

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. ղոկտոր է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս Ճառամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուրխանովա, տեխն. գիտ. ղոկտոր Բ. Կ. Կա-
րապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասոբաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմի-
կոս Հ. Գ. Սաղախյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեբյան, երկր.-
հանք. գիտ. թեկնածու Կ. Գ. Շիրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ.
Վանցյան, տեխն. գիտ. ղոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. ղոկտոր
Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Ռաստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян.
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян.

Члены: канд. геол.-мин. наук В. П. Асратян, чл.-корр. АН Арм. ССР
А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. геол.-мин.
наук Г. М. Ванцян, чл.-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин.
наук Н. И. Долуханова, докт. техн. наук Б. К. Карапетян, докт. геол.-мин.
наук А. Е. Кочарян, академик АН АрмССР И. Г. Магакьян, канд. геол.-
мин. наук Б. М. Меликсетян, докт. техн. наук Г. И. Тер-Степанян, канд.
геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Նրևան 19, Բարեկամության 24:

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>В. О. Парсникян.</i> О сереброносности и золотоносности свинцово-цинковой минерализации	3
<i>С. А. Палакджян.</i> О геологической позиции офиолитов Базумского горста	14
<i>Г. П. Багдасарян, Э. Н. Елисеев.</i> Некоторые геологические и минералогические данные о рудной области Садберн (Канада)	28
<i>Е. В. Самвелян.</i> Элементы-примеси в рутилах из метаморфических пород Цахкуняцкого хребта Армянской ССР	41
<i>Ф. С. Геворкян.</i> Морфологический анализ погребенных морфоструктур западной части Араратской котловины	49
<i>Г. К. Габриелян.</i> Соленость вод озера Севан и ее будущее	61
<i>М. С. Торгомян, Б. П. Мницаканян.</i> К вопросу составления водного баланса водосборов малых притоков горных рек (на примере бассейна р. Воротан)	65

Краткие сообщения

<i>Г. А. Мкртчян, С. В. Мартиросян.</i> О ближайших перспективах развития сырьевой базы Агаракского месторождения	76
<i>Т. А. Авакян.</i> О характере распределения аморфного кремнезема в диатомовых породах Армянской ССР	79
<i>Д. И. Сихарулидзе, А. Х. Баграмян, Б. Ц. Еремян.</i> Вариации групповых скоростей в земной коре сформированных поверхностных волн	84
<i>О. Газарян, Р. К. Гаспарян, М. Г. Геворкян, С. Р. Пайлеванян.</i> Возможности электроразведочных методов при выявлении ослабленных зон в водонапорном тоннеле гидроэлектростанции	90
<i>А. А. Багдасарян.</i> Метеорологические условия загрязнения атмосферы над городом Ереваном	94

Научная хроника

<i>Э. Г. Малхасян.</i> Международный симпозиум по истории германо-советских связей в области геологических наук	100
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Վ. Հ. Պարոնիկյան, Կապար-ցինկի հանքայնացման արժաթաբերության և ոսկեբերության մասին	3
Ս. Ա. Փալանջյան. Բաղուժի հորատի օֆիոլիտների երկրաբանական դիրքը	14
Դ. Պ. Բաղդասարյան, Է. Ն. Նլինեև. Որոշ երկրաբանական և միներալոգիական տվյալներ Սաղբերի (Կանադա) հանքային մարզի մասին	28
Խ. Վ. Սամվելյան. Մազկունյաց լեռնաշղթայի մետամորֆային ապարների ռուտիլների տարր-խառնուրդները	41
Յ. Ս. Գևորգյան. Արարատյան դոգավորության արևմտյան մասի քողարկված մորֆոստրուկ սուրբանների մորֆոլոգիական վերլուծությունը	49
Հ. Կ. Գաբրիելյան. Սևանի ջրի աղիությունը և նրա ապագան	61
Մ. Ս. Թորգոմյան, Բ. Պ. Մնացականյան. Լեռնային գետերի փոքր վտակների ջրամբարման ջրային հաշվեկշռի կազմման հարցի շուրջը (Որստան գետի ջրավազանի օրինակով)	65

Համառոտ հաղորդումներ

Գ. Մ. Մկրտչյան, Ս. Վ. Մարտիրոսյան. Ազարակի հանքավայրի հումքային բազայի դար-գացման մոտակա հեռանկարների մասին	76
Թ. Ա. Ավազյան. Հայկական ՍՍՀ դիատոմային ապարների ամորֆ սիլիկահողի բաշխման բնույթի մասին	79
Գ. Ի. Սիխարովիձե, Ա. Խ. Բաղրամյան, Բ. Յ. Նրեմյան. Երկրակեղևում ձևավորված մա-կերևույթային ալիքների խմբային արագությունների վարիացիաները	84
Գ. Հ. Ղազարյան, Ռ. Կ. Գասպարյան, Մ. Հ. Գևորգյան, Ս. Ռ. Փանդևանյան. Էլեկտրա-հետախուզական մեթոդների հնարավորությունները հիդրոէլեկտրակայանի ջրաճնշիչ թունկում թույլացած զոնաներ հայտնաբերելու մեջ	90
Ա. Ա. Բաղդասարյան. Մթնոլորտի աղտոտման օդերևութաբանական պայմանները Երե-վան քաղաքի վրա	94

Գիտական խրոնիկա

Է. Գ. Մալխասյան. Միջազգային սիմպոզիում նվիրված երկրաբանական զիտությունների բնագավառում գերմանա-սովետական կապերի պատմությանը	106
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----



УДК 553.411 412.44

В. О. ПАРОНИКЯН

О СЕРЕБРОНОСНОСТИ И ЗОЛОТОНОСНОСТИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Серебро, частично также и золото, являются характерными примесями месторождений свинца и цинка. Степень концентрации этих компонентов в рудах зависит как от региональных металлогенических, так и локальных геологических и физико-химических факторов. В этой статье делается попытка определения количественных характеристик однородных, с точки зрения свинцово-цинковой минерализации, рудных провинций по относительным концентрациям благородных металлов. Наряду с этим, устанавливаются некоторые корреляционные соотношения между типами тектоно-магматических структур первого порядка и степенью сереброносности и золотоносности свинцово-цинковой минерализации в них. Подобный подход позволяет выявить ряд индикаторных характеристик, которые могут быть использованы как в металлогеническом анализе, так и при поисках рассматриваемых металлов. Основой в трактовке нашего материала служат крупные металлогенические провинции, зоны или же пояса земной коры, заимствованные из известных номенклатур [1, 3, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 16, 20, 23, 24, 25, 26, 27, 30].

В капиталистических странах примерно 45% добываемого серебра падает на свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения, 18%—на медные и лишь 20%—на собственно серебряные месторождения. В различных провинциях соотношение перечисленных типов руд в добыче серебра претерпевает значительное изменение. В Мексике, например, доля свинцово-цинковых руд составляет ~70%, а собственно серебряных—25%; в Канаде ~80% серебра извлекается из свинцово-цинковых руд и т. д. Приведенные данные показывают важное практическое значение свинцово-цинковых руд в отношении сереброносности, чего нельзя сказать относительно золота.

Абсолютные содержания или же запасы благородных металлов в рудных формациях свинца и цинка не могут являться характерными показателями для рудных провинций, поскольку эти параметры зависят с одной стороны от концентрации главных металлов в недрах и, с другой—от технического уровня разведки и эксплуатации месторождений. Влияние этих факторов устраняется путем вычисления относительных (удельных) концентраций серебра и золота в рудах, под которым подразумевается количество благородного металла в граммах на тонну, приходящегося на 1% ведущего рудного компонента—свинца и меди. Указанные стандарты условно обозначены γ_{Ag-Pb} , γ_{Ag-Cu} и γ_{Au-Cu} , где в индексе—элемент, по которому вычислены относительные концентрации данного благородного металла.

Как видно, в качестве главных компонентов, определяющих относительные концентрации серебра и золота, приняты свинец и медь. Следует отметить, что это допущение с геохимической точки зрения не всегда оправдывается. В случае серебра можно с большой вероятностью утверждать, что его концентраторами в различных рудных формациях свинца и цинка являются, главным образом, минералы свинца и меди, роль которых в зависимости от типов и составов руд может значительно меняться. Относительные концентрации золота, вычисленные по меди, не имеют геохимической или кристаллохимической основы из-за резкого различия их физико-химических свойств. Золото, в отличие от меди и других компонентов руд, обладает наивысшим потенциалом окисления и поэтому в рудных формациях выступает, главным образом, в форме самородных частиц, меньше—теллуридов, которые обычно без каких-либо предпочтений рассеиваются в сульфидных минералах. Корреляции относительных содержаний золота по меди основаны на другом не менее важном факторе, а именно—на тесных парагенетических сочетаниях этих элементов, в результате чего, как это будет показано ниже, обогащенные медью полиметаллические руды, при прочих равных условиях, показывают также повышенные относительные концентрации золота.

Сульфид свинца—галенит, как известно, является одним из главных концентраторов серебра в полиметаллических рудах. Кроме того, важными концентраторами являются также сульфоантимониты, сульфоарсенииты и сульфобисмутиты свинца и меди (в первую очередь блеклая руда), а также собственно серебряные минералы. В каждом конкретном месторождении или рудной провинции роль указанных групп минералов в контроле содержаний серебра различна. Однако, в литературе часто отсутствует баланс распределения серебра по отдельным минеральным видам месторождений, что серьезно ограничивает использование относительных концентраций для более глубокого геохимического анализа. Независимо от указанных факторов суммарный результат относительных концентраций серебра по свинцу является достаточно определенной и надежной характеристикой для месторождений и рудных провинций.

Формы нахождения серебра в галените сложные и зависят от множества геологических и физико-химических факторов. В настоящее время этот вопрос достаточно хорошо изучен как на природных образцах [4, 18, 21, 31, 36], так и экспериментальными работами [33, 34, 35]. На примере некоторых рудных провинций СССР было установлено, что содержание серебра в галените возрастает от низкотемпературных к более высокотемпературным образованиям [18]. Эти тенденции хорошо коррелируются с теоретическими соображениями и результатами экспериментальных исследований [33], которыми подтверждена высокая степень положительной связи между содержаниями серебра в галените и температурой его образования. Эмпирические данные природных образцов позволяют наметить следующие верхние границы относительных концентраций серебра: высокотемпературный галенит в рудах может контролировать до 20—25 г/т Ag на 1% Pb; в среднетемпературных ру-

дах эта граница падает до уровня 10—15 г/т Ag на 1% Pb, а с низкотемпературным галенитом может быть кристаллохимически связано до нескольких г/т Ag на 1% Pb. Следовательно, при наличии более высоких относительных концентраций серебра, чем вышеуказанные границы, в рудных месторождениях или провинциях следует предположить большую роль более сильных концентраторов серебра, как-то: блеклая руда, собственно серебряные минералы, а также мало распространенные сульфоантимониты, сульфовисмутиты, сульфозарсениты меди и свинца.

Средние значения относительных (удельных) концентраций серебра по свинцу для различных металогеогенических провинций и эпох приведены в табл. 1. Стандартные концентрации как по содержанию серебра в руде, так и по добыче вычислены на основании литературных источников [6, 14, 17, 22, 29]. В первом случае относительные концентрации генеральной совокупности (металогеогенических провинций и зон) вычислены путем среднего взвешивания таковых отдельных месторождений. В результатах указанных двух вариантов наблюдается некоторая дискоординация, обусловленная самыми различными причинами. Важным, однако, является то обстоятельство, что приближенные данные обоих случаев подтверждают одни и те же закономерности в распределении серебра.

Мировой стандарт удельной концентрации серебра составляет 15—18 г/т Ag на 1% Pb, т. е. как в рудах, так и в добываемых продуктах на 1% свинца приходится в среднем 15—18 г/т серебра. Регионы, в которых уровень относительных концентраций серебра превосходит этот стандарт более чем в два раза, естественно считать, как положительно специализированные (серебряные) провинции, в отличие от неспециализированных или же отрицательно специализированных провинций. Подобное разграничение имеет важное практическое значение, поскольку собственно серебряные или же золото-серебряные формации проявляются лишь в регионах, свинцово-цинковые руды которых показывают региональную положительную серебряную специализацию. Таким образом, рассматриваемый нами параметр обладает индикаторным свойством, т. е. последние формации в рудных провинциях, как правило, проявляют родственные связи с формациями свинцово-цинковых руд.

В месторождениях докембрийских щитов наблюдается широкий диапазон вариации относительных концентраций серебра. Если исключить эвгеосинклинального типа рудные провинции Канадского щита и Фенноскандинавского массива, то в остальных случаях (Австралийская, Африканская, Индостанская платформы), независимо от возраста и других особенностей месторождений, мы имеем сравнительно низкие относительные концентрации серебра—5—16 г/т Ag на 1% Pb. Еще более низким значением этого стандарта характеризуются стратифицированные телетермальные свинцово-цинковые месторождения ($\gamma_{Ag-Pb} = 0,7$ г/т) платформенных чехлов, приуроченные предпочтительно к карбонатным породам (Три-Стейтс, Восточный Теннесси, ЮВ Миссури в США и др.).

Большой разброс удельных содержаний серебра наблюдается так-

же в свинцово-цинковых месторождениях Средиземноморской зоны. В целом, однако, эта зона относится к числу неспециализированных ($\gamma_{Ag-Pb} = 7-10 \text{ г/т}$), что указывает на ограниченные возможности нахождения здесь сколько-нибудь заметных концентраций собственных серебряных руд.

Высокие относительные концентрации серебра показывают киммерийские и особенно альпийские свинцово-цинковые месторождения восточных обрамлений Тихоокеанского кольца—многоосинклинальных зон Северо-Американских Кордильер и Южно-Американских Анд ($\gamma_{Ag-Pb} = 30-46 \text{ г/т}$). По величине этого стандарта Кордильеры и Анды в целом можно рассматривать как серебряные провинции. В Кордильерах относительные концентрации серебра возрастают с севера к югу (Канада—9,5; США—25—30; Мексика—39,5 г/т), достигая максимума в Мексике. В этом же направлении возрастает и частота появления собственно серебряных месторождений, чем и подтверждается индикаторное свойство рассматриваемого нами параметра. Еще более высокие относительные концентрации серебра показывают свинцово-цинковые месторождения Южно-Американских Анд (особенно Перу и Боливии). Среднее значение γ_{Ag-Pb} здесь составляет 46—64 г/т , что гораздо больше такового Мексики—страны, являющейся типичной серебряной провинцией. Здесь наряду с серебряно-полиметаллическими (Серро-де-Паско, Морокочу, Касапалка, Сан-Кристобаль, Пулакайо и др) известны также крупные месторождения серебряно-оловянных руд (Потоси). Оба этих родственных формационных типа относятся к субвулканическому циклу [29]) и генетически связаны с жерловыми фациями риолитов или дацитов.

По относительным концентрациям серебра в многоосинклинальных (внешних) зонах восточного обрамления Тихоокеанского кольца намечаются месторождения свинцово-цинковые, серебряно-свинцово-цинковые и собственно серебряные. Интенсивность последних типов в целом возрастает с севера ортогеосинклинали к югу. Свинцово-цинковые месторождения относятся к мезотермальной области рудообразования и плутоническому циклу (месторождения Канады и США). Более интенсивно обогащенные серебром месторождения свинца и цинка, а также собственно серебряные (альпийские) эпитермальные месторождения исключительно связаны с субвулканическими телами и жерловыми фациями пород. Во всех случаях оруденение контролируется магматизмом андезитовой линии, представленной в различных сочетаниях пород как субщелочных и щелочных (латит-монцитонитовая формация), так и нормально известково-щелочных серий.

Важные особенности сереброносности руд свинца и цинка можно проследить на примере рудных провинций СССР (табл. 1). Как видно из приведенных данных, низким значением γ_{Ag-Pb} характеризуются месторождения Большого и Малого Кавказа (2—10 г/т Ag на 1% Pb), входящие в состав мало сереброносной Средиземноморской складчатой зоны. В позднегерцинских месторождениях Средней Азии и киммерийских—Восточного Забайкалья удельные содержания серебра сходны

Относительные концентрации серебра в месторождениях свинца и цинка различных рудных провинций

Складчатые пояса, зоны и рудные провинции	Металлогенические эпохи	Страны	Средние относительные концентрации Ag в g/t на 1% Pb		Примечание ²
			$Ag-Pb$ по содержанию серебра в рудах	$Ag-Pb$ по добыче серебра и свинца на период 1964—68 гг. ¹	
Австралийская платформа	Главным образом докембрийская	Австралия	13,9	16,4	
Африканская платформа	Докембрийская	Замбия, Танзания, ЮЗ Африка	22,4	5,0	
Индостанская платформа	Докембрийская	Индия		9,8	
Южно-Американская (Бразильская) платформа	Докембрийская	Бразилия		5,3	
Фенноскандинавский массив	Докембрийская	Швеция, Финляндия		19,6	Швеция—18,1*· Финляндия—42,8**
Аппалачский складчатый пояс	Палеозойская	Канада	28,4		Канада—9,0*; США—25—30*·
Кордильерский складчатый пояс	Киммерийская и альпийская	Канада, США, Мексика	29,0		Мексика—39,5*; 53—57**
Андийский складчатый пояс	Альпийская	Перу, Боливия, Аргентина	46,3	63,6	Перу—55,8*; 69,6**· Боливия—44,3*· 73,2**· Аргентина—21,0*· 22,7**
Средиземноморская зона	Герцинская, киммерийская, альпийская	Алжир, Тунис, Марокко, Италия, Югославия, Греция, Турция, СССР (Большой и Малый Кавказ)	10,0	6,6	Алжир—14,3**· Марокко—2,8**· Италия—8,5*· 10,3**· Югославия—8,9*· 5,1**· Большой и Малый Кавказ—2—10*
Средняя Азия	Герцинская	СССР (Таджикская и Киргизская ССР)	19,3		
Рудный Алтай	Герцинская	СССР	43,2		
Саяны	Каледонская?—герцинская	СССР	53,2		
Восточное Забайкалье	Киммерийская	СССР	21,6		
Дальневосточное Приморье	Альпийская	СССР	33,0		

¹ По возможности учитывается доля свинцово-цинковых руд в добыче серебра. *— по содержанию в руде, **— по добыче.

между собой (19,3—21,6 г/т) и близки к стандарту. В обоих случаях речь идет о типичных многоэпиклинальных рудных провинциях, в которых полиметаллическое оруденение контролируется гранитным постскладчатый магматизмом с повышенной калиевой щелочностью и значительной ролью компонентов щелочных и субщелочных пород.

Повышенную сереброносность ($\gamma_{Ag-Pb} = 33$ г/т), как и следовало ожидать, показывают свинцово-цинковые месторождения Дальневосточного Приморья. Оруденение в этой провинции контролируется третьей фазой приморских гранитов [28], в которых преобладают гибридные породы среднего состава. В отличие от провинций гранитного магматизма (Средняя Азия, Восточное Забайкалье), здесь в ассоциирующихся с минерализацией малых порфировых интрузиях и дайках субщелочные и щелочные составляющие играют подчиненную роль. В целом, по интенсивности сереброносности и множеству других признаков Дальневосточное Приморье повторяет характерные особенности серебряных провинций Тихоокеанского кольца (особенно Южно-Американских Анд).

Наиболее высокие относительные концентрации серебра устанавливаются в палеозойских колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и Салаира ($\gamma_{Ag-Pb} = 43—53,2$ г/т), которые по величине этого стандарта стоят на уровне серебряных провинций. Во многих месторождениях отмеченных провинций относительные концентрации серебра (и золота) выражены настолько интенсивно, что их по праву можно рассматривать как золото-серебряно-полиметаллические. В обоих случаях мы имеем типичные эвгеосинклинальные провинции с формациями пород спилито-кератофировой группы, среди которых преобладают породы среднего и умеренно-кислого составов и рассматриваются как производные глубинного очага, средний состав которого приближается к андезиту [8]. В отличие от рудных провинций Тихоокеанской зоны, где оруденение контролируется андезитовым магматизмом с некоторым обогащением компонентов гранитных пород, которому соответствует обогащение руд свинцом, оловом, молибденом и висмутом, в Рудном Алтае и Салаире андезитовый магматизм представлен лишь известково-щелочными ассоциациями с повышенной натривой щелочностью, при почти полном отсутствии субщелочных и щелочных пород. В соответствии с этим — колчеданно-полиметаллическая формация руд этих провинций обогащена компонентами базальтоидной магмы — медью, цинком, золотом и теллурием при одинаковой степени сереброносности.

Таким образом, по степени сереброносности достаточно четко отличаются друг от друга контрастные рудные провинции. Близкие к стандарту или же ниже него относительные концентрации серебра отмечаются в провинциях с магматизмом салического профиля (Средняя Азия, Восточное Забайкалье). Высокой сереброносностью характеризуются свинцово-цинковые месторождения многоэпиклинальных (Тихоокеанское кольцо) и эвгеосинклинальных зон (Рудный Алтай, Салаир), в которых оруденение контролируется андезитовым магматизмом.

В наиболее фемических эвгеосинклинальных зонах или провинциях

Относительные средневзвешенные концентрации серебра в рудах колчеданной формации

Складчатые системы, зоны и рудные провинции	Металлогенические эпохи	Страны	Типы руд	Месторождения	Относительные средние концентрации благородных металлов в г/т на 1% Cu ¹	
					Ag—Cu	Au—Cu
Канадский щит	Докембрийская	Канада (провинции Манитоба, Квемонт, Онтарио)	Медноколчеданный, близкий скарновому Медноколчеданный Медно-цинковый	Флин-Флон, Шеррит-Гордон	9—10	0,6—0,8
				Норанда Майнс, Шибогома	20,0	2,7
				Квемонт, Абана, Уайт, Амюлет, Амюлет Дефо, Макдональд Майнс, Манитуведж, Вермильон и др.	35,0	до 2,3
				Итого	21,0	0,75
Фенноскандинавский массив	Докембрийская	Швеция Финляндия	Сульфидно-скарновый и медно-цинковый	Болиден, Стекеньок	25—32 (85)	2,2—8 (2,3)
				Оутокумпу	3,4—4,2 (6,4)	2,6 0(,18)
Итого				Итого	20,8 (32)	2,6 (0,9)
Тихоокеанская зона	Киммерийская и альпийская	Япония Филиппины			(28,0) 4,7	(1,1) 1,8
Средиземноморская зона	Герцинская, киммерийская, альпийская	Турция СССР (Северный Кавказ) СССР (Малый Кавказ) СССР (Малый Кавказ)	Медно-цинковый Медноколчеданный Колчеданно-полиметаллический	Эргенимаден	2,2	0,14
				Урупское, Бескесское, Худесское и др.	8,0	0,55
				Шамлуг, Кафан	1,5—3,3	0,04—0,09
				Ахтала	41,6	0,39
Урал	Каледонская-герцинская	СССР	Скарново-медный Медноколчеданный Медно-цинковый	Турьинская группа	3,74	0,31
				Старо-Сибайское, Блявинское	9,1	0,46
				Группы месторождений: им. III Интернационала, Красноуральская, Кировоградская, Карабашская и др.	11,7	0,94
Итого	11,2	0,85				
Салаир	Та же		Колчеданно-полиметаллический	II и III Салаирские рудники, Троицкое, Кварцевая Сопка, Первомайское, Слепое, Ново-Урское и др.	78,2	2,31
Рудный Алтай	Герцинская		Тот же	Березовское, Белоусовское, Змеиногорское, Лениногорское, Сокольное, Зырянское, Крюковское и др.	203,0	10,6

¹ В скобках — по добыче.

базальтоидного магматизма свинец в рудах либо отсутствует, либо же играет резко подчиненную роль. В этом случае характерными являются медные и медно-цинковые типы руд колчеданной формации, степень сереброносности и золотоносности которой можно характеризовать по другому ведущему компоненту—меди.

Серебро в рудах колчеданной формации концентрируется, главным образом, в халькопирите, в меньшей степени—блеклой руде, борните, халькозине, энаргите и при обогащении переходит в основном в медный концентрат. В халькопирите, однако, изоморфизм серебра крайне ограничен [19] в силу двухвалентного состояния меди в этом соединении. С халькопиритом в рудах может быть связано до 3 г/т Ag на 1% Cu. В минералах, где медь частично или полностью представлена одновалентным состоянием (халькозин, борнит, блеклая руда и некоторые другие сульфоантимониты, сульфоарсениты и сульфовисмутиты меди) границы изоморфизма серебра значительно расширяются, а в блеклой руде становятся почти неограниченными. При наличии в медных рудах более высоких относительных концентраций серебра следует предполагать наличие более сильных, чем халькопирит, концентраторов серебра.

Руды колчеданной формации, как правило, в той или иной степени золотоносны. В таблице 2 наряду с серебром приведены также средние значения относительных концентраций золота в различных провинциях и типах руд. Как видно из этих данных, медные и медно-цинковые руды докембрийских щитов Канады и Фенноскандии характеризуются в два и более раза более высокими относительными концентрациями серебра и золота, чем подобные типы руд более поздних металлогенических провинций. В докембрийских колчеданных рудах Канады наблюдается заметное возрастание относительных концентраций благородных металлов (особенно серебра) в последовательности типов: скарново-сульфидный, медноколчеданный, медно-цинковый (табл. 2).

Колчеданносный зеленокаменный пояс Урала представляет типичный пример фемической эвгеосинклинальной зоны. Формирование колчеданного оруденения во времени совпадает с этапом затухания геосинклинального вулканизма силура и девона и пространственно тяготеет к кремнекислым дифференциатам спилито-кератофировой формации, рассматриваемым как производные базальтоидной магмы [15]. Колчеданные руды Урала по вещественному составу сходны с таковыми докембрийских щитов Канады и Фенноскандии, но отличаются от последних более низкими удельными концентрациями благородных металлов. Здесь также в последовательности типов—скарново-медный, медноколчеданный и медно-цинковый отмечается заметное обогащение руд благородными металлами. Очень сходные с Уралом относительные концентрации благородных металлов ($\gamma_{Ag-Cu} = 8,0$; $\gamma_{Au-Cu} = 0,55$ г/т) показывают медно-цинковые месторождения зоны Передового хребта на Большом Кавказе.

Киммерийские медноколчеданные месторождения Алаверди-Кафлан-

ской эвгеосинклиальной зоны [2, 13] Малого Кавказа в целом характеризуются низкими относительными содержаниями серебра и золота по сравнению с аналогичными типами руд вышеперечисленных колчеданосных провинций (табл. 2). В этой салнически-фемической зоне в мезозойское время происходит интенсивный начальный вулканизм андезитовой формации. К этому циклу относится также формирование интрузивов плагиогранитной и диоритовой формаций [5], а также субвулканические образования плагиолиппаритовой субформации. По множеству рудно-магматических показателей эта зона отличается от колчеданосных зон Урала и Северного Кавказа и повторяет характерные особенности Рудного Алтая или же внутренних зон Тихоокеанского кольца. В ней еще более отчетливо относительные концентрации благородных металлов возрастают в последовательности типов руд—серноколчеданный, медноколчеданный, медно-цинковый и полиметаллический [19], которая соответствует последовательности их формирования и падению температуры рудообразующих процессов. В результате подобного обогащения последние члены вышеприведенного ряда приобретают серебряно-золотую специализацию на уровне серебряных рудных провинций, аналогичных Рудному Алтаю и т. д. В целом, однако, как следует из таблицы 2, Средиземноморская зона и по этому стандарту значительно уступает другим провинциям.

Наивысшие значения относительных концентраций благородных металлов по меди, как и следовало ожидать, приурочены к колчеданно-полиметаллическим рудам Салаира и Рудного Алтая (γ_{Ag-Cu} —80—200, γ_{Au-Cu} —2—10 г/т), которые и по этим показателям сохраняют особенность серебряных (и золотых) провинций.

Таким образом, в региональном плане для руд колчеданной формации устанавливаются тенденции, характерные для локальных рудных полей и месторождений, а именно значительное возрастание относительных концентраций благородных металлов в более низкотемпературных ассоциациях минералов, характеризующихся в то же время возрастанием роли цинка и особенно свинца, за счет меди. В эвгеосинклиальных колчеданосных рудных провинциях СССР степень сереброносности и золотоносности руд заметно возрастает от фемических (Урал, зона Передового хребта Большого Кавказа) к салнически-фемическим (Салаир, Рудный Алтай) регионам. Эти тенденции хорошо коррелируются с количественными и качественными изменениями в ассоциирующем базальтоидном магматизме, смещенном в последнем случае в сторону андезитовой линии.

Из приведенных в таблице 2 данных можно заключить, что колчеданные руды эвгеосинклиальных зон в той или иной степени золотоносны. Золото в промышленно-извлекаемых количествах присутствует в 30% от общего числа колчеданных месторождений, между тем как только 10—20% месторождений свинца и цинка мнoгеосинклиальных зон и еще меньше субплатформенных областей показывают аналогичную степень золотоносности. Таким образом, золото, в отличие от серебра,

проявляет большую склонность к базальтоидному магматизму. Поэтому не случайна преимущественная локализация собственно серебряных или же серебряно-поллиметаллических месторождений (без золота) в андезитовых многоосинклинальных зонах, в то время как золото-серебряная (часто с теллуrom) минерализация смещена в сторону эвгеосинклинальных провинций, каковыми являются внутренние зоны Тихоокеанского кольца, Салаир, Рудный Алтай, Алаверди-Кафанская и Севано-Амассийская зоны на Малом Кавказе и т. д.

Свинцово-цинковые месторождения многоосинклинальных зон или провинций, контролирующиеся гранитным магматизмом (Средняя Азия, Восточное Забайкалье, Памбак-Зангезурская зона на Малом Кавказе и др.), золотоносны лишь в отдельных случаях. Поллиметаллические руды Большого Кавказа показывают повышенную золотоносность в случае их обогащения в различных сочетаниях компонентами—халькопиритом, арсенопиритом и пирротинном (месторождения Тызыльское, Ханикомское и др.). В Памбак-Зангезурской зоне Малого Кавказа повышенной золотоносностью отличаются руды, обогащенные халькопиритом, блеклой рудой, сульфоантимонитами и особенно сульфовисмутитами свинца и меди (Каялу, Личквас-Тей, Гюмушхана). Высокие относительные концентрации золота в месторождениях Средней Азии приурочены к рудам, характеризующимся постоянным присутствием халькопирита, арсенопирита, иногда шеселита и молибденита (Долиран, Гранитогорск, Боорду, Джараконущ, Ак-Таш и др.), а также пирротина и арсенопирита (Ганджилга). В собственно кварц-золоторудных жилах сильно возрастает роль арсенопирита (Зек-Сай, Терек-Кан, Чантлы-Таш) за счет сфалерита и галенита.

Таким образом, в многоосинклинальных провинциях с гранитным источником оруденения, в отличие от эвгеосинклинальных зон, золотоносная свинцово-цинковая минерализация тяготеет к более высокотемпературным ступеням гидротермального рудообразования, как правило, обогащенным в различных комбинациях следующими компонентами¹—халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом, сульфовисмутитами свинца и меди, иногда шеселитом и молибденитом.

Институт геологических наук
Армянской ССР

Поступила 18.11.1975

¹ Присутствие меди в свинцово-цинковых месторождениях, независимо от генетического положения последних, следует рассматривать как положительный фактор повышенной золотоносности руд. Об этом, в частности, свидетельствуют следующие статистические данные: из общего числа 184 месторождений свинца и цинка мира золотоносными оказались 12,4%, в том числе, медно-свинцово-цинковые месторождения составляют ~18%. В последнем типе руд резко возрастает частота появления золотоносных месторождений, составляя примерно 65%.

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ԿԱՊԱՐ-ՑԻՆԿԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԱՐՅԱԹԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՈՍԿԵՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Հողվածում բերված են ուսումնասիրության արդյունքները, որոնք վերաբերվում են տարբեր հանքային պրովինցիաների կապար-ցինկի հանքայնացման արծաթաբերությանը և ոսկեբերությանը: Այդ աղնիվ մետաղների միջին հարաբերական կոնցենտրացիաները հաշված են բոտ կապարի և պղնձի: Հաստատվում է, որ կապարի և ցինկի ամենաբարձր արծաթաբերությունը (ինչպես նաև ոսկեբերությունը) կապված է անդեզիտային կազմի մագմատիզմի հետ: Կրոզեոսինկլինային գրանիտային զոնաների կապարի և ցինկի հանքավայրերի միայն 10—20 տոկոսն են ոսկեբեր, այն էլ նրանք, որոնք առաջացած են համեմատաբար ավելի բարձր ջերմաստիճանային պայմաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. «Советская геология», № 5, 1960.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.
4. Болдырева М. М., Чернышева В. Ф. Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное (Западный Карамазар). Вестн. ЛГУ, № 12, 1965.
5. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
6. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка (сб. статей). ИЛ, М., 1951.
7. Горжевский Д. И. О генетической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. «Геология рудных месторождений», № 3, 1970.
8. Ивачкин П. Ф. Отношение комплексов внутри комагматической серии на примере Рудного Алтая. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», тр. 1. Уральск петр. совещ., Свердловск, 1963.
9. Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, М., 1961.
10. Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Изд.-во АН СССР, М., 1960.
11. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 4, 1957.
12. Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд.-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
13. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. «Недра», М., 1969.
14. Минеральные ресурсы капиталистических стран. Госгеолтехиздат, М., 1959; Минеральные ресурсы капиталистических стран. Госгеолтехиздат, М., 1963; Минеральные ресурсы капиталистических стран. «Недра», М., 1964; Минеральные ресурсы стран капиталистического мира. М.-во геологии СССР, Всесоюзн. геол. фонд, М.

- 1968, Минеральные ресурсы капиталистических и развивающихся стран. М-во геологии СССР, Всесоюзн. геол. фонд, М., 1970; Минеральные ресурсы промышленно-развитых капиталистических и развивающихся стран. М-во геологии СССР, Всесоюзн. геол. фонд, М., 1971.
15. Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Изд-во УФ АН СССР, Свердловск. 1960.
 16. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая. «Геология рудных месторождений», т. XV, № 6, 1973.
 17. Орлова Е. В., Маркова Е. В. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. Госгеолтехиздат, М., 1957.
 18. Пароникян В. О. О форме нахождения серебра в галенитах некоторых месторождений Армянской ССР. Зап. ВМО, сер. II, ч. 96, 1967.
 19. Пароникян В. О. К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
 20. Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий. Межд. геол. конгресс, XXI сессия, докл. советск. геологов. Прикладная геология, Вопросы металлогении, проблема 20, М., 1960.
 21. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, М., 1962.
 22. Розин М. С., Орлова Е. В., Первушин С. А., Сырова С. А. Минеральные ресурсы Соединенных Штатов Америки. Госгеолиздат, М., 1952.
 23. Семенов А. И. Структурно-металлогенические зоны. В кн. «Общие принципы регионального металлогенического анализа», Госгеолтехиздат, М., 1957.
 24. Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. «Недра», М., 1965.
 25. Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, М., 1944.
 26. Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Известия АН СССР, сер. геолог., № 2, 1946.
 27. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). «Наука», М., 1966.
 28. Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. Изд-во АН СССР, М., 1957.
 29. Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. ИЛ, М., 1958.
 30. Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избранные труды, «Мир», М., 1964.
 31. Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
 32. Green J. Geochemical table of the elements for 1959. Geol. Soc. Am. Bull., 70, 1959.
 33. Hutta I. I., Wright H. D. The incorporation of uranium and silver by hydrothermally synthesized galena. Econ. Geol., v. 59, № 6, 1964.
 34. Nissen A. E., Hoyt S. L. On the occurrences of silver in argentiferous galena ores. Econ. Geol., v. 10, 1915.
 35. Van Hook H. J. The ternary system $Ag_2S - Bi_2S_3 - PbS$. Econ. Geol., v. 55, № 4, 1960.
 36. Warren H. V. Relation between silver content and tetrahedrite in ores at Cananea, Mexico. Econ. Geol., v. 28, № 8, 1932.

УДК 55(479.2)

С. А. ПАЛАНДЖЯН

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ОФИОЛИТОВ
БАЗУМСКОГО ГОРСТА¹

Относительно слабо изученной частью офиолитового пояса Малого Кавказа является его отрезок, обнаженный на северном склоне Базумского хребта, в левобережье среднего и верхнего течений р. Дзорaget (Степанаванский район Армянской ССР). Между тем пространственная ассоциация здесь офиолитов с доальбскими осадочными, вулканогенными и метаморфическими образованиями делает этот отрезок пояса исключительно важным для освещения вопроса о верхней возрастной границе офиолитовой серии. В свете полученных за последние годы геологических данных о доальбском возрасте офиолитов Малого Кавказа [8, 9] изучение их взаимоотношений с доальбскими толщами может способствовать развитию представлений о роли офиолитов в геологической истории альпийской складчатой области юга СССР.

Первые геологические описания района развития офиолитов восточной части Базумского хребта принадлежат И. В. Барканову, С. С. Мкртчяну, К. П. Паффенгольцу и некоторым другим исследователям. Более детальное расчленение дотретичных образований Базумского (Гогаранского) горст-антиклинория произведено А. Т. Асланяном [4], согласно которому среди них выделяются: «черная» свита, слагающая основание разреза и сложенная зеленокаменно измененными основными вулканитами, хлорит-эпидот-амфиболовыми сланцами, филлитовидными пльчатými глинистыми и аспидными сланцами, с подчиненным развитием прослоев и линз пльчатых известняков, обнаженной мощностью до 1000 м; выше следуют отложения «белой» свиты, представленные пльчатыми рассланцованными глинистыми кремненными известняками, с редкими прослоями известковистых песчаников, мощностью 800 м. Эти образования перекрываются фаунистически датированными средневерхнеальбскими отложениями, впервые выделенными П. Л. Епремяном в 1956 г. в составе чахчахской свиты. Как «белая», так и «черная» свиты (включая все метаморфические породы) А. Т. Асланяном отнесены к верхней юре на основании параллелизации с мезозойскими разрезами Алавердской и Кафанской тектонических зон.

Дальнейшие исследования П. Л. Епремяна и В. Т. Акопяна показали, что выделенные А. Т. Асланяном стратиграфические единицы могут быть подразделены на несколько частей (свит) каждая. Однако несомненно, что в схеме А. Т. Асланяна четко отражены главные особенности

¹ Печатается в порядке дискуссии.

стратиграфической последовательности дотретичных отложений района—залегание метаморфических и вулканогенных образований в основании разреза и перекрывание их карбонатно-глинистыми отложениями: это обстоятельство подтвердилось при проведенном нами детальном картировании.

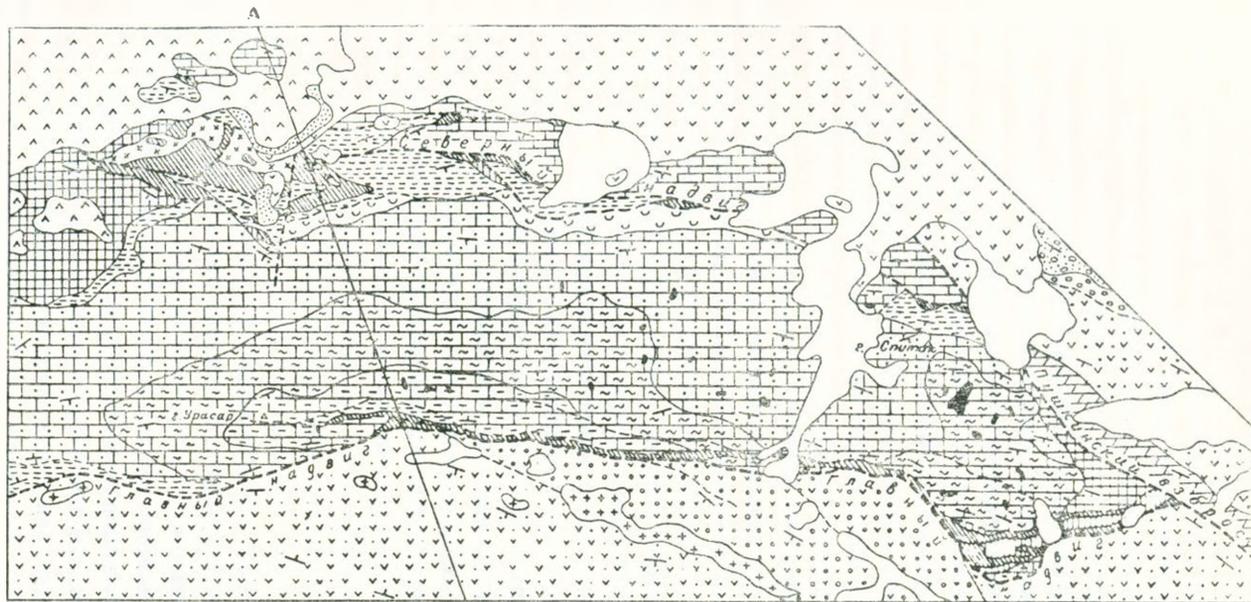
П. Л. Епремьяном все осадочные породы Базумского антиклинория, залегающие стратиграфически ниже альбских отложений, отнесены к юре, тогда как метаморфические образования указанный исследователь, вслед за И. В. Баркановым и К. Н. Паффенгольцем, датировал докембрием—палеозоем. Детальное литолого-стратиграфическое изучение мезозойских отложений района произведено В. Т. Акопяном (1961), выделившим здесь нижнесенонские отложения, уточнившим контуры развития альбской толщи, давшим более дробное расчленение терригенно-карбонатной части разреза («белой» свиты), датированной верхней юрой—нижним мелом. Вместе с тем все метаморфические породы и часть вулканогенных были отнесены В. Т. Акопяном к различным свитам нижнего мела, а вулканогенные породы принадвиговой полосы южного края антиклинория—к эоцену.

Таким образом, наиболее спорным вопросом, имеющим непосредственное отношение к датировке офиолитов, является возрастное (и петрографическое) расчленение метаморфических и вулканогенных пород «черной» свиты, которая в целом (или отдельные ее компоненты) относится различными исследователями к доальпийскому фундаменту, юрским, нижнемеловым и даже эоценовым структурным ярусам. Важно отметить, что при этом все исследователи относят гипербазиты и габброиды к автохтонным интрузивным образованиям, интродуцирующим мезозойские и среднеэоценовые отложения Базумского хребта, и тем самым искусственно отрывают их в возрастном и структурном отношении от других компонентов офиолитовой серии—зеленокаменно измененных вулканигов, яшм, радиоляритов, тесно ассоциирующих с ультраосновными и основными породами.

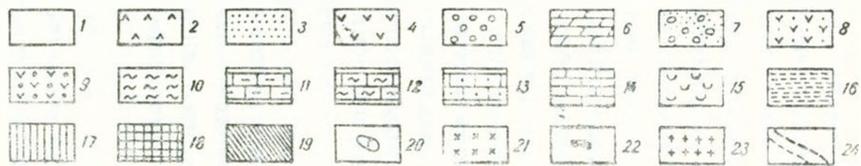


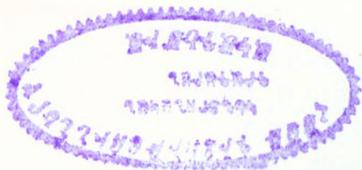
Во время полевых геологических исследований ультраосновных пород восточной части Базумского антиклинория в 1973 г. нами было произведено крупномасштабное картирование участков развития офиолитов рассматриваемого района и полосы развития «черной» свиты, позволившее уточнить стратиграфическое положение некоторых метаморфических, вулканогенных и ассоциирующих с ними осадочных образований.

Как при полевых, так и при микроскопических исследованиях в составе «черной» свиты отчетливо выделяются три группы пород, четко картирующихся в поле: кристаллические сланцы, офиолиты, слабо метаморфизированные глинистые сланцы и филлиты. Не останавливаясь на деталях вещественного состава, рассмотрим кратко их распространенность и взаимоотношения как между собой, так и с отложениями «белой» свиты.



Б





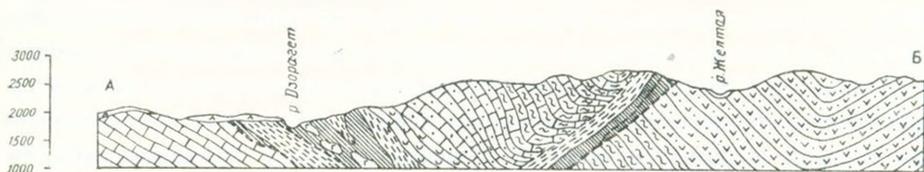
Фиг. 1. Геологическая карта правобережья верхнего течения р. Дзгарет. Составил С. А. Паламязян, с использованием данных В. Т. Акопяна, Н. В. Барканова, П. Л. Епремяна. 1—алювиально-делювиальные отложения; 2—верхний палеоцен; андезиты, андезиты-базальты; 3—верхний плиоцен; песчаники; 4—верхний плиоцен; доломитовые и другие базальты; 5—олигоцен; конгломераты, туфокоңгломераты; 6—верхний эоцен; нуммулитовые известняки и песчаники; 7—верхний эоцен; туфопесчаники, туфобрекчии; 8—средний эоцен; туфобрекчии, туфопесчаники, туфы; 9—средний эоцен; порфи-риты, туфобрекчии; 10—верхний мел—палеоцен; пирокластолиты кислого и среднего состава (на разрезе); 11—нижний эоцен; глинистые известняки, алевролиты, известняки, туфы; 12—альб (чахаская свита); известняки, алевролиты, туфы, туфопесчаники; 13—неоком-апт (спитакская свита); известняки, глинистые известняки; 14—верхняя юра (канахтерская свита); метаморфизованные известняки; 15—верхняя юра; свита кислых пирокластических пород; 16—нижняя—средняя юра (арчизорская свита); глинистые, хлоритовые сланцы, филиты; 17—доверхнеюрский комплекс офиолитов; лабазы, сланцы, шмовяиные породы, радиоляриты, кремнистые известняки; 18—верхний докембрий; кристаллические сланцы; доверхнеюрские глубинно-магматические породы; 19—серпентинитовый меланж; 20—габброиды; 21—диориты, диоритизированные породы; 22—посагантопские дайки и малые интрузии лабазов, микродиоритов, кубшечных габброидов; 23—зоцен-олигоценовые гранодиориты, кварцевые диориты; 24—дизъюнктивные нарушения.

Кристаллические сланцы, представленные кварц-хлорит-слюдистыми, слюдисто-хлоритовыми и другими разновидностями, а также альмандиновыми кварцсодержащими амфиболитами, образуют крупные выходы в верховьях р. Дзорагет (г. Коч-Гырлан и прилегающие участки), где надвинуты с юга на гипербазиты Дзорагетского массива. Другим участком развития кристаллических сланцев является правобережье верховья р. Гергер; здесь сланцы выступают в виде тектонического клина, приуроченного к узлу пересечения Главного надвига Базумского хребта с Пункинским взбросом.

Важной особенностью толщи кристаллических сланцев является отсутствие в ней метаморфизованных осадочных пород; она содержит пласты мраморов, хорошо картирующихся, в частности, на западных—юго-западных склонах г. Коч-Гырлан (правый борт ущелья р. Дзорагет). По степени метаморфизма, минеральным ассоциациям рассматриваемые породы сопоставимы с кристаллическими сланцами и амфиболитами других выходов в пределах офиолитового пояса Малого Кавказа (район Амасия, Севанский хребет, бассейн р. Тертер); общей их особенностью является широко развитый зеленосланцевый диафторез, наложенный на метаморфические породы фации гранатовых (альмандиновых) амфиболитов. Это обстоятельство позволяет провести параллель между кристаллическими сланцами офиолитового пояса и породами байкальского метаморфического комплекса.

Другая группа метаморфических образований района представлена значительно слабее метаморфизованными глинистыми, хлоритовыми и хлорит-карбонатными сланцами, филлитами. Эти породы слагают прерывистую полосу, прослеживающуюся от северных склонов г. Спитак на востоке, через ущелья рр. Мец-ару, Арчидзор до правобережья верховья р. Дзорагет, где южнее г. Коч-Гырлан перекрывают кристаллические сланцы фундамента. Толща глинистых сланцев и филлитов в своем распространении примерно соответствует выделенной В. Т. Акопяном арчидзорской свите, и целесообразно сохранить за ней это название. Слабо метаморфизованные образования арчидзорской свиты по литологическому составу (существенное преобладание глинистых отложений), степени и характеру метаморфизма могут быть отнесены к раннегеосинклинальным отложениям аспидной (сланцевой) формации, часто тесно ассоциирующей с офиолитовой [15].

Породы арчидзорской свиты подстилают различные горизонты «белой» свиты; важно отметить, что отдельные прослои терригенных отложений (алевролитов, песчаников и др.) в карбонатных и глинисто-карбонатных толщах «белой» свиты практически не метаморфизованы, что при полевом картировании позволяет четко отличить их от метаморфизованных глинистых отложений (аспидных и глинистых сланцев, филлитов) арчидзорской свиты. В стратиграфической колонке, разработанной В. Т. Акопяном, арчидзорская свита была помещена выше катнахнорской свиты известняков, поскольку в моноклинально построенном северном краю антиклинория, с падением слоев в южных румбах, выхо-



Фиг. 2. Разрез к геологической карте правобережья верхнего течения р. Дзорагет.

ды пород катнахпюрской свиты слагают его наиболее северную часть. Однако новые наблюдения показали, что архидзорская свита древнее катнахпюрской по следующим причинам:

1. В 4,5 км к западу от сел. Катнахпюр, вдоль грунтовой дороги на животноводческие фермы отчетливо наблюдается налегание известняков катнахпюрской свиты на глинистые сланцы.

2. По всему северному краю восточной части Базумского антиклинория глинистые сланцы и филлиты архидзорской свиты, вместе с офиолитами, представленными здесь главным образом тектонически перетертыми серпентинитами, надвинуты к северу на известняки катнахпюрской свиты. Это надвигание четко наблюдается на широтной седловине между гг. Спитак и Климовой, в 1 км к ЮВ от сел. Катнахпюр (в ложбине верхнего течения первого правого притока р. Мец-ару), в левобережье рр. Мец-ару и Сарван-чай

Наиболее важную в геологическом отношении группу пород в составе «черной» свиты представляет комплекс зеленокаменно измененных вулканогенных пород и ассоциирующих с ними кремнистых отложений—кирпично-красных слоистых яшмовидных пород, радиоляритов, кремнистых сланцев, кремнистых известняков. Основным участком развития этого глубоководного комплекса являются северные борта ущелий рр. Черной и Желтой, где они выступают узкой линейно-вытянутой полосой в основании Главного надвига, повсеместно ассоциируя с гипербазитами. Согласно существующим представлениям [1, 2], гипербазиты этого участка представляют собой дайки, интродуцирующие зону взбросового нарушения между меловыми и эоценовыми отложениями. Однако детальное картирование показало, что ультраосновные (и локально развитые основные) породы северных бортов ущелий рр. Черной и Желтой по всей полосе своей обнаженности пространственно тесно взаимосвязаны с различными породами отмеченного выше вулканогенно-осадочного комплекса, нигде не выходя за пределы их распространения. Здесь мы встречаемся с типичным примером интенсивно деформированной офиолитовой ассоциации, что совершенно исключает представления о «дайках» или «дайкообразных телах» ультрабазитов. В разрезе южного надвинутого края Базумского горста непосредственно над офиолитами расположены выходы глинистых сланцев архидзорской свиты (наиболее крупные из них известны в левобережье р. Желтой), которые выше сменяются карбонатными отложениями «белой» свиты.

Полоса выходов офиолитов прослеживается на протяжении более 20 км, начиная от района г. Урасар на западе до бассейна правобережья р. Гергер на востоке. Единственный перерыв в их обнаженности на участке слияния рр. Черной и Желтой обусловлен развитием современных аллювиально-делювиальных отложений. Среди отдельных компонентов офиолитовой ассоциации наиболее распространены вулканогенные породы, представленные диабазами, спилитами, интенсивно хлоритизированными; их характерной особенностью является афировый облик, что позволяет даже при полевых наблюдениях четко отличить эти породы от вулканогенных образований эоцена, обладающих порфиrowым строением. Кремнистые отложения, среди которых преобладают кирпично-красные слоистые яшмы, наиболее развиты южнее—юго-восточнее г. Чахчах, на водораздельном гребне между бассейнами рр. Гергер и Черной, где слагают южное опрокинутое крыло синклинальной складки надвинутого края Базумского горста. Эти образования были выделены П. Л. Епремяном в яшмовую свиту, залегающую в основании мезозойского разреза. Ультраосновные породы представлены главным образом апогарицбургитовыми серпентинитами, в большинстве случаев интенсивно перетертыми, рассланцованными, разбитыми на блоки и отдельные чешуи; часто перетертый серпентинитовый материал заполняет нарушения между блоками вулканогенных образований. Местами в серпентинитах расположены небольшие участки перидотитов (преимущественно клинопироксеновых) и пироксенитов, отличающихся очень свежим обликом. Полоса ультраосновных пород развита с перерывами, в плане выходы ее расширяются на участках более пологого и расчлененного рельефа, что совершенно ошибочно принималось за раздувы ультраосновных даек. Максимальная ширина полосы ультрабазитов наблюдается в ее восточном краю, где комплекс офиолитов вместе с нижнемеловыми отложениями обнажен в опрокинутом залегании; здесь весьма интенсивная тектоническая переработка ультрабазитов проявлена обволакиванием рассланцованными серпентинитами эллипсоидальных сглаженных блоков перидотитов, угловатых отторженцев и растасканных дайкообразных выходов габброндов; в серпентиниты включены крупные блоки и пластины сильно деформированных глинистых сланцев. Таким образом, полоса ультрабазитов южного края Базумского антиклинория, приуроченная к Главному надвигу, представлена мономиктовым серпентинитовым меланжем [14], ассоциирующим с другими компонентами офиолитовой серии, также интенсивно деформированными, однако сохранившими пространственную индивидуализацию.

Другая полоса ультрабазитов развита по северному краю восточной части Базумского антиклинория и, как отмечено выше, приурочена к основанию надвига: здесь прерывистая цепочка ультрабазитовых выходов представлена крупным Дзорагетским массивом (сложенным апогарицбургитовыми серпентинитами, перидотитами с локально развитыми габброндами, окаймленными с севера полосой пород диоритового состава гибридно-метасоматического облика), а также мелкими линзо-

видными телами расчлененных серпентинитов как к западу, так и к востоку от массива; наиболее восточные выходы серпентинитов выявлены нами на седловине между массивами гг. Климовой и Спитак. Другие компоненты офиолитов имеют совершенно подчиненное развитие: вулканогенные породы встречены в левобережье р. Меу-ару и по южному краю Дзоргетского массива, кирпично-красные яшмы—в гребневой части левого борта ущелья р. Арцизор (в 1 км к ЮЮЗ от кочевки сел. Агек).

Таким образом, группа вулканических, метаморфических и осадочных пород «черной» свиты сложена гетерогенными образованиями различного возраста—кристаллическими сланцами фундамента, офиолитами и породами аспидной (сланцевой) формации. Выше по разрезу располагаются отложения «белой» свиты, расчлененные В. Т. Акоюном: катнахпурская свита верхней юры—нижнего мела (метаморфизованные известняки); неокотские образования: свита кислых пирокластолитов (свита «дацитовых порфиритов», по В. Т. Акоюну), спитажская свита (известняки с редкими прослоями терригенных отложений); они перекрыты карбонатно-глинистыми отложениями альба (чахчахская свита) и нижнего сенона.

*

В тектоническом отношении полоса развития мезозойских образований правобережья р. Дзоргет слагает горстовую структуру (обращенный синклиниорий по А. Т. Асланяну [4]), восточный край которой представляет собой тектонический узел разноориентированных и разновозрастных разломов; он отнесен К. А. Мкртчяном к структурам типа «клиньев» и, по представлениям указанного исследователя, «на глубинах, доступных для построения разрезов, оказывается лишенным основания».

Региональное нарушение, ограничивающее с юга Базумский горст, представляет собой секущий взбросо-надвиг (известный под названием Главного надвига), амплитуда которого превышает 1 км [4]. Несомненно, важную роль в его формировании сыграл высокопластичный серпентинитовый меланж, залегающий в основании надвинутого южного края Базумского горста. Последний имеет резко асимметричное строение: моноклинально построенный разрез его северной части, имеющий падение в южных румбах на значительном протяжении вкост простирания структуры, с приближением к зоне Главного надвига интенсивно деформируется с образованием приразломной синклинали (осложненной изоклинальной складчатостью), южное крыло которой местами опрокинуто (правобережье р. Черной, южный склон г. Чах-чах). Это опрокидывание обусловлено крутым положением плоскости взбросо-надвига (порядка 50—70° к северу) и, по-видимому, активной ролью лежащего крыла, его последующим глыбовым поднятием в заключительные фазы развития структуры. Главный надвиг представляет собой дискордантное нарушение, между породами всяческого крыла (офиолиты, мезозойские терригенно-карбонатные толщи, падающие в целом к северу под

углами 50–80°) и лежащего крыла (вулканогенно-пирокластические отложения среднего эоцена, с падением к югу—юго-западу под углами 35–40°, местами до 60°) наблюдается резкое азимутальное несогласие.

Моноклиальная структура большей части Базумского горста в пределах рассматриваемого района обусловлена его чешуйчатым строением, которое отмечалось К. Н. Паффенгольцем [12]. Проведенное нами картирование позволило проследить линию основного надвига, осложняющего строение мезозойского разреза. Этот надвиг, который мы предлагаем назвать Северным, прослеживается от левобережья верхнего течения р. Дзорагет (где он фрагментарно обнажается из-под базальтоидов и песчаников верхнего плиоцена) к востоку через ущелье и правобережье р. Дзорагет, среднее течение рр. Мец-ару (в 2,5 км к ЮЗ от сел. Катнахшор), Белая (в 1 км к югу от вершины г. Борисова) на седловину между гг. Спитак и Климовой и до верховьев р. Арманис. По этой линии гипербазиты (и диориты) Дзорагетского массива, глинистые сланцы и филлиты архидзорской свиты надвинуты на известняки катнахшорской свиты. Важно подчеркнуть, что, как отмечалось выше, и восточнее Дзорагетского массива линия надвига во многих местах трассируется линзообразными выходами развальцованных серпентинитов (наиболее западные из них выявлены в южном краю Арманисского рудного поля). Центральный отрезок этого нарушения был впервые описан И. В. Баркановым, подчеркнувшим приуроченность к нему линейно-вытянутого серпентинитового тела и минерального источника южнее сел. Катнахшор; более детально нарушение прослежено И. Л. Епремяном. В западной части района параллельно Северному надвигу расположены два аналогичных нарушения: по северным склонам г. Коч-Гырлан кристаллические сланцы надвинуты на южный край Дзорагетского гипербазитового массива, далее к востоку линия нарушения срезается меридиональным сбросо-сдвигом, проходящим по ущелью р. Арчидзор (правый приток р. Дзорагет); крайнее северное нарушение, по которому глинистые сланцы (с развальцованными серпентинитами в основании) надвинуты на известняки катнахшорской свиты, обнажено в левобережье р. Сарван и, покрываясь плиоценовыми базальтоидами, вновь выходит в ущелье р. Дзорагет, прослеживаясь далее до восточных окраин сел. Катнахшор.

Возраст Главного надвига определяется как послесреднеэоценовый. Северный надвиг, по-видимому, значительно древнее, поскольку обусловленная им чешуйчатая моноклиальная структура деформируется в процессе формирования Главного надвига. Формирование Северного надвига предположительно можно связать с предверхнемеловыми тектоническими фазами, которым соответствует одна из главных стадий формирования офиолитового меланжа [13].

С востока Базумский горст ограничен Пушкинским (название по сел. Пушкино) взбросом, косо срезающим оба надвига, с юго-западным падением под углом 80°. Этот взброс, представляющий собой одну из наиболее молодых дизъюнктивных структур района, является северо-за-

падным окончанием крупного надвига, протягивающегося далеко к востоку; в районе гор Диллижана устанавливается его посленижнемиоценовый возраст [6]. Участок сочленения Пушкинского взброса с Главным надвигом характеризуется наиболее сложной и напряженной тектоникой; здесь породы всяческого бока представлены кристаллическими сланцами (в том числе, по данным И. В. Барканова, кварцево-гранатовыми амфиболитами), местами чешуйчато чередующимися с мезозойскими метаморфизованными отложениями, в которых А. Т. Асланяном [4] обнаружен экземпляр белемита.

Исследователи, принимавшие интрузивную природу гипербазитов в доступных полевых исследованиях структурных этажах, неоднократно подчеркивали локализацию ультраосновных пород Базумского хребта в ядерных частях антиклинальных складок [1, 2 и др.]. Между тем приведенное выше краткое изложение геологической структуры района отчетливо вырисовывает иную тектоническую позицию офиолитов: во всех участках обнажения они приурочены к основаниям разновозрастных надвигов, залегая в нижней части мезозойского разреза в виде номиктового меланжа.

Палеогеография западной части Присеванской зоны в период формирования офиолитов представляет собой самостоятельную проблему, требующую углубленного исследования; по-видимому, зона представляла собой значительно более обширный бассейн по сравнению с полосой офиолитов в современной структуре, в пользу чего свидетельствуют, в частности, выходы офиолитов южнее Главного надвига Базумского горста, в районе сел. Кармракар (Ширакский хребет, западное исследованного района).

Определение возраста офиолитов Базумского хребта затруднено отсутствием однозначных палеонтологических данных; поэтому при датировке доальбских свит рассматриваемого района исследователи его геологии исходили из параллелизации с разрезами расположенной севернее Сомхето-Карабахской тектонической зоны [4]. Для определения верхней возрастной границы офиолитов и тесно ассоциирующей с ними арчидзорской свиты глинистых сланцев-филлитов (блоки которой участвуют в строении меланжа) важное значение имеет стратиграфическое расчленение карбонатных свит доальбского возраста.

Известняки спитакской свиты, содержащие редкие остракоды нижнемелового облика, датированы В. Т. Акопяном [3] неокомом-аптом. Что касается известняков катнахпюрской свиты, метаморфизованных и дислоцированных более интенсивно, то, несомненно, следует согласиться с отнесением их к верхней юре, что вытекает из региональных сопоставлений А. Т. Асланяна [4] и не отрицается В. Т. Акопяном. Можно отметить, что верхнеюрские отложения восточной части офиолитового пояса в пределах Сарыбинского синклинория, согласно Э. Ш. Шихалибеги [16], представлены образованиями известняково-пирокластической

формации (известняково-туфогенная, карбонатная и широкластическая андезит-дацитовая субформации), с отдельными толщами которой, по-видимому, могут быть сооставлены катнахюрская и свита кислых широкластолитов дацитового состава; этот вопрос, однако, требует специальной разработки.

Эти данные позволяют считать, что офиолиты и сланцы архидзорской свиты относятся к доверхнеюрским образованиям. Их возрастная близость с доальбскими карбонатными отложениями, предполагавшаяся на основании отсутствия между ними структурного несогласия, не является очевидной, поскольку моноклиналиное строение северного края Базумского горста обусловлено его чешуйчатой структурой. Против фациально-формационной параллелизации рассматриваемых отложений с верхнеюрскими разрезами Сомхето-Карабахской и Кафанской тектонических зон [4] свидетельствует их различная формационная принадлежность и, следовательно, совершенно разные условия формирования. Вулканогенно-осадочные комплексы офиолитов Базумского и Севанского хребтов представляют собой глубоководную ассоциацию с преобладающим развитием диабазов, силлитов, кремнистых известняков, радиаритов и яшм (вулканогенно-кремнистая группа формаций), характерную на Малом Кавказе только для офиолитовых поясов; наоборот, верхнеюрские вулканические отложения Сомхето-Карабахской и Кафанской зон относятся к дифференцированной андезит-дацит-липаритовой и вулканогенно-обломочной формациям [7], с существенной ролью широкластических образований, при этом отложения оксфорд-кимериджа рассматриваемых зон характеризуются мелководной фауной [4]. По тем же причинам трудно согласиться с корреляцией А. Л. Киппера [10], согласно которому «юрские андезит-базальтовые серии Сомхето-Агдаской и Карабахской зон в южном направлении замещаются силлит-диабазовым комплексом Севано-Акеринской зоны, а карбонатно-кремнистые серии титона-валанжина Карабахской зоны переходят в красные яшмы Севано-Акеринской зоны». При определении верхней возрастной границы офиолитов необходимо учесть также принадлежность верхнеюрских и нижнемеловых отложений Малого Кавказа к одному структурному этажу [5], внутри которого невозможно поместить тектонические события, сопровождающие формирование офиолитов, что не позволяет считать последние стратиграфическими аналогами верхнеюрских толщ соседних тектонических зон.

На основании изложенных выше фактов и соображений, можно представить следующую восходящую последовательность доальбских отложений Базумского горста:

1. Верхний докембрий—кристаллические сланцы и амфиболиты.
2. Доверхнеюрские офиолиты.
3. Доверхнеюрские отложения аспидной (сланцевой) формации— архидзорская свита (глинистые сланцы, филлиты).
4. Верхняя юра—катнахюрская свита (метаморфизованные известняки).

5. Верхняя юра—свита кислых пирокластических пород.
6. Неоком-ант—спитакская свита (известняки, глинистые известняки).

Совершенно очевидно, что разрез доальбских отложений района нуждается в более детальном биостратиграфическом и литолого-петрографическом исследовании, учитывающем чешуйчатое строение Базумского горста.

* * *

Изложенные выше данные, а также вытекающие из них представления о доверхнеюрском возрасте офиолитов Малого Кавказа, свидетельствуют о том, что они участвовали в геологическом развитии региона уже в раннеальпийском этапе его эволюции. Существующие предположения о юрско-неокомском возрасте «эффузивно-радиоляритовой» части офиолитовой ассоциации Малого Кавказа (А. Л. Книппер, М. А. Кашкай, С. Д. Соколов) не противоречат высказанному мнению, поскольку ее верхнеюрско-неокомская датировка не обоснована представительным палеонтологическим материалом и предполагается лишь на основании родовых определений радиолярий. Тем не менее не исключено, что некоторая часть глубоководных отложений и стратиграфически взаимосвязанных с ними вулканитов формировалась позже основной части разреза вулканогенно-осадочной серии офиолитовой ассоциации; их накопление могло происходить в глубоководных желобах, примыкающих к Сомхето-Карабахской тектонической зоне. Эта часть разреза должна была испытать влияние метаморфического фундамента и базальт-андезит-липаритового вулканизма указанной зоны.

Два обстоятельства позволяют оценить роль офиолитов Малого Кавказа в раннегосинклинальном этапе развития: 1) в современной структуре региона полоса офиолитов приурочена к южному ограничению Сомхето-Карабахской зоны, характеризовавшейся в рассматриваемом этапе интенсивным базальт-андезит-липаритовым вулканизмом, аналогичным вулканизму островных дуг; 2) система надвигов и взбросов, контролирующая современное распределение офиолитов, формировалась, начиная с верхнего эоцена, при движении так называемой «Армянской» зоны к северу (подвиг, установленный К. Н. Паффенгольцем). Совершенно очевидно, что эти надвиги являются лишь отражением в средне-верхнеальпийских структурных этажах более крупной глубинной структуры, падающей к северу. Сохранение преобладающего плана деформаций на Малом Кавказе в течение юры-верхнего эоцена позволяет считать, что северное движение участков коры, располагающихся южнее указанной глубинной структуры, имело место и в раннеальпийском этапе развития. Можно предполагать, что вдоль этой региональной структуры, представлявшей собой мезозойский аналог современных зон Беньюфа, происходило интенсивное поглощение океанической коры, пододвигание офиолитов под фундамент Сомхето-Карабахской зоны, обусловившее базальт-андезит-липаритовый вулканизм последней. В свете этой трактовки сле-

дует допустить добайосский возраст гипербазитов и вулканитов офиолитового пояса Малого Кавказа, что подтверждается и фактическими данными по гипербазитам [11].

Кавказская лаборатория региональных
геологоэкономических исследований
ВИЭМС-а

Получила 19.XII.1974.

Ս. Ա. ՓԱԼԱԶՅԱՆ

ԲԱԶՈՒՄԻ ԶՈՐՈՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՐԲԸ

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Բազումի հորատի օֆիոլիտները տարածականորեն տեղադրված են վրաշարժային խախտումներում և կազմում են վրաշարժված թևի հիմքը: Օֆիոլիտները ներկայացված են մոնոմիկտային մեկանժով և ծածկված են վերին յուրայի, ստորին կալճի և ստորին սենոնի կարբոնատային-տերրիգեն հաստվածքներով: Այդ տվյալները վկայում են, որ բայոսում, վաղ-դեոսինկլինալային հրաբխականության ժամանակ, օֆիոլիտները արդեն մասնակցել են Փոքր Կովկասի երկրաբանական ընթացմանը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXII, № 2, 1969.
2. Абовян С. Б., Костанян Ю. А. Интрузивы Присеванского пояса. Геология СССР, т. XLIII. Армянская ССР (геологическое описание). «Недра», М., 1970.
3. Акопян В. Т. Меловая система. Геология СССР, т. XLIII. Армянская ССР (геологическое описание). «Недра», М., 1970.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
5. Асланян А. Т. Тектоника. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР (геологическое описание). «Недра», М., 1970.
6. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектошическая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). «Митк», Ереван, 1968.
7. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы неотектошического развития в магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
8. Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклиналия (Малый Кавказ) Сов. геология, № 6, 1972.
9. Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. Геотектоника, № 5, 1971.
10. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга. Европы, Западной части Азии и Кубы «Наука», М., 1975.
11. Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения). Известия АН СССР, сер. геол., № 11, 1971.
12. Паффенгольц К. И. Докембрий Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 5—6, 1967.
13. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.

14. *Перфильев А. С., Рурженцев С. В.* Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов. В кн. «Пробл. петрологии гипербазитов складч. областей», Новосибирск, 1973.
15. *Ханн В. Е.* Общая геотектоника. «Недра», М., 1973.
16. *Шихалибеги Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). т. 2. Изд. АН Азерб. ССР. Баку, 1966.

УДК 553.061 2

Г. П. БАГДАСАРЯН, Э. П. ЕЛИСЕЕВ

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ
ДАННЫЕ О РУДНОЙ ОБЛАСТИ САДБЕРИ (КАНАДА)

1. Краткие геологические данные

В настоящей статье использована лишь часть фактического материала, собранного Г. П. Багдасаряном во время десятидневных полевых наблюдений в Канаде, в связи с его участием в работах XXIV сессии Международного Геологического Конгресса в 1972 г. Полевые экскурсии группы С-38 проходили в пределах восточной части Южной провинции, охватывающей всемирно известные рудные области Садбери и Элиот—Лейк (Онтарио), представляющие огромный интерес как в геологическом, так и в петрологическом и металлогеническом отношении. Указанные вопросы по региону в целом и особенно обстоятельно по медно-никелевым месторождениям Садбери неоднократно освещались в классической и современной мировой литературе. Однако продолжающиеся детальные исследования и интенсивная разработка указанных месторождений привели к новым гипотезам и теориям как по геологии и структуре региона, так и об условиях образования отмеченных рудных месторождений.

Читателя, интересующегося этими данными, мы отсылаем к работам зарубежных исследователей, изданным преимущественно в Канаде и США и сжато отмеченным в материалах XXIV сессии МГК.

Тем не менее, не все аспекты геолого-петрологических и минералогическо-геохимических особенностей магматических пород и руд Садбери освещены с достаточной обстоятельностью и детальностью. Современное состояние изученности рудной области Садбери, новейшие представления о ее геологии, структуре, магматизме и металлогении, на наш взгляд, заслуживают обстоятельного освещения и критического рассмотрения в изданиях нашей отечественной геологической литературы. Приведенный в статье материал затрагивает лишь отдельные стороны отмеченных вопросов, представляющие, с нашей точки зрения, определенный научный интерес.

Современные представления о геологии, магматизме и рудогенезисе рудной области Садбери в самых общих чертах сводятся к следующему. Структура этого огромного рудного поля в плане представлена в виде эллипса (60×35 км), окаймленного двумя контактирующими друг с другом (с промежуточной переходной зоной) дайкообразно вытянутыми прогерозойскими, постгуронскими интрузивными телами. Внешнее кольцо сложено преимущественно норитами и секущими их дайками кварцевых диоритов, а внутреннее кольцо—гранитоидным комплексом,

сложенным мигматитами, кварц-полевошпатовыми гнейсами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, гранитами и сненитами. Этот комплекс носит собирательное наименование гранофиров или микрогматитов.

В разрезе эти интрузивы представляют собой как-бы вложенные друг в друга конические тела с крутыми углами падения к центру эллипса. На глубине первых десятков километров от современного эрозионного среза они, вероятно, сливаются в единое крутопадающее тело. Наиболее поздними внедрениями, оторванными от них значительным диапазоном времени, являются дайки кварцевого диорита и оливнивого диабазы.

Ядро эллипса сложено позднеархейскими или нижнепротерозойскими, сильно перемятыми в складки и разбитыми дизъюнктивами граувакками, аспидными и др. сланцами, переходящими выше в метавулканисты. Отмеченная мегаструктура заложена примерно 2500 млн. лет назад, на архейском основании, породы которых выступают за пределы конических интрузивов. Это—метавулканисты риолитов, трахитов, их пирокластов, андезитов, базальтов. Прорывают их архейские гранитные интрузии.

Многочисленные, преимущественно медно-никелевые сульфидные месторождения области Садбери пространственно связаны с интрузивами норитов и гранофиров. Рудные тела залегают нередко за их пределами, в породах архея. Однако большинство рудных залежей приурочено к поздним кварцево-диоритовым дайкообразным телам, их брекчиям, зонам нарушений, в том числе разломам, пересекающим кварцевые диориты и вмещающие их нориты. Руды представлены как в виде массивных, жильных, так и вкрапленных сульфидов. Это главным образом халькопирит, пирротин, пентландит [7].

Ранние представления о ликвационном или сегрегационном образовании рудных месторождений области Садбери в настоящее время имеют лишь историческое значение. Работами исследователей была установлена следующая последовательность геологических и магматических событий и рудоотложений: формирование интрузива норитов, «гранофиров», внедрение даек кварцевых диоритов, последующие пликвативные и разрывные нарушения, образование сульфидных руд.

В настоящее время преобладают два главных рудогенетических предположения, из коих первое имеет больше сторонников: 1) привнесение гидротермальными растворами; 2) путем инъекции более низкотемпературного позднемагматического сульфидного расплава, оставшегося, возможно, в незатвердевшем состоянии в магматическом очаге до консолидации интрузивов, вплоть до формирования поздних кварцевых диоритов и разломов.

Следует отметить, что в представлениях о формировании структуры рудной области Садбери наряду с уже известными ранними (кальдера проседания, вулcano-тектоническое образование и т. п.), ныне значительным признанием пользуется гипотеза о формировании этой струк-

туры в результате метеоритного удара—астроблема—имевшего место до внедрения кольцевых постгуронских интрузивов. Трудно, однако, в двух словах привести доводы за и против данной гипотезы. Они заслуживают специального рассмотрения. Читателя мы отсылаем к публикациям, посвященным данной проблеме. Отдельные из этих работ приведены в списке литературы [3, 4, 5]. Схематично отметим существующее представление об этапах эволюции структуры Садбери согласно астроблемной гипотезе.

1. Удар крупного метеорита с космической скоростью, образование огромного глубокого ложа (метеоритного кратера) на архейском фундаменте.

2. Дробление пород ложа на большую глубину, переходящую ниже в густую сеть трещин скалывания. Заполнение ложа мощной толщей брекчий дробления, переходящих к периферии в валообразные поднятия.

3. Накопление на территории ложа мощной толщи отложений серии Whitewater, их смятие в складки, с последующим внедрением отмеченных конических интрузий.

4. Мощные орогенетические движения, формирование разломов, сопровождающееся крупными взбросами, последующие процессы рудоотложения и эрозии, сохранившие относительно глубокие части структуры.

В подкрепление данной гипотезы [6, 8] ее сторонники оперируют также следующими фактами: 1) широкое развитие взрывных брекчий (от метеоритного удара) в пределах внутренней части структуры, 2) наличие сохранившихся на отдельных участках периферии данной структуры валов и импактитов, т. е. переплавленных пород, образовавшихся, по представлениям ее исследователей, от удара метеорита, 3) наличие на коренных породах периферии этой структуры оригинальных веретеноподобных (веерообразных) форм отдельностей, наблюдающихся нередко на стенках камер, где производятся подземные атомные взрывы; 4) встречающиеся высокобарические модификации кремнезема и иногда кристалликов алмаза.

2. Неоднородности в составе и условиях формирования пирротинов

Из сульфидных минералов медно-никелевых руд Садбери основное внимание было уделено рентгенометрическому исследованию пирротина, проведенному Э. Н. Елисеевым. При рентгенометрическом анализе пирротина различных типов сульфидных руд (вкрапленных и жильных), собранных на месторождениях Садбери (рудник Little Stoble) выявляются существенные неоднородности в составе, кристаллическом строении и температурных условиях формирования пирротина. Сопоставление неоднородностей в строении и распределении основных компонентов в этом минерале вскрывает общую тенденцию отклонения кристаллизующейся фазы пирротина от равновесного состояния при понижении тем-

пературы его образования, что является важной чертой процессов формирования сульфидных медно-никелевых руд.

О методике пирротиновой термометрии сульфидных медно-никелевых руд. На основании анализа экспериментальных данных было установлено, что предельное насыщение пирротина серой при его кристаллизации находится в прямой зависимости от температуры. Таким образом, представилась возможность использовать пирротины в качестве геологического термометра. Учитывая большую сложность состава сульфидных руд и тесные взаимные прорастания в них сульфидных минералов важное значение приобрел рентгенометрический метод определения состава пирротина [2].

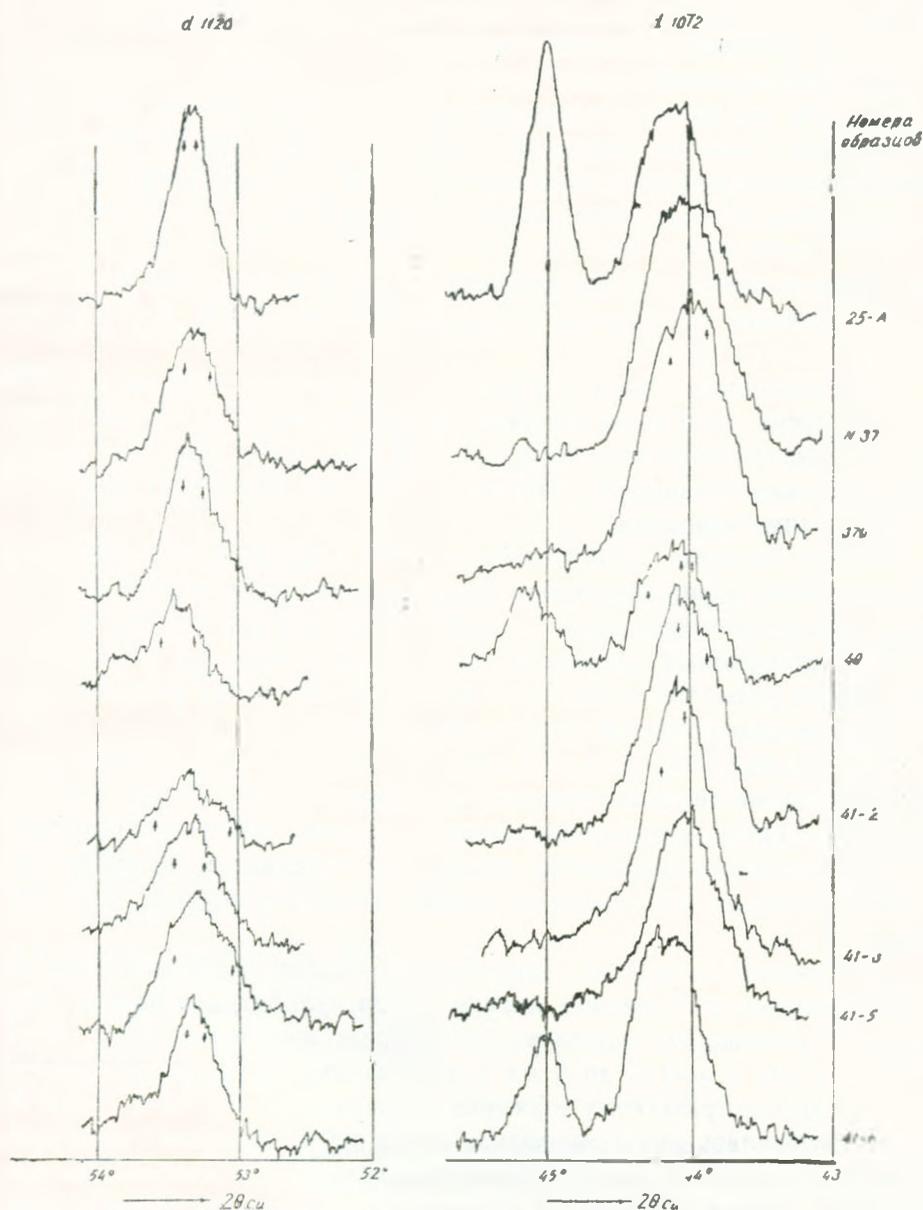
Исходным материалом для рентгенометрического анализа пирротина из Садбери послужили порошки, высверленные из различных участков исследуемых образцов (табл. 1 и 2). В обр. 41 ряд проб взят по профилю, перпендикулярному к контакту сплошных (жильных) сульфидов с вмещающими норитами.

Морфологические типы сульфидных руд Садбери и неоднородности распределения в них пирротина. Исследованию были подвергнуты образцы руд из месторождений Садбери, относящиеся к разным формам развития сульфидных минералов: вкрапленные и жильные (сплошные) сульфидные руды. Неоднородности в составе пирротина увязываются с температурными условиями его кристаллизации.

Вкрапленные сульфидные руды. Такие руды были представлены двумя морфологическими разновидностями: а) оруденелыми норитами с крупной сульфидной вкрапленностью, развивающейся главным образом путем заполнения сульфидным материалом полостей, трещинок в породах; б) густовкрапленной—метасоматической вкрапленностью.

а) Оруденелые нориты с крупной сульфидной вкрапленностью нередко содержат и отдельные мелкие гнезда сульфидов в породе (обр. 25-А). Отдельные вкрапленники сульфидных выделений здесь достигают 3—5 мм, а иногда до 8 мм в поперечнике. Такая вкрапленность, судя по термометрическому изучению пирротина из обр. 25-А (табл. 1), кристаллизовалась при температуре около 400°C. В таком типе сульфидных медно-никелевых руд Садбери наблюдается наибольшее приближение состава пирротина к равновесному состоянию, когда в минералах отсутствуют неоднородности в распределении химических элементов. Узкая ширина пиков отражений на дифрактограммах пирротина (фиг. 1) из вкрапленных руд этого типа свидетельствует об очень ограниченном интервале изменения в его составе. Таким образом, сульфидные вкрапленные руды образуются при высоких температурах и с минеральными неоднородностями в составе пирротина.

б) Иными чертами строения и развития неоднородностей в составе рудных минералов обладает второй тип вкрапленных руд, в которых сульфидные минералы развиваются метасоматически в виде густой мел-

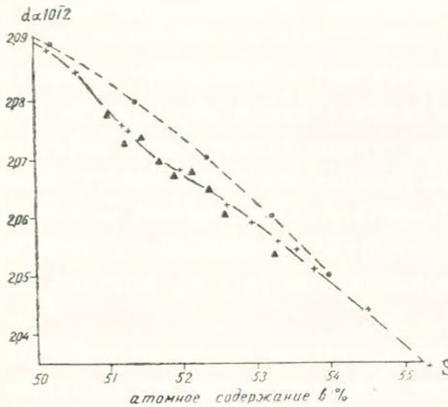


Фиг. 1. Дифрактограммы отдельных отражений пирротина в интервалах $2\theta_{Cu}$: 1012—от $43^{\circ}30'$ до $44^{\circ}30'$ и 1120—от 53° до 54° . Съемка дифрактограмм производилась на рентгеновском аппарате ДРОН.

кой вкрапленности, нередко соединенной тонкими сульфидными проводничками. В этом случае характерно кустообразное развитие сульфидных вкрапленников в породах интрузива Садбери (обр. 42). Метасоматическое по своему развитию мелко-вкрапленное—сетчатое развитие сульфидов характеризуется существенно иными температурами кристаллизации сульфидных минералов (табл. 1) В то же время в этом типе вкрап-

ленных руд обнаружен гораздо более широкий интервал в составе пирротина, присутствующего в пределах одного и того же образца. Так, в обр. 42 установлена уже не одна модификация пирротина (это отмечалось выше для обр. 25-А из иного типа сульфидной вкрапленности), а три—характеризующихся разными магнитными свойствами и различным содержанием в них серы: а) парамагнитный гексагональный пирротин модификации α'' , который образуется при температуре около 180° и содержит 51,9 атомн. % серы; б) ферромагнитный гексагональный пирротин модификации γ с соответственно 260° и 52,7 атомн. % серы.

Кроме того, в этих рудах присутствует третья ферромагнитная—очень сильно магнитная модификация моноклинного пирротина (модификация ϵ), которая кристаллизовалась при 340° и содержит 53,5 атомн. % серы.



Фиг. 2. Изменение величины межплоскостного расстояния у отражения 1012 пирротина в зависимости от соотношений железа и серы в составе этого минерала. Сплошная линия проведена нами на основании многочисленных данных по природным (кружки) и синтетическим (треугольнички) пирротитам. Пунктирная линия, соединяющая залитые точки, приводится по Арнольду (1962).

Максимумы (пики) отражений на дифрактограммах пирротина из метасоматических вкрапленных руд гораздо шире, чем для того же минерала из вкрапленных руд первого типа (выполнения). С падением температуры кристаллизации пирротина в рудах в нем возникают и растут неоднородности, что обнаруживается по увеличению интервала составов. Отсюда следует, что такие минералы (с широкими интервалами составов в пределах одного и того же образца) существуют все в более неравновесных условиях:

Температура образования пирротина	Образец	Состав пирротина
395°	25 — А	Одна модификация с 54,0 атомн. % серы
340°	42	Три модификации; ϵ — 53,5 атомн. % серы γ — 52,7 атомн. % серы α'' — 51,9 атомн. % серы
260°		
180°		

Таким образом, сульфидный метасоматоз в норитах Садбери протекал в неравновесных условиях при значительном интервале, что сказывалось на составе сульфидных фаз и способствовало образованию неоднородностей в минералах сульфидных медно-никелевых руд.

Еще более отчетливо влияние температуры кристаллизации на возникновение неоднородностей состава пирротинных фаз прослеживается на примерах сплошных (жильных) сульфидных медно-никелевых руд (обр. 37, 37а, 41).

Сплошные медно-никелевые сульфидные руды Садбери. Диагностика модификаций и состава пирротина проводилась для следующих разновидностей сплошных сульфидных руд: а) крупнозернистой сплошной пирротин-пентландитовой руды (обр. 37, табл. 1, 2); б) мелкозернистого участка сплошной (жильной) пирротин-пентландитовой руды (обр. 37а, табл. 1, 2); в) массивной среднезернистой руды, развивающейся на контакте с мелкозернистыми норитами (обр. 41, табл. 1, 2).

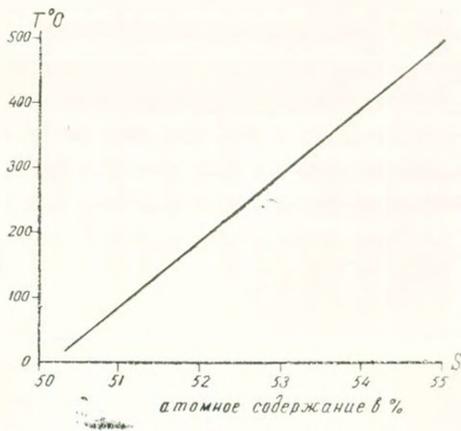
а) Среди крупнозернистой сплошной сульфидной руды (обр. 37) зерна пирротина (в сколах) имеют вид пластин размером до 1,5—2 см в поперечнике. Между такими сравнительно крупными зернами пирротина в виде прожилков развивается халькопирит. Здесь же среди пирротина имеют развитие кристаллики магнетита размером в 2—3 мкм. Пирротин в крупнозернистой руде развивается в виде двух модификаций—гексагональной и моноклинной (γ и ϵ), которые образовывались, соответственно, при 270 и 365°.

б) Мелкозернистый участок пирротин-пентландитовой руды (обр. 37а) характеризуется примерно таким же составом тех же двух модификаций пирротина, что и в крупнозернистом образце 37. Так, в составе гексагонального ферромагнитного пирротина в крупнозернистой руде (обр. 37) содержится в среднем 52,8 атомн. % серы, а в мелкозернистой руде (обр. 37а)—52,5 атомн. % серы. В то же время в среднем в моноклинной модификации пирротина в обр. 37—53,7 атомн. % серы, а в обр. 37а—53,6 атомн. % серы. Гораздо более существенные различия в пирротинах из крупно- и мелкозернистых руд (обр. 37 и 37а) обнаруживаются при сравнении интервалов составов всех модификаций пирротина, присутствующих в рудах. В соответствии с изменением соотношения железа и серы в пирротине изменяются объем и параметры элементарной ячейки. Так, в обр. 37 a_0 пирротина меняется от 3,434 до 3,442 Å (на 0,008 Å), тогда как в образце 37а эта константа пирротина изменяется гораздо шире—от 3,424 до 3,438 Å, т. е. интервал изменения a_0 пирротина в этом образце составляет 0,012 Å. Более широкий интервал изменения параметра a_0 у пирротина из образца 37а увязывается с более низкой температурой формирования этого минерала в мелкозернистых рудах (γp_0 —240° и ϵp_0 —350°), чем в крупнозернистых рудах (γp_0 —270° и ϵp_0 —365°).

в) При изучении особенностей развития пирротина на контакте с вмещающими породами (мелкозернистыми норитами) было прослежено

изменение состава этого минерала по профилю, расположенному поперек контакта, с тем, чтобы выявить как изменяется пирротин с увеличением расстояния от контакта с породами. Контакт сульфидов с норитами в обр. 41 неровный, часто сильно извилистый. В породе от сплошных сульфидов прослеживаются прожилки, сопровождаемые сульфидными вкрапленниками, образующими ореолы, около контакта со сплошными сульфидными рудами. Руда в образце 41 массивная, среднезернистая. В ней обнаружено присутствие различных модификаций пирротина, изменяющих состав от участка к участку этого образца (табл. 1). Так, например, моноклинная модификация пирротина на расстоянии в 11 мм от контакта с вмещающей породой имеет в своем составе 53,5 атомн. % серы (обр. 41—2), в 20 мм от контакта (обр. 41—3)—54,2 атомн. % серы, в 48 мм—53,6 атомн. % серы (обр. 41—5), а в 56 мм от контакта с породой уже 54,5 атомн. % серы (обр. 41—6). Изменение состава пирротина, как видно из табл. 1, коррелируется с изменением температуры его образования. Так, для той же моноклинной модификации температура его образования меняется так: обр. 41—2=340°; обр. 41—3=410°; обр. 41—5=350° и в обр. 41—6=450°.

В целом в этом типе сплошной сульфидной руды состав пирротиновой фазы колеблется от 51,2 до 54,5 атомн. % серы, что соответствует изменению атомного отношения железа к сере от 20:21 до 5:6. Темпера-



Фиг. 3. Диаграмма пирротинового геотермометра (по Э. Н. Елисееву, 1959). Линия максимального насыщения пирротина серой позволяет определить температуру кристаллизации этого минерала, исходя из соотношения в нем железа и серы.

тура образования всех модификаций пирротина в целом повышается по мере удаления от контакта с вмещающими норитами. По мере повышения температуры кристаллизации пирротина снижаются неоднородности в его составе и, как следствие этого, сужаются пики отражений на дифрактограммах (табл. 2). Уменьшение ширины отражений на дифрактограммах пирротина (сравни примеры образцов 41—2 и 41—6 на фиг. 1) отражает уменьшение интервала состава минерала (фиг. 3). Таким образом в сплошных рудах, как и во вкрапленных сульфидах мед-

Таблица 1

Формы развития в сульфидных рудах Садбери (Канада), состав, магнитность и температура кристаллизации различных модификаций пирротина в этих рудах

№ обр.	Форма развития сульфидных минералов	Симметрия структуры	d_{hkl} ограженный 1012	Атомное со- держание S (в %)	Модифика- ция и отно- шение Fe : S в формуле пирротина	Магнитность модификации	Температура кристалли- зации пир- ротина (°C)
25—А	Крупные сульфидные вкрапленни- ки и мелкие гнезда в поритах	ε-моноклинная	2,049	54,0	ε—Fe ₆ S ₇	Очень сильно ферромагнитная	395
42	Густая мелкая метасоматическая вкрапленность в поритах	γ-гексагональная γ-гексагональная ε-моноклинная	2,068 2,062 2,054	51,9 52,7 53,5	α ¹ —Fe ₁₆ S ₁₄ γ—Fe ₉ S ₁₀ ε—Fe ₇ S ₈	Парамагнитная Ферромагнитная Очень сильно ферромагнитная	180 260 340
37	Крупнозернистая сплошная суль- фидная руда	γ-гексагональная ε-моноклинная	2,061 2,052	52,8 53,7	γ—Fe ₉ S ₁₀ ε—Fe ₆ S ₇	Ферромагнитная Очень сильно ферромагнитная	270 365
37а	Мелкозернистая сульфидная руда	γ-гексагональная ε-моноклинная	2,063 2,053	52,5 53,6	γ—Fe ₉ S ₁₀ ε—Fe ₆ S ₇	Ферромагнитная Очень сильно ферромагнитная	240 350
41—2	Сплошная сульфидная руда пирро- тин-пентландитового состава, в 11 мм от контакта с поритами	γ-гексагональная ε-моноклинная	2,062 2,054	52,7 53,5	γ—Fe ₉ S ₁₀ ε—Fe ₇ S ₈	Ферромагнитная Очень сильно ферромагнитная	260 340
41—3	То же в 20 мм от контакта с пори- том	γ-гексагональная γ-гексагональная ε-моноклинная	2,076—2,072 2,055 2,047	51,2—51,5 53,3 54,2	γ—Fe ₁₄ S ₁₁ ε—Fe ₇ S ₈ γ—Fe ₅ S ₆	Парамагнитная Ферромагнитная Очень сильно ферромагнитная	110—140 325 410
41—5	То же в 48 мм от контакта с пори- том	γ-гексагональная γ-гексагональная ε-моноклинная	2,070 2,061 2,053	51,6 52,8 53,6	α ⁴ —Fe ₁₅ S ₁₆ γ—Fe ₈ S ₉ ε—Fe ₆ S ₇	Парамагнитная Ферромагнитная Очень сильно ферромагнитная	150 270 350
41—6	То же в 56 мм от контакта с пори- том	ε-моноклинная	2,045	54,5	ε—Fe ₅ S ₆	Очень сильно ферромагнитная	450

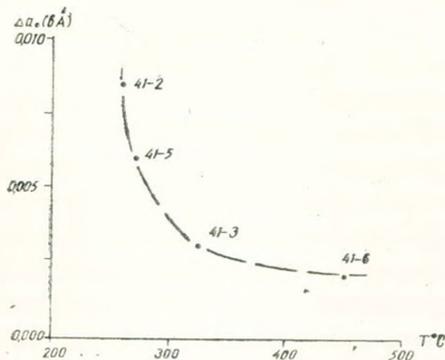
Таблица 2

Величины межплоскостных расстояний для отражения 1120 и параметра элементарной ячейки (a_0) пирротина

№ обр.	Форма развития сульфидных минералов	d_{1120} отражения 1120	a_0 (Å) пирротина
25—А	Крупная вкрапленность и гнезда в поритах	Ср. = 1,718	3,436
		1,717—1,719	3,434—3,438
42	Густая мелкая метасоматическая	Ср. = 1,7193	3,439
		1,717—1,722	3,434—3,444
37	Сплошная крупнозернистая руда	Ср. = 1,7187	3,437
		1,717—1,721	3,434—3,442
37а	Сплошная мелкозернистая руда	Ср. = 1,715	3,430
		1,719—1,712	3,438—3,424
41—2	Сплошная руда в 11 мм от контакта с поритом	Ср. = 1,717	3,434
		1,726—1,709	3,452—3,418
41—3	То же в 20 мм от контакта с поритом	Ср. = 1,7175	3,435
		1,715—1,721	3,430—3,442
41—5	То же в 48 мм от контакта с поритом	Ср. = 1,719	3,438
		1,713—1,725	3,426—3,450
41—6	То же в 56 мм от контакта с поритом	Ср. = 1,718	3,436
		1,716—1,720	3,432—3,440

Примечание: величины межплоскостных расстояний (d_{1120}) определены по таблице Я. Г. Гиллера (1966).

но-никелевых рудах, с повышением температуры формирования руд, наблюдается повышение стабилизации (равновесности) структуры и состава пирротина. То-есть, при более высоких температурах неоднородностей в составе пирротина становится все меньше (фиг. 4).



Фиг. 4. Стабилизация состава пирротина (уменьшение неоднородностей в его составе) происходит на фоне возрастания температуры его кристаллизации. Составлено по данным изменения температуры формирования и состава пирротина в серии проб, взятых из одного образца 41. Объяснения в тексте.

Основные закономерности образования пирротина в сульфидных медно-никелевых рудах. В сульфидных медно-никелевых рудах (вкрап-

ленных и сплошных жильных) по мере понижения температуры их формирования пирротиновые фазы (разные модификации пирротина) все более отклоняются от равновесного состояния, вследствие чего в них возрастают неоднородности в составе (соотношении железа и серы).

Для сравнения в табл. 3 приведены данные о содержании серы в пирротине из наиболее характерных образцов сульфидных руд Монче-Тундры, Печенги и Норильска.

Таблица 3

Состав пирротина из некоторых месторождений СССР (по Э. Н. Елисееву, 1959)

Парагенезис	Содержание серы в атомн. %	Месторождение
Пирротин — хлорит	54,35	Каула, жильное оруденение
Пирротин — карбонат	53,28	Там же
Пирротин жильный (с пентландитом, халькопиритом и магнетитом)	52,1—52,5	Месторождения Печенги Монче-Тундра и Норильска

Из приведенных в табл. 1 и 3 данных видно, что концентрация серы в пирротине сильно изменяется и эти изменения четко отражают колебания в температурных условиях формирования сульфидных медно-никелевых руд. Парагенезис пирротин+хлорит образуется раньше, чем парагенезис пирротин+карбонат. Об этом говорит тот факт, что пирротин-хлоритовые прорастания пересекаются пирротин-карбонатными прожилками. Содержание серы в пирротине, находящемся в парагенезисе с хлоритом (54,35 атомн. % серы) выше, чем пирротин-карбонатных жилков (53,28 атомн. % серы). Наиболее низкотемпературные модификации пирротина, таким образом, входят в более низкотемпературные парагенетические ассоциации минералов.

В заключение отметим, что, как было установлено ранее, вкрапленные руды имеют более сернистый пирротин, чем гнездовые руды. А в жильных (сплошных сульфидных) рудах в подавляющей массе присутствует пирротин с наименьшей концентрацией серы. В настоящей работе установлено, что среди продуктов первичной кристаллизации в сплошных сульфидах Садбери первым выделяется пирротин с более высоким содержанием серы, чем пирротин более поздних генераций.

Как отмечали А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин [1], характерной особенностью состава сульфидных медно-никелевых руд является убедительно отчетливо выраженная во всех месторождениях мира парагенетическая ассоциация главных минералов: пирротин+пентландит+халькопирит+магнетит.

Разграничение ассоциаций рудных минералов в медно-никелевых месторождениях, осуществленное А. Г. Бетехтиным и А. Д. Генкиным, представляло собой важный вклад в познание рудообразующих процессов. Тем не менее оно не было совершенным. Выделение «единой» парагенетической ассоциации рудных минералов пирротин+пентландит+халькопирит+магнетит не учитывает наличия в рудах, как показано

выше, различных модификаций пирротина и закономерной смены его состава при понижении температуры кристаллизации. Все эти данные позволяют уточнить роль равновесных и неравновесных соотношений химических элементов в составе рудных минералов в различные стадии рудообразования.

Институт геологических наук АН Армянской ССР

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Поступила 16.I.1975.

Բ. Պ. ՐԱԳԿԱՍԿՐԱՆ, Է. Ն. ԵՐՈՅԵՎ

**ՈՐՈՇ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐ
ՍՍԳՐԵՐԻ (ԿԱՆԱԳՈՒ) ՀԱՆԳԱՅԻՆ ՄԱՐԶԻ ՄԱՍԻՆ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխարհում հայտնի Սաղբերիի հանքային շրջանը իր երկրաբանական կառուցվածքով, մագմատիզմով ու մետաղածնությունամբ իրենից ներկայացնում է մեծ գիտական արժեք, և ասանձնահատուկ ուշադրության է արժանացել դասական երկրաբանական գրականության մեջ:

Հեղինակներից մեկը (Գ. Պ. Բաղդասարյան) 1972 թ. տաս օրվա ընթացքում ուսումնասիրություններ է կատարել այդ հանքային դաշտում, հավաքել ապարների և հանքաքարերի նմուշներ, որոնք մանրամասն ուսումնասիրվել են հեղինակների կողմից:

Հոդվածի առաջին բաժինը նվիրված է այդ վիթխարի հանքային շրջանում տարվող հետազոտությունների արդյունքներին: Երկրորդ մասում շարադրված են հանքային նյութերի մեջ պարունակվող պիրոտինի միներալոգիական ու գեոքիմիական ուսումնասիրությունները:

Ի տարբերություն անցյալում գերակշռող այն գիտական հայացքներին, որոնց համաձայն Սաղբերիի հանքային շրջանի երկրաբանական ստրուկտուրայի առաջացումը բացատրվում էր կաթսայանման (կալդերային) խորը իջվածքով կամ հրաբխա-տեկտոնական ծաղումով, այժմ կապվում է կոսմիկական երևույթների հետ: Կանադայի և ԱՄՆ-ի գիտնականների նորագույն հետազոտությունները հանգեցնում են այն եզրակացությանը, որ Սաղբերիի հանքային շրջանի զլխավոր ստրուկտուրան առաջացել է արխեյան դարաշրջանում, հսկա մետեորիտի երկրին ուժգին զարնվելու հետևանքով: Առաջացել է հսկայական կաթսայաձև խոր իջվածք, որը ուղեկցվել է ապարների բեկորատմամբ և խորը թափանցող ճեղքերի խիտ ցանցի զոյացմամբ: Նման ստրուկտուրայի առկայությունը ամենաբարենպաստ պայմաններ է ստեղծել օդակաձև ինտրուզիաների ներգրման ու հանքավայրերի առաջացման համար:

Պղինձ-նիկելային հանքանյութերի նմուշներում առայժմս ուսումնասիրության է ենթարկվել պիրոտինը: Այդ միներալի սենտդենոմետրիկ հետազոտությունները, որը կատարել է էլիսներ, հանգեցնում են հետևյալ նոր եզրակացությունների, որոնք ունեն նաև ընդհանուր մեթոդական նշանակություն:

ա) դրականության մեջ բնորոշված այն տեսակետը, որի համաձայն առանձնացվում է պիրոտին-պենտլանդիտ-խալկոպիրիտ-մագնետիտ միասնական ասոցիացիան հաշվի չի առել հանքանյութերում զտնվող պիրոտինի տարրեր մոդիֆիկացիաները և վերջիններիս կազմի օրինաչափ փոփոխությունները, պայմանավորված պիրոտինի բյուրեղացման ջերմաստիճանի իջեցմամբ:

բ) հետազոտությունները հնարավորություն են տալիս ճշտելու քիմիական տարրերի հավասարակշռված և ոչ հավասարակշռված հարաբերակցությունները հանքային միներալների մեջ հանքայնացման տարրեր փոփոխում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. Парагенетические ассоциации минералов в системах Fe—Ni—S и Fe—Ni—S—O. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
2. Էլիսև Ե. Ս. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. «Проблемы геохимии», вып. 1, Изд-во Львовского университета, 1959.
3. Dietz R. S., (1964) Sudbury structure as an astrobleme. Jour. Geol., 72, pp. 412—434.
4. French B. M. (1970). Possible relations between meteorite impact and igneous petrogenesis, as indicated by the Sudbury structure, Ontario, Canada. Bull. Volcanologique, 34, pp. 466 — 517.
5. Naldrett A. I., Bray I. G., Gasparrino E. L., Podolsky T. and Rucklidge J. C. (1970). Gryptic variation and the petrology the Sudbury Nickel Eruptive. Econ. Geol. 65, pp. 122 — 155.
6. Speers E. C. (1957). The age relation and origin of common Sudbury breccia. Journ. Geol. 65, pp. 497 — 514.
7. Souch, B. E., Podolsky T. The sulphid ores of Sudbury and Geological Staff. (1969) their particular relationship to a distinctive inclusionbearing facies of the Nickel eruptive. Econ. Geol. Monograph, 4, Symposium on magmatic ore deposits.
8. Stevenson J. S. and Colgrove G. L. (1968). The Sudbury Eruptive; some petrogenetic concepts based on recent field work. Proc. XXIII Intern. Geol. Cong., 4, pp. 27 — 35.

УДК 550.42

Е. В. САМВЕЛЯН

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУТИЛАХ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЦАХКУНЯЦКОГО ХРЕБТА АРМЯНСКОЙ ССР

Цахкуняцкий хребет на территории Армянской ССР характеризуется распространением метаморфических пород, которые в основном представлены сланцами: слюдяными, кварц-сланцевыми, графитовыми, роговообманковыми, актинолитовыми, хлоритовыми и др.

Все разновидности сланцев содержат рутил и повышенные концентрации его могут представлять промышленный интерес. Поэтому появилась необходимость детального изучения этого минерала, с целью выяснения связи содержащихся в нем элементов-примесей и морфологических признаков с генетическими особенностями рутила.

Морфологические особенности, типоморфные свойства и формы срастания рутила из коренных месторождений титана в литературе освещены крайне слабо. По данным А. Р. Казака [2], полнокристаллическая форма рутила возникает в условиях стадии зеленосланцевой фации метаморфизма, которая широко представлена в изучаемом нами районе. В этих породах он кристаллизуется в тетрагональной сингонии в дитетрагональном виде симметрии. Рутил из этих сланцев представлен хорошо образованными длинно-призматическими, иногда игольчатыми, столбчатыми кристаллами, что является результатом развития граней (100). Излом неровный, блеск алмазный до металловидного. Величина зерен варьирует от 0,01 до 1,5 мм. Часто иголочки рутила изогнуты. Иногда наблюдаются параморфозы рутила по анатазу. Окраска рутила разная: желтая, темно-оранжевая, красная, черная. В амфиболитовой фации рутил образует более сложные формы. Часто встречаются колеччатые двойники по (011) под углом 120°. Окраска рутила из этих пород находится в прямой зависимости от содержания железа в исходной породе, с увеличением которого становится красной, вишнево-красной, темно-красной до черной.

Были проанализированы рутилы из различных пород метаморфического комплекса Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. Рутил различной окраски отбирался под бинокулярной лупой и подвергался далее химическому, спектральному и рентгенометрическому анализам.

Как известно, теоретически рутил состоит из 100% двуокиси титана. Однако химические анализы показали, что содержание двуокиси титана в рутилах из метаморфических пород колеблется от 82,33 до 98,43% (табл. 1). Наиболее богаты титаном рутилы из актинолитовых сланцев, низкие содержания (82,33%), вероятно, связаны с включениями других минералов, в данном случае роговой обманки, чем также объясняются повышенные содержания SiO_2 —6,64%.

Железо является постоянным элементом для различных рутилов. Присутствие закисного железа до 0,77% объясняется близостью ионных радиусов двухвалентного железа и титана. Содержание окисного железа колеблется от 0,47 до 2,50%. Повышенные его содержания можно объяснить срастаниями с гематитом и примазками гидроокислов железа, которыми богаты эти сланцы.

Ванадий присутствует почти во всех изученных пробах рутила. Он обнаружен спектральными анализами и составляет от 0,003 до 0,1% (фиг. 1 и 2). Повышенные его содержания отмечаются в темных рутилах. Увеличение содержания ванадия идет соответственно с увеличением содержания титана и железа в породе, т. е. в рутилах из роговообманковых и актинолитовых сланцев. Мало ванадия в рутилах из метаморфизованных лейкократовых гранитов (фиг. 2).

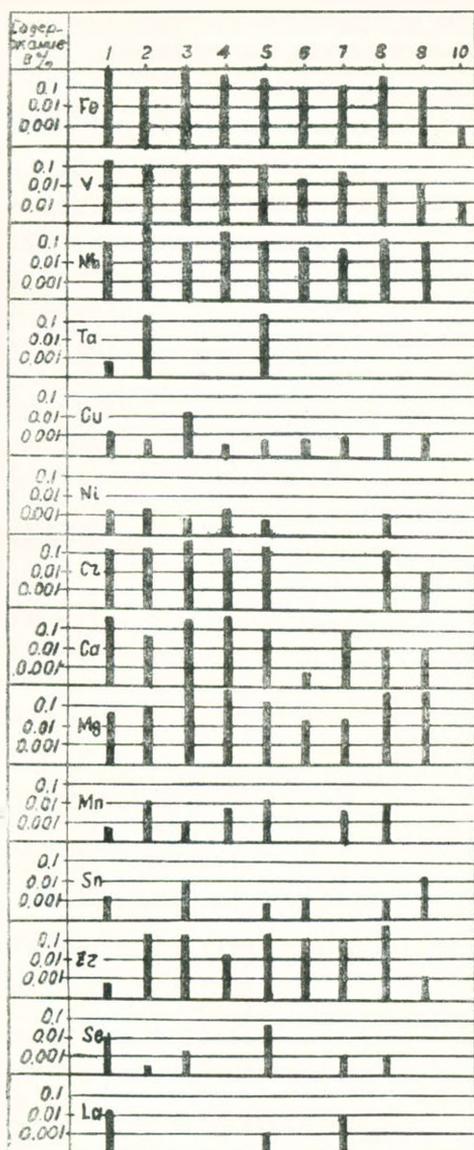
Ниобий и тантал всегда содержатся в рутилах из различных метаморфических пород и являются наиболее интересными компонентами в пестрой ассоциации элементов-примесей. Химические анализы обнаружили: Nb_2O_5 —0,23—0,98%, Ta_2O_5 —сл—0,028%, т. е. отношение Nb к Ta чаще всего составляет 10:1, а иногда и больше (табл. 1). Только в одной пробе темно-красного рутила из кварц-сланцевых сланцев это соотношение равно 1:1. В этом рутиле спектральным анализом установлено содержание Nb—0,1% и Ta—0,1%

Таблица 1

Результаты химических анализов некоторых рутилов из метаморфических пород Цахкуняцкого хребта

Оксиды	1	2	3	4	5
TiO_2	93,86	98,43	92,04	82,33	91,64
SiO_2	1,92		2,55	6,64	2,60
Al_2O_3	1,08		0,58	1,45	0,43
Fe_2O_3	1,57	0,47	2,50	2,23	2,35
FeO	сл.	0,77	0,24	0,40	0,23
MgO	0,18			сл.	сл.
MnO			сл.	0,02	0,03
CaO	0,28		не обн.	4,42	сл.
P_2O_5			0,05	0,37	0,28
Na_2O	0,28		0,39	0,31	0,29
K_2O	0,23		0,28	0,31	0,29
H_2O^+	0,16		0,18	0,07	0,17
п.п.п.			0,37	0,57	0,43
Nb_2O_5	0,24	0,23	0,41	0,54	0,98
Ta_2O_5	0,028	0,023	сл.	сл.	сл.
Сумма	99,77	99,92	99,59	99,66	99,72

Примечание: 1 анализ произведен в ИМГРЭ, остальные—в лаборатории Управления геологии СМ АрмССР. Аналистик Атоян Н. П. 1—рутил крупнокристаллический, красный из актинолитовых сланцев, Арзакан (Ц. М. Айвазян, Б. Д. Акопян, 1968); 2—рутил красный из актинолитовых сланцев, Арзакан (Ц. М. Айвазян и Б. Д. Акопян, 1968); 3—рутил красный из кварц-сланцевых сланцев, Арзакан; 4—рутил оранжевый из роговообманковых сланцев, Апаран; 5—рутил темно-красный из метаморфизованных лейкократовых гранитов, Арзакан.



Фиг. 2. Распределение элементов-примесей в рутилах из различных метаморфических пород. 1—роговообманковые сланцы; 2—амфибол-хлоритовые сланцы; 3—актинолитовые сланцы; 4—сланцевые сланцы; 5—кварц-сланцевые сланцы; 6—графитовые сланцы; 7—вторичные кварциты; 8—лейкократовые граниты; 9—габбро; 10—кварцевая жила.

Высокие содержания Nb_2O_5 , равные 0,98%, наблюдаются также в темно-красном рутиле из метаморфизованных лейкократовых гранитов (участок Арзакан). Спектральный анализ установил наличие Nb до 1% и Ta—0,1% в черном рутиле из амфибол-хлоритовых сланцев (фиг. 2). А. П. Казак [2] отмечает наиболее высокие содержания Nb—0,77% в ильменорутиле из уфалейских амфиболитов.

Наличие этих элементов в рутиле объясняется близостью их ионных радиусов ($Nb—0,66\text{Å}$, $Ta—0,66\text{Å}$, $Ti—0,64\text{Å}$) [4]. В этом случае два иона Nb^{5+} или Ta^{5+} и один ион Fe^{2+} заменяют три иона Ti^{4+} . А. Н. Жердеева и В. К. Абулевич [1] наличие ниобия и тантала в рутиле связывают соответственно с присутствием железистого колумбита—Fe-

$(\text{NbO}_3)_2$ (моссит) и железистого танталита— $\text{Fe}(\text{TaO}_3)_5$ (тапиолита), которые кристаллизуются в той же структуре рутила. Однако при исследовании большого количества проб рутила из различных месторождений этими же авторами тантал не был обнаружен, тогда как количество Nb_2O_5 доходило до 0,8%.

Рутилы из метаморфических пород Цахкуняцкого комплекса обогащены ниобием и в меньшей степени танталом.

Марганец обычно составляет тысячные доли процента. Лишь в темно-красных рутилах химический анализ установил количество, равное 0,02—0,03% (табл. 1).

Магний в рутилах наблюдается повсеместно, но в незначительном количестве, что также объясняется некоторой способностью магния замещать титан. В одном случае MgO составляет 0,18%.

Кальций присутствует почти во всех рутилах. Наличие кальция можно объяснить содержанием его в исходных породах. Почти нет кальция в рутилах из кварц-сланцевых и графитовых сланцев.

Медь, как элемент-примесь, отмечена во многих пробах рутилов. Однако количество ее не превышает тысячных долей процента.

Хром в рутилах определен спектральными анализами. Количество его составляет обычно 0,002—0,003% (фиг. 1). Высокие содержания хрома—0,3% характерны для оранжевого рутила.

В литературе есть данные о том, что экспериментально доказана способность рутила при температуре выше 1000°C растворять некоторые количества Cr_2O_3 , которое окрашивает его в желтые, коричневатые тона, что хорошо подтверждается нашими данными.

Натрий и калий. Их присутствие можно объяснить лишь очень тесными сращениями рутила с полевыми шпатами и слюдами. Рутил, обладая гексагональной плотнейшей упаковкой, закономерно нарастает на базальном пинакоиде слюд.

Скандий характерен для изучаемых рутилов. Содержание его доходит до 0,01% для рутилов из амфибол-хлоритовых сланцев (фиг. 2). В литературе [4] скандий отмечается как обычная примесь в рутилах. В черном рутиле в одной пробе (фиг. 1) скандий составляет 0,05%.

Цирконий содержится во многих рутилах от 0,001 до 0,1%. Он более всего характерен для оранжевых рутилов, его почти нет в черных рутилах (фиг. 1).

Спектральными анализами, кроме вышесотмеченных элементов-примесей, выявлены также кобальт, никель, цинк, свинец, олово, вольфрам, молибден, фосфор, барий, золото, висмут, теллур, таллий, гафний, иттрий, иттербий, уран, лантан. Содержание их незначительное, наблюдаются они в единичных пробах рутила. Никакой закономерности распределения этих элементов-примесей обнаружить не удалось.

Интересно лишь наличие V_2O_5 —0,1% в черных рутилах из графитовых сланцев.

Различные разновидности рутила подвергнуты также рентгеноструктурному анализу. Однако, никаких значительных отклонений в структу-

Таблица 2

Результаты замеров межплоскостных расстояний (d/n) и интенсивности линий J рутилов из метаморфических пород Цахкуняцкого хребта

Михеев		590		601		4099		3943		2250		693	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
3	3,598	—	—	—	—	10	3,23	3	4,23	2	4,15	1	1,363
9	3,242	7	3,23	8	3,22	9	2,49	6	3,23	10	3,18	10	3,24
1	2,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,56
18	2,488	5	2,48	6	2,46	—	—	6	2,50	8	2,46	2	2,48
—	—	1	2,30	1	2,29	—	—	—	—	—	—	6	—
2	2,294	—	—	—	—	1	2,30	—	—	2	2,25	—	2,29
7	2,189	4	2,18	4	2,18	7	2,19	3	2,19	5	2,17	2	2,18
3	2,053	2	2,05	1	2,04	3	2,05	—	—	2	2,03	3	2,05
4	1,870	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—
2	1,800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	1,689	10	1,69	10	1,67	10	1,692	10	1,689	10	1,67	10	1,68
8	1,624	6	1,62	5	1,61	5	1,62	4	1,623	7	1,61	10	1,623
1	1,573	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—
3	1,482	2	1,48	—	—	3	1,483	—	—	3	1,473	2	1,482
4	1,453	2	1,48	—	—	3	1,451	—	—	4	1,442	3	1,450
6	1,362	3	1,36	1	1,35	8	1,362	7	1,364	6	1,352	6	1,361
3	1,347	1	1,35	—	—	3	1,347	—	—	—	—	4	3,344
2	1,169	1	1,17	—	—	3	1,172	—	—	1	1,169	—	—
2	1,149	—	1	—	—	3	1,152	—	—	1	1,146	—	—
4	1,093	4	1,09	—	—	4	1,096	2	1,094	3	1,096	—	—
2	1,082	1	1,08	—	—	2	1,084	—	—	2	1,080	—	—
5	1,041	1	1,04	—	—	3	1,045	2	1,037	3	1,038	—	—
—	—	1	1,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	1,962	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,903	1	0,905	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1,888	1	0,892	—	—	—	—	5	0,890	5	0,890	—	—
5	0,874	1	0,879	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	0,841	1	0,817	—	—	6	0,831	—	—	—	—	—	—
—	—	1	0,834	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	0,823	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Условия съемки: камера РКД; диаметр камеры 57,3 мм, $2\tau=0,4$, Cu—антикатод, Ni—фильтр, 30 кв, экспозиция 7 часов. Анализы выполнены в лаборатории Армянского ГУ.

Примечание: 1—эталон по В. И. Михееву [3]. 590—рутил оранжево-красный из актинолитовых сланцев (Арзакан), 601—рутил оранжево-красный из актинолитовых сланцев (Арзакан), 4099—рутил желтый из графитовых сланцев (Арзакан), 3943—рутил темно-вишневый до черного из кварц-сланцевых сланцев (Арзакан), 2250—рутил красный из амфибол-хлоритовых сланцев (Апаран), 693—параморфозы рутила по аналізу из вторичных кварцитов (Арзакан).

ре рутила, зависящих от окраски, химического состава и элементов-примесей, не было обнаружено (табл. 2). Значения межплоскостных расстояний изученных рутилов близки к таковым эталонного рутила по В. И. Михееву [3].

Из всего вышесказанного можно сделать следующие выводы.

Рутилы имеют различный цвет и форму кристаллов и определенный комплекс элементов-примесей. Из них наиболее важными являются: железо, ванадий, ниобий, тантал, хром. Генезис рутила тесно связан с

генезисом самих метаморфических пород, а наличие тех или иных элементов-примесей зависит от состава исходных пород.

По некоторым морфологическим признакам—форма кристаллов и двойников, цвет, штриховка и т. д. можно в какой-то мере судить о степени метаморфизма. Однако при освещении вопроса генезиса одних морфологических признаков мало, необходимо также учитывать химический состав и присутствие элементов-примесей.

Не следует также забывать о формах сростания рутила с другими минералами.

Железо, ниобий, тантал придают рутилу красный, темно-вишневый, черный цвета. тогда как рутилы, содержащие хром, имеют желтый, оранжевый цвета.

Менее характерны для рутилов из метаморфических пород Цахкуняцкого комплекса стронций, барий, свинец, группа редких земель и т. д. Однако, более четкой взаимосвязи элементов-примесей с определенными типами рутилов из различных пород не наблюдается. Многие элементы-примеси «сквозные»—присутствуют почти во всех пробах рутилов.

Не изменяется от присутствия элементов-примесей и кристаллическая структура минерала.

На самых низких стадиях метаморфизма образуется неполнокристаллический рутил и лишь в зеленосланцевой фации наблюдается полнокристаллический рутил, формы которого более усложняются в амфиболитовой.

Изучение элементов-примесей рутила будет иметь немаловажное значение при извлечении титана из метаморфических пород Цахкуняцкого хребта и требует более детального и глубокого исследования.

Управления геологии

Совета Министров Армянской ССР

Поступила 13.III.1975.

Ե. Վ. ՍԱՄԿԵՆՅԱՆ

ՄԱՂԿՈՒՆՅԱՑ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՄԵՏԱՄՈՐՓԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՌՈՒՏԻԼՆԵՐԻ ՏԱՐՐ-ԽԱՌՆՈՒՐԴՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի բնատարածքում Մաղկունյաց լեռնաշղթան բնորոշվում է մետամորֆային ապարների լայն տարածմամբ: Այդ ապարներն աչքի են ընկնում ուտիլի բարձր պարունակությամբ. կատարված է այդ միներալի մանրակրկիտ ուսումնասիրությունը՝ կապված նրա մորֆոլոգիական հատկությունների, տարր-խառնուրդների և գենետիկ առանձնահատկությունների հետ:

Ուսումնասիրվել են տարբեր մետամորֆային ապարների ուտիլները: Թուտիլը ներկայացված է տարբեր դոզների (դեղին, օրանժ, կարմիր և այլն),

պրիզմատիկ բյուրեղներով. նրանք պարունակում են տարբեր տարր-խառնուրդներ, որոնցից կարևորներն են՝ երկաթը, նիոբիումը, տանտալը, քրոմը:

Ռուտիլի որոշ մորֆոլոգիական հատկություններից ելնելով կարելի է դատել մետաֆորմիզմի աստիճանի մասին, սակայն պետք է անպայման հաշվի առնել նաև նրա քիմիական կազմը և տարր-խառնուրդների ներկայությունը:

Ռուտիլի տարր-խառնուրդների ուսումնասիրությունը կարևոր նշանակություն կարող է ձեռք բերել մետամորֆալին ապարներից տիտանի անջատման ժամանակ: Այդ հարցը, իհարկե, պահանջում է հետագա ավելի մանրակրկիտ ուսումնասիրություն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- 1 Жердеева А. Н., Абулевиц В. К. Минералогия титановых россыпей. «Недра», 1965.
2. Казак А. П. Элементы-примеси в рутиле. «Геохимия», № 12, 1969.
3. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
4. Минералы. Справочник, том 2. «Наука», 1965.

RECEIVED BY THE EDITORIAL BOARD

УДК 551.4(479 25)

Ф. С. ГЕВОРКЯН

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОГРЕБЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

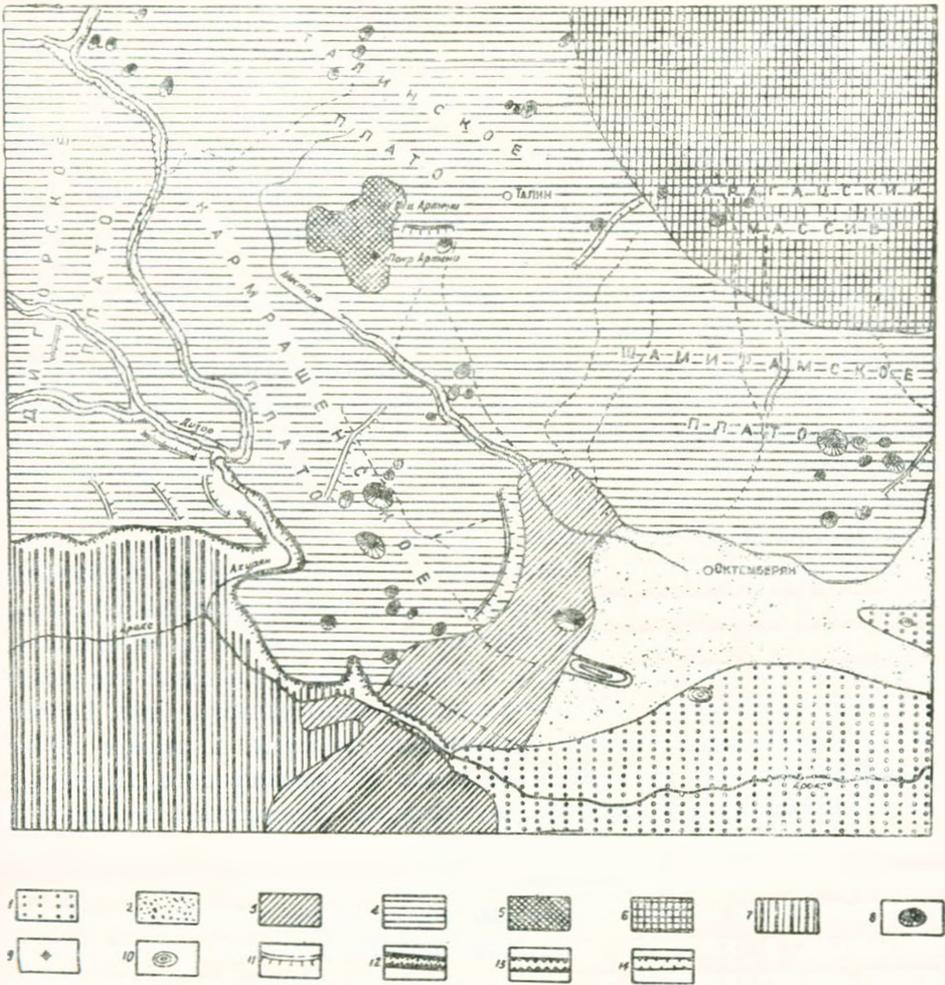
В настоящей работе сделана попытка с помощью морфологического анализа установить связь между рельефом и погребенными структурами западной части Араратской котловины, выявить и оконтурить ее морфоструктурные единицы. Для решения данной задачи мы применили комплекс морфометрических и морфографических методов, т. к. применение только одного или двух методов не дает возможности более или менее полностью вскрыть характер и особенности погребенных морфоструктур и их неотектонического развития.

В морфоструктурных исследованиях, в первую очередь, необходимо выделить и картировать те основные типы и формы рельефа, образование и развитие которых обусловлено, главным образом, эндогенными процессами. По этим признакам в западной части Араратской котловины выделяются следующие морфогенетические типы рельефа (фиг. 1): тектоно-вулканический (крупные щитовидные массивы, в данном случае Арагацкий массив); вулканические плато (Кармрашенское, Шамирамское и Талинское) и тектоно-аккумулятивный (Араратская равнина). В формировании первых, помимо интенсивного вулканизма, важную роль сыграл подластовый гетерогенный складчато-глыбовый субстрат и его неотектонические подвижки, которые на новейшем тектоническом этапе испытывали, в основном, тенденцию поднятия разной интенсивности. Тектоно-аккумулятивный рельеф представляет собой днище межгорных котловин, выполненных озерно-речными и другими отложениями, с тенденцией к относительному опусканию или замедленному поднятию. Эти морфогенетические типы местами четко отделяются друг от друга уступами или флексуорообразными изгибами, а местами постепенно сливаются между собой.

Самым низким гипсометрическим уровнем котловины (800—100 м) является Араратская равнина, где отчетливо выделяются три морфологические ступени:

1. Первая, самая низкая ступень (на высоте 800—840 м) занимает пойму и надпойменную террасу рр. Аракс, Севджур, а также старое русло Аракса. Поверхность ее ровная, уклоны не превышают 1° , доминирующим является $30'$, местами болотистая, слабо расчленена оврагами.

2. Вторая ступень расположена на высоте 840—900 м и имеет незначительный уклон (1°) на юг и восток и представляет террасированную равнину, охватывающую слабо выраженную, первую и отчасти вторую надпойменную террасу р. Аракс. Здесь широко развиты солончаки и за-



Фиг. 1. Схематическая оро-морфологическая карта западной части Араратской котловины. 1. Пойменная и надпойменная равнины; 2. Слаботеррасированная равнина; 3. Слабоаклонная аллювиально-пролювиальная равнина; 4. Вулканическое плато; 5. Экструзивный массив; 6. Вулканический штифовидный массив; 7. Складчато-глыбовые горы; 8. Вулканические конусы; 9. Экструзивные купола; 10. Останцевые возвышенности; 11. Структурные уступы; 12. Ущелья; 13. Каньоны; 14. Ящикообразные долины.

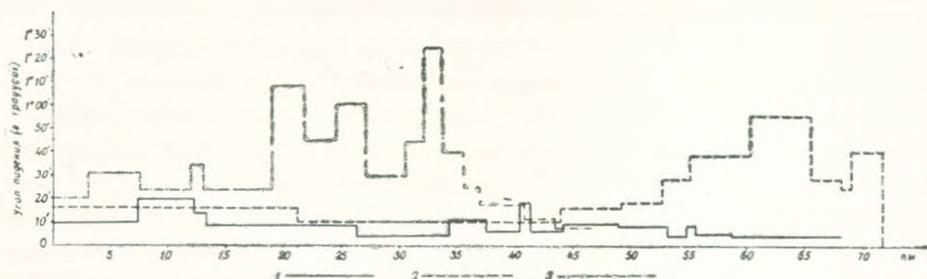
солонные почвы, обусловленные высоким уровнем подземных вод, которые в свою очередь указывают на высокое гипсометрическое положение третичных структур, содержащих соленосные и гипсоносные породы. Эта ступень постепенно сливается с пойменной равниной.

3. Третья ступень расположена на высоте 900—1000 м и является слабоаклонной (1—3°) равниной, выполненной пролювиально-делювиально-аллювиальными наносами временно действующих водотоков и селей.

Погребенные структуры Араратской равнины слабо выражены в рельефе. Для выявления этих структур важное значение приобретает

анализ продольных профилей речных долин, тальвеги которых быстро и четко реагируют на каждое движение земной коры, деформируя свой выработанный продольный профиль. В реках с большим расходом и в участках, сложенных рыхлыми отложениями, эти деформации более или менее сглажены и слабо отражаются в продольных профилях рек. Критерием для выявления связи между погребенным субстратом и деформациями продольных профилей рек являются не абсолютные величины углов падения, а установление отрезков с максимальными и минимальными величинами от нормальной в продольных профилях тальвегов рек. Для установления этой связи и получения убедительных данных о характере погребенных морфоструктур, нами построен график углов падения рр. Аракс, Ахурян и Мастара. В отличие от продольных профилей в данном случае в вертикальной оси графика показаны не высоты, а величины углов падения (в градусах). Этот график дает возможность выявить самые незначительные изменения и деформации в тальвегах рек и при этом в общих чертах выявить участки отрицательных и положительных подвижек, погребенных морфоструктур и их границ. На фиг. 2 приведены графики углов падения рр. Аракс в отметках от 1000 до 840 м. Ахурян—1300 м до устья, Мастара—1300—860 м. Почти в осевой части Араратской котловины течет р. Аракс. В отметках 1000—960 м он имеет широтное направление и течет в глубоком и довольно широком ущелье. Здесь падение реки составляет 2—4'. В отрезке между отметками 960—955 м река резко увеличивает свое падение (14'), образуя маленький полукруг с диаметром 2 км, обтекая гору Кызылкая (1175 м), где находятся разв. древней столицы Армении Ервандашат. Отрезок, лежащий в отметках 955—890 м, характеризуется относительно большой величиной углов падения, что отражает тенденцию поднятия субстрата, которое в различных частях этого отрезка имеет разную интенсивность. Наиболее интенсивно оно происходит в отрезках, расположенных на отметках 955—930 м и 895—890 м, а на отметках 910—930 м наблюдается некоторое уменьшение величины падения реки. На отметках 890—845 м и до с. Аразап, в графике углов падения р. Аракс наблюдается уменьшение величины углов падения (4—8'), река начинает меандрировать, образует островки и рукава. Происходит отложение речных наносов. Пойма реки занимает значительную территорию, ширина реки в некоторых участках вместо островков доходит до 1 км. Все это, по-видимому, отражает тенденцию относительного опускания в этом отрезке. Дальнейшее увеличение углов падения реки (до 23') наблюдается в отметках 845—840 м, между сс. Аразап и Маркара. Здесь Аракс течет в ящикообразной долине с глубиной 2—5 м, увеличивается скорость течения и происходит активная глубинная эрозия. Начиная от отм. 835 м, падение реки уменьшается до 3'.

Выше Араратской равнины, на высоте 950—1500 м расположены вулканические плато. Основаниями плато являются базальтовые и андезитобазальтовые покровные лавы, поверхность которых осложнена молодыми лавовыми потоками, туфами и вулканическими конусами.



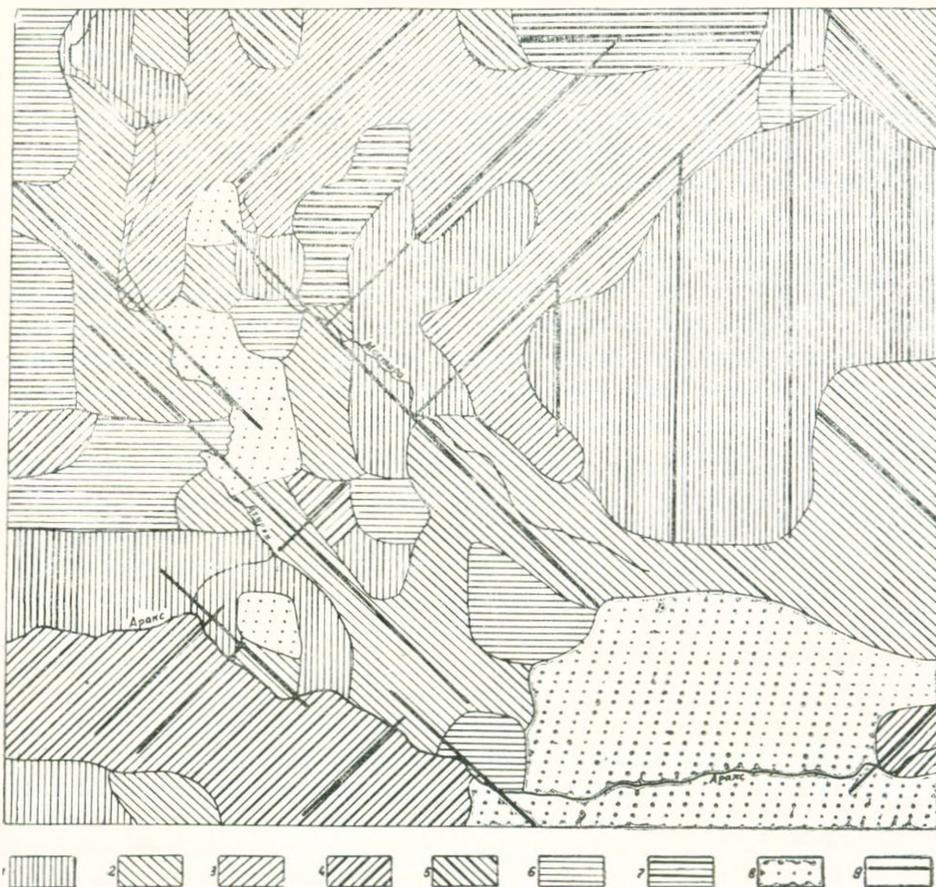
Фиг. 2. График углов падения рек. 1) Аракс, 2) Ахуриан, 3) Мастара.

В самой западной части котловины на абсолютной высоте 1000—1300 м расположено Кармрашенское плато между реками Ахуриан, Аракс, Мастара и имеет форму неправильного треугольника, острый угол которого доходит до с. Гетап. Северная часть плато от с. Гетап вдоль р. Ахуриан до разв. с. Карвансарай и далее на ЮВ до вулканического конуса Кашкраг (1310 м) имеет наклонение на восток к р. Мастара. Высота его в восточной части составляет 1280—1300 м, а на западе понижается до 1200 м, т. е. на западе плато теряет свою высоту на 80—100 м. Тальвег р. Мастара расположен на значительно низких отметках, чем тальвег р. Ахуриан, несмотря на то, что расход последнего намного больше, чем расход р. Мастара и врез его долины происходит быстрее. Так, тальвег р. Ахуриан у с. Гетап расположен на отметке 1270 м, а у разв. с. Карвансарай—1230 м. Высота тальвега р. Мастара и ж. д. ст. Арагац составляет 1240 м, а у ст. Каракерт 1100 м.

Правобережье р. Ахуриан занимает Дигорское плато, сложенное теми же покровными лавами, что и левобережье. Поверхность его имеет общий наклон к р. Ахуриан, который продолжается и в левобережье, до самой р. Мастара. Таким образом, и правобережье, и левобережье р. Ахуриан в этом отрезке представляет единое наклонное плато с общим падением на восток к р. Мастара, а русло р. Ахуриан приурочено не к самым низким отметкам этой поверхности, каким является русло р. Мастара, а к середине наклонной поверхности. Долина р. Ахуриан в этом отрезке имеет ящикообразную форму 20—30 м глубиной и 100—300 м шириной по бровкам долины. Из вышеприведенных данных можно сделать только один вывод, что долина р. Ахуриан в отрезке от с. Тлик до разв. с. Кник—новообразование. Из этого вытекает другой немаловажный вопрос—почему р. Ахуриан не текла по долине р. Мастара?

Для освещения этого вопроса важным критерием является изучение преобладающих направлений речных долин и их планового рисунка на более обширном участке басс. р. Ахуриан. Установлено, что эти показатели тесно связаны с тектоническими структурами и их развитием. Для установления этой связи разработан ряд картографических методов и способов. Метод определения и картирования этого показателя состоит в следующем: крупномасштабная топокарта (в наших исследованиях взят

масштаб 1:100.000) покрывается квадратной сетью (величина каждого квадрата 16 кв. см.). Из центра каждого квадрата проведены оси по всем главным направлениям Земли (С. Ю. З. В. СВ. СЗ, ЮВ, ЮЗ). Промежуточные направления объединяются с близлежащими главными направлениями и их длины размещаются в соответствующих осях. Получается одна из разновидностей розы—диаграммы, которая широко применяется в геологии для определения основных направлений трещин. Длина долины нами измерена, начиная со 2-го порядка. Далее на отдельной кальке копируются только квадратная сеть и полученная длина по течению реки (фиг. 3).



Фиг. 3 Схема преобладающих направлений наклона поверхностей покровных лав на складчато-глыбового субстрата. 1. Южный, 2. Юго-восточный, 3. Юго-западный, 4. Северо-восточный, 5. Северо-западный, 6. Восточный, 7. Западный, 8. Не установленный, 9. Главные направления.

Правые притоки р. Ахурия (Карс, Чорлу, Хачидзор, Бугаскилиса, Дигор и др.) имеют сз.-юв. направление. Этому направлению соответствует также долина р. Ахурия в отрезке разв. Магасберд—с. Тлик, р. Мастара от ж. д. ст. Арагац до гор. Октемберяна. В общем, правые при-

токи и сама р. Ахурян, р. Мастара на определенных отрезках имеют субширокое направление. Эти преобладающие направления хорошо фиксируются в картосхеме (фиг. 3). Левобережье р. Ахурян занимает мощный лавовый поток, берущий начало от вулкана Царасар (Покр Богутлу). Один из них протекал на ЗЗЮ и дошел вплоть до р. Ахурян. Из этого можно предположить, что эти лавы заполнили субширотную широкую долину (Палеоахурян), выработанную в древних (верхний плиоцен?) покровных лавах и запрудили ее. Река не могла преодолеть лавовый поток и была вынуждена изменить свое первоначальное направление и приобрела меридиональное направление от пос. Ани-пемза до разв. с. Бозбур. Ахурян в отрезке между с. Айкадзор—с. Гетап образует каньон, максимальная глубина которого немного выше пос. Ани-пемза доходит до 200 м. В этом отрезке долина р. Ахурян эпейрогенетическая, что явно свидетельствует о тенденции новейшего поднятия, которая хорошо выражена также в деформациях покровных лав правобережья реки, а также в левобережье на участке ограничено по линиям Ани-пемза-Магасберд-Айкадзор—Баграван-Ани-пемза. В этом мы еще больше убедимся, проанализировав деформации продольных профилей рр. Ахурян, Мастара. Река Ахурян, начиная с отметки 1400 м (около с. Айкадзор) входит в глубокий каньон, в котором на протяжении 22 км имеет угол падения 16', далее до отметки 1250 м падение уменьшается до 10', после чего начинается постепенное увеличение падения реки и в отметках 1100—1020 м, в 5-километровом отрезке доходит 55'. Далее, Ахурян немного уменьшает свое падение и впадает в р. Араке (фиг. 2).

Долина р. Мастара на отметках 1300—1200 м приурочена к северной части Кармрашенского плато. В этой части долина выражена слабо и тальвег реки, в основном, отражает наклон поверхности покровных лав. Здесь, в 20-километровом отрезке река имеет угол падения 10—30'. Резкое увеличение углов падения (до 70') наблюдается в отметках 1060—1050 м и 970—930 м (1°25'). Далее падение реки постепенно уменьшается и долина сливается с поверхностью Араратской равнины (фиг. 2).

Начиная от с. Бозбур до разв. с. Карвансарай, Ахурян немного изменяет свое направление на ЮВ, но приобрести первоначальное направление не удается и она входит в ящикообразную долину. Водоразделом реки в этом отрезке являются невысокие холмы, бугры, увалы и другие мелкие возвышенности, и река начинает перерабатывать свое русло между этими возвышенностями и образует маленькие дуги, изгибы, повороты. От с. Кизк Ахурян резко поворачивает на запад и течет в этом направлении 3 км, приняв свой приток Дигор, делает резкий поворот и опять приобретает юго-восточное направление до с. Айрисфат.

Вышеописанная верхняя ступень Кармрашенского плато на юге структурным уступом (высотой 50—70 м и уклонами 3—8°) спускается в нижнюю ступень, расположенную на высотах 1020—1200 м, характеризуется беспокойным рельефом и имеет общее падение на В и СВ. Эта

ступень в свою очередь структурным уступом высотой 60—100 м спускается на Араратскую равнину.

Как известно, основные лавы покровного типа могут течь очень далеко по пологим и даже ровным поверхностям, образуя незначительные уклоны (до 3°). Увеличение уклонов или дислокация поверхности покровных лав отражает уже наклон субстрата или дизъюнктивное движение земной коры. Из этого следует, что вышеуказанные уступы в покровных лавах Кармрашенского плато отражают деформации подлавого субстрата, а ступени—денудационные поверхности различного возраста.

Совершенно иную картину представляет собой юго-западная часть плато, которая с трех сторон обрывается ущельями рр. Аракс и Ахуриан. Поверхность его имеет постоянную высоту в 1200—1250 м. Субстрат его обнажается в стенках ущелья р. Ахуриан и Аракс. Ахуриан, начиная от разв. с. Айрисфат, меняет свое направление на запад, а затем на ЮЗ и впадает в р. Аракс. Далее вместе с Араксом образует большую дугу, обтекая отмеченное плато. Глубина ущелья на данном отрезке составляет 100—200 м, мощность лавовых потоков 40—80 м. Интересные данные получают при анализе высот подошв лавовых покровов, которые фактически отражают высоту поверхности подлавого субстрата и прослеживаются вдоль ущелья от с. Покран до зим. Каракала. Высота подошвы у с. Покран составляет 1160 м, у с. Карабах—1140 м, напротив Багарана—1140 м, Ервандашата—1100 м, у с. Ушакерт (Шаварут)—1060 м, у пос. Отдельного совхоза начинается резкое падение подошвы с 1000 до 900 м (у Каракала). Из этих данных можно предположить, что подлавовый субстрат на юге, от с. Покран до пос. Отдельного совхоза имеет более или менее постоянную высоту (1160—1100 м), которая резко обрывается на отметках 1060—900 м. Все это указывает на поднятие субстрата на данном отрезке.

Итак, суммируя все эти данные относительно Кармрашенского плато, можно сделать следующие выводы:

1. В структурном отношении здесь выделяются две морфологические ступени; верхняя ступень представляет собой ровное, слабо деформированное плато, отражающее слабонаклонный, с падением на восток, характер подлаговой неплененизированной поверхности. Нижняя ступень характеризуется перовой поверхностью и имеет общее падение на СВ и В.

2. Крайний юго-западный отрезок плато представляет собой растущее антиклинальное поднятие, которое, как мы предполагаем, с востока разграничено разрывными нарушениями, проходящими по линии с. Покран (на севере)—Айрисфат—через плато, далее по безымянному сухому ущелью до с. Сурмели и погружается под пролювиально-делювиальные отложения предгорного шлейфа Араратской котловины (в Турции).

На севере Кармрашенское плато переходит в Талинское плато. Последнее сложено теми же андезито-базальтовыми покровными лавами,

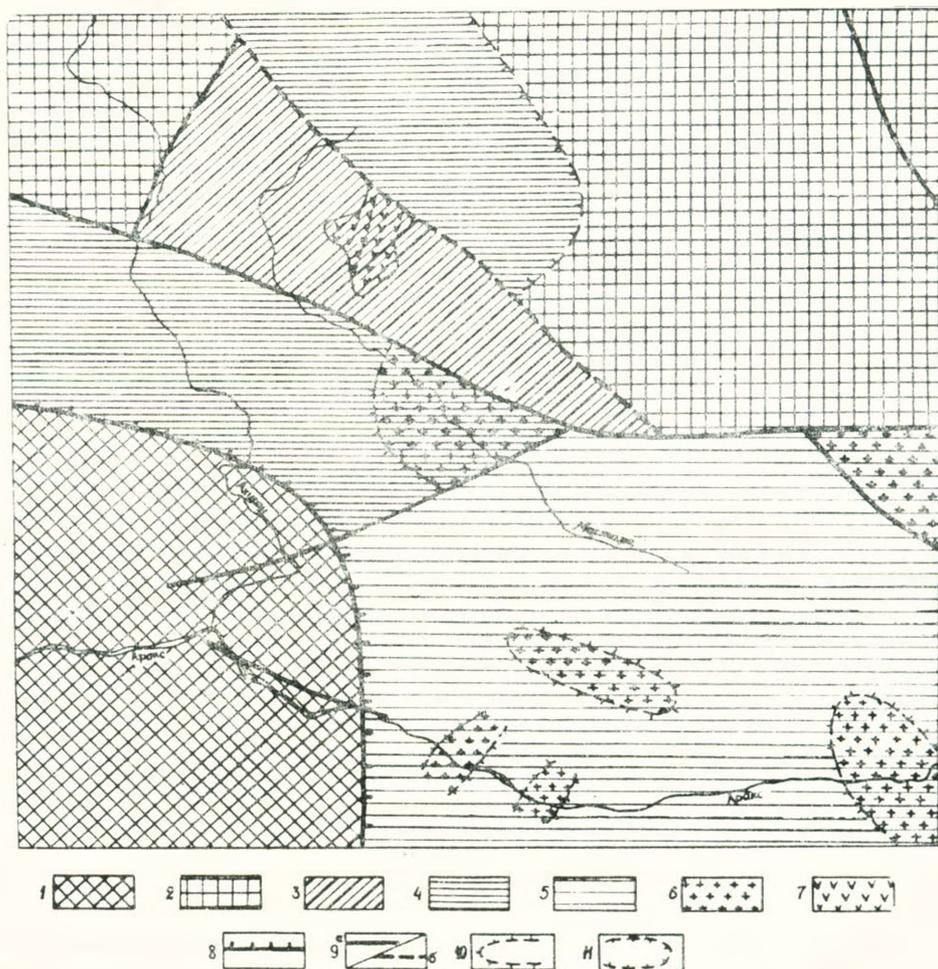
что и Кармрашенское, но его поверхность отличается более беспокойным характером. Бугристо-холмистые и глыбовые лавовые потоки, многочисленные шлаковые конусы, туфовые поля маскируют поверхность покровных лав, вследствие чего очень затрудняется выявление первичного характера поверхности покровных лав, которые забронировали складчато-глыбовый субстрат данного участка. Изучаемая нами территория охватывает южную часть плато, которое имеет тоже ступенчатое строение. Нижняя ступень расположена на высоте 1300—1400 м и фактически находится на том же гипсометрическом уровне, что и верхняя ступень Кармрашенского плато. Более высокое положение первого обусловлено аккумуляцией молодых лавовых потоков, которые увеличивают высоту нижней ступени Талинского плато на 100 м и более. Вторая ступень расположена на высоте 1500—1600 м и отделяется от нижней ступени структурным уступом, хорошо выраженным в рельефе восточной части Артевийского массива между сс. Борож и Кабахтапа.

В Талинском плато отсутствуют более или менее крупные речные долины, здесь в основном преобладают сухие V-образные и ящикообразные долины. Последние формируются в туфовых покровах и отличаются небольшими глубинами (до 20 м). Некоторые долины, сформировавшиеся в лавовых потоках, имеют довольно глубокий (100 м и более) эрозионный срез. Это долины левых притоков р. Мастара, начинающиеся в районе сс. Акко, Гялто и др. Долины, сформировавшиеся в краях и контактах лавовых потоков, по-видимому, в общих чертах отражают характер поверхности покровных лав и подлавого субстрата. На картосхеме преобладающих направлений наклона поверхности покровных лав и подлавого субстрата учтены направления всех вышеуказанных долин. Из этой схемы видно, что в Талинском плато доминирующими являются поверхности с наклоном на ЮЗ и Ю, частично на З, т. е. субстрат Талинского плато имеет общий наклон к долине р. Мастара. Здесь преобладают с.-в. и ю.-з. направления, которые пересекают основное направление долины р. Мастара под прямым углом. Последний простирается с СЗ на ЮЗ (фиг. 3).

На восток от Талинского плато, на высоте 950—1400 м расположено Шамирамское плато. Поверхность его сложена многочисленными шлаковыми конусами и лавовыми потоками. Широкое распространение имеют также выработанные туфовыми покровами многочисленные формы рельефа. Поверхность плато имеет общий наклон на Ю и ЮВ. В западной и южной частях переход плато на Араратскую равнину происходит постепенно и отчетливо не выражен в рельефе, а в ю.-з. части он отделяется от равнины пологими структурными уступами.

Благодаря анализу вышеуказанного фактического материала стал вырисовываться морфоструктурный план западной части Араратской котловины (фиг. 4).

1. Долина р. Араке до устья р. Ахурян имеет широтное направление и расположена между Карским плоскогорьем и Армянским хребтом. Южная, наиболее приподнятая часть Карского плоскогорья, по С. П.



Фиг. 4. Схематическая карта погребенных морфоструктур западной части Араратской котловины 1. Сводовое поднятие; 2. Растущее горстовое поднятие; 3. Слабое поднятие или приподнятое крыло прогибов (структурные террасы); 4. Унаследованные прогибы, испытывающие слабые поднятия в новейшем тектоническом этапе; 5. Унаследованные прогибы, испытывающие относительные опускания в новейшем тектоническом этапе; 6. Наложённые морфоструктуры, испытывающие активное поднятие; 7. Экструзивные массивы; 8. Разломы определяющие крупные морфоструктурные единицы (зафиксированные геоморфологически); 9. Разломы, определяющие морфоструктуры более низких порядков, а) геоморфологически установленные, б) предполагаемые; 10. Контуры поднятий; 11. Контуры опусканий.

Бальяну [1], в структурном плане представляет собой косо наклонный к северу горстообразный уступ (Сурб-Хач-Ягладжинский блок). Поверхность этого блока имеет общий наклон на юг и восток. Южно-Карское поднятие вместе с Армянским хребтом до новейшего тектонического этапа представляло единое, унаследованное сводовое поднятие (Араксинский свод), которое постепенно спускается на восток в Араратскую котловину и на северо-восток, в так называемое Дигорское опускание, ко-

торое хорошо фиксируется в правобережье р. Дигор серией структурных уступов в покровных лавых. В пределах свода долина р. Араке антецедентная, с глубиной эрозионного вреза 1000 и более метров и приурочена, по-видимому, к всевой зоне свода. Покровные лавы южной части Кареского плоскогорья, очевидно, имели более широкое распространение на юг и забронировали также северные склоны Армянского хребта, а долина р. Араке была приурочена к контактовой зоне покровных лав с Армянским хребтом. В дальнейшем, вследствие интенсивного неотектонического поднятия свода происходила активная регрессивная эрозия боковых притоков Аракса, которые постепенно сократили площадь покровных лав. Новейшее воздымание свода устанавливается также деформациями покровных лав южной части Кареского плоскогорья, которое по сравнению с другими аналогичными территориями характеризуется более пологими уклонами поверхности (до 10°) и часто выраженными уступами и дислокациями покровных лав. Общее падение покровных лав можно хорошо проследить в бровке ущелья р. Араке, где они обнажаются (мощностью 50—100 м), образовав отвесные стенки. Высота подошвы этих лав в западной части составляет 2000 м, а на востоке, уже в пределах Араратской котловины понижается до 1000 м. Как показывают геологические данные, в строении свода участвуют самые разнообразные породы мела, палеогена и неогена, собранные в различных антиклинальных и синклиналиных складках, оси которых имеют широтные и субширотные направления. Эти вторичные складки в новейшем неотектоническом этапе перестроились в один единый свод.

2. Западная часть Кармрашенского плато, как уже отметили, является растущим антиклинальным поднятием. Данное поднятие регистрируется в деформациях продольного профиля рр. Араке и Ахурян. Отдельные аномалии углов падения р. Араке в этом отрезке, по-видимому, связаны с подвижками вторичных деформаций, которые частично наблюдаются в ущелье Аракса и вскрыты глубокими буровыми скважинами. Данная морфоструктура с востока ограничена крупным региональным разломом, проходящим вдоль р. Дигор—разв. с. Кизэк—г. Кашкарт, далее простирается на ЮЗ до р. Араке, пересекая его в районе с. Тураби и продолжается на юг.

3. На северо-восток от Аракенского свода расположено Дигор-Нижнеахурянское опускание, которое совпадает с Артенским унаследованным прогибом (выделено на тектонической карте Арм. ССР, 1968) или Баграванской мульдой (выделена Дж. А. Оганесяном, 1970). В пределах этой морфоструктуры наблюдается уменьшение углов падения р. Ахурян и глубины эрозионного среза. Здесь преобладают субширотные направления долин, отражающие, по-видимому, общее направление палеодолины р. Ахурян, которая соединялась с Араратским прогибом и вместе с ним представляла единое понижение.

4. В районе пос. Каракерт (Кармрашен) морфометрические и морфографические показатели рельефа указывают на наличие поднятия подлавого субстрата. Здесь наблюдается резкое увеличение углов паде-

ния тальвега р. Мастара, углубление ее долины (до 20 м) и деформации покровных лав в виде уступов и флексуобразных изгибов.

5. К СВ от Дигор-Нижнеахурянского опускания, в левобережье р. Мастара расположен еще один участок, испытывающий новейшие воздымания. Этот участок имеет слабое падение на ЮЗ и разграничен от Дигор-Нижнеахурянского опускания геоморфологически выраженным крупным разломом, простирающимся вдоль р. Мастара на СЗ, пересекающим р. Ахурян и продолжающимся в Кареском плоскогорье. В этой части разлом приурочен к безымянной сухой долине, которая соединяется с долиной р. Ахурян в районе разв. с. Азаджух.

6. Северо-западным продолжением отмеченного поднятия является другой выступ субстрата, который установлен также геофизически [5]. Этот выступ представляет собой довольно крупный наложенный горст, отделяющий Дигор-Нижнеахурянскую погребенную котловину от Ширакской котловины.

7. На восток от вышеуказанного поднятия, в центральной части Талинского плато, фиксируется довольно обширный участок относительно опускания или замедленного поднятия, совпадающий с так называемой Сабунчинской синклиналью. Поверхность ее занимают обширные котловинообразные равнины Дзитянкова и Мастары, выполненные пролювиально-делювиальными отложениями. Овражно-долинная сеть развита крайне слабо, глубинная эрозия отсутствует, происходит аккумуляция селевого материала из соседних территорий. Далее на восток расположено Арагацкое горстообразное поднятие, отчетливо выраженное в рельефе.

8. Дно Араратской котловины в структурном плане представляет собой синклиналь-грабен, выполненный озерно-речными и другими отложениями. Анализ продольного профиля р. Араке показывает, что субстрат котловины имеет сложное строение. На общем фоне опускания мы имеем ряд участков, испытывающих в современном этапе тенденцию поднятия, три из которых фиксируются в продольном профиле р. Араке, а четвертое отражено на поверхности котловины в виде останцев, представляющих фрагменты поверхности дислоцированных покровных лав в форме вытянутых увалов или холмов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Получила 20.III.1974.

Ն. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ԳԳԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ԱՐԵՎԵՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ՔՈՂԱՐԿՎԱԾ
ՄԱՐՅՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒԲԱՆԵՐԻ ՄԱՐՅՈՂՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Կոմպլերս մորֆոմեարիական և մորֆոգրաֆիական մեթոդների կիրառմամբ աշխատել ենք բացահայտել սելիեֆի կապը քոլարկված կառուցվածքների հետ, վեր հանել և քարտեզագրել Արարատյան գոգավորության արև-

մրտյան մասի մորֆոստրուկտուրային միավորները: Մորֆոլոգիական վերլուծության շնորհիվ հնարավոր եղավ անշատել մի շարք մորֆոստրուկտուրաներ. Արաքս գետի հովիտը մինչև Ախուրյանի հետ միանալը, Կարսի սարահարթի հարավային մասի և Չայկական պարի հետ միասին ներկայացնում է միասնական կամարածե բարձրացում (Արաքսյան կամար): Վերջինիս օրգանական մասն է կազմում Կարմրաշենի սարավանդի ծայր արևմտյան մասը, որի հիմքը իրենից ներկայացնում է հորստածե աճող բարձրացում: Արաքսյան կամարից հյուսիս-արևելք տարածվում է Դիգոր-Ստորին Ախուրյանի իջվածքը, որից հյուսիս-արևելք ընկած է նորագույն բարձրացման մի տեղամաս: Վերջինից դեպի հյուսիս-արևմուտք գտնվում է քողարկված սուբստրատի մեկ այլ բարձրացված բեկոր, որը Դիգոր-Ստորին Ախուրյանի իջվածքը անջատում է Շիրակի գոգավորությունից: Քալինի սարավանդի կենտրոնական մասում հաստատվում է բավականին ընդարձակ հարաբերական իջեցման տեղամաս, որից արևելք տեղադրված է Արագածի հորստածե բարձրացումը: Արարատյան դաշտի ծալրա-բեկորային հիմքը ունի տարասեռ կառուցվածք: Գոգավորության ընդհանուր հարաբերական իջեցման հետ մեկտեղ առկա են մի շարք ավելի փոքր կարգի մորֆոստրուկտուրաներ, որոնք ժամանակակից տեկտոնական էտապում ենթարկվել են բարձրացման:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. «Митк», Ереван, 1969.
2. Габриелян А. А., Буриштар С. С. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Арагатской котловины и смежных районов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1967.
3. Габриелян А. А., Аджамян А. И. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. «Митк», Ереван, 1968.
4. Оганесян Дж. А. Некоторые вопросы тектоники Арагатской котловины в связи с проблемой нефтегазоносности. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1970.
5. Оганесян Ш. С., Акопян Ц. Г., Асатрян Р. Г. и др. Результаты геофизических исследований и направление дальнейших работ на нефть и газ в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1967.

УДК 551.481.1

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

СОЛЕННОСТЬ ВОД ОЗЕРА СЕВАН И ЕЕ БУДУЩЕЕ

Озеро Севан—уникальный водный объект в мировой лимнологии. С 30-х годов текущего столетия для целей орошения и энергетики были использованы вековые запасы воды озера и за прошедшие четыре десятилетия уровень озера понизился на 17 метров. Севан стал естественной лабораторией, где можно было изучать ряд вопросов, связанный с понижением базиса эрозии, в том числе и солевой баланс.

После сдачи в эксплуатацию туннеля Арпа-Севан примерно 250—270 млн м³ воды ежегодно будет переброшено в бассейн Севана, и установится новый солевой баланс.

Рассмотрим естественный солевой баланс до использования вековых запасов воды. Воды рек Севанского бассейна имеют очень малую и малую минерализацию—50—250 мг/л. Многолетний среднемесячный ионный сток рек подсчитан нами на основании среднемесячной минерализации и жидкого стока по отдельным рекам. Среднегодовой же ионный сток получен сложением среднемесячных данных (табл. 1).

Таблица 1

Ионный сток рек бассейна озера Севан

Река, пункт наблюдения	Площадь водосбора км ²	Минерализация мг/л	Жидкий сток млн м ³	Ионный сток т	Показатель ионного стока т/км ²
Дзыкнагет — с. Цовагюх	85	152	32,8	3650	43,0
Джил — Джил	10	247	2,4	670	67,3
Масрик — с. Большая Мазра	685	167	113,0	22210	32,4
Карчахпюр — с. Карчахпюр	116	114	21,7	2590	22,3
Варденик — с. Варденик	110	80	50,7	3390	30,8
Аргичи — с. 1 еташен Верин	306	124	147,0	15840	51,7
Гаварагет — с. Норатус	467	196	111,0	2213	47,3
Итого 7 бассейнов	1779	147	478	70480	39,6
Остальная неизученная часть бассейна	1671	147	249	36600	22,0
Севанский бассейн в целом	3450	147	727	107800	31,0

Как показывает таблица 1, ионный сток изученных бассейнов, вместе взятых, составляет 70480 т со средним показателем ионного стока 39,6 т/км². Бассейн указанных 7 изученных рек, вместе взятых, состав-

ляет 1779 км², т. е. 61% всего бассейна, однако дает 66% жидкого стока и 65% ионного стока. Остальная часть бассейна в 1671 км² (49% площади) не имеет значительных рек, порою местами бессточна и жидкий сток в этой части составляет 249 млн м³, т. е. 34% суммарного жидкого стока и дает 34% ионного стока—36700 т. Это объясняется тем, что некоторые части бассейна, в частности северная половина Гегамского хребта, покрыты четвертичными глыбовыми лавами, где нет поверхностного стока и стока. Здесь происходит инфильтрация атмосферных вод и часть из них разгружается прямо в озеро. К неизученной части бассейна относятся северо-восточные районы, где только на р. Джил берутся пробы воды на химический анализ. Хотя поверхностный жидкий сток небольшой, но благодаря сравнительно высокой минерализации воды показатель ионного стока сравнительно большой. Таким образом, неизученная часть бассейна на площади 1671 км² имеет средний показатель ионного стока в 31 т/км².

Кроме ионного стока рек, другим источником солей оз. Севан являются атмосферные осадки. Наши исследования совместно с О. А. Бозояном [2] показывают, что в среднегорном поясе Армянской ССР минерализация атмосферных осадков достигает 50 мг/л, на оз. Севан—35 мг/л, т. е. ежегодно вместе с осадками в озеро поступает 17 тыс. т солей.

Как нами отмечено, среднегодовая минерализация речных вод притоков озера Севан составляет 147 мг/л, однако озерная вода, по данным 500 анализов, имеет минерализацию в 725,6 мг/л. Сравнительно высокая минерализация озерных вод связана с испарением. Озеро было бы больше минерализованным (как озеро Ван), если бы оно было бессточным. Из озера вытекает р. Раздан с годовым стоком 50 млн м³ (с минерализацией воды 725,6 мг/л), фильтрацией озеро расходует 85 млн м³. Таким образом солевой баланс озера Севан будет таков (табл. 2).

Полученный нами баланс несколько отличается от баланса, составленного Р. Л. Лачиновой [4]. По Р. Л. Лачиновой, приходная часть баланса составляет 111,7 тыс. т, расходная—96,7 тыс. т, разность—15 тыс. т. Ниже мы увидим, что разность прихода—расхода в 15 тыс. т недостаточна для образования карбонатной коры и одновременного увеличения минерализации за последний период в 3—5 тысяч лет. Наши данные в этом отношении очень близки к данным С. Я. Лятти [5].

Как показывают данные таблицы 2, баланс составленный нами, положительный, ежегодно 27 тыс. т солей аккумулируются в озере, увеличивая минерализацию воды. Однако, учитывая огромную массу воды озера, увеличение минерализации должно идти медленно. Изучение химизма озера начиналось с конца прошлого века и за прошедший небольшой период невозможно было уловить увеличение минерализации воды. Кроме этого увеличение минерализации препятствует выпадение в осадок карбонат-кальция.

Сопоставление химического состава воды озера и притоков показывает, что воды притоков принадлежат к гидрокарбонатному классу, груп-

Таблица 2

Солевой баланс озера Севан

Составляющие баланса	Сток	
	воды млн м ³	солей тыс. т
Приходная часть		
1. Приток рек (вместе с ирригационной водой)	727	108
3. Осадки на озеро	493	17
Итого	1220	125
Расходная часть		
1. Поверхностный сток	50	36,3
2. Подземный сток	85	61,7
Итого	135	98,0
Разность приход-расход		-27

не кальция, между тем озерная вода—гидрокарбонатному классу, группе магния. Если в речных водах кальция больше магния в 3,1 раза, то в озерной воде магния больше кальция в 2 раза. Это явление легко объяснимо, учитывая образование карбонатных отложений на дне озера. В осушенных частях на скальных породах образован слой карбоната кальция в несколько сантиметров, местами прибрежные материалы сцементированы известью.

При составлении солевого баланса оз. Севан Р. Л. Лачинова [4] исходит из того, что первоначальный уровень был на высоте 1916 м с вековыми запасами воды $58,5 \cdot 10^9$ м³. Однако палеогеографический анализ прибрежной части озера дает нам основание полагать, что уровень озера в бронзовом веке был ниже уровня 30-х годов текущего столетия не менее, чем на 18—20 м. Об этом свидетельствуют недавно открытые могильники на дне озера у с. Мчашен.

Бесспорным является тот факт, что в период заложения могильников стока из Севана не было и сток образовался не более 2000 лет тому назад и минерализация в 725,6 миллиграммов на литр достигла именно в этот период. С образованием поверхностного стока через р. Раздан увеличение минерализации шло очень медленно. Первоначальную минерализацию озерной воды в момент повышения уровня мы не знаем. Полагаем, что она не могла быть очень высокой, т. к. в озере обитают пресноводные представители фауны. Отсюда мы делаем вывод о том, что для образования карбонатных отложений на дне озера и одновременно-го повышения минерализации до 725,6 мг/л нужен был резко выраженный положительный баланс солей, не менее 25 тыс т/год. Положитель

ный баланс в 15 тыс. т. подсчитанный Р. Л. Лачиновой, не обеспечил бы современную минерализацию воды озера.

После понижения уровня озера были использованы вековые запасы озера примерно 26 млрд м³ и вместе с водой из Севана было вынесено около 19 млн т солей. Из 42 млн т вековых запасов солей в озере осталось 23 млн т. Теперь рассмотрим солевой баланс будущего и как изменится минерализация воды.

Таблица 3

Водный и солевой балансы озера Севан в будущем		
Составляющие баланса	Сток	
	воды млн м ³	солей тыс. т
Приходная часть		
1. Приток рек	727	108
2. Осадки на озеро	493	17
3. Переброска вод	270	35
Итого	1490	160
Расходная часть		
1. Поверхностный сток	450	327
2. Подземный сток	18	13
Итого	468	340
Разность приход-расход		—180

Как показывает таблица, расходная часть солевого баланса будет на 180 тыс. т больше приходной, что приведет к уменьшению минерализации озерной воды.

Через 10 лет при отрицательном балансе солей на 180 тыс. т в год из общего количества солей в озере останется 21,2 млн т и минерализация понизится с 725,6 мг/л до 674 мг/л. В следующем десятилетии через 20 лет при отрицательном балансе солей в 145 тыс. т. в год в озере останется 19,7 млн т солей с минерализацией воды 627 мг/л. Подсчеты показывают, что через 50 лет минерализация воды озера будет не больше 470—490 мг/л. С хозяйственной точки зрения это весьма желательное изменение.

Теперь есть тенденция повысить уровень озера на 3—4 метра. В таком случае необходимо будет перебрасывать воды и из других бассейнов или мало выпускать воды из озера. Это еще более понизит минерализацию, что является благоприятным фактором в хозяйственном использовании этих вод не только для орошения, но и в коммунальном хозяйстве. Ныне водоснабжение городов Советской Армении и, в частности города Еревана, является проблематичным. Непрерывное уменьшение

минерализации воды озера Севан создаст яркую перспективу и через полвека, по крайней мере во второй половине XXI века, возможно будет использовать севанские воды для водоснабжения городов.

Ереванский государственный
университет

Поступила 5.V.1975.

Հ. Կ. ՉԱՐՄԵԼՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՋՐԻ ԱՂԻՌՔՅՈՒՆԸ ԵՎ ՆՐԱ ԱՊԱԳԱՆ

Ո Ւ Վ Ո Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Սևանի ափագանի գետաչրերը ունեն շատ փոքր և փոքր միներալացում՝ 50—250 մգ/լ, միջինը՝ 147 մգ/լ: Գետերի իոնական հոսքը կազմում է 108 հազ. տ, իոնական հոսքի ցուցանիշն է 31 տ/կմ²: Սթնուրտային տեղումների միջոցով Սևանի վրա թափվում է 17 հազ տ. աղեր, աղային հաշվեկշռի մուտքը կազմում է 125 հազ տ: Ելքը նախքան մակարդակի իջեցումը՝ 98 հազ. տ, ստորերրությունը կազմում է 27 հազ. տ, որի պատճառով ջրի միներալացումն աճում է և աղերի մի մասը նստում է լճի հատակին որպես կրաքար:

Լճի մակարդակի արհեստական իջեցման հետևանքով լճից բաց թողնվեց 24 մլրդ մ³ ջուր և 19 մլն տ. աղեր: Արփա—Սևան ջրատարի կառուցումից հետո Արփայի ջրերի մի մասը 270 մլն տ սարեկան տեղափոխվելու է Սևան, որի հետևանքով կհաստատվի նոր աղային հաշվեկշիռ՝ մուտքը 160 հազ. տ, էլքը՝ 340 հազ. տ, տարբերությունը՝ 180 հազ. տ ունենալ աստիճանաբար փորացնելու է լճի ջրի միներալացումը: 10 տարի անց միներալացումը 725,6 մգ/լ-ից դառնալու է 674 մգ/լ, 20 տարի հետո՝ 627 մգ/լ: 21-րդ դարի երկրորդ կեսին Սևանի ջրերի միներալացումն իջնելու է մինչև 470 մգ/լ, որը նպաստավոր հանգամանք է ջրերի տնտեսական օգտագործման ճանապարհին և հնարավոր կլինի նրանք օգտագործել քաղաքների ջրամատակարարման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян Г. К., Петросян А. П., Матевосян Ф. С. О биогенном образовании карбонатной коры выветривании вулканического нагорья Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, биологические науки, т. XVIII., № 7, 1965.
2. Габриелян Г. К., Бозоян О. А. О химическом составе атмосферных вод вулканического нагорья Армянской ССР. Вестник МГУ, серия география, № 5, 1961.
3. Лачикова Р. Я. Гидрохимическая характеристика озера Севан и его бассейна. Гидрохимические материалы, т. LI, Л., 1969.
4. Лачикова Р. Я. Водный и солевой баланс озера Севан. Гидрохимические материалы, т. LI, Л., 1969.
5. Лятти С. Я. Гидрохимический очерк озера Севан. Мат. по исследованию озера Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 2, 1932.
6. Мхитарян А. М., Алексанворян Г. А., Аталя Э. А. Водный баланс озера Севан. Результаты комплексных исследований по севанской проблеме т. I, Метеорология и гидрология. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1961.

УДК 556—512

М. С. ТОРГОМЯН, Б. П. МНАЦАКАНЯН

К ВОПРОСУ СОСТАВЛЕНИЯ ВОДНОГО БАЛАНСА ВОДОСБОРОВ МАЛЫХ ПРИТОКОВ ГОРНЫХ РЕК (на примере бассейна р. Воротан)

За последнее время воднобалансовые исследования и расчеты получили значительный размах, особенно по большим речным водосборам [1, 2]. Они имеют как научно-методическое, так и практическое значения. Установление величины отдельных элементов водного баланса (осадки, испарение, сток) позволяют выявить не только их взаимосвязь и соотношение, но и природу их образования.

Наличие среднесуточных водных балансов позволяет далее рассчитывать волные балансы за отдельные годы, сезоны и месяцы и произвести оценку ожидаемого изменения в ту или другую сторону воднобалансовых соотношений в результате планового осуществления хозяйственных мер в каждом отдельном водосборе и по основной реке. Важное значение имеет при этом выяснение величин местного стока, уходящего из малого бассейна в основную реку, т. е. направление подземного стока и степень водообмена между отдельными участками водосбора, а также роль отдельных притоков в формировании стока по основной реке.

Так как в горных условиях каждая главная река состоит из многочисленных малых притоков, имеющих самое разнообразное условие формирования воднобалансовых соотношений, то изучение водных балансов этих притоков дает возможность оценить их отдельные составляющие и установить взаимосвязь между ними по общему водосбору. Водный баланс по отдельным речным бассейнам дает представление также о формировании стока в различных частях водосбора, особенно, для малых неизученных водосборов и возможность более точного определения водных балансов по замыкающим створам.

Объектом для исследования водных балансов малых водосборов был принят бассейн р. Воротан—одного из наиболее крупных левых притоков р. Аракс, расположенного в юго-восточной части республики. Этот бассейн имеет почти все разнообразие климатических, гидрогеологических, почвенно-растительных и др. особенностей, наблюдающихся и в остальных речных бассейнах по р. Аракс.

Площади выбранных 35 малых водосборов по р. Воротан колеблются для 12 водосборов до 30 кв. км, для 9 водосборов—30—50 кв. км, для 8 водосборов—50—100 кв. км, для 5 водосборов—100—200 кв. км, 1—более 300 кв. км.

Средневысотная высота рассматриваемых водосборов колеблется от 1500 до 2810 м, густота речной сети также меняется в больших пределах—от 0,17 до 1,45 км/км². Лесистость в водосборном бассейне распро-

странена неравномерно, наибольшую лесистость имеет бассейн р. Татев (11% от общей площади). В некоторых бассейнах она изменяется от 1 до 6%, а в остальных бассейнах она вообще отсутствует. Распаханность в водосборах колеблется в широких пределах—от 5 до 25% от общей территории водосбора. Указанное разнообразие изменения основных характеристик учитывается при оценке их влияния как на величину речного стока, так и на остальные элементы водного баланса.

Для воднобалансовых расчетов большое значение имеют также почвенно-растительные особенности исследуемого объекта. Наибольшее распространение в бассейне р. Воротан имеют горно-луговые почвы (верховье р. Воротан с притоками Далигет, Арыглыгет, отчасти р. Сиснан и др.). В нижних участках бассейна р. Сиснан (в районе г. Сиснан) распространены горные черноземы, а в нижних частях бассейна р. Воротан—горно-лесные почвы. Растительность бассейна р. Воротан преимущественно луговая, в районе г. Сиснан имеется степная растительность, в нижнем течении бассейна распространена лесная зона. Лес в основном состоит из деревьев дуба, бука и граба. Менее распространены грабшник, сосна, ясень, клен, ильм и др.

На основе детального анализа картографических и гидрографических материалов с учетом приведенных выше местных физико-географических и других особенностей водосборных бассейнов притоков р. Воротан в пределах Армянской ССР выделены 12 характерных областей формирования воднобалансовых соотношений и по ним составлены все необходимые показатели (табл. 1).

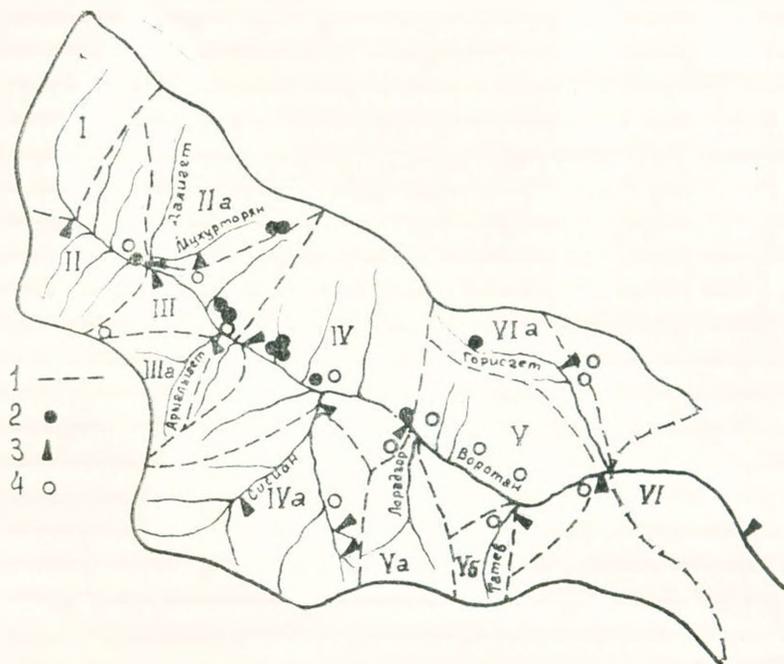
При обосновании самостоятельных областей питания стоком проведен также специальный анализ по гидрогеологическим особенностям рассматриваемого бассейна с точки зрения инфильтрационных способностей пород, расположенных на вулканическом нагорье. В бассейне р. Воротан большое распространение имеют сильнопроницаемые породы (вся левобережная часть водосбора, начиная от притока Далигет до впадения р. Горисгет), что способствует интенсивной инфильтрации атмосферных осадков. По данным работы [3], в бассейне р. Воротан потоки подземных вод связаны с обширным (935 кв. км) лавовым покровом Карабахского нагорья, где средний суммарный дебит 225 родников равен $5,63 \text{ м}^3/\text{сек}$, а средний модуль глубокого стока здесь составляет около $6,5 \text{ л}/\text{сек км}^2$. Эти инфильтрационные воды выходят в средних и нижних течениях рек в виде мощных родников (Базарчайские, Ангехакотские, Шакийские, Сиснанские, Зерзерские группы и др.), дренируются реками и в нижнем створе (с. Кубатлы) имеется совпадение модуля полного и речного стока.

В результате учета всего комплекса факторов, влияющих на формирование различных видов стоков, составлена схематическая карта гидрографической сети бассейна р. Воротан с указанием выделенных областей, мест выхода крупных родников, створов гидрометрических наблюдений и пунктов измерения атмосферных осадков (фиг. 1).

Таблица 1

Показатели областей формирования водного баланса бассейна р. Воротан

Область	Площадь, кв. км				Н _{ср} м	i ⁰ / ₀₀	Распахан- ность - %	Заселен- ность %	Густота речной сети	Число притоков	Гидрогеологическая характеристика пород
	водосбо- ра	стокообразующего		бессточ- ного							
		речного	подзем- ного								
I	150	115	20	15	2760	183	5	—	0,74	1	водообильные
II	221	201	0	20	2525	250	2	—	0,71	5	слабоводоносные, пестрые
II, а	136	91	40	5	2780	127	10	—	0,63	1	водообильные
III	188	50	113	25	2250	186	41	—	0,32	3	водообильные, средневодообильные
III, а	92	88	0	4	2310	224	25	1	0,75	2	слабоводоносные
IV	383	65	275	43	2280	220	10	—	0,27	7	средневодообильные, водообильные
IV, а	380	315	40	25	2300	297	10	1	0,85	7	слабоводоносные, слабопроницаемые
V	268	25	198	45	2300	190	13	—	0,15	1	средневодообильные
V, а	118	110	0	8	2320	438	15	4	0,94	2	слабоводоносные, слабопроницаемые
V, б	84	79	0	5	2140	404	20	11	1,02	2	слабоводоносные, пестрые
VI	215	67	33	115	1550	210	15	—	0,31	3	слабоводоносные, слабопроницаемые
VI, а	85	60	20	5	2180	324	20	5	0,57	1	средневодообильные
Итого	2320	1266	739	315	2190	—	—	—	—	35	



Фиг. 1. Схематическая карта гидрографической сети бассейна р. Воротан. 1—выделенные области, 2—места выходов крупных родников, 3—створы гидрометрического наблюдения, 4—пункты измерения осадков.

Необходимо отметить, что бассейн р. Воротан отличается достаточной полнотой данных по изученности стоков, осадков и испарения. Кроме того здесь естественные условия формирования водного баланса незначительно нарушены хозяйственной деятельностью и, следовательно, увязку между отдельными элементами этого баланса можно осуществить сравнительно объективно.

В работе проанализирована также густота речной сети. Как известно, она с некоторым приближением характеризует гидрогеологическую особенность водосборов. Так, если в правобережных притоках рр. Арыглыгет, Сиснан, Лорадзор, Татев и др., находящихся в зоне слабопроницаемых пород, коэффициент густоты речной сети меняется в пределах $0,8—1,4 \text{ км/км}^2$, то в бассейнах левых притоков р. Воротан, расположенных в зоне сильнопроницаемых пород, величина этого коэффициента находится в основном в пределах $0,17—0,30$ и в редких случаях доходит до $0,5 \text{ км/км}^2$.

При установлении структуры водного баланса малых водосборов некоторой трудностью является определение речного стока неизученных притоков. Для оценки полного (зонального) стока, в том числе и речного стока, водосборов здесь использованы различные подходы и способы. В частности, использован учет баланса стоков и изменение их величины для разных створов средних рек путем увязки стоков по главной реке. В работе использованы возможности баланса вод, с проверкой данных по

речному стоку от верхних изученных створов до нижних створов и наоборот. Одновременно для каждого малого бассейна использованы средневзвешенная высота водосборов, морфологические характеристики, растительный покров, гидрогеологическая особенность и др. (табл. 1).

Исследованием установлено, что в верховье бассейна р. Воротан—с. Кошабулах ($F=150$ кв. км., $H_{\text{ср}}=2760$ м) и в нижнем створе р. Воротан—с. Кубатлы ($F=2320$ кв. км., $H_{\text{ср}}=2190$ м) имеется совпадение величины полного и речного стока. Учитывая эту особенность, построен график связи модуля естественного полного стока с средневзвешенной высотой водосборов. На основе этого графика определена норма модуля полного стока для остальных створов и малых притоков. По рекам, имеющим несовпадение поверхностного и подземного водоразделов, точки по-разному расположены от расчетной линии графика. Водосборы, где имеется отток воды подземным путем в другие бассейны, точки расположены левее от этой линии и, наоборот, при случае подземного притока из другого бассейна в данный.

При определении речного стока большое внимание было уделено также гидрогеологической характеристике водосборов. Полный (зональный) сток ($Q_{\text{пол}}$) определен по установленным величинам r и E , используя уравнение среднемноголетнего водного баланса.

$$\bar{Q}_{\text{пол}} = \bar{r} - \bar{E}. \quad (1)$$

Здесь \bar{r} — атмосферные осадки, \bar{E} — суммарное испарение, а $\bar{r} - \bar{E}$ — и представляет сумму поверхностного, подземного и глубокого стока:

$$\bar{r} - \bar{E} = \bar{Q}_{\text{пов}} + \bar{Q}_{\text{пол}} + \bar{Q}_{\text{гл}}. \quad (2)$$

Глубокий сток, в свою очередь, определяется

$$\bar{Q}_{\text{гл}} = \bar{Q}_{\text{пол}} - \bar{Q}_{\text{реч}}, \quad (3)$$

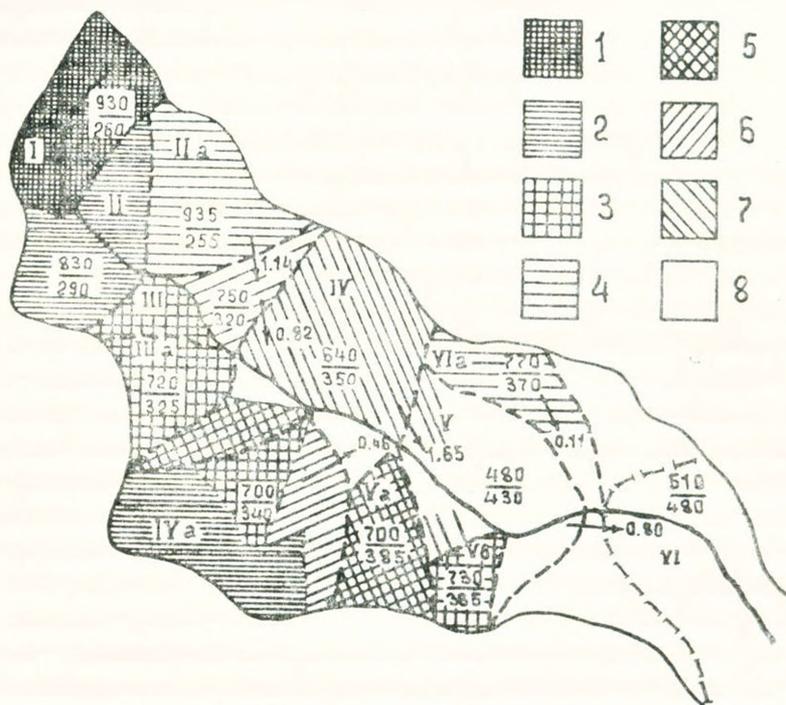
где $\bar{Q}_{\text{реч}}$ — речной сток.

При определении элементов, выраженных формулами 1—3, по возможности учитывались те характеристики, которые больше влияют на величину того или иного элемента.

Гидрогеологическая особенность бассейна в некоторой степени характеризует также и коэффициент речного стока. Для одной и той же высоты водосбора, но для разных гидрогеологических районов коэффициент среднемноголетнего годового речного стока меняется в больших пределах—от 0,40 до 0,70 для бассейнов правого берега и 0,10—0,25 для притоков левого берега. Территориальное распределение коэффициента среднемноголетнего годового речного стока для малых притоков р. Воротан приведено на фиг. 2.

По выражению (1) можно провести балансовую оценку водных ресурсов для отдельных изученных притоков, пользуясь уравнением

$$\bar{Q}_{\text{пол}} = \bar{Q}_{\text{реч}} + \bar{Q}_{\text{гл}}. \quad (4)$$



Фиг. 2. Карта коэффициента среднемноголетнего годового стока притоков р. Воротан. $\frac{935}{55}$ — в числителе осадки, в знаменателе испарение, $\rightarrow 1,65$ отток с данного водосбора подземным путем в м/сек, 1—при коэффициенте 0,8—0,7; 2—0,7—0,6; 3—0,6—0,5; 4—0,5—0,4; 5—0,4—0,3; 6—0,3—0,2; 7—0,2—0,1; 8—0,1—0,0.

Здесь довольно точно определяется $\bar{Q}_{\text{реч}}$, т. к. точность этого элемента обеспечивается наличием довольно густой сети гидрометрических станций и постов (более 15) [4]. По уравнению баланса вод (3) вычислена глубокая инфильтрация ($\bar{Q}_{\text{гл}}$), которая в пределах бассейна р. Воротан (левобережная часть бассейна) имеет большое значение.

Для выявления структуры баланса вод и взаимосвязи между поверхностными и подземными стоками проведено расчленение гидрографа по обычной методике. Учитывая особенности бассейна р. Воротан, речной сток разделен на поверхностный и подземный составляющие. Полученное при этом значение подземного составляющего контролировано дебитом родников, выходящим в пределах водосборного бассейна и гидравлически не связанным с рекой.

Атмосферным осадкам (приходной части водного баланса) уделено большое внимание, используя карту осадков, приведенную в работе [4] с учетом всех видов поправок. Непосредственно в бассейне р. Воротан атмосферные осадки измерялись в 14 пунктах (на каждый 60 кв. км территории приходится один осадкомер). В рассматриваемом бассейне проявляется связь между количеством осадков и высотой местности. С увеличением отметки местности осадки, как правило, возрастают. Однако в зависимости от закрытости территории горными хребтами наблюдается

также обратная картина. Так, например, если в гор. Сисиане, находящемся на высоте 1580 м над уровнем моря (закрытый участок), выпадает за год в среднем 356 мм осадков, то в гор. Горнсе (участок открытый для проникновения воздушных масс), находящемся на высоте 1396 м, выпадает почти в два раза больше осадков (705 мм).

Восточные склоны Зангезурского хребта подвержены вторжению влагоносных масс и поэтому основная часть влаги здесь задерживается на высоте 1500—1600 м, что является основной причиной увеличения слоя стока притоков, расположенных на нижних течениях р. Воротан.

В работе сделана попытка оценить ту величину атмосферных осадков, которая непосредственно участвует в стокообразовании. Очевидно, что при воднобалансовых расчетах большое значение имеет определение количества осадков, которое перехватывается растительностью и потом расходуется на так называемое «непродуктивное испарение». Используя литературные данные [1] и некоторые наблюдения, проведенные в бассейне р. Мармарик, было установлено, что эта величина в годовом цикле может достичь чувствительного значения. Величина задержания осадков наибольшая, особенно в бассейнах рр. Татев, Лорадзор, Горнсет и др., где кроме леса хорошо развит и травяной покров. При составлении водного баланса этих бассейнов учтены величины задержанных осадков.

Общая картина распределения слоя весеннего стока бассейна р. Воротан в основном соответствует распределению нормы сезонных (зимних и весенних) сумм атмосферных осадков, величина которых меняется в больших пределах. Доля же твердых осадков от общего в бассейнах р. Воротан меняется от 0,56 в верховьях до 0,15 в нижних участках водосбора. В бассейне р. Сисиан образуются значительные запасы снега, чем собственно и объясняется более высокий слой весеннего стока (около 450 мм) по сравнению с соседними речными водосборами.

Притоки р. Воротан имеют смешанное питание, т. е. снеговое, подземное и дождевое. Их соотношение для отдельных притоков резко меняется. Правобережная часть бассейна р. Воротан, где склоны гор сложены слабопроницаемыми породами, талые и дождевые воды стекают преимущественно по поверхности бассейна, менее обильна подземными водами. В период половодья здесь проходит 65—75% общего годового объема стока.

На долю подземного стока в бассейн р. Воротан приходится 30—50% общего стока, однако многие притоки р. Воротан питаются почти исключительно за счет подземных вод, как р. Шакигет. Приток р. Далiget, ручей Мухурторян также питается подземными водами; здесь выделяется группа родников, суммарный дебит которых составляет около 0,5 м³/сек.

На притоках р. Воротан в летний период года наблюдаются также селевые потоки. Возникновению их благоприятствуют крутизна склонов, лишенных растительного покрова, наличие обломочного материала и

т. д. Сели наблюдаются особенно в левой части бассейна р. Воротан, среднеактивным бассейном является р. Сисиан, а в остальных бассейнах сели наблюдаются очень редко.

Суммарное испарение с речных водосборов было рассчитано по предложенным методам, приведенным в работе [2]. Однако для отдельных водосборов эта методика не дает удовлетворительных результатов, поэтому и были учтены индивидуальные особенности каждого бассейна, используя также воднобалансовые соотношения. При определении суммарного испарения некоторое внимание уделено также ориентации водосборных бассейнов. Известно, что на склонах, имеющих южную ориентацию, испарение на 40—60% больше, чем на склонах, имеющих северную ориентацию. Количество суммарного испарения в бассейнах рр. Лорадзор, Татев и Горисгет увеличено на 10—15%, учитывая и задержанные осадки, идущие на испарение.

Интенсивная трещиноватость лав, пологий рельеф, мощные чингили, расположенные в левобережной части бассейна р. Воротан, обуславливают значительную инфильтрацию атмосферных осадков и поверхностных вод, а также увеличение суммарного испарения.

Путем применения принятых методических подходов к данной работе по каждому малому водосбору, приустьевым участкам, областям, замыкающим створам определены все основные элементы водного баланса. По некоторым притокам, расположенным в верхнем течении р. Воротан, результаты расчетов даны в табл. 2.

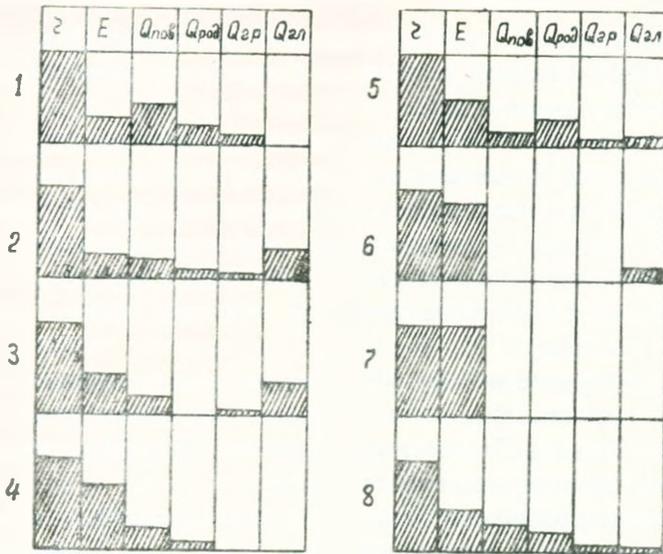
Структура водного баланса ввиду вышеупомянутых особенностей климата, рельефа, гидрогеологической характеристики, почвенного и растительного покрова меняется в больших пределах.

В верховьях бассейна (р. Воротан—с. Кошабулах, $H_{\text{ср}} = 2760 \text{ м}$) коэффициент испарения (Е/г) равен 0,28, коэффициент стока (Q/г)—0,72. Глубоководный водообмен между соседними водосборами отсутствует. В речном стоке 60% составляет поверхностный сток, 75% подземного стока состоят из родниковых вод.

Бассейн р. Далигет (р. Далигет—с. Борисовка, $F = 136 \text{ кв. км}$) расположен в районе сильнопроницаемых пород, где структура водного баланса имеет следующие особенности: коэффициент испарения составляет 0,27, коэффициент стока—0,44, а 29% из выпадающих атмосферных осадков идут на глубокую инфильтрацию. В зоне слабопроницаемых пород (бассейны рр. Арыгыгет, Сисиан) поверхностный сток преобладает над подземным стоком и составляет соответственно 87 и 76% от речного стока.

На фиг. 3 графическим путем приведены крайние структуры водного баланса притоков р. Воротан, которые еще раз подтверждают большое разнообразие характера питания стоком притоков р. Воротан, с дальнейшей детализацией-подземного стока на родниковый ($Q_{\text{род}}$) и грунтовый ($Q_{\text{г}}$).

При исследовании установлено также, что в бассейне р. Воротан стокообразующей площадью речного стока является 1266 кв. км или



Фиг. 3. Структуры характерных водных балансов притоков р. Воротан. 1—водосбор без глубокого стока; 2—с высоким глубоким стоком; 3—без родникового стока; 4—без подземного стока; 5—с высоким родниковым стоком; 6—без речного стока; 7—бессточная площадь; 8—водосборы на основной реке.

Таблица 2

Водный баланс некоторых водосборов малых притоков р. Воротан

Река—створ	F кв. м ²	H _{ср} м	Элементы баланса в мм				
			\bar{r}	\bar{E}	Q _{под}	Q _{реч}	Q _{гл}
Воротан — с. Кошабулах	150	2760	930	260	670	670	0
Султанлу — устье	55,9	2550	830	290	540	540	0
Гурчай — устье	24,0	2550	830	290	540	540	0
Сандухлу — устье	48,4	2525	815	295	520	520	0
Мадан — устье	26,0	2550	830	290	540	540	0
Мухурторян — с. Сарнакунк	46,3	2810	950	245	705	395	310
Далигет — с. Борисовка	136	2780	935	255	680	415	265
Аздабак — устье	33,0	2500	800	300	500	500	0
Приустьевые участки	34,0	2100	600	400	200	50	150
Сарнакунк — устье	13,7	2150	625	365	260	70	190
Без названия — устье	76,0	2400	750	320	430	165	265
Без названия — устье	61,7	2050	580	385	195	135	60
Арыглыгет — с. Шагат	92,0	2310	720	325	295	295	0
Шагат — устье	25,6	2250	680	350	335	335	0
Приустьевые участки	59,0	2000	550	450	100	35	65

55% общей площади, только подземный сток образуется на площади 739 кв. км или 32%, а 315 кв. км или 13% является бессточной областью.

Приведенные выше результаты исследования структуры среднегодового водного баланса малых водосборов позволяют на конкретном материале раскрыть гидрогеологические особенности горных территорий, что может иметь также определенное методическое значение вообще.

Մ. Ս. ԲՈՐԳՈՍՅԱՆ, Բ. Գ. ՄՆԱՅԱԿՍՅԱՆ

ԼՆՈՆԱՅԻՆ ԳԵՏԵՐԻ ՓՈՔԸ ՎՏԱԿՆԵՐԻ ԶՐԱՄԲԱՐՄԱՆ ԶՐԱՅԻՆ
 ՀԱՇՎԵԿՇՈՒ ԿԱԶՄՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋՈՒ (ՈՐՈՒՄԱՆ ԳԵՄԻ
 ջրավազանի օրինակով)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում ղևտային ջրավազանների ջրային հաշվեկշռի տարրերի մանրամասն անալիզի հիման վրա, հաշվի առնելով տեղական ֆիզիկա-աշխարհագրական պայմանները, ստացված է այդ տարրերի փոխադարձ կապը: Կիրառելով ջրային հաշվեկշռի հավասարումը և միաժամանակ ստուգելով գումարային հոսքի պահպանումն ըստ ստորգետնյա, վերգետնյա և խորքային բաղադրիչների, հնարավորություն է ստեղծված ըստ փոքր ջրավազանների համար կազմելու հաշվեկշռային հարաբերությունները և նրանց ստրուկտուրաները: Բերված մեթոդով հնարավոր է կատարել ջրային հաշվեկշռի հաշվարկներ այլ գետավազանների համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Гидрометеонздат, 1971.
2. Влаго- и теплообмен над водоемами и сушей в горных условиях. Под ред. А. М. Мхитаряна, Труды ЗаКНИГМИ, вып. 29 (35). Гидрометеонздат, 1969.
3. Гидрогеология СССР, том XI, Армянская ССР, под редакцией А. А. Тер-Мартirosяна, «Недра», 1968.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Под ред. А. П. Муранова, том. 9, вып. 2, Бассейн р. Аракс. Гидрометеонздат, 1973.

УДК 553.4.13

Г. А. МКРЧИЯН, С. В. МАРТИРОСЯН

О БЛИЖАЙШИХ ПЕРСПЕКТИВАХ РАЗВИТИЯ СЫРЬЕВОЙ
БАЗЫ АГАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эффективность разведочных работ зависит от правильного понимания геологических особенностей месторождения и его ближайших флангов. Это можно показать на примере Агаракского месторождения, где на основе детального изучения пострудной тектонической деятельности как по масштабу проявления, так и по плану деформации, представлялось возможным сделать предположение о продолжении зоны промышленного оруденения на север от рудного контура, ныне разрабатываемого. Краткое описание геолого-структурного строения месторождения следующее.

Месторождение приурочено к подосу сyenито-гранитов, простирающейся в субмеридиональном направлении, залегающей между двумя крупными разновозрастными интрузивными массивами—кварцевыми монитами на востоке и более молодыми гранодиоритами на западе. Сyenитограниты, как и прорывающий их шток гранодиорит-порфиров, на всей территории месторождения несут следы некалочно-интенсивных термальных и динамических воздействий, в результате которых породы разбиты густой сетью трещин, послуживших путями проникновения и отложения рудовосных растворов. Тектонические нарушения в пределах Агаракского месторождения по времени образования делятся на два основных типа: дорудные и пострудные.

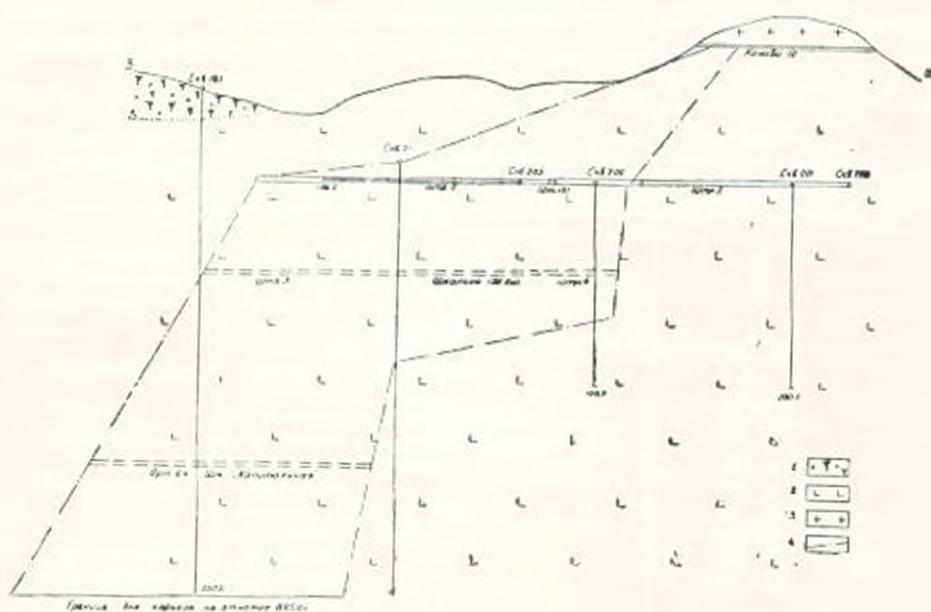
Агаракский разлом, являющийся крупным тектоническим нарушением, прослеживается среди гранодиоритов с субмеридиональным простиранием и падением на восток под углом 60—70° и представлен мощной зоной (до 100 м) раздробленных, перемятых пород с интенсивно развитой сопряженной трещиноватостью преимущественно с.-в. и с.-з. ориентировки. Другим крупным разрывным нарушением является Спетриевский разлом, прослеживающийся, в основном, по восточному экзоконтакту штока гранодиорит-порфира с сyenито-гранитами и морфологически представлен зоной дробления мощностью до 5 м северо-восточного простирания с падением на запад при углах 35—75°. По времени образования Спетриевский разлом является пострудным нарушением избросе-сдвигового характера с значительной вертикальной составляющей.

Помимо отмеченных структурных дислокаций, играющих важную роль в формировании пород и локализации оруденения, на месторождении выделяются тектонические нарушения, являющиеся более поздними, в результате которых рудовмещающие породы подверглись интенсив-

ному дроблению. К их числу можно отнести также систему крупных тектонических нарушений близипротянутого простирания с падением как на север, так и на юг под углами $70-80^\circ$, разбивающую месторождение на крупные блоки.

Предполагалось, что на этих нарушениях северная часть рудного тела, образующая Северный участок месторождения, смещена на запад. В качестве доказательства имеющего место смещения приводились данные опробования штолен, пройденных на Северном участке до 1955 г., по которым оруденение оценивалось как весьма убогое, непромышленное.

Позднее при составлении геолого-структурной карты Агаракского рудного поля (1969 г.) коллектив авторов (К. А. Карамян, Р. Н. Таян, Э. А. Джангирян, С. П. Саркисян, В. Е. Варганосов, Г. А. Мкртчян) отметил необходимость проведения геолого-инженерных работ на Северном участке.



Фиг. 1. Профиль 01—01'. Условные обозначения: 1—современные отложения; 2—сцистограниты; 3—гранодиорит-порфиры; 4—контур балансовых руд.

Анализ материалов комплексного изучения особенностей геолого-структурного строения Северного участка, а также данных по вскрытой части Центрального участка месторождения показал, что максимальная амплитуда подвижек по пострудным широтным нарушениям небольшая и достигает 20 м в вертикальной плоскости и 10 м горизонтальной. Размах смещения относительно мощности рудного тела, установленный в центральной части месторождения, составляет 8—10. В связи с этим предполагалась возможность продолжения рудной зоны на север. Как показало изучение, ранее пройденные выработки, в основном, вскрыли зону полного или частичного выщелачивания.

Выполненными в 1974 году разведочными работами на Северном участке была установлена значительная, для условий Агарака, зона промышленного оруденения, вскрытая и прослеженная как поверхностными выработками (шурфы, канавы), так и штольнями и буровыми скважинами (фиг. 1), которая значительно увеличит валовые балансовые запасы Агаракского месторождения.

Производственный геологоразведочный
трест Управления цветной металлургии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 7.II.1975.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.5.161

Т. А. АВАКЯН

О ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АМОРФНОГО КРЕМНЕЗЕМА
В ДИАТОМОВЫХ ПОРОДАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Как известно, содержание аморфного кремнезема—основного компонента панцирей диатомовых водорослей, колеблется в диатомовых породах в широких пределах. По содержаниям аморфного кремнезема выделяются различные разновидности диатомовых пород (табл. 1). Так, например, в собственно диатомитах Армянской ССР доля аморфного кремнезема доходит до 95%, а в диатомовых глинах—10%.

Таблица 1

Наименование месторождения	Наименование пород	Количество аморфного кремнезем., %
Нурнусское	Диатомит	95
	Диатомит	85
	Диатомит	72
	Диатомит глинистый	65
Гндевазское	Диатомовая глина	50—60
	Диатомит глинистый	69
	Диатомовая глина	55—63
Ленянаканское	Диатомово-известковистая глина	10—30
	Диатомит и глинистый диатомит	77—65
	Диатомовая глина	57—60
	Диатомит	71,5
Сисиянское	Диатомит глинистый	50—65
	Диатомовая глина	40—0
	Диатомит	71—86
Паракарское	Диатомит	70—83
	Диатомит	

В зависимости от содержания аморфного кремнезема находится качество диатомита, что имеет большое значение для применения его в той или иной области народного хозяйства (пищевой, атомной, химической и т. д.). В диатомитах, кроме аморфного кремнезема, присутствует также кремнезем в силикатной форме, а также свободный кремнезем в виде кварца; количество последнего колеблется от единичных зерен в собственно диатомитах до 30% в глинистых разновидностях.

Аморфный кремнезем образуется в бассейне в период жизнедеятельности диатомей. Поступающая кремнекислота используется диатомовыми водорослями для построения панцирей. В Нурнусском, Парлийском, Гндевазском, Ленянаканском, Карнутском и Сисиянском диатомовых бассейнах обильное количество кремнезема образовалось благодаря эксплозивной деятельности вулканов.

Макроскопические и микроскопические исследования показывают, что везде присутствует вулканический продукт, в основном пеплового характера. Кроме того, диатомитовый источник кремнезема образовался в результате разложения и выщелачивания более древних вулканических пород, что устанавливается на Сиспанском, Паракарском, Арзинском и Ленинанском месторождениях.

Фацальный анализ диатомовых пород показывает, что в тех пластах или пачках разреза, где преобладает терригенная фракция, соответственно уменьшается количество аморфного кремнезема и, наоборот, там, где терригенный материал уступает место пепловому, соответственно увеличивается содержание аморфного кремнезема.

По данным фракционного анализа аморфный кремнезем в диатомитах почти целиком попадает в легкую фракцию (уд. вес 2,8): до 98% его содержания концентрируется в глинистой фракции, а в крупноалевритовой и песчаной фракциях обнаруживается в ничтожном количестве, т. е. содержание аморфного кремнезема находится в прямой зависимости от дисперсности среды.

Для наглядности составим содержания аморфного кремнезема в литологических разновидностях разреза сиспанской диатомовой толщи (табл. 2).

Таблица 2

Номер горизонта	Наименование горизонта	Содержания аморфного кремнезема в %, к общему количеству
I	Песчано-глинистые диатомовые породы	20—25
II	Диатомитовый (нижний)	50—77
III	Диатомово-обломочный	15—20
IV	Диатомитовый (верхний)	69—75
V	Диатомово-обломочный	25—30

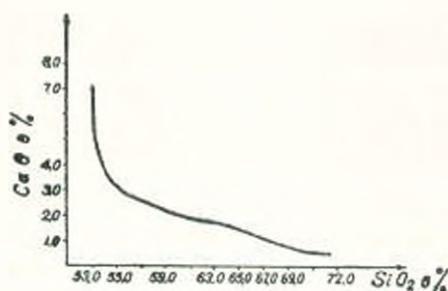
Петрографо-структурное изучение диатомовых месторождений Армянской ССР показывает, что аморфный кремнезем в основном представлен диатомовыми панцирями, но часть в диатомовых месторождениях (например, в Нурнусском, Карнутском, Геджрабакском, Ленинанском, а также Арзинском) аморфный кремнезем, кроме диатомовых панцирей, представлен также опаловыми шариками или бесформенными опаловыми частицами (фиг. 1) и реже опаловыми прослоями, впервые констатированными Ю. К. Горещким в Нурнусском диатомовом бассейне.

Нашими данными по распределению аморфного кремнезема в диатомовых породах Армении устанавливается, что аморфный кремнезем в бассейнах растворялся при соответствующем изменении гидрохимического режима (изменение pH, солености и т. д.), что, в свою очередь, приводило к переработке и растворению некоторых диатомовых форм. Так, например, по данным большой серии анализов наблюдается увеличение карбонатности породы по мере уменьшения содержания в ней аморфного кремнезема. Предполагается, что в верхних слоях бассейна в результате растворения исчезали в основном тонкостенные панцири, а

в осадок попадали лишь грубые формы, которые не успевали раствориться до их захоронения. Отмеченный процесс особенно хорошо прослеживается при исследовании пород в Ленинканском диатомовом бассейне.



Фиг. 1. Опаловые шарики в диатомах. Уч. 280



Фиг. 2. Характер растворения кремнезема в связи с изменением CaO.

С растворением павидерей связаны изменения в структурах диатомовых пород, приводящие к образованию новых разновидностей этих пород, где диатомовые структуры постепенно исчезают, т. е. уменьшаются диатомовые формы и сохраняются только отдельные фрагменты или реликты диатомовой структуры (фиг. 3). Вместо диатомей, в породе появляются мельчайшие ($d \leq 0,001$ м.к.) бесформенные опаловые частицы, содержание которых в различных разновидностях диатомовых пород различно (от 10 до 30%). Отмеченные явления наблюдались в Ленинканском, Арзинском, Карнутском и др. бассейнах.



Фиг. 3 Измененная диатомовая порода, Уп. 280

Растворение аморфного кремнезема изучалось Дж. Левиным, С. Гринбергом, К. Корренсом и др., которые доказали, что с повышением pH растворение панширей быстро прогрессирует. По К. Корренсу растворимость кремнезема можно представить следующим образом:

pH	3	5	6	11
Растворимость, мг/л	39,0	108,6	217,8	378,0

При изучении диатомовых пород Армянской ССР, в частности, при изучении форм и условий образования аморфного кремнезема, наблюдались интересные факты. При микроскопическом изучении диатомитов обнаружено, что наблюдаемые здесь опаловые шарики часто содержат фрагменты из диатомовых форм (фиг. 1). Отмеченная взаимосвязь между опаловыми шариками и диатомеями хорошо фиксируется в Карпутском (Ахурянский район) диатомовом бассейне, где среди обильных диатомовых форм присутствуют многочисленные опаловые шарики размерами до 50 м. В данном случае позднестадийное образование опаловых шариков несомненно. Обобщая эти факты, можно сказать, что при пересыщенности бассейна кремнеземом диатомовые формы не в состоянии усвоить весь кремнезем, в результате чего избыток последнего выпадает из бассейна в виде чистого опала.

Таким образом, изучение характера распределения аморфного кремнезема в диатомовых породах Армении дает возможность всесторонне рассмотреть условия оеадкообразования, а также правильно подойти к качественной характеристике диатомовых пород, отличающихся разно-

образом как по составу, так и по структуре. Поэтому при изучении диатомовых пород важно вместе с другими характеристиками устанавливать также тип и количественное содержание аморфного кремнезема.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.V.1975.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А. П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого. В кн. «Геохимия - мезолит» «Наука», М., 1966.

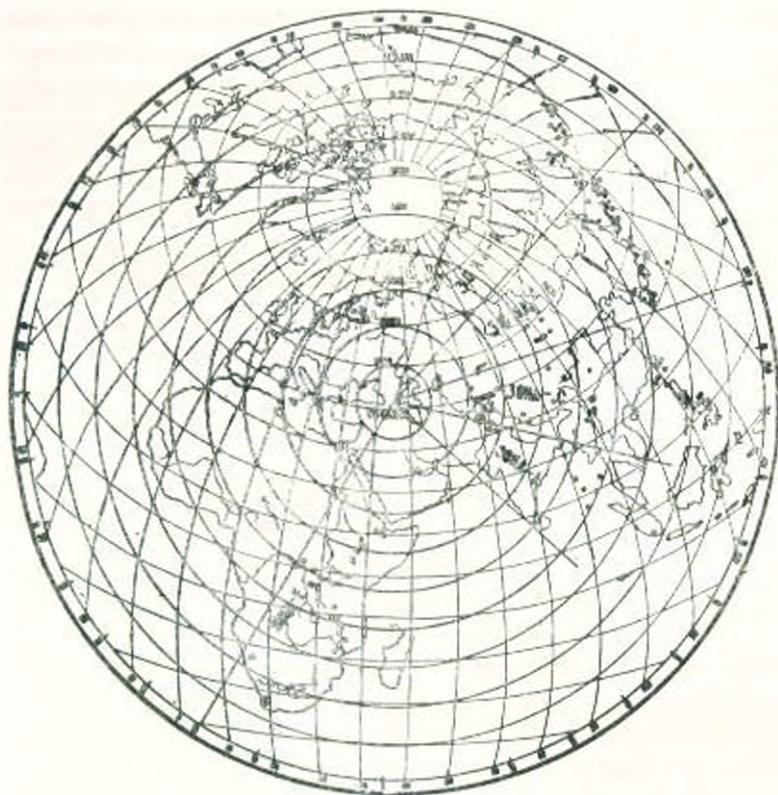
УДК 550.343.6

Д. И СИХАРУЛИДЗЕ, А. Х. БАГРАМЯН, Б. Ц. ЕРГМЯН

ВАРИАЦИИ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ФОРМИРОВАННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Исследована дисперсия групповых скоростей в земной коре формированных поверхностных волн Релея и Лява на различных трассах распространения волн: эпицентры землетрясений—сейсмические станции Кавказа. По однородности наблюдаемой дисперсии изучаемая территория разбита на зоны; соответственно отбирались землетрясения во группам. Эти зоны обозначены римскими цифрами (фиг. 1).

В первую группу вошли эпицентры землетрясений: Аляски, Алеутских островов и землетрясения северных Курильских островов; во вторую—землетрясения Японских островов и южных островов Курилы. В



Фиг. 1

Фиг. 1. Трассы распространения волн

третью группу вошли землетрясения Филиппинских островов, Китая и Бирмы, пересекающие горные массивы Гималаев. В четвертую — землетрясения, эпицентры которых расположены на территории Индии и близко от нее.

Дисперсия групповых скоростей поверхностных волн была исследована в основном по записям длиннопериодных сейсмографов и сейсмографов общего типа, а также сейсмографов Б. Б. Голицына, расположенных на сеймостанциях Кавказа. Нам рассмотрено около 500 записей землетрясений за период 1953—1971 гг. (табл. 1). Из этих землетрясений выбраны те, которые характеризуются четкими записями поверхностных волн.

Таблица

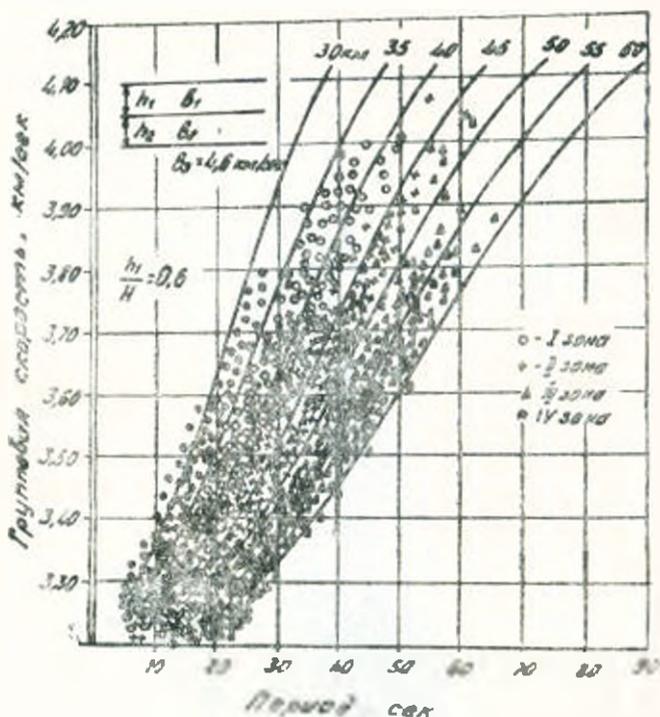
Дата	Время в часах	Координаты		Станция	Δ	M	Тип волн
		φ	λ				
1	2	3	4	5	6	7	8
01 09 53	07 23 08	51,0	156 E	Ереван	7883		LR
03 07 54	22 31 25	7,0	105,5E	Тбилиси	8180		LR
22 03 55	14 05 10	8,5	92, E	Ереван	7263	6,5	LR
12 06 55	20 30 39	47,5	157E	Тбилиси	8168		LR
08 08 55	00 17 40	54,8	163,0E	Тбилиси	7789		LR
19 10 55	09 54 48	49,5	155,5E	Шахичевань	8001	6	LR
15 06 57	00 44 15	34,0	124E	Ереван	8318	5 ³ / ₄	LR
18 08 57	08 57 00	12	124E	Ереван	8249	6 ¹ / ₄	LQ
08 08 59	00 47 43	54,8	163E	Ереван	7937		LR
04 08 60	07 34 48	51,0	180°	Тбилиси	8824		LR
28 10 60	22 29 32	35,0	110 E	Тбилиси	7884		LQ
08 03 62	21 38 35	3,5	28,5E	Ереван	5115		LQ
26 03 63	21 34 41	36,0	135,7E	Тбилиси	7507		LQ
08 04 63	10 58 12	46,1	150,1	Тбилиси	7900		LR
29 04 63	21 55 16	51,6	178,6E	Ереван	8869	6 ¹ / ₄	LR
17 08 63	11 12 40	31,0	131,0E	Тбилиси	7483		LR
06 09 63	06 03 52	36,4	130,8E	Тбилиси	7141		LR
15 10 63	09 32 11	45,6	150,2	Тбилиси	7813		LR
17 10 63	23 24 32	44,6	149,4	Тбилиси	7837		LR
09 01 64	18 31 50	45,3	151,3E	Ереван	8027		LR
16 06 64	04 01 41	38,6	139,3E	Тбилиси	7600	7 ¹ / ₂	LR
23 06 64	01 26 30	43,2	146,6	Тбилиси	7763		LR
05 02 65	09 32 08	52,4	174,2E	Ереван	8621	6	LR
07 02 65	04 11 20	51,9	175,4E	Ереван	8715	5 ³ / ₄	LQ
07 02 65	09 25 51	51,2	179,0	Кирчавбад	8804		LR
02 07 65	20 58 36	53,0	167,6	Тбилиси	9019		LR
29 07 65	08 29 24	51,2	171,5	Горис	9300	7	LR
04 09 65	14 32 18	58	152,6	Тбилиси	8795	7 ¹ / ₄	LR
13 09 65	13 07 49	55,3	185,6	Ереван	8012		LQ
17 09 65	16 21 20	36,7	141,2E	Горис	7890	7	LR
17 02 66	11 48 01	32,2	79,0E	Ереван	8730	6 ¹ / ₄	LR
08 04 66	01 46 47	51,2	157,6E	Ереван	7780	6	LR
19 05 66	07 06 28	54,1	164,1	Ереван	9140	6	LR
05 08 68	16 17 04	32,9	132,4E	Тбилиси	7465	6,5	LQ
22 08 68	14 00 08	53,0	170,9E	Матодехи	8204	6,1	LR
06 09 68	19 22 47	31,2	131,8E	Бакурцани	7630	6,2	LR
22 09 68	08 59 30	16,9	121,7E	Тбилиси	7687	6,0	LQ
03 02 69	21 41 44	4,9	127,7	Бакурцани	9156	6,8	LR
21 04 69	07 19 26	32,1	131,9	Матодехи	7368	7,0	LQ
14 08 69	14 18 55	43,1	148,0E	Бакурцани	7939	7,0	LQ

1	2	3	4	5	6	7	8
09 09 69	05 15 42	36,3	137,2	Тбилиси	7596		L_Q
24 09 69	18 03 28	16,6	45,2E	Тбилиси	8775		L_Q
29 09 69	20 03 31	33,4	19,3E	Тбилиси	8736		L_Q
23 12 69	13 22 54	57,4	163,2E	Горы	7603	5,9	L_Q
10 01 70	12 07 07	6,9	126,6E	Тбилиси	8804		L_Q
20 01 70	17 33 08	42,8	143	Лагодехи	7462	6,7	L_Q
05 02 70	12 46 39	17,3	151	Тбилиси	7903	5,9	L_Q
05 02 70	22 06 03	12,8	122,1E	Лагодехи	7813	6,8	L_Q
07 02 70	10 01 04	47,1	151,3	Кировабад	7936	5,8	L_Q
07 02 70	12 07 46	50,3	153,7	Бакуриани	7742	5,9	L_Q
27 02 70	07 08 00	50,2	179,9	Лагодехи	8823	6,0	L_Q
11 03 70	22 38 39	58,0	154,5	Тбилиси	8769	6,4	L_Q
19 03 70	23 33 30	51,1	173,3	Тбилиси	8522	6,4	L_Q
30 03 70	16 46 41,0	6,8	126,6E	Лагодехи	8702	6,8	L_Q
09 04 70	21 23 56	15,5	122,0	Тбилиси	7809	6,4	L_Q
12 04 70	04 01 45,0	15,1	122,2E	Тбилиси	7854	7,0	L_Q
14 04 70	19 08 21	33,4	19,0	Лагодехи	8800	5,6	L_Q
15 04 70	13 14 27	15,4	122,7	Лагодехи	7758	6,2	L_Q
10 06 70	16 17 48	45,4	149,7	Тбилиси	7798	5,9	L_Q
26 07 70	07 10 43	32,5	131,7E	Бакуриани	7537		L_Q
16 10 70	05 26 10	39,0	110,8E	Горы	7701	6,2	L_Q
08 11 70	14 58 56	9,2	126,4	Лагодехи	8509	6,0	L_Q
14 11 70	07 58 20	23	121,6	Тбилиси	7262	6,5	L_Q
25 01 71	16 08 15	51,7	177,7	Лагодехи	8763	6,3	L_Q
24 03 71	13 54 21	35,7	98,0E	Бакуриани	4693	6,3	L_Q
28 03 71	08 23 19	12,0	95,2E	Бакуриани	5971	6,2	L_Q
26 05 71	06 13 13	31,5	131,4	Бакуриани	7580	6,0	L_Q
31 05 71	05 13 59	25,2	96,7E	Душети	5073	6,1	L_Q
08 09 71	16 59 55	46,3	140,9E	Бакуриани	7278	6,5	L_Q
25 07 71	12 51 36	12,3	123,7E	Бакуриани	9285	6,4	L_Q
02 12 71	17 18 25	45,0	133,5E	Горы	8067	6,6	L_Q
07 12 71	06 23 07	3,6	128,1	Тбилиси	9177	9,8	L_Q

Исследована особенность дисперсии групповых скоростей волн Лява и волн Релея в зоне I. Трассы распространения волн I группы землетрясений пересекают северо-восточную часть Советского Союза, Сибирское плоскогорье и Западно-Сибирскую низменность.

Анализ землетрясений показывает, что для этой группы имеется больше случаев зарегистрированных волн Релея (L_R), чем волн Лява (L_Q). Тем не менее дисперсия обоих типов волн L_Q и L_R четкая. Диапазоны периодов для волн L_Q и L_R одного порядка меняются в пределах $T = 15 - 50$ сек. Экспериментальная дисперсия групповых скоростей для рассмотренных трасс I зоны однородна и кривые дисперсии лежат вблизи друг от друга как для волн Лява, так и для волн Релея. Для интерпретации наблюдаемых кривых использованы теоретические кривые. Наиболее согласие получается при мощности земной коры по волнам Лява $H = 38$ км (фиг. 2). Данные экспериментальных групповых скоростей для волн Релея лучше соотносятся с дисперсионной кривой при $H = 40$ км. Вероятно, этот результат может быть обусловлен тем, что волны от большинства землетрясений этой группы проходят ~ 1000 км части Берингового моря, а также некоторые трассы распространения волн пересекают южную часть Северного Медовитого океана (фиг. 3). На

фиг. 2, 3 кружками отмечены экспериментальные данные групповых скоростей I зоны. Сплошные кривые являются теоретическими.

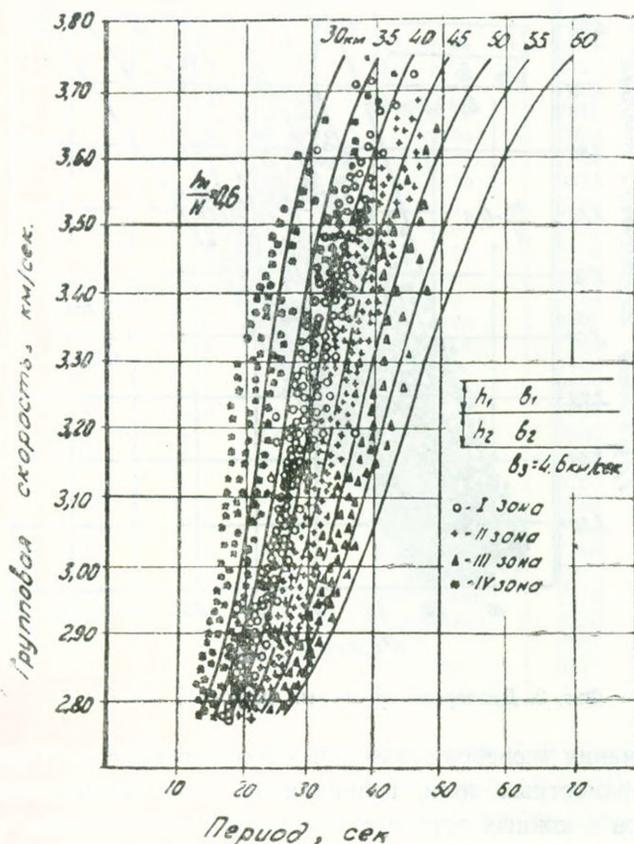


Фиг. 2. Дисперсия групповых скоростей волн Лява.

Для изучения дисперсии групповых скоростей в зоне II использованы записи поверхностных волн, возникающих при землетрясениях Японских островов и южных островов Курилл (фиг. 1). Волны, распространяющиеся от гипоцентров землетрясений этой группы, кроме Охотского и северной части Японского морей, пересекают Сибирское плоскогорье, Западно-Сибирскую низменность, северную часть Туранской низменности. Следует отметить, что при II группе землетрясений также имеется больше случаев зарегистрированных волн L_R , чем волн L_Q . Наблюдаемая дисперсия, при рассмотрении землетрясений, для обоих типов поверхностных волн — четкая. Диапазон наблюдаемых периодов для L_Q волн меняется в пределах $T = 18-60$ сек. а для L_R волн — $T = 19-50$ сек. Экспериментальные данные дисперсии групповых скоростей волн L_Q и L_R лежат вблизи теоретических дисперсионных кривых при $H = 45$ км. Среднее строение земной коры от всех рассмотренных землетрясений до сейсмических станций Кавказа — одно и то же как по дисперсии волн L_Q , так и волн L_R (фиг. 2, 3).

В зоне III траектории распространения волн идут от гипоцентров землетрясений Филиппинских островов, Тайвань, Китая и Бирмы, пересекают высокогорную систему хребтов Гималая, Тибета, Гянь-Шаня. Высокогорные участки траектории в отношении ко всей траектории составляют 50%

Примечательно отметить, что, как было показано в работах [1,2], на любых трассах распространения волн, пересекающих эти горные системы, получают пониженные значения групповых скоростей поверхностных



Фиг. 3. Дисперсия групповых скоростей волн Релея.

волн. При землетрясениях этой группы имеется больше случаев наблюдения L_Q волн, чем волн L_R . Диапазоны периодов волн L_Q меняются в пределах $T = 25-65 \text{ сек}$, для волн L_R $T = 25-50 \text{ сек}$. Результаты интерпретации экспериментальных дисперсий для волн L_Q и L_R даются на фиг. 2,3. Мощность коры для этой группы по обоим типам волн получается $H = 55 \pm 5 \text{ км}$.

Несмотря на то, что полученная экспериментальная дисперсия волн L_R менее узка, чем для волн L_Q , по обоим волнам полученные данные о мощности коры внутри зоны III находятся в хорошем согласии.

Исследована экспериментальная дисперсия поверхностных волн IV группы землетрясений. Трассы распространения волн IV группы пересекают большую часть территории Индии и Ирана. Для этой группы землетрясений имеем самые короткие эллицентральные расстоя-

ния, когда $\Delta = 3000-6000$ км. Наблюдение диапазона периодов этой группы для L_Q $T = 12-32$ сек, а для l_R $T = 15-40$ сек. Мощности коры по обоим типам волн получается порядка 30 км.

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

Академия наук Армянской ССР

Поступила 1.11.1975

ЛИТЕРАТУРА

1. *Сиваренский Е. Ф., Сихарулидзе Д. И.* Определение мощности земной коры по наблюдаемой дисперсии волн Ляна. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1959.
2. *Сиваренский Е. Ф., Щечков Б. Н.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1961.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 580.837

Г. О. ГАЗАРЯН, Р. К. ГАСПАРЯЦ, М. Г. ГЕВОРКЯН, С. Р. ЦАЙЛЕВАНЯН

ВОЗМОЖНОСТИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ МЕТОДОВ ПРИ
ВЫЯВЛЕНИИ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН В ВОДОНАПОРНОМ
ТОННЕЛЕ ГИДРОЭЛЕКТРОСТАНЦИИ

В настоящей статье рассматриваются возможности применения электрозведочных методов для выявления и уточнения месторождения ослабленных зон, вызванных тектоническими нарушениями, в водонапорном тоннеле Шамбской ГЭС. Трудность решения этой задачи усугубляется тем обстоятельством, что все электрозведочные наблюдения приходилось проводить в бетонированной части тоннеля.

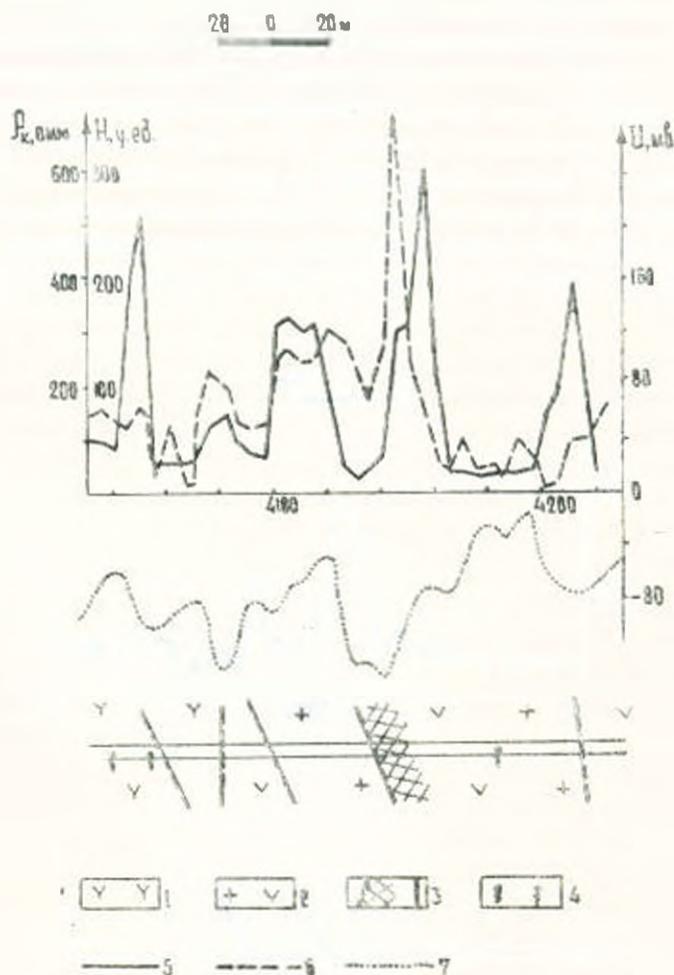
В комплексе электрозведочных методов были включены: симметричное профилирование (СП) на постоянном токе, радиоволновое профилирование (РП), естественное электрическое поле (ЕП) и изучение диэлектрической проницаемости (ДП) горных пород.

Метод СП на постоянном токе проводился с помощью автокомпенсатора ЭСК-1. В качестве приемных электродов применялись медные неполяризующиеся электроды конструкции ВИРГа, а питающими служили электроды из комплекта оборудования аппаратуры метода вызванной поляризации—«Эрцироспектор» [8]. Разносы питающих и приемных электродов, а также шаг наблюдений были выбраны в зависимости от решаемой задачи, характера и возможной глубины изучаемого объекта ($AB = 100$ м, $MN = 10$ м, шаг—5 м). Приемные электроды располагались на расстоянии 20—30 см от металлических предметов (труб, рельсов), чем значительно уменьшалось искажающее влияние последних на значение ρ_s [4]. Кажущееся сопротивление горных пород рассчитывалось по известной формуле [3], однако, в коэффициент установки вводился соответствующий поправочный множитель [5, 6], учитывающий искажающее влияние выработки.

В методе радиоволнового профилирования напряженность электромагнитного поля H измерялась с помощью аппаратуры АРЩ-1 [7]. Предварительные исследования, а также рабочую частоту ($f = 1,0$ мГц, разное—20 м, шаг—5 м). Интерпретация результатов наблюдений носила качественный характер, с выделением участков с максимальными аномалиями H , к которым могли быть приурочены тектонические нарушения.

Как известно, метод ЕП имеет большие возможности при выявлении фильтрационных полей, связанных с водокамами, которые большей частью приурочены к тектоническим нарушениям. Наблюдения естественного электрического поля велись способом потенциала, который в под-

земных выработках более предпочтителен, чем способ градиента [2]. Как показали наши исследования, при пересечении тектонического нарушения выработкой (тоннелем) наблюдаются резко выраженные аномалии ЕП на общем фоне отрицательного поля (фиг. 1). Помимо локальных естественных аномалий, приуроченных к участкам фильтрации подземных вод, в подземных выработках могут наблюдаться также аномалии, вызванные различными металлометрическими конструкциями, находящимися в выработке (грубы, рельсы и т. п.). С целью разбраковки аномалии ЕП, полученные результаты сравнивались с данными других электроразведочных методов, опробованных в водонапорном тоннеле.

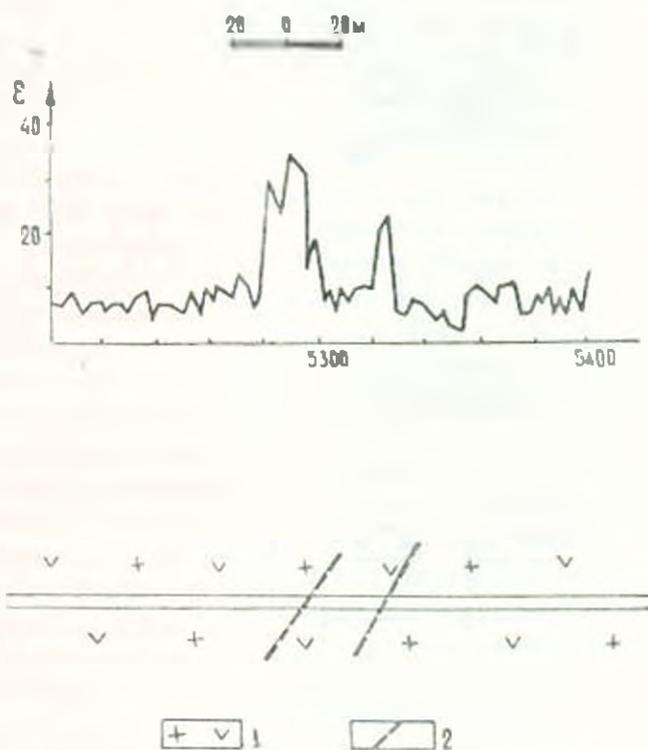


Фиг. 1. Результаты электроразведочных методов вдоль водонапорного тоннеля. 1—порфириты; 2—гранодиориты; 3—зоны тектонического дрессирования; 4—места выхода грунтовых вод; 5—кривая R_k ; 6—кривая H ; 7—кривая потенциала метода ЕП.

При облицовке тоннеля бетоном немаловажное значение имеет детальное картирование его стенок с целью выяснения местоположения

маломощных тектонических нарушений. Для этой цели представляется целесообразным изучение диэлектрической проницаемости среды (ϵ). Изучение диэлектрической проницаемости горных пород в естественных условиях нами проводилось с помощью специально разработанной в Институте аппаратуры. Датчиками такой аппаратуры служили прикладываемые к облицованным стенкам тоннеля две металлические пластины, позволяющие измерить емкость заключенной между ними породы на частоте 1,0 мГц.

Разнос между датчиками составлял 2,5 м, а наблюдение проводилось при шаге 2,5 м и на высоте 1,5 м от подошвы тоннеля как по правой, так и по левой его стене. Значения измеренной емкости горных пород при камеральной обработке полевых данных по соответствующей формуле переводились в значения диэлектрической проницаемости. Максимальные значения аномалии ϵ рассматривались в комплексе с данными других электроразведочных методов как наиболее вероятные участки ослабленных зон, приуроченных к тектоническим нарушениям. Лабораторные исследования [1] позволяли установить, что диэлектрическая проницаемость горных пород при различных частотах изменяется от 4 до 19 (в единицах CGSE). Верхним пределом ϵ сильно водонасыщенных, пористых, трещиноватых пород является значение около 50. Полевые наблю-



Фиг. 2. Характерная кривая диэлектрической проницаемости в районе тектонических нарушений. 1—гранодиориты, 2—тектонические нарушения.

дения в водонапорном тоннеле Шамбской ГЭС установили, что повсеместно значение диэлектрической проницаемости влажных плотных пород не превышает 10, а в районе тектонических нарушений, где в большинстве случаев наблюдаются также фильтрационные поля, оно равно 40—50. Характерная кривая ϵ в районе тектонических нарушений приведена на фиг. 2. Над гранодиоритами ϵ не превышает 10, а в районе тектонических нарушений составляет 35 (ик 53—00) и 25 (ик 53—20).

Результаты электроразведочных исследований в водонапорном бетонированном тоннеле Шамбской ГЭС позволили установить целесообразность постановки выбранного комплекса методов для выявления ослабленных зон, приуроченных к тектоническим нарушениям. Этими исследованиями были отмечены предполагаемые участки тектонических нарушений, а также уточнены геологические данные вдоль тоннеля.

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 11.IX.1974

ЛИТЕРАТУРА

1. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород «Наука», М., 1965.
2. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. «Недра», Л., 1968.

УДК 551.510.04

А. А. БАГДАСЯНИ

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ
НАД ГОРОДОМ ЕРЕВАНОМ

Проблема загрязнения окружающей среды приобретает особенно важное значение для больших городов с развитой промышленностью и транспортом. Особую остроту эта проблема вызывает для городов, расположенных в горных странах, к числу которых относится и столица нашей республики Ереван, с населением около 1 млн. человек.

За короткий исторический срок, в частности за последние три десятилетия, город стал крупным промышленным узлом, центром урбанизированной зоны Араратской котловины, с развитой промышленностью, особенно химической, машиностроением, станкостроением, строительной индустрией и т. д. Некоторые из упомянутых отраслей являются источниками загрязнения среды и, в частности, атмосферы. Орографические условия города и его окрестностей благоприятны также для природного загрязнения. Таким образом источниками загрязнения атмосферы столицы служат как природные, так и производственные факторы.

Наиболее опасными для загрязнения атмосферы являются, конечно, производственные выбросы, наносящие значительный экономический ущерб, поэтому его предупреждение имеет огромное социально-экономическое значение. При этом разработка средств и мероприятий по полной ликвидации или снижению количества выбросов приобретает исключительное прикладное значение: во-первых, улавливается важное сырье, во-вторых, улучшается состояние среды.

Для улучшения охраны атмосферного воздуха, наряду с разработкой и внедрением и производством новых технологических процессов и средств улавливания, необходимо правильно учитывать природные факторы при планировании и размещении производственных объектов и предприятий [3, 5].

Рассеивание загрязнителей в воздушной среде происходит в результате движения воздуха как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях [4]. Интенсивность ветра и конвекции зависит от характера подстилающей поверхности, рельефа и климатических особенностей.

Диффузия загрязнителей, выбрасываемых различными источниками, происходит под влиянием турбулентности, происходящей в приземном слое воздуха. Благодаря этому процессу различные слои воздуха интенсивно перемешиваются, в результате чего содержание загрязнителей разряжается и их концентрация снижается.

Город Ереван расположен в северо-восточной части Араратской равнины, являющейся дном огромной Среднеаракеллнской впадины. В по-

следние годы город разросся, охватив правобережье реки Раздан и части Канакерского плато. Высотные отметки в пределах города колеблются от 850 до 1300 м. Климат Еревана сухой, континентальный, с жарким продолжительным летом и короткой, малоснежной, умеренно-холодной зимой.

Армянская ССР расположена в зоне постоянного западного переноса. В течение года здесь наблюдается прохождение циклонов и антициклонов, обуславливающих большую изменчивость погоды.

В холодное полугодие, в результате больших термических контрастов между северными и южными широтами, наблюдается усиление meridionalной циркуляции воздуха и увеличение скоростей ветра. В теплое полугодие термические градиенты между различными широтами заметно уменьшаются, вследствие чего в Армянской ССР уменьшается интенсивность горизонтального воздухообмена и, наоборот, увеличиваются вертикальные температурные градиенты, что приводит к усилению горно-долинных ветров.

Благодаря влиянию горного рельефа, местами достигающего высоты 3—4 км, циркуляционные процессы над Арменией значительно трансформируются, что выражается в заметном искажении западного переноса. Если зимой усиливаются ветры западного направления, то летом наблюдается усиление южного потока и только с высоты 5 км в течение всего года преобладают западные ветры. Под влиянием рельефа в значительной степени меняются и скорости ветра—основного метеорологического элемента, способствующего диффузии загрязнителей. Таким образом, в условиях горного рельефа впадины среднего течения р. Аракс, в приземном слое направление ветра может значительно отличаться от направления основного потока.

Наибольшие скорости в высокогорном поясе Араратской котловины наблюдаются зимой, средние месячные значения которых достигают порядка 5,5—6,5 м/сек. На дне котловины, где происходит гравитационный сток холодного воздуха и образование «озера холода», преобладают штили и слабые ветры. Среднемесячные скорости в районе Еревана достигают порядка 0,5—1,5 м/сек. В холодное полугодие в Араратской равнине часто образуются температурные инверсии. В этих условиях обычно над городом преобладает инверсионная облачность, штили или слабые ветры и туманы, которые препятствуют турбулентному обмену в атмосфере, создавая благоприятные условия для накопления загрязнителей в приземном слое атмосферы.

Необходимо подчеркнуть, что часть выбросов химической промышленности гигроскопична и является хорошим ядром конденсации, создающим благоприятные условия для туманообразования. Именно наличием промышленности объясняется увеличение повторяемости туманов за последнее десятилетие. В Ереване и окрестностях туманы часто носят характер густых смогов, отрицательно влияющих на состояние здоровья населения.

В годы с большой частотой прохождения циклонических образова-

ний над Арменией создаются благоприятные условия для рассеивания промышленных выбросов, а при преобладании антициклональных условий, наоборот, усиливаются инверсионные явления, которые значительно ухудшают условия диффузии воздуха и приводят к усиленному накоплению загрязнителей на акватории города.

В процессах уменьшения загрязнителей важное значение имеют также атмосферные осадки, которые являются мощным фактором очищения атмосферы. При прохождении циклонов осадков бывает намного больше, чем при антициклонах. В переходные периоды—весной и осенью, в связи с увеличением интенсивности циркуляционных процессов, скорость движения воздушных масс значительно увеличивается, поэтому условия продуваемости в Ереване улучшаются.

Атмосферные процессы теплого полугодия, особенно лета, заметно отличаются от переходных сезонов. В связи с падением межширотных температурных градиентов интенсивность процессов меридионального воздухообмена заметно уменьшается. Это приводит к резкому сокращению прохождения циклонических образований над Армянским нагорьем, а, следовательно, и уменьшению скорости ветра. Однако, этот процесс в условиях сложного горного рельефа проявляется своеобразно. Вследствие неравномерного нагрева гор и долины возникают значительные температурные перепады между различными высотными ландшафтными поясами, вызывая местные горно-долинные ветры [1]. Эти ветры исключительно интенсивно выражены в Ереване. Наибольшие скорости, связанные с горными ветрами, наблюдаются в послеполуденные часы, которые в отдельных случаях достигают 15—20 м/сек. Эти ветры хорошо продувают город и не только заметно очищают воздушный бассейн от вредных примесей выбросов, но одновременно заметно смягчают зной, вызванный жаркими летними погодными. Долинный ветер сравнительно слабый и, в зависимости от направления, может способствовать распространению загрязнителей на отдельные районы города.

В теплом полугодии в условиях процессов диффузии значительную роль играют конвективные потоки, развивающиеся во второй половине дня, вследствие усиленного нагрева подстилающей поверхности и городских построек. Этими потоками загрязнители распространяются высоко и рассеиваются. Указанные вертикальные потоки при благоприятных условиях часто дают начало длинным осадкам, которые очищают не только атмосферу, но и ландшафт города [2].

Для выяснения метеорологических условий загрязнения Еревана, считаем необходимым анализировать суточный и годовой ход ветра и атмосферных осадков.

О сезонных вариациях направления ветра представление дают приведенные данные, являющиеся сравнительно репрезентативными для центральной части города.

Из этих данных видно, что количество штилей действительно к лету значительно уменьшается и повторяемость различных направлений ветра носит характер ветра равнинных станций.

Таблица 1

Плотность направления ветра (в %) и число штилей
Ереван АМСГ

Месяцы	Направление								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь	4	11	18	14	15	26	8	3	66
Апрель	5	16	10	19	15	16	12	7	40
Июль	12	30	5	12	16	14	7	4	28
Октябрь	3	19	15	12	16	21	9	5	55

Для выяснения процессов суточного хода загрязнения, следует иллюстрировать суточный ход направления ветра. Ниже приводятся данные по той же метеостанции для отдельных часов суток, характерных месяцев сезона года.

Таблица

Направление ветра (в %) и число штилей в различные часы суток

Месяцы и часы	Направление									
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль	
Январь	01	5	15	25	20	14	13	6	2	73
	07	5	15	22	17	19	11	5	3	74
	13	3	3	4	8	22	45	10	5	48
Апрель	19	3	26	31	15	7	13	9	2	71
	01	3	32	16	23	12	7	4	3	53
	07	6	18	19	25	17	9	3	3	56
Июль	13	3	5	3	16	21	25	18	9	12
	19	10	22	7	16	8	13	16	8	37
	01	15	53	8	11	44	3	1	5	33
Октябрь	07	2	10	9	35	27	10	5	2	48
	13	2	1	1	67	28	40	15	7	27
	19	4	39	22	15	5	5	5	5	57
	01	5	36	20	16	6	10	3	4	68
	07	4	19	30	22	13	6	4	2	68
	13	2	1	1	6	18	40	16	7	27
	19	4	39	22	15	5	5	5	5	57

Суточный ход направления ветра подвержен значительным изменениям. Этим объясняется то обстоятельство, что в разные часы суток загрязнители таких основных источников как заводы имени Кирова и Каназ распространяются на различные районы города. При этом необходимо учесть также застройки, которые значительно осложняют этот процесс. Вполне понятно, что для выяснения степени загрязненности воздушного бассейна над городом необходимо организовать микроклиматические съемки, с учетом суточного хода направления ветра.

Для рассеивания загрязнителей атмосферы наиболее важна роль скорости ветра. Ниже приводятся данные о годовом и суточном ходе скорости ветра на метеостанции Ереван АМСГ.

Таблица 3

Средняя месячная и годовая скорости ветра (м/сек)													
Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Скорость	0,8	1,3	1,7	1,9	1,8	2,3	2,9	2,4	1,6	1,0	0,8	0,6	1,6

Приведенные данные показывают, что скорости ветра достигают минимума в зимние месяцы, а максимума—в летние. Следует подчеркнуть, что летнее увеличение связано с резким усилением горно-долинной циркуляции. Об этом представление дают нижеприведенные данные.

Таблица 4

Средние скорости ветра (м/сек) в различные часы суток

Часы	Месяцы				
	I	IV	VII	X	Год
1	2	3	4	5	6
1	0,6	1,2	2,5	0,7	1,2
7	0,5	0,9	1,1	0,6	0,8
13	1,2	3,1	2,2	1,8	2,1
19	0,7	2,5	5,8	1,0	2,3

Из информации, приведенной в таблице, видно, что наименьшие скорости ветра наблюдаются в предутренние часы, а наибольшие—в послеполуденные. Отсюда следует вывод, что условия диффузии загрязнителей днем благоприятнее, чем ночью. При этом их рассеиванию днем во время теплого полугодия благоприятствует усиление конвективных токов.

Таким образом суточный и годовой ход движения воздуха над Ереваном обуславливает ярко выраженный суточный и годовой ход загрязнения воздушного бассейна над городом.

При исследовании метеорологических условий загрязнения воздушного бассейна города Еревана, необходимо учесть и осадки. В Ереване за год выпадает 300—350 мм осадков. Осадки не только очищают атмосферу, но и осаждают аэрозоли на подстилающей поверхности, а затем и смывают.

Наибольшее число дней с осадками наблюдается в переходные сезоны, в этот период воздух в пределах города достаточно хорошо очищается.

Изучение природных предпосылок загрязнения среды очень важно как для правильного размещения производственных объектов, так и разработки методов и средств борьбы с загрязнением атмосферы над столицей республики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян А. Б., Арутюнян Ж. Г. К проблеме загрязнения воздуха горных стран в связи с местной циркуляцией. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1968.
2. Багдасарян А. Б., Арутюнян Ж. Г. Климатические аспекты загрязнения атмосферного воздуха в горных странах (на примере Закавказья). Научн. конф. по охране атмосферы воздуха. Тезисы докл. Ереван, 1968.
3. Берлянд Е. М. Защита атмосферы от загрязнения. Сб. статей «Человек и среда», I, 1974.
4. Детри Ж. Атмосфера должна быть чистой. Москва, 1973.
5. Погосян Х. П. Влияние крупных городов на их метеорологический режим. Гидрология Метеорология, № 10, 1974.

Э. Г. МАЛХАСЯН

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПО ИСТОРИИ ГЕРМАНО-СОВЕТСКИХ СВЯЗЕЙ В ОБЛАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

В ознаменование тридцатилетия победы Советского Союза в Великой Отечественной войне и освобождения немецкого народа от фашизма в Берлине с 27 мая по 1 июня 1975 года проводился двусторонний симпозиум «История немецко-советских связей в области геологических наук». Перед симпозиумом была поставлена задача показать, обсудить и оценить традиции и опыт сотрудничества немецких и советских геологов, а также рассмотреть возможности и перспективы их дальнейшего развития.

В симпозиуме принимали участие делегация Советского Союза во главе с академиком А. Л. Яншиным и делегация ГДР во главе с президентом Геологического общества ГДР профессором доктором Р. Дабером. В состав советской делегации входили представители Академии наук СССР, Министерства геологии СССР, Министерства нефтяной промышленности СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР, а также геологи, работающие в настоящее время в ГДР (всего 60 участников). Из Армении в качестве официальных делегатов на симпозиуме присутствовали чл.-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян и доктор геол. мин. наук Э. Г. Малхасян. В дни проведения симпозиума в ГДР находились геологи А. С. Вартамян и Р. Г. Геворкян, также принимавшие участие в работах симпозиума.

Сторону ГДР принимали представители Академии наук, Министерства геологии, Министерства высшего образования ГДР и геологи 16 научных центров Берлина, Грейфсвальда, Фрейбурга, Нейшвица, Халле, Гоммерна и др. (всего около 120 человек).

В работах симпозиума принимали участие также геологи из Болгарии и Польши.

В течение трех дней на пленарных заседаниях (26—29 мая) было заслушано 23 доклада, из них 8—советских геологов (в том числе два доклада из Армении—А. Т. Асланяна, А. С. Вартамяна и Р. Г. Геворкяна «Геология Армянского нагорья» и трудах немецких и советских исследователей» и Э. Г. Малхасяна, В. М. Манояна и Г. А. Карапетяна «А. Арцруни и его деятельность в Германии»), 10—геологов ГДР и было прочитано 5 совместных докладов.

На симпозиуме особый интерес вызвали доклады Д. И. Гордеева, В. В. Друщина и В. В. Тихомирова «К истории немецко-русского взаимодействия в области геологии», Э. Вэхтлера и М. Гунтау «Традиции и на-

следие немецко-советских научных связей», А. М. Яшина и К. Б. Юбана «Совместные работы геологов ГДР и СССР в области теоретической тектоники и перспективы их дальнейшего развития» и др.

С расширенным дружественными связями между ГДР и СССР за последние три десятилетия развивается тесное сотрудничество в различных областях геологических наук.

Это сотрудничество оказалось действенным в практической геологии, в теоретических исследованиях и в подготовке научных кадров.

Участники двустороннего симпозиума более чем в 60 докладах рассмотрели результаты работ на симпозиуму были подготовлены и изданы на русском и немецком языках тезисы (в 63 докладах), которые выполнялись совместно учеными обеих стран в разные исторические эпохи и при различных социальных системах. Анализ этих взаимосвязей показал, что наиболее плодотворные результаты достигались при совместных работах, имеющих место во время дружественных отношений между обеими странами.

В Берлине делегация советских ученых была принята Вице-президентом Академии наук ГДР проф. Гофманом.

В дни пребывания в Берлине советская делегация ознакомилась с достопримечательностями столицы ГДР, был возложен венок на памятник Воину-освободителю в Трентов-парке.

С 30 мая по 2 июня для участников симпозиума были организованы экскурсии в Потсдам, Дрезден и во Фрейберг. Помимо посещения геологических учреждений (в Дрездене — Минералогический музей, во Фрейберге — Горная Академия и учебные рудники «Старой Елизаветы»), участники симпозиума были ознакомлены с культурно-историческими памятниками.

Все участники симпозиума единодушно отметили хорошую подготовку и проведение симпозиума, внимание и гостеприимство, проявленные со стороны организаторов как в дни симпозиума в Берлине, так и в период экскурсий. Особо хочется отметить большую организаторскую работу профессоров Р. Цабера, Г. Гишendorфа, докторов М. Гунгау и Г. Петца.

Учитывая, что Армения является одним из древнейших центров горно-металлургического производства, было принято предложение о созыве Второго симпозиума немецко-германских геологических связей и Советском Союзе — в Ереване.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9.VII.1975.

