ավազանի ձախափնյա վերին մասի երկրաբանական կառուցվածքը և Զերմաղբյուրի հիդրոքիմիական առանձնահատկությունները	46
Ա. Կ. Մաթևոսյան. Դիմադրության և թափառող հոսանքների մեթոդներով վեկտորային հանույթի տվյալների համեմատումը	54
Ջ. Հ. Մինասյան, Ա.Կ. Կարախանյան. Հայաստանի տարածքի Ֆաներոզոյի մագնիսական դաշտի որոշ բնութագրերը ըստ հնէամագնիսական տվյալների	60

СОДЕРЖАНИЕ

М.А.Сатиан. Офиолитовые бассейны мезозоя Закавказского геотраверса	3
Ф.А.Айрапетян. Стратиграфическое и палеоэкологическое значение рода <i>Bolivina</i> из палеогеновых отложений Армении	9
А.Г.Григорян. Конодонты позднего триаса из олистостромов Севанской офиолитовой зоны Армении	16
Э.В.Ананян, Ш.О.Амирян, М.С.Азизбемян, А.З.Алтунян. Особенности строения Алавердского брахи-антиклинория	19
К.Г.Ширинян, Т.А.Авакян. Об одном уникальном разрезе переслаивания диатомитов с отложениями игнимбритового вулканизма	23
Р.А.Арутюнян. Катастрофическое извержение вулкана Арарат 2 июля 1840 года	27
Б.В.Григорьянц. Очаговая зона Спитакского землетрясения 1988 года как возможная газонефтяная за-лежь	36
Г.В.Шагинян. О гидрогеохимической характеристике некоторых питьевых вод, снабжающих город Ереван	41
Г.А.Туманян, Р.А.Пашаян, А.Л.Ананян. Геологическая характеристика левобережья верховья реки Воротан и гидрогеохимические особенности термоминерального источника Джермахпюр	46
А.К.Матевосян. Сопоставление результатов векторной съемки методами сопротивлений и блуждающих токов	54
Дж.О.Минасян, А.К.Караханян. Некоторые характеристики геомагнитного поля фанерозоя территории Армении по палеомагнитным данным	60

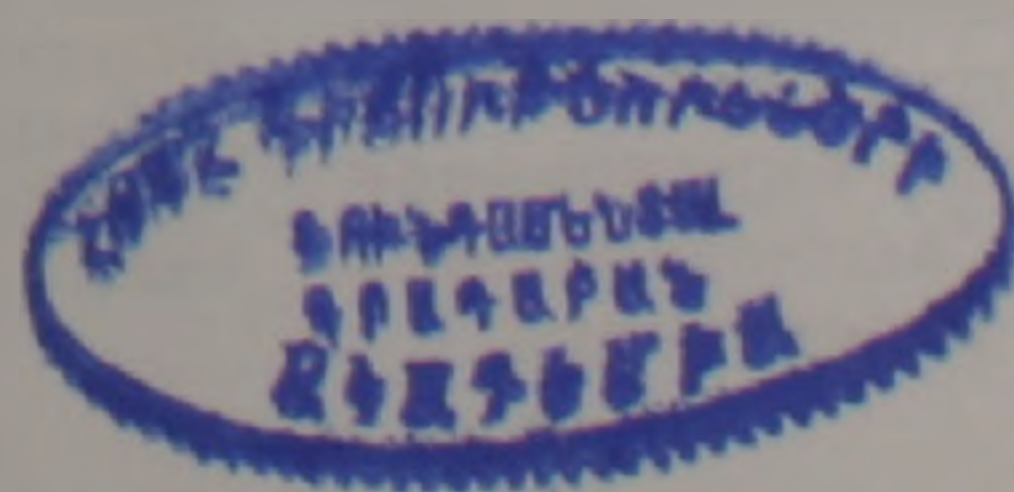


TABLE OF CONTENT

M.A.Satian. Mesozoic ophiolite basins of the Transcaucasian geotraverse	3
F.A.Hayrapetyan. Stratigraphic and paleo-ecological value of genus <i>Bolivina</i> from Armenia's paleogenic sediments	9
A.G.Grigoryan. Conodonts of the late Triassic within the Sevan ophiolitic zone in Armenia	16
E.V.Ananyan, Sh.H.Amiryan, M.S.Azizbekyan, A.Z.Altounyan. Structural features of the Alaverdi brachyanticlinorium .	19
K.G.Shirinyan, T.A.Avakyan. About one unique section of diatomite and ignimbrite volcanism sediment stratification	23
R. A. Haroutiunian. Catastrophic eruption of volcano Ararat on 2 july, 1840	27
B. V. Grigoryants. The epicentral zone of the Spitak earthquake of 1988 – possible gas-oil pool.....	36
H. V. Shahinyan. About hydro-geochemical characteristic of some drinking waters supplying Yerevan	41
H. A. Toumanyanyan, R. A.Pashayan, A. L.Ananyan. Geological characteristic of left bank area of river Vorotan riverhead and hydrogeochemical peculiarities of Jermaghbyur thermomineral spa	46
A.K.Matevosyan. Collating vector measurement results through resistance and stray current methods	54
J. H. Minasyan, A. K. Karakhanyan. Some characteristics of Phanerozoic geomagnetic field by paleomagnetic data on Armenia's territory	60



ОФИОЛИТОВЫЕ БАССЕЙНЫ МЕЗОЗОЯ ЗАКАВКАЗСКОГО ГЕОТРАВЕРСА

© 2005 г. М. А. Сатиан

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 28.07.2004 г.

Рассмотрены лито-формационные критерии возникновения офиолитов в малых спрединговых бассейнах, обсуждаются латеральные переходы кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии к пелагическим известнякам и к мелководным осадкам, показано разнообразие малых океанических бассейнов мезозоя Закавказского геотраверса. Проводится корреляция с современными бассейнами с корой океанического типа.

В схеме аллохтонного размещения закавказских офиолитов мезозоя (Соколов, 1977) с открытием Вединской и Зангезурской офиолитовых зон (Асланян, Сатиан, 1977; Сатиан, 1979) к корням офиолитов отнесён Зангезурский шов, с шарьированием офиолитов в синформы Севано-Акеринской и Вединской зон (Книппер и др., 1987).

В альтернативной схеме параавтохтонного размещения офиолитов и возникновения их в малых океанских бассейнах — рифтах красноморского типа, каждый из офиолитовых швов обозначает протяженность мезозойского малого океана (Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан, 1987). Исследования последних двух десятилетий принесли немало новых сведений о строении и возрасте офиолитов, которые частично уже рассмат-

ривались (Сатиан и др., 2001), однако реконструкции офиолитовых бассейнов, а ими определяются главные особенности тектонической зональности региона (рис. 1), оставались всё же недостаточно обсужденными, прежде всего со сравнительно литологических позиций.

1. Офиолиты Закавказского геотраверса и литологические критерии реконструкции офиолитовых бассейнов

Примечательным является чередование базальтов с пачками и линзами радиоларитов, с металлоносными в том числе, а также с глинистыми кремнями, микритовыми известняками. Габбро-гипербазитовый комплекс размещён на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации протрузивно (на конечном этапе становления). Этот малокавказский тип разрезов офиолитов существенно отличается от апеннинского, где базальты в их основании имеют стратиграфические контакты с габбро-гипербазитовым комплексом, базальты массивные и подушечные, относящиеся к толентам океанического дна, вверх по разрезу сменяются толщей радиоларитов, латерально включающей и пелагические известняки.

Различие геодинамики офиолитогенеза очевидно: стратиграфические соотношения базальтов и габбро-ультрабазитового комплекса предполагают подъём последнего ко дну бассейна (местами этот раздел представлен офиокальцитами), излияния базальтов происходили без крупных перерывов, и после истощения магматических очагов и гидротермального подтока (уровень металлоносных силицитов) длительно проявилось глубоководное кремненакопление. Напротив, в офиолитовых бассейнах Трансзакавказского геотраверса вулканизм был прерывистым, накопление кремнистых осадков в перерывах вулканической активности исчисляются от нескольких десятков до первых сотен тысяч лет (Сатиан, 1979). Эти особенности ритмики, а также субщелочная и щелочная сериальность базальтов связаны с более глубоким размещением магматических очагов, насыщенностью летучими диапиров верхней мантии и затруднённой проницаемостью подводящих магму разломов — результат чередования режимов растяжения и сжатия ("аккордеонная" тектоника).

Радиолариты офиолитовых бассейнов отла-

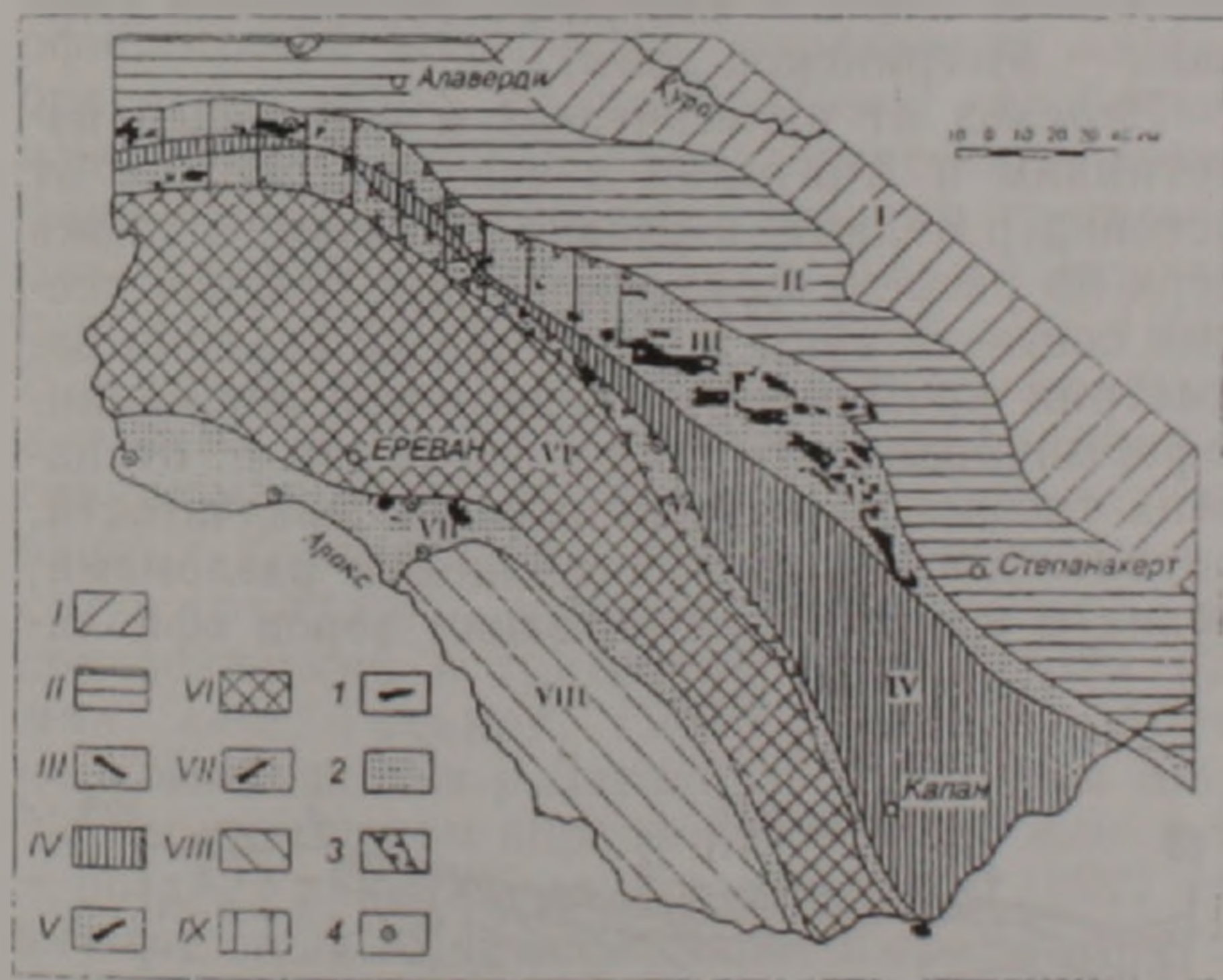


Рис 1. Схема тектонического районирования Малого Кавказа. (Составил М. А. Сатиан).

I — Предмалокавказская синклиальная зона. II — Сомхето-Карабахская антиклинальная зона. III — Севанская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона. IV — Базумо-Капанская антиклинальная зона. V — Зангезурская (Ширако-Зангезурская) офиолитовая зона. VI — Анкаван-Мегринская (Цахкунк-Зангезурская) антиклинальная зона. VII — Вединская офиолитовая зона. VIII — Урц-Джюльфинская антиклинальная зона. IX — Верилахурянская — Севанская подзона синтаксиса (восточный сегмент Эрзинджан-Севанской зоны синтаксиса). 1 — выходы базит-ультрабазитового комплекса. 2 — участки развития тектонизированных толщ офиолитовой серии и офиолитокластических отложений в составе надофиолитового чехла. 3 — зоны вероятного развития пород офиолитовой серии по геофизическим данным. 4 — скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации позднего мезозоя.

гались в условиях иных, чем современные глубоководные океанские радиоляриевые илы: в мезозойских бассейнах содержание растворённого кремнезёма было выше, поскольку значительно были объёмы базальтоидного подводного вулканизма и гидротермального подтока ко дну офиолитовых бассейнов. Сохранение радиоляритов с микритовыми известняками и известковистыми радиоляритами объяснимо лишь при допущении батиметрии этого набора осадков вблизи уровня карбонатной компенсации. В мезозойских офиолитовых бассейнах УКК размещался на меньших глубинах, чем в современных, и очевидно также, что флюктуация этого уровня зависела также от подтока глубинного CO_2 , связанного с вулканической активностью. Батиметрия этих бассейнов вряд ли превышала 2,5 км (Barrett, 1980; Сатиан, 1984).

Для индивидуализации слоёв и пачек радиоляриевых илов – осадков малых скоростей необходимы условия резко сокращённого привноса вулканокластических (в широком смысле), эдафогенных и терригенных осадков. Причину ограничений терригенной седиментации на глубинах осевой долины мы видим в развитии на краях поднятий карбонатных пород, типичных для позднеюрского времени, возникновении в структуре рифта не только краевых впадин (“отстойников”), но и склоновых приразломных ловушек, на глубине же – тектонических уступов, ограждающих осевую долину.

Латеральные вариации состава и строения офиолитов вдоль простираения шовных зон были рассмотрены неоднократно (Сатиан, 1979, 1984; Асланян, Сатиан, 1987 и др.).

Вкрест простираения развёртка отдельных чешуй в надвиговой структуре офиолитов менее расшифровывается, и всё же немало признаков смены литофаций. В Акеринском сегменте отмечены переходы от менее глубоководной, спонголитовой фации к фации радиоляритовой оси шва (Вишневская, 1984), уменьшение количества и мощностей пачек радиоляритов, резкое уменьшение в краевых разрезах шва числа и размеров выходов ультрабазитов, вплоть до выклинивания кремнисто-вулканогенной формации (Лачинский антиклинорий и др.). В Вединском бассейне карбонатно-щелочнобазальтовая ассоциация, судя по олистолитам в норугийском меланже, сменяется мелководными органогенно-детритовыми известняками.

Латеральные переходы от кремнисто-вулканогенной толщи к бортам офиолитового бассейна в Севано-Акеринской зоне (САЗ) по ряду признаков, мы полагаем, слагаются формацией плитчатых известняков, тектонически либо сближенной в пространстве с чешуями офиолитов, либо непосредственно контактирующей с ними (рис. 2). Формация плитчатых известняков относится к верхней юре-титон-неокому (Bergougnan, 1976), примерно к тому же интервалу времени, что и офиолиты. Наиболее полные разрезы формации имеются на Базумском и Севанском хребтах (Аванесян, 1975; Мандалян, 1990), в верховье бассейна р. Тертер, на Сузулукском и Багадагском хребтах (Гасанов, 1985), в восточной Ана-

толии – в районе гг. Эрзинджан и Эрзрум (Bergougnan, 1976). Блоки плитчатых известняков входят в анкарский меланж, отмечены в выходах между гг. Чанкыры и Анкара.

Известняки тонкоплитчатые, микро- и мелкозернистые, с той или иной долей остатков фораминифер, “сфер” кальпионелл и радиолярий (Аванесян, 1975; Мандалян, 1990; Bergougnan, 1976), довольно обычны кремнистые известняки, в низах разрезов района Эрзинджана отмечены прослои радиоляритов (Bergougnan, 1976). Обломочная примесь – гиалокластиты, базальты, ее минеральный состав указывают на размыв базальтовой толщи. В низах разреза скважины, в долине р. Чкнах (Базумский хр.) вскрыты редкие среди известняков потоки (?) базальтов и диабазов. Отмечается углубление обстановки накопления известняков к перидотитовому рубцу района Эрзинджана и южнее за ним – тектонический контакт с мелководными известняками Мунзурдага (Bergougnan, 1976), тем самым обозначая асимметрию строения шва. Меньшая ширина поля развития пелагических известняков (формации плитчатых известняков) реконструируется и для офиолитового шва в пределах Севанского хребта и южнее в басс. р. Акера. Однако вероятно и развитие южнонаправленных (А – субдукция) поддвигов коры на постофиолитовом, предорогенном этапе компрессии литосферы бывшего тетического пространства; на юге, в Вединской зоне компрессия сказалась в надвиге на офиолиты Аргичинского сегмента континентальной коры – северного обрамления (Анкаван – Мегринской зоны).

Переход от пелагических к неритовым известнякам в Анатолии к северу и западу от бассейна р. Келкит, в районе г. Эрзрум, а также вверх по разрезу формации, среди осадков неокома соответствуют изменениям во времени батиметрии кремнисто-вулканогенной формации. Деформированность пород формации – от пологих складок до изоклиальной складчатости, сопровождаемая многочисленными разломами, сходна с уровнем тектонизации пород офиоли-



Рис. 2. Геологический разрез выходов офиолитовой серии района г. Эрзинджана (Эрзнка). (Составлен по данным Bergougnan (1976) с упрощениями). 1. Постофиолитовый комплекс (палеоген). 2. Известняки плитчатые микро- и мелкозернистые (чимендагская толща). Верхняя юра-неоком. 3. Известняки раннего мела, мелководная фация, комплекс Мунзурдаг. 4. Эффузивно-радиоляритовая меланжированная толща. Верхняя юра-ранний мел (формация Караяпрак). 5. Вулканогенно-осадочная толща. Лейас. Формация Келкит. 6. Экструзии. 7. Серпентинизированные ультрабазиты. 8. а – основание надвигов, б – разломы.

товой серии, конечно, учитывая их разную реологию. Формация плитчатых известняков подножья континентального склона включает прослой и пачки органогенно-обломочных известняков – осадки мутьевых потоков, сносимых с верхних отметок (Мандалян, 1990; Bergougnan, 1976). Мелководным шельфовым отложениям офиолитовых бассейнов принадлежат олистолиты кристаллических известняков с остатками кораллов поздней юры-раннего мела (Гасанов, 1985).

Особо обращает внимание причастность формации плитчатых известняков к Измир-Эрзинджан-Севан-Акеринскому офиолитовому шву, который вмещает наиболее глубоководную из региональных кремнисто-вулканогенных формаций и крупные массивы серпентинизированных ультрабазитов и габбро. Формация плитчатых известняков на юге Зангезурского шва относится к менее глубоководной (Мандалян, 1990), а в центральном сегменте Вединского офиолитового шва она не обнаружена и, видимо, отсутствует (разрезы вдоль южного крыла Ерахской антиклинали и Вединского антиклинория, низовье р.Хосров).

2. О фрагментах древних офиолитов в офиолитовых швах и о геохронологическом интервале офиолитовой серии

Важная особенность строения офиолитовых швов – наличие фрагментов более древней офиолитовой ассоциации: вулканитов, габбро-брекчий, габбро, радиоляритов и галобиевых известняков, которые радиологически, а также фаунистически датируются поздним триасом – раннеюрским временем (район старого Зодского перевала Севанского хребта; Книппер и др., 1999). В пределах САЗ датировки радиологического возраста (К/Аг) по габбро-амфиболитам и секущим габбро-амфиболиты и серпентинизированные ультрабазиты габбро-пироксенитам и спессартитам указывают также на домезозойский и триасовый возраст (323–229 млн. лет; Гасанов, 1985). Возраст габбро-норитов верховья р.Левчай по изотопным Sm/Nd соотношениям определяется в 220 млн. лет – поздний триас (Богдановский и др., 1992). На юге восточного Понта формация Кюре датируется поздним палеозоем – ранним мезозоем (Ustaömer, Robertson, 1993). Южнее Эрзинджан-Севан-Акеринской зоны предполагается развитие в девоне – перми глубоководного бассейна. Наследованию крупным мезозойским океаном северной ветви Палеотетиса в Закавказье без значительных структурных перестроек и при кратковременном лишь перерыве в морском осадконакоплении, вероятно, в позднем байосе – раннем бате не противоречит схема полициклического в позднем палеозое – мезозое рифтогенеза коры (Сатиан, 1995).

Обратимся далее к формациям, предшествующим офиолитогенезу и обозначающим ранние стадии рифтогенеза в Севано-Акеринской зоне. По комплексу радиолярий и по К/Аг

радиологическому возрасту базальтов и габбро (средняя-поздняя юра) к ним возможно отнести лавы и туфобрекчии, включающие горизонты гравелитов, песчаников и карбонатных пород (севернее с.Вагазин). Эта ассоциация ранее отнесена была к нижней части офиолитового разреза (Соколов, 1977). Кремнисто-вулканогенная формация (Караяпрак) тектонически налегает на спилит-кератофировую формацию (Келкит) лейаса, верхи разреза которой слагают также угленосные и вулканокластические породы (Bergougnan, 1976). Черносланцевая арчидзорская свита Базумского хребта, скорее, также доофиолитовая (Паланджян, 1975). Они характеризуют начальные стадии рифтинга, представляя осадки южного склона Сомхетской островной дуги. В Вединской зоне доофиолитовая карбонатно-вулканогенная формация датируется уверенно по аммонитам и комплексу радиолярий келловей-берриасом (Сатиан и др., 2001). Примечательно, что формация включает диатремы щелочно-лампрофировых туфов, штоки и линзы карбонатитов доломитовой ветви, щелочные базальтоиды – индикаторы континентального рифтогенеза (Сатиан и др., 1999, 2000). Кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой серии соотносится с предшествующей по разломам и надвигам, но по разрезу повсеместно выше нее в виде покровных пластин, удаленных лишь на небольшое расстояние от офиолитовых корней и выклинивающихся к низовью долины рр Манкук (Кюсуз) и Спитак-джур.. В выходах в бассейне р.Веди она датируется валанжином-барремом, возможно, до апта включительно (радиологические К/Аг датировки и по комплексу радиолярий). Реликтовая зона спрединга Вединского бассейна предполагается (Сатиан и др., 2001) вдоль полосы рассланцованных вулканитов и серпентинизированных гарцбургитов и габбро, тянущейся от верховья р.Веди на СЗ до верховья правого ее притока, р.Манкук (Кюсуз). В Севано-Акеринской зоне спрединг (офиолитогенез) начался раньше, вероятно, с титона – времени накопления наиболее глубоководных типов известняков сопредельной с офиолитами на профиле бассейна формации плитчатых известняков.

Время выдвижения офиолитов и формирования офиолитокластов в САЗ определяется сеноманом по обилию в осадках офиолитокластиков (Соколов, 1977), тогда как в Вединской зоне в отложениях сеномана-турона встречаются лишь единичные зёрна хромшпинелидов. Следовательно, и компрессия офиолитовых бассейнов САЗ и Вединской зоны не одновременна.

Не менее спорно время компрессии офиолитовых бассейнов.

Альб-позднемиоценовые вулканогенно-осадочные мелководные формации Севано-Акеринской и Вединской офиолитовых зон обособляются от глубоководной кремнисто-вулканогенной формации, относимой к офиолитовой серии по ряду признаков: мелководной средой накопления, дифференцированностью вулканитов от базальтового состава до дацитового и риолитового (САЗ) и от щелочнобазальтового до трахиандезитового и трахитового – в Вединской зоне (Сатиан, 1979).

Сатиан и др., 2001), высоким индексом эксплозивности, сонахождением вулканических пород с карбонатными и терригенными, и изредка лишь с радиоляритами. В поперечном пересечении офиолитовых швов некоторые из выходов этой формации пространственно разобщены от кремнисто-вулканогенной формации с признаками латеральных вариаций состава и строения. В совмещённых пространственно толщах они разобщены разломами, либо также офиолитокластическими отложениями с карбонатным цементом (бассейн р.Хосров, Вединская зона). Очевидна и меньшая деформированность позднемеловых формаций, весьма редки и по размерам малы протрузии серпентинитов. Габбро нередко щелочной серии, обнаружены горячие контакты габбро с радиоляритами и известняками (Севанский хр.). По этим признакам, обособляющим позднеюрскую – раннемеловую кремнисто-вулканогенную формацию от позднемеловой вулканогенно-осадочной формации, последнюю, мы полагаем, следует выделить из офиолитовой ассоциации. Геодинамика ее возникновения требует дальнейших исследований.

Очевидна прерывистость выходов офиолитовых швов, наличие погребённых, "слепых" офиолитов. Севано-Акеринский шов включает сектора: Акеринский и Севанский, Таурагачайский, Базумский и Амасийский, разобщённые крупными поперечными зонами разломов. Крупный сегмент «слепых» офиолитов располагается в междуречье рр Дебед и Агстев. Вединский офиолитовый шов состоит из погребённых кулис – Нахичеванской, Вайоцзорской, Центральной и Армавирской. Последняя относительно Центральной, по-видимому, смещена Разданским глубинным разломом. Выходы офиолитов относятся лишь к Центрально-Вединскому сегменту.

Размеры серпентинизированных ультрабазитов характеризуют масштабы спрединга. При серпентинизации они представляют "тяговую" силу воздымания, включая и вмещающие их толщи: формируются горст-антиклинальные структуры с офиолитовым ядром, которые как зачаточные структуры осложняются к концу офиолитового этапа, но главным образом на постофиолитовом этапе серией надвигов. В погребённых, "слепых" фрагментах офиолитов включения больших масс мантийных диапиров мало вероятны (единичные глубокие скважины как будто подтверждают эту версию). Параавтохтоны серпентинизированных ультрабазитов, длительно протрузивно внедряясь, подпитываются мантийным веществом из корней – примером являются офиолитовые швы большей части Передней Азии. Напротив, протрузии из аллохтонов мало вероятны, чему служит пример лигурийских офиолитов.

Одна из примечательных особенностей – сближенное положение офиолитовых швов – Севано-Акеринского и Зангезурского в западном их сегменте. Зангезурский офиолитовый шов маркируется полосой офиолитокластических конгломератов вдоль Гиратахского разлома, тектоническими блоками пелагических плитчатых известняков и спилитов в зоне встречных надвигов

вдоль г.Хуступ и разлома в бассейне р.Агандзугет (Сатиан, 1979). К офиолитам могут быть отнесены метаморфиты вдоль контакта с Мегринским плутоном на основании парагенезов: metabазальты, метагаббро, кварциты (петрографические данные Б.М.Меликсетяна, В.А.Агамаляна и др.), а также по выходам офиолитов в правобережной части долины Аракса, включающих и серпентиниты (Berberian et al., 1981). Наличие вдоль всей этой полосы сквозькоровой зоны разлома подтверждается геофизическими методами (Асланян и др., 1977). На остальном к югу значительном пространстве офиолиты погребены под мощным сенон-кайнозойским комплексом, предполагается резкое сворачивание шва на восток вдоль долины Аракса, и надо ожидать продолжение его вдоль предэльбурсских надвигов с выходами южнее Сабзевара.

К северу от Зангезура офиолиты вскрыты структурной скважиной на южном берегу оз. Севан, у с.Карчахпюр фиксируются сейсмопрофилированием вдоль южного берега озера и по вторичным ореолам рассеивания магния и хрома в донных осадках оз.Севан, по структуре дна шов прослеживается к северной окраине озера с выходами в долине р.Дзкнагет (Геология Севана, 1994), далее выходы габброидов и офиоальцитов трассируются у с.Фиолетово и западнее, к выходу офиолитов у с.Кармракар. Продолжение шва, маскируемое продуктами новейшего вулканизма Карского плато, можно предполагать к крупному разделу между Анатолидами и структурами северной границы Таврид (г.Мунзурдаг). Вся эта зона сближенного с Севано-Акеринским швом размещения офиолитов представляет офиолитовый меланж, отчетливо фиксируемый и сейсмическим профилированием (ст. "Земля", "Черепаша" и профилем ГСЗ Армаш-Спитак-Джавахет). Отличие литофаций кремнисто-вулканогенной формации западных фрагментов Севано-Акеринского и Зангезурского (Ширакского сегмента) швов, разделенных мелководным вулканогенно-осадочным мезозоем, в совокупности с результатами сейсмического профилирования указывают на первично сближенное положение офиолитовых бассейнов, полистадийно компрессированное с главной фазой на границе раннего и позднего мела.

3. К проблеме современных гомологов офиолитовых бассейнов мезозоя

Из сопоставления офиолитовых разрезов с вулканитами и осадками современных малых и крупных океанических бассейнов параллели с задуговыми бассейнами активной периферии океанов наименее вероятны. Субщелочные и щелочные базальты офиолитов, судя по парагенезу с радиоляритами, изливались в бассейнах более ультракотловинных сравнительно с современными бассейнами активных окраин океанов. Вулканокластика, вулканотерригенные и терригенные осадки, характерные для этих бассейнов, в офиолитах развиты весьма ограниченно. Не обнаруживается сходство и с осадками океанического дна: красная глубоководная глина и Mn-Fe

конкреции дна современных океанов среди офиолитов отсутствуют, кремнисто-глинистые отложения тесно ассоциируют с радиоляритами и вулканитами, примечательно их наибольшее развитие в краевых, менее глубоководных разрезах офиолитов. Сопоставление со срединно-океаническими хребтами показывает, что по петролого-геохимическим исследованиям (Цамерян и др., 1999) среди офиолитов весьма не часты толентовые базальты типа TOP-1, характерные для современных СОХ. Подобные же петролого-геохимические выводы следуют из анализа многих других разрезов для всего тетического пространства (Rocci et al., 1975).

От офиолитовой ассоциации существенно отличаются и осадки пригребневых частей СОХ, преимущественно карбонатные. В региональных офиолитовых разрезах очень редки эдафогенные и турбидитовые осадки.

Надо полагать, что ритмика вулканизма СОХ, относимая к фазам структурной перестройки, ничего общего не имеет с "аккордеонной" тектоникой (растяжение-сжатие) малых океанических бассейнов мезозоя области Тетис.

Далее, на поперечном профиле современных межконтинентальных рифтов красноморского типа офиолитовая кремнисто-вулканогенная формация условно займёт осевую долину, отгороженную тектоническими уступами от остального глубоководья, хотя петрохимическая серийность офиолитовых базальтов сходна с таковой рифтовой осевой долины, но отмечаются более высокие скорости и карбонатный профиль осадконакопления в Красном море; более существенны, конечно, различия в этапности развития, в особенностях эволюционного перехода континентальной коры в океанскую (Альмухамедов и др., 1985; Сатиан, 1984). Нестационарность развития кайнозойских рифтов красноморского типа и СОХ (Альмухамедов и др., 1985; Грачев, 1987), как видно, свойственна и офиолитовым рифтам Мезотетиса, при том, что главная фаза их раскрытия от западного сектора к центральному датируется от средне-позднеюрского времени к раннемеловому, а на востоке (Сев. Иран) – позднемеловым временем.

Итак, даже беглое сопоставление приводит к выводу о своеобразии формаций и морфологии офиолитовых бассейнов региона (подробнее эти вопросы рассмотрены, Сатиан, 1984; Асланян, Сатиан, 1987).

Основные выводы

Пространственная и по ритмике накопления сопряженность офиолитогенеза и карбонатной седиментации (формация плитчатых известняков) свидетельствует о возникновении и последующем тектоническом размещении офиолитов Севано-Акеринского шва в том же бассейне. Компрессия коры бассейнов сместила офиолиты относительно корней. Все же региональная геология и сейсмическое профилирование (Егоркина и др., 1976), высокая тектоническая активность швов на предфлишевом (поздний сенон), флишевом (даний-эоцен) и молассовом (олигоцен-

голоцен) этапах, а также очевидная принадлежность большинства очагов катастрофических землетрясений ($M \geq 5.5$) офиолитовым швам (Сатиан, 1995) указывают на малую амплитуду смещения офиолитов, представляющих преимущественно параавтохтоны. Эти выводы в еще большей мере подтверждаются геологией остальных двух офиолитовых швов региона.

Развитие каждого офиолитового рифта происходило автономно, и на начальном этапе рифтогенез предопределён мантийным диапиризмом (активный рифтогенез), который далее уступает свою ведущую роль кинематике (сближению) литосферных плит обрамления Мезотетиса и малых промежуточных литосферных плит. Реакция коры рифтовых бассейнов на сжатие в значительной мере предопределялась объёмами масс серпентинизированного мантийного вещества – пластификаторов, наибольших в коре Севано-Акеринского бассейна. Из проведенного литодинамического анализа офиолитовых бассейнов следует весьма малая достоверность взаимосвязанных по времени их раскрытия процессов "спрединг-субдукция". В эволюции даже наиболее крупного из них – Севано-Акеринского становление зрелого срединного хребта, видимо, так и не состоялось. Взаимодействие литосферы раскрывавшегося рифта с расположенной к северу Сомхето-Карабахской островной дугой, по одному из более вероятных сценариев, выразилось в поддержании северонаправленной субдукции более древней, позднепалеозойской-раннемезозойской океанической коры, с чем, в основном, и связана латеральная лито-формационная зональность и среднеюрская (система вулканических островов), и более поздняя, до раннемелового времени включительно.

ЛИТЕРАТУРА

- Аванесян А.С. К вопросу о присутствии неоком-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, №5, 1975.
- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985, 191 с.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, 1977, №4, с.220-226.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 157 с.
- Богдановский О.Г., Закарнадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К. и др. Sm-Nd возраст габброидов толентовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. ДАН РФ, 1992, т.327, №4-6, с.566-569.
- Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984, 120 с.
- Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985, 240 с.
- Геология Севана. Ереван: Изд. НАН РА, 1994, 181 с.
- Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм. М.: Недра, 1984.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987, 285 с.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.И. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, 1976, №3, с.127-133.

- Книппер А.Л., Рикун Л.Э., Деркур Х.С. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис. В кн.: История океана Тетис. М.: Изд. АН СССР, 1987, с.94-103.
- Книппер А.Л., Сатян М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского перевала (Закавказье). Стратиграфия, геологическая корреляция. 1997, №3, с.58-65.
- Мандзян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седиментолитолиз Армении. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1990, 173 с.
- Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука. 1979.
- Палаццьян С.А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1975, №5, с.14-27.
- Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1979, 168 с.
- Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1984, 173 с.
- Сатян М.А. Зоны полициклического рифтогенеза в сеймотектонической зональности Армении. ДНАН РА, 1995, т.95, №2, с.108-111.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, N2-3, 1999, с.14-21.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. ДНАН РА, т.100, N2, 2000, с.159-164.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х. О геологическом строении и к минерализации лампрофировых диатрем Вединской зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N1-2, с.14-24.
- Сатян М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях верховья бассейна р.Веди (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, №2, с.6-11.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 91 с.
- Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В. и др. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов. Геохимия, 1988, №8, с.1140-1158.
- Barrett T.J. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy, "Ofioliti", №2/3, v.5, 1980.
- Berberian B, Amidi S.M., Babakhani A. Discovery of the Qaradagh ophiolite belt: the southern continuation of the Sevan-Akera (Little Caucasus) ophiolite belt in northwestern Iran (Ahar quadrangle); a preliminary field note. Geol. Surv. of Iran, internal report, 1981, 15 p.
- Bergougnan H. Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kalkit (North-East l'Anatolie). Bull.Soc.geol. France. 1976, v.18, №3, pp.675-686.
- Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. The duality of Tethyan ophiolites. Petrology 1, 1975, pp.172-174.
- Ustaomer T., Robertson A.H.T. A Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Euroasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. Geological journal, 1993, v.28, pp.219-238.

ԱՆԴՐԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՄԵԶՈԶՈՅԱՆ ՕՓԻՈԼԻԹԱՅԻՆ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԸ

Մ. Ա. Սաթյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկված են օֆիոլիթների առաջացման փոքր սպրեդինգային ավազաններում լիթոֆորմացիոն չափանիշները: Տարածքային անցումը սալիկաձև կրաքարերի ֆորմացիային, օֆիոլիթների պարաավտոխտոն տեղադրվածությունը ավազանների սեղմման արդյունքում: Ավազանների զարգացումը, տարատեսակները և համեմատությունը ժամանակակից օվկիանոսային ավազանների հետ:

MESOZOIC OPHIOLITE BASINS OF THE TRANSCAUCASIAN GEOTRAVERSE

A. A. Satian

Abstract

Ophiolite origin within minor spreading basins, lateral transition into formation of platy limestones, ophiolite parautochthonous displacement, comparison with some contemporary oceanic basins are discussed.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РОДА *BOLIVINA* ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЕНИИ

© 2005 г. Ф. А. Айрапетян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 05.11.2004 г.

В статье приводятся краткое описание и распространение представителей видов и их подвидов – *Bolivina antegressa*, *Bolivina nobilis* и *Bolivina gracilis*. Морфологические изменения этих видов в палеогене на территории Армении связаны с приспособлением к новым биомическим условиям с увеличением содержания кислорода в водах морского бассейна от позднего эоцена до раннего олигоцена, которые, вероятно, вызваны регрессией Тетиса. В статье приводится также описание некоторых других видов этого рода: *B. budensis* (Hantken), *Bolivina* sp. nov., *B. denticulata* Bandy, *Bolivina* sp. nov., *Bolivina* sp. nov. и *Bolivina* sp. nov., впервые найденных в отложениях палеогена на территории Армении. Стратиграфическое положение последних видов и вида *B. quasi plicata Subbotina* (который также нами впервые найден на территории Армении, но описание и фото в статье не приводятся) остается пока не выясненным.

Представители рода *Bolivina* d'Orbigny, 1839 (= *Grammostomum* Ehrenberg, 1839) в отложениях палеогена на территории Армении имеют широкое распространение в Ереванско-Ордубадской тектонической подзоне (Урц-Айодзорском антиклинорие, Ехегнадзорском (Арпинском) и Ереван-Вединском синклиниях). *Bolivina* sp. nov. впервые найден в палеоценовых отложениях Армении, а другие виды встречаются в верхнем эоцене и олигоцене. Из представителей этого рода в палеоценовых отложениях большой интерес представляет вид *Bolivina antegressa Subbotina*. На Северном Кавказе этому виду придавалось особое значение, так как по его появлению проводилась граница между верхним эоценом и нижним олигоценом. На территории Армении *Bolivina antegressa Subbotina* встречается в эоценовых и олигоценых отложениях. Н.А. Саакян-Гезалян (1957, 1960), изучая вид *Bolivina antegressa Subbotina* в ряде разрезов, наметила некоторые закономерности морфологических признаков, что позволило ей выделить разные по строению раковины, приуроченные к определенным стратиграфическим единицам. Среднеэоценовый подвид – *Bolivina antegressa angulata Sahakjan-Gezaljan* имеет мелкие размеры, раковина снабжена килем, камеры низкие, плоские, угловатые. Этот подвид продолжает свое существование до средней части разреза верхнего эоцена. В верхах верхнего эоцена и в низах нижнего олигоцена ею обнаружен *B. antegressa interposita Sahakjan-Gezaljan*, а подвид *B. antegressa dentata Sahakjan-Gezaljan* был отнесен только к нижнему олигоцену. Раковины последнего подвида, по сравнению с древними подвидами, имеют более высокие и вздутые камеры и снабжены боковыми отростками, придающими камерам седловидный характер. У *B. antegressa interposita* наблюдаются варьирующие признаки раннего и позднего типов строения. Вероятно, *Bolivina antegressa Subbotina*, описанный Н.Н. Субботиной из Крымско-Кавказской области (1953), является промежуточным подвидом. Детальные исследования фаунистически наиболее богатых палеоценовых разрезов южных районов Армении, таких как у сс. Ахнджадзор, Шаган, Урцадзор, Ланд-

жар и Веди, не привели к обнаружению в палеоцене и нижнем эоцене *B. antegressa Subbotina* и его подвидов. В разрезах у сс. Азатек, Малишка, Агаракадзор, Ахавнадзор, Ринд, Ланджар, Лусахох, Шаган, Урцадзор, Шорахбюр, Ацаван имеется массовое развитие *B. antegressa Subbotina* совместно с подвидами. В разрезах палеогена северных районов Армении лишь в зоне Базумского хребта около гор Степанавана в нижнеолигоценых отложениях были выявлены немногочисленные *B. antegressa interposita Sahakjan-Gezaljan* и *B. antegressa dentata Sahakjan-Gezaljan*. Раковины *B. antegressa angulata* встречаются в самых верхах разреза среднего эоцена, в отложениях зон *Hantkenina alabamensis* и *Truncorotaloides rohri*, *Nummulites perforatus* и в горизонте *Nummulites gizehensis*, а также в низах верхнего эоцена и в отложениях зон *Globigerapsis semi-involuta*, соответственно нуммулитового горизонта *Nummulites millecaput* и в дискоцилиновых слоях. Раковины промежуточного подвида *B. antegressa interposita* встречаются в верхнем эоцене в зонах *Globorotalia cocoaensis* и *Globorotalia centralis-Globigerina gortanii*, соответственно нуммулитовой зоны *Nummulites fabianii* и частично в низах нижнего олигоцена. Раковины *B. antegressa dentata* выявлены только в отложениях нижнего олигоцена – в зонах *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*, что соответствует нуммулитовым зонам *Nummulites fabianii retiatus*, *Nummulites intermedius* и *N. vascus*.

В южной части Испании, в бассейне Помпана найден только *B. antegressa angulata Sahakjan-Gezaljan*, который приурочен к верхам среднего эоцена, остальные два подвида не обнаружены. На территории северной Италии, как и на территории Армении, этот подвид встречается со средней части разреза среднего эоцена, а *B. antegressa interposita Sahakjan-Gezaljan* появляется лишь в нижней части разреза верхнего эоцена. Эти данные показывают, что изучение указанного вида и его подвидов важно для проведения границы не только между верхним эоценом и олигоценом, а также между средним и верхним эоценом.

Кроме стратиграфического значения, *B. antegressa* и его подвиды могут быть индикаторами среды морского бассейна. По мнению Н.А. Саакян-Гезалян, изменения морфологических признаков *B. antegressa Subbotina* от среднего эоцена до нижнего олигоцена — появляющиеся у них в верхнем эоцене боковые отростки на нижних краях камер являются признаками приспособления к новым биономическим условиям. Однако какими были эти изменения в морском палеобассейне тогда не было известно.

Во всех разрезах палеогена Армении представители рода *Bolivina* встречаются с перерывами, что означает изменение содержания углекислорода, солености, кислорода и других химических элементов, связанных с проявлением вулканизма, а также с тектоническими движениями и изменением глубины морского бассейна. Все эти изменения могут время от времени отрицательно воздействовать на их существование. Важным этапом в изменении состава осадков и появлении новых геоструктурных элементов является средний эоцен, когда возникли и начали бурно действовать многочисленные вулканы. В лютетское время территория северной Армении повсеместно была ареной мощных вулканических вспышек (Саркисян, 1965). Здесь условия не благоприятствовали развитию не только бентоса, но и планктона. На территории северной Армении вулканическая деятельность продолжалась также и в позднем эоцене, только в северо-восточной части она прекратилась в раннебартонском веке, и в бассейне расселились отдельные нуммулитиды. Как уже отметили, представители рода *Bolivina* на территории Армении появлялись именно тогда, когда прекращались или были немногочисленны вулканические действия. Позднее устанавливаются благоприятные условия для их расцвета и даже появляются новые их виды, как например в нижнеолигоценовых глинах около с. Малишка. Необходимо отметить также, что представители указанного рода обнаружены исключительно в глинистых породах, т.к. на глубине 300-500 м морского бассейна наиболее благоприятные условия для их существования. На основании литологических исследований А.А. Садоян (1989) считает, что в приабонском веке море с наибольшей глубиной до 500 м занимало значительную часть территории Армении (расположенной к юго-востоку от Урцского, Аргичийского палеовыступов, в том числе и в пределах нынешней Нахичеванской АССР), где были распространены представители указанного рода. Климат палеобассейна в среднеэоценовое, позднеэоценовое и раннеолигоценовое время был в основном тропическим — субтропическим. По данным Н.А. Ясаманова (1978), температура морского бассейна в средне- и позднеэоценовое время была от 20 до 29,7°C, а в раннеолигоценовое время, судя по раковинам моллюсков Малого Кавказа, равнялась приблизительно 17-18°C. Несмотря на некоторое похолодание морского бассейна в раннеолигоценовое время, о чем свидетельствует также появление некоторых холодноводных родов, очень многие теплолюбивые бентосные фораминиферы продолжают свое существование,

в том числе и представители рода *Bolivina*. В конце раннего-среднего олигоцена в разрезе у с. Шорагбюр встречаются разнообразные коралловые полипы, гастроподы и нуммулитиды. Совместно с ними появляются также теплолюбивые мелкие бентосные фораминиферы. Учитывая все эти данные, можно предполагать, что в конце раннего-среднего олигоцена температура морского бассейна снова поднимается от 18 до 22°C. Представители рода *Bolivina*, совместно с другими фаунистическими комплексами, являются стеногалинными, стенотермными организмами, обитавшими в теплых морских водах с нормальной соленостью и газовым режимом. Позднее, когда итальянские и испанские микропалеонтологи, детально изучив вид *B. antegressa Subbotina* и его подвиды, описание которых дала Н.А. Саакян-Гезалян (Bolli, 1973; Grunig et al., 1985, 1980), обнаружили, что их морфологические изменения от среднеэоценовых до раннеолигоценовых связаны с увеличением содержания кислорода в морском бассейне. В палеогене Армении также изменились условия среды обитания от низкокислородной известковой к глинисто-песчанистой, более насыщенной кислородом, что обеспечило более устойчивое строение и дальнейшее существование этого рода фораминифер.

Особенно важно для палеоэкологических реконструкций в регионе распространение и развитие *Bolivina nobilis Hantken* и *Bolivina gracilis Cushman*. К *Bolivina nobilis Hantken* (табл. 1, рис. 4) относятся те формы, длина раковины которых превышает 0,5 мм и которые имеют хорошо выраженные ребра в начальной половине раковины. У некоторых экземпляров, с длиной раковины меньше 0,45 мм, вдоль оси раковины протягиваются почти параллельные маленькие ряды камер, а ребра отсутствуют. Эти раковины идентичны голотипу *Bolivina gracilis Cushman* (табл. 1, рис. 6). Между этими видами выделяется промежуточная форма — *B. nobilis-gracilis*, раковина которой меньше 0,5 мм и в начальной части развития раковины могут быть видны хорошо выраженные ребра (табл. 1, рис. 5). Послойное изучение разрезов Армении показало изменчивость морфологических признаков подвидов по восходящему разрезу. В среднем эоцене *B. nobilis* и его подвиды отсутствуют, они имеют широкое распространение в верхнем эоцене и в средней части нижнего олигоцена. В верхней части разреза нижнего олигоцена количество их уменьшается, в единичных экземплярах встречаются только маленькие экземпляры раковин *B. gracilis Cushman*. Типичный *B. nobilis Hantken* начинает свое существование с нижней части зоны *Globorotalia cocoaensis* и в зоне *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*. Здесь наряду с этим видом единично обнаружен также *B. nobilis-gracilis*. *Bolivina nobilis* встречается во всех разрезах верхнего эоцена Ехегнадзорского (Арпинского) и Ереван-Вединского синклиналиев, а промежуточный вид и *B. gracilis* в немногочисленном количестве выявлены только в нижнеолигоценовых разрезах около сс. Малишка, Ацаван и Шорагбюр.

Итальянские палеонтологи (Grunig et al.,

1985, 1980), сравнивая *B. nobilis* Hantken бассейна северной Италии с современным *B. argenta* Lutze и его подвидами из южной Калифорнии — стройными, длинными раковинами с отчетливыми ребрами в начальной ее части, живущими в низкокислородной среде, находят, что в северной Италии также изменилось содержание кислорода, в связи с чем выявлены разновидности *Bolivina nobilis*. Наблюдения над изменениями морфологических признаков боливинид от верхнего эоцена до нижнего олигоцена на территории Армении показали, что исчезновение ребер, уменьшение и расширение раковин являются признаками приспособления к новым биоэкономическим условиям. Эволюция этих таксонов от стройных, длинных форм до широких связана с увеличением кислорода в водах бассейна раннего олигоцена при регрессии Тетиса.

Подтверждением этому служат и другие палеонтологические данные:

— В нижнем олигоцене появляются и расцветают виды разнообразных мелководных мелких бентосных фораминифер, таких как *Nonion*, *Miliolida*, *Quinqueloculina*, *Melonis*, *Epistommina*, *Valvulineria* и других родов.

— От верхней части разреза среднего эоцена до олигоцена уменьшается количество планктонных фораминифер и увеличиваются количество и видовой состав мелких бентосных фораминифер.

— В верхней части разреза нижнего олигоцена выявляются остатки моллюсков, кораллов, морских ежей, количество которых возрастает к верхам разреза.

Отметим также, что кроме рассмотренных видов представителей рода *Bolivina* на территории Армении впервые найдены *Bolivina quasi-plicata* Subbotina, *Bolivina* sp, nov, *B. denticulata* Bandy, *Bolivina* sp, nov, *Bolivina* sp, nov, *Bolivina* sp, nov и *B. budensis* (Hantken), *B. denticulata* Bandy (табл.2). Ниже приводится описание этих видов (кроме вида *B. quasi-plicata* Subbotina, который нам не удалось сфотографировать). Фотографирование проводилось в лаборатории ИГН НАН Армении А.Чарухчяном, которому автор выражает искреннюю благодарность.

Bolivina budensis (Hantken)

Табл.1 рис.8

1875. *Textularia budensis* Hantken, Mitt. Ung. Geol. Anstalt., т.4, с.67, табл.XV, рис.1

1937. *Bolivina budensis* Cushman, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., Srec. Publ., N 9, с.47, табл.6, рис.21-23.

1938. *Bolivina advena* Субботина, Труды ВНИГРИ, Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии, Ленгостоптехиздат, с.96, табл.IX, рис.1, 2.

1953 *Bolovina budensis* Субботина, Труды ВНИГРИ, Микрофауна СССР,

Ленгостоптехиздат, с. 223, табл.X, рис.8,9.

ОПИСАНИЕ. Раковина маленькая, клинообразная, суженная и уплощенная у начального конца, расширенная и значительно утолщенная у устьевого. Периферический край острый. Камеры расположены двухрядно, быстро возрастают по размерам. Начальные камеры маленькие, почти не различимы, а последние занимают почти 1/3

часть раковины. Насчитывается 6-7 камер в ряду. Швы полукруглые, углубленные. Устье удлиненное, петлевидное. Стенка гладкая или тонкопористая.

ДИАМЕТРЫ. Длина — 0,25 мм. Ширина — 0,15 мм.

СРАВНЕНИЕ. От представителей *B. advena* Cushman отличаются полукруглыми, более углубленными швами, у последних они мелковолнистые.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Представители *Bulimina budensis* (Hantken) широко распространены в верхнеэоценовых отложениях Северного Кавказа, в верхнеэоценовых отложениях Крыма (Симферополь) и одновозрастных отложениях на территории Грузии и Азербайджана.

Этот вид известен также в верхнеэоценовых отложениях Венгрии и Франции.

На территории Армении представленный вид найден в разрезах верхнеэоценовых и олигоценовых отложений около сс.Ланджар, Лусахбюр, Ацаван и Малишка.

Bolivina sp, nov.

Табл.1, рис.7

ОПИСАНИЕ. Раковина маленького размера, сильно сжатая, в длину почти в два раза больше ширины. Периферический край от почти ровного до слегка волнистого, на последних стадиях развития раковины — закругленный. Камеры расположены двухрядно, выражены нечетко, многочисленны (число их достигает 8-9 в каждом ряду). Высота камер примерно в три раза меньше их ширины, кроме последней камеры, высота которой почти равна их ширине. Первая камера хорошо заметна, шаровидная. Последняя камера сильно выдается вверх. Размеры камер возрастают постепенно. Септальные швы простые, прямые. Срединный шов неравномерно зигзагообразный. Стенка очень мелкопористая или гладкая. Устье в виде узкого овала протягивается почти по всей устьевой поверхности — внутренней стороне последней камеры.

ДИАМЕТРЫ. Длина — 0,17 мм. Ширина — 0,10 мм.

СРАВНЕНИЕ. Характерным признаком этого вида являются вытянутая оваловидная форма раковины и камеры, имеющие неправильную форму.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. На территории СНГ представители этого вида не обнаружены.

На территории Армении представленный вид немногочисленен, обнаружен из разрезов палеоценовых отложений около гор. Веди (у развалины с.Карабахлар).

Bolivina denticulata Bandy, 1949

Табл. I, рис. 9

1949 *Bolivina denticulata* Bandy, Bull. Amer. Paleont. 32, N 131, с.126, табл.25, рис.3.

1975 *Bolivina denticulata* Bolli, Basel, Monografia Mikropal. Sul Paleocene e l'Eocene, di Possagno, Provincia di Treviso, Italia, т.97, с.106, табл.5, рис.8.

ОПИСАНИЕ. Раковина среднего размера, в длину почти в два раза больше ширины. Периферический край неровный, на последних стадиях развития раковины — закругленный. Камеры отчетливые, многочисленные (число их достигает



1 *Bolivina antegressa angulate* Sahakjan-Gezaljan, x 200, с. Ланджар, средний эоцен (вид сбоку). 2 *Bolivina antegressa interposita* Sahakjan-Gezaljan, x 200, с. Малишка, верхний эоцен (вид сбоку). 3 *Bolivina antegressa dentata* Sahakjan-Gezaljan, x 200, с. Малишка, олигоцен (вид сбоку). 4 *Bolivina nobilis* Hantken, x 130, с. Малишка, верхний эоцен (вид сбоку). 5 *Bolivina nobilis-gracilis*, x 130, с. Малишка, олигоцен (вид сбоку). 6 *Bolivina gracilis* Cushman, x 130, с. Шорахбюр, олигоцен (вид сбоку). 7 *Bolivina* sp., x 200, г. Веди, верхний палеоцен (вид сбоку). 8 *Bolivina budensis* (Hantken), x 200, с. Малишка, верхний эоцен (вид сбоку). 9 *Bolivina* sp., nov., x 200, с. Ацаван, олигоцен (вид сбоку). 10 *Bolivina denticulata* Bandy, x 200, с. Малишка, верхний эоцен (вид сбоку). 11 *Bolivina* sp., nov., x 130, с. Малишка, верхний эоцен (вид сбоку). 12 *Bolivina* sp., nov., x 200, с. Малишка, верхний эоцен (вид сбоку).

ный шов в начальной части незаметный, потом быстро зигзагообразно возрастает. Стенка очень мелкопористая или гладкая. Устье типичное для рода.

ДИАМЕТРЫ. Длина – 0,12 мм. Ширина – 0,10 мм.

СРАВНЕНИЕ. *Bolivina sp.*, nov. от представителей всех других видов отличается очень маленьким размером раковины. Характерным признаком этого вида являются малочисленные камеры, имеющие клинообразно-вздутую форму, придающую периферическому краю неравномерно – закругленный вид.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. На территории СНГ представители этого вида не обнаружены.

На территории Армении представленный вид немногочисленно обнаружен из олигоценовых отложений около с. Ацаван.

Bolivina sp., nov.

Табл. 1, рис. 11.

ОПИСАНИЕ. Раковина маленькая, удлиненно клинообразная, почти в три раза больше в длину, чем в ширину. В каждом ряду у нее насчитывается 8-9 камер. Первая камера шаровидная, последние две камеры сравнительно большие по размеру, суженно-шаровидные. Размеры камер возрастают постепенно. Высота камер на ранних стадиях развития раковины примерно в два раза меньше их ширины. У последних 2-3 камер высота почти равна их ширине. Периферический край округленный. Септальные швы полукруглые, выгнутые к устьевому концу, слегка углубленные. Срединный шов неравномерно зигзагообразный, неуглубленный, намечается слабо. Стенка грубопористая. Устье петлевидное.

ДИАМЕТРЫ. Длина – 0,39 мм. Ширина – 0,13 мм.

СРАВНЕНИЕ. От представителей других видов *Bolivina* он отличается общим видом, грубопористой стенкой раковины, шаровидными последними 2-3 камерами, неравномерно зигзагообразно возрастающим срединным швом.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. На территории Армении представленный вид также в небольшом количестве найден из верхнеэоценовых отложений разреза около с. Малишка.

Bolivina sp., nov.

Табл. 1, рис. 10.

ОПИСАНИЕ. Раковина маленькая ланцетовидная. В каждом ряду у нее насчитывается 11-12 прямоугольных камер. Первая камера шаровидная, последние две камеры сравнительно большие по размеру, их ширина почти равняется высоте. Размеры камер возрастают постепенно. Периферический край округленный. Септальные швы простые, прямые, углубленные. Срединный шов зигзагообразный. Стенка гладкая или очень мелкопористая. Устье типичное для рода.

ДИАМЕТРЫ. Длина – 0,31 мм. Ширина – 0,08 мм.

СРАВНЕНИЕ. От представителей *Bolivina martini* Pijpers данный вид отличается общим видом раковины. Он очень похож на *Bolivina oligocenica* Spandel, который имеет значительно вытянутые раковины и обладает почти в два раза большим числом камер. От представителей *B. microlancetiformis* Subbotina, раковины которых очень тонкие и прозрачные, рассматриваемый вид отличается мелкопористой, а в некоторых экземплярах даже крупнозернистой, непрозрачной стенкой раковины, а также более крупной раковиной.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. На территории Армении представленный вид также в небольшом количестве найден из нижнеолигоценовых отложений разреза около с. Малишка.

Bolivina sp. и *Bolivina sp.* отличаются от других видов рода *Bolivina* своими вздутыми камерами. Возможно, они принадлежат к другому роду бентосных мелких фораминифер.

ЛИТЕРАТУРА

- Саакян-Гезальян Н.А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1957, 70 с.
- Саакян-Гезальян Н.А. К вопросу изучения зоны *Bolivina antegressa* в третичных отложениях юга СССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 1960, т. XIII, N2.
- Садоян А.А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989, 287 с.
- Саркисян О.А. Стратиграфия Севано-Ширакского синклиория. Ереван: Изд. Гос ун-та, 1965, 150 с.
- Субботина Н.Н. Ископаемые фораминиферы СССР. Глобигериниды, ханткениниды и глобороталиды. Тр. Всес. нефт. научн.-исслед. геологоразвед. ин-та, н. сер., вып. 76, 1953, 250 с.
- Субботина Н.Н., Волошинова Н.А., Азбель А.Я. Введение в изучение фораминифер. Тр. Всес. нефт. научн.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1981, 170 с.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978, 224 с.
- Bolli H.M. Monografia Micropaleontologica sul Paleocene ed'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia.- Schweizerische Paleontologische Abhandlungen Memories suisses de Paleontologie. Bazel, 1973, 224 p.
- Grunig A. Sistematical discription of Eocene bentonic foraminifera of Possagno. Padova, 1985, 170 p.
- Grunig A., Herb R. Paleontology of late Eocene bentonic foraminifera from Possagno. (Treviso-Northern Italy). Univer. Padova, 1980, 220 p.
- Loeblich A.R., Tappan H. Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. C. Protista 2, Sarcodina shiefly Thecamoebians and Foraminiferida v. 1,2, Kansas Press, 1964, 800 p.

BOLIVINA ՍԵՌԻ ՀՆԱԷԿՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ԵՎ ՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏԱՎԱԾՔՆԵՐԻՈՒՄ

Ֆ. Ա. Հայրապետյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Bolivina = *Greammostomum* սերի շերտագրական նշանակության վրա մեծ ուշադրություն է դարձրել Ն.Ա.Սահակյան-Գեղալյանը (1960) առանձնացնելով *Bolivina antegressa* տեսակի մեջ երեք ենթատեսակներ նրանց մորֆոլոգիական առանձնահատկությունների հիման վրա: Միջին էոցենում նշվում է *Bolivina antegressa angulata* ենթատեսակի առկայությունը, որը փոքր է իր չափերով, խեցին եզրափակված է երիզով, խցիկները տափակ են, հարթ և անկյունաձև և իր գոյությունը շարունակում է մինչև վերին էոցենի *Globorotalia cocoaensis* զոնան: Վերին էոցենի վեկին մասում և ստորին օլիգոցենի *Globigerina tapuriensis* զոնայում առանձնացվում է *B. antegressa interposita* միջանկյալ ձևը, իսկ *B. antegressa dentata*-ն՝ միայն ստորին օլիգոցենում: Այս նույն ենթատեսակները հանդիպում են նաև Խտալիայի հյուսիսային տարածքում գտնվող շերտատիպ կտրվածքներում, իսկ Իսպանիայում հայտնաբերված է միայն միջին էոցենյան *B. antegressa angulata*-ն: Այստեղից բխում է, որ Ն.Ա.Սահակյան-Գեղալյանի կողմից առանձնացված *B. antegressa*-յի ենթատեսակներն ունեն կարևոր շերտագրական նշանակություն, ոչ միայն վերին էոցեն-ստորին օլիգոցեն, այլ նաև միջին-վերին էոցենի սահմանների բացահայտման հետ կապված հարցերում:

Առանձնահատուկ հետաքրքրություն են ներկայացնում *Bolivina nobilis* Hantken և *Bolivina gracilis* Cushman տեսակները, որոնք միմյանց հետ կապված են միջանկյալ ձևով՝ *B. nobilis-gracilis*-ով: *B. nobilis* համարվում են այն տեսակները, որոնց խեցու երկարությունն անցնում է 0,5մմ-ից և խեցու սկզբնամասում ունեն շատ լավ արտահայտված կողեր, իսկ *B. gracilis* հոլոտիպի նմանակների խեցին փոքր է 0,45մմ-ից և կողերը բացակայում են: Մանրակրկիտ ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ Հայաստանի տարածքի պալեոգենի կտրվածքներում նկատվում է *B. nobilis* և *B. gracilis* տեսակների որոշակի դասավորվածություն: Այդ տեսակների անցումը վերին էոցենի երկար, ծիգ, խոշոր խեցիներից դեպի ստորին օլիգոցենի լայն, առանց կողերի, փոքր խեցիները պայմանավորված է թթվածնի ավելացմամբ, որն էլ իր հերթին կապված է Թեոխիսի ռեգրեսիայով:

Բացի վերը նշված տեսակներից հոդվածում զետեղված է նաև Հայաստանի տարածքում պալեոգենի նստվածքային ապարներում առաջին անգամ հայտնաբերված *B. budensis* (Hantken), *B. denticulata* Bandy, *Bolivina* sp., nov., *B. denticulata* Bandy, *Bolivina* sp., nov., *Bolivina* sp., nov., *Bolivina* sp., nov, տեսակների նկարագրությունը:

STRATIGRAPHIC AND PALEO-ECOLOGICAL VALUE OF GENUS *BOLIVINA* FROM ARMENIA'S PALEOGENIC SEDIMENTS

F. A. Hayrapetyan

Abstract

The article provides a brief description and distribution of specimens of species and subspecies *Bolivina antegressa*, *Bolivina nobilis* and *Bolivina gracilis*. Paleogene morphological changes in the species on Armenia's territory are linked to adaptation to new biogenic conditions with increasing oxygen in the sea basin waters from Late Eocene to Early Oligocene, this in its turn being possibly induced by Tethys regression.. The article contains the description of some other species of the noted genus: *Bolivina microlancetiformis* Subbotina, *B. budensis* (Hantken), *Bolivina* sp. nov. and *B. denticulata* Bandy firstly identified in paleogene sediments on Armenia's territory. Stratigraphic position of the latter species and *B. quasiplicata* Subbotina (also firstly identified by us on Armenia's territory, but neither description nor photos are given in the article) has not been clarified yet.

КОНОДОНТЫ ПОЗДНЕГО ТРИАСА ИЗ ОЛИСТОСТРОМОВ СЕВАНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ АРМЕНИИ

© 2005 г. А. Г. Григорян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 28.04.2004 г.

Впервые на территории Закавказья из экзотических глыб района старого Соткского перевала (Севанская офиолитовая зона) выделены конодонты норийского возраста. В результате исследования установлено, что экзотические глыбы верхнетриасового возраста в районе перевала, кроме ранее известных, в пределах Севанской офиолитовой зоны имеют широкое распространение.

Олистостромы Севанской офиолитовой зоны представляют значительный интерес, т.к. возрастной предел вулканогенно-осадочной толщи, характеризующейся довольно сложным геологическим строением, по базальным конгломератам определяется как верхняя юра-верхний мел (Книппер, 1975; Сатнан, 1982). С целью выявления новых и уточнения датировки уже известных экзотических глыб верхнего триаса, а также получения определенного представления о характере разреза Севанской офиолитовой зоны, были отобраны пробы на конодонты на старом Соткском перевале и в прилегающих ее частях (северо-восточное побережье оз. Севан, Гехаркуникская область Армении). Конодонты были обнаружены не только в ракушечных известняках раннего нория, но и во встречающихся вместе с ними красных, розовых и светло-розовых известняках. Конодонты верхнего триаса были обнаружены также и в небольших экзотических глыбах серых и светло-серых мраморизованных известняков верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи юго-восточнее Соткского перевала до 0,7 км. Возраст этой толщи Казаряном Г.А. (1983) трактуется как верхнетуронский – нижнеконьякский.

Обнажающаяся непосредственно на старом Соткском перевале пачка силицитов и марганцево-железистых радиоляритов с прослоями сургучных алевролитов и невыдержанных по простирацию маломощных пластов диабазов содержит глыбы известняков с многочисленными остатками галобий. Размер глыб в среднем составляет 1,5-2,5 м в поперечнике, соотношения с вмещающими породами неясны. Среди них выделяются две литологические разности: ракушечниковые известняки с галобиями и известняки плитчатые красные, розовые и светло-розовые. Конодонты обнаружены во всех разностях. Известняки-ракушечники (обр. ЗК-4) содержат редкие *Gondolella naviculla* Huckried и *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler). В одной пробе (обр. ЗК-4а) из красных плитчатых известняков обнаружен близкий комплекс с *G. naviculla* Huckried, *E. postera* (Kozur et Mostler), *E. abneptis* abneptis (Huckried). Другой образец (ЗК-4б) из плитчатых известняков богат конодонтами, среди которых доминирует *Epigondolella abneptis spatulata* (Hayashi) (около 100 экз., некоторые

со сглаженной скульптурой). Кроме того, встречен один экземпляр *G. naviculla* Huckried с рамиформными элементами хорошей сохранности. В образце ЗК-6 найден один экземпляр *E. abneptis spatulata* (Hayashi). Известняки проб ЗК-4 и ЗК-4а, содержащие вид *E. postera* (Kozur et Mostler), который согласно Г. Коцуру (S. Kovacs et al., 1980) появляется в основании среднего нория и переходит в нижнюю часть верхнего, скорее всего имеют средненорийский возраст. Известняки проб ЗК-3, ЗК-4б и ЗК-6 с *E. abneptis spatulata* (Hayashi) характерны для нижнего и среднего нория, но могут быть несколько более древними. Эта датировка не противоречит таковой по галобиям (*Halobia ex gr. styriaca* Mojs.), найденным в экзотических ракушечных известняках на старом Соткском перевале (Казарян, 1983), и радиоляритам (Книппер и др., 1997). Впервые верхнетриасовая макрофауна *Arcestes* sp. s. и *Placites* sp. была обнаружена А.Н.Соловкиным (1950) в светлых мраморовидных известняках, в пределах верховья р. Акера Нагорного Карабаха в 1939г. Ю.В. Карякиным высказывалось мнение и о возможном присутствии верхнепалеозойских олистостром (1988). Эти находки фауны в значительной степени дополнили существующие представления о верхнетриасовом возрасте олистостром.

До последнего времени верхнетриасовые конодонты в стратифицированных отложениях триаса Закавказья, недавно обнаруженные А.Г.Григоряном (2003) из известняков верхней части разреза юго-восточного участка Джерманисского месторождения угля (Арагатская область Армении), оставались неизвестными. Несмотря на дальнейшие исследования, более молодые конодонты в других стратифицированных отложениях триаса Закавказья не обнаружены; изучение конодонтов из триасовых отложений (северо-западный участок), вскрывающихся в верховье бассейна р. Веди у села Джерманис и в Нахичеванской республике, ранее датированных как средне- и верхнетриасовые, установило их нижнетриасовый возраст (Григорян, 1990; Пятакова, 1983).

В поле развития конгломератов юго-восточнее Соткского перевала обнаружены довольно многочисленные небольшие (до 0,5-1,0 м) глыбы серых и светло-серых мраморизованных извест-

няков. В одной из них (обр. ЗК-3) установлены конодонты *Gondolella naviculla* Huckried и *Epigondolella abneptis spatulata* (Hayashi) / = *E. & abneptis subsp.* (Orchard, 1983). Данный комплекс конодонтов характерен для нижнего-среднего нория.

В результате проведенных исследований установлено более широкое распространение экзотических глыб верхнетриасового возраста в районе старого Соткского перевала в пределах Севанской офиолитовой зоны, которые встречаются в двух толщах – конгломератовой и кремнистой. Описанные выше находки конодонтов из глыб сходного литологического состава, датируемых нижним-средним норием, указывают на то, что при формировании обломочных и кремнисто-вулканогенных толщ Севанской офиолитовой зоны в бассейн седиментации поступали многочисленные глыбы норийских известняков, типичных для так называемых “хальштатских” фаций Альп. Возможно, источниками глыб норийских известняков, которые, судя по их широкому распространению в породах офиолитовой ассоциации, характеризовались значительной мощностью и занимали обширные площади, могли быть какие-то кордильеры (Хаин, 1949), испытавшие позднее полную деструкцию. Последние разделяли отдельные глубокоководные прогибы с корой океанического типа, в совокупности составляющие то, что мы привыкли называть океаном “Тетис”. Широкое распространение верхнетриасовых экзотических глыб в породах офиолитовой ассоциации Севано-Акеринской зо-

ны указывает на то, что верхнетриасовый бассейн, видимо, охватывал и более северные районы Закавказья, а обвалы норийских известняков занимали относительно короткий промежуток геологического времени. Полученные данные подтверждают мнение М. А. Сатиана (Книппер, Сатиан и др., 1997) о том, что разрезы офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны возникли в рифтовых условиях и не претерпели существенной тектонической транспортировки. Ныне в регионе, вне пределов территории Армении, значительные выходы верхнетриасовых отложений известны на северо-западе Большого Кавказа. Средненорийские нодулярные известняки старого Соткского перевала больше всего похожи на такие же породы Внешних Динарид и Омана, т.е. северной мезозойской пассивной окраины Африкано-Аравийской плиты и в подавляющем большинстве случаев эти известняки слагают блоки, залегающие внутри лавовых и осдочных толщ триасово-юрского возраста (Книппер и др., 1997). Цепь аллохтонов такого типа прослежена от Турции, через Южный Иран и Оман вплоть до Тибета.

Первая находка конодонтов верхнего триаса в офиолитовом комплексе Севанской зоны указывает на большие потенциальные возможности этой группы в уточнении схемы стратиграфического расчленения кремнисто-вулканогенных толщ, способствующей расшифровке сложной истории геологического развития офиолитового пояса Закавказья.

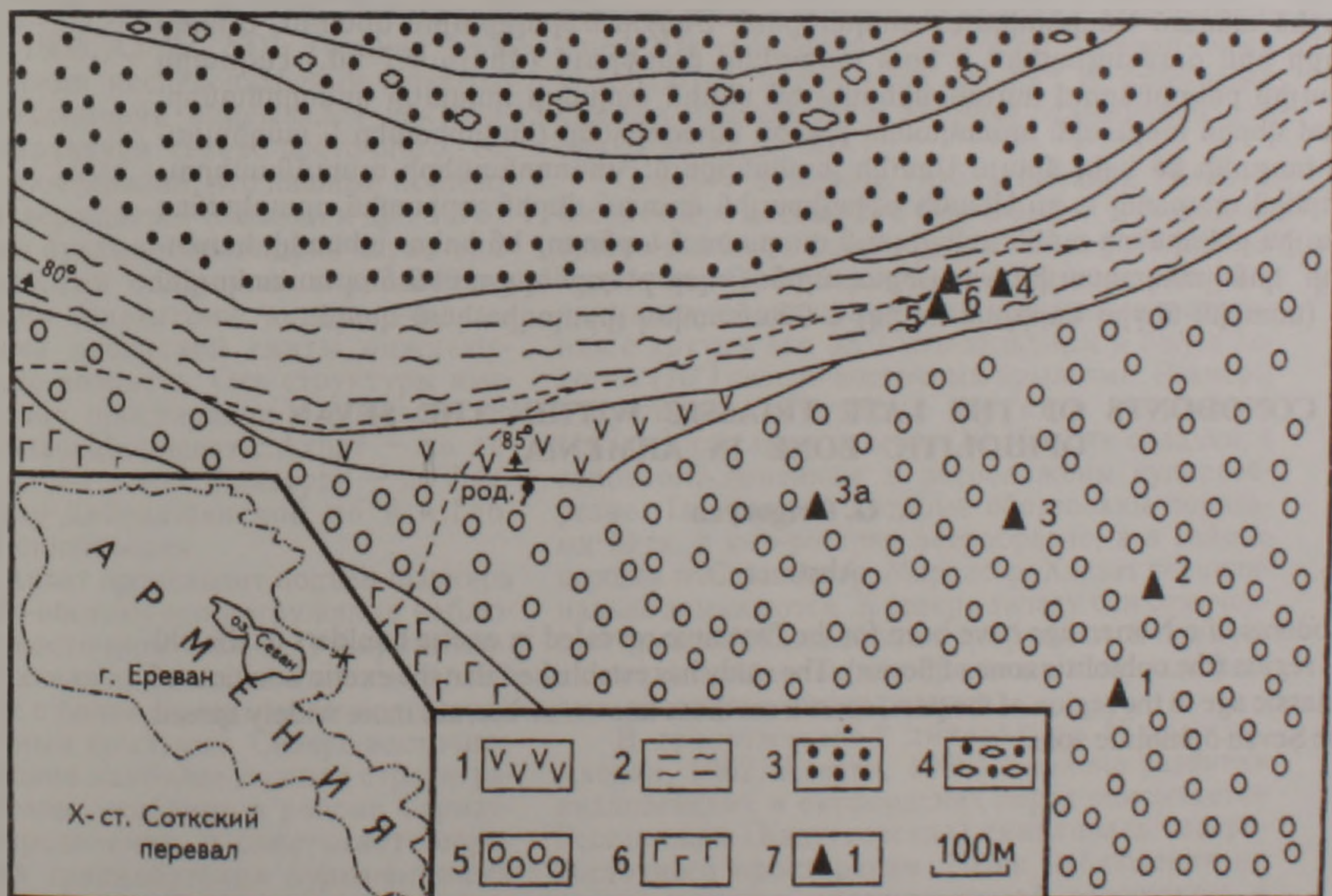
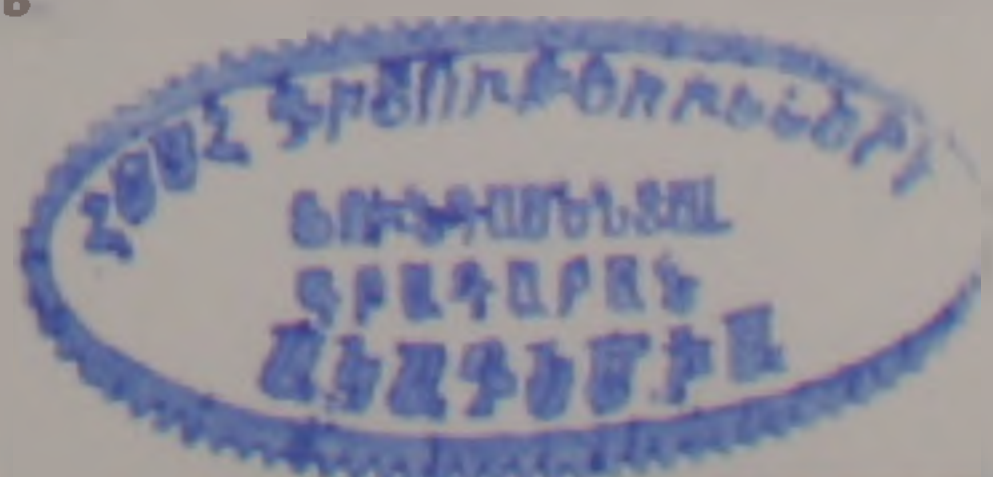


Рис.1. Схема геологического строения района старого Соткского перевала (Казарян и др., 1985). 1 – диабазы, спилиты (турон-коньяк), альбитизированные, хлоритизированные, карбонатизированные; 2 – силициты и марганцево-железистые радиолариты с прослоями сургучных аргиллитов (турон-коньяк); 3 – песчаники (турон-коньяк); 4 – конгломераты с прослоями песчаников (турон-коньяк); 5 – конгломераты (турон-коньяк); 6 – габбро; 7 – глыбы известняков верхнего триаса с фауной конодонтов.



ЛИТЕРАТУРА

- Григорян А.Г. Конодонты пограничных отложений перми и триаса Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. — мин. наук. М.: МГУ, 1990, 18 с.
- Григорян А.Г. Некоторые проблемы стратиграфии триаса Джерманисского месторождения угля Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2003, LVI, N3, с.40-45.
- Григорян А.А., Дронов В.И. Первые конодонты из триаса Юго-Восточного Памира. Докл. АН СССР. М.: Наука, т. 309, №6, 1989, с.1469-1471.
- Григорян Г.А. Ультраосновные магмы и их металлогения. АН СССР ДВГИ, Тез. докл. Всесоюзного симп. Владивосток, 1983, с.24-25.
- Григорян Ю.В. Осадочно-вулканогенные формации офиолитового пояса Турагачайской зоны Малого Кавказа. Тез. докл. X Всесоюзного лит. сов., Ереван: Изд. АН АрмССР, 1988, с.20-22.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М.: Тр. ГИН АН СССР. 1975, вып. 267, 208 с.

- Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнетриасовые вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского перевала (Закавказье). "Стратиграфия и геологическая корреляция", т.5, №3, 1997, с.257-264.
- Пятакова М.В. Конодонты перми и нижнего триаса Закавказья и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол. — мин. наук. М., 1983, 17 с.
- Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1984, 195 с.
- Соловкин А.Н. О триасе верховьев реки Акера (Аз. ССР). Докл. АН Аз.ССР, т.6, №9, 1950, с.395-397.
- Ханн В.Е., Абдуллаев Р.Н., Шихалибейли Э.Ш. Экзотические утесы типа "осадочных клиппенов" на Малом Кавказе. Докл. АН СССР. 1949, т.67, №2, с.349-351.
- Kovacs S., Kozur H. Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias// Geol. Pal. Mitt. Innsbruck. 1980. Bd. 10. N 2. S.47-78.
- Orchard M.J. — Epigondolella populations and their phylogeny and zonation in the Upper Triassic Fossils and Strata. 1983. N15. p.177-192.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՈՒՇ ՏՐԻԱՍԻ ԿՈՆՈԴՈՆՏՆԵՐԸ ՍԵՎԱՆԻ ՕՓԻՈԼԻԹԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՕԼԻՍՏՈՍՏՐՈՄՆԵՐԻՑ

Ա. Գ. Գրիգորյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Առաջին անգամ Անդրկովկասի տարածքում՝ Սևանի օֆիոլիթային գոտում, Սոտկի լեռնանցքի հին ճանապարհին և նրա հարակից մասերում (մինչև 0,7 կմ.) էկզոտիկ կրաքարային բեկորներում հայտնաբերվել են վերին տրիասի հասակի կոնոդոնտներ: Մինչ այժմ վերին տրիասին պատկանող բրածո մնացորդներ (հալոքիաներ և ռադիոլարիտներ) հայտնի են եղել միայն Սոտկի լեռնանցքում: Կոնոդոնտների ուսումնասիրության շնորհիվ պարզվել է, որ Սևանի օֆիոլիթային գոտում վերին տրիասին պատկանող կրաքարային բեկորները ունեն ավելի լայն տարածում և բնորոշ են երկու տեսակի հաստվածքների՝ կոնգլոմերատային և կայծքարային: Բոլոր բեկորները ունեն նեղ հասակային սահման (ստորին-միջին նորիյան հարկ) և նմանատիպ լիթոլոգիական կազմ:

CONODONTS OF THE LATE TRIASSIC WITHIN THE SEVAN OPHIOLITIC ZONE IN ARMENIA

A. G. Grigoryan

Abstract

Conodonts of a Norian age have been for the first time revealed in exotic boulders of the old Sotk pass region (the ophiolitic zone of Sevan). The study has established that the exotic boulders of a Late Triassic age in the region of the pass, apart from those known earlier, are more widely spread across the Sevan ophiolitic zone.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АЛАВЕРДСКОГО БРАХИАНТИКЛИНОРИЯ

© 2005 г. Э. В. Ананян, Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

E-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 28.07.2004 г.

Морфология, границы распространения слагающих Алавердскую брахиантиклинорную складку пород и их элементы залегания указывают на общее северо-западное простирание структуры и отрицают версию о ее подковообразной форме. Завершение формирования Алавердской брахиантиклинорной складки происходило в послесреднеэоценовое время при направленных с северо-востока на юго-запад тектонических усилиях. Расположение месторождений и рудопоявлений (Алаверди, Ахтала, Шамлуг, Бендик, Ераванк, Воскесар, Анкасар и т.д.) на крыльях Алавердской брахиантиклинорной складки, при наличии крупных разрывных нарушений, может служить критерием при поисках новых рудных скоплений в пределах рудного района.

Алавердский брахиантиклинорий является одной из основных, в то же время наиболее сложной структурной единицей Сомхето-Карабахской тектонической зоны Малого Кавказа. Он охватывает весь Алавердский рудный район, между-речье рр. Дебед и Агстев, а также центральную и северную части Гугарацких гор. Это структурное сооружение на юго-западе граничит с Севано-Ширакским синклиномием, а на северо-востоке — с Куринской впадиной. Морфологически описываемая структура является крупным брахиантиклинорием.

По вопросам морфологии, границ распространения, а также слагающих структуру пород в разное время высказывались множество геологов (Паффенгольц, 1948; Асланян, 1949; Габриелян, 1959; Саркисян, 1968; Алоян, 2001; Туманян, 1986 и др.). Почти всеми исследователями Алавердский брахиантиклинорий описывался как подковообразная структура северо-восточного, северо-западного простираний, что нашими исследованиями не подтверждается (Ананян и др., 1973).

Алавердский брахиантиклинорий характеризуется укороченными овальными очертаниями. Ядро его сложено андезитами, андезито-базальтами, брекчиями дебедской свиты нижнеюрско(?)-ааленского возраста. Ось структуры имеет северо-западное простирание и проходит по линии г. Шиштапа-с. Цахкашат-с. Ахпат — по левому берегу р. Дебед — гор. Алаверди — до Лалварской (Лалвар-Дебедашенской по А.А. Габриеляну и др.) синклинали.

В районе с. Ахпат происходит подъем шарнира складки, а к юго-востоку его погружение наблюдается на юго-восточном склоне г. Сарнахпюр. Алавердский брахиантиклинорий имеет асимметричное строение с более сложными юго-западным и северо-восточным крыльями. Северо-восточное крыло представлено наиболее полным стратиграфическим разрезом, особенно в районе Сарнахпюрского рудопоявления, и охватывает территорию развития среднебатских вулканогенных образований. Падение слоев пород здесь довольно пологое (15-20°).

Юго-западное крыло складки срезается зоной Санаин-Лалварского глубинного разлома, вследствие чего в его пределах обнажаются нижние горизонты юрских образований. Углы падения

пород в присводовой части складки (привершинная часть г. Шиштапа) колеблются в пределах 5-10°. К юго-западу падение слоев не превышает 20°. Выделение мелких складок здесь почти невозможно, так как на описываемом крыле отсутствуют осадочные образования. Однако в средних течениях р. Чайкошан выявлена маленькая синклинальная складка широтного простирания, которая обусловлена наличием вулканогенных (эффузивных) пород г. Чатин, которые переслаиваются с осадочными образованиями бата. Подобные мелкие складки наблюдаются также в других частях брахиантиклинория.

На северо-восточном крыле Алавердского брахиантиклинория обнажаются образования средней юры, келловей, оксфорда и коньякского яруса. На указанном крыле углы падения пород колеблются в пределах 10-35°. В отдельных случаях наблюдаются местные осложнения, где они доходят до 50°.

Следует отметить, что вторичная складчатость северо-восточного крыла имеет, в основном, северо-западное простирание. В районе г. Мисхана слои известняков оксфорда образуют синклинальную складку близширотного простирания с крутым (до 35°) юго-западным и более пологим (10°) северо-восточным крыльями. Размеры вторичных складчатых структур небольшие (1х3 км), с углами падения 10-35°. Эти складки, в основном, линейные и расположены кулисообразно. Те складки, которые образованы породой бата, к юго-востоку веерообразно, а в районе вершин гг. Сарнахпюр, Маралсар, Ханзат периклинально замыкаются. К северо-западу оси отмеченных складок сближаются и погружаются под вулканогенно-обломочные образования параллельно оси основного антиклинория.

В геологической литературе (Гюрджян, Акопян, 1962; Азарян, 1966) в районе развития келловейских и оксфордских пород описывается Геогдагская (Капутсарская) синклиналь северо-восточного простирания. Наши наблюдения не подтверждают наличия такой структуры в указанных образованиях. Полукруглый выход келловейских образований, вытянутых в северо-восточном направлении (в центре обнажаются породы оксфорда), обусловлен вытянутостью приподнятого рельефа по линии г. Б. Геогдаг —

Мисхана. Здесь очень четко можно наблюдать северо-восточное крыло Алавердского брахиантиклинория. Наши исследования показали, что северо-восточное крыло упомянутой структуры осложнено вторичными складками, среди которых самой большой является Меркасарская антиклиналь, которая имеет северо-западное простирание, начинаясь в районе вершин Кызил и Джилис, и протягивается до г.Б.Геогдаг (Капутсар). Ее ось проходит восточнее вершины Меркасар, параллельно оси Алавердской брахиантиклинали. В приосевых частях углы падения небольшие ($5-10^\circ$), местами даже горизонтальные.

Северо-восточное крыло Меркасарской антиклинали также падает под $15-20^\circ$, а в районах сс.Геташен, Воскепар, Цахкашат и Саригюх становится пологим, до $5-10^\circ$, где обнажаются верхние горизонты стратиграфического разреза – аален, нижний бат.

В северо-восточном направлении Меркасарская антиклиналь постепенно погружается и переходит в Иджеванскую синклиналь, а в северо-западном направлении протягивается до южного склона г.Капутсар, где перекрывается вулканогенными образованиями бата. Кроме отмеченной структуры проведенные нами детальные исследования позволяют выделить несколько мелких антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания. Так, к юго-западу от вершины Б.Капутсар наблюдается синклинальная складка северо-западного простирания с пологим ($5-10^\circ$) юго-западным и более крутым ($20-25^\circ$) северо-восточным крыльями. Вторая такая складка, с таким же простиранием, наблюдается между вершинами М.Капутсар и Гомшавар и представлена келловейскими и послеоксфордскими образованиями. По всей вероятности, ось складки на северо-западе срезается Кохб-Шнохской интрузией.

Между отмеченными двумя складками наблюдается капутсарская антиклинальная складка северо-западного простирания, где обнажаются вулканогенные образования нижнего оксфорда и келловейские осадочные породы. На крыльях указанной складки падение слоев колеблется в пределах $20-35^\circ$. В пределах распространения батских вулканогенно-осадочных образований, в контактовых частях малых интрузий наблюдаются некоторые осложнения складок, что выражается увеличением углов падения слоев, однако они не нарушают общего северо-западного деформационного плана складок.

Таким образом, северо-восточное крыло Алавердского брахиантиклинория осложнено вторичной складчатостью северо-западного и широтного простираний, что отрицает существование на данной территории складчатых структур антикавказского простирания.

Периклиналь Алавердского брахиантиклинория, в основном, сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями нижнего бата, где падения слоев небольшие – до $15-20^\circ$, вследствие чего погружение оси складки происходит постепенно на большой площади, что является одной из причин неправильной трактовки и объяснения формирования складчатых структур

района.

Существование образований аалена и бата на юго-восточном крыле складки объясняется выходами данных пород в ущелье р.Воскепар. У сс.Лорут, Шамут, Атан породы среднего эоцена образуют периклиналь Алавердского брахиантиклинория, где углы падения слоев разные, что обусловлено Лалвар-Санаинским разломом. Углы колеблются в пределах $0-25^\circ$, общее простирание слоев северо-западное. Северо-западное периклинальное погружение происходит у с.Ленрудники, где к северо-западу юрские образования подстилают породы лалварской толщи.

Вышеперечисленные факты и описание складчатых структур отрицают версию о подковообразной форме Алавердского брахиантиклинория.

Поскольку в стратиграфическом разрезе Алавердского брахиантиклинория участвуют среднеэоценовые образования, которые подвергнуты пликативным и разрывным дислокациям, то можно считать, что основное формирование Алавердского брахиантиклинория происходило в послесреднеэоценовое время, при наличии направленных с северо-востока на юго-запад тектонических усилий.

Надо отметить также, что структурная позиция главных промышленных месторождений Алавердского рудного района определяется расположением их на крыльях алавердской брахиантиклинорийной складки, в зонах крупных разрывных нарушений. Территории месторождений характеризуются мозаично-блоковым строением обусловленным сочетанием разрывных нарушений различного направления и возраста. На наш взгляд, вышесказанное указывает на определенную связь рудных месторождений с брахиантиклинальными структурами, что может служить поисковым критерием для обнаружения новых рудных скоплений.

Алавердский брахиантиклинорий осложнен многочисленными разрывными структурами разного порядка, а также зонами интенсивной трещиноватости.

1. *Санаин-Лалварский разлом* проходит между двумя геотектоническими зонами М.Кавказа. Эта структура описана И.В.Баркановым (1936), К.Н.Паффенгольцем (1934, 1946), С.В.Казаряном (1966), С.С.Мкртчяном (1978), Э.В.Ананяном, М.С.Азизбеяном, А.З.Алтуняном (1973), П.Г.Алояном (2001) и другими.

Нами зона разлома прослежена к северу от сс.Атан, Шамут, где она представлена раздробленными, перетертыми породами юрского и эоценового возраста, мощностью 100м. Местами зона разлома пересекает эоценовые образования, которые представлены базальными конгломератами, известняками, песчаниками и вулканогенными образованиями. В районе с.Шамут зона разлома расширяется (до 500м). Она протягивается почти на 100км. Такие размеры указывают на региональный характер структуры, а также на важную роль в истории тектонического развития района. Зона разлома выражена раздроблением среднеэоценовых туффитов и песчаников всякого бока, а по линии станция

Санаин-с Качачкут и в районе с.Атан – выходами гранодиоритовой интрузии, протянутой на северо-запад. Что же касается движения крыльев сброса, то, по всей вероятности, висячий бок опущен. Однако нельзя исключить наличия разных амплитуд движения обоих крыльев. Плоскость разлома падает на ЮЗ 220-230° под 60-70°.

Следует отметить, что Санаин-Лалварский разлом является дорудным и контролирует медно-сульфидные месторождения и рудопроявления Алавердского рудного поля (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Агви, Спасакар, Качачкут, Ардви и т.д.).

2. *Алавердский северо-западный* разлом проходит по линии г.Алаверди (Кацоцк) – гора Лалвар, с общим северо-западным простиранием, приобретая у с.Кацоцк широтно-северо-западное направление, общей мощностью зоны 500м.

На поверхности зона разлома выражена интенсивно перематыми, раздробленными породами, которые представлены субвулканическими и жильными телами. В раздувах зоны наблюдается трещиноватость, имеющая различные мощности и направления. На левом берегу р.Дебед зона разлома прослеживается к юго-востоку на 35-40км.

3. *Алавердский северо-восточный (близмеридиональный)* разлом описан В.Г.Грушевым (1932), О.С.Степаняном (1950), С.С.Мкртчяном (1957), И.Г.Магакьяном (1957), С.В.Казаряном (1973), М.С.Азизбекианом (1969) и многими другими. Однако морфология, генезис, амплитуда смещения и ряд вопросов до последнего времени оставались предметом острых споров.

Зона разлома четко прослеживается в пределах центральной части Алавердского месторождения, начиная от слияния рр.Лалвар и Алаверди до г.Шахтакт и далее на север до Ераванкского (Уч-Килиса) баритового проявления, где пересекается с близширотным разломом, а в южном направлении – до Санаин-Лалварского разлома, общей протяженностью 20-25км. Простирание разлома близмеридиональное (5-10°), падение 60-70°. Некоторые исследователи считают, что по падению зона разлома выполаживается, однако последние исследования показали, что никакого выполаживания нет. Некоторые оперяющие трещины использовали межпластовые, межформационные поверхности и образовали расширение зоны разлома, тем самым создавая ложное впечатление выполаживания зоны разлома.

Разлом имеет сбросовый характер. Анализ фаций и мощностей показал, что амплитуда сброса колеблется в пределах 550-600м, и по простиранию зона разлома волнистая, что обусловлено ее расширениями и сужениями. Средняя мощность зоны разлома в пределах Алавердского месторождения составляет 250-300м.

Западное (висячее) крыло этого нарушения опущено на 550м. Эта структура является четко выраженным шарнирным сбросом, так как ее северное продолжение (и лежащее, и висячее крылья) проходит в туфоосадочных отложениях келловей, в виде сильно раздробленной зоны.

4. *Шамлугский широтный* разлом просле-

живается от участка Ттуджур (на западе) до р.Охнацахпюр (на востоке) (Алтунян, 1969). Зона разлома представлена сильно раздробленными, гидротермально измененными, рассланцованными, перематыми породами, мощность ее колеблется в пределах 20-150м. Лежащее крыло опущено на 200м, вследствие чего песчаники келловей контактируют с пепловыми туфами кошабердской свиты. В зоне разлома наблюдаются также сдвиговые перемещения.

В руслах рр.Бугакар и Хараба Шамлугский разлом представлен несколькими параллельными швами. Описываемый разлом рудоконтролирующий, так как основные промышленные концентрации руд размещены в его висячем боку.

5. *Акнерский разлом* проходит к востоку от с.Акнер и прослеживается по контакту кошабердской и дебедской свит. Эта структура протягивается от ущелья р.Дебед до восточного склона горы Болорконд. Общее простирание составляет 6-7км. По плоскости разлома висячий бок опущен на 250-300м, и по его зоне наблюдаются многочисленные мелкие разрывные нарушения, которые сопровождаются гидротермальными изменениями. Указанные мелкие структуры в зоне Акнерского разлома образуют раздувы мощностью до 200м. Падение зоны разлома крутое, западный блок опущен.

6. *Ахтала-Шнохский разлом* протягивается по линии с.В.Ахтала–Ахтальское месторождение – среднее течение р.Техут. Простирание северо-западное. По зоне разлома внедрены субвулканические-кварцплагиопорфировые и жильные тела кислого состава (с.Негоц). В зоне разлома порфиры, кератофиры, плагиопорфиры, а также песчаники сильно раздроблены и смяты. Вертикальная амплитуда смещения составляет 200м, а горизонтальная – 1000м. По мнению большинства геологов, Ахтала-Шнохский разлом смещает близмеридиональный Алавердский разлом.

7. *Лалвар-Атанский разлом* описан под различными наименованиями многими исследователями (И.В.Барканов, А.Т.Асланян, К.Н.Паффенгольц, С.В.Казарян и др.). Северо-восточная часть этого нарушения С.В.Казаряном и нами описана под названием Санаин-Лалварский разлом. Отмеченный разлом прослеживается от северо-западного склона г.Лалвар до сс.Атан, Шамут. Согласно геологическим данным и аэрофотоснимкам разлом протягивается до г.Апакекар Иджеванского района и, по всей вероятности, продолжается до зоны Нижнеагданской продольной структуры. Лалвар-Атанский разлом является одной из значительных тектонических структур, почти по всему простиранию которой контактируют породы юры и эоцена. Зона разлома представлена гидротермально измененными, мощностью от 100 до 500м, сильно раздробленными и перематыми породами. В зоне разлома выявлены небольшие складки северо-западного простирания. Северо-восточное крыло складки приподнято и имеет взбросовый характер.

8. *Зоны интенсивной региональной трещиноватости.* Этот структурный элемент характеризуется мощностью и протяженностью прос-

тирования. Выделенные по простиранию зоны обладают мелкой трещиноватостью, пологими углами падения, интенсивным гидротермальным изменением, а также связаны с последними проявлениями медного оруденения. Выделенные нами зоны региональной трещиноватости имеют северо-западное и северо-восточное простирания и мощность до 500 м.

Чатын-Техутская интенсивная трещиноватая зона протягивается от вершины гг. Чатын, Шиштапа до верхнего течения р. Пиджут и продолжается на северо-восток. В районе г. Каракетук зона интенсивной трещиноватости выражена, в основном, отдельными разрывными нарушениями и сопровождается гидротермальным изменением пород. А в районе г. Базикенд отмеченная зона трещиноватости разветвляется, одна из ветвей принимает широтное простирание. По нашим убеждениям, эта зона является одним из швов Кохб-Техутского северо-восточного разрывного нарушения, который проходит по линии с Кохб-г. Каракетук-г. Шиштапа и г. Чатын-с. Марц-с. Чкалов и с. Ваагн.

Арчаглух-Галванерсарская зона трещиноватости прослеживается по линии г. Арчаглух-г. Галванерсар-с. Шнох. По сравнению с Чатын-Техутской зоной по простиранию она непрерывна.

Кроме отмеченных зон трещиноватости следует отметить Сарнахпюр-Кармиргюхскую аналогичную структуру северо-западного простирания. Она протягивается по направлению рудопроявлений Сарнахпюр-Дзианурт-Воскепар-Кармиргюх. Эта зона выражена выходами гидротермально измененных пород, которые расположены на одной линии.

ЛИТЕРАТУРА

- Алоян П. Г. Геология горно-рудных регионов Армении. Ереван: ГЕОИД, 2001, 243 с.
- Аслабян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1949, 169 с.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 184 с.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. М.: Госгеолиздат, 1948, 341 с.
- Саркисян О. А. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. Митк, 1968, 73 с.
- Туманян Г. А. Поперечные (антикавказские) дислокации мегантиклинория М. Кавказа. "Геодинамика Кавказа", III семинар-школа. Тез. докл. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, с. 66-67.

ԱՎԱԵՐԴՈՒ ԲՐԱԽԻԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Է. Վ. Անանյան, Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Ջ. Ալթունյան

Ա Ն Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Այսպերդու բրախիանտիկլինորիումի մորֆոլոգիան և նրա սահմաններում տարածված ապարների տեղադրման էլեմենտները վկայում են նշված կառույցի ընդհանուր հյուսիս-արևմտյան տարածման մասին, ու հերքում նրա պայտածն լինելը: Կառույցի հիմնական ձևավորումը տեղի է ունեցել հետմիջինեոցենում հյուսիս-արևելքից հարավ-արևմուտք ուղղված տեկտոնական ուժերի առկայության պայմաններում: Հայտնի հանքավայրերն ու հանքային երևակումները (Այսպերդի, Ախթալա, Շամլուղ, Բենդիկ, Երավանք, Ոսկեսար, Հանքասար և այլն) տեղաբաշխված են Այսպերդու բրախիանտիկլինորիումի թևերին, ինչը կարող է որոնումների նախապայման հանդիսանալ հետագա հանքակուտակումներ հայտնաբերելու համար:

STRUCTURAL FEATURES OF THE ALAVERDI BRACHYANTICLINORIUM

E. V. Ananyan, Sh. H. Amiryan, M. S. Azizbekyan, and A. Z. Altounyan

Abstract

The morphology, distribution boundaries and elements of occurrence of the rocks composing the Alaverdi brachyanticlinal fold indicate general northwestern strike of the structure and do not support its suggested horseshoe-shaped form. Last stages of formation of the Alaverdi brachyanticlinal fold took place in the post-to-middle Eocene period under tectonic forces directed from the northeast to the southwest. Locations of deposits and mineral occurrences (Alaverdi, Akhtala, Shamlough, Bendik, Yeravank, Voskepar, Ankassar, and other) on the wings of the Alaverdi brachyanticlinal fold and presence of large rupture discontinuities may serve a criterion in the search of new ore bodies within this ore region.

ОБ ОДНОМ УНИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ПЕРЕСЛАИВАНИЯ ДИАТОМИТОВ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ИГНИМБРИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

© 2005 г. К.Г.Ширинян, Т.А.Авакян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 08.09.2004 г.

Статья посвящена описанию впервые обнаруженного в районе с Аргаванд редкого разреза переслаивания игнимбритов ереванско-гюмрийского (ленинканского) типа с отложениями озерно-речных диатомитов. При малом числе биостратиграфических разрезов, пригодных для определения возраста игнимбритов, аргавандский разрез, как редкий случай, важен для решения стратиграфических, палеогеологических и экологических вопросов.

Продукты игнимбритового вулканизма являются широко распространенными образованиями Западной зоны позднеорогенного вулканизма Армении (Ширинян, 1973), где они известны, в основном, в области Арагацкого нагорья и соседних с ним областей. Представлены они двумя генетическими классами – туфовыми лавами (Abich, 1892) и пеплово-пирокластическими образованиями типа пемзовых, пламенных, ереванско-гюмрийских и сваренных туфов (*Welded tuff*). Тип извержений всех структурных разновидностей туфов и туфолов трещинный (Ширинян, 1957).

Обнаруженный разрез игнимбрито-диатомовых отложений, описанию которого посвящена данная статья, расположен недалеко от западной периферии г. Еревана, в южной части с. Аргаванд Армавирской области, где шоссеиная дорога Ереван-аэропорт Звартноц перекрещивается с расположенной под ней в неглубоком овраге железнодорожной линией Ереван-Сотк.

В палеогеографическом отношении аргавандский озерно-диатомитовый бассейн является “отшнурованным” от известного Паракарского бассейна более мелководным (прибрежным) участком. Хорошо выраженное в этом бассейне взаимоотношение диатомитов, встречающихся во всех слоях разреза, с туфовым пластом ереванско-гюмрийского типа позволяет определить разновозрастность последнего с диатомитами.

Следует отметить, что известно ограниченное число биостратиграфических разрезов, пригодных для определения возраста как игнимбритового вулканизма, так и других вулканических образований Западной зоны вулканизма. При таком положении известные в Армении классические разрезы аргументируются по-разному, и по ним высказываются противоположные мнения.

Так, например, спорным является вопрос возраста продуктов игнимбритового вулканизма бассейна р. Памбак. Здесь, на основании фауны крупных млекопитающих, найденных в межигнимбритовых аллювиально-пролювиальных отложениях (Мкртчян, 1953; Давтян, 1958 и др.), возраст последних был определен как вюрмский^{*}.

Однако, позднее по данным палеомагнитных характеристик отложений игнимбритов, полученным Г. Солодовниковым, а также по некоторым геологическим данным К. Карапетяна и Г. Солодовникова (1987), игнимбриты бассейна р. Памбак и нижней части ущелья р. Касах, у с. Бюракан, с учетом хроны обратной полярности Матуяма, были отнесены к верхам плиоцена-нижам плейстоцена. Однако А. Давтян (1988) считал это мнение необоснованным и противоречащим геоморфологическому развитию долины р. Памбак (с. 77).

Одновременно с различиями во взглядах указанных исследователей остается также неясным вопрос центров извержений обратно намагниченных игнимбритов, так как в своих прежних работах К. И. Карапетян (1992) считал центром извержений всех туфов, в том числе и туфов бассейна р. Памбак (Карапетян, Мурадян, 1992), вершинный кратер Арагаца. Из каких же центров извергались туфы обратной полярности, тем более что при их извержении не было вершинного кратера Арагаца (Чернышев и др., 2002).

Для определения возраста туфов опорным биостратиграфическим разрезом следует считать богатые фауной млекопитающих озерные отложения Ширакской котловины. Особо следует отметить проведенные здесь многолетние исследования Л. А. Авакяна (1946, 1950, 1955 и др.), согласно которым туфы, залегающие на озерных отложениях, имеют возраст, соответствующий миндель-миндель-рисскому времени. Такой вывод основывался на факте находки в подстилающих туфы озерных отложениях остатков трогонтерийского слона и других млекопитающих. Г. У. Мелик-Адамян (1994), который в последние годы занимался новым палеонтологическим направлением – изучением ископаемых остатков мелких грызунов, в той же ширакской озерной толще обнаружил остатки коренных зубов кустарниковой полевки, что позволило уточнить относительный возраст вмещающих отложений туфов ереванско-гюмрийского типа как первая половина раннего неоплейстоцена (примерно 600-700 тыс. лет в абсолютном летоисчислении).

Многие годы группой исследователей (Минаян и др., 1981; Минаян, Варданян, 1994; Минаян, Караханян, 1994) проводились исследо-

^{*} Вопрос возраста этих же игнимбритов, как вюрмский (верхнечетвертичный), на основании изучения фауны млекопитающих, рассматривался в работах таких известных ученых как Н. И. Каракаш, К. Н. Паффенгольц, Л. А. Авакян, Е. Е. Милановский, А. Т. Асланян и др.

вания магнитных и палеомагнитных характеристик вулканических образований плио-плейстоцена Армении. В результате проведенного большого объема работ была составлена региональная палеомагнитная стратиграфическая шкала новейших вулканических образований, включая образования игнимбритового вулканизма. Было также выявлено, что отдельные массы различных петрографических типов туфовых пород обладали различными превышениями температуры точки Кюри (550-600°C). В результате этих же работ были подтверждены имеющиеся геологические данные о переслаивании разных возрастных категорий игнимбритов лавовыми излияниями.

Несмотря на большое значение палеомагнитных исследований и полученных результатов, следует отметить, что они не могут полностью заменить биостратиграфические данные, тем более что имеется необходимость восстановить не только возраст, но и экологические и палеогеографические условия подстилающих или перекрывающих игнимбриты пород диатомовых бассейнов (Лейе, Ширинян, 1957), тем более что эти вопросы не имеют однозначного решения. Значение обнаружения нами в районе с. Аргаванд диатомово-игнимбритовой толщи мы видим именно с позиций решения указанных выше аспектов.

Разрез толщи, сверху вниз, представлен в следующем виде:

1. Почвенно-растительный слой.
2. Глина диатомовая, серовато-белая, с обильными остатками *Unio tymidus*. Мощность слоя 2,5-3,0 м.
3. Песчаники — 20 см.
4. Валунно-галечные отложения — 2-3 м.
5. Туфы пирокластические ереванско-гюмрийского типа, красные в верхней части, ниже постепенно переходящие в буровато-коричневые разности — 4 м, а к основанию — в несваренные (нелитофицированные) туфовые пески черного цвета — 40 см.

6. Пемзовый песок кремневого цвета — 6 см.

7. Глина красная с галькой — 0,5-1,0 м.

В состав туфов входят следующие окислы: SiO_2 — 62,97; TiO_2 — 0,07; Al_2O_3 — 16,54; Fe_2O_3 — 3,51; FeO — 1,60; CaO — 3,67; MgO — 1,56; Na_2O — 4,25; K_2O — 4,0; P_2O_5 — 0,03; влага — 1,07; п.п.п. — 2,09. Сумма — 100,45.

Нормативный состав минералов: mt — 5,09; il — 0,15; or — 23,37; ab — 36,19; an — 14,19; wo — 1,63; en — 1,41 (di=3,04); ep — 2,41; q — 13,69. Сумма — 98,12.

Согласно классификации TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$), при $q < 20\%$ состав туфа соответствует трахиту.

Доминирующей формой диатомитов по всему разрезу является *Stephanodiscus ostraea*. В верхней части разреза в диатомовых глинах, кроме этого, присутствуют формы из рода *Cymbella*, *Melosira*, *Epithemia*, *Amphora*, *Cocconeis*, *Novicula*, обильные остатки панцирей *Uniotymidus* и др.

Экологический анализ констатированных форм показывает, что они относятся к той группе флоры, которая типична для пресных водоемов, что в свою очередь дает основание отнести их

к эвтрофным озерам типа Арзни, Нурнус, Севан и Сисиан.

Приведенный выше разрез, с точки зрения палеогеографии, геологии и тектоники, позволяет говорить о неоднократной смене глубины относительно самостоятельного пресного водоема развития диатомей и о том, что отложение более 4-метрового потока игнимбритов происходило в уже существующем неглубоком озере. Об этом свидетельствуют крупные обломки диатомитов в туфовом пласте, которые могли оказаться в нем захватом со дна диатомового бассейна при движении по нему потока пеплово-пирокластической массы.

Надо также полагать, что водоем был озерно-речного типа, и только после его запруды туфовым материалом уровень воды начал подниматься настолько, что перекрыл туфовый пласт, над которым образовались валунно-галечные отложения с диатомитами, а еще выше — диатомитовые глины.

До запруды глубина озерно-речного диатомового бассейна могла быть порядка 40 см. Эта глубина соответствует мощности находящихся под литофицированными туфами рыхлых туфовых песков, т.к. холодная водная среда воспрепятствовала уплотнению пеплово-пирокластической массы и ее спеканию.

Кроме перечисленных форм диатомитов в туфовом пласте встречаются остатки фауны *Dreissensia diluvii* Abich, также захваченные игнимбритовым потоком со дна первичного водоема. По данным А.Т. Асланяна (1958), эта фауна не древнее бакинского яруса. К этому добавим, что диатомовые глины верхней части разреза богаты *Unio timidus* (Phil) и остракодами нижнечетвертичного возраста.

Суммируя вышеизложенный материал, мы можем указать на одновозрастность игнимбритового вулканизма с неоплейстоценовым этапом развития диатомитов, связанных с фацией развития озерных пресноводных замкнутых бассейнов.

Богатая диатомовая форма находится в фациальной связи с развитием в указанное время кислых вулканических пород. В случае аргавандского озерного водоема такими породами в основном стали кислые продукты игнимбритового вулканизма, представленные трахитовыми туфами ереванско-гюмрийского типа.

Фациальный аналог Аргавандского диатомового бассейна известен в Сисианском районе, который также относится к бакинскому времени. В этом бассейне, залегающем на ишхансарской верхнеплиоценовой вулканической толще, была обнаружена богатая нижнеплейстоценовая флора (Тахтаджян, Габриелян, 1948), которая до настоящего времени произрастает на территории Зангезура. А это значит, что условия развития диатомей, начиная с нижнего плейстоцена, почти не изменились. Присутствующая во всех слоях Аргавандского разреза *Stephanodiscus ostraea* очень характерна и для Сисианского, Гюмрийского, Севанского и др. бассейнов и достигает массового развития в современном планктоне (Авакян, 1974). Всем указанным пресноводно-озерным бассейнам соответствовали те или иные

фации вулканических образований кисло-риолит-риодацитового состава. Эти кислые вулканические накопления, слагающие берега водоемов, были источниками повышенных концентраций кремнезема, необходимого для нормального развития диатомовых водорослей (Лейе, Ширинян, 1957).

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Л.А. Первобытный бык (*Bos primigenius Boj*) в Армении. Изв. АН Арм ССР. Сер. естеств. науки. 1946, N9, с.59-63.
- Авакян Л.А. *Rhionceras merki Jaeg* из четвертичных отложений Армении. Научн. труды ЕГУ. 1955, т. 52, с.35-41.
- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1959, 72 с.
- Авакян Т.А., Головенкина Н.И. О петрографо-диатомовом составе диатомитов Гндевазского месторождения. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. 1973, N6, с.87-90.
- Авакян Т.А. Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1974, 132 с.
- Аслanian А.Т. Геология Армении. Ереван: Изд. "Айпетрат". 1958, 430 с.
- Аслanian А.Т., Багдасарян Г.П., Ширинян К.Т. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений вулканических толщ Армянского нагорья. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. 1978, т. XXXI, N6, с.7-21.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР. 1985, 219 с.
- Богачев В.В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, сер. геол. 1940, N4, с.79-89.
- Давтян А.Р. К вопросу о возрасте игнимбритов долины р. Памбак Армянской ССР. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. 1988, т. XLI, N1, с.76-77.
- Карапетян К.И., Солодовников Г.Н. Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1987, N2, с.24-30.
- Карапетян К.И., Мурадян П.Л. Новые данные о центре извержений игнимбритов бассейна р. Памбак и четвертичных поднятиях Памбакского и Базумского хребтов. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. 1992, т. XLV, N2, с.25-33.
- Караханян А.К., Минасян Дж.О., Варданян А.А. О некоторых особенностях ферромагнитного состава вулканических пород Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994, т. XLVII, N3, с.66-69.
- Криштафович А.Н. Плиоценовая флора диатомовых отложений р. Базарчай в Армении. Ботанический журнал. 1939, N5-6.
- Лейе Я.Б., Ширинян К.Г. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района. Тр. Арм. геол. управления. 1957, N1, с.125-132.
- Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбритов Касах-Памбакского типа. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994, т. XLVII, N3, с.9-12.
- Минасян Дж.О., Сирунян Т.А., Караханян А.К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. 1981, т. XXXIV, N5, с.30-39.
- Минасян Дж.О., Караханян А.К., Сирунян Т.А. О некоторых результатах магнитных и палеомагнитных исследований туфов Армянской ССР. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. 1989, т. XLII, N6, с.47-55.
- Минасян Дж.О., Караханян А.К., Варданян А.А. О датировке некоторых неоген-четвертичных эффузивов Армении по палеомагнитным и радиологическим данным. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1995, т. XLVIII, N1, с.59-61.
- Мкртчян К.А. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих. Изв. АН Арм ССР, сер. геология и география. 1958, N4, с.72-82.
- Тахтаджян А.А., Габриелян А.А. Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена М. Кавказа. ДАН АрмССР. 1948, т. VIII, N5, с.211-216.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Д.Г. Четвертичная геохронология Арагацского вулканического центра (Армения), по данным К-Аг датировки. Докл. АН России (геохимия). 2002, т. 384, N1, с.95-102.
- Ширинян К.Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. ДАН АрмССР. 1956, с.74-82.
- Ширинян К.Г. О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. Сибирское отд. Изд. "Наука". 1973, с.123-137.
- Abich H. Geologisch Forshugeninden Kaukasishen Landern (Geodesie des Armenishen Hochlandes). Wien, Alfred Holder. 1892, N2, 210 p.

**ԴԻԱՏՈՄԻՏՆԵՐԻ ԵՎ ԻԳՆԻՄԲՐԻՏԱՅԻՆ ՀՐԱԲԵԱՅՆՈՒԹՅԱՆ
ԱՌԱՋԱՅՈՒՄՆԵՐԻ ՇԵՐՏԱԴԱՐՍՄԱՆ ՄԻ ԲԱՑԱՌԻԿ ԿՏՐՎԱԾՔԻ ՄԱՍԻՆ**

Կ. Գ. Շիրինյան, Թ. Ա. Ավագյան

Հոդվածը նվիրված է Արմավիրի մարզի Արգավանդ գյուղի մոտ, Հայաստանում առաջին անգամ հայտնաբերված մի եզակի կտրվածքի նկարագրությանը, որը ներկայացված է լճագետային պայմաններում առաջացած դիատոմիտների և Երևան-Գյումրիի (Լենինականի) տիպի իգնիմբրիտային տուֆերի շերտափոխումներով: Բիոստրատիգրաֆիական կտրվածքների սակավության պայմաններում Արգավանդի կտրվածքը հնարավորություն է տալիս ոչ միայն կատարել հասակային որոշումներ, այլև լուծել երկրաբանական, պալեոաշխարհագրական, էկոլոգիական և այլ խնդիրներ: Տուֆերի մեջ գտնվող կամ նրանց հետ շերտավորվող դիատոմիտների գերակշռող տեսակները ներկայացված են *Stephanodiscus ostrea* և այլ ձևերով, որոնք, ինչպես նաև տուֆերն առաջացել են նեոպլեյստոցենյան ժամանակաշրջանի սկզբում:

**ABOUT ONE UNIQUE SECTION OF DIATOMITE AND IGNIMBRITE
VOLCANISM SEDIMENT STRATIFICATION**

K.G.Shirinyan, T.A.Avakyan

Abstract

The article deals with the description of rare section of stratification of Yerevan- Gyumri (Leninakan) – type ignimbrites and limno-fluvial diatomites for the first time revealed in the vicinity of Argavand Village. As the number of biostratigraphic sections suitable for determining ignimbrite age is not large, so the Argavand section as a rarity is important while managing stratigraphic, paleogeological, and ecological issues.

КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА АРАРАТ 2 ИЮЛЯ 1840 ГОДА

© 2005 г. Р. А. Арутюнян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: roubenhar@web.am
Поступила в редакцию 28.07.2003 г.

В статье анализируются существующие до настоящего времени мнения об извержении вулкана Большой Арарат 2 июля 1840 г., о процессах, происходивших во время и после извержения, о расположении знаменательных объектов на северо-восточном склоне Арарата, указывается на широко распространенные заблуждения по этим вопросам и на основе первичных сведений дается уточненная картина этой природной катастрофы. Показано, что 2 июля 1840 года вследствие сильного тектонического землетрясения, приуроченного к Гайлату-Тебризскому разлому, произошло сейсмогенное эксплозивное извержение вулкана Большой Арарат ультравулканского типа.

Впервые мнение об извержении вулкана Большой Арарат (далее Арарат), произошедшем во время Араратского землетрясения 1840 года, высказал немецкий геолог М. Вагнер, одним из первых исследовавший последствия этой катастрофы в 1843 году. Он предположил, что это, одно из сильнейших в регионе, землетрясение произошло именно вследствие вулканического извержения (Wagner, 1848). Исследования другого немецкого геолога – Г. Абиha, проведенные год спустя, привели его к выводу, что никакого вулканического извержения не было, а катастрофа произошла из-за тектонического землетрясения (Abich, 1947). В последующие годы основополагающим считалось мнение Г. Абиha, хотя время от времени упоминалось о возможном извержении Арарата 2 июля 1840 года.

Целенаправленные исследования исторических источников, проведенные в 90-ых годах прошлого столетия, выявили свидетельства о наличии регионального активного вулканизма на территории Армянского нагорья, позволившие пересмотреть существующее мнение о неактивности в историческое время некоторых, считавшихся потухшими, вулканов, в том числе Арарата (Հարությունյան, 2001; Арутюнян, 1999, 2000, 2001; Karakhanian et al., 2002).

Исторические свидетельства об извержении вулкана Арарат 2 июля 1840 года

Несмотря на то, что Араратское катастрофическое землетрясение 2 июля 1840 года привело к разрушениям на обширном пространстве региона, основной частью погибших на территории Российской империи являлись жители села Акори, расположенного на северо-восточном склоне Арарата. Относительно малое количество жертв столь сильного землетрясения объясняется тем, что оно произошло летним жарким вечером, когда практически все население находилось вне домов, разрушенных землетрясением. Катастрофа же села Акори, приведшая к гибели подавляющего большинства его населения, была обусловлена не разрушительным землетрясением, а являлась, как будет показано ниже, последствием извержения вулкана Арарат. Поскольку наибольшие разрушения и жертвы были

в селе Акори, предполагалось, что эпицентр землетрясения находился в окрестностях села и поэтому специалисты, направленные в зону землетрясения, основное внимание уделили окрестностям этого села. Ими были описаны не только результаты собственных наблюдений на месте катастрофы, но и записаны свидетельства очевидцев:

1) Согласно горному инженеру, майору Н. Воскобойникову (1840), первому специалисту, посланному в Армению после землетрясения для сбора информации:

1) "По единогласному свидетельству, землетрясение началось в исходе 7-го часа пополудни (около 7-ми часов 45-ти минут) и продолжалось перемежающимися подземными ударами, сопровождаемыми волнообразными колебаниями земли около 2-х минут..."

2) "...всего более пострадали при этом жители области Армянской. Здесь от обрушения вершины горы Большого Арарата глыбами льдин и камней завалены монастырь Св. Иакова и дер. Ахури, более нежели с 1000 жителями..."

3) "На пространстве от монастыря до деревни Акори, бывшем под посевами и садами, теперь возвышаются ряды кеглеобразных сопков, составившихся из обломков скал и льда, которые по сие время (25 ноября 1840 г.) на глубине одного аршина (около 0,7 метра) сохраняются в целостности. Холмы эти с поверхности, от таяния льда и распада на части глинистых пород, обезображены трещинами, впадинами, нередко наполненными купоросною водой, и усеяны множеством глыб камней, от чего они почти непроходимы и, вероятно, при растаянии нижних слоев льда они со временем произведут новые обвалы."

4) "Вид ущелья Акори также изменился: теперь вершина его почти вдвое увеличилась в пространстве своем и значительно в вышине, особливо с восточной, и вечные снега, прежде лежавшие отвесно на куполообразной высоте Большого Арарата, спустились несравненно ниже по вновь образованному склону горы."

5) "Развалины домов села Акори очень явственно сохранились и едва покрыты наплывами глины. Кочующие курды... разрыли большую часть жилищ. Рассматривая множество ям, которые были не более 1 сажени

(ок. 2 м) глубиной, видно, что большая часть балок, некогда накрывавших строения, находятся над их развалинами и что в некоторых домах стены в нижней части их уцелели. Лыдины и огромные глыбы камней, нанесенные завалом, наполняют их внутренность. Из этого ясно видно, что село Акори разрушено не потоком катящихся камней, а навесным падением их сверху."

II. Согласно М. Вагнеру (Wagner, 1848):

1) "...на всем Кавказе распространено ошибочное мнение, что село Акори и монастырь Св. Якова накрыты земляной массой, сползшей вниз с вершины горы вследствие землетрясения. Однако очевидцы события и независимая экспертиза опровергают это мнение... Эти камни и массы сползли не с вершины горы, а были выброшены вверх из старого кратера вулкана, находящегося в пропасти Св. Якова, страшной силой вырвавшихся паров и газов. ...Следовательно произошло вулканическое извержение, сопровождаемое землетрясением, а не оползень вследствие землетрясения. С абсолютным единодушием об этом свидетельствуют очевидцы армяне, татары и курды, которые пасли овец в верхней части ущелья Св. Якова и поэтому спаслись.

Наиболее подробное описание происшедшего дал Сагател Ходжоян, который в день несчастья был на верхних пастбищах и при извержении горячих газов и земляных масс находился в 2 русских милях от этого места."

2) "2-ого июля 1840 г, за полчаса до заката, когда небо было совершенно чисто, послышался мощный гул... В шести русских милях выше Акори, в конце Мрачного ущелья раскрылась огромная трещина, из которой с большой силой изверглись газы и пар; силой взрыва вверх были выброшена смесь камней и грунта... Вскоре облака пара, выходящие из кратера вулкана, поднялись выше вершины Арарата, и в ту же ночь прошел, редкий для этих мест и времени, проливной ливень. Пар и газы при выходе были разноцветными, преимущественно красными и синими. Свидетели не смогли ответить точно, был ли огонь или не был, т.к. извергаемые пары и газы были красноватого цвета. Красный и синий цвет пара вскоре изменился в густой черный и воздух сразу наполнился острым запахом сероводорода. Параллельно с гулом, идущим из недр горы, слышался рев огромных обломков скал, свистящих как падающие бомбы. Среди этих скал были и весящие более 100 центнеров. Исходящие из недр звуки отличались от звука сталкивающихся в воздухе летящих обломков. Эти большие камни где падали, там и оставались и не катились. Это извержение длилось около часа".

3) "От села Акори не осталось бы и следа, если бы курды в поисках добычи не раскопали бы развалины. В разных местах, где низвергнутые массы камней и грунта были не очень тяжелы, дома не полностью разрушены и видны полости и дыры из которых выпирают бревна перекрытий."

4) "...родник Св. Якова изменил свое течение и сейчас исходит среди выброшенных извержением камней и земляных масс в другом мес-

те. Родник находившийся близ Акори, который ранее был ясным с чистой водой, после извержения мутный и непригодный для питья, имеет серный вкус."

5) "...кочевники курды, прослышавшие о гибели богатого села и поспешившие сюда с целью достать из под развалин ценные вещи, погибли во время этого разбоя при низвержении вновь извергнутых масс."

III. Согласно Г.Абиху (Линч, 1910; Abich, 1847).

1) "Пастух, пасший стада на пастбищах над пропастью и бывший свидетелем этой катастрофы, рассказывает нам, что он внезапным сотрясением почвы был сброшен на колени, что он не в состоянии был удержаться даже в этом положении и был опрокинут навзничь непрекращавшимися толчками. Рядом с ним трескалась земля, громовые раскаты оглушали его; когда он осмелился поднять голову, то не мог увидеть ничего, кроме огромной тучи пыли, светившейся красноватым светом над расщелиной. Но треск и колебания опять возобновились; он лежал распростертым на земле и ждал смерти. Наконец звуки ослабли и он снова решился посмотреть в сторону расщелины. Сквозь облако пыли он увидел в ней темную массу, но из чего она состояла, этого он не мог разобрать. Солнце садилось и большое облако уходило из долины. Когда он спустился со своим стадом, то при слабом свете сумерек не мог видеть в пропасти ничего, кроме темной массы."

2) "Крестьянин из Акори, работавший вместе с семьей в садах, расположенных ниже по склону, в нескольких верстах от села, свидетельствовал: «Внезапно земля под ногами сильно всколыхнулась и сбила их всех с ног. В то же время громкие выстрелы и раскаты, похожие на гром, увеличили панику, которая их охватила. Внезапный порыв ветра с силой урагана налетел на них из расщелины и опрокинул все, что только можно было опрокинуть. С той же стороны поднялась огромная туча пыли, под которой около верхней части расщелины виднелось еще более темное облако, похожее на столб черного дыма. После минутной паузы повторились те же явления; только на этот раз темная масса мчалась к ним со стороны деревни с каким-то шуршанием и глухими раскатами. Она настигла людей идущих к деревне и поглотила их — они исчезли. Масса катилась вниз к садам и на своем пути разрушала каменные ограды. Большие камни падали вокруг несчастных крестьян и огромная глыба пронеслась над распростертым очевидцем и, упав возле него, придавила его плащ. С трудом освободившись, он поднял с земли лежавших без памяти жену и дочь и побежал с ними по колыхавшейся земле. После каждого толчка они слышали в расщелине треск, сопровождавшийся резкими выстрелами. К ним присоединились другие беглецы из соседних садов и они направили путь к Аралыху. Когда они достигли своей цели — уже настало утро"

3) "...довольно просторная долина разделяет эти две вершины (высшие точки Арарата — Р.А.) и мне казалось, что всю длину ее проре-

зывает изогнутая дугою трещина, а так как ни Ф. Паррот, ни К. Спасский-Автономов, взойшедший на Арарат 5 августа 1834 г. и посетивший обе вершины горы, не упоминают о ней, то я думаю, что она произведена землетрясением 1840 года, которое, как известно, отделило значительные массы снега с вершины Арарата и низвергло их в кратерообразное отверстие, составляющее высшую ступень долины Св. Иакова, где находится весьма замечательный ледник, состоящий в постоянном соединении с вечными снегами". Об этой трещине упоминает также и Сиволобов, поднявшийся на Арарат в 1882 г.: "... по седловине между вершинами тянется с юго-востока на северо-запад занесенная снегом глубокая трещина – при падении в нее твердых предметов она издавала гул."

4) "...обломки скал, рассыпанные по склонам фундамента горы, перед входом в расщелину, попадают все чаще, по мере приближении к ней, и наконец собираются в длинные гряды глыб, выходящие из пасти пропасти. Но ни один из этих обломков не подходил, по своей природе к обломкам прилежащих склонов. Они по составу своему вполне соответствуют тем склонам, которые на верхнем конце расщелины нависли над пропастью."

IV. По свидетельству Ованнеса Тер-Барсегянца, жителя села Ташбурун, расположенного у подножья Арарата (Հովհաննէս Տէր-Բարսեղյանց, 1903):

1) "...произошло сильное землетрясение, гора Арарат прорвалась сверху до низу, оттуда вырвалось пламя, смешанное с вихрем, вихрем огненным, черным и ужасным, который гремел, как весенний гром и мчался, как стрела пущенная рукой великана. Он поднял снег с Арарата на 30 кангунов (1 кангун равен ок. 0,75 м) выше вершины и бросил его на село Акори, на монастырь, на сады и поля."

2) "...Спустя три дня после гибели Акори, когда я в числе четырехсот всадников во главе с мовровом (сурмалинский окружной начальник – Р.А.) поднялись к селу, снова поднялся тот огненный вихрь. Мы все испугались и затряслись от ужаса. Вихрь гремел как гром и несся как стрела... Этот вихрь повторился еще три-четыре раза..."

V. По свидетельству монахов Эчмиадзина (Ստեփանյան, 1964):

1) "...землетрясение началось к концу ужина братии, когда все еще сидели за столами. Большая часть монахов, ужаснувшись от землетрясения, босиком выбежала наружу. Во дворе они увидели, как крест на куполе собора колеблется в направлении восток-запад и весь собор вместе с колокольной колеблется в том же направлении и колокола самопроизвольно звенели со средней силой. Они ощутили неприятный запах серы и дегтя, исходящий из пропасти Акори, и увидели низвержение скал в районе Акори..."

О рекогносцировке северо-восточного склона Арарата

Для правильного представления процессов,

происходивших при извержении, описываемых очевидцами, необходимо четко представить рекогносцировку северо-восточного склона горы Арарат. В прошлом, как указывается в (Линч, 1910; Wagner, 1848), о процессах, происходивших во время и после извержения, и о расположении здесь знаменательных объектов обсуждались различные представления. В последней подобной работе (Karakhanian et al., 2002), где сделана попытка обобщения данных об извержении вулкана Арарат 2 июля 1840 г., приведен богатый иллюстрационный материал о состоянии северо-восточного склона Арарата до и после извержения. Однако интерпретация приведенных в этой статье материалов, по нашему мнению, нуждается в уточнении.

Визуальный анализ космического снимка северо-восточного склона Арарата (рис. 1) приводит нас к выводу, что в этой статье верны выводы лишь о том, что:

- Кратер извержения 2 июля 1840 года, отмеченный цифрой 1, действительно находился в конце пропасти (расщелины) Акори, непосредственно под вершиной Арарата.

- Отложения, отмеченные цифрами VI и VII, являются отложениями грязевых потоков, сошедших соответственно 6-ого июля 1840 г. и в прошлом.

Языкообразный массив значительной мощности в пропасти Акори, с видимой на космоснимке (II, рис. 1) длиной около 5 км, в статье представляется, как "отложения первого грязевого потока, сошедшего 2-ого июля 1840 г.". Бросается в глаза, что внешний вид этого массива сильно отличается от характерного для жидких грязевых потоков внешнего вида отложений других грязевых потоков, сошедших 6-ого июля 1840 г. (VI, рис. 1) и в прошлом (VII, рис. 1).

Прежде всего отметим, что во время извержения вулкана Арарат 2 июля 1840 г., несмотря на широко распространенное мнение, не было оползня-грязевого потока, будто бы покрывшего монастырь Св. Якова и село Акори (M. Wagner, 1848) (см. ниже). А языкообразный массив является не "отложениями первого грязевого потока", а северным ледником Арарата, который по описанию поднимавшихся на гору исследователей, сползает по дну пропасти Акори. О существовании в пропасти Акори (Св. Якова) ледника, который местное население называло «сарцатун», свидетельствовали Ф. Паррот (Parrot, 1834), М. Вагнер (Wagner, 1848), Г. Абих (Abich, 1847) и другие исследователи, побывавшие на Арарате. Наиболее подробно этот ледник, нижний конец которого спускается до высоты около 8000 футов (ок. 2440 м) (Линч, 1910), описал Луис Джейлаз, поднявшийся на Арарат в 1910 году (Jeulaz, 1911):

"...ледник, сползая со склонов горы и достигая обрыва над ущельем, свешивается и падает с отвесных диких стен на дно каменистой щели, на 2000 метров ниже. Там упавший лед образует подобие ледника и, двигаясь черной грязной массой, медленно сползает вниз по ущелью. ...Ледник, длина которого около 5 км,

в наиболее широкой части достигает лишь 500 м. Его падение очень слабое, тем не менее он очень расстреснут на всем протяжении и очень трудно доступен. Этот ледник представляет 2 аномалии. Во-первых, он стекает не по каменистому дну ущелья, а по слою горных обломков, толщина его, изменяясь от 40 до 100 м, увеличивается по мере приближения к его концу. Другая особенность заключается в том, что ручей, вытекающий обычно из-под конца ледника, здесь выходит сбоку ледяного потока в 2 км от его нижнего конца и течет параллельно ледниковому течению вне его."

Как можно заметить, внешний вид и размеры языкообразного массива на космоснимке (рис. 1) соответствуют вышеприведенному описанию ледника Луисом Джейлазом (Jeylaz, 1911).

Становится ясно, что монастырь Св. Якова никак не мог быть построен на указанном в (Karakhanian et al., 2002) месте (III, рис 1), т.е. на леднике.

Для определения местоположения монастыря (около 6400 футов – около 1950 м) (Линч, 1910; Parrot, 1834) можно воспользоваться рисунками ущелья Акори (Св. Якова) (рис. 2). Действительно, согласно китайской поговорке, лучше один рисунок, чем сто описаний. По нашим представлениям, и эти рисунки в статье Karakhanian et al. (2002) интерпретированы неверно. На очень важном, с точки зрения информативности, рисунке Ф. Паррота (рис 2а) показано не село Акори, как предполагается в (Karakhanian et al., 2002), а монастырь Св. Якова, в котором Ф. Паррот останавливался на пути к вершине Арарата. Об этом свидетельствуют и Алишан (Цишань, 1890), да и сам рисунок, на котором действительно видно не село с населением более 1000 человек, а небольшой монастырь с купольной церковью. В статье (Karakhanian et al., 2002) неверно проведена и совместная интерпретация рисунков и на рис. 2б определено место расположения монастыря Св. Якова (на рисунках ошибочно названном "Akory village").

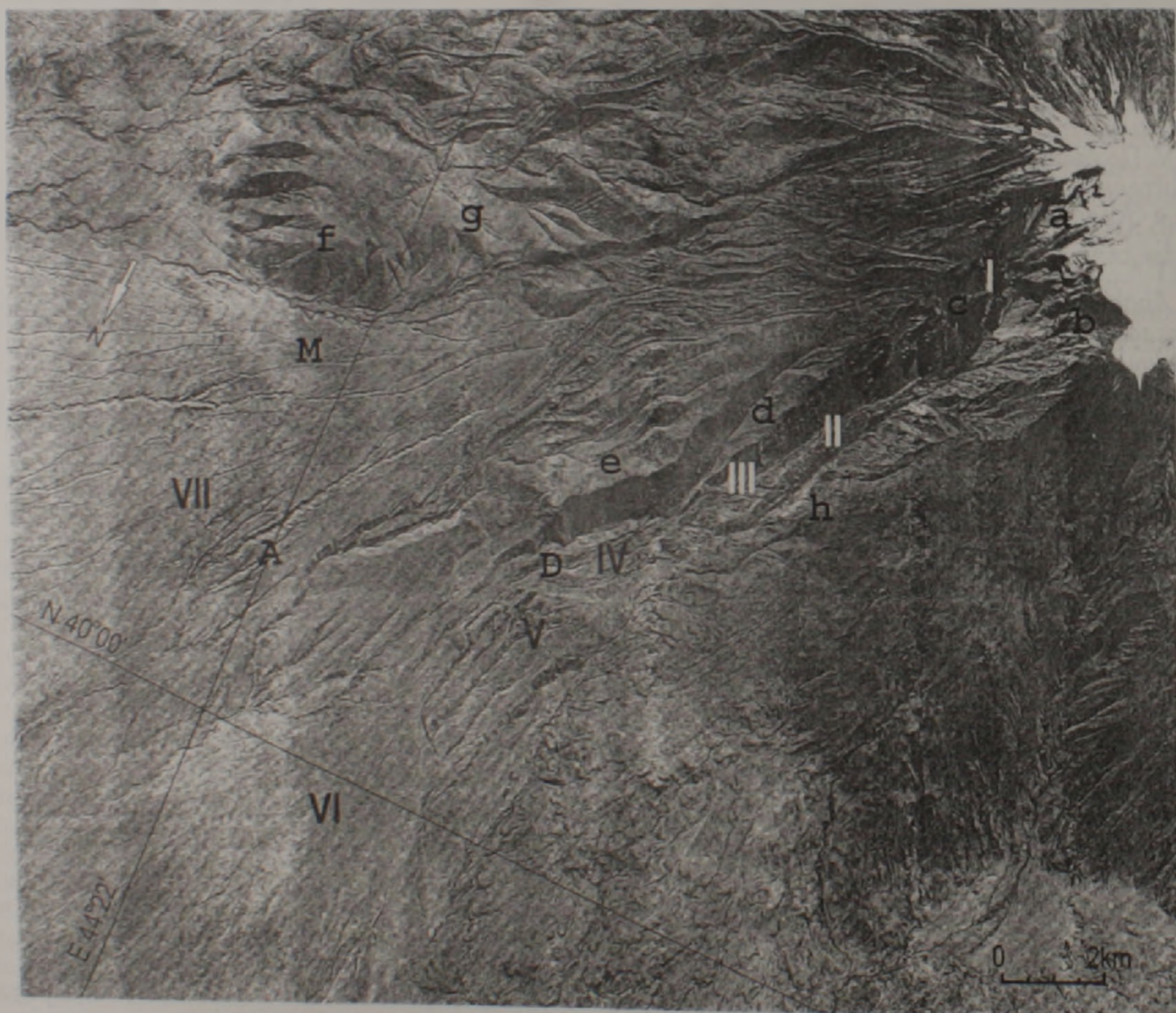


Рис. 1. Космоснимок северного склона Арарата и пропасти Акори по Karakhanian et al (2002). I – предполагаемый центр фреатического эксплозивного извержения 2 июля 1840г.; II – отложения первого грязевого потока-оползня 2 июля 1840г.; III – монастырь Св. Якова, IV – старое село Акори; V – современная деревня, VI – отложения грязевого потока-оползня 6 июля 1840г.; VII – отложения прошлых грязевых потоков-оползней. Дополнительно нами указаны элементы-ориентиры рельефа: а, б, с, d, е, f, g, h. Исправления: II – северный ледник Арарата; М – монастырь Св. Якова; А - старое село Акори; D – район образования дамбы.

о чем свидетельствует расположение одних и тех же элементов-ориентиров рельефа на рис. 1 и 2 (отмечены нами буквами **a, b, c, d, e**). Конечно же, рисунок 26 Абихом сделан не из той же точки что и рисунок 2а Parrot-ом, т.е. не из за монастыря Св. Якова, а из точки, находящейся непосредственно у выхода из пропасти (отмечен нами крестиком на рис.2а).

В действительности, монастырь Св. Якова, как это видно на рис 2а, находился у подножья высокого холма с круглой вершиной (**f**, рис.2а), который виден и на космоснимке северо-восточ-

ного склона Арарата (**f**, рис.1). Таким образом, по нашей интерпретации, монастырь Св. Якова (**М**, рис.1) был расположен не в пропасти Акори, а в нижней части ущелья Акори (по-армянски – **օրր**), у его правого борта, представляющего собой мощный лавовый поток, сошедший в древности с вершины г.Арарат (**g**, рис.1). А глубокая расщелина, известная как пропасть Акори (по-армянски – **օրհ**), в верхнем конце которой и находится кратер извержения 2 июля 1840 года, тянется вдоль левого борта ущелья (**h**, рис.1) до самого его верха:



Рис 2. Рисунок северного склона вершины Арарата и верхней части пропасти Акори (Karakhanian et al., 2002): (а) до извержения грязевого потока-оползня и землетрясения 2 июля 1840 г., нарисован Parrot-ом (1834) в 1829 г.; (б) после извержения 2 июля 1840 г., нарисован Abich-ом (1847) в 1844 г.

Дополнительно нами указаны элементы-ориентиры рельефа: **a, b, c, d, e, f, g, h**.

Исправления: 1) На рис. (а) приведен вид не села Акори, а монастыря Св Якова и ущелья Акори (Св Якова), 2) На рис (б) приведен вид не ущелья Акори (Св Якова), а пропасти (расщелины) Акори. Крестиком указано не место села Акори, а вход в пропасть Акори, который на рис. (а) указан нами таким же крестиком.

"Северо-восточный склон Арарата прорезан сверху вниз глубокой трещиной или расщелиной, произошедшей вследствие разрыва вулканическими силами пород, составляющих толщу горы. Трещина эта... имеет около семи верст протяжения и идет в северо-восточном направлении. Верхняя часть ее представляет собою обширный цирк (кальдеру), окруженный громадами скал с отвесными обрывами, начинающимися почти под самой вершиной Арарата. Дно кальдеры поднимается в виде амфитеатра, и с высшей, недоступной террасы его спускается глетчер в виде ледяного каскада. Он появляется сначала в виде узкой ленты и потом, вступив на более пологий склон, расширяется. ...В двух верстах, ниже оконечности ледника, расщелина стесняется с обеих сторон выступающими скалистыми отрогами; затем вновь расширяется, достигая средней ширины 1500 футов (ок. 450 м – Р.А.) и наконец открывается устьем своим на равнину Аракса." (Вейденбаум, 1884).

Следует заметить, что еще Х. Линчем (1910) отмечено, что местоположение монастыря Св. Якова нередко путалось с местоположением часовни Св. Якова, расположенной на высоте около 7400 футов (ок. 2260 м) (Линч, 1910; Parrot, 1834). Часовня эта находилась в створе выхода из пропасти Акори, на ее правом борту, у источника Св. Якова, на расстоянии, равном 4 км от языка ледника и от села Акори (Стебницкий, 1877).

Старое село Акори являлось одним из крупных сел Армении того времени, в котором было более 200 каменных домов, 2 школы, трактир, церковь с пристройками и богадельней, с населением более 1000 человек, а вокруг села простирались обширные поля и сады (Հայաստանի և հարակից..., 1986; Հ. Տեր-Բաբուդյան, 1903; Wagner, 1848). Поэтому трудно представить, что Акори мог располагаться в узкой расщелине (Karakhanian et al., 2002) (IV, рис.2), совершенно непригодной для жизнеобеспечения крупного села.

Поскольку выше были уточнены места расположения монастыря Св. Якова и ледника, находящихся от села на расстоянии соответственно в 4 и 8 км выше по склону, можно предположить, что старое село Акори скорее всего было расположено не в пропасти Акори, а в нижней части ущелья Акори, на высоте 5600-5700 футов (1710-1740 м) (Линч, 1910; Parrot, 1830), на пологом склоне горы Арарат (А, рис.2), что соответствует описанию местоположения села Линчем (1910).

"Деревня находилась у открытого выхода из ущелья в том месте, где оно выравниваясь, сливается с основанием горы."

Таким образом, выясняется, что разрушенные при катастрофе 2 июля 1840 года объекты – монастырь Св. Якова, село Акори и часовня Св. Якова – не были расположены последовательно сверху вниз в пропасти Акори. Эти объекты располагались поперек склона вулкана, в нижней

части ущелья Акори, где его ширина достигает почти 10 км. Монастырь Св. Якова находился у правого борта ущелья, часовня и родник Св. Якова находились у левого борта ущелья, в створе выхода из пропасти Акори, а село Акори находилось между ними, на склоне горы, ниже по склону, на расстоянии, равном 4 км от монастыря и от часовни.

О событиях, произошедших в процессе и после вулканического извержения

После Араратской катастрофы 2 июля 1840 года, как сообщает М. Вагнер (1848), широкое распространение получило ошибочное мнение, что разрушение монастыря Св. Якова и села Акори произошло вследствие сошедшего с вершины Арарата обвала или оползня. По версии современных сторонников этого мнения (Karakhanian et al., 2002), произошло невероятное событие – во время землетрясения с привершинной части Арарата сошел оползень-грязевой поток (II, рис.2), который, промчавшись с высокой скоростью по пропасти Акори, разрушил монастырь Св. Якова (III, рис.2), село Акори (IV, рис.2) (выше было показано, что они находились не в пропасти – Р.А.) и остановился (!) на выходе из пропасти, на склоне горы, на высоте 900 м над уровнем Араратской долины, образовав дамбу.

В прошлом один лишь М. Вагнер (1858) представлял катастрофу села Акори, как следствие падения на село изверженного в результате пробуждения вулкана Арарат материала. Другие исследователи этой катастрофы (Воскобойников, 1840; Линч, 1910; Abich, 1847 и др.) не допускали возможности вулканического извержения и гибель села Акори представляли следствием сугубо сейсмо-гравитационных процессов – обвала, оползня, осыпи крупных обломков скал, блоков грунта и льда с привершинных частей Арарата и бортов пропасти Акори. В работе (Karakhanian et al., 2002), принимая факт эксплозивного извержения Арарата 2 июля 1840 г., продолжают считать, что катастрофа произошла вследствие оползня-грязевого потока, будто бы имевшего место во время извержения. Заметим, что если бы с привершинных частей Арарата (а,б, рис.1 и 2) вследствие землетрясения произошел оползень, либо обвал, то эти сейсмо-гравитационные массы привели бы к разрушениям лишь в пропасти Акори. Село же Акори и тем более монастырь Св. Якова, находящиеся в 6 км в стороне от выхода из пропасти (рис.1, 2а) никак не могли быть погребенными этими массами.

По моему мнению, ключевыми являются наблюдения первых исследователей последствий Араратской катастрофы – Н. Воскобойникова (1840) и Вагнера (1838), по которым монастырь Св. Якова и село Акори были уничтожены *"не потоком катящихся камней, а навесным падением"* на них сверху крупных скальных обломков, блоков глины и льда (сообщения I, п.5; II, п.3).

2 июля 1840 г. извержение вулкана Арарат началось мощными выбросами газов и паров

красного и синего цвета, быстро сменившимися сероводородными выбросами черного цвета (см. сообщения I – п.1, II – п.2, III – п.1). В результате извержения газов и паров произошли большие разрушения бортов верхней части пропасти Акори, где находился кратер извержения (см. сообщение I – п.4). Вследствии этого значительно расширилась эта часть пропасти (а,б, рис.1 и 2), почти двухкратно увеличилась высота ее привершинной стены (ныне достигает 2500м) (Jeylazz, 1911). Весь объем разрушенных скальных пород, больших масс глины и льда был выброшен крутонаклонным извержением в нижнюю часть ущелья Акори, где образованные ими ряды высоких кеглеобразных холмов покрыли значительную площадь (зона MAD, рис.1). Навесным падением выброшенного извержением материала были разрушены и покрыты монастырь Св.Якова и село Акори, а на выходе из пропасти Акори образовалась дамба (D, рис.1), (см. сообщения I – пп.3,5; III – п.4; IV – п.1).

После извержения за дамбой, перекрывшей выход из пропасти, начала скапливаться вода от таявших привершинных снегов и ледника, ползущего по дну пропасти, а также выпавшего ночью, сразу после извержения, редкого для этого времени проливного дождя. В течение последующих четырех дней образовалось озеро, в воде которого было растворено большое количество глинистого материала, образованного в процессе выветривания вулканических пород (Воскобойников, 1840; Abich, 1847). Это грязевое озеро, по оценке Г.Абиха, имело длину 3500 футов (ок. 1100м), ширину 2400 футов (ок. 750 м), а глубина достигала 50-60 футов (ок. 15-20м) (Вейденбаум, 1884), т.е. за дамбой скопилось более 15 млн. тонн густой грязи.

6 июля 1840 года в 9 часов утра произошел прорыв дамбы и огромная масса грязи, включающая крупные блоки скал и льда, стремительным потоком в течение нескольких минут промчалась по склону Арарата более 20 верст и залила подножье горы на большом (шириной до 15 верст) пространстве, приведя к изменению русла реки Севджур (Карасу). В последующем грязевые потоки, образованные вследствие слияния ручейков от таяния блоков льда, составляющих значительную часть объема кеглеобразных холмов и дамбы, продолжали заливать склоны горы и долину довольно продолжительное время:

"...быстрое образование и движение этой грязи поразительно: огромные скалы кажущейся твердой породы, состоявшие из глины (которая произошла, вероятно, от действия на полевошпатовый трахит паров и газов в вулканической сопке Арарата) и прежде все сокрушавшие на своем пути, теперь при одном прикосновении с водою, мгновенно поглотив ее, обратились на месте в жидкую синеватую глину, которая и потекла по склону, или в виде еще твердых масс неслась со льдом и глыбами других пород и на пути своем растворялась в потоке глины. Иначе нельзя объяснить явление потоков, начинавшихся ниже села Ахури на

возвышенностях 15-ти или 20-ти саженьей (из коих один истребил дворец бывшего Ереванского сардара) и быстроту их распространения по равнине; в несколько минут они покрыли большую часть площади от устья Ахуринского ущелья до речки Карасу, местами истребив жителямские посевы и сады на пространстве 15-ти верст в ширину. Кроме того, один из главных потоков влился в самую речку Карасу, завалил русло, и тем заставил ее переменить прежнее свое течение, причем от разлива вод по низменным полям много потерпели соседние деревни и кордонный казачий пост при Солоновом мосту находившийся. Потоки грязи около 5-ого июля (17-ого июля по григорианскому календарю – Р.А.) стали уменьшаться и наконец совершенно иссякли. Эти потоки грязи на всем протяжении своего схода заносили в реку Карасу в таком множестве растерзанные части погибших жителей и домашнего скота, что долгое время воду реки не могли употреблять для приготовления пищи." (Воскобойников, 1840)

О типе извержения. Эксплозивное извержение Арарата 2 июля 1840 года, вероятно, было ультравулканского типа, поскольку ни свидетели извержения, ни специалисты, проводившие впоследствии исследования, не указывают на излияние лав. М.Вагнер (1848) предполагал, что произошло фреатическое извержение. Согласно его гипотезе, в недрах массива Арарат существуют огромные полости, в которых скапливаются грунтовые воды, образуя подземные озера. Вследствие возможного прорыва крупных масс этих вод к горячему очагу вулкана произошло извержение, спровоцировавшее катастрофическое землетрясение. Некоторые современные исследователи также считают, что произошло фреатическое извержение без какой-либо аргументации, подтверждающей предположение о решающей роли грунтовых вод в механизме этого извержения (Karakhanian et al., 2002).

В настоящее время нет сомнений в том, что Араратская катастрофа 1840 года была следствием одного из сильнейших в регионе тектонических землетрясений, эпицентр которого был приурочен к Гайлату-Тебризскому (Балыкгель-Тебризскому) сейсмоактивному разлому (Ambraseys et al., 1982). По моему мнению, именно землетрясение сопровождалось вулканическим извержением, а не наоборот, как предполагал М.Вагнер. При этом решающую роль в механизме извержения Арарата 2 июля 1840 года сыграл не прорыв гипотетических "огромных масс грунтовых вод" к вулканическому очагу, а сильный сейсмический толчок, т.е. извержение произошло вследствие сейсмического удара по очагу, газонасыщенное содержимое которого находилось при достаточных для извержения РТ-условиях (Шпрингшпиг, 2001). Таким образом, в данном случае мы имеем дело с относительно редким явлением (Тазиев, 1968; Ферхуген и др., 1974) – сейсмогенным вулканическим извержением. Этот вывод исходит из того, что извержение произошло сра-

зу после главного толчка землетрясения, о чем свидетельствуют не только рассказы многих очевидцев из района села Акори, приведенные выше, но и сообщение монахов монастыря Эчмиадзин, расположенного в Арартской долине в 50 км от подножья вулкана Арарат (сообщение V, п. 1).

О количестве жертв извержения. О числе жителей села Акори есть противоречивые сведения.

Во время посещения села Ф. Парротом в 1829 году насчитывалось 175 домов (Вейденбаум, 1884).

Согласно рапорту сурмалинского начальника, поданному спустя неделю после катастрофы (Рапорт сурмал. нач. ..., 1840):

"В деревне Ахурах по спискам считалось 161 семейство и в них 603 души обоего пола, следовательно, исключив оставшихся в живых 107 душ, погибло жителей под завалом 496 душ, но кроме того, как объясняет спасшийся ахуринский старшина Сагател, в деревне их было до 500 душ бедных обоего пола, в числе коих третья часть куртин, бывших в прислугах у ахуринских жителей. И так, наверное полагать должно, что всего в заваленной деревне Ахурах погибло до 1000 душ."

Как отмечает Wagner (1848):

"Акори – одно из красивейших и больших сел Армении. Согласно Дюбуа, его население составляет 1000 человек, а число домов – 200. Но это очень мало. В Акори проживали до 1600 человек, и кроме того много работников курдов. После села Пазарджуг, находящегося у подножья Арагаца, следующим по населению и богатству в Эриванской губернии было село Акори... Из населения Акори бесследно исчезли около 1500 человек, а также 400 курдов и 8 человек из монастыря Св. Якова. Только 114 человек спаслись, кто был в отъезде, другие по сельским делам были в дальних окрестностях села."

По свидетельству ташбурунца Ованнеса Тер-Барсегянца (1903):

"Возле горы Арарат, в уезде Сурмалу было большое село – Акори, в котором было более чем 300 домов. В селе была чудесная купольная церковь Св. Степанос... Это село имело 19 водяных мельниц, улицу и трактир, более 300 садов... Выше села был монастырь Св. Якова с тремя служителями. Рядом с монастырем были около 20 шатров, принадлежащие мусульманам."

Из жителей Акори спаслись 107 человек – мужчин, женщин, стариков и детей. Некоторые были в поле, некоторые в шатрах, другие жили вне села... Они пришли в Ташбурун, где имели родственников."

Таким образом, по разным оценкам, в результате извержения вулкана Арарат в селе Акори и его окрестностях погибли от 1000 до 2000 человек, а спаслось от 107 до 114 человек.

Заключение

На основе вышеприведенных данных и их анализа можно сделать вывод, что произошедшее 2 июля 1840 года сильное тектоническое землетрясение, приуроченное к Гайлату-Тебризскому

разлому, стимулировало эксплозивное извержение вулкана Арарат. Это было сейсмогенное извержение ультравулканского типа. Извергнутые из недр газы и пары подняли в воздух огромные массы горных пород и льда, которые обрушились на село Акори и монастырь Св. Якова, расположенные в нижней части ущелья Акори, на северо-восточном склоне горы. Вследствие этого извержения погибли от одного до двух тысяч человек.

Гибель села Акори показывает, что, несмотря на то, что вулканы на Армянском нагорье извергаются не столь часто, как в других областях активного вулканизма, однако их редкие извержения могут иметь катастрофические последствия, особенно в относительно густонаселенных районах Вулканоактивного пояса Армянского нагорья (Հարությունյան, 2001; Арутюнян, 1999, 2000, 2001). В связи с этим существует настоятельная необходимость продолжения исследований по оценке вулканической опасности на территории Армении.

ЛИТЕРАТУРА

- Ալիշան Ղ. Այրարատ Վեներիկ, Սր Ղազար, 1890, 590 էջ:
Հայաստանի և հարակից շրջանների տեղանունների բառարան, հ. 1 Երևան, ԵՊՀ, 1986, 992 էջ:
Հարությունյան Ռ.Ա. Հայկական լեռնաշխարհի ակտիվ հրաբխականության մասին: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր. Գիտ. Երկրի մասին, Երևան, 2001, LIV, N 1, էջ 3-12:
Հովհաննես Տեր-Բաբսեդյանցի հաղորդագրությունը. Էջմիածին, Արարատ, 1903, ար. 7, էջ 630-634:
Ստեփանյան Վ. Երկրաշարժերը Հայկական լեռնաշխարհում և հարակից տարածքներում Երևան, Հայաստան, 1964, 247 էջ:
Арутюнян Р.А. Исторический вулканизм Армянского нагорья. В кн.: Сб. докл. конф., посвящ. 50-летию А. Бабаджаняна (12-14 окт. 1999), Гюмри: Гитутюн, 1999, с. 36-46.
Арутюнян Р.А. Активный вулканизм Армянского нагорья. Тезисы 2-ой Междунар. конф. "Вулканизм и биосфера Земли", Туапсе, 2000, с. 51-52.
Арутюнян Р.А. Об активном вулканизме и вулканической опасности в Армении. Тезисы научн. конф., посвящ. памяти С. Ачикгезяна (апрель 2001). Ереван, ИГН НАН РА, 2001, с. 11-13.
Вейденбаум Е.Г. Большой Арарат и попытки восхождения на его вершину. Записки КОИРГО, Тифлис. 1884, кн. 13, вып. 1, с. 103-160.
Воскобойников Н. Рапорт генералу Головину от 25-го ноября 1840 года. Акты Кавказской археографической комиссии, Тифлис. т. IX, 1840, с. 580-584.
Линч Х.Ф. Б. Армения, т. 1. Тифлис, Торг. дом Питоева и К°, 1910, 397 с.
Рапорт сурмалинского окружного начальника в Управление по доходам и казенным имуществам в Арм. области от 30 июня 1840 г., N 1132. Тифлис, Записки Кавк. Отд. Росс. Имп. Геогр. Об-ва, 1907/1908 гг., т. 19, N 1-4, с. 89-91.
Стебницкий И. Заметка о распространении ледников на Кавказе. Тифлис, Записки Кавк. Отд. Росс. Имп. Геогр. Об-ва, 1877, кн. 5, N 1, с. 16-17.
Тазиев Г. Когда земля дрожит. М.: Мир, 1968, 261 с.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс А., Вархафтинг К., Файор У. Земля, т.1. М.: Мир, 1974, 847 с.

Abich, G., Geognostische Reise zum Ararat der und Verschuttung des Thales von Arguri im Jahre 1840. Berlin, Monatsber. Verh. Ges. Erdkd, 1847, Neue Folge 4, p. 28-62.

Ambraseys N.N., Melville C.P. A History of Persian Earthquakes. New York, Cambridge University Press, 1982, 219 p.

Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip. H.,

Arakelian S., Avagian A. Holocen-historical volcanism and active folts as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2002, v. 113, p.319-344.

Jeylaz L. L'Ascension du Mont Ararat. Le Tour de Monde, 1911, N 34,

Parrot F.V. Reise zum Ararat. Berlin, 1834, 231 p.

Wagner M. Reise nach dem Ararat und dem Hochland Armenien. In: Reise und Landesbeschreibungen. Stuttgart, Widermann und Hauffa, 1848, Vol. 35, 230 p.

ԱՐԱՐԱՏ ՀՐԱՔԻՒ 1840 ԹՎԱԿԱՆԻ ՀՈՒԼԻՍԻ 2-Ի ԱՂԵՏԱԼԻ ԺԱՅԹՔՈՒՄԸ

Ռ. Ա. Հարությունյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում վերլուծվում են Արարատ հրաբխի 1840 թ. հուլիսի 2-ի ժայթքման, նրա ընթացքում ու հետո տեղի ունեցած երևույթների, Արարատի հյուսիսայտին լանջին գտնվող նշանավոր օբյեկտների տեղադրության մասին մինչ օրս գոյություն ունեցող կարծիքները, վեր են հանվում այդ հարցերում լայն տարածում գտած մոլորությունները և, սկզբնաղբյուրների տեղեկությունների հիման վրա, տրվում է այդ բնական աղետի ճշտված պատկերը: Ցույց է տրված, որ 1840 թ. հուլիսի 2-ին ուժեղ տեկտոնական երկրաշարժի հետևանքով, որը առնչվում էր Գալլատու-Թավրիզի ակտիվ խզվածքի հետ, տեղի է ունեցել Արարատ հրաբխի ուլտրավուլկանյան տիպի երկրաշարժածին էքսպլոզիվ ժայթքում:

CATASTROPHIC ERUPTION OF VOLCANO ARARAT ON 2 JULY, 1840

R. A. Haroutiunian

Abstract

In the article, the analysis of hitherto existing opinions concerning the eruption of Volcano Great Ararat on 2 July – 1840, the processes running during and after the eruption, location of significant objects on its north-western slope, is provided. Based on primary information, a clarified picture of the noted natural disaster is given. As shown, on 2 July – 1840 a strong tectonic earthquake timed to Gaylatu-Tebriz fault entailed seismogenic explosive eruption of Volcano Great Ararat of ultra-volcanic type.

ОЧАГОВАЯ ЗОНА СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 ГОДА КАК ВОЗМОЖНАЯ ГАЗОНЕФТЯНАЯ ЗАЛЕЖЬ

© 2005 г. Б. В. Григорьянц

*РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина
119991, г. Москва, Ленинский проспект, 65, Россия -
Поступила в редакцию 10.11.2004 г.*

Новая попытка связать решение проблемы нефтегазоносности Армении с поисками антиклинальных пластовых залежей в кайнозойском осадочном выполнении Араксинской впадины в пределах Армавирского марза (Октемберянский район), предпринятая Армяно-Американской нефтяной компанией, явилась лишним свидетельством необходимости пересмотра представлений об условиях формирования залежей УВ на территории Армении. Рассматривается вероятность соответствия очаговой зоны Спитакского землетрясения газонефтяной залежи жильного типа, поисковое бурение в пределах которой может кардинально изменить отношение к оценке потенциальных ресурсов нефти и газа Армении и, вместе с тем, к решению проблемы сейсмичности.

Последние поисковые работы на нефть и газ в Армении, проведенные на рубеже XX и XXI вв., когда бывшая республика Советского Союза превратилась в самостоятельное государство, вновь не принесли желаемых результатов. С сожалением приходится говорить о том, что с созданием Армяно-Американской нефтяной компании сами представления об условиях нефтегазонакопления в земной коре на территории Армении, о формировании нефтегазовых залежей и месторождений не претерпели серьезных изменений. И это при том, что для таких изменений имелись достаточно веские основания. Можно сослаться, в частности, на работы, в которых были приведены серьезные аргументы в пользу покровного строения эпицентральной зоны Спитакского землетрясения 1988г. и предполагаемой связи между сейсмичностью и нефтегазоносностью (Григорьянц, 1990, 1994, 1995; Григорьянц, Попов 1996). Интересно, что фактически параллельно с обнародованием идеи о покровном строении Северной Армении в том же 1990г. была опубликована работа (Михальцев и др., 1990), в которой речь шла об аномальном строении земной коры того же сейсмически активного региона. Суть этой аномальности заключается в появлении в разрезе земной коры в интервале глубин, соответствующих облаку афтершоков Спитакского землетрясения, отложений, обладающих заметно более низкими скоростями прохождения сейсмических волн по сравнению с породами, развитыми выше и непосредственно на дневной поверхности.

Следует ли поэтому удивляться тому, что пробуренная Армяно-Американской нефтяной компанией опять-таки в Приереванском районе, которому, как наиболее перспективному региону, всегда уделялось наибольшее внимание, новая скважина (Азат) наглядно показала отсутствие какой-либо связи между решением проблемы нефтегазоносности, с одной стороны, и качеством буровой техники, а также организацией поисковых (буровых) работ — с другой. Именно эти аргументы выдвигались в свое время (Wheaton et al., 1995) для объяснения отрицательных результатов поисков, включая бурение глубоких

разведочных, параметрических и опорных скважин, осуществляемых в Армянской ССР на протяжении четырех десятков лет.

Рассмотрение в качестве перспективно-нефтегазоносных на территории Армении в первую очередь отложений палеозоя и триаса, не оставляя при этом без внимания и более молодые мезозойские и кайнозойские образования, основанное на плитотектоническом анализе (Гаврилов и др., 2000; Клешев, Шеин, 1994), должно быть конкретизировано по части проведения поисков. Однако, остается очевидным, что наиболее интересным объектом с точки зрения нефтегазоносности является расположенная в пределах Армении часть Араратской межгорной котловины или Араксинской впадины.

Во-первых, в ее достаточно мощном, порядка 8-10 км, поверхностном кайнозойском выполнении, в частности в разрезе миоцена, олигоцена и эоцена преобладают пластичные (соленосные, гипсоносные, глинистые) породы, что само по себе должно свидетельствовать о их высоком флюидонасыщении. Во-вторых, состав флюидов должен быть либо исключительно, либо в основном углеводородным. Наиболее надежным в этом отношении фактом являются нефтегазопроявления, которые имели место не только при бурении скважин и их опробовании, но и при проходке горных выработок в солевом руднике непосредственно в соленосных породах.

В толщах пластичных пород распределение подвижных компонентов вне зависимости от состава флюидов не может быть равномерным. Плохопроницаемая, а в данном случае скорее практически непроницаемая среда не может обеспечить возникновения в соответствующей системе равновесия. Это тем более справедливо применительно к толщам пластичных пород, в которых процессы флюидообразования и, в частности, углеводородообразования могут протекать и, по существу, протекают непрерывно. Для осадочно-породных бассейнов, к числу которых, несомненно, относятся и межгорные котловины или впадины, эти процессы наиболее характерны.

В такой системе процесс перераспределения флюидов, а, следовательно, и углеводородов ста-

новится не просто обязательным или неизбежным. Это – уже важнейший геодинамический фактор. В этот процесс пространственного перераспределения флюидов – процесс по существу флюидодинамический, не может не быть вовлеченной и сама вмещающая толща пород, которая в результате испытывает смятие в складки. В связи со сказанным может быть сделан следующий весьма существенный вывод: в поверхностном выполнении впадин, в разрезе которого значительную роль играют толщи пластичных пород, обязательными являются процессы складкообразования, причем автономного, без сколько-нибудь необходимого участия сил, прилагаемых извне.

В таком развитии процессов складкообразования сомневаться совершенно не следует. Автономный, бескорневой характер складчатой структуры осадочного чехла в осадочно-породных бассейнах получил свое отчетливое отражение в соотношениях между геологическими данными, результатами бурения и геофизическими материалами. Сводка таких соотношений приведена в частности в коллективной работе сотрудников кафедры геологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина и ОАО "Газпром" (Зоны нефтегазонакопления..., 2000).

Характер соотношений между геологическими данными и геофизическими материалами, применительно к осадочно-породным бассейнам

с мощным осадочным чехлом или поверхностным выполнением, приобретает особое значение с геотектонической точки зрения. Эти соотношения, в основном обратные, если рассматривать, в частности, поверхностную геологию и аномальное поле силы тяжести, явно указывают на то, что инверсия тектоническая или превращение прогиба в поднятие, сопровождаемое резкой сменой геотектонического режима, скорее всего является или, по крайней мере, может оказаться следствием, а не причиной складкообразования, причем несомненно автономного.

Лучше всего этот вывод может быть продемонстрирован на примере Южно-Каспийской впадины, располагающей исключительными информационными возможностями. Здесь, благодаря широкому развитию грязевого вулканизма, мнение о кайнозойском возрасте осадочного чехла, мощности которого достигают и даже могут превышать 20-25 км, следует рассматривать как положение неопровержимое, не требующее каких-либо дополнительных доказательств (Григорьянц, 2001, 2003). А это означает, что в складчатой структуре, морфологически резко выраженной в кайнозойских отложениях, мезозойский комплекс пород никакого участия не принимает. Последний представляет собой верхнюю часть единого докайнозойского консолидированного комплекса или кристаллического фундамента земной коры, рельеф поверхности кото-

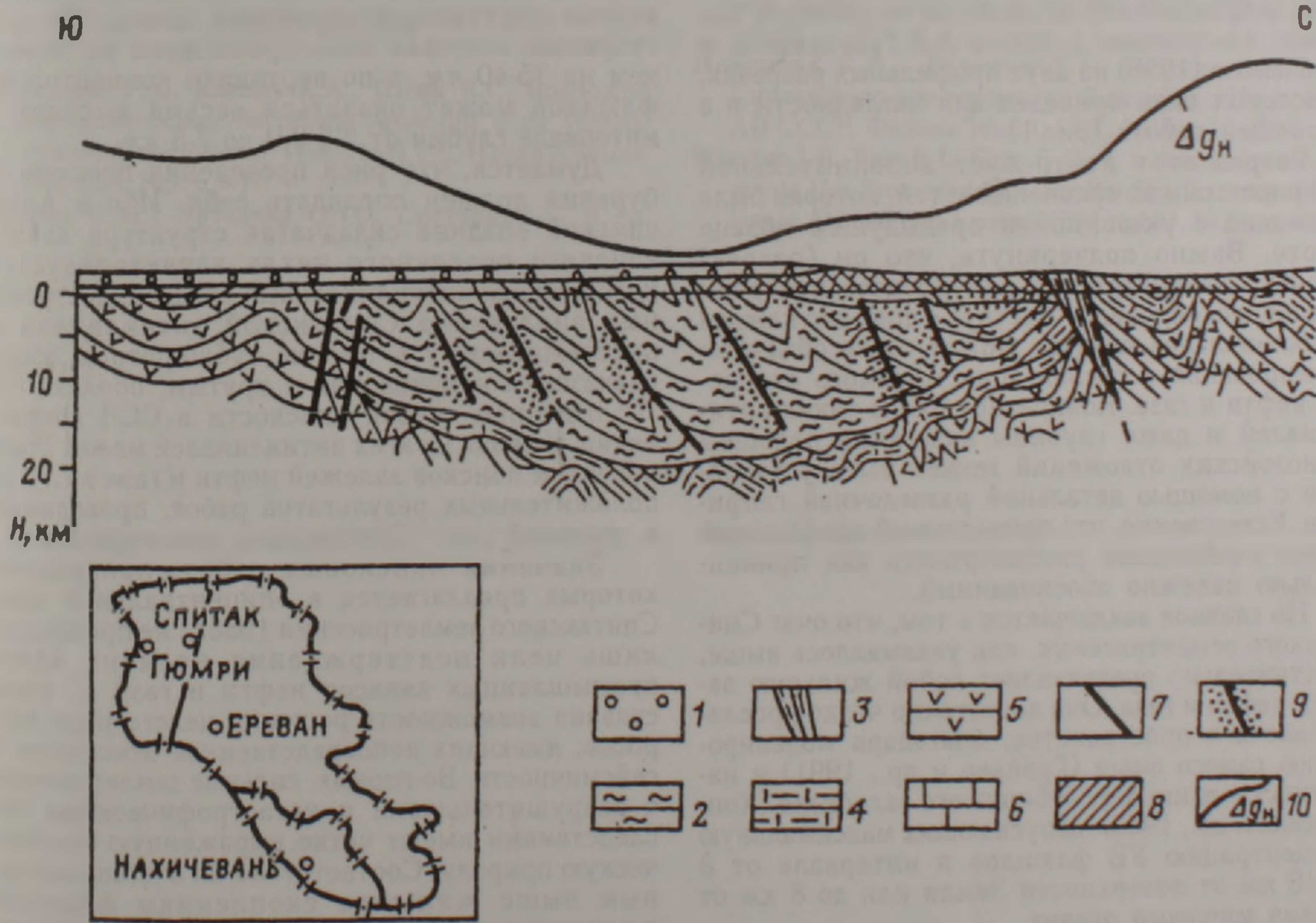


Рис.1. 1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – миоцен и палеоген; 3 – позднемеловой офиолитовый комплекс; 4 – мезозойский комплекс; 5 – байкальский (нижний палеозой – верхний протерозой) фундамент; 6 – нерасчлененный докайнозойский комплекс; 7 – тектонические разрывы; 8 – зона локализации очагов землетрясений; 9 – предполагаемые зоны нефтегазонакопления; 10 – кривая наблюдаемого поля силы тяжести.

рого определяет структуру аномального поля силы тяжести.

Роль автономных процессов складкообразования, обусловленных флюидной динамикой самих толщ преимущественно пластичных пород, слагающих складчатую структуру, причем нередко весьма сложную, с ярко выраженной чешуйчатостью и проявлениями разрывной тектоники, должна привлечь к себе внимание не только потому, что в результате возникают инверсионные соотношения в строении разновозрастных комплексов отложений. Они четко определяют механизм складкообразования, обеспечиваемый нагнетанием флюидов в создаваемые ими же зоны дробления пород, которые, будучи первоначально пластичными, испытывают в осевых частях складок уплотнение и дробление, превращаясь постепенно в коллектор.

В таком коллекторе или резервуаре, в котором в процессе непрерывного поступления флюидов, вместе с образованием жильного их скопления, возникает и зона аномально высоких поровых давлений или, что то же самое, очаг напряженности, который при определенных условиях может стать очагом землетрясения.

Так, на взгляд автора, протекал процесс формирования очага Спитакского землетрясения, который, вероятнее всего, представляет собой жильную залежь УВ с очевидным преобладанием в ней газовой составляющей. Графически эта залежь, как и другие возможные аналогичные залежи в Араксинской впадине на территории Армении, изображены в статье Б.В. Григорьянца и Е.А. Попова (1996) на двух профильных разрезах, из которых один приведен для наглядности и в настоящей работе (рис.1).

Разрез этот не требует дополнительной интерпретации по сравнению с той, которая была приведена в указанной в предыдущем абзаце работе. Важно подчеркнуть, что он (разрез) наглядно демонстрирует сам процесс инверсии тектонической, свидетельствуя о том, что каждая антиклинальная складка может стать объектом формирования в осевой зоне жильного скопления нефти и газа. Конкретное число таких антиклиналей и даже глубины залегания подошвы кайнозойских отложений может быть установлено с помощью детальной разведочной геофизики. Естественно, что приведенный профильный разрез необходимо рассматривать как принципиально надежно обоснованный.

Но главное заключается в том, что очаг Спитакского землетрясения, как указывалось выше, действительно представляет собой жильную залежь нефти и газа. Она достаточно четко прослеживается в пространстве, благодаря моделированию самого очага (Грайзер и др., 1991) и надежности данных о глубинах его залегания (Кондорская и др., 1988), допускающих максимальную концентрацию УВ флюидов в интервале от 3 до 10 км от поверхности Земли или до 8 км от уровня мирового океана.

В пользу представления о соответствии очага Спитакского землетрясения жильной залежи газа и нефти свидетельствует его залегание под

покровной пластиной, под достаточно мощной (2-2,5 км) толщей аллохтонного комплекса значительно более плотных по сравнению с пластичными образованиями пород. Учитывая практическую непроницаемость тектонического покрова, к этому фактору следует относиться как к явлению, определяющему возможность и даже неизбежность формирования очага Спитакского землетрясения.

Интерес к покровному строению в данном случае Араксинской впадины, ее северной бортовой части, что представляется весьма существенным для бортовых частей осадочно-породных бассейнов вообще, может быть обусловлен еще и тем, что сама подошвенная часть покрова, испытывающая дробление в процессе его перемещения, может стать объектом аккумуляции флюидов. И коль скоро зона дробления пород в подошве покрова и в кровле подпокровного комплекса отложений может оказаться достаточно мощной, измеряемой, по крайней мере, первыми десятками метров, то само скопление углеводородных флюидов может оказаться практически достаточно значимым: площадь распространения покровной пластины в соответствии с площадью распространения афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. достигла 400 км² (Новикова, Раутман, 1991).

Что же касается самой залежи, основного скопления углеводородов в очаговой зоне Спитакского землетрясения, то она должна иметь вполне ощутимые для практики запасы. По простиранию очаговая зона прослежена не менее, чем на 35-40 км, а по вертикали концентрация флюидов может оказаться весьма высокой в интервале глубин от 2,5-3,0 до 7-8 км.

Думается, что риск проведения поискового бурения должен оправдать себя. Ибо в Араксинской впадине складчатая структура кайнозойского осадочного чехла характеризуется целой серией антиклинальных складок, построенных аналогично Спитакской антиклинали и прослеживаемых в том же субширотном общекавказском направлении с крутым, порядка 60-70° падением осевой плоскости в ССВ направлении. Каждая из этих антиклиналей может стать объектом поисков залежей нефти и газа в случае положительных результатов работ, проводимых в очаговой зоне Спитакского землетрясения.

Значение поисковых работ, проведение которых предлагается в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988г., не преследует лишь цели подтверждения наличия здесь промышленных запасов нефти и газа. С ними связана возможность решения целого ряда вопросов, имеющих непосредственное отношение к сейсмичности. Во-первых, сильные землетрясения с разрушительными и катастрофическими последствиями имеют четко выраженную геологическую природу. Соответствие их очагов описанным выше жильным скоплениям флюидов достаточно надежно конкретизирует и механизм формирования самих очагов, как следствие нагнетания подвижных компонентов в трещинный резервуар. При этом в создании очага, помимо

флюидной динамики, существенная роль должна быть отведена и наличию практически непроницаемой крыши, создающей благоприятную обстановку перераспределения флюида в перекрываемой ею толще пластичных пород. Только поэтому бортовые части осадочно-породных бассейнов в основном оказываются сейсмически активными. Они чаще всего характеризуются покровным строением, свидетельствуя о существенной взаимозависимости между сейсмичностью и проявлениями покровной тектоники.

И еще одно существенное следствие геологической природы сейсмичности, раскрытой не в последнюю очередь благодаря сопоставлению геологической обстановки с имеющимися материалами геофизики по Спитакской эпицентральной зоне землетрясений. Очевидно, что такой анализ может быть выполнен применительно и к другим сейсмически активным регионам. Очень возможно, что и другие сейсмоактивные регионы могут оказаться весьма высокоперспективными в нефтегазоносном отношении. Но вне зависимости от компонентного состава флюидов решение проблемы сейсмичности необходимо связывать с отбором флюида из очаговой зоны землетрясения, что равносильно проведению поисков, а затем и разработке соответствующего жильного скопления для разрядки напряженности, а, следовательно, и предотвращения землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

Габриэлянц Г.А., Клешев К.А., Шеин В.С. Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородный потенциал. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2000. LIII. №3. с.3-17.
Грайзер В.М., Эртелева О.О., Систернас А. и др.

Моделирование очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1991, №12, с.46-55.

Григорьянц Б.В. Складкообразование и сейсмичность. Геотектоника, 1990, №6, с.61-68.

Григорьянц Б.В. Новый аспект решения проблемы сейсмичности. Физика Земли, 1994, №4, с.88-96.

Григорьянц Б.В. Сейсмогенный разрыв или сейсмогенный слой. Природа, 1995, №11, с.30-35.

Григорьянц Б.В. Грязевой вулканизм – источник геологической информации. Геотектоника, 2001, №3, с.69-79.

Григорьянц Б.В. Южный Каспий – новый взгляд на перспективы нефтегазоносности. Территория нефтегаз, 2003, №4, с.8-14.

Григорьянц Б.В., Попов Е.А. Возможности нефтегазоаккумуляции на территории Армении. Геология нефти и газа, 1996, №11, с.16-21.

Зоны нефтегазоаккумуляции жильного типа. Гаврилов В.П., Григорьянц Б.В., Дворецкий П.И. и др. ОАО «Издательство «Недра». 2000. 152 с.

Клешев К.А., Шеин В.С. Перспективы нефтегазоносности Армении с позиции теории тектоники плит. Геология нефти и газа, 1994, №12, с.5-10.

Кондорская М.В., Вандышева Н.В., Захарова А.И. и др. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г.: инструментальные данные. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1991, №12, с.23-31.

Михальцев А.В., Щукин Ю.К., Солодилов Л.Н. и др. Глубинные геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. Разведка и охрана недр, 1990, №11, с.6-13.

Новикова Е.Н., Раутман Т.Г. Параметры очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1991, №12, с.32-45.

Wheaton I.R., Bain R.I., Gray G.D. u. a. Energystarved Armenia Has Promising Geology But Big Transport Challenges. Oil and Gas Journal, 1995, vol.93, № 21, p 40-44.

**1988 ԹՎԻ ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՕՋԱԽԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆ ՈՐՊԵՍ
ՆԱՎԹԱԳԱԶԱՅԻՆ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ԿՈՒՏԱԿՄԱՆ ՏԱՐԱԾՔ**

Բ. Վ. Գրիգորյանց

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայ-Ամերիկյան նավթային ընկերության նոր բացասական փորձը՝ կապել Հայաստանի նավթագազաբերության հիմնահարցը Արաքսյան իջվածքի կայնոզոյի նստվածքային առաջացումներում անտիկլինալային շերտային կուտակումների հետ, մի անգամ ևս վկայում է, որ անհրաժեշտ է վերանայել Հայաստանի տարածքում ածխաջրածինների առաջացման ու տեղակայման պատկերացումները:

Քննարկվում է Սպիտակի երկրաշարժի օջախային գոտուն երակային տեսքի գազանավթային կուտակման հակվածության հավանականությունը: Որոշողական հորատանցքի անցումը այստեղ կարող է հիմնավորապես փոխել Հայաստանի նավթագազային ռեսուրսների ներուժի-գնահատականը և նպաստել երկրաշարժաբանական խնդիրների լուծմանը ևս:

**THE EPICENTRAL ZONE OF THE SPITAK EARTHQUAKE
OF 1988 – POSSIBLE GAS-OIL POOL**

B. V. Grigoryants

A b s t r a c t

A new attempt made by the Armenian-American Oil Company to link Armenia's oil and gas bearing capacity issues to prospecting anticlinal layer pools in Cainozoic sedimentation of the Araxin depression within Hoktemberian region's bounds testifies once again to the necessity of reconsidering concepts on hydrocarbon deposit formation on Armenia's territory. In the article, a possibility is considered to attribute the epicentral zone of the Spitak earthquake of 1988 to a vein-type gas-oil pool, in the limits of which exploration drilling may principally change the attitude to Armenia's potential gas and oil resource assessment and seismic activity issue solution, as well.

О ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ НЕКОТОРЫХ ПИТЬЕВЫХ ВОД, СНАБЖАЮЩИХ ГОРОД ЕРЕВАН

© 2005 г. Г. В. Шагинян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 22.10.2004 г.

В статье приводятся результаты гидрогеохимических исследований некоторых, наиболее крупных водоисточников, снабжающих г. Ереван питьевыми пресными водами. Даются гидрогеохимические характеристики этих вод в сравнении с некоторыми международными стандартами.

В период 2002-2004 гг. проводились гидрогеохимические исследования вод, снабжающих гор. Ереван. Под наблюдением находился ряд наиболее крупных источников. В данной статье приводятся результаты исследований вод источников Катнахпюр, Каренис, Арзакан, Шор-Шор, Апаран и некоторых из многочисленных выходов вод, которые каптируются в пределах Севан-Разданской ГЭС и подаются в гор. Ереван. Часть этих вод доходит до потребителя в смешанном с другими водами состоянии, часть — в несмешанном.

Областью формирования всех этих вод в основном являются западные склоны Гегамского хребта. Его географическое и гипсометрическое положение — большой перепад высот, морфология, экспозиция склонов и т.д. обуславливают различия климатических поясов, подчиненных вертикальной зональности. Зональностью климата, в свою очередь, обусловлено изменение многих других природных факторов — растительного покрова почвы, условий и характера их выветривания, условий формирования подземных вод и их питания.

Западные склоны Гегамского хребта характеризуются своеобразным развитием гидрографической сети. Густота ее неравномерна. Реки, в основном, имеют смешанное питание — атмосферные осадки и грунтовые воды.

Основной водной артерией территории является р. Раздан, площадь водосбора которой превышает 2500 км² (без оз. Севан).

В формировании и распределении подземных вод значительная роль принадлежит слагающим регион породам. Кратко рассмотрим основные комплексы пород, слагающих западные склоны хребта и играющих более или менее важную роль в формировании химического состава исследованных вод.

В значительной части западных склонов хребта распространены трещиноватые четвертичные лавы — андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты. В этих породах наблюдается чередование нескольких потоков, которые разделяются шлаками и ошлакованными разностями пород и др. В большинстве случаев эти слои являются водоупорами (Аветисян, Балян и др., 1974). По данным геофизических исследований и бурения, мощность лавовых пород составляет 700-800 м и более.

В целом эти породы хорошо водопроницаемые, водоносные. Мощная броня андезито-базальтовых лав располагается на эродированной поверхности метаморфических, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. Погребенный под лавами древний рельеф почти повсюду закольматирован и является региональным водоупором.

Сравнительно небольшое распространение имеют карбонатные породы девона, карбона, мела и эоцена. Литологически они представлены известняками и мергелями. Обнажаются в бассейнах рр. Аргичи, Веди, Раздан. Известняки сильно трещиноватые, в целом хорошо водопроницаемые.

Осадочные образования имеют ограниченное распространение. Отдельные их обнажения наблюдаются в бассейнах рр. Раздан, Гарни, Арпа и др. Здесь они представлены глинами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами палеозоя-мезозоя (Аветисян, Балян и др., 1974). Широко развиты рыхлообломочные и слабосцементированные образования, которые генетически являются аллювиальными, делювиальными, элювиальными, пролювиальными ледниковыми и озерными образованиями. Широко распространены также россыпи, роль которых в инфильтрации атмосферных и поверхностных вод очень велика.

В целом, рыхлообломочные и слабосцементированные образования характеризуются хорошей водопроницаемостью и водоносностью.

Область питания подземных вод в основном охватывает территорию вершинной части хребта, структурно-денудационное привершинное плато и высокие склоны.

Основная часть рассматриваемых вод формируется на участке между гг. Ковасар (2299,7 м), Сари-Сурп (2524,8 м), Аждаак (3087,0 м), Ератумбер (3258,5 м), Атис (2528,5 м) и Гутанасар (2299,2 м).

Благоприятные геоморфологические, литологические и физико-географические условия способствуют формированию довольно мощного потока подземных вод. Часть потока — Арзнинская струя, движется на ЮЮЗ и на участке курорта Арзни-с. Геташен, на протяжении 5 км, разгружается. Суммарный родниковый сток здесь составляет примерно 2000 л/сек, из коих более 1400 л/сек подается на водоснабжение гор. Еревана.

Северная часть Центрального водотока разветвляется на три струи.

Гюмуш (Каренис)-Авазанская струя питает многочисленные родники, которые разгружаются на левом берегу р.Раздан. Суммарный расход этих родников составляет около 1000 л/сек, из коих более 700 л/сек поступает в гор. Ереван.

Арзакан-Бжнинская струя разгружается на левом берегу р.Раздан. Суммарный дебит составляет около 700 л/сек, из коих более 600 л/сек поступает в гор. Ереван.

Другой мощный поток формируется на участках между гг.Атис, Ератумбер и Аждаак, водоразделе бассейнов рр.Гедар и Азат. Разветвляется этот поток на отдельные струи, северная из которых, наиболее мощная, питает Акунк-Катнахпюрскую и, частично, Арзни-Гетамечскую группы родников с суммарным дебитом около 2000 л/сек. Примерно 1700 л/сек из них также подается на водоснабжение гор. Еревана.

Центральная струя, двигаясь по разным направлениям, частично разгружается в районе Канакерской и Ереванской ГЭС. Из последней вода поступает в гор. Ереван.

Поступающая в вулканогенно-осадочную толщу часть водотока известна под названием Гохт-Гарнийского. Он формирует Гарнийские родники, описание вод которых дано ранее (Шагинян, Кюрегян и др., 2004).

По данным В.А.Аветисяна, С.П.Баляна и др. (1974), воды, формирующиеся в пределах северной части Гегамского хребта, преимущественно связаны с андезито-базальтовыми лавами и их пирокластами и имеют исключительно высокие питьевые качества. По химсоставу они гидрокарбонатные, кальциевые или гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/л. Исключение составляют воды, соприкасающиеся с подстилающими лавы породами осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

Все эти воды, являющиеся частью основных источников водоснабжения гор. Еревана, представляют большой интерес и как объект гидрогеохимических исследований.

При наших исследованиях все определения проводились в гидрогеохимической лаборатории ИГН НАН РА химиками-аналитиками Эксюзян Ц.О., Закарян Ш.С., Гюльназарян Ш.А.

Сведения о методике определения некоторых элементов и соединений (Резников и др., 1963), применяемой в гидрогеохимической лаборатории ИГН НАН РА, и данные о ее чувствительности описаны ранее (Шагинян, Халатян и др., 2004).

Место опробования *Катнахпюрских родников* находится в 3-3,5 км к востоку от гор. Абовяна. Их суммарный дебит составляет примерно 2000 л/сек. Эти воды характеризуются гидрокарбонат-хлоридным, кальций-натрий-магниевым (кальций-магниевым-натриевым) классом. В одной пробе зафиксировано содержание SO_4^{2-} выше 10%-экв. По формуле Курлова, они представляются в следующем обобщенном виде:

$$M_{0,167-0,190} \frac{\text{HCO}^3(63-74)\text{Cl}(13-23)\text{SO}^4(6-12)}{\text{Ca}(31-40)\text{Na}(22-35)\text{Mg}(25-34)}$$

Общая минерализация колеблется в пределах 0,167-0,190 г/л, общая жесткость – 0,95-1,10, pH – 6,57-7,30. Из соединений азота обнаружено только NO_3^- , содержание которого в разные периоды года колеблется в пределах 3,5-5,0 мг/л. Оно значительно ниже допустимых норм для питьевых вод.

Содержания остальных рассмотренных элементов и соединений (NH_4^+ , Fe^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} , Cd^{2+} , NO_3^- , NO_2^- , F^- , J^- , PO_4^{3-} , As , pH) также находятся в пределах норм (табл.1,2). В табл.2 приводятся действующие в некоторых странах международные стандарты, которые отличаются своими жесткими требованиями (Крайнов, Швец, 1987; Боровский и др., 1998).

В целом, по своим основным гидрохимическим параметрам Катнахпюрские воды соответствуют стандартам для питьевых вод.

Арзаканские родники каптируются у сс.Техеник и Карашамб. Суммарный дебит этих родников составляет 2050 л/сек. Класс вод – гидрокарбонат-хлоридный, кальций-натрий-магниевый (кальций-магниевый-натриевый). По формуле Курлова, они представляются в следующем виде:

$$M_{0,350-0,379} \frac{\text{HCO}^3(67-72)\text{Cl}(18-19)\text{SO}^4(6-10)}{\text{Ca}(37-40)\text{Na}(28-31)\text{Mg}(27-30)}$$

В одной пробе зафиксировано содержание SO_4^{2-} выше 10%-экв, что не может влиять на общую гидрохимическую характеристику описываемых вод, однако свидетельствует о наличии слабого протекания процессов окисления.

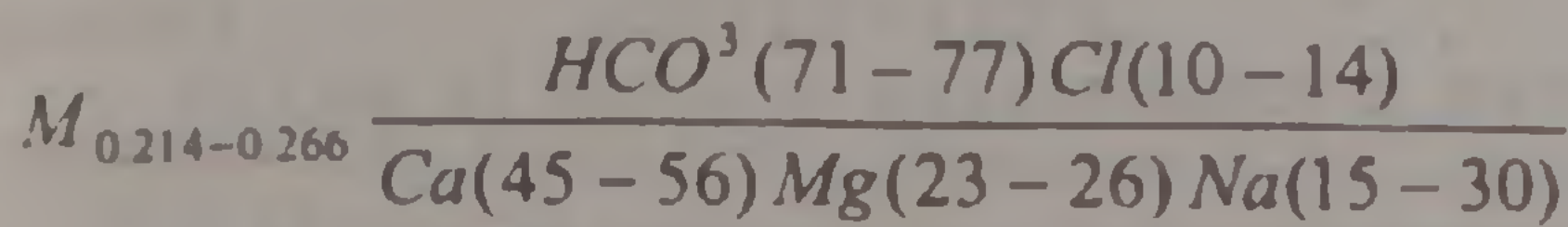
Величина минерализации колеблется в пределах 0,35-0,38 г/л, общая жесткость – 2,7-2,8, pH – 6,45-6,52. Из соединений азота обнаружено NO_3^- , содержание которого значительно ниже ПДК и колеблется в пределах 7,0-11,0 мг/л. В целом, воды Арзаканских родников по исследованным параметрам соответствуют требованиям стандартов для питьевых вод.

Воды *родников Шор-Шор* опробованы всего 4 раза в силу нерегулярного водоснабжения. Эти воды характеризуются гидрокарбонат-хлоридным, натрий-кальций-магниевым классом с минерализацией от 0,429 до 0,465 г/л, общей жесткостью 2,95-3,05, pH – 6,26-6,32.

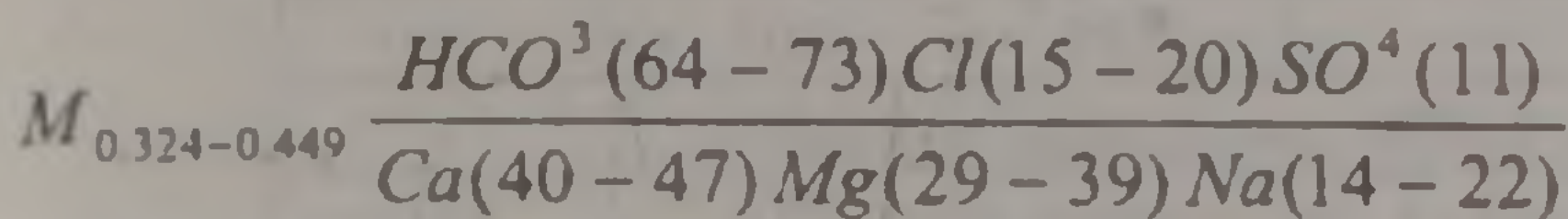
$$M_{0,429-0,465} \frac{\text{HCO}^3(69-71)\text{Cl}(20-22)}{\text{Na}(35-39)\text{Ca}(31-34)\text{Mg}(26-29)}$$

Несмотря на сравнительно повышенные значения общей минерализации и NO_3^- , питьевые качества этих вод удовлетворительные.

Апаранские воды опробованы в разных точках. Это, в основном, гидрокарбонатного (гидрокарбонат-хлоридного), кальций-магниевый-натриевого (кальций-натрий-магниевый) класса воды, минерализация которых колеблется в пределах 0,214-0,266 г/л. Общая жесткость – 1,65-1,8, pH – 6,33-6,54. Из соединений азота обнаружено NO_3^- , содержание которого доходит до 14,0 мг/л.



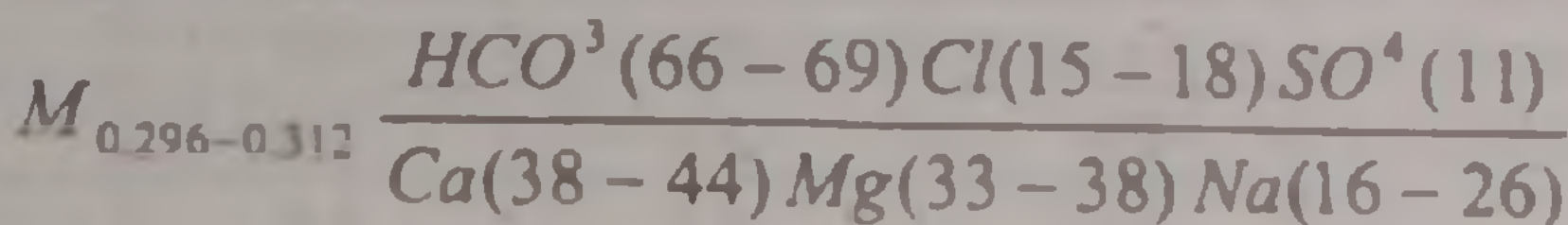
У Севан-Разданской ГЭС, в ущелье р Раздан, многочисленные родники каптируются и подаются в гор. Ереван дебитом в несколько сот л/сек. Эти воды также опробованы в разных точках по течению. В основном, это воды гидрокарбонат-хлоридного (редко гидрокарбонат-хлорид-сульфатного), кальций-магний-натриевого класса, с минерализацией от 0,324 до 0,449г/л, общей жесткостью – 1,95-4,0 и рН – 6,59-7,06.



Из соединений азота обнаружено NO₃⁻ (конечный продукт окисления азота), содержание которого намного ниже ПДК. NH₄⁺ и NO₂⁻ –

показатели “свежего” загрязнения вод (Самарина, 1977) не были обнаружены.

Каренисские воды являются частью Авазан-Гюмушского мощного потока, из которого более 700л/сек направляется в гор. Ереван. Состав в основном гидрокарбонат-хлорид-сульфатный, кальций-магний-натриевый, минерализация - до 0,312г/л, общая жесткость – 2,4-2,7 и рН – 6,72-7,00.



Эти воды характеризуются сравнительной стабильностью сохранения мест элементов и соединений как в анионном, так и в катионном рядах. Из соединений азота обнаружено только NO₃⁻, содержание которого значительно ниже принятых стандартов.

Таблица 1

Содержания элементов и соединений в исследованных водах

Элементы и соединения	Катнахпюр	Арзакан	Шор-Шор	Апаран	Севан-Разданская ГЭС	Каренис	Северный р-он (Арабкир)	ЗСЗ р-он (Давидашен)	ССВ р-он (Аван. Канакер. Норкский м-в)	Некоторые участки центрального р-на
NH ₄ ⁺	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Fe _{общ}	не обн.	не обн. - 0,02	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн - 0,12	не обн - 0,04
Cu ²⁺	0,0003-0,0004	0,0004-0,0096	0,0006-0,0044	0,0007-0,008	0,0005-0,0052	0,0008-0,048	0,0009-0,06	0,0004-0,0098	0,0006-0,11	0,0009-0,03
Zn ²⁺	не обн. - 0,046	не обн. - 0,076	не обн. - 0,036	не обн. - 0,05	не обн. - 0,03	0,002-0,03	не обн. - 0,072	не обн. - 0,04	не обн. - 0,072	не обн. - 0,44
Pb ²⁺	не обн. - 0,012	не обн. - 0,0044	0,0003-0,0022	не обн. - 0,0026	0,0002-0,004	не обн. - 0,003	не обн. - 0,002	не обн. - 0,002	не обн. - 0,02	не обн. - 0,003
Cd ²⁺	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
NO ₃ ⁻	3,50-5,00	7,00-11,00	7,00-9,00	8,00-14,00	8,00-14,00	8,00-14,00	5,0-15,0	5,0-12,0	3,5-6,0	3,00-14,00
NO ₂ ⁻	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
F ⁻	0,20-0,40	0,30-0,50	0,03-0,40	0,20-0,45	0,38-0,54	0,30-0,54	0,10-0,58	0,20-0,54	0,20-0,50	0,16—1,10
J ⁻	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
PO ₄ ³⁻	0,25-0,42	0,40-0,57	0,50-0,62	0,25-0,35	0,25-0,50	0,40-0,50	0,25-0,58	0,30-0,38	0,25-0,45	0,20-0,43
As	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
pH	6,57-7,30	6,45-6,52	6,26-6,32	6,25-6,54	6,65-7,06	6,72-7,00	6,35-7,12	6,15-6,73	6,01-7,21	6,11-7,10

Таким образом, для рассмотренных питьевых пресных вод, снабжающих гор. Ереван, характерен гидрокарбонат-хлоридный (гидрокарбонат-хлорид-сульфатный), кальций-магний-натриевый (кальций-натрий-магниевый) класс. Величина общей минерализации колеблется в пределах 0,17 до 0,47г/л, общая жесткость – 1,0-4,0 и рН – 6,25-7,30.

Рассмотрим гидрогеохимические показатели вод в точках наблюдений, которые питаются вышеописанными водами в гор. Ереване (табл.1). Здесь также опробование проводилось свыше 2 лет, на каждой точке количество проб во время

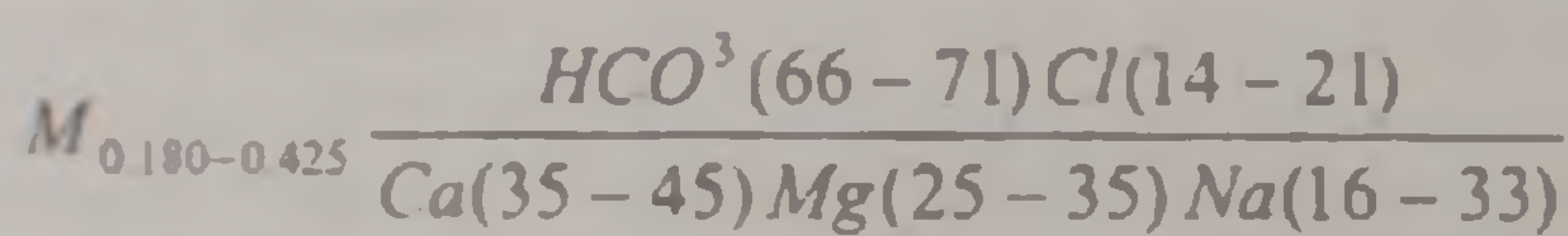
наблюдений составляет в среднем 8-9.

Воды северного района города (Арабкир) характеризуются гидрокарбонат-хлоридным, кальций-магний-натриевым (кальций-натрий-магниевым) классом. Редко в анионном ряду зафиксированы содержания иона SO₄²⁻, но их величины не превышают значения 12%-экв. Величина общей минерализации колеблется в пределах от 0,180 до 0,425г/л, общая жесткость – 1,25-3,30 и рН – 6,40-7,22. Формулу Курлова для этих вод можно представить в следующем виде:

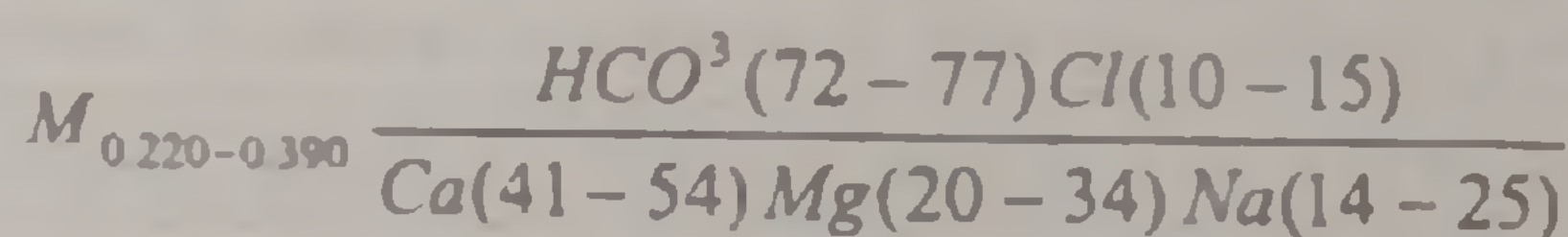
Таблица 2

Принятые стандарты по некоторым элементам и соединениям в водах (в мг/л)

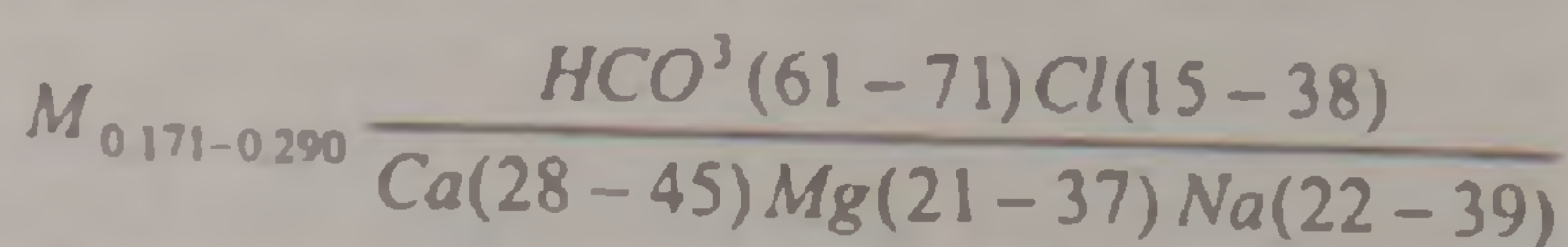
Элементы и соединения	Россия, СанПиН. 2.1.4.559-96	ВОЗ, 1994	Швейцария		Франция	ЕС 80/778	
			общие ПДК	высшего качества		предельно допустимые	стандартные
NH_4^+	-	1,5	0,5	0,05	0,5	0,5	0,05
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	0,3	0,3	0,3	0,05	0,2	0,2	0,05
Cu^{2+}	1,0	1,0	1,5	0,05	1,0	3,0	0,1
Zn^{2+}	5,0	3,0	5,0	0,1	5,0	5,0	0,1
Pb^{2+}	0,03	0,01	0,05	-	0,05	0,05	-
Cd^{2+}	0,001	0,003	0,005	0,0005	0,005	0,005	-
NO_3^-	45,0	50,0	40,0	25,0	50,0	50,0	25,0
NO_2^-	3,0	3,0	0,1	0,01	0,1	0,1	-
F	1,2-1,5	1,5	1,5	-	1,5	1,5	-
J	-	-	-	-	-	-	-
PO_4^{3-}	-	-	1,0 (по P_2O_5)	0,05 (по P_2O_5)	1,0 (по P_2O_5)	5,0 (по P_2O_5)	0,4 (по P_2O_5)
As	0,05	0,01	0,05	0,002	-	0,05	-
pH	6,00-9,00	-	9,20	7,00-8,00	6,50-9,00	4,50	6,50-8,50



Воды запад-северо-западного района гор. Еревана (Давидашен) исследованы в 3-х точках наблюдений, т.к. он занимает сравнительно небольшую территорию и, в основном, имеет одно и то же питание. Эти воды в основном характеризуются гидрокарбонат-хлоридным, кальций-магний-натриевым классом, величиной общей минерализации от 0,220 до 0,390 г/л, общая жесткость – 1,60-3,90 и pH – 6,15-6,93. Схематично формулу Курлова можно представить в следующем виде:

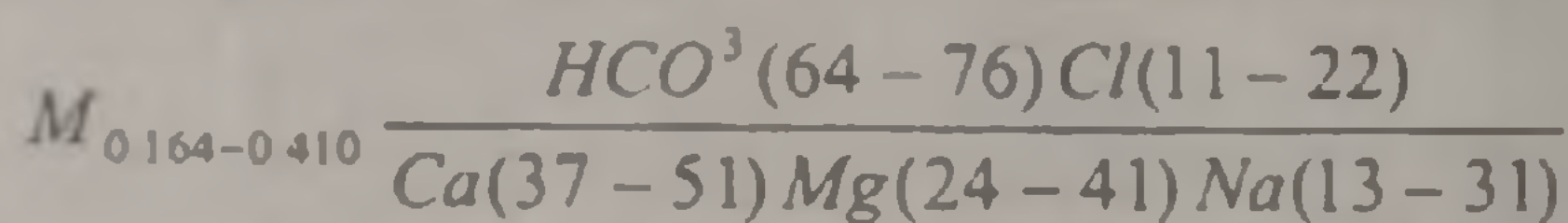


Север-северо-восточные районы гор. Еревана (Аван, Канакер, Норкский массив) питаются из нескольких водоисточников. Сделана попытка описать воды основных источников, которые снабжают большинство этих участков. Они характеризуются, в основном, гидрокарбонат-хлоридным, кальций-магний-натриевым (кальций-натрий-магниевым) классом. Редко наблюдается повышение SO_4 иона до 11%-экв. Минерализация – от 0,170 до 0,290 г/л, общая жесткость – 1,05-1,35, pH – 6,01-7,21.



Центральные районы гор. Еревана также снабжаются водами разных источников. Часть их была описана ранее, остальная часть, о которой приводятся данные ниже, характеризуется, в

основном, гидрокарбонат-хлоридным, кальций-магний-натриевым классом. Минерализация этих вод колеблется в пределах 0,164-0,410 г/л. Схематично формулу Курлова можно представить в следующем виде:



Редко наблюдается повышение SO_4 иона, но оно не влияет на общую гидрохимическую характеристику вод в годовом разрезе. Общая жесткость составляет 1,20-3,30, pH – 6,30-7,15.

Таким образом, рассмотренные воды, снабжающие гор. Ереван, в целом характеризуются гидрокарбонат-хлоридным, кальций-натриевым (или кальций-магниевым) классом.

Воды в гор. Ереване в целом характеризуются гидрокарбонат-хлоридным, кальций-магниевым (или кальций-натриевым) классом. При сравнении полученных данных с данными В.А. Аветисяна и др. (1974) наблюдаются стабильное состояние в анионном и некоторые колебания в катионном рядах. По исследованным другим характеристикам эти воды также соответствуют требованиям международных действующих стандартов.

Однако, заслуживает внимания вопрос о обнаружении, например, йода, который, как известно, является необходимым для жизнедеятельности человека элементом. В связи с этим становятся неизбежными разработка и внедрение стандартов по минимально необходимым содержаниям (МНС) элементов и соединений в питьевых водах, о чем неоднократно было упомянуто в работах В.З. Рубейкина, П.М. Капляна и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Аветисян В.А., Балян С.П., Месропян М.М., Сардаров Э.И. Гегамский хребет. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.VIII. "Гидрогеология". Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с.130-150.
- Крайнов С.Р., Швеи В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987, 237с.
- Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд. Ленинградского университета, 1977, 359с.
- Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы

анализа природных вод. М.: Гос. научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр. 1963, 403 с.

Экологически чистые подземные питьевые воды. Рекомендации по обоснованию перспективных участков для добычи с целью промышленного розлива (сост. Боровский Б.В., Боровский Л.В. и др.). М.: АОЗТ ГИДЭК, 1998, 31 с.

Шагинян Г.В., Халатян Э.С., Кюрегян Т.Н. Геохимия питьевых вод южных районов города Еревана. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, № 1, с.49-54.

ԵՐԵՎԱՆ ՔԱՂԱՔԸ ՄՆՈՂ ՈՐՈՇ ԽՄԵԼՈՒ ՋՐԵՐԻ ՀԻԴՐՈԵԴՐՈԿԵՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԻ ՄԱՍԻՆ

Հ. Վ. Շահինյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերվում են Երևանը սնող խոշոր աղբյուրներից մի քանիսի ջրերի հիդրոդերկրաքիմիական ուսումնասիրությունների արդյունքները: Դրանք են Կաթնաղբյուրը, Կարենիսը, Արգաքանը, Շոր-Շորը, Ապարանը և Սևան-Հրազդան ՀԷԿ-ի շրջանում մակերես դուրս եկող բազմաթիվ աղբյուրները:

Ուսումնասիրվել են նաև Երևանի հյուսիսային, արևմուտք-հյուսիս-արևմտյան, հյուսիս-հյուսիս-արևելյան և կենտրոնական շրջանների խմելու ջրերը, որոնք, ամենայն հավանականությամբ, վերոհիշյալ աղբյուրների ջրերն են:

Երևան քաղաքի նշված շրջանները սնող ջրերը ունեն հիդրոկարբոնատ-քլորիդային, կալցիում-նատրիումային (կամ կալցիում-մագնեզիումային) կազմ:

Նույն կազմով են բնութագրվում նաև Երևան քաղաքի համապատասխան շրջանների ջրերը, ինչը հավաստում է տեղափոխման ժամանակ ջրերի կազմի պահպանությունը:

Բերվում են նաև տվյալներ մի քանի միջազգային ընդունված չափորոշիչների մասին և կատարված է ստացված արդյունքների մասնակի համեմատական անալիզ նրանց հետ:

ABOUT HYDRO-GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC OF SOME DRINKING WATERS SUPPLYING YEREVAN

H. V. Shahinyan

Abstract

The article highlights the results of hydro-geochemical investigations of some largest drinking and fresh water sources supplying Yerevan. Given are provides hydro-geochemical characteristics of such waters vs. some international standards.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕВОБОЕРЕЖЬЯ ВЕРХОВЬЯ РЕКИ ВОРОТАН И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ДЖЕРМАХПЮР

© 2005 г. Г. А. Туманян, Р. А. Пашаян, А. Л. Ананян

Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hakhleont@sci.am
Поступила в редакцию 27.12.2004 г.

В работе представлены геологическая характеристика левобережья верховья р. Воротан и гидрогеохимические особенности термального источника Джермахпюр. Составлена геологическая карта исследуемого участка с использованием геофизических и аэрокосмических данных. Исследованы ионный и газовый составы и изотопия воды термоминерального источника. Приведены данные спектрального анализа травертинного образования источника и температурные условия формирования воды.

Для выявления геологических критериев формирования и локализации проявлений глубинного тепла, а также с целью выяснения структурного положения бассейна р. Воротан, в 2004 году было проведено обобщение результатов сейсмометрических работ Г. В. Егоркиной и И. А. Соколовой (1961), космофотогеологических (Туманян, 1983) и профильных геолого-геофизических исследований Г. А. Туманяна, В. О. Яникяна и И. Б. Осиповой (1983), с использованием данных гравиметрии и аэромагнитометрии из работы Г. А. Русакова, Г. А. Сироткиной и др. (1971), геологического картирования из работы В. М. Амаряна и Д. А. Оганесяна (1972) и поисков геотермальных месторождений, представленных в работе О. Г. Азизбеяна, К. И. Матевосова, Р. Т. Мириджаняна, В. О. Яникяна и др. (1987).

Трасса Воротанского геолого-геофизического профиля (VII) вкрест простирается пересекает ЮЗ склон СЗ части Сюникского нагорья и СВ склон центральной части Зангезурского хребта, пересекая поперек бассейн р. Воротан, проходит по бассейнам левого и правого притоков Бугур и Мадан, частично охватывая бассейны притоков Уре, Сандухлу и Мухуртарян (рис. 1). Профильное изучение проведено в 1983 году Г. А. Туманяном, В. О. Яникяном, И. Б. Осиповой путем геологического картирования полосы шириной в среднем около 9 км и сейсморазведочного, гравиметрического, магнитотеллурического профилирования в процессе бурения скважин глубинами 500-1200 м.

В результате анализа предыдущих и проведенных нами исследований получены новые данные о глубинном строении складчатого комплекса метаморфического фундамента и структурном положении Воротанского антиклинория, а также выявлены региональные локализационные структуры аномалий глубинного тепла, "скрытые" под покровным лавовым комплексом левобережья верховья р. Воротан.

Краткая геологическая характеристика бассейна верховья р. Воротан

Бассейн верховья р. Воротан в пределах левых притоков Бугур и Мухуртарян, где расположены Джермахпюрский и Каркарский участки

проявления глубинного тепла, на тектонических схемах выделяется в составе Цахкунк-Зангезурской мегантиклинальной зоны (Асланян, 1981) или Анкаван-Сюникской антиклинорной подзоны (Габриелян и др., 1981). В пределах VII геолого-геофизического профиля Г. А. Туманяном, В. О. Яникяном, И. Б. Осиповой (1983) границы Воротанской антиклинали СЗ-ЮВ простираются проведены по ЮЗ близводораздельному склону Сюникского нагорья и по водоразделу – Зангезурскому хребту, соответственно выраженные Верхне-Бугурским и Верхне-Маданским разломами.

На левобережьи верховья р. Воротан широко распространены неогеновые образования, представленные верхнемиоценовыми (200-300, реже до 500 м) и ниже-и верхнеплиоценовыми (70-500 и 100-500 м) циклами развития лавовых покровов, в основном андезит-базальт – андезит-андезит-дацит – риодацитового ряда, а также четвертичные (до 50 м) и современные (20-130 м) потоки андезит-базальтов, общая мощность которых ($N1^3-Q IV$), включая и верхнеплиоценовую диатомитовую свиту, колеблется в пределах 500-1800 м.

По данным Г. А. Туманяна, В. О. Яникяна, Г. М. Бабуряна (1983), образования складчатого комплекса Mz-Kz вскрыты эрозией на отдельных изолированных участках и представлены (рис. 1, 2) в верхней части разреза верхнеолигоцен-нижнемиоценовой и верхнеэоцен-нижнеолигоценной трансгрессивными, в основном, грубообломочной туфо-песчано-конгломерат-олистолитовой ($P3^3-N1^1$, 500, реже до 700 м) и туфо-песчано-конгломерат-брекчиевой ($P2^3-P3^1$, 300-700 м) свитами, с отдельными потоками андезитов; в средней части разреза – среднеэоценовыми базальт-андезитовой толщей (500-600 м) и базальтовой туфо-конгломерат-брекчиево-известково-песчаной свитой, с отдельными потоками базальтов и андезитов (мощность свыше 250 м). Образования Mz не обнажаются, они вскрыты в своде Воротанской антиклинали, в приустьевой части низовья р. Уре, на участке слияния с р. Воротан, у бывшего с Базарчай профильной скв. 7, в интервале 625-1015 м (рис. 1, 2). Они залегают под базальтовой свитой эоцена (скв. 7, 41-290 м) и пред-



Рис 1. Геологическая карта верховья р Воротан (составил Туманян). Условные обозначения.

1. Q_{IV} - Современное отложение: а) аллювиальные, озерно-аллювиальные, водноледниковые галечники, гравий, пески, глины; аллювиально-делювиальные пески, щебеночные россыпи; делювиально-пролювиальные и элювиально-делювиальные глыбо-щебенистые пески, россыпи, осыпи и др. общая мощность до 70м. б) травертины источника Джермахпюр. 2. αβQ_{IV}¹⁻⁴ - голоценовые андезит-базальты (А,Б,В,Г,Д,Е), мощность 10-70м. 3. αβQ_{III} - верхнечетвертичные андезит-базальты, мощностью до 30м. 4. FglQ_{III} - средне-верхнечетвертичные(?) ледниковые отложения. 5. αβQ_{II}^{1,2} - среднечетвертичные андезит-базальты: нижний и верхний потоки, мощность 50-150м. 6. αβQ_I^{1,2} - нижнечетвертичные андезит-базальты: нижний и верхний потоки, мощность 50-150м. 7. αβN₂³ - верхний плиоцен: андезит-базальты, мощность до 100м. 8. αλN₂¹ - нижний плиоцен: αN₂¹ - андезиты, до 200м; - риолиты, перлиты-обсидианы, более 300м. 9. αξN₁³ - верхний миоцен: αN₁³ - андезиты, αξN₁³ - андезит-дациты, λN₁³ - риодациты, αξN₁³ - андезиты, андезит-дациты, трахиандезит-дациты, дациты, риодациты, их туфы и туфобрекчии, нерасчлененные, общая мощность 200-300м. 10. P₃³ - N₁¹ - верхний олигоцен-нижний миоцен: конгломераты, линзы древних галечников(олистолитов), пестроцветные глины, туфы, туфопесчаники, андезиты, мощность колеблется в пределах 400-700м. 11. P₂³ - P₁¹ - верхний эоцен-нижний олигоцен: туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, андезиты, мощность 300-650м. 12. P₂³ - средняя юра (верхний байос)-нижний мел: чередующиеся вулканогенно-осадочные свиты и вулканогенные толщи общей мощностью 2500м. Выделяются предположительно по 2,72 г/см³ гравиметрической общей плотностной характеристике, а также по МТЗ и КМПВ. 13. K₂-Sr - турон-сантон (предположительно) срабердская, сваранцкая и татевская свиты без подразделения, со средней плотностью 2,64 г/см³: андезиты, туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, известковые песчаники, известняки, алевролиты, мощность 1200-1500м. 14. J₂b₂-K₁ - средняя юра (верхний байос)-нижний мел: чередующиеся вулканогенно-осадочные свиты и вулканогенные толщи общей мощностью 2500м. Выделяются предположительно по 2,72 г/см³ гравиметрической общей плотностной характеристике, а также по МТЗ и КМПВ. 15. J₁-J₂b₁ - нижняя-раннесредняя юра: зеленокаменно-измененная вулканогенная толща основного-среднего состава. Выделяется по 2,77 г/см³ плотностной характеристике, по данным МТЗ и КМПВ, а также по аналогии, мощностью около 2500м. 16. N₂¹⁻² - Габбро-сиениты, кварцевые монцодиориты, ниже-среднеплиоценовые (только в разрезе скв 4-ГТ, 123-1000м). 17. αξN₂³ - дайки андезитов, андезит-дацитов, ниже-среднеплиоценовые. 18. Гидротермально измененные породы: каолинизированные, лимонитизированные, пиритизированные, местами нацело окварцованные. 19. Термальные источники. 20. Вулканические центры извержения - шлаковые и шлаково-лавовые конусы. 21. Разрывные нарушения и зоны развития тектонических трещин, прослеженные и предполагаемые. 22. Разрывные нарушения, установленные геологической интерпретацией данных КМПВ, гравиметрии, магнитометрии и проведенные на поверхности в виде „скрытых“, подлазовых разломов, б) линейные зоны. 23. Положение кровли и подошвы проводящего опорного электрического горизонта по данным МТЗ 1981-82гг. соответственно, фиксирующих подошвы неоген-четвертичного покровного лавового и верхнеэоцен-нижнемиоценового вулканогенно-обломочного комплексов. 24. Границы литолого-возрастных комплексов, установленные сопоставлением данных КМПВ, МТЗ, гравиметрии и магнитометрии. 25. Кровля опорного горизонта (кристаллического фундамента), выделенная по данным КМПВ и предположительно по геологическим соображениям. 26. Плотности выделенных литолого-возрастных „слоев“ коры. 27. Направление падения слоев. 28. Буровая скважина (скв 4, ГТ), пройденная в 1988г. 29. VII₁, VII₂: СВ часть основного геолого-геофизического разреза VII-Воротанского профиля. 30. VIIa₁, VIIa₂: СВ часть вспомогательного геологического разреза VII профиля. 31. А-Б: Линия геологического разреза профиля.

ставлены зеленокаменно-измененной базальт-андезитовой, с прослоями и пачками туф-тефроидов (скв.7, 290-625м), и глубоко зеленокаменно-измененной, преимущественно превращенной в карбонат-кварц-эпидотовый метасоматит (625-1015м), толщами.

Отмеченные в различной степени зелено-

каменно измененные толщи обнаруживают сходные черты с нижнеюрской зеленокаменно-измененной толщей Капанского и Алавердского антиклинориев, а также с Апаранской и, особенно, Меградзорской базальт-андезитовой толщами.

По аналогии их можно отнести к основанию Мз. Здесь, по-видимому, выпадают из разреза от-

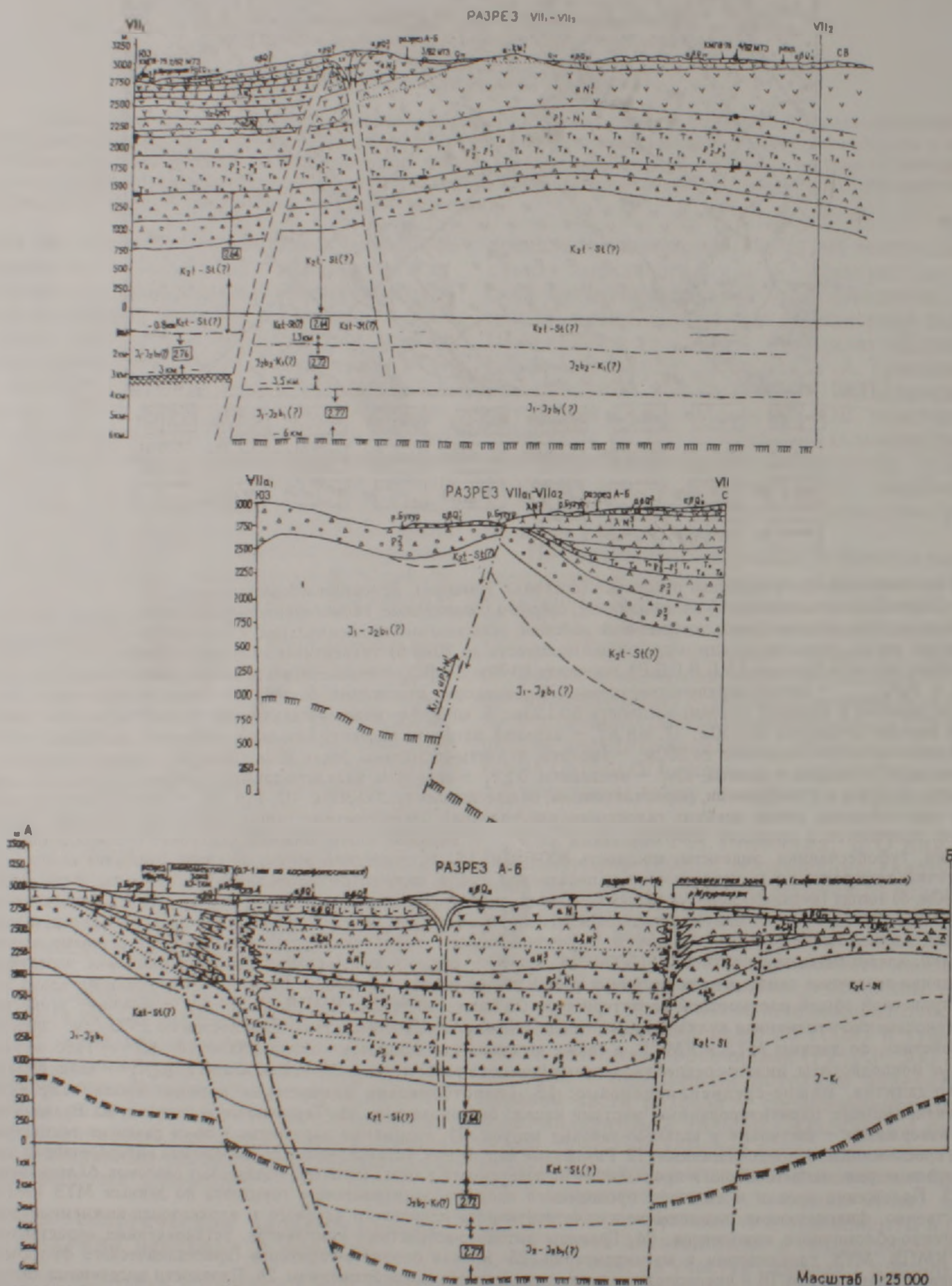


Рис 2. Геолого-геофизические разрезы к геологической карте верховья р. Воротан

ложения средней-верхней юры и мела, и согласно анализу данных геофизики — также и палеозоя. По данным профильных сейсморазведочных и гравиманнитных исследований, в присводовой части Воротанского антиклинория на глубинах от +1 до +0,4 км и от -0,5 до -1 км указанная зелено-каменно-измененная нижняя толща залегает на кристаллическом фундаменте коры.

Воротанская складчато-блоковая антиклиналь представлена приподнятым сводовым блоком и относительно погруженными блоками-крыльями, ограниченными Воротанским (по прирусловому левобережью р. Воротан), Средне-Бугурским (поперек верховья р. Сандухт и низовья р. Бугур) и вышеотмеченными граничными Верхне-Бугурским и Верхне-Маданским разломами СЗ-ЮВ простирания. По сейсморазведочным и гравиманнитным данным, складчатый комплекс указанных блоков свода и крыльев антиклинория, соответственно, имеют одно-и двухслойное строение с 2,72/2, 2,55-2,64/1,2-2 и 2,76/2,3 км значениями плотностей и мощностей, а выделенная поверхность кристаллического фундамента коры, на основе изменений скоростей сейсмических волн и 2,72-2,76-2,80 плотностной границы соответственно, залегает на глубинах от +1 до -1 и около -3 км. На границе Воротанского антиклинория и Севан-Акеринского офиолитового пояса, в пределах последнего, вдоль Каркар-Джермахпюрского разлома происходит резкое погружение кристаллического основания коры до глубины -6 км, а также увеличение геофизических «слоев» складчатого комплекса, с плотностями и мощностями 2,64/2,75, 2,72/2,5, 2,77/2,5 км (рис. 1, 2).

Таким образом, от присводовой части Воротанского антиклинория до переходной-краевой части Севано-Акеринской подзоны мощность складчатого комплекса (J-P2²) ступенчато увеличивается от 2, через 4,3 до 7,75 км, с появлениями в разрезе образований средней-верхней юры и мела.

В этом регионе также выделена неоген-четвертичная З-СЗ простирания, наложенная поперек Mz-Kz структур впадина, в основном охватывающая левобережье р. Воротан (Габриелян и др., 1981).

Обнаруженная нами неоген-четвертичная грабенообразная структура поперечного СВ-ЮЗ простирания фиксируется изменениями мощностей образований Kz в СЗ-ЮВ направлениях, контролируется тремя линеаментами СВ-ЮЗ простираний, прослеженными примерно по бассейнам притоков реки Воротан — Уре, Бугур и Мухуртарян (Туманян, 1983) (рис. 1, 2). Результаты сопоставления и интерпретации всего материала и экстраполяции разрезов VII геолого-геофизического профиля показывают (разрез А-В), что отмеченные линеаменты представлены зонами систем разломов шириной 0,7-1,3 км, скрытых под неоген-четвертичным лавовым покровом. При этом междуречье Бугур-Мухуртарян представлено грабенообразно опущенной, а Бугур-Уре — горстообразно приподнятой структурами СВ-ЮЗ простираний.

Таким образом, сопоставлением результатов

вышеотмеченных поисковых работ О.Г. Азизбекяна, К.И. Матевосова, Р.Т. Мириджаняна, В.О. Яникяна и др. (1987) с представленной геологической картой впервые для рассматриваемого региона выделяется узловая локализационная структура глубинного тепла — Джермахпюрская и Каркарская аномалии, расположенные вдоль Верхне-Бугурского (Чалсар-Джермахпюрского) разлома СЗ-ЮВ простираний и, соответственно, вытянутые вдоль Бугурской и Мухуртарянской линеаментных зон СВ-ЮЗ простираний, что свидетельствует о перспективности грабенообразно опущенного блока, ограниченного указанными линеаментными зонами и разломом, а также предполагаемым разломом на СВ, по-видимому, развитым в водораздельной части рек Воротан-Акера, на полосе поднятия фундамента коры.

Геохимические особенности

На участке исследований, по данным, приводимым в работе (Геология АрмССР, 1969), расположены два минеральных источника: Бугур-1, Бугур-2. Источник Бугур-1 (D-2.0 л/сек, T-29°C) (Джермахпюр) расположен на правом берегу небольшого притока р. Бугур, а источник Бугур-2 — (D-0.4 л/сек, T-22°C) находится в 30 м к ЮЗ от предыдущего источника.

Бугурские теплые (T-22-29°C) источники с общей минерализацией 2-12 мг/л относятся ко II типу Сисианских. Это гидрокарбонат-сульфатные (со значительным преобладанием гидрокарбонатов) кальциево-магниевые-натриевые (при значительном преобладании кальция и равновеликом содержании натрия и магния). Источники выходят на контакте четвертичных андезитов-базальтов с туфогенными породами среднего эоцена.

В 1983-86 гг. в районе р. Воротан был проведен большой объем буровых работ и геотермических наблюдений. Этот регион характеризуется развитием многочисленных известных естественных источников углекислых субтермальных вод "Сисиан". Здесь же пробурены скважины глубиной от 500 до 1200 м. Одна скважина глубиной до 1000 м пройдена в районе самого высокогорного углекислого источника (гипсометрическая отметка — 2800 м) в Армении — Джермахпюр. В большей части скважин встречены водоносные зоны с самоизливом субтермальных и термальных (35-50°C) углекислых вод. Характерной особенностью их является то, что второе место в катионном составе после натрия занимает ион магния. Геологический разрез скважины, пробуренной в непосредственной близости от минерального источника Джермахпюр, сильно отличался от разрезов остальных скважин, на забое 950 м была промерена самая высокая температура горных пород в Армении на этом уровне — 100°C. Азизбекян и др. (1987) связывают большие температуры пород с близостью к промежуточному, неполностью остывшему очагу.

В августе 2004 г. в Гарнийской геофизической обсерватории (в рамках хоздоговорной темы) вновь были обследованы гидрогеологические условия формирования источника Джермахпюр.

отобраны пробы травертина с разных участков травертинового щита (рис.2) для последующих химического и спектрального анализов. Следует отметить, что выход второго минерального источника, известного в литературе (Геология АрмССР, 1969) под названием Бугур-2, не обнаружен.

Источник Джермахпюр расположен на правом берегу р.Бугур, на небольшом холме. Река Бугур южнее источника прорывает гидротермально измененные породы небольшим ущельем

глубиной 15-20м. Основное направление реки до источника с севера на юг, около холма, сложенного травертином, речка поворачивает на запад, далее на юг и впадает в р.Воротан. Травертиновый щит вокруг источника Джермахпюр имеет площадь примерно 100м², толщина щита 5-6м.

Источник представляет собой ванну длиной 6м, шириной 4м и глубиной 90см. Из ванны местами выбиваются грифоны газа, вода грязно-желтоватого цвета. В ванне наблюдается водная

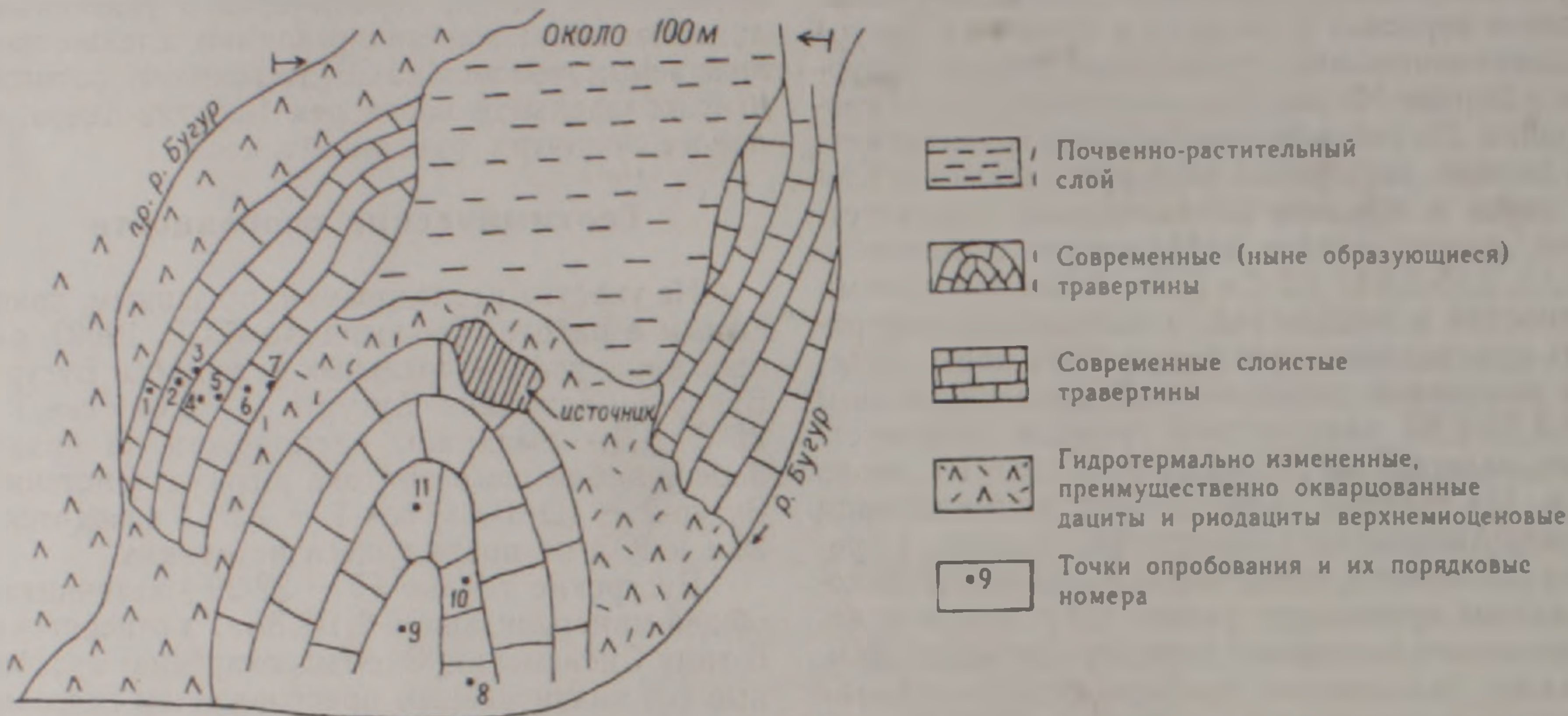


Рис 3 Зарисовка обнажений участка источника Джермахпюр

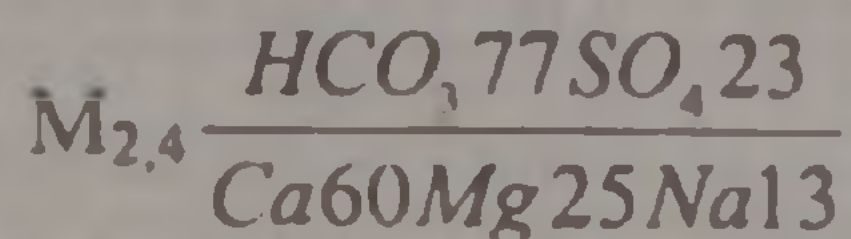
Таблица 1

Результаты анализа общего химического состава, сухого остатка и газового состава минеральной воды

N	Ионы	Минеральный источник Джермахпюр		
		мг/л	мг-экв/л	экв %
1	Li ⁺	0.10	0.01	0.03
2	NH ₄ ⁺	0.30	0.02	0.07
3	Na ⁺	89.89	3.91	13.06
4	K ⁺	10.28	0.26	0.87
5	Ca ²⁺	360.00	17.96	60.01
6	Mg ²⁺	91.20	7.51	25.09
7	Sr ²⁺	6.00	0.14	0.47
8	Fe _{сум}	2.24	0.12	0.40
	Σ		29.93	100
9	Cl ⁻	4.97	0.14	0.47
10	SO ₄ ²⁻	326.70	6.80	22.72
11	HCO ₃ ⁻	1403.00	22.99	76.81
12	NO ₃ ⁻	не обнаружено		
13	NO ₂ ⁻	не обнаружено		
	Σ		29.93	100
14	H ₄ SiO ₄	75.00		
15	Общ. минер.	2369.68		
16	Сух. ост.	1762.80		
17	Общ. жестк.	25.47		
18	CO ₂	492.83		
19	Cl ₂	не обнаружено		
20	O ₂	3.97		
21	pH	6.36		

растительность, температура воды 28-29°C. На дне ванны образуется 10-15 см слой ила и при взмучивании вода приобретает черный цвет.

Исходя из общего химического анализа пробы воды источника Джермахпюр, формула Курлова имеет следующий вид:



Характерной особенностью вод минерального источника Джермахпюр является то, что в катионном составе после кальция идет магний, а в анионном составе почти нет хлора.

Вода источника солоноватая. Газовый анализ пробы воды из источника определил наличие в воде CO_2 – 492,83 мг/л, O_2 – 3,97 мг/л. Сухой остаток воды равен 1762,80 мг/л.

Спектральный анализ сухого остатка определил процентное содержание элементов: Si, Al, Mg, Ca, Fe, при этом кальций составляет 16, магний 21, а содержание (K+Na) > 4,0.

Из разных слоев травертина (рис.3) отображены 11 образцов на спектральный анализ. Спектральный анализ образцов показал процентное содержание следующих элементов: Ca >> 10 на всех 5-и слоях травертинов, содержание Si > 10,0 на нижнем (1 слой) и среднем (3 слой) слоях травертина, содержание Al колеблется от 0,56 до 0,056, Mg – от 3,2 до 0,56, Fe – от 0,71 до 1,0, содержание остальных элементов определено в сотых и тысячных долях процента.

Как видно из графика, вариационные кривые элементов имеют периодичность. Кривая вариаций Si имеет два пика, вероятнее всего связанных с повышением температуры воды источника. Резкий скачок Al в нижнем слое травертинов (1-ый слой, рис.3), возможно, связан с выщелачиванием коренной породы в исследуемом образце. По кривой вариаций Mg в верхних слоях

травертинов (4-5 слой, рис.3) наблюдается тенденция к повышению процентного содержания его, что совпадает с процентным содержанием Mg в анализе сухого остатка воды источника.

Таким образом предполагается, что вода формируется в коллекторах, где преобладают карбонаты (табл.3) – CaO и CO_2 . Повышенное значение SiO_2 в травертине указывает на то, что температурный фон формирования вод источника Джермахпюр высокий. При сопоставлении химического анализа травертинов источника Джермахпюр с химическими анализами травертинов других участков региона Армении (Мандалян, 2002) выявлено повышенное содержание следующих элементов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MnO и MgO.

Гидрохимические геотермометры

Для оценки глубинных температур участка источника Джермахпюр по гидрохимическим показателям приводятся некоторые геотермометры, рассчитанные по табл. 2 (Геотерм. и геохим., 1986),

$$1. T^{\circ}C = \frac{1309}{5.19 - \lg SiO_2} - 273^{\circ} = \frac{1309}{5.19 - \lg 74} - 273^{\circ} = 118^{\circ}$$

$$2. T^{\circ}C = \frac{1522}{5.75 - \lg SiO_2} - 273^{\circ} = \frac{1522}{5.75 - \lg 74} - 273^{\circ} = 117^{\circ}$$

$$3. T^{\circ}C = \frac{855.6}{\lg(Na / K) + 0.8573} - 273^{\circ} = \frac{855.6}{\lg 8.74 + 0.8573} - 273^{\circ} = 202^{\circ}$$

$$4. T^{\circ}C = \frac{933}{\lg(Na / K) + 0.993} - 273^{\circ} = \frac{933}{\lg 8.74 + 0.933} - 273^{\circ} = 209^{\circ}$$

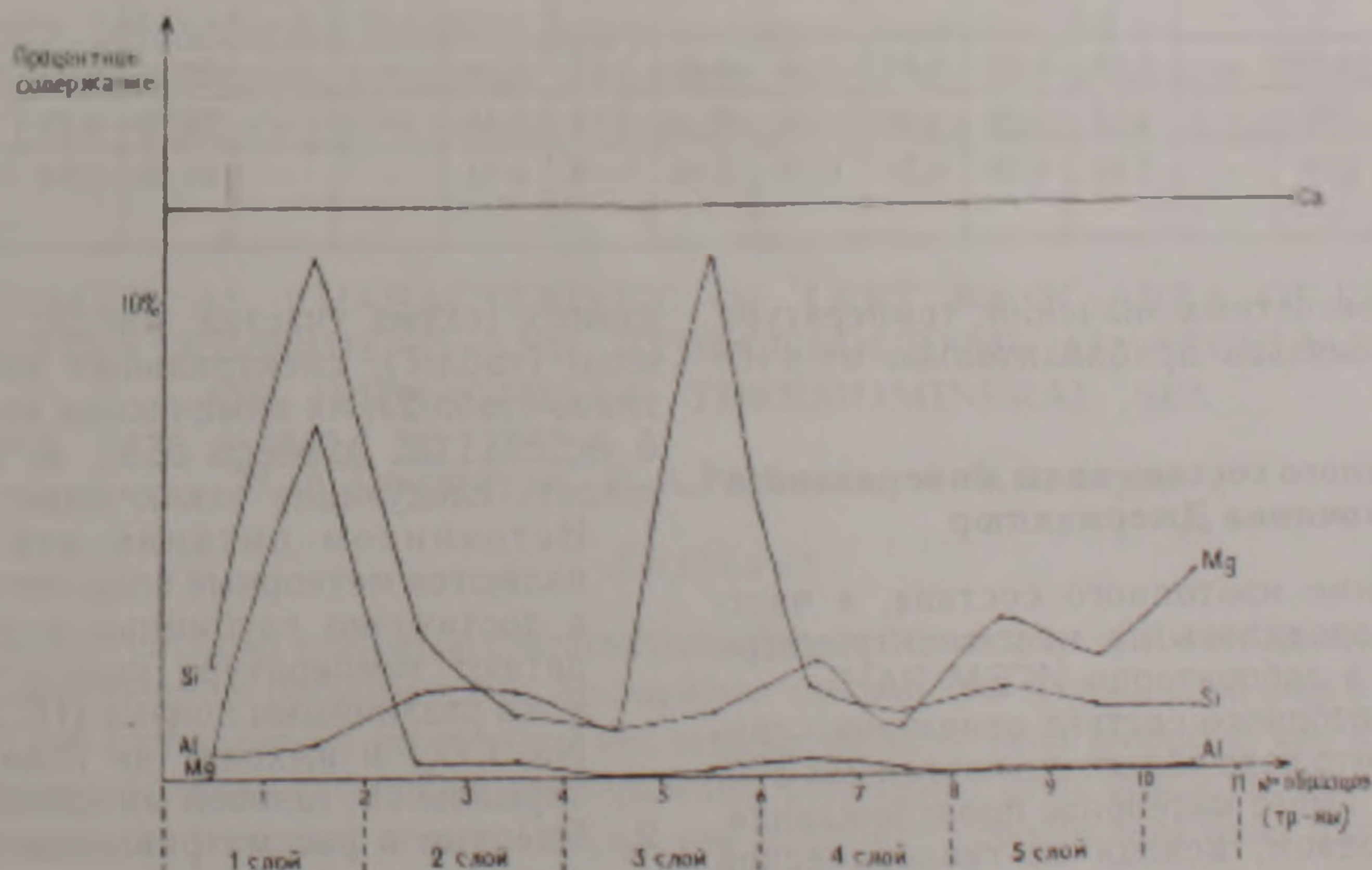


Рис.4 График изменения процентного содержания Ca, Si, Mg, Al в слоях травертинов источника Джермахпюр

Таблица 2

Результаты микрокомпонентного анализа травертина и сухого остатка воды

NN	NN проб Элемент	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9	N10	N11	Остаток
1.	Si	2.4	≥10.0	3.2	1.3	1.0	≥10.0	1.8	1.3	1.8	1.3	2.4	1.3
2.	Al	0.56	7.5	0.32	0.42	0.024	0.10	0.42	0.10	0.10	0.032	0.056	0.1
3.	Mg	0.56	0.75	1.8	1.8	1.0	1.3	2.4	1.0	3.2	2.4	4.2	18-24
4.	Ca	>>10.0	>10.0	>>10.0	>>10.0	>10.0	>>10.0	>>10.0	>>10.0	>>10.0	>>10.0	>>10.0	15.18
5.	Fe	1.0	1.8	1.3	1.0	1.3	1.3	0.75	1.0	0.75	1.0	1.3	2.5
6.	Na												>4.0
7.	K												
8.	Mn	0.18	0.042	0.42	0.42	0.10	0.42	0.18	0.32	0.56	0.42	0.56	0.13
9.	Ni	-	0.0018	0.00032	0.00032	-	-	-	-	-	-	-	-
10.	Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11.	Ti	0.075	0.56	0.075	0.056	0.018	0.056	0.013	0.056	0.018	0.010	0.013	0.010
12.	V	0.032	0.0075	0.032	0.032	-	-	-	-	-	-	-	-
13.	Cr	0.024	0.0042	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14.	Mo	0.0032	0.0013	0.0032	0.0032	-	-	-	0.0018	0.0010	-	-	-
15.	W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16.	Zr	0.018	0.024	0.018	0.018	0.10	0.018	0.001	0.0032	0.0024	0.0013	0.0010	-
17.	Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18.	Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19.	Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20.	Cu	0.0010	0.0018	0.00056	0.00056	0.00042	0.00056	0.0032	0.0075	0.0001	0.0001	0.0001	0.001
21.	Pb	0.013	0.0013	0.0010	0.00042	0.0013	0.00056	-	-	-	-	-	-
22.	Ag	0.000075	0.00001	0.00001	-	-	-	0.00001	-	0.00024	0.00013	0.00013	-
23.	Ga	-	0.00056	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24.	Y	-	0.0013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25.	Yb	-	0.0001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 3

Химический анализ травертина источника Джермахпюр.

N п/п	N проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1.	1	5.35	не обн.	1.58	0.89	0.28	0.33	50.60	1.39	0.11	не обн.	не обн.	39.20	0.35	0.04	100.12
2.	2	43.92	0.66	12.62	1.08	0.84	0.38	21.42	1.04	0.23	1.20	3.87	10.03	1.60	1.60	100.49
3.	3	6.01	-	1.81	0.27	0.84	0.30	50.40	0.92	0.11	-	-	39.00	0.30	0.04	100.00
4.	4	7.17	-	2.09	0.49	0.28	0.30	49.60	1.08	0.11	-	-	38.20	0.80	0.08	100.20
5.	5	8.37	-	15.59	0.49	0.28	0.32	41.62	1.25	0.14	-	-	32.10	0.35	не обн.	100.51
6.	6	14.70	-	1.39	0.87	0.84	0.30	45.00	1.12	0.16	-	-	35.30	0.75	0.08	100.51
7.	7	7.50	-	2.32	0.58	0.56	0.32	49.20	1.19	0.16	-	-	38.20	0.25	0.15	100.43
8.	10	2.13	-	1.66	0.38	0.56	0.30	53.06	0.98	0.11	-	-	41.10	0.30	не обн.	100.58

Исходя из расчетных значений, температура воды может меняться приблизительно от 110° до 210°С.

Анализ изотопного состава воды минерального источника Джермахпюр

Исследование изотопного состава, в частности O₁₈, проводилось на масс-спектрометре DELTA PLUS, в лаборатории ИГЕМ РАН.

Данные изотопного состава однозначно свидетельствуют, что вода облегчена изотопами δ¹⁸O и δD и что она имеет метеорное происхождение.

Таким образом, исходя из геологической карты (рис.1), общих геолого-геохимических

данных (схема участка, рис.3), общего анализа воды (табл.1), спектральных анализов травертинов (табл.2), их химических анализов (табл.3) и δ¹⁸O, δD), можно сделать следующие заключения:

1. Источником питания вод Джермахпюр являются метеорные воды, которые, проникая в достаточно глубинные горизонты, приобретают температуру коллекторов, обогащаются различными ионами (HCO₃, SO₄, Ca, Mg, Na, CO₂) и выходят на поверхность в виде термальной, газовой минеральной воды.
2. Впервые в рассматриваемом регионе появилась возможность выделить регионально-локализационную структуру глубинного теп-

ла на основе сопоставления результатов поисковых работ с представленной геологической картой.

ЛИТЕРАТУРА

Аселян А.Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, N3, с.3-21.
Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-

тектоника Армении. Ереван, Изд. ЕрГУ, 1981, 270 с.
Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм, М.: Наука, 1986, 161 с.
Геология Армянской ССР, т. IX, Минеральные воды, Ереван Изд. АН АрмССР, 1969, 521 с.
Мандалян Р.А. Особенности строения травертинов, Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, N1-3, с.18-23.
Туманян Г.А. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. Исследование Земли из космоса, 1983, N5, с.32-39.

ՈՐՈՏԱՆԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԶԱԽԱՓՆՅԱ ՎԵՐԻՆ ՄԱՍԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ ՋԵՐՄԱՂԲՅՈՒՐԻ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Հ.Ա. Թումանյան, Ռ.Ա. Փաշայան, Ա.Լ. Անանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրաբանա-երկրաֆիզիկական կառուցվածքային առանձնահատկությունների պարզաբանման և խորքային ջերմության առաջացման ու տեղայնացման չափանիշների հայտնաբերման նպատակով 2004թ. կատարվել են Որոտանի ավազանի վերին ձախափնյա մասի պրոֆիլային երկրաբանա-երկրաֆիզիկական, երկրաբանական քարտեզագրական ուսումնասիրությունների ու խորքային ջերմության որոնողական աշխատանքների արդյունքների ընդհանրացումներ և լրացուցիչ հիդրոքիմիական հետազոտություններ: Պարզաբանվել է, որ նեոգեն-չորրորդական-վաղ ժամանակակից լավային հզոր (500-1800մ) ծածկույթով և միջին-վերին էոգենի ու օլիգոգեն-միոգենի թույլ ծալքավորված միջին կազմի հրաբխածին ու հրաբխածին-նստվածքային հաստվածքներով (մոտ 700մ) քողարկված, Որոտանի բեկորա-ծալքավոր անտիկլինալը հիմնականում զարգացել է միջին կազմի հրաբխածին (ստորին-վաղ միջին յուրա) և մայրցամաքային տիպի երկրակեղևի հիմքի մետամորֆային առաջացումներում: Վերջիններում հայտնաբերվել են միմյանց հատող հյուսիս-արևմտյան և հյուսիս-արևելյան ընդհանուր և հակակովկասյան տարածման խզվածքների համակարգեր, որոնցով եզրագծված ջերմաղբյուրի հյուսիս-արևելյան տարածման գրաբենանման խիստ ճկված տեկտոնական բեկորի սահմաններում, այսինքն նշված անտիկլինալի և Սևան-Աքերայի գոտու սահմանային մասում տարածված են խորքային ջերմության երևակումները և սեյսմիկ ալիքների տարածման ցածր արագություններով բնորոշվող առաջացումները:

Ջերմաղբյուրի հանքային թերմալ ջրի բնորոշ հատկանիշը հանդիսանում է այն, որ կատիոնային կազմում ըստ պարունակության տոկոսի կալցիումից հետո զբաղեցնում է մագնիումը, իսկ իոնային կազմում քլորը համարյա բացակայում է:

Սպեկտրալ վերլուծությունը ցույց է տալիս Ca, Si, Al, Mg տարրերի ներկայությունը: ^{18}O և D իզոտոպների քանակական վերլուծությունները վկայում են ջրի մետեորային ծագման մասին:

GEOLOGICAL CHARACTERISTIC OF LEFT BANK AREA OF RIVER VOROTAN RIVERHEAD AND HYDROGEOCHEMICAL PECULIARITIES OF JERMAGHBYUR THERMOMINERAL SPA

H. A.Toumanyan, R. A.Pashayan, A. L.Ananyan

Abstract

The article contains geological characteristic of the left bank area of River Vorotan riverhead and hydrogeochemical peculiarities of *Jermaghbyur* thermal spa. A geological map of the study area with the application of geophysical and satellite data has been produced, and ion and gas composition and isotopy of thermomineral spa water investigated. In the article, the results of spectral analysis of the travertine origin of the spa and temperature condition of water formation, are provided.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ВЕКТОРНОЙ СЪЕМКИ МЕТОДАМИ СОПРОТИВЛЕНИЙ И БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ

© 2005 г. А. К. Матевосян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: gamelk@sci.am
Поступила в редакцию 01.06.2004 г.

В настоящей статье путем математического моделирования на примерах разнотипных геоэлектрических моделей проведено определение полного кажущегося сопротивления по электрическому полю произвольных источников тока, имитирующих техногенное поле за различные циклы измерений, и дана оценка информативности этого параметра. В результате исследований установлено, что при существующем подходе о необходимости разработки методики обработки данных методом блуждающих токов путем сведения к конечному интерпретируемому параметру кажущегося сопротивления способом, применяемым в методе сопротивлений, при сложной структуре техногенного электрического поля не только практически нереализуемо, но и нецелесообразно.

Приведены результаты сопоставления теоретических исследований на поверхности разнотипных геоэлектрических моделей методами сопротивлений (при различных системах возбуждения многоэлектродной установкой ABCD) и блуждающих токов (при нормировании поля по трем базисным пунктам и скользящему окну).

Для решения поставленной задачи проведено математическое моделирование векторных исследований методами сопротивлений и блуждающих токов на поверхности четырех разнотипных геоэлектрических моделей, рассмотренных ранее в (Матевосян, 2002):

модель 1 – однородная анизотропная среда, при $\rho = 12000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\rho_1 = 8000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_0 = 0.01$, $\eta_1 = 0.05$, $\alpha = 75^\circ$, $\beta = 40^\circ$ (здесь ρ_1 и ρ_0 – удельное электрическое сопротивление вдоль и поперек плоскости простирания одноосной анизотропии, η_1 и η_0 – поляризуемости при тех же направлениях, α – угол падения плоскости анизотропии, β – угол между простиранием плоскости анизотропии и осью y против часовой стрелки);

модель 2 – вертикальный контакт двух однородных сред, при $\rho_1 = 10000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_1 = 0.01$, $\rho_2 = 8000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_2 = 0.10$;

модель 3 – однородная изотропная среда ($\rho_0 = 10000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_0 = 0.01$), содержащая полусферическую поверхностную неоднородность, при $\rho_1 = 8000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_1 = 0.10$, $x_1 = 2 \text{ м}$, $y_1 = 2 \text{ м}$, $a = 10 \text{ м}$ (здесь x_1 , y_1 – координаты, a – радиус неоднородности);

модель 4 – однородная изотропная среда ($\rho_0 = 10000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_0 = 0.01$) с глубокозалегающим сферическим телом, при $\rho_1 = 8000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\eta_1 = 0.50$, $x_1 = 2 \text{ м}$, $y_1 = 2 \text{ м}$, $z_1 = 12 \text{ м}$, $a = 10 \text{ м}$ (здесь x_1 , y_1 , z_1 – координаты, a – радиус тела).

Расчеты проводились при координатах питающих электродов $A(-60, -50)$, $B(-30, 70)$, $C(70, -30)$, $D(50, 60)$ (в метрах) многоэлектродной установки ABCD для планшета съемки $-42 \text{ м} \leq (x, y) \leq 42 \text{ м}$ при шаге по x и y , равном 1.5 м.

Электрическое поле блуждающих токов на поверхности этих геоэлектрических моделей имитировалось поверхностными точечными источниками тока (вариации величин силы токов задавались случайным образом), произвольно расположенными на поверхности исследуемой геоэлектрической модели по различные стороны

от планшета съемки на расстояниях порядка 100, 300 и 1000 м от центра планшета (системы координат XOY), соответственно, при трех (I, II и III) циклах измерений, каждый из которых состоял из 540 моментов времени. В процессе моделирования, согласно разработанной единой электроразведочной методике векторных исследований (Матевосян, 1986, 1987, 1988, 1992, 1999, 2002, 2004а, 2004б), определялись параметры техногенного электрического поля: напряженность и приращения напряженности (при ΔT , равном 2τ , где τ – условная единица времени) в пределах исследуемого планшета съемки. Расчеты проведены для базисных пунктов наблюдений квадратной сети при следующих координатах (в метрах): $B1(-39, 3)$, $B2(39, 36)$, $B3(15, -39)$.

Определение кажущегося сопротивления по электрическому полю блуждающих токов и оценка его информативности. На рис. 1а представлены круговые диаграммы полного кажущегося сопротивления ρ_s , а на рис. 1б – азимутальные гистограммы и диаграммы ρ_s и $\rho_s \pm \sigma$ (усредненных по 36 секторам – 10° (Матевосян, 2004б) для геоэлектрических моделей 1 и 2 в полевом $H(6, 3)$ пункте наблюдений по трем циклам (I, II, III) измерений, вычисленные и построенные согласно методикам обработки результатов векторных измерений методами сопротивлений многоэлектродной установкой (Матевосян, 1986, 1999, 2002) и блуждающих токов (Матевосян, 1987, 1992, 2004а, 2004б), приняв точечные источники тока, имитирующие поля БТ, за многоэлектродную систему возбуждения электрического поля. Диаграммы построены по направлению вектора плотности тока имитируемого электрического поля в полевом пункте.

Как следует из рис. 1, все приведенные диаграммы характеризуются существенным разбросом значений ρ_s , независимо от цикла измерений и ориентировки возбуждаемого поля. Это обстоятельство убедительно иллюстрирует

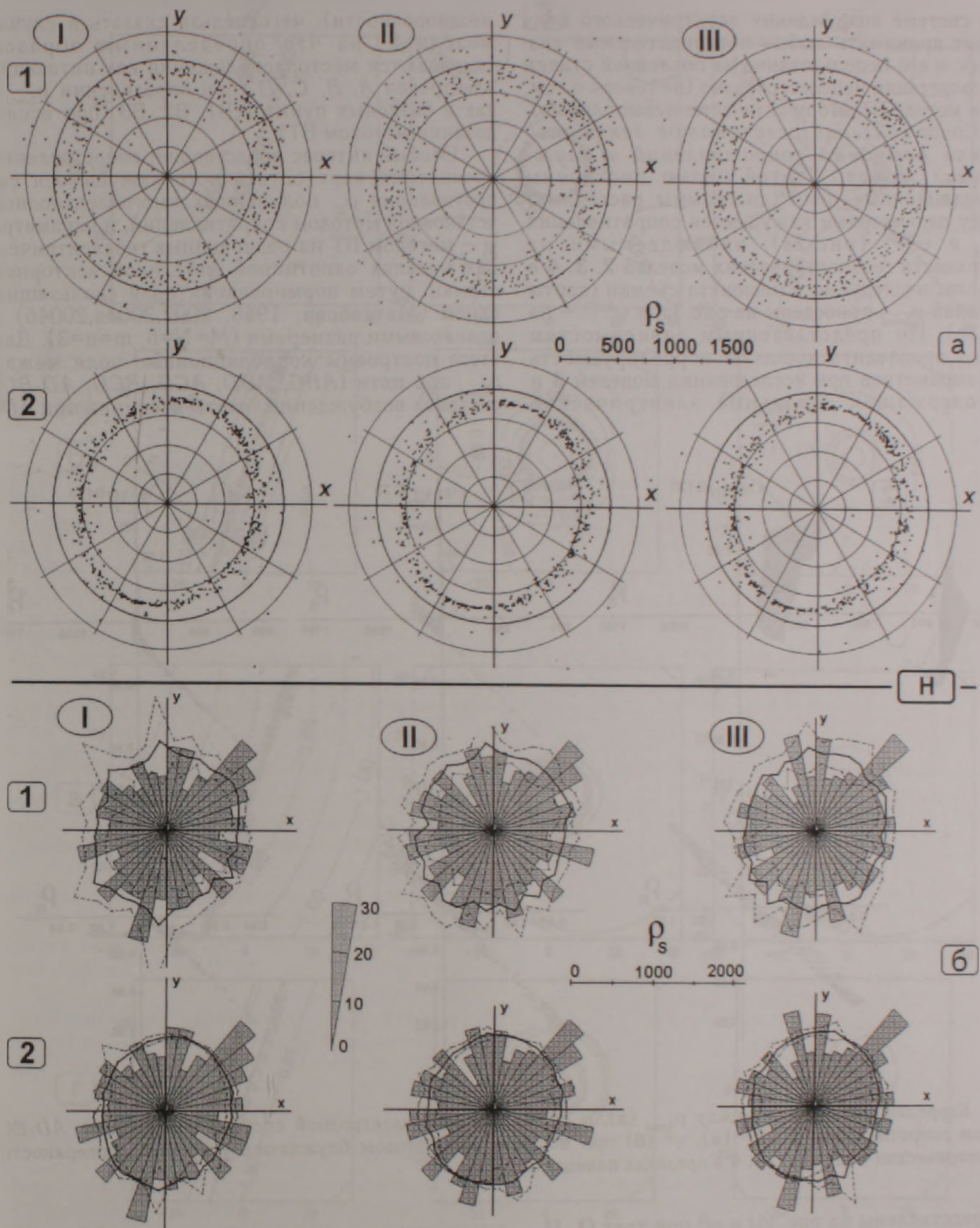


Рис 1. Круговые диаграммы ρ_s (а), азимутальные гистограммы и круговые диаграммы усредненных значений ρ_s (сплошная линия) и $\rho_s \pm \sigma_{\rho}$ (пунктирная) (б) для геоэлектрических моделей 1 и 2 по трем (I, II, III) циклам измерений электрического поля блуждающих токов в полевом пункте.

бесперспективность существующего направления исследований (Бобровников 1995; Вишнев, 1996; Гамоян, Геворкян, 1987; Гамоян, 1989; Григорьев, Качесова, 1996; Инструкция..., 1984; Электроразведка, 1989), в которых считается, что процесс обработки данных методом БТ необходимо сво-

дить к конечному интерпретируемому параметру кажущегося сопротивления приемом, применяемым в методе сопротивлений (Электроразведка, 1989). Данные зависимости также подтверждают обоснованный ранее в (Матевосян, 1999) вывод о том, что кажущееся сопротивление ρ_s при слож-

ной системе возбуждения электрического поля может принимать любые неотрицательные значения, и его использование на последней стадии интерпретации нецелесообразно (не говоря о том, что в методе БТ это практически невыполнимо).

Сопоставление результатов векторной съемки методами сопротивлений и блуждающих токов С этой целью построены корреляционные поля (диаграммы рассеяния) между параметрами кажущегося сопротивления ρ_{Smed} и ψ^{B123} (рис. 2а), наблюдаемыми на поверхности геоэлектрических моделей 2, 3, 4 в пределах исследуемого планшета съемки (карты изолиний ρ_{Smed} приведены на рис. 3а, а ψ^{B123} — на рис. 3в). По представленным зависимостям можно проследить хорошую коррелируемость этих параметров при исследовании моделей 3 и 4 (содержащих локальные электрические

неоднородности), чего нельзя сказать в случае модели 2, на что определенным образом сказываются месторасположения как питающих электродов A, B, C, D (при определении ρ_{Smed}), так и базисных пунктов $B1, B2, B3$ (при исследовании методом БТ).

Особый интерес представляет сопоставление проявления карт остаточного кажущегося сопротивления ρ_R , полученных многоэлектродной установкой методом сопротивлений, и параметра ψ — методом БТ на разнотипных геоэлектрических моделях однотипной методикой векторной съемки путем нормирования поля скользящим окном (Матевосян, 1988, 2002, 2004а, 2004б) с одинаковыми размерами ($M=N=5, m=n=3$). Для этого построены корреляционные поля между ρ_{Rmed} при пяти ($ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC$) системах возбуждения (карты изолиний при $AD-$

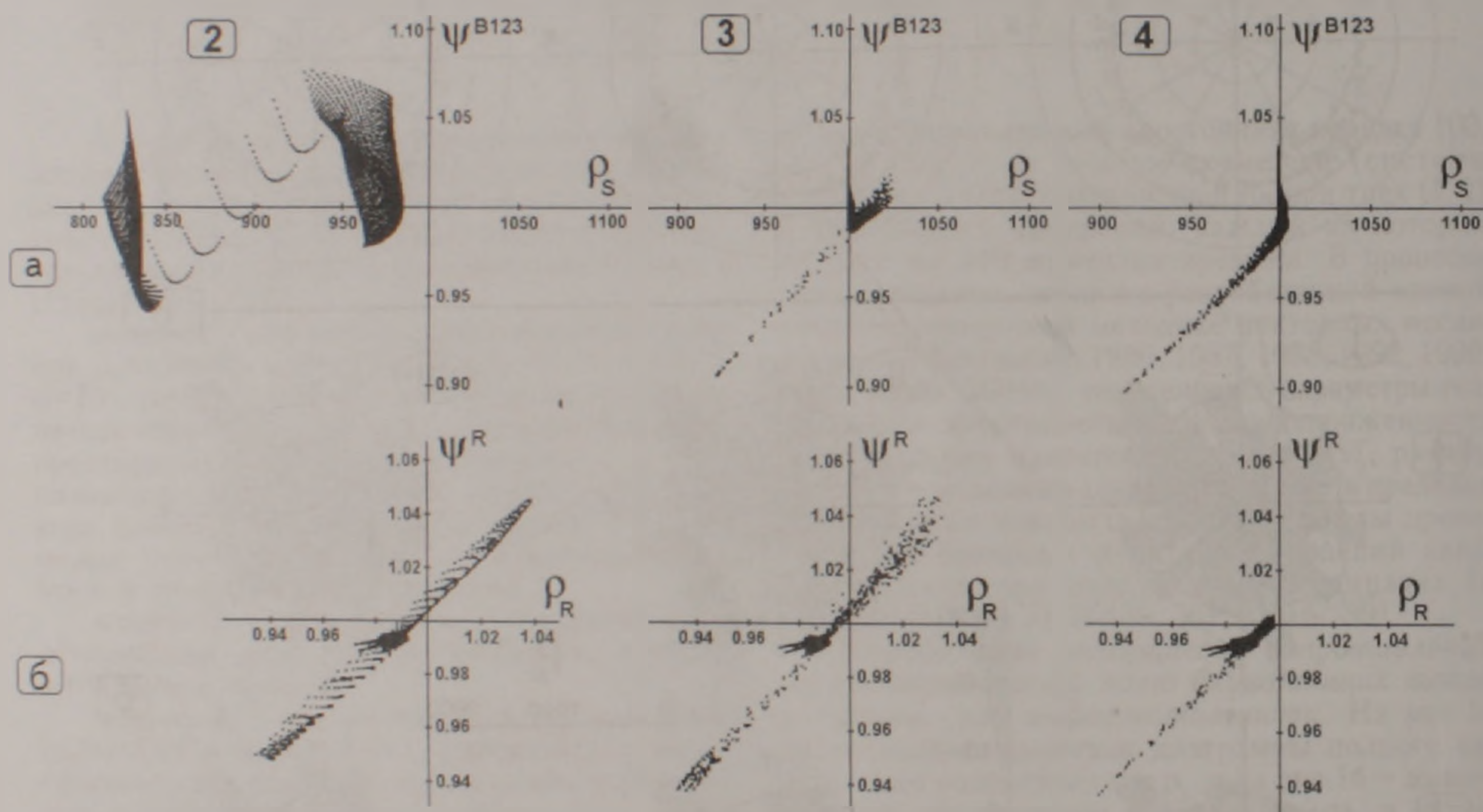


Рис 2. Корреляционные поля между ρ_{Smed} (а), ρ_{Rmed} (б) при многоэлектродной системе возбуждения $AD-BC$ методом сопротивлений и ψ^{B123} (а), ψ^R (б) при исследовании методом блуждающих токов на поверхности геоэлектрических моделей 2, 3, 4 в пределах планшета съемки.

BC представлены на рис. 3б) и ψ^R при трех (I, II, III) циклах измерений (рис. 3г). На рис. 2б изображены эти зависимости при цикле I (аналогичная картина наблюдается при циклах II и III), на которых прослеживается выраженная линейная корреляция сопоставляемых параметров, независимо от выбранной многоэлектродной системы возбуждения установкой $ABCD$.

С целью количественной оценки сходства ρ_{Smed} и ψ^{B123} , ρ_{Rmed} и ψ^R в табл. 1 и 2 приведены коэффициенты корреляции, по которым можно заключить, что наилучшие результаты наблю-

даются при системах возбуждения ABC и $AD-BC$, наихудшие — BCD , что непосредственно связано с эффективностью исследований рассмотренной многоэлектродной установкой $ABCD$ (Матевосян, 2002).

Таким образом, при площадных векторных измерениях исследуемого планшета съемки полное кажущееся сопротивление ρ_s хорошо коррелируется с параметром ψ^{B123} при фиксированных положениях базисных пунктов, которые характеризуют "региональные" аномалии, а остаточное кажущееся сопротивление ρ_R с ψ^R — при

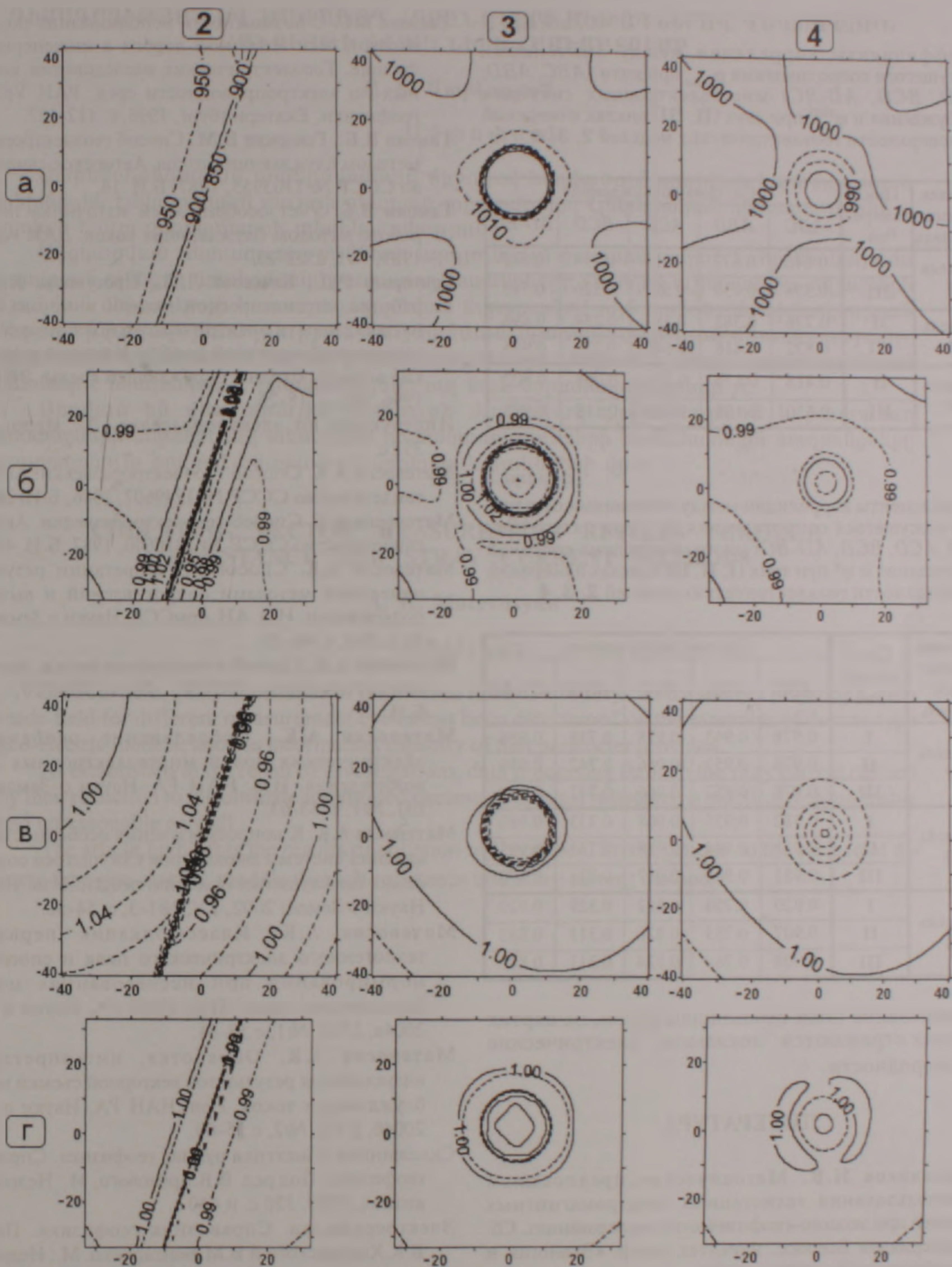


Рис 3. Карты изолиний ρ_{Smed} (а) и ρ_{Rmed} (б) при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля $AD-BC$ и ψ^{B123} (в) и ψ^R (г) при исследовании методом БТ на поверхности геоэлектрических моделей 2, 3, 4

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между значениями кажущегося сопротивления $\rho_{\text{ср}}^{\text{мод}} \cdot 10^3$ при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения и $\psi^{\text{ВЗ}}$ при двух (II, III) циклах измерений на поверхности геоэлектрических моделей 2, 3, 4

Геоэлектрическая модель	Цикл измерений	Система возбуждения				
		ABC	ABD	ACD	BCD	AD-BC
Модель 2	II	0.616	0.677	0.615	0.534	0.617
	III	0.594	0.630	0.593	0.526	0.593
Модель 3	II	0.776	0.382	0.583	0.254	0.896
	III	0.872	0.416	0.649	0.271	0.995
Модель 4	II	0.418	0.176	0.255	0.098	0.802
	III	0.530	0.198	0.309	0.118	0.985

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между значениями остаточного кажущегося сопротивления $\rho_{\text{ост}}^{\text{мод}} \cdot 10^3$ при пяти (ABC, ABD, ACD, BCD, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения и $\psi^{\text{Р}}$ при трех (I, II, III) циклах измерений на поверхности геоэлектрических моделей 2, 3, 4

Геоэлектрическая модель	Цикл измерений	Система возбуждения				
		ABC	ABD	ACD	BCD	AD-BC
Модель 2	I	0.978	0.943	0.978	0.738	0.986
	II	0.978	0.951	0.966	0.742	0.980
	III	0.978	0.952	0.966	0.742	0.980
Модель 3	I	0.982	0.935	0.968	0.733	0.980
	II	0.981	0.944	0.958	0.731	0.975
	III	0.981	0.944	0.957	0.731	0.975
Модель 4	I	0.920	0.756	0.882	0.329	0.920
	II	0.907	0.783	0.826	0.311	0.883
	III	0.908	0.784	0.824	0.311	0.883

нормировании поля скользящим окном, на картах которых отражаются "локальные" электрические неоднородности.

ЛИТЕРАТУРА

Бобровников Н.В. Методические предпосылки использования техногенных электромагнитных полей при эколого-геофизических исследованиях. Сб. материалов Всеросс. науч.-тех. конф. «Экология и геофизика» М., 1995, с. 28-29.

Вишнев В.С. О возможности использования поля токов тяговой сети железной дороги в инженерной геофизике. Геоэлектрические исследования контрастных по электропроводности сред. РАН УрО Ин-т геофизики, Екатеринбург, 1996, с. 112-127.

Гамоян В.Б., Геворкян В.М. Способ геоэлектроразведки методом блуждающих токов. Авторское свидетельство СССР № 1303955, 1987, Б.И. 14.

Гамоян В.Б. Учет особенностей источника поля при работе методом блуждающих токов. ДАН АрмССР, 1989, №1, с. 22-25.

Григорьев Р.Д., Качесова Л.П., Просунцова Н.С. Разработка математической модели и метода расчета напряженности электрического поля от электрифицированной железной дороги. Научные и технические аспекты охраны окружающей среды. ВИНТИ, 1996, №2, с. 18-26.

Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984, 352 с.

Матевосян А.К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР № 1249607, 1986, Б.И. 29.

Матевосян А.К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР № 1350640, 1987, Б.И. 41.

Матевосян А.К. Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной поляризации. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, №3, с. 46-55.

Матевосян А.К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР № 1704120, 1992, Б.И. 1.

Матевосян А.К. Исследование особенностей электрических полей многоэлектродных систем возбуждения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, LII, №1, с. 53-63.

Матевосян А.К. К вопросу изучения особенностей проявления системы параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, LV, №1-3, с. 54-58.

Матевосян А.К. Классификация первичного техногенного электрического поля и способы его нормирования при исследованиях методом блуждающих токов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004а, LVII, №1, с.58-61.

Матевосян А.К. Обработка, интерпретация и визуализация результатов векторной съемки методом блуждающих токов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004б, LVII, №2, с.55-60.

Скважинная и шахтная рудная геофизика. Справочник геофизика. Под ред. В.В.Бродового, М.: Недра, в двух книгах, 1989, 320 с. и 440 с.

Электроразведка. Справочник геофизика. Под ред. В.К.Хмелевского и В.М.Бондаренко. М.: Недра, 1989, в двух книгах - 438с, 378 с.

**ԴԻՍԼԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ՄԵԹՈԴՆԵՐՈՎ ՎԵԿՏՈՐԱՅԻՆ
ՀԱՆՈՒՅԹԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ՀԱՄԵՍԱՏՈՒՄԸ**

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Մաթեմատիկական մոդելավորման միջոցով հողվածում որոշված է կամայական տեխնոգեն էլեկտրական դաշտի դեպքում լրիվ թվացող էլեկտրական դիմադրությունն և տրված է այդ պարամետրի տեղեկատվությունը:

Անցկացված հետազոտությունների արդյունքում բացահայտված է, որ ներկայումս գոյություն ունեցող մոտեցմամբ՝ թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս տվյալների մշակման մեթոդիկայի կատարելագործման նպատակով այն հանգեցնել դիմադրության մեթոդի թվացող դիմադրության նույնանման պարամետրի ուսումնասիրությանը, տեխնաձին էլեկտրական դաշտի բարդ կարուցվածքի դեպքում ոչ միայն գործնականորեն անհնար է հնարավոր չէ իրականացնել, այլ նաև նպատակահարմար չէ:

Բերված են վեկտորային հանույթի ժամանակ դիմադրության և թափառող հոսանքների մեթոդներով տեսական հետազոտությունների համեմատման արդյունքները տարրաբնույթ երկրաէլեկտրական մոդելների մակերեսի վրա:

**COLLATING VECTOR MEASUREMENT RESULTS THROUGH
RESISTANCE AND STRAY CURRENT METHODS**

A. K. Matevosyan

A b s t r a c t

In this article, quasi impedance of the electric field of arbitrary current sources imitating a man-made field for different measurement cycles has been determined on the examples of diverse type geo-electric models, and the information capacity of that parameter provided.

As established in the result of investigations, data processing through the stray current method by their reduction to the ultimate interpreted parameter of quasi resistance is practically inapplicable and unreasonable as well.

The article highlights the results of collation of theoretical investigations on the surface of diverse type geo-electric models through resistance and stray current methods.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ФАНЕРОЗОЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2005 г. Дж. О. Минасян, А. К. Караханян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515, Гюмри, ул. В. Саркисяна, 5, Республика Армения
E-mail: iges@shirak.am

Поступила в редакцию 17.09.2004 г.

На основе детального анализа результатов палеомагнитных исследований территории Армении выявлены некоторые характерные особенности состояния и динамики геомагнитного поля (ГМП). Установлено, что в фанерозое, сменяя друг друга, существовали два режима геомагнитного поля: относительно спокойный (прямой или обратной полярности) и динамичный (с частыми инверсиями).

Изучение истории главного геомагнитного поля Земли (ГМП) является одной из фундаментальных задач современной геофизики, с решением которой связан ряд проблем теории геомагнетизма, глобальной тектоники, геодинамики и стратиграфии. Согласно концепции о периодичности геолого-геофизических перестроек предполагается, что все геонимические процессы являются направленно-периодическими и взаимосвязанными (Геологические и биотические события..., 1996; Кэри, 1991; Харленд и др., 1985). В исследованиях этих процессов особое место занимает изучение эволюции ГМП. Анализ пространственно – временной структуры геомагнитного поля – это тот инструмент, который дает возможность получить сведения о геометрии Земного ядра, его эволюции, о процессах во внешнем ядре и на границе ее с мантией, а также о процессах, проявляющихся в Земной коре (Кэри, 1991; Петрова, 2002; Харленд и др., 1985). Важнейший вклад в решении этих проблем могут внести палеомагнитные исследования различных регионов, которые уникальны с точки зрения реконструкции величины и направления геомагнитного поля в геологическом прошлом. Палеомагнитные аспекты концепции геонимических этапов предусматривают выявление основных закономерностей группирования палеополюсов, изменения напряженности и полярности геомагнитного поля в геологическом прошлом.

Многолетние палеомагнитные исследования на территории Армении дали возможность получить обширный фактический материал, на основе анализа которого можно составить палеомагнитный разрез фанерозоя Армении и сделать определенные (далеко не окончательные) выводы о характере изменения геомагнитного поля в геологическом прошлом.

Феноменальная особенность геомагнитного поля заключается в том, что его направление "отпечатывается" в породах в виде намагниченности, которая может быть изучена не только качественно, но и количественно. Эти исследования базируются на определении синхронности времени формирования горной породы, измеренной намагниченности и магнитных минералов. Комплекс лабораторных исследований, результаты которых могут послужить объективным кри-

терием для выбора разрезов и обнажений, пригодных для определения координат палеополюсов, величины напряженности и полярности ГМП, состоит из следующего: а) определения точек Кюри, составления коэрцитивных спектров $I_r(H)$ и $I_r(h)$, рентгенофазового анализа и микроскопических исследований шлифов и аншлифов; б) определения природы намагниченности и ее компонентного состава изученных пород; в) выделения первичной намагниченности, отражающей направление геомагнитного поля времени образования изученных пород. Этот комплекс включает в себе обширный круг вопросов магнетизма горных пород, петромагнетизма и палеомагнетизма, обсуждение которых не входит в рамки этой статьи. Такой анализ основных результатов именно лабораторных исследований фанерозойских горных пород территории Армении, приведенный в отдельных статьях авторов, дал возможность сделать определенные выводы о палеомагнитной пригодности изученных пород (Караханян и др., 2002; Минасян и др., 1984, 1989, 1994).

При выделении палеомагнитных горизонтов в изученных разрезах, обоснованных результатами вышеуказанных лабораторных исследований (более 100 разрезов), основным параметром послужила полярность первичной I_r пород. Использованы также определения координат виртуальных полюсов и величин $H_{др}$ для определенных возрастных подразделений (табл.1). Координаты палеополюсов приведены в виде стереограмм (рис.1, 2)

В результате были выделены магнитные горизонты, отражающие изменения режима геомагнитного поля в геологическом прошлом, границы которых фиксируются в разрезах с преобладанием зон прямой и обратной намагниченности. Для корреляции характерных "отпечатков" изменений ГМП, установленных в разрезах исследуемого интервала времени, были использованы магнитостратиграфические, биостратиграфические данные, а также определения абсолютного возраста изученных пород разрезов (Балог и др., 1990; Багдасарян и др., 1987; Геология СССР, 1970; Геологические и биотические события..., 1996).

Это дало возможность идентифицировать стратиграфические уровни и построить сводный

палеомагнитный разрез фанерозоя территории Армении. На рис.1,2 представлен разрез фанерозоя и его сопоставление с мировой шкалой суперхронов (Харленд и др., 1985). Этот разрез привязан к геохронологической шкале (Харленд и др., 1985), исходя из соображений, что палеомагнитные инверсионные уровни должны служить индикаторами тех или иных стратиграфических границ, а не привязываться к местным подразделениям, стратиграфическое положение которых очень часто остается спорным. Построенный разрез на данном этапе исследований еще не может служить основой для строгой возрастной корреляции, но вполне может быть использован для выявления некоторых особенностей поведения геомагнитного поля и их корреляции с другими геофизическими явлениями. Анализ сводного разреза фанерозоя свидетельствует о его неоднородном строении. Историю магнитного поля Земли фанерозоя, по всей вероятности, можно подразделить на три этапа: 1 – домезозойский; 2 – мезозойский; 3 – кайнозойский (от верхнего мела до антропогена). По нашим скудным данным, первый этап эволюции

ГМП окончательно характеризовать пока невозможно. Отметим только, что в палеозойских образованиях выявлены обратномагнитные зоны. Второй этап истории земного магнитного поля характеризуется динамичным, знакопеременным полем (середина мезозоя). Меловой период развития геомагнитного поля (интервал времени ~54 млн. лет) характеризуется почти стабильной прямой полярностью. На протяжении всего кайнозоя отмечены частые обращения полярности магнитного поля Земли.

Величина Ндр также непостоянна в течение ~ 250 млн лет (табл.1). Более высокие значения Ндр характерны мезозойскому периоду. Чем моложе породы, по которым были определены Ндр, тем ближе значения этого параметра современному значению напряженности ГМП. В первом приближении можно сказать, что самые большие значения Ндр приходятся на юрский и меловой периоды, где магнитное поле Земли отличается более спокойным режимом. Многие авторы отмечают определенную корреляцию между величиной Ндр и фактором предпочтительности прямой или обратной полярности ГМП: при высо-

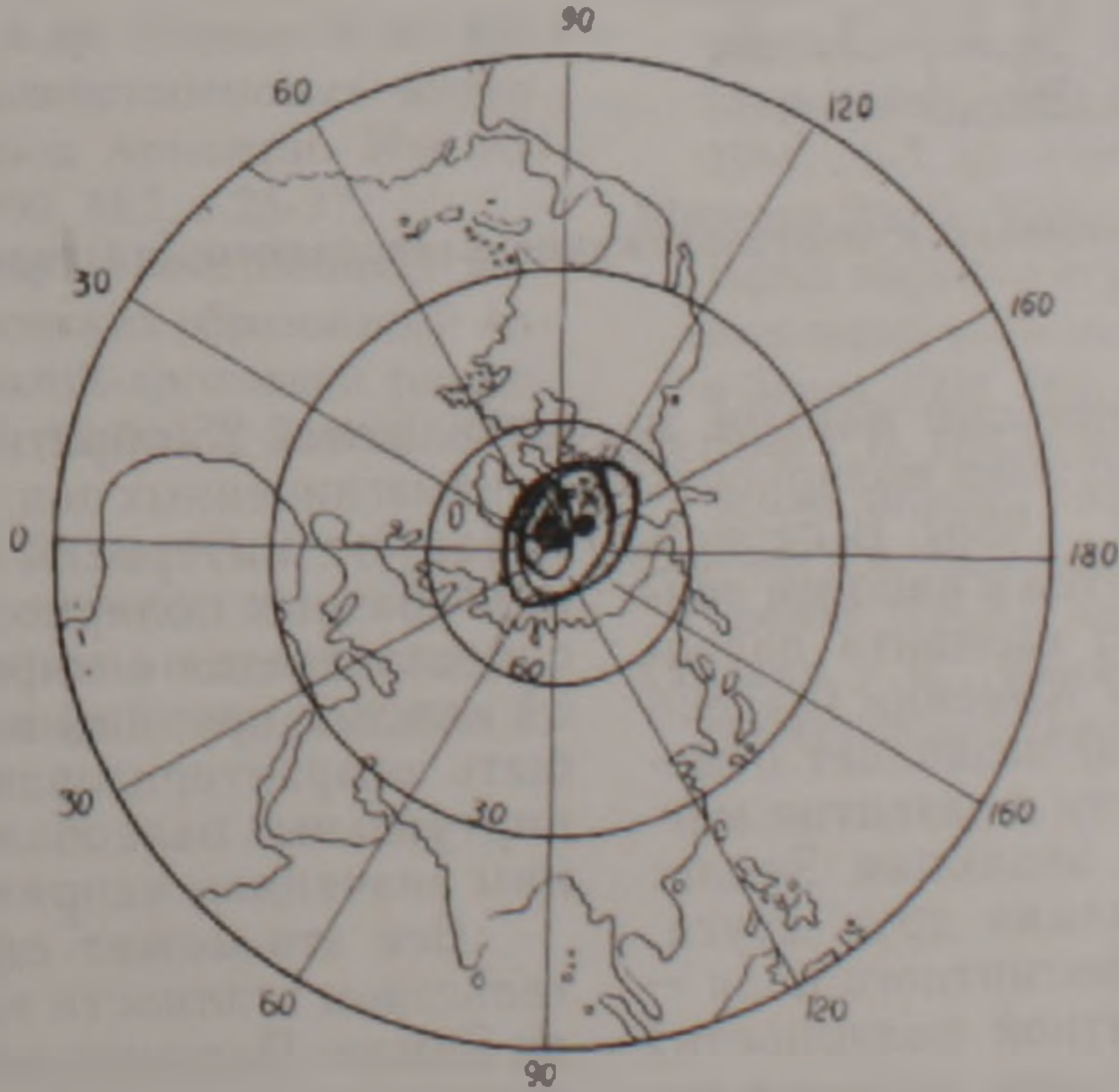


Рис 1. Палеомагнитный разрез фанерозоя и местоположение палеополюсов по палеомагнитным данным Армении (кайнозойская часть)



Рис 2 Палеомагнитный разрез фанерозоя и местоположение палеополюсов по палеомагнитным данным Армении (мезозойская и палеозойская части)

ком значении Ндр частота инверсий меньше и преимущественной является прямая полярность (Петрова, 2002; Харленд и др., 1985). В первом приближении это подтверждается и нашими данными. Анализ предложенного варианта палеомагнитного разреза фанерозоя Армении (далеко не завершено и не полного) позволяет отметить следующие закономерности в развитии магнитного поля за этот период эволюции Земли: 1) в течение фанерозоя, сменяя друг друга, существовали два режима геомагнитного поля – спокойный (прямой или обратной полярности) и возбужденный, с многократными частыми инверсиями; 2) в фанерозойском палеомагнитном разрезе Армении на данном этапе исследований

выделяются 25 обратномагнитных и 26 прямомагнитных зон, которые на шкале времени образуют интервалы "сгущений" и "разряжений" разных полярностей, что довольно хорошо сопоставляется с мировой шкалой суперхронов; 3) каждый крупный временной интервал может быть охарактеризован средними координатами виртуальных палеополюсов, полярностью и средним значением напряженности древнего поля.

Все это может служить еще одним доказательством этапности эволюции геомагнитного поля Земли. Полученные результаты палеомагнитных исследований на территории Армении могут быть в дальнейшем использованы при изучении возможной связи различных геонимических яв-

Таблица 1

Возраст пород	Тип пород	Полярность	К _{ср}	Ндр	Ндр _{ср}
Ранняя юра	Порфириты, туффиты	N R	0,968 1,150	0,410 0,550	0,520 ± 0,1
Средняя юра	Порфириты	N	1,390	0,663	
Поздняя юра	Порфириты, туфолавы	N R	1,021 0,898	0,498 0,430	
Ранний мел	Порфириты	R	1,045	0,500	0,472 ± 0,05
Поздний мел	Порфириты	N	0,925 0,990	0,443 0,494	
Средний эоцен	Порфириты, туфогенные породы	NR	0,945	0,452	0,461 ± 0,02
Поздний эоцен	Андезиты, трахиандезиты	NR	1,019	0,480	
Олигоцен	Андезиты	NR	0,926	0,455	
Ранний-средний плиоцен	Андезиты	NR	0,922	0,433	0,427 ± 0,02
Поздний плиоцен	Андезито-базальты, долериты	NR	0,861	0,413	
Ранний плейстоцен	Андезито-базальты	NR	0,890	0,420	0,416 ± 0,05
Средний плейстоцен	Андезиты, дациты, туфы	N	0,869	0,410	
Поздний плейстоцен	Андезито-дациты, туфы, андезитовые лавы	N	0,884	0,417	

лений (смена климата и комплексов флоры и фауны, скорости осадконакопления и вспышки вулканизма, тектонические перестройки и др.) с инверсиями магнитного поля Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Балог Кадлош, Багдасарян Г.П. и др. Первые К-Аг изотопные датировки верхнеплейстоценовых четвертичных вулканических пород Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, №2, с.25-37.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. и др. Новые данные о возрасте некоторых мезокайнозойских образований Армянской ССР по данным калий-аргоновой геохронологии. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №1, с.17-25.
- Геология СССР, Армянская ССР, том XLIII, 1970, М.: Недра, 443 с.
- Геологические и биотические события позднего эоцена-раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Регион X, Армения, 1996, с.98-111
- Кэри У.В. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991, 447 с.
- Караханян А.К., Минасян Дж.О., Варданян А.А. Петромагнитные характеристики Севано – Ширакского синклинория и массива г.Арагац. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, №1-3, с.48-54.
- Минасян Дж.О., Караханян А.К. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы Мирового центра данных. Б, Сводный каталог, М.: 1984, с.6-7, М.: 1989, Вып.7, с.8-9.
- Минасян Дж.О., Караханян А.К., Варданян А.А. О некоторых особенностях ферромагнитного состава горных пород кайнозоя Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, №3, с.66-69.
- Петрова Г.Н. Циклические изменения магнитного поля Земли. Физика Земли, 2002, №5, с.5-14.
- Сирунян Т.А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 148 с.
- Харленд У.Б., Кокс А.Б., Ллевелин П.Г. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985, с.77-80.

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՖԱՆԵՐՈԶՈՅԻ ՍԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ՈՐՈՇ
ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԸ ԸՍՏ ՀՆԷԱՍԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ**

Ջ. Հ. Մինասյան, Ա. Կ. Կարախանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի տարածքի հնեամագնիսական ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տվել բացահայտել ֆաներոզոյի ժամանակահատվածի Երկրի մագնիսական դաշտի որոշ առանձնահատկություններ: Ըստ այդ տվյալների ֆաներոզոյում միմյանց փոխարինելով գոյատևել են Երկրի մագնիսական դաշտի երկու ռեժիմ. համեմատաբար հանգիստ (ուղիղ կամ հակադարձ բևեռականությամբ) և դինամիկ (հաճախակի բևեռափոխությամբ): Ֆաներոզոյի յուրաքանչյուր ժամանակային ինտերվալ կարելի է բնութագրել Երկրի մագնիսական դաշտի պալեոբևեռների կոորդինատներով, դաշտի լարվածության միջին արժեքով և բևեռականությամբ:

**SOME CHARACTERISTICS OF PHANEROZOIC GEOMAGNETIC
FIELD BY PALEOMAGNETIC DATA ON ARMENIA'S TERRITORY**

J. H. Minasyan, A. K. Karakhanyan

A b s t r a c t

Basing on a detailed analysis of results of paleomagnetic investigations of Armenia's territory some characteristic peculiarities of the state and dynamics of geomagnetic field have been revealed. As established, there were two alternating regimes of Phanerozoic geomagnetic field: relatively stable (direct or reversed polarity) and dynamic (with frequent inversions).