

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ГЕОЛОГИЯ СЕВАНА

ЕРЕВАН

1994



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՍԵՎԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

ԵՐԵՎԱՆ

1994

Посвящается памяти
КОНСТАНТИНА НИКОЛАЕВИЧА ПАФФЕНГОЛЬЦА
(1893-1983) - выдающегося ученого-
геолога, одного из первых исследо-
вателей геологии Севера.

Книгу рекомендовал к печати рецензент, проф. Вегуни А.Т.

В монографии рассмотрены состав и строение, особенности геохимии донных осадков, вопросы их стратиграфии, а также миоценовой молассы прибрежных равнин, строение формаций горного обрамления озера. Обсуждаются вопросы сейсмоструктоники, геоморфологии, а также некоторые полезные ископаемые. Рассмотрены в свете новых геолого-геофизических данных условия возникновения и развития озерной котловины, а также ее обрамления. Монография предназначена для специалистов в области региональной геологии, литологии и тектоники.

В В Е Д Е Н И Е

Основы геологических знаний о бассейне озера Севан заложены в конце 20-х и в начале 30-х годов исследованиями комплексной геолого-гидрогеологической экспедиции АН СССР под руководством академика Левинсона-Лессинга Ф., а также геосъемочными работами Паффенгольца К.Н.

В предвоенные и послевоенные годы в бассейне озера проводились исследования по стратиграфии меловых отложений (Паффенголец К.Н., Ренгартен В.П., Акопян В.Т. и др.); третичных отложений (Паффенголец К.Н., Габриелян А.А., Саркисян О.А., Григорян С.М. и др.); по тектонике (Паффенголец К.Н., Милановский Е.Е., Габриелян А.А., Асланян А.Т. и др.); по петрографии (Татевосян Т.Ш., Абовян С.Б., Соловкин А.Н. и др.).

Тектоника восточной части басс. оз. Севан многократно обсуждалась по мере разработки гипотезы аллохтонного размещения офиолитов в структуре континентов (Пейве А.В., Книппер А.Л., Ломизе М.Г. и др.).

С конца 30-х годов и в послевоенные годы проводились исследования по литологии и палеогеографии мезо-кайнозоя (Леонтьев Л.Н., Тихомиров В.В., Хаин В.Е., Ренгартен В.П., Габриелян А.А.), специализированные литологические исследования меловых и палеогеновых отложений начали проводиться с середины 50-х годов (Сатян М.А., Степанян Ж.О., Саркисян О.А.). В начале 60-х годов завершились исследования минералогии и некоторых особенностей химизма обнежившихся прибрежных осадков голоцена (Саркисян С.Г., Гаспарян И.Г.), в последующие годы были продолжены эти исследования в центральной части котловины с бурением вибропоршневых трубок (Сатян М.А., Жамгорцян В.Н.). Изучались вопросы стратиграфии голоцена (Саядян Ю.В. и др.). Особо много новой геологической информации дало бурение гидрогеологических и структурных скважин в предгорно-равнинной части бассейна озера (Вегуни В.Т. и др.). Значительный вклад в геологию бассейна внесен геосъемочными работами на площади обрамления (Чубарян Г.А., Харвзян Э.Х., Амарян В.М. и др.), изучением петрологии и вулканологии кайнозойского вулканизма (Казарян Г.А., Карапетян К.И. и Карапетян С.Г., Джрбашян Р.Т. и др.). Вдоль восточной и южной частей озера проведено сейсмическое профилирование (ст. "Земля" и "Черепаша", Егоркина Г.Л., Осипова И.Б. и др.), позволившее рассмотреть глубинное строение коры, оказавшееся особо своеобраз-

разным в офиолитовых пересечениях.

В связи с обилием новой геологической информации возникла необходимость вновь оценить геологические особенности строения озерного бассейна, причины его возникновения и колебания уровня, сейсмическую активность бассейна. Все эти проблемы имеют прямое отношение к комплексному освоению и экологической защите озерного бассейна, особенно остро вставшим в связи с увеличением численности населения в городах Раздан, Камо, Мартуни, Варденис, также как в связи с волной беженцев из соседней республики. Должны быть переоценены поэтому возможности рационального использования известных промышленных месторождений в обрамлении озера и создания местных промыслов, в том числе и горных, притом без значительного ущерба для экологии бассейна.

Сегодняшний этап исследований геологии басс.оз.Севан особо важен для оценки воздействия человека на природу озерного бассейна, сохранения озера - крупнейшего резервуара пресной воды Закавказья, источника уникальных рыбных богатств.

Монография составлена коллективом авторов Института геологических наук НАН РА и "Госупрнедра".

Проблема геологии басс.оз.Севан и далее останется одной из наиболее актуальных в геологии и эконимике республики, и надо полагать, что приведенные материалы и результаты их обсуждения будут полезны в последующих исследованиях и планировании работ научно-исследовательского и прикладного значения.

Авторы благодарят Е.Е.Милановского, А.Т.Вегуни, ознакомившихся с рукописью, за критические замечания и пожелания.

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСАДКИ АКВАТОРИИ ОЗЕРА СЕВАН

Изучение осадков на глубину от дна на 4,5 м стало возможным с получением в распоряжение Института водных проблем бурильного вибропоршневого аппарата, конструкция и возможности бурения которого подробно рассмотрены /38/. Бурение дна озера было проведено для оценки грунтов 20-ой изобаты, которая рассматривалась в 60-ые годы как наиболее подходящая для обводного канала в схеме спуска уровня озера. В основном бурение потому было проведено на площади Б.Севана, где планировалось сооружение обводного канала. Единичные трубки были пробурены на М.Севане и на Нор-Баязетском взду. Обработка кернового материала в целях изучения литологии проводилась в Институте геологических наук. Радиологические датировки колонки осадков, к сожалению, не были сделаны, и возраст в первом приближении определялся, исходя из сезонной микрослоистости /12/.

I.1. О разрезе донных осадков акватории оз.Севан

Бурение дна вибропоршневыми трубками длиной 4,5 м наиболее подробно было осуществлено в акватории Б.Севана, где пробы были отобраны по 8 створам на глубинах 5, 10 и 20 м, и был пройден поперечный профиль через котловину (рис.2).

В низах разреза трубками чаще вскрываются коричневато-серые и желтовато-серые глины (пачка I), плотные, сильно комковатые, нередко высококарбонатные (до 30% CaCO_3), содержащие прослой полимиктовых песков. Вскрытая их мощность достигает первых нескольких десятков см. Выше следуют заметно менее литифицированные зеленовато-серые глины, алевроитистые, с карбонатностью до 10-15%, сменяющиеся в верхней части песками и замещаемые ими к берегу (пачка II). Выше по разрезу следуют черные, при высыхании темно-серые, пластичные глины (пачка III), насыщенные органическим веществом и содержащие значительную примесь диатомей, в разной мере алевроитистые. Они менее карбонатные (до 10-12%). По направлению к берегу их сменяют пески.

Разрез трубок, суммарной мощностью до 4,5 м, завершается глинисто-песчаными, темно-серыми илами, мощностью до 0,3-0,5 м, особенно разжиженными в верхней части и замещаемыми песками к берегу.

Мощность зеленовато-серых и черных глин варьирует от нескольких десятков см до 2-2,5 м, размещение их по дну озера имеет до-

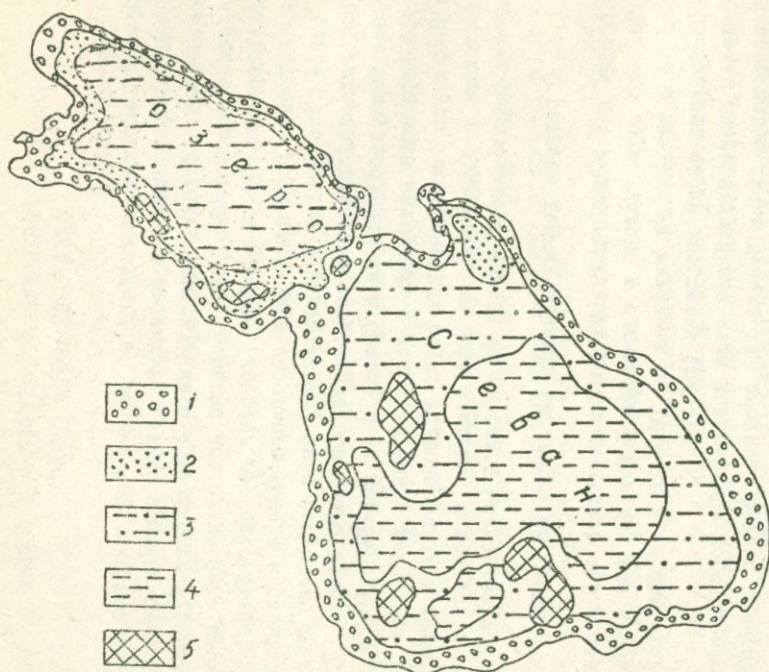


Рис. I. Схема размещения современных донных осадков оз. Севан.

1. Грубообломочные и псаммитовые отложения.
2. Преимущественно псаммитовые отложения.
3. Преимущественно алевритовые отложения.
4. Преимущественно глинистые отложения.
5. Выходы травертинов (кристаллов кальцита).

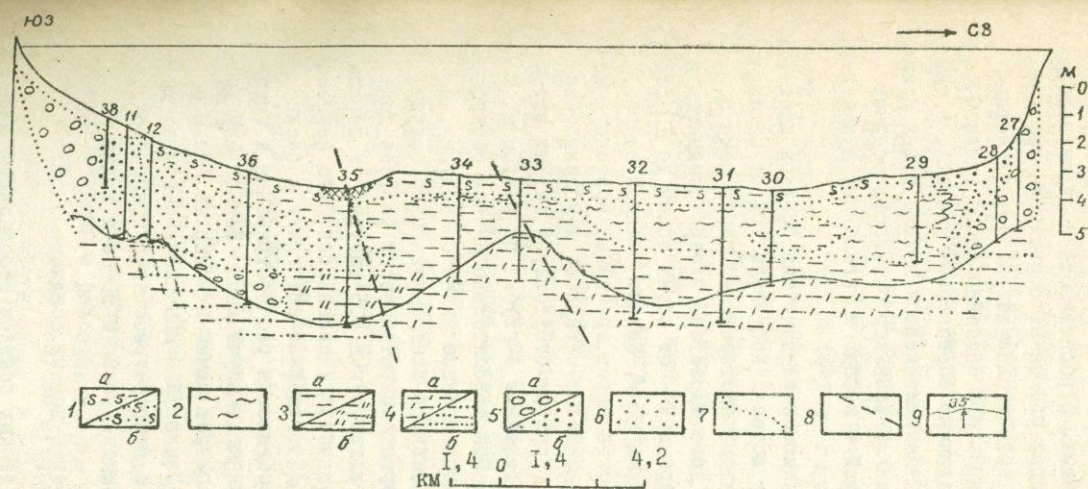


Рис. 2. Геологический разрез через впадину Б.Севана (с.с.Еранос-Гейсу)
 1 - или песчано-глинистые; 2 - глины черные, битуминозные, пластичные, микрослоистые, с обильными остатками диатомовых; 3/а - глины темно-серые и зеленовато-серые, умеренно пластичные, алевритистые, б - глинистые але-
 вриты; 4, а - глины коричневатого-серые, плотные, комковатые и брекчирован-
 ные, алевритистые, б - желтовато-коричневые глинистые але-
 вриты и пески, полимиктовые, плохо отсортированные; 5, а - гравий и галечник полимикто-
 вые, б - грубопсаммитовые, весьма плохо отсортированные, слабо карбонат-
 ные, зеленовато-серые, полимиктовые отложения; 6 - пески зеленовато-серые, полимиктовые, средне-тонкозернистые, умеренно отсортированные; 7 - грани-
 цы пачек и латеральные переходы; 8 - разломы; 9 - места заложения трубок
 и их номера. Внизу масштаб горизонтальный.

вольно прихотливый характер. Общий план распределения озерных осадков вскрытого интервала примерно соответствует современному: глинистые осадки сосредоточены в центре, к берегу, примерно на изобате 20 м, они сменяются песками. Карбонатность осадков наиболее высока вдоль восточного берега, там же на обрамлении имеются протяженные выходы микритовых и органогенно-детритовых известняков позднего сенона и палеогена. На юге бассейна озера развиты преимущественно вулканогенно-осадочные образования миоцена, а также плиоцен-четвертичные лавы, в ущельях имеются выходы туфов и андезито-базальтовых лав эоцена. Наименьшая карбонатность осадков определяется в полосе, примыкающей с запада к Гегамскому вулканическому нагорью (до 0-10%).

Глинистые отложения, составляющие главный тип осадков центральной части котловины, площадь которой достигает 70% от общей площади Б.Севана, как видно, связаны постепенными переходами с песками побережья, в переходной зоне нарастает алевро-псаммитовая примесь, а также выход тяжелой фракции - от сотых долей до 10-15%.

По прежним представлениям /54, 55 /, баланс осадков озера складывается из обломочного вещества из рек, временных протоков, селей (56%), из эолового материала (21%) и материала хемогенно-биогенного (23%). Между тем в этих расчетах отсутствует важный источник - минерализованные воды, поступающие с глубин по разломам. К этому вопросу мы вернемся далее. При относительно низком соотношении В/Л (до 3,4) обломочное осадконакопление является ведущим, в его спектре существенное место занимают алевро-пелитовые осадки. По микрослоистости подсчитан возраст вскрытой части разреза донных осадков в центральной части котловины в 3,5 тыс. лет (в первом приближении). По изученному 4,5 м разрезу выявляется, что наименьший уровень озера, стадию "луж" /19 / обозначают глины и пески пачки I. Ее полная мощность и особенности распространения в акватории остаются еще далеко не полностью изученными. Наибольший уровень стояния озерных вод характеризует пачка III - черные глины с высоким содержанием диатомовых. Пачка IV - или песчано-глинистые - это важный рубеж развития озера с явно регрессивной тенденцией, усугубленной искусственным снижением уровня в 50-60-х годах.

1.2. Минеральный состав донных осадков

Отмечалось, что в строении донных осадков обособляются (сверху-вниз): илы, глины черные, глины зеленовато-серые и пески, гли-

ны коричневые и алевролиты.

Илы - наиболее распространенный тип осадков в верхах разрознов трубок южной и юго-восточной частей озера. Максимальная мощность их достигает 2,5 м. Внешне илы представляют собой жижу темно-серого цвета, которая при высыхании становится светлее. Нередки в них обуглившиеся растительные остатки и разные органические обломки. Гранулометрически выделяются илы песчаные, алевроитовые и пелитовые. Содержание части породы, растворимой в 10% соляной кислоте, колеблется от 0 до 15%, иногда превышая и 30%. Выход тяжелой фракции варьирует в пределах 0,01-7,2%.

Минеральный состав илов^{*)} характеризуется следующей ассоциацией минералов: пироксены (авгит, гиперстен, значительно меньше диопсид), амфиболы (при постоянном преобладании базальтической роговой обманки над обыкновенной, в подчиненном значении - актинолит, тремолит). Почти всегда присутствуют биотит, магнетит и в небольшом количестве ильменит. В илах скважин, пробуренных по восточному побережью озера, наряду с вышеназванными минералами, отмечаются хромит, пикотит, оливин и иногда серпентин, увеличиваются содержания актинолита и тремолита.

Глины черные залегают под илами. Это пластичные осадки черного цвета с карбонатностью от 2,0 до 30%, чаще - 2,5-10%. Выход тяжелой фракции изменяется от 0,01 до 5%. В низах пачки отмечается дегидратация, цементация и уплотнение глин. Как правило, в них песчано-алевритовая примесь достигает 35-40%.

В минеральном составе черных глин ведущими минералами являются пироксены и амфиболы. Однако в отличие от илов среди амфиболов равноценное значение (5-10%) имеют как базальтическая роговая обманка, так и обыкновенная. Минеральный состав глин юго-западной и северо-восточной частей имеет некоторые отличия. На северо-востоке содержание пироксенов и амфиболов значительно уменьшается. Одновременно заметно увеличивается количество актинолита и тремолита, появляются оливин и пикотит. Северные разрезы характеризуются также пониженным содержанием полевых шпатов и вулканических стекол. В глинах юго-западной части обнаруживается повышенное содержание гиперстена (до 25%), постоянно отмечается энстатит.

Пески выявлены в разрезах трубок в зоне склона, переходной от дна к берегу. Лишь на Ю-8, по створу устья р. Аргичи пески достигают центральной части озера. В строении песчаных осадков склонов немаловажную роль играют крупно- и грубообломочные породы (гравий, галька, щебень), залегающие в основании песков, а иногда

^{*)} Здесь и далее - фракция 0,1-0,25 мм.

чередующиеся с ними. Общая мощность песчаных отложений достигает 2 м. Окраска песков серая до темно-серой, почти черной, а также коричневато-желтая и зеленовато-серая. В песках нередко встречаются органогенный детрит и ракушки, весьма часты растительные остатки. Пески крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые, наиболее распространены мелкозернистые пески. Карбонатность песков изменяется от 0 до 15%, иногда достигая 35-45%. Выход тяжелой фракции в пределах 0,08-5%, изредка до 10%.

При иммерсионном исследовании в тяжелой фракции песков выделяются скizzные минералы: авгит, диопсид, гиперстен, базальтическая роговая обманка, роговая обманка обыкновенная, актинолит, тремолит. Распределены они неравномерно; для песков юго-западного и южного побережий характерна роговообманково-гиперстеново-авгитовая ассоциация, широкое развитие имеет биотит; к северо-востоку увеличивается количество оливина, магнетита, ильменита, пикотита и циркона.

В песках, размещенных на более глубоких отметках склона, вдоль северо-восточного побережья господствует роговообманково-биотит-авгитовая ассоциация, постоянно отмечаются актинолит, тремолит, эпидот, цоизит, оливин, магнетит, пикотит, хромит. Южнее развита роговообманково-гиперстеново-авгитовая ассоциация. Но на этом участке почти исчезают актинолит, тремолит, магнетит, ильменит, пикотит.

Коричневые алевро-песчаные глины и алевролиты пачки I развиты в юго-западной части озера. Это плотные породы, в значительной степени пропитанные гидроокислами железа. Карбонатность их колеблется в пределах 13-20%, в некоторых образцах повышается до 30-35%. Выход тяжелой фракции изменяется от 0,01 до 1,5%. Глины более глубокой части склона по терригенной составляющей относятся к эпидот-цоизит-пироксеновой ассоциации. Пироксены представлены преимущественно авгитом, реже диопсидом и гиперстеном. Наблюдается и уменьшение полевых шпатов и вулканических стекол, повышенное содержание имеет пирит.

Со времени накопления коричневых глин до отложения черных глин питающие провинции бассейна озера существенных изменений не претерпели.

Донные осадки сравнительно с прибрежными отложениями сходны по минеральному составу.

Дополним эти данные результатами шлихового анализа донных осадков. В лаборатории Управления геологии Армении (ПО "Армгео-

логия") изучено 55 образцов песков, алевроитов и глин донных осадков весом до 300 г каждая (аналитик-минералог Р.В.Абрамян). Осадки отобраны из западной половины оз.Севан, в акватории между г.Камом и с.Еранос. Ими охарактеризованы все пачки вскрытого трубками разреза. Единичные пробы взяты из района, примыкающего к устью р.Арпичи и к восточному берегу (3 пробы).

Результаты минерального анализа рассмотрены по фракциям.

Неэлектромагнитная фракция. В составе первой пачки преобладают апатит (50-80%) и циркон (до 20%), редко встречаются пирит и коллофан. Содержание пирита возрастает в пачках II и особенно III, достигая 90-100% (в глинах III пачки), и в песках - 80-85%. Апатит, коллофан, сфен встречаются в глинах, в количестве 1-2 зерна встречены свинец, галенит, церуссит, малахит, киноварь. Содержание апатита в песках достигает 10-15%, в единичных пробах - до 97%, коллофана - до 2-15%. В глинисто-песчаных илах (пачка IV) содержание пирита остается высоким - до 90-100%. В ряде проб апатит и коллофан составляют до 50-90%. Отмечены единичные зерна киновари, свинца, галенита. В песках прибрежной части бассейна возрастает количество апатита (до 75%), тогда как содержание пирита падает до 20-50% и лишь изредка достигает 90%.

Электромагнитная фракция. Во всех четырех пачках вскрытого разреза в минеральном составе существенно преобладают моноклинные пироксены (90-98%), типичными минералами являются роговая обманка базальтическая и обыкновенная, оливин, биотит - все в виде редких зерен. Иногда встречается эпидот. Обычны единичные зерна ильменита, гематита, лимонита. В пачке III выделяется пирит (до 20% в глинах). В глинах пачки IV обнаруживаются вулканические стекла - темно-зеленые, округлые (до 10%). В песках той же пачки иногда отмечается резкое возрастание (до 10-70%) содержания гематита.

Магнитная фракция. Состав довольно однообразен: магнетит (50-90%), пироксены с включениями магнетита, редкие зерна ильменита и гематита. В глинах пачки IV встречено вулканическое стекло (до 10%).

Минеральный состав осадков восточной части озера (по 3 пробам), в целом сходный с таковым западной части, все же отличается менее высоким содержанием апатита (в тяжелой фракции), наличием эпидота, изредка высоким - до 60% содержанием амфиболов (в электромагнитной фракции), некоторым преобладанием магнетита в магнитной фракции (повышается количество моноклинных пироксенов с включением магне-

тита и ильменита). В этих осадках определяется хромит, реже единичные зерна коллофана, свинца, галенита.

Из вышеприведенных результатов шлихового минерального анализа можно прийти к следующим выводам.

Вариации от пачки I к IV количества пирита - минерала преимущественно аутигенного, отражают переход от окислительной обстановки к восстановительной (пачка III) и спад восстановительной обстановки от глин к прибрежным пескам. Эти соотношения находятся в согласии с данными по pH осадков.

Количество апатита в пачке I и отчасти II и IV связывается с размывом вулканических апатитсодержащих пород Гегамского нагорья, а также доверхнеплиоценовых пород - аналогов разданской и вохчабердской толщ.

Вопрос о высоком содержании коллофана в песчано-глинистых илах (пачка IV) заслуживает дальнейшего изучения. Рудные компоненты: свинец, галенит, малахит, видимо, берут начало из рудных проявлений в доверхнеплиоценовом комплексе Гегамского нагорья, в основном бронированном новейшими лавами. Здесь же фиксируется ряд вторичных рудных ореолов (близ Норатусского мыса и южнее него).

Высокое количество (> 50%) в электромагнитной фракции моноклиновых пироксенов в ассоциации с редкими зернами оливина, роговой обманки обыкновенной и базальтической, биотита предопределено размывом вулканических пород плиоцен-четвертичного возраста и аналогов вохчабердской и разданской толщ. Повышенное содержание ильменита и наличие хромита в осадках восточной зоны вызвано наличием в питающей провинции крупных выходов пород офиолитовой серии и прежде всего гипербазитов.

1.3. Глинистые минералы донных осадков

Показано [12, 55, 79], что основной фон осадков возникает за счет сноса обломочного вещества с водосборов контрастного состава. В ранних работах приведены лишь единичные термографические и рентгенографические определения монтмориллонита в глинистых илах поверхностного слоя осадков.

По проведенному нами отбору осадков 4,5 м колонок озера изучены рентгенографически, под электронным микроскопом, электронографически и термографически - 61 образец.

Выше отмечено наличие четырех пачек в типовом разрезе, который вскрыт трубками.

В о с т о ч н а я з о н а . По данным дифрактометрии преоб-

ладающими глинистыми минералами являются хлорит и гидрослюда. В отличие от западной и южной зон здесь не обнаружены каолинит, редок монтмориллонит. Из электронографии гидрослюда следует, что они отличаются повышенной железистостью (повышенные значения параметров δ). Почти во всех образцах присутствуют хлориты. На электрономикроскопических снимках заметно наличие большого количества удлинения ленточных частиц /65/, морфологически они сходны с хризотилом (?) или палыгорскинтом (?) или сепиолитом. Присутствие их связывается с размывом кор выветривания на гипербазитах.

Южная зона. В глинистой фракции определены хлорит, гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Количество монтмориллонита и каолинита сильно уменьшается по направлению к восточной зоне.

Гидрослюда представлена очень тонкими полупрозрачными чешуйками, часто с закругленными краями, в основном они расщеплены на ленточные разновидности гидрослюда (данные электронографии). В нескольких образцах определены политипичные модификации гидрослюда, принадлежащие к низкотемпературной разновидности IM. Весьма распространены также хлориты. На микроскопических снимках они представлены темными хлопьевидными образованиями, часто с бахромчатыми краями.

Западная зона. Глинистыми минералами (в порядке уменьшения их количества) являются: монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит. Гидрослюда этой зоны обладает нормальными параметрами δ , что свидетельствует о незначительном количестве железа в их структурах. Морфологически гидрослюда представлены тонкими чешуйками, часто с закругленными краями. Каолинит представлен обломками шестиугольных пластин.

В восточной зоне седиментации основным источником сноса являются известняки позднего сенона, местами (басс. р. Гейсу) мощные обломочные полимиктовые офиолитокластические отложения верхнего коньяка-раннего сантона и по всей полосе хребта - мощные кремнисто-вулканогенные образования офиолитовой серии и размещенные в них протрузии серпентинизированных гипербазитов, а также тела габбро, в меньшей мере плагиограниты. Глинистые минералы кремнисто-вулканогенной формации представлены хлоритом и гидрослюдами IM и 2M₁, в коньякских отложениях отмечаются хлорит, гидрослюда и неравномерно монтмориллонит.

Ассоциация глинистых минералов донных осадков довольно сходна с преобладающими в этих породах водосбора глинистыми минералами

(гидрослюда-хлорит-палыгорскит). В почвах на склонах хребта развита на карбонатных породах гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовая ассоциация /32 /.

Скудность монтмориллонита в донных осадках восточной зоны Б.Севана также предопределена ограниченным развитием его в материнских породах офиолитовой серии позднего мезозоя. Содержание монтмориллонита возрастает в северо-западном направлении, в Малом Севане, где главным источником сноса являются вулканогенно-осадочные флишеидные отложения среднего эоцена.

В южной зоне вдоль Варденисского хребта главным источником сноса являются вулканогенные породы миоцена, плиоцен-четвертичного возраста андезитового, андезито-базальтового состава, выходы в ущельях вулканогенно-осадочного эоцена сопряжены с зонами гидротермально измененных пород, содержащих каолинит. В бассейне р.Аргичи к питающим провинциям относятся терригенный и карбонатный верхний мел, а также известняки, кварциты, глинистые сланцы среднего-верхнего палеозоя.

Таблица I

Поглощенный комплекс (Ca, Mg, Na) глины
из донных осадков озера Севан

№ пп	№ обр.	П о р о д а	№ пачки	Поглощенный комплекс			Примечание
				Ca	Mg	Na	
1.	907/2	Глина коричневая, плотная	I	12,94	12,42	1,957	Ca Mg - по методу Иванова (1962), Na - фотометрия пламени
2.	914/3	Глина черная, пластичная	III	13,70	11,06	1,696	
3.	914/3а	"	III	9,03	10,48	1,696	
4.	914/3в	"	III	12,7	11,45	1,305	
5.	915/3б	"	III	10,2	10,48	1,305	
6.	915/3г	"	III	10,38	11,64	1,305	
7.	915/4	Глинисто-песчаный ил	IУ	11,70	6,60	1,044	

Анализы выполнены в НИИ почвоведения и агрохимии,

Ассоциация в донных осадках глинистых минералов (хлорит, гидрослюда, монтмориллонит и реже каолинит) характеризуется сложным составом питающих провинций, широким диапазоном постседиментационных преобразований - от зеленосланцевого метаморфизма пород палео-

зоя, отчасти мела, до уровня эпигенеза основных-средних вулканитов (монтмориллонит).

Размывавшиеся андезиты-базальты, шлаки верхнего плиоцена - четвертичного возраста Гегамского хребта обусловили преобладание в глинистых минералах донных осадков этой полосы монтмориллонита (диоктаэдрического), при подчиненном значении гидрослюда, каолинита и хлорита. Возможно в размыл возлекались также породы сариканской толщи. В почвах на андезитах размываются хлорит и монтмориллонит, при подчиненном количестве гидрослюда и вермикулита.

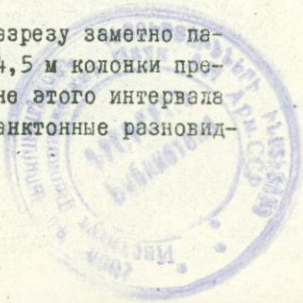
Итак, проведенное сопоставление показало, что минералогия глин в донных осадках озера Севан predetermined большим разнообразием пород питающих провинций обрамления. Ассоциации глинистых минералов удовлетворительно сопоставляются с составом и уровнем преобразования глазных типов пород обрамления. Глинистые минералы донных осадков являются поэтому преимущественно терригенными.

Вариации состава глинистых минералов по разрезу донных осадков наиболее полно изучены для западной части бассейна. Нижние в разрезе - коричневые глины представлены монтмориллонитом и гидрослюдой, а вышележащие алевроитистые зеленовато-серые глины преимущественно гидрослюдой, затем хлоритом, монтмориллонитом и изредка каолинитом. Глинистые минералы черных глин (III пачка) представлены хлоритом, затем гидрослюдой, в меньшем количестве монтмориллонитом, изредка палыгорскитом (?). Наконец, четвертая пачка - в основном глинисто-песчанистая, иловая, по составу глинистых минералов представлена хлоритом, затем гидрослюдой, монтмориллонитом, реже каолинитом и изредка палыгорскитом, обнаруживая сходство состава с пачкой третьей. Надо полагать, что вариации ассоциаций терригенных глинистых минералов складываются в зависимости от уровня вод озера - его вековых колебаний и вовлечения в размыл тех или иных пород водосборов. Кроме того, определенную роль играет перенос глинистых частиц наддонными течениями из одной зоны в другую.

Приведем краткие сведения о распределении в глинистых осадках центра Б.Севана органического вещества и органических остатков по вскрытому 4,5 м разрезу. Колонки сложены глинистыми алевроитами и алевроитистыми глинами. Подробно были изучены /21/ две трубки в центре озера (№ № 44 и 46).

Содержание органического углерода вниз по разрезу заметно падает от 2,5-4,1 до 0,9-0,4%. В верхней половине 4,5 м колонки преобладают створки диатомовых водорослей, в середине этого интервала отмечается спад их содержания. В основном это планктонные разновид-

5307



ности, в нижней половине колонки водоросли в основном бентосные, причем в середине нижней половины имеется горизонт, где органических остатков мало: диатомовые водоросли уступают спикулам губок, обломки диатомей редки. Здесь же отмечена смена отрицательных pH на положительные значения. В нижнем горизонте (20-30 см) вновь появляются диатомовые и возрастает количество восстановленного биту-ма.

I.4. Вулканические шлаки и пеплы

Предыдущими исследованиями грунтов озера /12, 55, 79 / пирокластические отложения среди донных осадков обнаружены не были. Современные осадки перекрыли пирокластику. Бурение вибропоршневой трубкой привело к их обнаружению в районе южного склона Нор-Баязетского (Норатусского) поперечного поднятия.

Рассмотрим последовательность наслоения и типы пород.

Трубка № 942 (снизу-вверх).

1. Шлак сажи-черный, при высыхании приобретает зеленоватый оттенок. Обломки шлака угловатой формы, размером до 2-3, реже 4 см без признаков спекания, хрупкие, пористые. До 40% породы слоятся алевроит-песчаной размерности обломки шлаков и пирокластические минералы. Мощность неполная - 80 см.

2. Вулканический и туфитовый песок лито-кристалло-витрокластический, среднезернистый, рыхлый, ярко-густозеленого, при высыхании желтовато-зеленоватого цвета. Содержат единичные диатомеи. Вверх по разрезу постепенно сменяется мелкозернистым туфопеском, в котором содержание обломочного и карбонатного материала заметно увеличивается. Мощность 90 см.

3. Вулканомиктовый песок с примесью пирокластического материала, зелено-серый, крупнозернистый, переходящий вверх по разрезу в среднезернистый песок. Мощность 46 см.

4. Алевроит глинистый, зелено-серый, переходящий к кровле в обогащенный органическим материалом ил. Мощность 2,2 м.

Трубка № 943 (снизу-вверх).

1. Вулканический песок сажи-черный и темно-коричневый, раз-нозернистый, с преобладанием крупно- и среднезернистой размерности, лито-кристалло-витрокластический, рыхлый. Сменяется вверх по разрезу среднезернистым вулканическим песком и далее к кровле - вулканической пылью (0,1-0,01 мм). Мощность 80 см.

2. Вулканическая пыль светло-серая, рыхлая. Мощность 15 см.

3. Вулканомиктовый песок зелено-серый. Содержит примесь мелкой гальки и пепла, разнозернистый, с преобладанием средне- и крупнозернистых размерностей. Вверх по разрезу сменяется мелкозернистым песком. Содержит обломки раковин. Мощность 85 см.

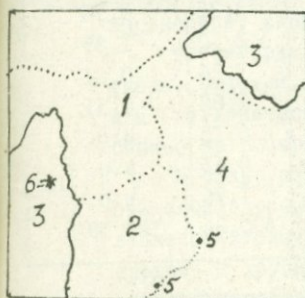


Рис.3. Обзорная карта дна Б.Севана в районе обнаружения шлаков и пеплов.

1. Нор-Баязетский (Норатусский) вал.
2. Подводное поднятие. Предположительно вулканический шлаковый конус.
3. Суша. На западе Гегамский берег у г.Камо (Баязет), на востоке - Шоржинский полуостров.
4. Дно Б.Севана со спокойным волнистым рельефом.
5. Место бурения.
6. Наземные вулканы.

4. Вулканомиктовый песок с примесью пепла, мелкозернистый, мелко-желтый, при высыхании становится желто-серым. Мощность 5 см.

5. Ил алевроито-глинистый, темно-серый с прослоями (2-5 см) диатомового ила. Мощность 20 см.

6. Ил глинисто-алевритовый, серо-зеленоватый. Содержит обломки раковин. Мощность 55 см.

Приведем краткие сведения по петрографии и минералогии шлаков и пеплов.

Шлаки под микроскопом состоят из изотропной пузырчатой массы стекла зеленовато-бурого цвета, в котором рассеяны (5-8%) вкрапленники (до 0,1-0,3 мм) андезина, обычно полисинтетически сдвоенного, нередко зонарного строения, отмечаются редкие зерна темноцветных и рудных минералов. По краям пор в стекле развиваются новообразования эпидота. Пористость шлаков, определенная методом насыщения (по И.А.Преображенскому), равна 70,4-72,6%. Под микроскопом форма пор сферическая, каплевидная и неправильная. Высокопористые участки состоят из изометрических мелких пор. Мелко-обломочная часть шлаков песчаная и алевроитовая, имеет низкую степень отсортированности ($S_o > 10$).

По химическому составу шлаки приближаются к базальтам. По подсчетам А.Н.Заварицкого они относятся к нормальному ряду, чем сходны с четвертичными лавами Гегамского нагорья (табл.2).

Шлаки, как и основные андезито-базальтовые лавы, недосыщены кремнием. Сравнительно более низкое в них, чем в андезито-базальтах, содержание алюминия и повышенное - калия.

Таблица 2

Химический состав шлаков

Окислы	I	2	Окислы	I	2
SiO_2	50,29	51,45	Na_2O	3,25	3,58
TiO_2	1,15	1,12	K_2O	2,10	1,59
Al_2O_3	15,15	19,02	H_2O	1,26	0,21
Fe_2O_3	6,88	6,60	п.п.п.	2,68	0,31
FeO	3,21	3,32	S	0,15	н.о.
MnO	0,11	0,18	P_2O_5	0,63	н.о.
MgO	5,74	5,09	CO_2	1,76	н.о.
CaO	7,54	7,93	Сумма	100,24	100,39

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ обр.	q	c	b	s	f	m	c	n	t	φ	Q	q:c	По Ритману
1.	10,5	7,7	20,3	61,5	45,5	44,1	10,4	77,3	1,6	28,4	-5,0	1,3	3
2.	10,5	5,3	23,7	60,5	39,4	42,7	17,9	70,5	1,8	25,7	-5,3	1,9	3,9

Примечание: 1. Вулканический шлак, трубка 942, слой I.
2. Андезит-базальт. Потоки. Гегамское негорье. Среднее из 8 анализов.

Вулканические п е п л ы , т у ф ф и т ы и т у ф о - п е с к и . Главный признак, отличающий пеплы от туффитов и туфопесков, это высокое содержание в них свежего вулканического стекла. В туффитах и особенно в туфопесках заметно повышается содержание разложившихся зерен и увеличивается карбонатность пород. От пеплов к туфопескам увеличивается суммарное содержание тяжелых минералов. При этом несколько уменьшается содержание малоустойчивого оливина, но растет количество рудных минералов, появляются эпидот, акцессорные минералы (циркон, сфен, гранат). В туфопесках к вулканическому стеклу среднего состава примешиваются стекла кислые. В иммерсионной жидкости определяются бесцветные, зеленовато-бурые, редко желтовато-бурые вулканические стекла неправильной формы, угловатые, часто с рваными краями. Выделяются разновидности с цельной глянцевой поверхностью, с раковистым изломом, волокнистые.

Показатель преломления стекол чаще 1,495-1,496, реже - 1,485-

I, 486, изредка - I, 515, бурых стекол - I, 549-I, 550.

Зеленовато-бурые стекла чаще пузырчатые. В них наблюдаются кристаллиты и микролиты, в бесцветных стеклах они весьма редки. Микролиты представлены тонкими призмочками плагиоклазов, редко - пироксенов. Характерны сростки стекла с плагиоклазами.

Рассматривая возможные пути поступления вулканического материала, отметим, что шлаки являются главным "строительным материалом" вулканических конусов Гегемского нагорья и за пределами их обычно не распространяются. Состав продуктов андезито-базальтовый.

В обнаруженных подводных шлаках отсутствует инородная примесь, они сонаходятся с вулканическими песками, а также с туффитами и вулканомиктовыми накоплениями - в кровле осадков. Ознакомление со средне- и крупномасштабными батиметрическими картами озера показало, что существует подводный вал вблизи участка вскрытия трубками шлаков. Так же как и Баязетский (Норатусский), этот вал протягивается от западного берега в северо-восточном направлении примерно на 5,5 км, при ширине 3-3,5 км (рис.3).

От южного склона Баязетского вала его отделяет узкая ложбина. Значительные размеры и ориентация отличают этот вал от озерных песчаных валов и конусов выноса. В трубках 942 и 943 разрез осадков, залегающих над пирокластическими и осадочно-пирокластическими породами, сокращен в мощности (1,65-2,66 м), тогда как только в центральной части Большого Севана неполная мощность алевроитистых глин превышает 4,5 м. Можно поэтому полагать, что склоны вала были мало благоприятны для накопления осадков из-за крутизны. Такие аномальные формы рельефа контрастируют с волнистым спокойным рельефом впадины Большого Севана. Вулканы Норатусской группы, по мнению К.И. Карапетяна, располагаются вдоль трещины, имеющей северо-восточное простирание ($45-60^{\circ}$), т.е. аналогичное простиранию Нор-Баязетского вала и вала, вскрытого трубками.

В залегающих над шлаками вулканических песках и песках туффовых встречаются единичные диатомеи, вверх по разрезу резко возрастает содержание карбоната кальция, в каждом ритме устанавливается уменьшение среднего размера обломков, от основания к кровле улучшается также отсортированность породы. От шлаков к вулканомиктовым пескам наблюдается разнообразный набор промежуточных осадочно-пирокластических пород. В шлаках отсутствуют признаки окисления и спекания и по колонке создается впечатление быстрой, без перерыва смены их вулканическими песками. Следует также упомянуть, что

вскрытые породы гипсометрически расположены ниже Норатусской группы вулканов на 50-90 м. Вулканы же после извержения были перекрыты водами озера, на что указывает кратерная галька из разнообразных пород водосбора.

Таким образом, совокупность фактов приводит к предположению, что трубками были вскрыты шлаки и вулканические пеплы одного из подводных шлаковых конусов.

1.5. Некоторые особенности геохимии донных осадков

1.5.1. О распределении Mo, Cu, Zn, Pb, Mn, Cr, Ni, Mg и некоторых других микроэлементов в донных осадках. Определялись валовые содержания, а также содержания в водных, а затем и в солянокислых (2,5%) вытяжках из осадков.

Молибден. В вертикальном разрезе осадков содержание молибдена от нижних слоев к верхним в целом уменьшается от 0,01 - 0,1 $\times 10^{-3}\%$ до следов молибдена. Среднее содержание молибдена в отдельных типах отложений приведено в таблице 3.

Таблица 3

Среднее содержание Mo в донных осадках оз.Севан

Метод изучения	Число определений	Пески	Алевриты	Глины	Среднее для осадков Б.Севана
Химический	24	$3,3 \times 10^{-4}$	не опр.	$2,7 \times 10^{-4}$	$2,9 \times 10^{-4}$
Спектральный	70	5×10^{-4}	4×10^{-4}	5×10^{-4}	5×10^{-4}

Примечание: Валовые содержания Mo после сплавления определялись колориметрическим методом.

По распространению в осадках подвижного молибдена, привнесенного в осадки в растворенном виде, территория Б.Севана подразделяется схематически на юго-западную и северо-восточную зоны, границы между ними протягиваются в северо-западном направлении, примерно по середине водоема. В осадках ю-з зоны подвижного молибдена больше в среднем в 4 раза, чем в осадках с-в зоны (рис.4). В ю-з зону привнесено подвижного молибдена в среднем до 50% от его валового содержания в осадках. Подвижной молибден осадков с-в зоны составляет в среднем не более 10% валового содержания молибдена. Наиболее богаты подвижным молибденом пески, сравнительно меньше его в гли-

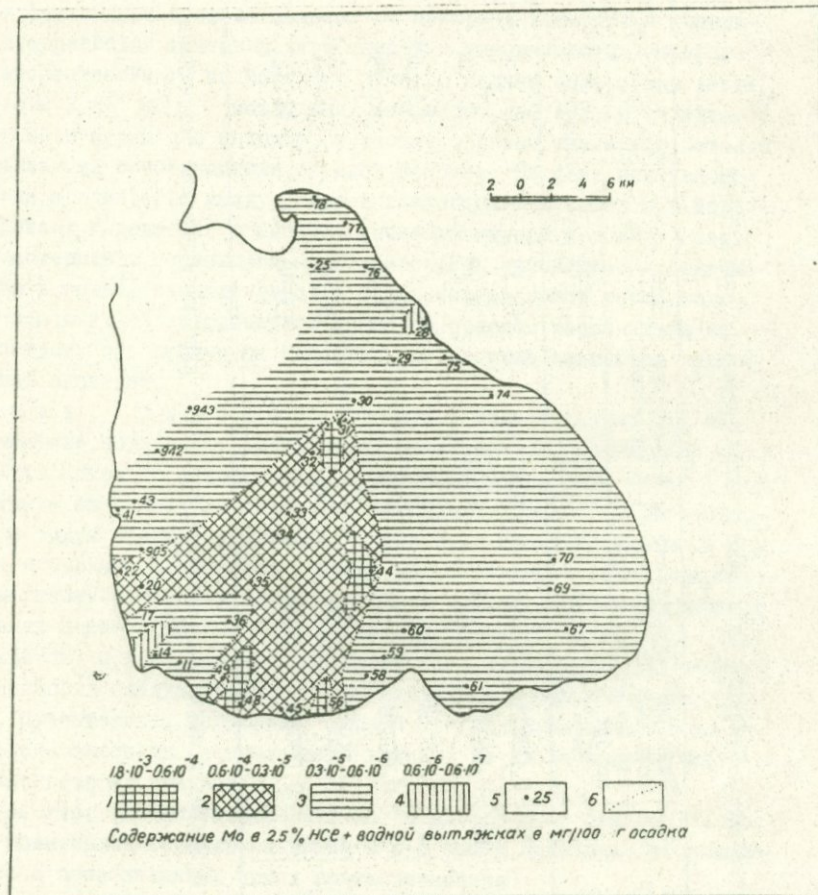


Рис.4. Геохимическая карта оз.Севан.
 1-4. Средние содержания Мо в солянокислых
 вытяжках из донных осадков в мг на 100 г
 осадка. 5. Места заложения трубок.
 6. Границы содержания.

Таблица 4

Содержание подвижного молибдена в донных осадках озера Севан

Наименование породы	Число определений	Зона	Валовое содержание Мо в породе в %	Содержание Мо в вытяжках водных и солянокислых (в % от валового содержания в породе)			Содержание нерастворимого Мо (в % от валового содержания в породе)
				H ₂ O	HCl (2,5%)	Суммарное (H ₂ O + HCl)	
Песок грубо- и крупнозернистый	3	I	0,00034	5,82	72,35	78,17	21,83
	2	П	0,00013	5,69	7,30	12,99	87,01
Песок мелкозернистый, глинистый	7	I	0,00032	18,43	27,92	46,35	53,65
	2	П	0,00056	2,50	0,55	3,05	96,95
Глина алевролитическая	6	I	0,00027	18,74	9,63	28,37	71,63
	4	П	0,00027	9,77	4,11	13,88	86,12

Определение молибдена в водных и кислотных вытяжках проведено колориметрическим родонидным методом.

нах. На фациальном профиле водоема от прибрежных песков и алевроитов к алевроитистым глинам центра бассейна увеличивается содержание воднорастворимого молибдена и заметно падает содержание растворимого в 2,5% HCl молибдена. Как видно, не только содержание Mo, но и формы его нахождения тесным образом связаны с литолого-фациальными особенностями осадков водоема. На фоне подвижного молибдена в прибрежье между устьями впадающих в Б.Севан р.р. Варденис и Бахтак выделяется аномалия, выклинивающаяся к центру озера, причем содержание подвижного молибдена здесь соизмеримо с содержанием его в почвах на Каджаранском медно-молибденовом месторождении республики. Из методических работ по ореолам рассеивания Mo /35/ следует, что первичные концентрации металла ожидаются вблизи вторичных аномалий.

М е д ь , с в и н ц , ц и н к . Выявляются на два порядка меньшие содержания растворимых количеств указанных микроэлементов относительно валовых, на порядок низкие их содержания в водной вытяжке относительно вытяжки слабосолянокислой. Разброс содержаний по типам осадков выражается в глинах в преобладании меди над свинцом и цинком, а в песках - цинка над остальными двумя микроэлементами (табл. 4). В обломочных минералах песков определены высокие содержания цинка ($200 \times 10^{-3}\%$) в магнетите, меди ($1-3 \times 10^{-3}\%$) и свинца ($15 \times 10^{-3}\%$) в темноцветных минералах. По данным шлихового анализа, в некоторых осадках присутствуют единичные зерна самородного свинца, буланжерита, церуссита, малахита и халькопирита. Какой-либо закономерности их распределения выявить не удалось из-за непредставительности материалов.

Известно, что монтмориллонит легко адсорбирует цинк /22/. Возможно, повышенные содержания цинка в ю-з части акватории обусловлены также и преобладанием здесь монтмориллонита.

Диатомовые могут адсорбировать медь. Роль ostracod в концентрации халькофильных элементов незначительна, что выясняется по низким содержаниям их в раковинном материале.

Распределение микроэлементов (форм их нахождения) находится, как видно, в связи с фациальной зональностью осадков от песков прибрежья к глинам центральной части водоема со спадом выхода тяжелой фракции от 10-15% до 0,0п.%. Адсорбированные формы нахождения халькофильных микроэлементов присущи глинам, в песках же они предопределены составом обломочных минералов.

Вариации содержаний микроэлементов по восходящему разрезу вызваны разнообразием состава терригенного компонента и количеством

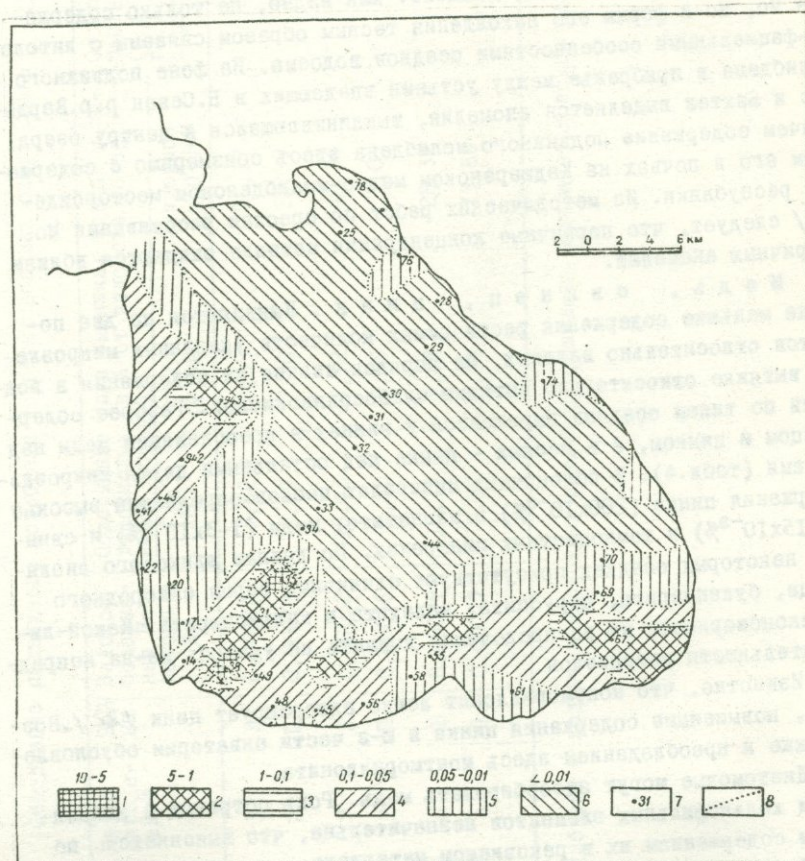


Рис. 5. Геохимическая карта оз. Севан.

1-6. Средние содержания меди в солянокислых вытяжках из донных осадков в мг на 100 г осадка. 7. Расположение трубок. 8. Границы содержаний.

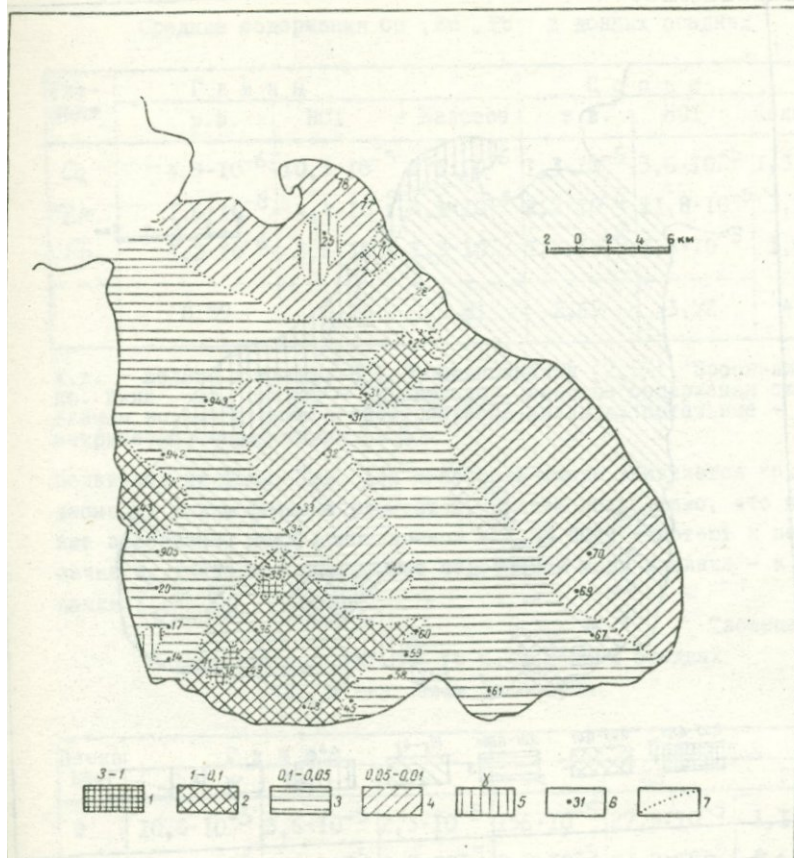


Рис.6. Геохимическая карта бассейна оз.Севан.

1-4 Средние содержания цинка в солянокислых
вытяжках из донных осадков озера Севан в мг
на 100 г осадка. 6. Расположение трубок.
7. Границы содержаний.

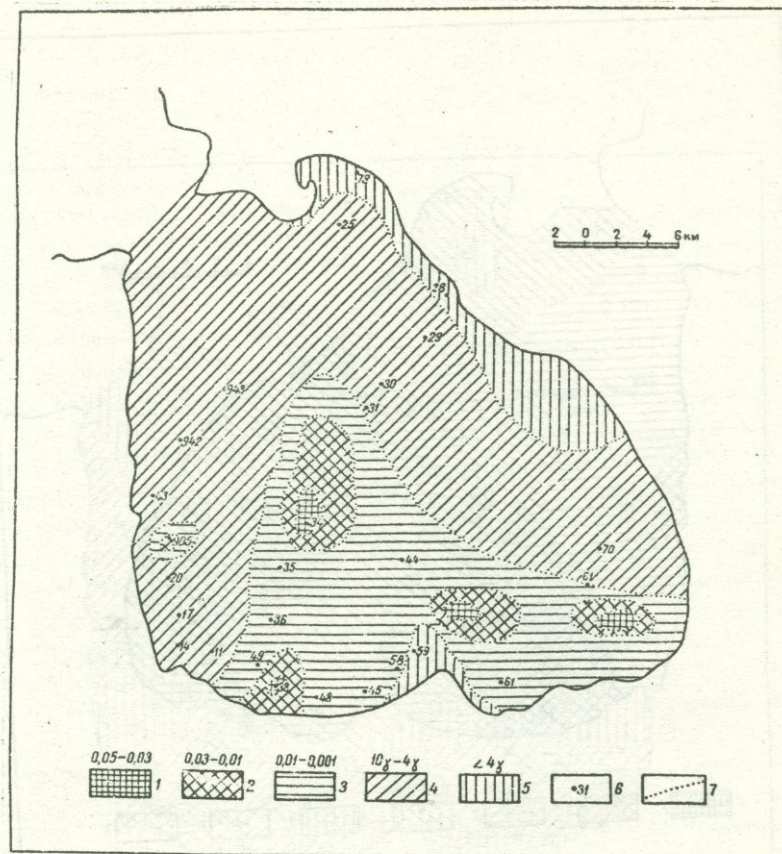


Рис. 7. Геохимическая карта бассейна оз. Севан.
 1-4. Содержания свинца в солянокислых вытяжках из донных осадков озера Севан в мг на 100 г осадка. 6. Расположение трубок. 7. Границы содержаний.

Таблица 5
Средние содержания Cu, Zn, Pb в донных осадках

Элемент	Г л и н ы			П е с к и		
	в.в.	HCl	Валовое	в.в.	HCl	Валовое
Cu	$4,9 \cdot 10^{-6}$	$10,3 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-6}$	$11,8 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
	0,59	0,78	0,81	2,69	3,72	4,23

в.в. - водная вытяжка, HCl - солянокислая (2,5%). Проанализировано: глины - 14, песков - 18 образцов, валовые содержания свинца по данным количественного спектрального анализа, остальные - колориметрические определения (в %).

подвижных их форм. Так, для ю-з части озера выявляется крупная аномалия халькофильных элементов. Причем обнаружено, что повышенные содержания меди (растворимой в 2,5% HCl) тяготеют к пескам пачки III, тогда как повышенные содержания меди и цинка - к глинам пачки I.

Таблица 6
Содержание Cu, Zn, Pb (в %) в донных осадках
в ю-з части акватории

Пачка №	Г л и н ы			П е с к и		
	Cu	Zn	Pb	Cu	Zn	Pb
III	$10,6 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$156 \cdot 10^{-5}$	$27,5 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
II	$22,8 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$11,2 \cdot 10^{-5}$	$0,6 \cdot 10^{-5}$
I	$18,1 \cdot 10^{-5}$	$8,3 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	н/оп.	н/оп.	н/оп.

2,5% HCl - вытяжки.

Исследования выявили высокие значения pH осадков, равные 7,7-8,6, для единичных определений несколько ниже - 7,2-7,6. Напомним, что вода озера характеризуется pH до 6,7-9,26. В области развития глинистых осадков обстановка восстановительная ($E_h = -155$ до -225 мВ) за исключением глубин примерно 3,5-3,7 м, где обозначается горизонт повышенных значений E_h до -70 и даже +55 мВ. Преимущественно

но восстановительные условия в колонке осадков подтверждаются соотношением $S_{\text{сульфиды}}/S_{\text{сульфаты}}$ более 1, Fe^{2+}/Fe^{3+} , достигающим 8,8 м, в среднем равным 3,8. В иловой воде (водные вытяжки) соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} для глин равно 15,6, спадая до 0,04 в песках (табл.7).

Таблица 7
Средние содержания и соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в осадках

Элемент	Глины		Пески	
	в.в.	НСИ	в.в.	НСИ
Fe^{2+}	8,40	46,31	0,009	57,3
Fe^{3+}	0,54	59,9	0,23	203,7
Fe^{2+}/Fe^{3+}	15,56	0,77	0,04	0,28

в.в. - водная, НСИ - солянокислая (2,5%) вытяжки, данные в мг на 100 г осадка. Результаты анализа 80 проб - из П и Ш пачек.

Восстановительная среда в осадках благоприятствовала развитию аутигенного пирита - в виде мелких конкреций и выполнений полостей раковин остракод.

Как видно, наиболее восстановительная сероводородная обстановка характеризует глинистые отложения пачки Ш. К гелевой, видимо, можно отнести обстановку пачки П. Окислительная слабощелочная (до нейтральной) обстановка была свойственна пачке I - коричневатожелто-серым песчаным глинам и глинистым пескам. К пескам пачек П и Ш происходит спад восстановительной обстановки ввиду высокой проницаемости относительно обогащенных кислородом прибрежных озерных вод. Геохимическая латеральная и по разрезу зональность в озерном водоеме нарушается вследствие подтока по разломам прежде всего минерализованных и отчасти пресных вод.

Повышенные содержания в пачке I закрепленных форм Zn и Pb (извлекаемых 2,5% НСИ) могут быть объяснены существованием щелочного геохимического барьера для поступающих межслоевых гелевых вод с низким pH - до 6,5-7,2. Повышенные содержания меди в пачке Ш могут быть связаны с близкими к содовым значениями pH (до 8-8,6) в рамках сероводородной восстановительной и переходной к гелевой фациям.

Такая общая схема исходит из усредненных статистических значений содержаний халькофильных микроэлементов. Между тем, отклоне-

ния от нее вызваны динамичной обстановкой становления геохимических фаций в донных осадках: сложным взаимодействием захороненных наддонных вод и вод глубинных минерализованных, поступавших и поступающих ныне по разломам.

Рассмотрим латеральную геохимическую зональность распределения Cu , Zn , Pb и вторичные ореолы рассеивания.

Лито-геохимические карты (рис. 5-7) дают представление о зональности в распределении подвижных частей меди, цинка, свинца, наличии вторичных ореолов рассеивания, достаточно удовлетворительно связываются для халькофильных элементов с концентрациями этих элементов на обрамлении.

Обратим внимание на совпадение аномалий Cu , Zn , Pb , а также Mo на ю-з акватории. В строении прилегающего обрамления известны концентрации руд $Cu-Mo$ формации, а также зоны гидротермального изменения пород в выходах эоцена Варденисского хребта. На его северном склоне они вскрыты также и в тоннеле Арпа-Севан.

Парагенез $Cu-Mo-Zn-Pb$ типичен для Анкаван-Мегринской тектонической зоны, к которой относится данный сегмент обрамления. Мелкие вторичные ореолы рассеивания халькофильных элементов вблизи восточного берега связаны с офиолитовой серией пород и надофиолитовым чехлом. Здесь известны концентрации медно-гематитовых, медноколчеданных руд, а в связи с субвулканическим магматизмом - концентрации благородных элементов, обогащенных с глубиной полиметаллами.

Мелкие аномалии халькофильных элементов к югу от Норатусского мыса обусловлены концентрациями микроэлементов в подлазовом комплексе.

М а р г а н е ц . Средние содержания марганца составляют: в песках - 0,074%, в глинах - 0,047%, в водной вытяжке из песков - 0,12 мг на 100 г осадка, из глины - 0,25 мг на 100 г осадка; в кислотной вытяжке - 7,00 мг на 100 г осадка, из глин - 5,76 мг на 100 г осадка. Наибольшие валовые содержания, тяготеющие к восточному побережью (рис. 8), обнаруживаются в песках, в которых значителен вклад обломков за счет размыва содержащих марганец пород марганценовых силикатов и браунитовых руд. В этой полосе имеет место и коллоидный привнос марганца. В осевой части бассейна валовые содержания марганца низкие. Мелкие узкие аномалии марганца встречены на юго-западе, в районе устья Аргичи. Средние содержания марганца в водных вытяжках из глин превышают почти вдвое содержания в песках. В солянокислых вытяжках марганца значительно

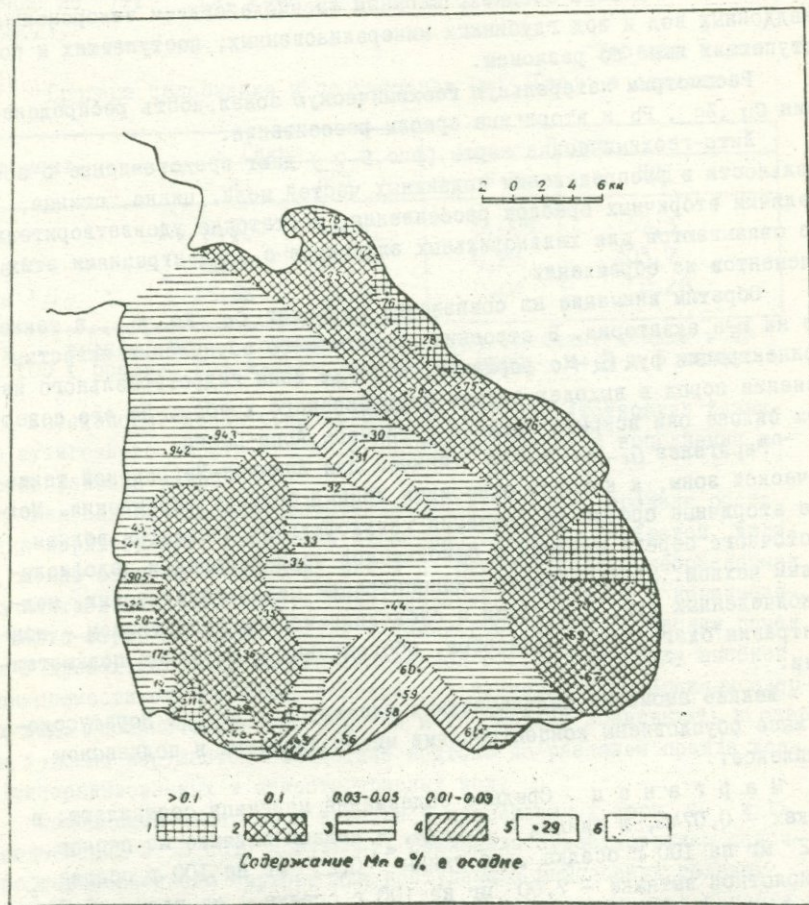


Рис.8. Геохимическая карта оз.Севан.

1-4. Средние содержания Mn в донных осадках в % (колич. спектр. анализ).

5. Расположение трубок. 6. Границы содержания.

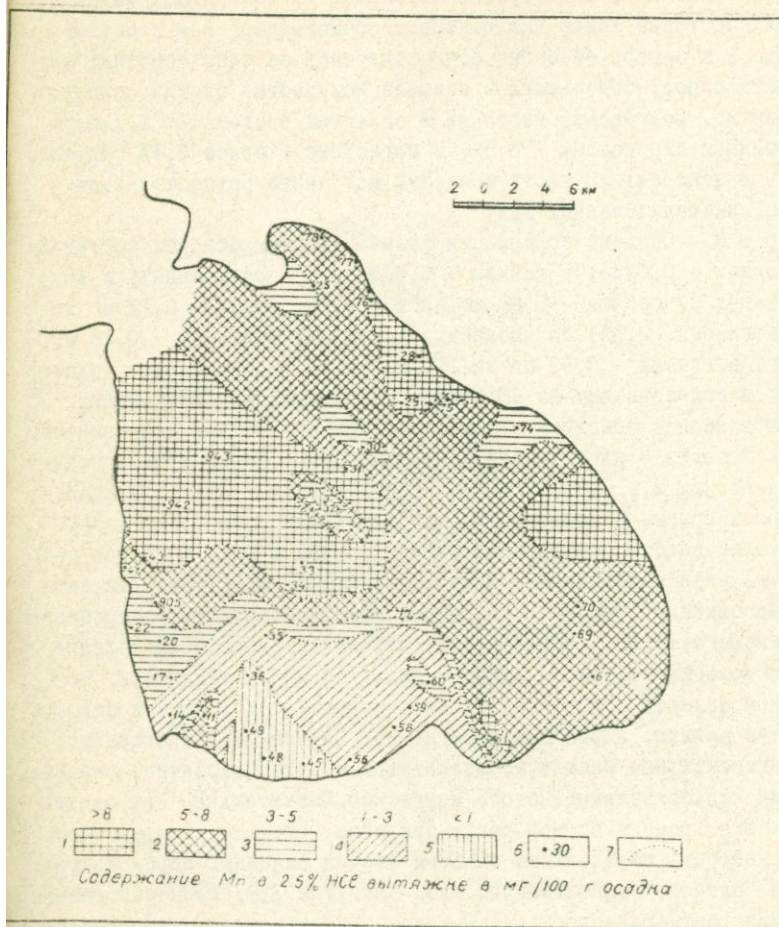


Рис.9. Геохимическая карта оз.Севан.

1-5. Средние содержания Mn в солянокислых вытяжках из донных осадков в мг на 100 г. осадка. 6. Расположение трубок. 7. Границы содержаний.

больше, чем в водных - вероятно, в связи с его извлечением солянокислыми вытяжками из растворимых карбонатов и гелевидных выделений марганца. Поставка водно-кислотнорастворимого марганца в осадки на западе и в центре бассейна осуществлялась за счет основных магматических пород, содержащих в большом количестве оливин, пироксены, магнетит. Содержания марганца в оливинах составляют 0,1-0,3%, в моноклиновых пироксенах - 0,3%, в магнетите - более 0,3%. Привнос марганца в центральную часть бассейна мог также осуществляться подтоком минерализованных вод.

Х р о м . Средние содержания хрома в донных осадках составляют: в песках - 0,028%, в глинах - 0,018% (38 определений), в водных вытяжках из песков - 0,67 мг на 100 г, в глинах - 0,72 мг на 100 г, в слабых (2,5%) солянокислых вытяжках: в песках - 0,26 мг на 100 г, в глинах - 0,42 мг на 100 г (число определений в водных вытяжках и солянокислых - по 40 проб). Эти результаты показывают, что хром связан в основном с нерастворимым обломочным компонентом осадков. Хромиты и хромшпинелиды - минеральные формы хрома, выявляемые в песках и в меньшем количестве - в глинах, как известно, трудно растворимы. В восточной части акватории обособляются крупные аномалии валовых содержаний хрома, причем в ряде образцов песчаников выявлен в повышенном количестве хромит (до 10%). Эти аномалии, несомненно, связаны с выходами хромитсодержащих ультрабазитов Севанского хребта. Что касается парадоксального преобладания водно-кислотнорастворимого хрома в западной части акватории, то источником являются, вероятнее всего, породы, содержащие в большом количестве оливин, пироксены и магнетит. Оливиниты, пироксениты, высокомагнезиальные базальты, магнетитовые руды, вероятно, развиты в строении доверхнеплиоценового комплекса. Значительное сокращение растворимого хрома в осевой части бассейна (рис. 10), в свою очередь, может быть обусловлено выносом его из основных пород Зангезурского "слепого" офиолитового шва. Выявлены /28/ примерно равные содержания растворенного хрома в водах, циркулирующих в пределах Севанского хребта в породах ультраосновных и в породах осадочных, выявлено также повышенное содержание хрома в водах участков развития не ультрабазитов, а габбро (0,06-0,07 мг/литр, против 0,15 мг/литр). Установлено, что большая растворимость хрома показательна для вод гидрокарбонатно-магниевого, которые характерны на юго-западе бассейна озера - район Карчахпур и в ряде других участков.

Н и к е л ь . Среднее содержание никеля в песках оценивается в 0,0098% (39 определений), в глинах - 0,0079% (17 определений).

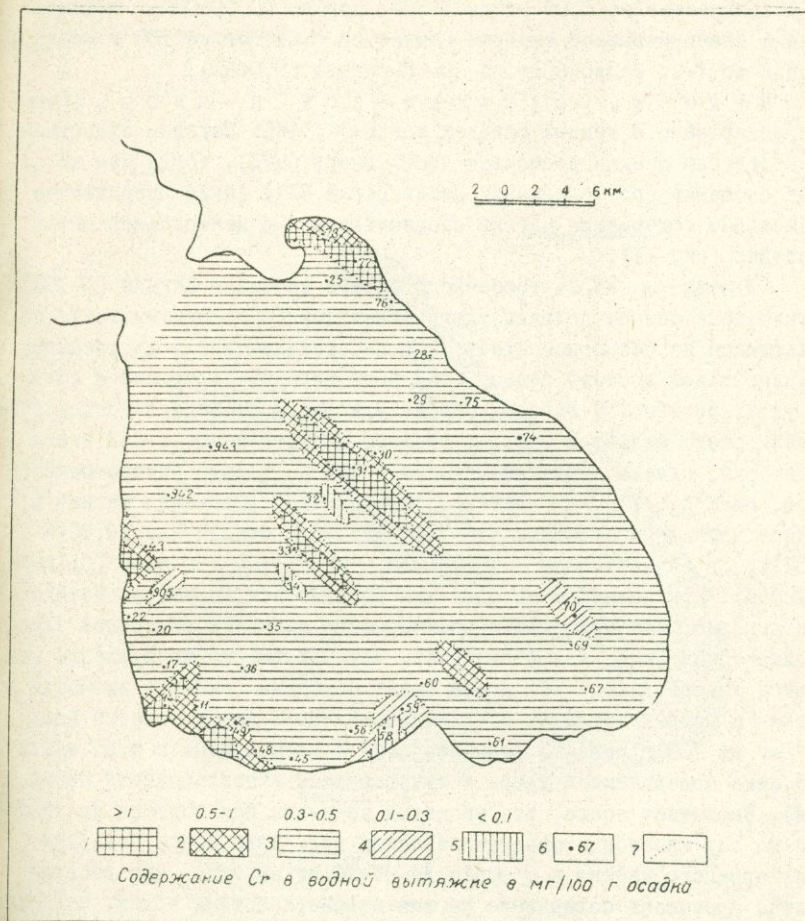


Рис.10. Геохимическая карта оз.Севан.

1-5. Средние содержания Sr в водных вытяжках из донных осадков в мг на 100 г осадка.

6. Места заложения трубок. 7. Границы содержаний.

В водных вытяжках из осадков никель определяется крайне редко в количестве до 0,05 мг на 100 г. породы (0,00005%), гораздо чаще в слабокислотной вытяжке обычно до 0,011 мг/на 100 г породы, иногда до 1-2, редко 6 мг на 100 г породы (0,006%).

Магний, сульфат-ион и хлор. Среднее содержание в донных осадках магния - 3,6%. Магнием существенно обогащены осадки восточной части озера (ср. 7%), тогда как на западе бассейна его содержания низки (ср. 2,5%). Узкие прерывистые аномальные содержания магния обозначаются и в центральной части бассейна (рис. II).

Вытянутая вдоль восточного берега аномалия магния (5-10%) обусловлена сносом детрита ультрабазальтов (и серпентинитов), обнажающихся на Севанском хребте (Джил-Сатанахачский и др. массивы). В минеральном составе песков этой зоны нередки серпентин и обломки ультрабазитов. В осадках, более удаленных от берега, содержание магния резко падает и вновь нарастает в самой центральной части акватории, однако здесь значителен вклад не только алевро-пелитового, но и растворимого магния. Усредненные содержания магния в водной вытяжке составляют 4,6-71,4 мг/100 г осадка или (0,0046 - 0,071%), в солянокислой - 106,3-128,6 мг на 100 г осадка (0,1063-0,1286%). Эти величины на один-два порядка все же меньше валовых. Закономерно, что содержание растворимого магния в восточной зоне седиментации выше, чем в западной. Источником его поступления являются ультрабазиты. Как далее будет показано, высокие значения магния в водных вытяжках из глин центральной части водоема (до 183 мг на 100 г осадка) коррелируются с аномальными в этой части бассейна содержаниями хлора и сульфат-иона ("центральная" аномалия). Вероятнее всего, эта аномалия возникла при подтоке по разломам ко дну акватории минерализованных вод. Воды озера содержат растворенного магния в среднем до 68-70 мг на литр, что десятикратно превышает содержание магния в поверхностных водах, сносимых в водоем. Подток минерализованных вод является, как видно, наиболее главным в поступлении растворенного магния в озерную воду. Осуществляется он скорее диффузией магния через донные осадки.

Интересно, что в наиболее разжиженных илах 4 пачки, вскрытых трубками разреза, содержание магния в водных вытяжках составляет в среднем 19,3 мг на 100 г осадка (0,0193%), а в солянокислой вытяжке - 135,2 мг на 100 г осадка (0,135%), тогда как на более низких горизонтах разреза содержания падают до 11-15 мг на 100 г осад-

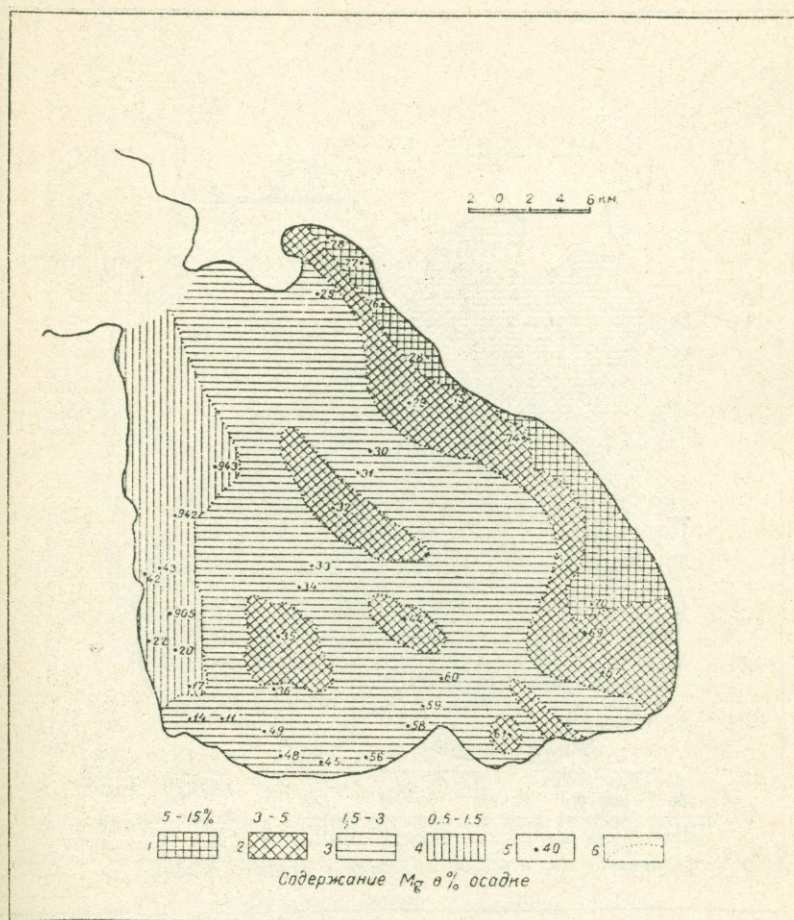


Рис. II. Геохимическая карта оз. Севан.

1-4. Средние содержания Mg (в %) в донных осадках (количественный спектральный анализ). 5. Расположение трубок. 6. Границы содержания.

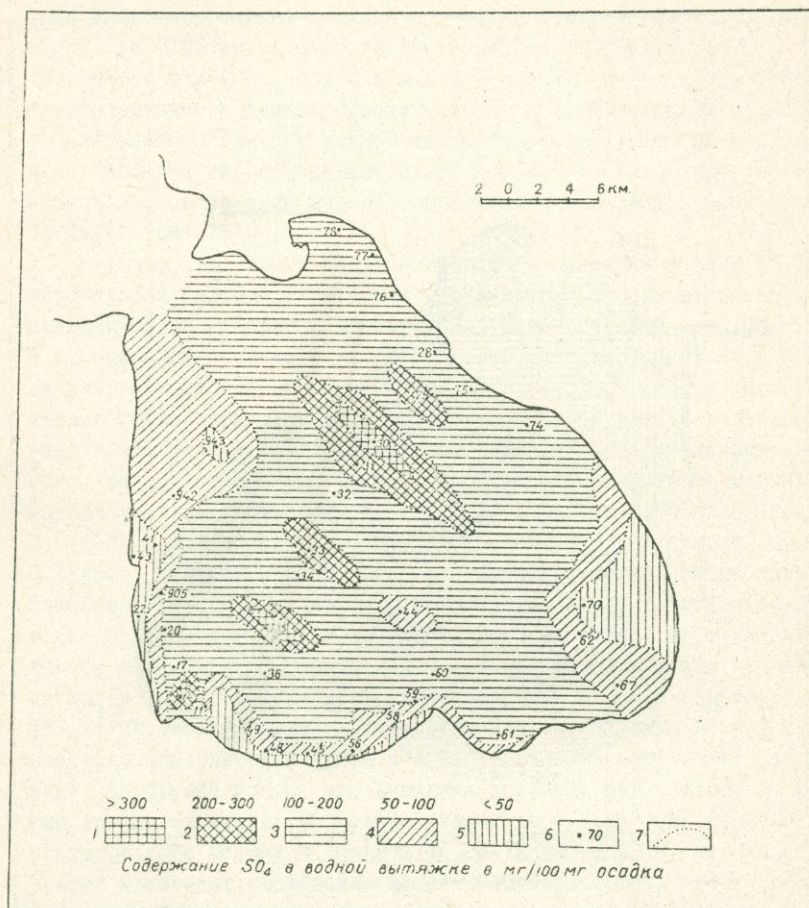


Рис. 12. Геохимическая карта оз. Севан.

1-5. Средние содержания SO_4 в водной вытяжке из донных осадков в мг на 100 г осадка. 6. Расположение трубок. 7. Границы содержаний.

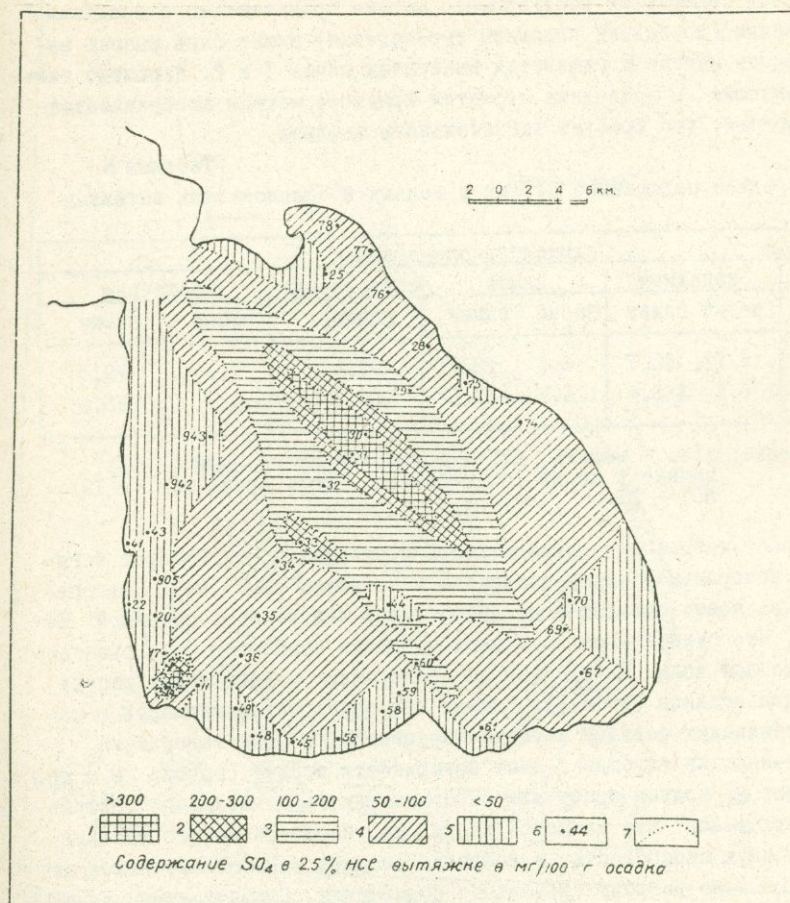


Рис.13. Геохимическая карта оз.Севан.
 1-5. Средние содержания SO_4 в соляно-кислых вытяжках из донных осадков в мг на 100 г осадка. 6. Расположение трубок и номера. 7. Границы содержаний.

ка в водной и до 116-118 мг на 100 г осадка в солянокислой вытяжках. Спад содержания растворимого магния сравнительно с осадками 4-ой пачки (последней половины тысячелетия) может быть вызван закреплением магния в глинистых минералах пачек 3 и 2. Вероятно также повышение за последние столетия приноса магния минерализованными водами, что требует внимательного анализа.

Таблица 8

Среднее содержание магния в водных и солянокислых вытяжках

Породы	Седиментационные зоны					
	западная		южная		центральная	восточная
	пески	глины	пески	глины	глины	пески глины
В.в.	4,57	12,7	6,6	10,74	71,4	7,34 19,3
НСГ	120,1	118,4	126,1	133,5	106,3	140,3 128,6

Примечание: в.в. - водная, НСГ - солянокислая вытяжка (2,5%), данные в мг на 100 г осадка. Число проб: в.в. - 12, НСГ - 11.

Особо интересны аномалии хлора и сульфат-иона, которые тяготеют к центральной части котловины и вытянуты вдоль нее. Воднорастворимая часть сульфат-иона преобладает над кислорастворимой. Известно, что сульфат-ион поступает в осадки совместно с захоронением наддонной воды. С глубиной его содержания падают ввиду десульфатизации осадков (табл.3). Однако эта общая закономерность в колонке севанских осадков нередко нарушается, и пики содержания сульфат-иона на глубине 3-4 м от поверхности осадка (трубка 28 и др.) указывают на подток снизу минерализованных глубинных вод, содержащих сульфат-ион. Что касается хлора, то, несмотря на его высокую миграционную способность, в колонках осадков явно обозначаются латеральные и по разрезу аномальные содержания. Существование центральной аномалии Cl^- и SO_4^{2-} и Mg очевидно из сопоставления с фоновыми для озерных осадков содержаниями: хлора - более в 5,5, сульфат-иона - 7,2, магния - 26,6 раз. В воднорастворимых содержаниях хлора, сульфат-иона и магния резко преобладает сульфат-ион (соотношение SO_4^{2-}/Cl^- в пределах аномалии колеблется от 2,0 до 21,4).

Наиболее вероятно аномалия хлора, сульфат-иона и магния вызвана разгрузкой в донные осадки, а, возможно, непосредственно на дно бассейна минерализованных вод, поднимающихся по разлому с-в простирания.

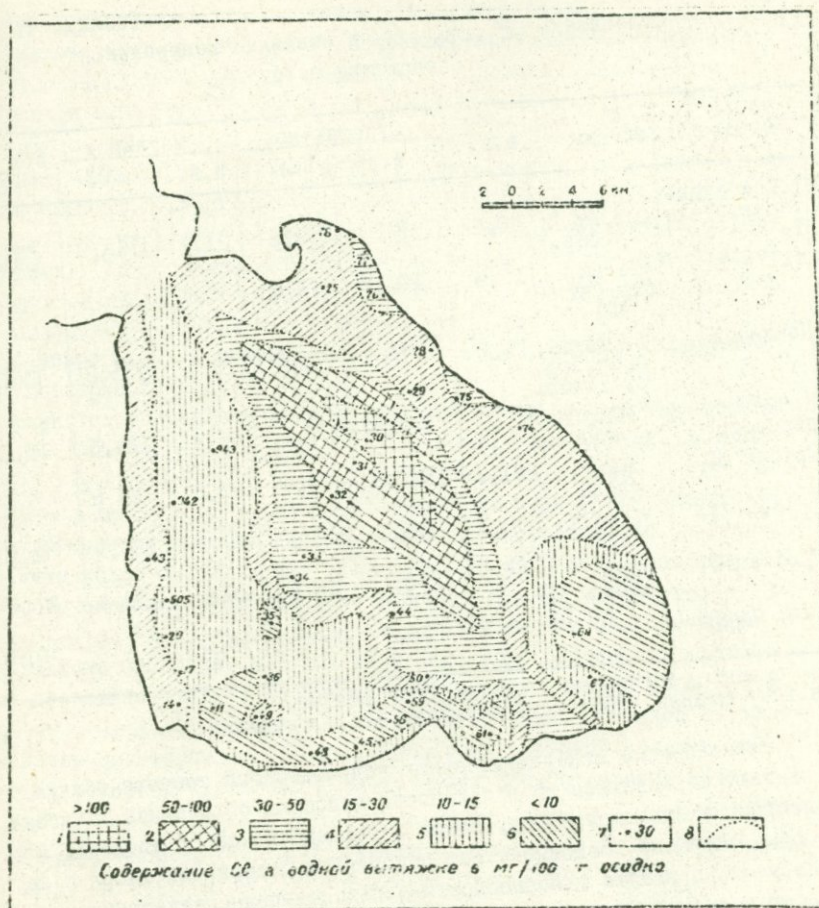


Рис.14. Геохимическая карта оз.Севан.

1-6. Средние содержания С1 в водных
вытяжках из донных осадков в мг на 100 г осадка.
7. Расположение трубок. 8. Границы содержания.

Таблица 9

Содержания Ca , SO_4 , Mg в осадках "центральной" аномалии озера

Место отбора	№ осадки	Хлор в.в.	Сульфат-ион		Магний		SO_4^{2-} в.в./г.г.
			в.в.	НСИ	в.в.	НСИ	
I. Вся аномалия, пачки I + II + III	Глины (ср. от 24 обр.)	40,1	181,1	92,8	21,7	116,9	0,5
II. II + III	Пески (ср. от 40)	15,4	101,7	63,6	6,9	129,5	6,6
Пачка IV	Ил. глина, песч., ср. от 12 обр.	19,7	307,1	71,4	19,4	135,2	15,6
2. "Центр. аномалия"	301, глина	52,1	704,5	123,5	66,4	124,5	13,5
Трубка 30	302, глина	221,2	1311,5	573,9	183,8	83,8	5,9
Трубка 31	310/311, глина	99,5	199,7	355,1	2,1	186,9	2,0
Трубка 32	320, глина	53,2	1140,6	58,4	26,6	133,4	21,4
Вода озера		62,3	16,9	-	55,0	-	0,3

+ в мг/л, остальные - мг на 100 г осадка.
в.в. - водная, НСИ - солянокислая (2,5%) вытяжки.

Формирование минерализованных вод подобного состава обычно связывают с развитием их в соленосно-гипсовых отложениях. Таковые известны на западном берегу озера в разрезе позднего миоцена, но не обнаружены на восточном. Нет повышенных содержаний хлора и не обнаружены признаки гипсоносности в плиоцен-раннечетвертичных молассах подножий Сиванского хребта. Остается также неясным в какой мере ответственна за привнос магния серпентинизация ультрабазитов.

1.6. Микрофаунистическое исследование донных осадков

Изучены керны трубок, заданных в юз части Большого Сивана, на площади приблизительно радиусом 1 км (41 трубка). Несколько трубок были также пробурены севернее указанного участка (№ 42, 43).

Изучение кернового материала проведено С.Н. Бубиным в лаборатории микропалеонтологии ИГи. Указанные отложения отобраны на профилях от прибрежных зон к центральной части бассейна. Литологичес-

ни осадки представляют пески, глины, глинистые пески.

Выявлена пресноводная фауна остракод, принадлежащая семействам: Cytheridae, Cyprididae, Darwinulidae подсем. Ilyocyprinae. Определяются виды: *Limnocythere* aff. *inopinata* Baird., *L. aff. issykkulensis* Mench., *L. sp. n.*, *Cytherissa bogatshovi* Liv., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *Acetoleberis* sp., *Candona caucasica* Bronst., *C. neglecta* Sars., *C. balatonica* Daday, *C. caudata* Cauffman, *Candoniella tschelekenica* (Kasimova), *Eucypris* cf. *zenceri* (Chyzer), *E. sevanensis* Pub., *Cypria reptans* Bronstein, *Cypria*? sp., *Herpetocypris reptans* (Baird), *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Hamdohr.), *Darwinula stevensoni* (Br. et Ro.).

Из макрофауны встречены: *Castropoda* sp., ракушки моллюсков, редко кости рыб и хара.

Сравнительно меньшее распространение имеют виды - *Candoniella tschelekenica* (Kasimova), *Eucypris sevanensis* Pub., *E. cf. zenceri* (Chyzer), *Cypria reptans* Bronst., *Herpetocypris reptans* (Baird), *Darwinula stevensoni* (Br. et Ro.). Все эти виды также являются распространенными формами для пресноводных бассейнов. По полученным данным можно сказать, что установленный комплекс фауны остракод, многочисленные представители родов - *Candona*, *Eucypris*, *Limnocythere*, *Cytherissa*, *Ilyocypris* подтверждают существование пресноводного бассейна, который имел некоторую склонность к осолонению; последнее следует из присутствия представителей рода - *Cyprideis*, *Limnocythere*. Отметим, что комплекс фауны остракод озера Севан имеет некоторое сходство с комплексом остракод среднего антропогена Северной Киргизии. К числу общих форм относятся виды: *Candona neglecta* Sars, *Cyprideis littoralis* (Brady), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Limnocythere* aff. *inopinata* (Baird), *L. aff. issykkulensis* Mench.

1.7. Геологическая интерпретация строения дна озера Севан по акустическим и гравиметрическим данным

Акустической и гравиметрической съемкой (Тагиев и др.) выявлена неоднородность строения акваториальной части: разделение на СВ и ЮЗ части примерно по середине Б.Севана. В эхограммах СВ часть в основном представлена "буальной" записью, которая соответствует крупной зоне гравиметрического градиента (средняя величина градиента - 8-10 мкг/км, расчетное обросовое (?) смещение - до 5-6 км). Геологически эти данные могут интерпретироваться как наличие крутопадающих, осложненных разломами "поддонных" коренных (литифициро-

ванных) пород, скорее всего не моложе сармата. В в-з половине Б.Савана выделены участки коренных пород, которые преимущественно на-
дают от оси озера на ю-з, при углах местами до 60° (на участке кро-
стовины II). В этой части озера вырисовывается свод антиклиналя,
которая скорее всего представляет горстовобразное поднятие пород
офиолитовой ассоциации вдоль оси озера (Зенгезурской обколитской
зоны). Отметим, что офиолиты вскрыты на южном берегу скв. Карчах-
пур /10/. В в-з части озера в строении горизонтально залегающего
"чехла" выявлены зоны повышенного "просвечивания". Они отличаются
частотой залегания поверхностей горизонтально залегающих тонкослоис-
тых пород до глубины от поверхности дна в 20-30 м. Судя по всему,
эти отложения не относятся сарматскую толщу, выступающую вдоль
западного берега Б.Савана и подстилающую низами плиоцена, поскольку
породы сарматской толщи, хотя и слабо, но складчатые. Нижняя
часть разреза донных осадков, около 25 м, в первом приближении со-
поставима с разрезом, вскрытым в устье р. Дзигатет, а верхняя часть
разреза (около 8 м) - с обнаженной частью донных осадков района
устья р. Аргичи. В этом суммарном разрезе удается обозначить отло-
жения голоцена от субарктического этажа (мощность 15 м) к борзель-
ному (II, 5 м) и далее к атлантическому (3 м) с переходом в верхнюю
часть (до 8,5 м) разреза, характеризующей суббореальный и субат-
лантический этажи /90, 91/. Общая продолжительность времени на-
копления этой колонны осадков до 12 тыс. лет. Если исходить из сред-
ней скорости накопления глин центра озера до 1 мм в год, то за
12 тыс. лет накопилось при такой скорости седиментации 10-12 м осад-
ков. Следовательно, скорости накопления 30 м колонны осадков "про-
свечивающихся" участков должны быть выше - до 3 мм в год (средняя).
Иначе говоря, среди этих осадков должны быть более грубообломоч-
ные осадки, чем глины, возникшие на этапах усиления сноса обломоч-
ного материала и обмеления бассейна. Эхогрaммы этих подробностей
строения, к сожалению, не выявляют.

Ю-з часть Б.Савана характеризуется спокойным гравиметрическим
полем с простиранием изолиний в СВ направлении. На наш взгляд, это
направление соответствует структурному продолжению в акватории си-
стемы Аргичинских разломов.

Поперечное от Норатурского мыса к Шоржинскому полуострову
поднятие ограничивает, как известно, Б.Саван от котловины М.Сева-
на. Отмечаются асимметричный профиль этого валовидного поднятия
и V-образный рельеф пропиливающего вад каньона /52/. Максималь-

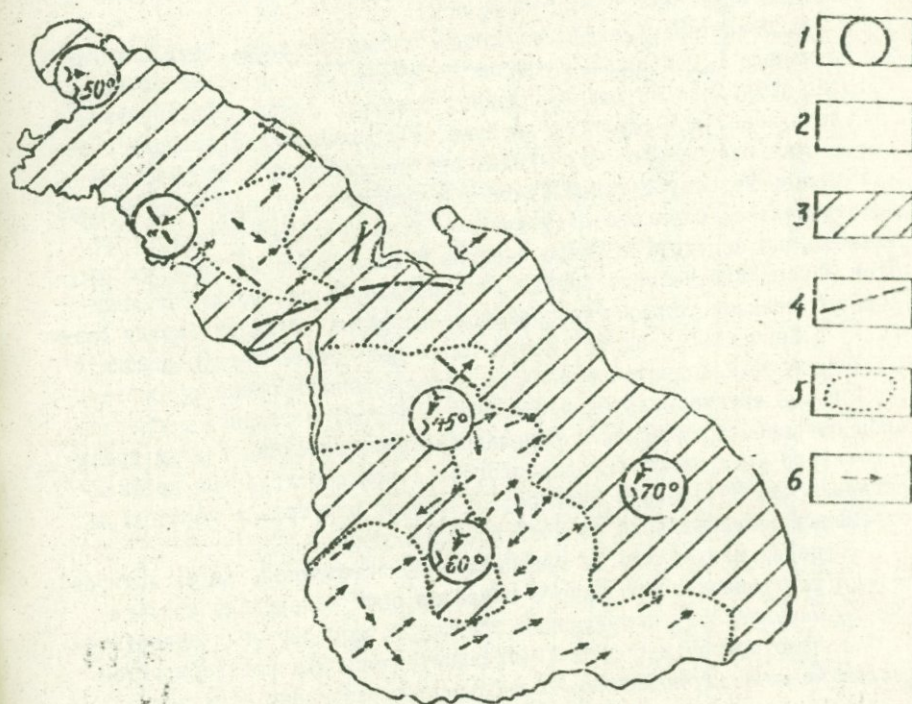


Рис. 15. Акустическая карта донных отложений Сувана:
 1. Участки крестовины. 2. Участки определения
 выходов плотных коренных пород. 3. Участки с
 "визуальной" записью. 4. Разломы по данным аку-
 стической съемки. 5. Границы зон различной аку-
 стической характеристики. 6. Азимут падения
 пород (с указанием угла в $^{\circ}$).

ные значения аномально гравиметрического поля в этом пересечении сочетаются с наличием на восточном окончании поднятия четвертичных вулканов, у мыса Норатус и на юго-западном склоне обнаруженные бурением трубок. Как видно, Нор-Баязетский вал приразломный и сопряжен с крупным, антикавказского простирания линейментом, пересекающим Севанскую офиолитовую зону.

Ряд мелких нарушений, по данным эхолотирования, были выявлены на западе Б.Севана, а также на М.Севане. С некоторыми из них связаны углубления в рельефе донных осадков, которые протягиваются вдоль известных разломов на суше. В гравиметрическом поле Б.Севана, близ осевой его части занимает "центральный минимум". Наиболее он соответствует продолжению в акваторию "Кафэнского сегмента". Действительно, с-в его оконтуривают зоны высоких градиентов силы тяжести, но западная граница смазана и однозначно не интерпретируется. Высокоплотностные породы на продолжении габброидного комплекса с мелкими телами гипербазитов, вскрытые на южном берегу озера, у с.Карчахпур, видимо, должны были дать более четкую линейную аномалию. Однако в случае резкого сужения Зангезурской офиолитовой зоны в акваториальной части она не найдет отражения в гравитационном поле, хотя на суше офиолитовая зона отражена в виде гравитационного максимума (Субатанского), а при сейсмическом профилировании (ст. "Черелеха") было зафиксировано отсутствие горизонтов отражения обменных волн по всей мощности коры.

Отметим также, что ни гравиметрической съемкой, ни эхолотированием вдоль восточного берега озера не были обнаружены поперечные общекавказскому направлению структуры, которые были закартированы, однако, сухопутной съемкой (гравиметрической) и подтверждаются геологическими наблюдениями по поперечным разрывным структурам склона Севанского хребта. Далее, требует объяснения резкий заворот градиентной зоны силы тяжести на М.Севане от общекавказского направления на ю-в в долину р.Раздан - в какой мере эти вариации поля являются следствием сочленения близмеридиональной зоны разломов вдоль долины р.Раздан с Зангезурской офиолитовой зоной, выходящей к долине р.Дзкнагет, либо мы видим эффект влияния на гравитационное поле плиоцен-четвертичных базальтовых потоков, выполнивших долину р.Раздан и часть озера.

Обобщая рассмотренные данные, обратим вновь внимание на наиболее крупную, выраженную по всей акватории гравитационную ступень вдоль с-з берега озера. Она маркирует наиболее правдоподобно грани-

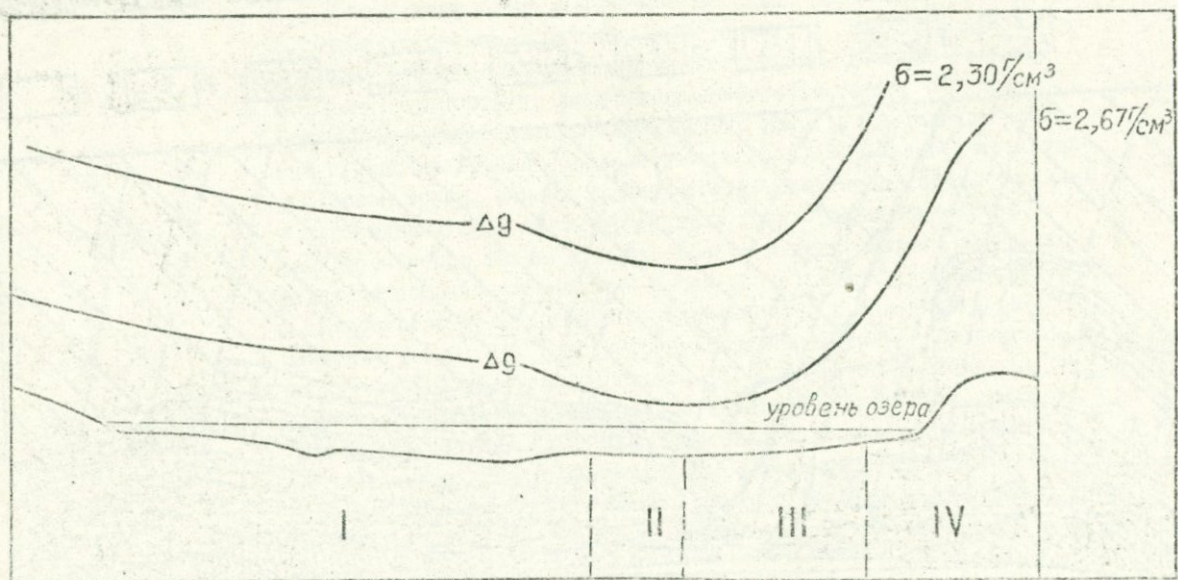


Рис.16. Распределение значений Δg по профилю через оз.Б.Север (Северный хр. - Гегамский хр.). I. Анкаван-Мегринская зона. II. Зангезурская офиолитовая зона. III. Кафанский сегмент. IV. Северная офиолитовая зона.

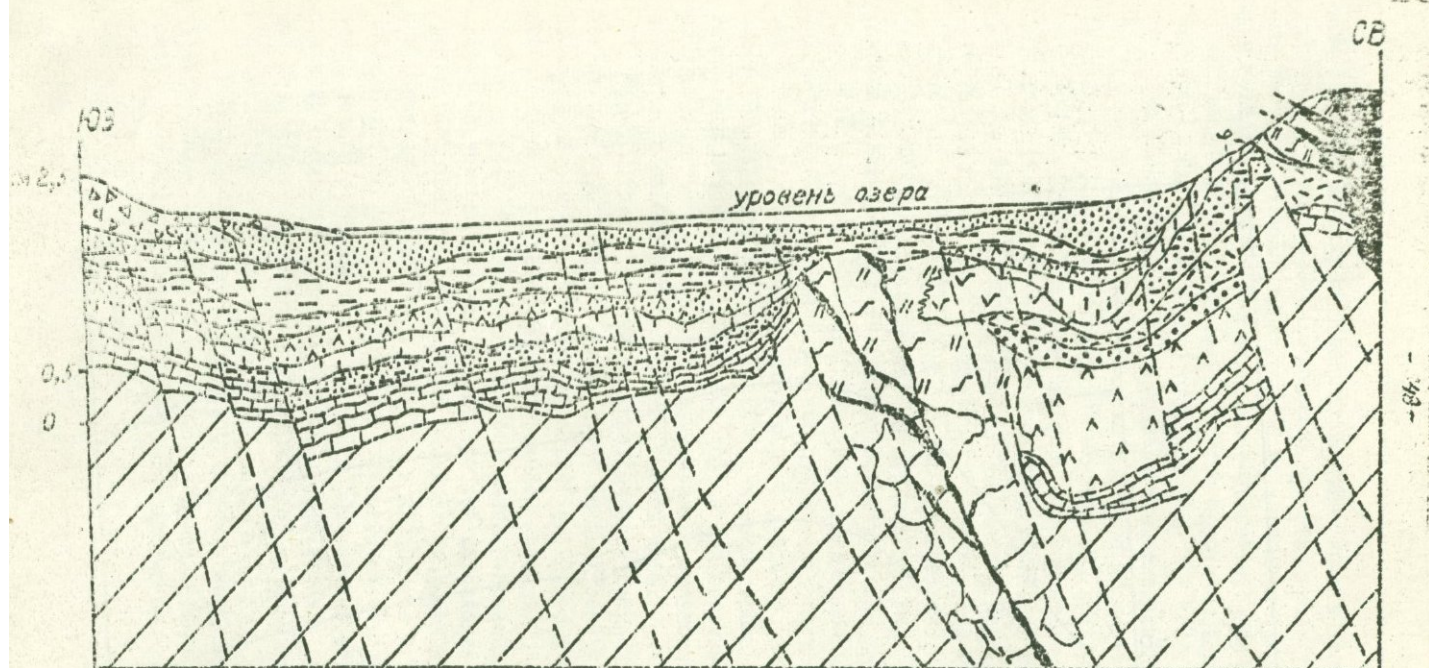


Рис. 17

Рис. 17. Геологический разрез через котловину оз. Северн.

1. Уровень воды озера и современные илы (мощности 0,2-0,4 м).
2. Андезит-базальт палеоцен-палеогенов.
3. Разнообломочная моласса, включающая прослойки вулканокластиков, палеоцен-голоцен.
4. Глины, алевролиты, песчаники, молассовая толща, средний-верхний миоцен.
5. Алевролиты, глины, известняки, вулканомитовые песчаники, ранний-средний олигоцен.
6. Эффузивно-вулканокластическая толща, эоцен.
7. Микритовые известняки (поздний сенон) и флишеидная терригенно-карбонатная толща (данкий-палеоцен).
- 8а) Граувакковая толща, поздний коньяк-ранний сантон, б) эффузивно-вулканокластическая (молочно-базальтовая) толща, коньяк-кампан.
9. Карбонатно-вулканогенная (титон-неоком) и флишеидная (альб-сеноман) толща.
10. Кремнисто-вулканогенная толща офиолитовой серии, ранний мел-ранний коньяк.
11. Карбонатно-терригенные отложения, оксфорд-келловей.
12. Вулканогенно-осадочная толща, ранняя (?) - средняя юра.
13. Терригенно-известняковая толща, средний-верхний палеозой-триас.
14. Древний метаморфический комплекс.
15. Протрузии ультрабазитов и офиолитовый меланж.
16. Реалексы крупные (жирным пунктиром) и мелкие.
17. Приразломные молики покровы.

цу утонения высокоплотных магматических масс - ультрабазитов к юго-западу от водорездельной части Севанского хребта, и на ЮЗ граница представляет крупный разрыв в коре - тектонический контакт с сопредельным блоком. Не менее четко обозначается в гравитационном поле зона спокойного расположения изомалий. Если эту полосу достаточно достоверно можно сопоставить с размещением к западу относительно Севанской офиолитовой зоны другой тектонической - Анкаван-Мегринской зоной, с континентально-коровым строением разреза, то возникает проблема "пространства" для Кафенского сегмента и Сангезурской офиолитовой зоны. Гравиметрические данные не дают тому четких критериев. Некоторым подтверждением является наличие в близосевой части бассейна сводового поднятия общекавказского простирания, судя по углам падения коренных пород под осадками плиоцен-четвертичного возраста.

Итак, выявленная на южном берегу озера зона развития офиолитов района с.Карчахпур, подтвержденная сейсмическим профилированием, не нашла достаточного отражения в акватории при интерпретации гравитационного его поля.

К отмеченному следует добавить, что мощность донных осадков по результатам эхолотографии достигает 8 м на М.Севане - в его осевой части, ближе к Нор-Баязетскому валу и она несколько меньше, до 5 м, в Б.Севане. Также необходимо отметить, что в акватории Б.Севана донные осадки западной половины озера оказались менее "илистыми", водонасыщенными, сравнительно с осадками восточной и особенно юго-восточной ее части /38/. Оба отмеченных обстоятельства, на наш взгляд, отражают динамику водонасыщения осадков и прежде всего режим подтока подземных вод.

Завершим этот раздел некоторыми выводами.

Вскрыт трубками разрез донных осадков, мощностью в 4,5 м, среднего - позднего голоцена (с 3-3,5 тыс. лет по настоящее время). В строении колонки голоценовых осадков отчетливо наблюдаются четыре ритма осадконакопления, которые в своей последовательности обозначают развитие Б.Севана от стадий "луж" к максимальному наполнению его водами и затем вновь к некоторому спаду уровня, усугубленному резким техногенным вмешательством последнего пятидесятилетия.

Минеральный состав осадков обнаруживает теснейшую связь с прилегающими водосборами, при этом различия геологического строения южного, восточного и западного обрамлений сказываются не только в терригенном минеральном составе, но и в особенностях аутигенного

минералобразования и, в первую очередь, в накоплении карбонатов. То же сказывается и на геохимии осадков. Средние содержания молибдена, меди, свинца, марганца, хрома и магния в осадках времени до-техногенного развития могут быть уровнями отсчета загрязнения среды на современном этапе в бассейне озера. Выявленные аномалии хлора, сульфат-иона и магния - "центральная" аномалия отражает место разгрузки минерализованных вод ко дну озера.

Намечаемая связь "центральной" аномалии с сейсмоактивным разломом - продолжением на ю-в Памбак-Севанского активного разлома выдвигает "центральную" аномалию в качестве объекта геохимических предвестников сейсмоактивности. Выявленные ореолы рассеивания молибдена, меди, цинка и свинца способствуют постановке на прилегающей суше геохимических поисков первичных концентраций этих элементов.

Необходимы исследовательские работы для изучения влияния указанных аномалий - "центральной" и меди, молибдена и других металлов на жизнедеятельность рыб озерного бассейна, для изучения воздействия на жизнедеятельность возможного резкого усиления подтока минерализованных вод (с хлором, сульфат-ионом и т.д.), что случается при усилении напряжения коры перед сейсмическим шоком. Представляется перспективным изучение воздействия геохимического аномального фона в осадках на икротечение и другие вопросы биологии озерных рыб.

Глава 2. О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПРЕДГОРНЫХ РАВНИН

Предгорные равнины в геологическом строении бассейна озера являются связующим звеном от поднятий к озерной котловине, особые перспективы в отношении хозяйственного освоения этих пространств. Значительны здесь запасы подземных пресных и минерализованных вод. Поэтому геологическое и сейсмотектоническое изучение предгорных равнин, более широких на юго-востоке озера и сокращенных на западе Мелкого Сарана, имеет важное значение для экологии бассейна.

2.1. Стратиграфия и литология моласс среднего(?)—позднего миоцена

Отложения позднего миоцена обнажаются на западном берегу Б.Сарана /25/. Более подробно разрез их был изучен при структурном и гидрогеологическом бурении.

Рассмотрим некоторые особенности строения и состава моласс, вскрытых скважиной у с.Ерзнос, в западной предгорной равнине озера. Скважина была задана на выходах сарматской молассы и с первых же метров прошла по разрезу глин, включающих редкие пачки, мощностью до 7-8 м туфов, а также переслаивающихся с известняком туффитов (интервалы 45-53, 99-106, 155-163 м и др.). Глины коричневатые-серые и зеленоватые-серые, содержат обуглившиеся растительные остатки, раковины остракод, обломки их, изредка отмечаются пропластки известняков-ракушечников со спикулами губок, остатками фораминифер, тонкослоистых микрозернистых известняков, полимиктовых песчаников. До интервала 884 м в глинах и песчаниках были встречены характерные для среднего-верхнего сармата остатки остракод сочленоватых и пресноводных бассейнов: *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. punctillata* (Brady), *C. torosa* (Jones), *Limnocythere vuzini* Mandelst., *Ilyocypris gibba* (Ramdoni), *Candona* sp., *Candoniella schubertianae* Mandelst., *Eucypris braudensis* Bub., и фораминифер — *Quinqueloculina gracilis* Karrer, *Rotalia minima* Sabaik., *Almonea braudensis* (Sabaik.), *Caecidulina* sp. и редкие гастроподы.

В нижележащих отложениях до забоя скважины — 1139 м в темно-серых, почти черных глинах, алевролитах, содержащих остатки растений и рыб, прослоях песчаников и реже туффитов, отмечены редкие фаунистические остатки. Но они не позволяют определить возраст вмещающих пород. Литологически эта часть разреза более сходна с низами верхнего миоцена Приереванского прогиба. В другой скважине,

пробуренной у с. Арцакар, вскрыт сходный разрез глин с пропластками алевролитов, песчаников и туффитов. На глубине до 411 м в глинах обнаруживаются остатки остракод, гастропод, рыб, по которым эта часть вскрытого разреза может быть отнесена к сармату (включая низы сармата).

Интервал от 411 до 562 м, состоящий из плотных глин и песчаников, с наличием каменной соли и пропластками гипса (глубина 760 м), содержит остракоды *Limosynthera* и редкие *Cardonella* sp. В совокупности с данными палеонтологического анализа этот интервал может быть отнесен к гипсоносно-соленосной толще среднего миоцена, развитой в Приерезанском прогибе. В пределах южной предгорной равнины у с. Карчахляр также был вскрыт сходный разрез верхнего миоцена. В разрезе скважины на гл. 290 м была вскрыта маркирующая пачка розовато-красных туфов (15 м) миоцена (нижн?). Сарматский комплекс в скв. I-Карчахляр был вскрыт на интервале 310-410 м. На сарматский возраст этой толщи указывает фауна остракод и мелких фораминифер. В списке фауны /117/ определены остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *Cytheridea* sp., *Limosynthera sinuini* Bob., *Xestoleberis* (?) sp., *Eucypris braconica* Pul., которые, по заключению С.А. Бубикян, характерны для среднесарматских отложений Присеванского, Октябрьянского прогибов. На мелких фораминифер в этом же списке присутствует *Quinqueloculina aff. zaccalis* Karrer., характерный вид для сарматских отложений Приерезанского района.

С глубины 410 до 870 м скважина вошла в вулканогенные породы, отнесенные к офиолитовой серии. В пределах восточной предгорной равнины сарматские отложения были вскрыты скважиной 3, которая была заложена вблизи северной окраины с. Кясамен. С глубины 93-238 м скважина вскрыла валунно-галечные нижне-среднечетвертичные отложения. На интервале 238-376 м была вскрыта песчано-глинистая толща, в которой были определены остракоды, характерные для сарматского яруса.

Отложения верхнего сармата-маестиса вскрыты скважиной 4 (ст. Насосная) на глубине 519 м под толщей плиоцен-четвертичных рыхлых отложений Масрикской равнины.

Разрез, вскрытый в интервале 519-710 м скважиной № 4, имеет следующее строение (снизу-вверх):

1. В забое скважины (глубина 710 м) пройдены бледно-салатовые глины, содержащие остракоды, мощность 10,9 м.

2. Бледно-салатовые глины с пачками, прослоями глинистых алевро-

литов. Повсеместно присутствуют остракоды, мощность 10,5 м.

3. Бледно-салатовые глины с прослоями глинистых песков или же песчанистых, алевроитистых глин мощностью от 10 до 50 см, мощность 76,0 м. Порода на всем интервале содержит остракоды. На интервале 668-669 м глины переполнены ядрами и отпечатками мактр плохой сохранности, сходными с *Mastra rosolica* Eich., *M. tikaida* Zieglh., *M. caspia* Kischw. (определения И.П.Парамоновой). Родовые определения мактр предположительны из-за плохой сохранности строения замка и внутренних поверхностей двустворок. Предположительно возраст отложений позднесарматский.

4. Алевроитисто-песчанистая глина с редким мелким гравием. Мощность 1,2 м.

5. Бледно-салатовые глины с тонкими прослоями глинистых песков, достигающими 30 см. Мощность 15,0 м. Повсеместно присутствуют остракоды.

6. Светло-серая с зеленоватым оттенком грубопесчанистая глина с примесью мелкого-крупного гравия (10-15%) разной степени окатанности. Мощность 12,4 м. Состав обломков: дацилы, серпентиниты, известняки. В середине пачки светло-серая алевроитистая глина. По всему интервалу встречаются остракоды.

7. Светло-серые с зеленоватым оттенком глины, с тонкими (5 см) прослоями среднезернистого песка и гравия. Мощность 5 м.

В кровле пачки встречаются плоскоокатанные гальки андезитодацилов размером до 3 см. В глинистых песках встречаются остракоды.

8. Светло-серые с фиолетовым оттенком глинистые пески с примесью мелкого, хорошо окатанного гравия из известняков, дацилов в кровле и основании пачки. Мощность 3,2 м.

9. Бледно-салатовые глины с остракодами. Мощность 8,2 м.

10. Зеленовато-светло-серые глины с редкими прослоями розоватых супесей с примесью угловато-окатанного гравия и песка. Мощность 6,6 м.

11. Коричневато-серая песчанистая глина с редкой примесью угловато-окатанного гравия и мелкой гальки (1-3 см) андезитов, яшм, известняков, диабазов и довольно крупных обломков (до 5 см) плотной белой кварцевитовой (?) глины. Мощность 42 м.

Суммарная мощность разреза 191 м.

Рассмотрим главные типы пород молассовой толщи позднего миоцена.

Г л и н ы . В разрезе скв. Карчахпир-I составляют до 54% от общей мощности сармата. Порода светло-серая, зеленовато-серая, комковатая, местами ожелезненная, содержит остатки остракод и фораминифер. Глины алевроитовые, реже песчано-алевритовые. Алевроитовый компонент представлен кварцем (8%), плагиоклазом (5%), вулканическим стеклом (2%), единичными зернами пироксена, роговой обманки обыкновенной, эпидота, кальцита, обломков хлоритизированных андезито-базальтовых туфов. Размеры зерен и обломков пород 0,01-0,1 мм. Встречаются редкие раковины фораминифер. В разрезе скважины Еранос-I глины составляют 68% от общей мощности. Порода зеленовато-серая, темно-серая, почти черная за счет обилия органического вещества. Текстура полосчатая, часто встречаются скопления пирита, который развивается также по трещинам. Встречены глины песчано-алевритовые и реже известконистые.

В разрезе скважины Кясаман-3 глины составляют до 38% от вскрытой мощности сармата. Отличаются обилием офиолитокластической алевроитовой примеси.

И с п а т н ы е п о р о д ы . В разрезе скв. Карчахпир-I составляют 19% от общей мощности пород. Представлены известняками глинистыми и алевро-глинистыми и редкими пропластками органично-детритовыми.

В известняках глинистых и алевро-глинистых основная масса породы состоит из мелкозернистого кальцита, участками среднезернистого и глинистого вещества в виде сгустков. Содержание глинистого компонента достигает 40%. В основной массе рассеяны алевроитовой размерности единичные зерна кварца, плагиоклаза, вулканического стекла, моноклинного пироксена, амфибола, циркона, эпидота, обломков эффузивных, кремнистых и осадочных пород. В алевро-глинистых разностях содержание компонента алевроитовой размерности составляет до 20%, встречаются обломки эффузивных пород андезито-базальтового состава, размером до 0,3 мм.

Известняки органично-детритовые, сложены цельными раковинами гастропод и детритом, раковинами фораминифер, остракод. Терригенная примесь (до 10%) представлена зернами плагиоклаза, роговой обманки обыкновенной и базальтической, гематитом, гидроокислами железа, обломками эффузивных, кремнистых и глинистых пород. Размеры зерен и обломков 0,01-0,1 мм, иногда 0,6 мм.

Карбонатные породы в разрезе скв. Еранос-I составляют до 5% от общей мощности. Порода серая, темно-серая, иногда тонкослоистая, с обогащением некоторых слоев обуглившимися растительными

Таблица 10

Химический состав глин

№ п/п	Компоненты в процентах													Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	н.д.п.	H ₂ O	
1.	58,02	1,17	19,75	3,28	0,56	2,84	0,56	0,06	2,20	2,20	0,08	6,24	3,68	100,64
2.	50,50	0,65	19,19	4,06	0,56	3,08	4,76	0,36	2,40	1,10	0,08	7,32	6,60	100,66
3.	49,40	-	17,53	0,26	3,05	8,26	6,26	-	1,50	2,10	-	7,66	4,03	100,06
4.	46,53	-	16,89	0,18	5,46	13,35	10,48	-	1,30	1,40	-	3,35	0,84	99,78

1. Обр. 9/14 . Скви. I-Карчахпюр, гл. 344-350 м. 2. Обр. 15/23 . Скви. I-Карчахпюр, гл. 361-362.

3. Обр. 566, скви. I-Еранос, гл. 260-264 м. 4. Обр. 574. Скви. I-Еранос, гл. 308-312 м.

Хим. лаборатория ИГиН АН АрмССР, аналитик Барсегян М.

остатками. Под микроскопом различаются известняки глинистые и рогово-органогенно-полидетритовые.

Известняки органогенно-полидетритовые состоят из окрашенных мелко- и среднезернистым колыщитовым цементом (до 40%) остатков фораминифер, остракод, спикул губок, мшанок, водорослей, органического шлама. Примесь пирокластиков (до 5%) представлена бурым вулканическим стеклом. Отмечаются плаггиоклаз (2%), единичные зерна кварца, пироксена, роговой обманки обыкновенной, обломки эффузивных и кремнистых пород. По солянокислым вытяжкам можно предполагать присутствие в известняках доломита (от 3 до 9%).

Песчанники. В разрезе скв. Карчахпир-1 песчанники составляют до 7% от общей мощности. Порода светло-серая. Состав полимиктовый, структура мелко- и среднезернистая, псаммитовая. Обломочный материал представлен кристаллами плаггиоклаза свежего, полисинтетически сдвойникового (до 5%), глинизированного и хлоритизированного вулканического стекла (до 20%), единичными зернами кварца, моноклинового пироксена, роговой обманки обыкновенной и базальтической, биотита, рассеянными скоплениями рудных минералов - магнетита, гематита, гидроксидов железа. Обломки пород (до 30%) окатанной, полускатанной и неправильной формы, представлены андезитом, андезитом-базальтом, редко кремнистыми, глинистыми и карбонатными породами. Отмечаются раковины остракод. Цемент состоит из мелко- и среднезернистого карбоната (кальцита), участками глинизированного. Тип цементации смешанный. В разрезе скв. Еранос-1 песчанники составляют 9% от общей мощности пород по разрезу. Порода серая, зеленовато-серая, разномзернистая, с включениями угловатых, полускатанных галек алевроитовой размерности. Отмечаются раковины остракод, рыбы остатки, обуглившийся растительный детрит. Цемент крупный, известковый. Различаются по структуре мелко-, средне-, крупно- и грубозернистые псаммитовые разновидности. Обломочный материал состоит из призматического плаггиоклаза свежего, полисинтетически сдвойникового (до 25%), амфибола (5%), биотита (до 2%), единичных зерен кварца и моноклинового пироксена, хлоритизированного вулканического стекла. Обломки пород представлены андезитами и андезитом-базальтами, редко базальтами. Встречаются редкие обломки глинизированных туфов, обломки кремнистых, глинистых и карбонатных пород. Цемент (20-30%, изредка - 65%) мелко-среднезернистый, глинисто-карбонатный. Тип цементации контактовый и поровый, чаще смешанный. Отмечаются остатки остракод.

Химический состав песчаников и туфов

Таблица II

№ № п/п	SiO ₂	TL O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
1.	40,18	0,39	14,44	1,09	1,13	0,06	15,46	3,86	2,40	1,10	0,04	12,10	8,32	100,53
2.	49,74	0,07	17,77	3,64	-	0,02	11,66	2,71	1,70	2,00	0,23	6,08	5,00	100,62
3.	45,00	0,07	20,05	1,41	2,33	-	11,41	4,57	3,00	0,60	0,23	7,55	4,30	100,52
4.	40,95	-	16,33	1,00	4,09	-	20,92	7,84	0,48	0,33	-	5,00	3,05	99,99
5.	60,04	-	15,71	3,52	0,56	-	6,90	2,17	1,80	1,75	-	4,71	3,15	100,00
6.	55,10	-	18,05	2,62	-	-	8,06	1,39	1,70	0,80	-	9,05	3,76	100,53

1. Обр. II/16 . Скв. I-Карчахпур, гл. 350-352 м. 2. Обр. 19/29 . Скв. I-Карчахпур, гл. 368-369 м.
 3. Обр. 682. Скв. I-Еранос, гл. 747 м. 4. Обр. 709. Скв. I-Еранос, гл. 859-860 м. 5. Туф пелитовый
 (глинизированный). Обр. 540. Скв. I-Еранос, гл. 157-159 м. 6. Туф лито-кристалло-витрокластичес-
 кий. Обр. 31/44 . Скв. I-Карчахпур, гл. 395-397,5 м.

Т у ф ы а п о в и т р и ч е с к и е . Преобладают среди пирокластических пород. В разрезе скважины Карчахпур-1 суммарное количество туфов не превышает 10%. Представлены пелитовыми разкостями. Структура микрокристаллическая. Под микроскопом пелловая структура сохранилась лишь участками. Новообразование по пеплу выражается в глинизации. По химическому составу туфы андезито-дацитовые.

Пролистки аповитрического туфа (туффита?) пелитовой размерности встречаются также по разрезу скв. Касаман-3. В них определяется примесь (до 6%) обломков серпентинита, единичные раковины фораминифер. Пирокластические породы вскрыты также в разрезе скв. Еранос-1. Цвет их зеленовато-серый, темно-серый. Выделяются туфы витрокластические, кристалло-витрокластические и аповитрические.

Т у ф ы к р и с т а л л о - в и т р о к л а с т и ч е с к и е . Основная масса породы состоит из осколков глинизированного вулканического стекла пелитовой размерности. По стеклу участками развиваются карбонат и хлорит. Кристаллокластика адзвритовой размерности (15-18%) представлена кварцем, плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, эпидотом, карбонатом. Отмечаются литокласты хлоритизированного туфа, кремнистых и осадочных пород. По химическому составу это андезито-базальтовые туфы.

А л е в р о л и т ы . В разрезе скв. Карчахпур-1 алевролиты составляют 10% от общей мощности пород. Макроскопически светло-серые, в низах светло-коричневые, участками ожелезненные, оскольчатые, плотные. Обломочный материал превалирует над мелко-среднезернистой карбонатной цементирующей массой. Количество плагиоклаза составляет более 20%, обломки пород (10%): андезиты, андезито-базальты, редко серпентиниты.

В разрезе скв. Еранос-1 алевролиты составляют 8,5% от общей мощности пород. Отмечаются редкие включения мелких галек, остракод и обломков ракушек. Порода светло-серая, зеленовато-серая и светло-коричневая. Обычны ожелезненные примазки, обуглившиеся растительные остатки. Контакт с песчаниками неровный, переход резкий.

Под микроскопом обломочный материал представлен плагиоклазом (до 40%), единичными зернами кварца, ромбического пироксена (гиперстен), роговой обманки обыкновенной, биотита. Небольшой процент составляют обломки андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, кремнистых, глинистых и карбонатных пород.

Кратко изложим основные особенности минералогии молассовой толши. Рассмотрим вначале минералогию глин и глинистой примеси в

алавро-песчаных отложениях.

Изучалась выделенная фракция $< 0,001$ мм электронно-микроскопическими и рентгеновскими методами. Образцы сняты на ДРСН-2 $\text{Co}\alpha$ излучении при скорости сцинтирования 2° в минуту. Исследованы природные образцы и насыщенные глицерином. Выделяются следующие глинистые минералы.

Монтмориллонит на рентгенограммах, насыщенных глицерином, фиксируется по целочисленной серии рефлексов с $d/001/$ 17,8 Å, 8,9 Å и т.д. После прокаливания интенсивность отражения, ≈ 10 Å, резко усиливается вследствие дегидратации минерала. Монтмориллонит - диоктаэдрический - $d/060/ = 1,50$, на электронно-микроскопических снимках фиксируется в виде чешуйчатых агрегатов с размытыми контурами. Значительное содержание монтмориллонита видно на дифференциальных кривых нагревания, на которых фиксируются характерные для этого минерала эндоэффекты.

Пальгорскит фиксируется на электронно-микроскопических снимках в виде многочисленных тонковолокнистых и игловидных кристаллитов. На рентгенограммах образцов фиксируются характерные для пальгорскита отражения с $d = 10,3$ Å, 4,48 Å, 3,20 Å; на электронограммах - рефлексы $/011/$ с $d = 10,5$ кх.

Гидрослюда диагностируется по интенсивному рефлексу с $d/001/ = 10$ Å на рентгенограммах природных образцов, который изменяется после их прокаливания и насыщения глицерином. Структура диоктаэдрическая, модификация $1M$ и $2M/2M_1$ $1M/$, параметры ячейки $a = 5,18$ кх, $b = 8,96$ кх, $c = 10,1$ кх, $\beta = 100^\circ$ (для $2M_1c = 19,6$ кх, $\beta = 95^\circ$). Помимо минералов глинистых пород исследовались также глинистый компонент песчаных (цемент песчаника), известковых, туфогенных отложений.

Породообразующими глинистыми минералами являются монтмориллонит или монтмориллонит и пальгорскит. Гидрослюда в качестве второстепенной примеси присутствует в некоторых образцах скважин у с.Карчахпур и Касамаи. По разрезу скв.Еранос-I гидрослюда встречается постоянно, а с гл.800 м содержание ее значительно возрастает.

В распределении монтмориллонита и пальгорскита по разрезу скв.Карчахпур-I намечаются признаки ритмичности.

На электронно-микроскопических снимках частицы гидрослюда имеют явно обломочный облик. Очевидно сходство с составом глинистых минералов позднемиоценовой разданской свиты Приереванского района по содержанию монтмориллонита, гидрослюда и пальгорскита. Исключение составляет хлорит, характерный глинистый минерал раздан

ской свиты. В глинах миоценовых моласс бассейна оз.Севан этот минерал не зафиксирован. Смешанно-слоистые образования типа монтмориллонит-гидрослюда отсутствуют.

Итак, глинистые минералы миоценовых (сарматских) моласс бассейна оз.Севан характеризуются следующей ассоциацией: а) гидрослюда-пальторскит-монтмориллонитовая (юго-западные области); б) пальторскит-монтмориллонитовая с неустойчивым и незначительным содержанием гидрослюда (юго-восточные области).

Приведем некоторые особенности грану. метрического и минералогического состава алевролитов и песчаников моласс.

Алевролиты и песчаники по механическому составу относятся к группе хлоритов. Минералогически исследованы фракции 0,01-0,25мм в иммерсионных препаратах (около 300 препаратов, из них 225 - по скважине Еранос-1). Минеральный состав молассовых отложений характеризуется преобладанием кварца, полевого шпата; в тяжелой фракции определяются пироксены, амфиболы, биотит, акцессорные - циркон, гранаты, тремолит, пикотит.

В западной зоне минеральный состав алевро-псаммитовых отложений варьирует значительно. В самой общей форме отметим, что встречаются кварц (ед.в.-5,0%), вулканическое стекло (до 10%), плагиоклаз (до 40%), магнетит (до 80%), гематит (до 40%), диопсид (до 5%), гиперстен (до 10%), роговая обманка обыкновенная (до 50%), актинолит (до 9%), тремолит (до 3%), глаукофан (до 1%), циркон (до 9%), гранат (до 2%), пикотит (до 50%), эпидот (до 40%), биотит (до 12%). Определяется также пирит (до 90-100%).

В южной и юго-восточной части развития моласс обычно встречаются кварц (до 8,1%), плагиоклаз (до 40%), гидроокислы железа (до 10%), магнетит (до 40%), ильменит (до 3,3%), гематит (до 20,9%), циркон (до 13,2%), авгит (до 5%), биотит (до 0,8%), эпидот (до 71%), часто обнаруживаются пикотит, рутил, диопсид, гиперстен, роговая обманка обыкновенная, барит, целестин, цоизит.

В восточной части во всех пробах выявляются кварц (до 4%), плагиоклаз (до 15,0%), вулканическое стекло (до 5%), выветрелые и глинистые минералы (до 88,0%), гидроокислы железа (до 13,5%), магнетит (до 60,0%), ильменит (до 3,5%), гематит (до 6,6%), пикотит (до 1,5%), гранат (до 1,0%), циркон (до 0,5%), авгит (до 1,0%), диопсид (до 7,5%), роговая обманка обыкновенная (до 6,0%), актинолит (до 7,0%), базальтическая роговая обманка (до 3,5%), биотит (до

2,0%), эпидот (до 2,7%), разложённые и полуразложённые зёрна (до 23,2%).

Итак можно отметить, что ассоциации обломочных минералов моласс разных зон как породообразующих, так и акцессорных минералов не слишком резко отличны (табл. 12).

Таблица 12

Особенности минерального состава моласс
разных частей басс. оз. Севан

Минералы	Скв. Еранос-I (западная часть)	Скв. Карчахпур-I (южная часть)	Скв. Хясаман-I (восточная часть)
Пирит	часто 100% фр.	нет или редко	нет
Актинолит	ед.з. - 10,0%	редко	0,5-7,0%
Тремолит	ед.з. - 3,0%	нет	10,0-34,0%
Глаукофан	ед.з. - 1,0%	нет	нет
Ильменит	эпорадически	ед.з. - 3,3%	ед.з. - 0,6-3%

Обращает внимание, что, хотя базит-ультрабазитовый комплекс выступает лишь на востоке (Севанский хребет), все же минералы, связанные, вероятно, с ним, определены в составе моласс и западной части озера (скв. Еранос-I) - актинолит, тремолит, глаукофан, пикотит. Геологическое строение этой полосы, как известно, маскируется продуктами новейшего вулканизма.

В заключение отметим, что парагенез обломочных породообразующих минералов моласс, а также их морфологические особенности все же обнаруживают тесную пространственную связь с предполагаемыми питающими провинциями. Имеются прямые признаки периодического влияния на седиментогенез синхронного вулканизма.

Аутигенное минералообразование в молассах имеет второстепенное место. Следует также отметить, что процессы преобразования пород - деэтрификация, кальцитизация, слабо выраженная перекристаллизация обломочных фрагментов и цемента в алевролитах и песчанниках, а также ассоциации глинистых минералов соответствуют начальному катагенезу - такой уровень постседиментационного преобразования моласс.

Содержания малых химических элементов в молассах приведены в табл. 13. В отложениях, вскрытых скв. Еранос-I, содержание Mn , Co , Ca , Sc в два раза превышает кларк, Ni - в три и Cr - в четы-

Таблица 13

Среднее содержание мелких химических элементов в молассах

Скважина	Тип породы	Кол-во опред.	Элементы в п - 10 ⁻³ %											
			Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Sr	Ba	Ga	Cu	Sr/Ba
Брансс-1	Песчаник	8	30	20	2,2	400	10	20	20	40	20	1	10	2,0
"	Алеврит	19	100	20	5	400	10	40	20	50	10	1	10	5,0
"	Глина	66	130	30	4,8	300	10	40	20	80	20	4	10	4,0
"	Известняк	7	100	10	2,4	130	10	10	10	60	8	0,3	5	7,5
Карчахпур-1	Песчаник	2	50	4	1	400	7,8	4,9	10	30	10	1	5	3,0
"	Алеврит	7	40	6	1	300	16,1	7	6	20	10	1	7	2,0
"	Глина	10	40	6	1	300	1	10	6	20	10	1	6	2,0
"	Известняк	10	30	3	1	150	6	4	4	20	8	0,4	3	2,5
Кисемян-3	Песчаник	3	40	30	1	180	3	10	4	20	10	0,4	3	2,0
"	Алеврит	6	80	40	2	350	7	26	6	13	10	0,5	5	1,3
"	Глина	5	150	8	1	340	5	16,6	6,6	10	10	0,4	4	1,0

Таблица 14

Содержания малых химических элементов в тяжелой фракции молецовых отложений

Элементы в $10^{-2}\%$	Скважина Еранос-1				Скважина Карчихинер-1				Кисаман-3
	Песчанники (6 обр)	Алевриты (6 обр)	Глины (16 обр)	Известняки (2 обр)	Песчанники (1 обр)	Алевриты (4 обр)	Глины (4 обр)	Известняки (6 обр)	Алевриты (2 обр)
Ni	10-200	1,5-200	2,8-660	137-160	2,7	0-32	6,6-14	0-11	0-27
	120	100	97	100	2,7	18	9	8	13,5
Co	3,7-42	4-56	0-120	2,1-8,7	1,8	0-15	2,1-9,4	0,7-7	0,9-5,8
	26	15	20	5	1,8	6,5	5	6	3,35
V	15-180	1,2-180	0-60	3-4,7	2,2	0-60	24-144	сл.-53	25-32
	70	45	14	39	2,2	48	56	33	28,5
Cr	11-560	13-560	0,8-820	12-49	30	40-550	33-1375	130-1250	56-570
	200	240	130	30	30	340	570	610	560
Zr	100-560	23-200	10-1000	25-54	30	0-1600	27-1700	0-1615	20-35
	310	110	190	40	30	570	330	410	27,5
Mo	0-0,3	0-0,8	0-2,6	0,2-0,36	0,08	0-1,5	0,25-1	0-0,84	0,8
	0,20	0,40	0,20	2,7	0,08	0,6	0,5	0,36	0,8
Cu	28-50	0,03-100	2,2-155	38-49	18	2,5-21	1-20	0,44-40	20-22
	37	40	70	43	18	11	3,8	14	27
Zn	14-110	4,2-320	0-4,8	87,5-600	32	17-81,2	20-75	0-150	15-75
	40	140	89	540	32	50	44	52	45
Pb	5-240	3-42	2,4-29	24-37,5	1,5	0-155	0,55-4	0-16	4,3-4,5
	84	16	12	30	1,5	0,63	1,8	9	4,4
Выход тя- желой фр. в %	0,03	0,07	0,07	0,10	0,15	0,20	0,20	0,05	0,11

Примечание: в числителе - колебания значений, в знаменателе - среднее.

ре раз; Ti, V, Zn и Ga - на уровне кларка; содержание бария значительно уступает кларку. В породах, вскрытых скв. Карчахпур-1, содержание Mn, Ni, Cu, Ti, Cr на уровне кларкового, остальных - значительно уступает кларку. В разрезе скв. Касаман-3 содержание Mn в два раза превышает кларк Ni, Cu, Ti, Cr на уровне кларка, остальные - значительно меньше кларкового.

Средние содержания малых элементов семейства железа, циркония и стронция в молассах западной зоны оказываются наиболее высокими, то же выявлено для содержаний никеля, кобальта, ванадия.

Мы не знаем достаточно достоверно, каковы были питающие провинции позднего миоцена, но вероятно, что они включали выходы оливин-базитового, а, возможно, и гипербазитового состава в пределах западной или юго-западной частей бассейна (Кюно-Гегамское поднятие миоцена). Либо это были обломочные толщи палеогена, насыщенные этим материалом. Так или иначе, вопрос этот представляет несомненный интерес - что погребено под верхнеплиоцен-четвертичными лавами и сарматскими молассами Гегамского нагорья.

2.2. Стратиграфия плиоценовых отложений

Вулканоогенно-осадочные образования плиоценового возраста имеют значительное распространение. Ввиду неполной мощности отложений вертикальное распространение комплексов остракод остается менее ясным, более уверенно можно их отнести к плиоцену, отчасти, возможно, к верхнему плиоцену, судя по значительному количеству акчагыи-епшеронских остракод.

Наиболее полным разрезом плиоценовых отложений западного берега является разрез, вскрытый скв. I-Норамен в районе с. Норамен (снизу-вверх):

1. Глины серовато-коричневые, песчанистые, плотные, скользящие. Мощность 637,5 м. Содержат остракод: *Cyprideis litteralis* (Brady), *Limnocythere pliocenica* Suzin, *L. inopinata* (Baird), *L. sevaniensis* Bub., *Leptocythere naphtalanica* Kad., *Caspiocypris candida* Liv., *Illyocypris gibba* (Ramdohr), *Candona* sp., *Candoniella pallucida* Schm. Из микрофауны встречаются гастроподы, дрейссеники и кости рыб.

2. Пески светло-серые, пемзовые, мелкозернистые, рыхлые. Мощность 10,0 м. Содержат редкие остатки остракод: *Limnocythere pliocenica* Suzin, единичные дрейссеники и диатомей.

3. Ракушняк коричневый, с глинистым цементом, рыхлый - 10,0 м.

Содержит остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere pli-oenica* Suzin, *Cyclocypris regularis* Schn., *Candona angulata* Miller, *C. noviculata* Schn., а также гастроподы и дрейссени.

4. Глины светло-коричневые, оскольчатые, в нижней части с тонким прослоем песчаника - 180 м. Содержат следующие виды остракод: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Leptocythere naphthalanica* Kad., *Limnocythere tenuireticulata* Suzin, *L. ornamentata* Schw., *Cytherissa naphtatscholana* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Candona cav-avis* Mand., *Candoniella schubinae* Mand., *Potamocypris* ? sp., выявлены также гастроподы, дрейссени и кости рыб.

5. Пески серые, мелкозернистые, хорошо стратифицированные - 7,0 м. Содержат редкие остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), гастроподы и дрейссени.

6. Глины светло-коричневые, плотные, оскольчатые - 162 м. Содержат многочисленные остатки остракод: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Leptocythere naphthalanica* Kad., *Limnocythere angulata* Mand., L. sp., *Cytherissa bogatschevi* (Liv.), *Cyclocypris regularis* Schn., *Cypris globosa* sp.n., *Candona angulata* Miller, *Candoniella marchida* Bod., *C. schubinae* Mand. Выявлены также гастроподы, дрейссени и макровидные формы.

Приведенный комплекс остракод характерен для верхней части плиоцена, в основном акчагыза.

Сходный разрез глинистых диатомитов, глин и песков, мощностью до 18 м, условно относимых к плиоцену, обнажается у "Норатусского мыса", в 5 км к северо-востоку от сел. Норатус, на правом берегу железной дороги Норатус-сз.Севан.

Следующий разрез отложений, фаунистически относимый к плиоцену, обнажается в обрывах сарыкаинской толщи около сел. Норатус. Разрез представлен песками, шламами, прослоями пемзово-пепловых, туфогенных песчаников, туфов с чередованием глинистых песчаников и глин, мощностью до 35 м.

1. В нижней части разреза обнажаются глины и пески. Мощность 6,6 м. Выявлены дрейссени, гастроподы, кости рыб и диатомей. Богато представлены остракоды, выявлены следующие виды: *Candona ex-gr. caucasica* Bronst., *C. neglecta* Sars., *C. compressa* (Koch), *C. noviculata* Schn., *C. marchica* Hartwing, *Candoniella albicans* (Brady), *Cypris arma* Schn., *Potamocypris tachaudae* (Schn. et Neg.), *Caspiocypris sinistrolivrata* (Liv.), *Tyrrhenocythere pseudoconvexa* Liv., *Darwinula stevensoni* (Br. et Kob.).

2. Песчаники серые, глинистые, рыхлые - 1,4 м. Выявлены от-

дельные створки и обломки *Cyprideis littoralis* (Brady).

3. Чередование темно-серых рыхлых, тонкослоистых (10 см) глинистых песчаников и шелезов - 2,0 м.

4. Песчаники темно-серые, рыхлые, равнозернистые - 1,2 м.

5. Чередование серых рыхлых глинистых песчаников с шелезами (мощность их варьирует от 0,1 до 0,5 м) - 4,5 м.

6. Переслаивание песчаных глин с пемзами (мощность отдельных слоев доходит до 30 см) - 2,0 м.

7. Переслаивание светло-серых глинистых песчаников, рыхлых, с нематозными песками (мощность отдельных слоев доходит до 10 см) - 5,5 м.

8. Нематозные пески светло-серые, рыхлые, с содержанием более плотных обломков пемз - 1,25 м.

9. Шлаки и пемзы светло-серые, мелкообломочные - 0,3 м.

10. Базальты - 9,0 м.

11. Пески - 1,0 м.

Среди остракод встречены виды, характерные для верхнего плиоцена, постплиоцена, а также общие виды для плиоцена. Проведение границы между указанными возрастными единицами затруднительно.

В разрезе скважины 7 - Нордус вскрыты глинистая толща с редкими прослоями песков, мощностью до 403 м. На разных интервалах выявлены остатки остракод. Так, на гл. 132 м в глинах выявлены *Cyprideis littoralis* (Brady), *O. torosa* (Jones), на гл. 100 м светл.-серые глины содержат *Caspiocypris candida* (Liv.), *Limnocythere ornamentata* Schw., *Leptocythere paritalanica* Kad. и обломки макрофауны.

Из приведенных видов для эцетглы характерны *Leptocythere paritalanica* Kad. и *Limnocythere ornamentata* Schw., а остальные - общие для плиоцена.

В пределах Арцакарской антиклинали отложения плиоцена обнажены в 200-250 м к.-в от с. Арцакар. Здесь над сарматскими глинами залегают пески и туфобрекчии, мощностью 1,9 м. Пески саржато-черные, разнозернистые содержат обломки остракод: *Limnocythere ar.*, *Ilucypris bradyi* Berg. Из микрофауны - дрейссены, гастроподы.

Светло-серые, мелкозернистые пески (пачка 3) содержат остракод: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere tenuireticulata* Guin., *Ilucypris paritalanica* (Liv.), *Cypris globosa* sp.n.

Характерными для верхнего плиоцена являются: *Cypris paritalanica* (Liv.), *Limnocythere tenuireticulata* Guin. остальные -

ные: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cyprideis littoralis* (Brady) имеют более широкое распространение.

В шурфе № 3 у с. Арцвакар вскрыты глинисто-диатомовые породы, мощностью до 1,9 м.

В песчаниках (пачка 1), слабо глинистых, серого цвета, средней плотности, выявлены остракоды: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Candona neglecta* Sars, *C. ex gr. caucasica* Bronst., *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Cypria globosa* sp.n., *Limnocythere tenuireticulata* Suzin, *Cyprideis littoralis* (Brady). Выявлены в большом количестве также дрейссены и гастроподы.

В глинах (пачка 2), слабо песчаных, оскольчатых, светло-серых, обнаружены остракоды: *Caspiocypris* ? sp., *Candona noviculata* Schn., *C. angulata* Müller, *Limnocythere tenuireticulata* Suzin, осколки крупных остракод и дрейссены.

В глинах (пачка 3), песчаных, серого цвета обнаружены остракоды: *Caspiocypris* sp., *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibbe* (Ramdohr), *Cypria arna* Schn., *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Limnocythere tenuireticulata* Suzin, *L. sevanensis* Bub.

В диатомитах (пачка 4), сильно глинистых, светло-серых, почти белых, остатки остракод представлены: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Candona angulata* Müller, *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Limnocythere sevanensis* Bub.

Виды остракод относятся к плиоцен-верхнеплиоценовому времени.

Более мощный разрез плиоценовых отложений изучен в 7 км к ю-в от с. Арцвакар ("Мыс с часовней")

1. Пески немозовые, светло-серые, мелкозернистые, однородные. Органические остатки не выявлены - 0,90 м.

2. Глины грязно-зеленого цвета, сверху переходят в светло-серые разности - 0,90 м. Содержат много остракод: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona noviculata* Schn., *C. angulata* Müller, *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Limnocythere naphtalana* Kad., *Limnocythere tenuireticulata* Suzin.

3. Песчаники серые, равномернозернистые, сильно карбонатные - 0,85 м.

4. Глины светло-зеленые, сильно известковистые, оскольчатые - 8,80 м. Выявлены остракоды: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona neglecta* Sars, *C. angulata* Müller, *C. noviculata* Schn., *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Leptocythere naphtalana* Kad., *Limnocythere sevanensis* Bub.

5. Глины светло-зеленые до светло-коричневых, мелкооскольчатые - 6,0 м. Содержат остракоды: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona angulata* Müller, *C. noviculata* Schn., *C. ex gr. caucasica* Bronst., *Limnocythere sevanensis* Bub.

6. Пески светло-серые, пемзовые, микроскопические - 7,0 м.

7. Глины светло-серые, уплотненные, содержат обломки костей рыб - 1,80 м.

8. Пески пемзовые светло-желтые, уплотненные, микроскопические - 1,8 м.

9. Глины светло-серые, переслаиваются с песками. Мощность 5,0 м. Содержат богатую фауну дрейссенсий, гастропод, диатомей. Остракоды представлены видами: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cypria arma* Schn., *Candona neglecta* Sars, *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Limnocythere contracta* Suzin, *L. sevanensis* Bub.

10. Известняки белые - 1,3 м. Содержат обильные остатки дрейссенсий, гастропод, пеллеципод: *Avimacra*? sp. Остракоды представлены видами: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Candona angulata* Müller, *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Limnocythere sevanensis* Bub.

11. Пески пемзовые, черные - 1,2 м. Содержат дрейссенсии плохой сохранности. Из остракод встречены: *Caspiocypris* sp., *Candona* sp., *Eucypris naphtatscholana* (Liv.), *Limnocythere sevanensis* Bub.

12. Глины светло-серые, карбонатные, слабо песчаные - 1,8 м. Содержат дрейссенсии, диатомей. Остатки остракод представлены: *Caspiocypris candida* (Liv.), *Ilyocypris bradyi* Sars, *L. sp.*, *Cypria arma* Schn., *Candona ex gr. caucasica* Bronst., *Eucypris naphtatscholana* (Liv.).

13. Пески черные, пемзовые, рыхлые, местами микроскопические, без органических остатков - 3,4 м.

14. Глины светло-серые, рыхлые, содержат редкие диатомей - 2,2 м.

15. Галечники с рыхлым песчаным цементом, содержат мелкие гальки - 0,3 м. Наряду с общим фаунистическим составом плиоценового времени встречается много верхнеплиоценовых форм.

В пределах южной, равнинной части интересен разрез плиоцена у с. Дзюрагех.

I. Чередование пемз и глин. Мощность слоев варьирует от 5 до

10 см. Суммарная мощность 1,0 м. Пемзы средней плотности, светло-зеленого цвета, содержат остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella eugeni* Schn., *Cyprinotus solinus* (Brady).

2. Чередование светло-зеленоватых глин и пемз, кверху глинистость увеличивается. Мощность 2 м. Встречены остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona neglecta* Sars, *Candoniella albicans* (Brady), *Candoniella pellucida* Schn., *Cyprinotus solinus* (Brady). Обнаружены также остатки гастропод и кар.

3. Глины светло-серые, комковатые, с линзовидными включениями пемзы - 0,40 м. В глинах выявлены остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella pellucida* Schn., *Cyprinotus solinus* (Brady).

4. Глины светло-серые мелкооскольчатые, содержат обломки остракод, кости рыб - 0,20 м.

5. Пемзы светло-серые - 0,20 м. Содержат фрагменты *Candoniella pellucida* Schn., *Cyprinotus solinus* (Brady), *C. lineaequivalvis* Bronn et., *Cyprideis littoralis* (Brady).

6. Глины светло-серые, оскольчатые - 0,20 м.

7. Пемзы белого цвета, рыхлые, мелкооскольчатые - 2,0 м. Кровле они крупнооскольчатые, с линзовидными обособлениями диаметром до 50 см. Из органических остатков встречаются обломки гастропод.

8. Пемза белая, мелкообломочная, рыхлая - 0,5 м.

Вед глинисто-пемзовыми отложениями залегают туфы и туфобрекчии.

Облик пришедечной фауны плиоценовой, однако большинство из них имеет больше вертикальное распространение.

В разрезе, вскрытом скважиной № 5 у с. Цовак, преобладают песчанистые отложения. Суммарная мощность разреза 370 м.

В глинах серых, жирных, с оскольчатой изломом обнаружены остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona neglecta* Sars, *Candoniella albicans* (Brady), *Limnocythere* sp., *Candona naviculata* Schn., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), а также гастроподы, рыбы остатки. Выявленные остатки фауны имеют широкое вертикальное распространение, в пределах миоцена-дочетвертичного времени.

Более подробно изучен разрез по скважине № 2 у с. Мец-Мазра:

1. Песчаники глинистые, коричневого цвета, местами глинистость увеличивается. Мощность 180,0 м. Содержат мелкие песчанистые фораминиферы, радиолярии.

2. Глины светло-коричневые, комковатые, в нижней части алевроитовые. Мощность 67,5 м. Обнаружены остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cardona* sp., мелкие фораминиферы, гастроподы.

3. Песчаники серые, с зеленоватым оттенком, глинистые. Мощность 32,5 м. Содержат *Darwinula stevensoni* (Br. et Rob.), *Cyprinotus solinus* (Brady), *Diserentocypris* sp., *Ilyocypris gibba* (Rammelsch), гастроподы, песчанистые фораминиферы, кости рыб, хвры, панцири диатомовых водорослей.

4. Песчаники светло-серые, глинистые, местами преобладают глины. Мощность 55,0 м. Встречены мелкие фораминиферы, радиолярии, гастроподы, кости рыб.

5. Глины серые, комковатые. Мощность 15,0 м. Содержит остракоды: *Cypris* sp., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jansa), гастроподы, кости рыб.

6. Песчаники серые, глинистые, мелкозернистые, местами песчанистость увеличивается. Мощность 340 м. Из остракод в этом интервале выявлены: *Cyprinotus solinus* (Brady), *C. inequivalvis* Bronst., обломки гастропод, кости рыб, встречаются также пресноводные фораминиферы.

Фауна имеет широкое распространение, характеризуя миоцен-четвертичный возраст.

В равнине, прилегающей к Севанскому хребту, к нижнему (?) плиоцену относится вскрытый скважиной № 2-Норакерт разрез разнообломочных моласс, мощностью более 100 м (интервал 513-656 м), залегающих выше позднесарматских-мэотических моласс. Эти отложения состоят из плохо отсортированных глинисто-песчаных и гравийных отложений, включающих обилие офиолитокластов, яшм, известняков, севанских, надо полагать, с выходов офиолитов Севанского хребта.

В разрезе скважины № 4 этим отложениям соответствуют речные валуно-галечниковые отложения мощностью 27,8 м, содержащие в горах и в основании песчано-суглинистые отложения с мелкой галькой; валуно-галечники состоят из окатанных обломков размером 3-15 см и крупнее. В составе обломков преобладают: пироксен-плагноклазовые и плагиклаз-роговообманково-пироксеновые андезитовые порфириты и трахидеитовые порфиры, липаритовые порфиры и их туфы.

В скважине № 5-г (у с.Цовак) вскрытая мощность валуно-галечников составляет 275 м.

Латеральные вариации гипсометрии подошвы этих отложений в пробуренных скважинах обозначают глубокие долины, выработанные в сармат-мэотическом молассовом комплексе. Как видно, нижнеплиоцено-

Вый возраст толки валуно-галечников и фациально связанных с ними проливных отложений определяется из стратиграфического положения между сармат-мостовскими и среднеплиоценовыми отложениями.

Выше валуно-галечников и проливных отложений нижнего плиоцена скважинами № № 2, 4, 5-г, I-г на интервалах соответственно 510-513 м, 443,2-490,2 м, 270,5-325 м и 290-305 м вскрыт горизонт розовых пемзовых туфов, сходных с суботанскими туфами Варденисского нагорья. Подошва горизонта туфов в скважинах № № 2 и 4 расположена на абсолютных отметках 1422 и 1427,3 м соответственно. В других скважинах (№ № 5 и I) основание туфов находится на абсолютных отметках 1580 и 1000 м, очевидно ввиду наличия сбросового нарушения, с амплитудой сброса до 150 м.

Туфы, вскрытые в скважинах, такие как и суботанские, обнажились у с.Суботан, отлагались в наземных условиях. Свидетельство тому — залегание туфов между элювизальными галечниками и делювиальными суглинками. В отличие от туфов с.Суботан, они мягче и слабее сцементированы. По-видимому, это вызвано их накоплением в озере. Окраска туфов розовая, состоят они на 50% из угловатых обломков белой волокнистой пемзы размером до 1 см, погруженных в связующую их розовую пемзовую псаммитовую массу. В породе обычны чешуйчатая и мельчайшие обломки буроватой стекловатой породы. Залегание туфов, судя по слоистости (в керне), также горизонтальное. В скважинах № № 2, 4, 5-г и I-г на розовые туфы через пачку проливных суглинков налегает толща озерных отложений.

В разрезе скважины № 2 на розовых туфах залегают:

1. Розовато-серые проливные суглинки с прослоями песчанистых глин, содержащие примесь (10-15%) угловато-окатанного гравия, дресвы и грубого песка из обломков пород офиолитовой серии, известняков, белой пемзы, величиной 0,3-1,5 см. В песчанистой фракции много обломков вулканического стекла. В глинах части примазки окислов марганца. В крошке пачки представлены раковины наземных гастропод. Мощность 24 м.

2. Серые глинистые пески, переполненные мелкими гастроподами, остракодами, реже содержащие растительные остатки. В основании пачки — хорошо окатанный гравий из обломков пемз. Среди гастроподовой фауны определены: *Pseudomnicola* sp., *Radix ovata* (Drap.), *Radix* sp. (здесь и далее определения А.Д.Чепалыги). Мощность 7,6 м.

3. Тонкослоистые светло-серые с зеленоватым оттенком глинистые алевроиты. Слоистость обусловлена наличием через интервалы 2-

5 см тончайших прослоев (0,2-1 см) песка. Песчаный материал представлен обломками вулканического стекла (пемзы), биотита, реже серпентинита, яшм. В кровле пачки представлены глинистые пемзовые пески. В породе много растительного мусора и мелких выделений марказита. Мощность 14,8 м.

4. Ритмичное переслаивание через интервалы 1-15 см светло-серых и зеленовато-серых полосчатых глинистых алевроитов с тончайшими прослоями пемзовых песков. В породе много остатков остракод, листьев растений и мелких выделений марказита. В подошве и кровле пачки обнаружены скопления мелких раковин гастропод (*Radix* sp. и др.). Мощность 39,6 м.

5. Светло-серые глинистые пемзовые алевроиты с прослоями пемзового песка и с вкраплениями марказита. Содержат остракоды, часто растительные остатки. В верхней половине пачки местами наблюдаются скопления мелких раковин гастропод: *Radix auricularis* (L.), *Radix* sp., *Pseudoamnicola* sp., *Pseudoamnicola* cf. *brevicola* (Hartens), *Limnaesidae* gen. Мощность 34,4 м.

6. Светло-серые с зеленоватым оттенком пемзовые глинистые алевроиты с остракодами, единичными раковинами пеладипод и растительными остатками. Мощность 5,6 м.

7. Белесоватые марки и легкие пемзовые алевролиты диатомовые (?). Мощность 1,6 м.

8. Переслаивание через интервалы 2-3 см светло-серых мелкозернистых рыхлых пемзовых песков и алевроитов. Мощность 4,4 м.

Верхняя часть озерной толщи в скважине № 2 размыва. Нарезание разреза производится по разрезу скважины № 4.

9. Голубовато-светло-серые тонкослоистые алевроитисто-тонкопесчанистые глины с тончайшими (1,5-2 мм) прослойками через интервалы 0,5-1,0 см пемзового песка. Порода содержит раковины остракод и растительные остатки. Мощность 73 м.

10. Светло-серые глинистые мелкозернистые пески с редким мелким гравием. В средней части пачки представлены мелкие гастроподы и остракоды. Мощность 40 м.

Суммарная мощность разреза 245 м.

Сходный разрез пород вскрыт в скважинах № № 5-г и 1-г соответственно на интервалах 182-270 м, 165-290 м. Подошва этой толщи вскрыта в этих скважинах на 160 м выше, чем в скважине № 4, что является, по-видимому, следствием сбросового нарушения, о котором говорилось выше.

Под обрывами нижнечетвертичных лав прибрежной полосы оз. Се-

ван, между с.с.Цовак и Карчехпир развита толща белых, желтовато-белых рыхлых пемзовых грубозернистых и мелкозернистых песков с обломками (до 1 см) полупрозрачной, молочно-белой волокнистой или пузыристой пемзы и буроватых дацитов. Обломки пемзы окатаны хорошо, обломки дацитов - слабее. В этих породах отсутствует сортировка, в связи с продолжительной обстановкой их накопления в прибрежной равнине.

Выше и ниже озерной пачки местами залегает валунно-гальчатники из хорошо окатанных обломков пемзы, реже пористых линаритов. Узкая полоса этих валуно-гальчатников, подчеркивавшая положение русла древней реки, протягивается в северо-западном направлении, скрываясь под нижнечетвертичными андезитово-базальтовыми лавами.

Толща пемзовых песков с.Цовак или белесоватая подсыта (по Г.А.Казаряну) прослеживается под нижнечетвертичными лавами до водораздельного гребня Варденисского хребта, где налегает на диаванскую свиту нижнего миоцена (12-18 млн. лет). В гребневой части Варденисского хребта возраст этих отложений на основе ископаемой флоры датируется (по А.Т.Вегуни) верхним миоценом - нижним плиоценом. А.А.Габриелян /25/ считает их нижнеплиоценовыми. Абсолютный возраст их, определенный калий-аргоновым методом (по Г.А.Казаряну), составляет 6 млн. лет. В возрастном отношении они являются аналогами розовых пемзовых туфов, вскрытых скважинами № 2, 4, 5-г и I-г. Белесоватая подсыта у с.Цовак, видимо, наиболее соответствует косослоистым прибрежным пемзовым пескам с гравием и обломками пемзово-липаритового материала пачки "3" сарикавинской свиты, датируемым Е.Е.Милановским /57/ средним плиоценом. Из этой пачки А.П.Жузе выделено не менее трех комплексов озерно-диавановой фауны плиоцена, характеризующей холодный пресноводный водоем в верхней части пачки и слабо солонсводный - в нижней.

Комплекс фауны гастропод из разреза скважины № 2, по сообщению А.Л.Чепалыги, характеризует довольно широкий диапазон времени - неоген-четвертичный. Эти гастроподы появляются в неогене, обитая и ныне. Проживают они в стоячих и медленно текущих водоемах. Можно предполагать, что водоем был пресным или незначительно осолоненным, но виды рода *Radix* обитают исключительно в пресных водоемах. В современном оз.Севан обитает *Radix ovata* var. *rossae* Galensteln. Фауна оз.Севан с плиоцена, как видно, существенно не изменилась. Такое заключение А.Л.Чепалыги относительно эволюции моллюсков. Впервые кровля озерной толщи была вскрыта скважи-

ной № 30-с при гидрогеологических исследованиях на Маерикской равнине. На глубине 252,5 м скважина вошла в алевритистые песчанистые глины и глинистые пески с богатой остракодовой фауной и вскрыла их на 6 м. Среди этой фауны выделены *Candoniella schubertinae* Mandelst., *Ilyocypris bradyi* Sars, *Limnocythere* гамона Mandelst., *L. fontinalis* Schn. (определение С.А.Бусикина). В.Т.Вегуни относят эти отложения к сармату на основании того, что первые две формы в Приереванском районе встречаются в отложениях сарматита. Сарматский возраст озерной толщи не достоверен уже потому, что эти отложения состоят из частиц пемзовых туфов, которые, как было показано, имеют ранне-среднеплиоценовый возраст. Для расчленения плиоцен-четвертичных отложений более надежные данные дают палинологические определения. Из озерных отложений скважины №30с Я.Б.Лейе выделен спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на верхи среднего плиоцена. Из озерных отложений, вскрытых скважиной № 2, А.М.Каракешян выделен в видовом отношении богатый спорово-пыльцевой комплекс, где преобладают (25-92%) хвойные, особенно сосновые: *Pinus*, *Pinus n/p Diploxylon*, *Pinus n/p Haploxylon*, *Tsuga*, *Abies*, *Keteleeria*, *Cedrin*. Из хвойных выявлены также *Taxodiaceae*, *Ephedra*, *Cupressaceae*. Покрытосемянные представляют 24-58% и представлены *Ulmaceae*, *Zelkova*, *Frax*, *Keer*, *Aralia*, *Prunus*, *Salicornia*, *Umbelliferae*, *Compositae*, *Triopteris montanus* v. rot. Древесные виды покрытосемянных несколько преобладают над травянистыми. Спорные в этом комплексе представлены в количестве 3,6%, принадлежат семейству папоротников: *Coniopteris*, *Polypodium*, *Osmunda*. В отложениях, залегающих выше озерных образований, относимых условно к верхнему плиоцену, выделен второй комплекс, в котором отсутствуют споровые и хвойные. Покрытосемянные представлены: *Oxetanopsis*, *Quercus*, *Ulmus*, *Salicornia*, *Graminea*, *Caryophylloceae*, *Cruciferae*, *Leguminosae*, *Compositae*, *Altemisia* и др. В этом комплексе травянистые составляют 74-100%. Выше глубины 137 м пыльцевой комплекс представляет только травяным. Эти определения дают основание говорить о смене хвойных лесов лиственными. Исчезновение лиственных связывается с плейстоценовым временем.

Вероятно, к ашхеронскому возрасту относятся развитые в предгорной зоне между ущельями р.р. Шимпырт и Памбак несцементированные грубобломочные образования, протягивающиеся на 2,5 км. Западнее с. Дара они слегка возвышаются холм, расположенный на абсолютной отметке 2000 м. Стояны они хорошо скатанными крупными гальками, валунами кварцевых диоритов, офиолитов. Валуно-гальчанники

встречены на двух уровнях. Верхний уровень (2100 м) отвечает древней эрозионной террасе. Валuno-галечники нижнего уровня заполняют, по всей вероятности, дно ущелья, располагаясь на высоте между абсолютными отметками 1940 и 2000 м. В нижней части толщи валuno-галечников нижнего уровня, мощностью в 120 м, развит крепкоцементированный щебень из обломков почти нацело известняков, реже песчаников и диабазов, размером 4-7 см. Цемент их очень крепкий - карбонатно-глинистый материал, образующий местами отдельные крошечки. По низкой окатанности, отсутствию сортировки обломков эти отложения сходны с эллювиальными или водно-ледниковыми отложениями. Валuno-галечные отложения имеют падение на юг (аз. пад. 170-180°). Крутое залегание хорошо можно наблюдать в отложениях, где обломочные образования имеют крепкий карбонатно-глинистый цемент. Крутое залегание слоев К.Н.Паффенгольц связывают с пликативными дислокациями, предположительно относя валuno-галечники к олигоцену, но не исключая возможность их верхнеплиоценового возраста. Валuno-галечники верхнего уступа залегают горизонтально. Представляется, что грубообломочные образования нижнего уступа дислоцированы с развитием обросовых нарушений четвертичного времени вдоль береговой линии оз.Саван.

Валuno-галечники и глыбы древних террас развиты также юго-восточнее (с.с.Шижань, Гелсу, Цовак). В основании пачки развит ископаемый почвенно-растительный слой (1,3 м). Этой толще валuno-галечников в сарикаинском разрезе соответствует пачка "4" разреза, приводимого Е.Е.Милановским /57 /.

Из прослоев озерных глин приводится богатая диатомовая флора верхнеплиоцен-нижнечетвертичного времени, характеризующая прибрежные условия мелководного пресноводного водоема.

Отметим некоторые черты литологии озерной толщи верхнего плиоцена восточной равнины бассейна. Бурением скважин в Масрикской и Мартунинской равнинах были вскрыты озерные песчано-глинисто-галечные отложения.

Литологически изучен наиболее подробно карстовый материал скважины № 2-Норакерт, в центральной части Масрикской равнины. По составу слагающих ее пород в разрезе выделяются две пачки (толщи), связанные между собой переходами - прибрежно-озерная и собственно озерная.

Прибрежно-озерная пачка имеет разрез мощностью 350 м и сложена галечником, конгломератами, гравелитами и песками. Галечники и

гравелиты сложены хорошо окатанными обломками разного размера. Они слабо сцементированы серым алеврито-песчаным материалом с плохо выраженной слоистостью и характеризуются полимиктовым составом. Обломки представлены породами офиолитовой серии, андезитами, известняками и пемзами. В шлифах видны обломки серпентинита, габбро, карбонатов, плагиоклаза, перидотитов, а также обломки диоритов. Пески смешаны с гальками разных размеров. Они представлены крупнозернистыми, среднезернистыми и мелкозернистыми разностями. Эти породы переслаиваются с речными валуно-галечниками.

Озерная пачка (толща) мощностью 200 метров, вскрытая в интервале скважины 350-550 метров, состоит из глин, диатомовых глин, слабоцементированных алевритов и песчаников, а также мергелей.

Пески, составляющие толщу, отличаются непостоянством гранулометрического состава, причем для них показательна довольно значительная примесь ракушечного материала и незначительная примесь растительных остатков. Пески нередко содержат включения гальки и гравия. Минералогический состав их полимиктовый.

Глины плотные, серого, зеленовато-серого цвета, преимущественно монтмориллонитового состава.

Диатомовые глины залегают в верхней части разреза, иногда они переслаиваются с другими типами глин. Цвет их светло-коричневый или светло-серый. Они обладают большой пористостью и малым объемным весом. В интервале 456,4-463 м встречаются остатки диатомей, составляющих 50% общей массы, остальная часть породы - глинистый материал с примесью обломков пироксенов, плагиоклазов, волокнистых вулканических стекол.

В молассовых озерных отложениях главным глинистым минералом является Са-монтмориллонит. Во всех необработанных образцах (не насыщенных глицерином) наблюдается значение $d(001)$, равное 14,26 Å, что говорит о смешанном составе поглощенного комплекса, в котором одновременно присутствуют как щелочные, так и щелочно-земельные элементы. После насыщения глицерином дифрактометрический рефлекс достигает 17,7-18,9 Å, что доказывает их монтмориллонитовый состав. Полупрозрачные и прозрачные частицы монтмориллонита имеют нечеткие контуры, они собраны в агрегаты с "завихрениями", что характерно для морфологии пенного исходного материала. Встречены также частицы трубчатой формы, относимые к галечнику.

2.3. Глинисто-кремнистые озерные и речные отложения плейстоцена долины р. Дзикагет

По обоим бортам долины р. Дзикагет в среднем ее течении обнажены выходы слабо складчатых желтовато-серых глинистых, ополково-трепеловых отложений, которые древнее, чем выступающие выше по разрезу левого борта долины почти горизонтально залегающие голоценовые осадки озера. По правому борту долины эти отложения выступают вдоль борта дороги, которая продолжена от щебеночного завоза примерно в 300 м вверх по реке. Обнажения долины правобережья рас. оложены на 100 м выше уровня реки. Глинисто-кремнистые отложения приурочены на этом участке к складчатым известнякам позднего сенона и выполняют в них древний палеорельеф. Вдоль долины р. Дзикагет /61/ проходит сброс, в-в крыло которого опущено, тем самым выходы по правому борту находятся на 90-100 м гипсометрически выше выходов, обнажающихся на в-в крыле вдоль шоссе-ной дороги.

Краткая характеристика правобережного разреза сводится к следующему. Породы, обнажающиеся вдоль среза полевой дороги к с-в части, залегают с аз. пад. $\alpha \sim 200^\circ$, $\angle 60^\circ$. На них несогласно залегают аллювиально-делювиальные галечники. Разрез глинисто-кремнистых пород нарастает вниз по грунтовой дороге в в-в направлении. Здесь обособляется начка чередующихся светло-серых легких тонкослоистых (8-10 см) опок и трепелов, содержащих прослой (3-5 см) светлос-коричнево-желтоватых глинисто-кремнистых отложений, хрупких, нечетко слоистых (рис. 18). Выше по разрезу эти отложения содержат прослой известняков и сматы в мелкие складки гравитационного типа с течением более пластичного глинистого вещества в промежутке между разрывами известняков. Азимут падения этих отложений $\alpha \sim 230^\circ$, $\angle 50^\circ$. Мощность отложений до 15-20 м. Выше по разрезу следуют желтые, нечеткослоистые, комковатые, нередко узловатой текстуры алевролитистые глины, они включают прерывистые слои (до 1-2,5 м) серых крепких известняков и светлос-серых известково-кремнистых легких, хрупких суглинков, которые обычно служат ядрами мелких гравитационных складок, в которые сматы глины. Мощность глины достигает 25-30 м. Несогласно на них залегают маркирующий горизонт сиреневых лито-кристаллокластических, довольно рыхлых туфов, видимой мощностью до 2 м. Как видно на рис. 19, глинисто-кремнистые породы разреза левобережья р. Дзикагет залегают стратиграфически выше голубовато-зеленых тонкослоистых туфов среднего

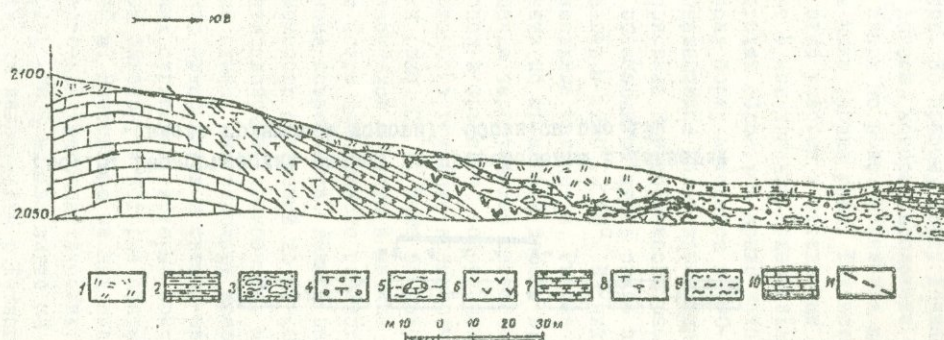


Рис.19. Геологический разрез вдоль долины р.Дэжнагет.

1. Q-наносы. 2. Осадки голоцена. 3. Олистостромы.

4. Туфы плейстоцена. 5. Суглинки, опки плейстоцена.

6. Вулканогенные породы (порфиры андезитов, ср.-верхн. эоцен).

7. Туффиты, туфы ср.эоцена. 8. Туфы, туфобрекчии. Эоцен (нижний?).

9. Глины, алевролиты (эоцен?). 10. Известняки, Верхний эоцен.

II. Разломы.

эоцена, которые прослеживаются на ю-в к современному озеру, а вниз по долине на глинисто-кремнистые отложения налегает олистострома, состоящая из разноразмерных глин от I до I-2 м, преимущественно туфов среднего эоцена и скрепленных почти неслоистым, плохо отсортированным мелкобрекчиево-псаммитово-глинистым цементом. На олистостроме залегают почти горизонтально озерные осадки голоцена. По-видимому, это прибортовые осадки голоценового Севана.

Глинисто-кремнистая толща, как было показано, несогласно перекрывается маломощными (до 5-10 м) сиреневыми лито-кристаллоклассическими, довольно рыхлыми туфами андезито-дацитового состава, в основании которых развита невыдержанная пачка светло-серых тонкослоистых пемзовых туфов. Этот горизонт наиболее сопоставим с игнимбритами и пемзовыми туфами (верхнего горизонта) долины р. Памбак, возраст которых радиологически и по находкам зубов мелких грызунов определяется в 70-100 тыс. лет, т.е. плейстоценовый, соответствующий концу палеомагнитного эпизода матуяма (0,94 млн. лет) и началу брუნеса (0,73 млн. лет).

Из приведенных данных по разрезу долины р. Дзкнагет очевидно наличие отложений древнее голоцена, но моложе среднего эоцена. Эти отложения гравитационно складчаты и тектонически примыкают к разновозрастным доороженным комплексам (верхнему сенону, среднему эоцену). Они вовлечены в сброс по долине р. Дзкнагет и предшествовали накоплению допозднеголоценовой(?) олистостромы. Наконец, разрез глинисто-кремнистых отложений перекрывается маркирующей пачкой сиреневых туфов, наиболее сходных с плейстоценовыми туфами долины р. Памбак. Формирование Халабского поднятия вызвало разобщение Памбакского озерного бассейна от Севанского. Формирование олистостромово-олистолитовой толщи, предшествовавшей голоценовым озерным осадкам, связано, видимо, с возникновением Халабского поднятия и сброса вдоль современной долины р. Дзкнагет.

2.4. Стратиграфия голоценовых отложений

Понижение уровня озера и последовавшее снижение базиса эрозии впадающих в него рек вскрыло геологическое строение голоценовых отложений. В освобожденном из-под воды побережье Севана (район селений Лчашен, Норашен, Айриванк, Шоржа, городов Мартуни, Варденис, Севан и др.) обнаружены многочисленные археологические памятники, захороненные в озерных осадках. Очевидно их место в геохронологии голоцена.

Приведем краткое описание наиболее изученных разрезов: археологических памятников - Дчашенского и Норешенского и дельты реки Дзянагет.

Разрез древнего Дчашенского поселения

От сел. Дчашен до оз. Севая была прорыта траншея длиной около 1 км и глубиной 2,8 м, вскрывшая три могильных кургана, захороненных в прибрежных осадках. Стены и потолок могильников сложены из плоских глыб андазито-базальтов длиной около 2 м и толщиной 1 м. Каменная насыпь на потолочной каменной плите придает могильнику вид кургана.

В разрезе траншеи выделяются (снизу-вверх):

1. Чередование линзовидных разнозернистых суглинков, супесей, песков, гравия вулканического состава. Мощность слоя 2,15 м. В отложениях этого слоя выстроен могильник.

2. Косослоистые мелкозернистые вулканические пески, в верхних слоях содержащие остатки моллюсков: *Lymnaea stagnalis* L., *L. auricularia* L., *Planorbis planorbis* L., (определения В.И. Курсаковой). Мощность слоя 65 см. Возраст моллюсков (C^{14}) - 2020 $\pm$ 120 лет (МГУ-49). В сторону озера пески сменяются гумусированными супесчаными погребенными почвами (20 см), перекрытыми песчаным слоем (10 см) и слоем (10 см) торфа.

Верхний слой с перерывом налегает на нижний слой и перекрывает остатки культур Дчашенского поселения. Перерыв в осадконакоплении между ними выражен погребенными почвами. Возраст древесины колесниц, обнаруженных в могильниках, по радиоуглеродному анализу материала пола колесницы, определен в 3500 $\pm$ 100 лет (МГУ-ИОАН-29), а рамы колесницы - 3630 $\pm$ 100 лет (МГУ-ИОАН-30).

В одном из могильников обнаружены костные остатки (определения А.Н. Мотузко): *Homo sapiens* (человек) - плечевая, бедренная, 2 обломка больших берцовых костей, тазовая кость; кости принадлежат одному индивиду мужского пола, среднего возраста, по индексу Троттера и Блезера рост его был равен 165-170 см; *Bos* sp. (домашняя корова) - молодое животное; *Equus* sp. *hemionus* - осел; *Equus caballus* - молодая домашняя лошадь.

Возраст остатков по содержанию органического компонента в ископаемых костях методом удельных весов определен А.Н. Мотузко в 2,5-3,5 тыс. лет.

Лчашенский археологический памятник (поселение) расположен на месте современного селения Лчашен и его окраин. В 40-ых годах озеро еще омывало стены домов восточной окраины селения, ныне оно отошло на 1500 м. На почти ровном пространстве, площадью около 12 га, между селением и озером обнаружены многочисленные курганы, большие и малые могильные холмы, кремлежи, групповые погребения и каменные ящики.

Раскопки проводились А.О.Мнацаканян с 1966 по 1973 гг. В 1970-1973 гг. в качестве геолога в них участвовал Ю.В.Саядян. Древнее поселение формировалось в конце IV тыс.л. до н.э. С начала III тыс.лет до н.э. оно превратилось в крепость, которая существовала до VI в. до н.э. и в XII-XIII вв. В ней раскопаны три наиболее древних (II-I тыс.лет до н.э.) и средневековые слои. Отдельной группой расположены крупные могильные курганы. Это гробницы вождей племен ("пантеон вождей"), остальные могильники расположены хаотически. Обнаружены также каменные могильные ящики, отнесенные к XVII-XIII вв. до н.э.

Раскопаны повозки и военные колесницы, датируемые XIX-XII вв. до н.э., колчан, относимый к XVIII веку до н.э. Выявлены двухколесные повозки-катафалки простой конструкции (XIX в. до н.э.) и четырехколесные повозки более позднего времени. Во II тыс. до н.э. в Лчашене была развита обработка дерева, которая наибольшее развитие получила в XVI-XV вв.

Металлургия достигла своего наивысшего развития в XV-XVI вв. Производилось более 25 видов предметов из бронзы, в том числе мечи с ножами, щиты, боевые топоры, копья, предметы быта и украшения (котлы, украшенные черпаки, кружки). Среди предметов из бронзы весьма примечательны и ценны статуэтки быков, птиц, львов и модели военных колесниц. Здесь обнаружены 7 видов украшений из чистого олова. Аборигены Лчашена в XVI в. до н.э. уже использовали золото Зодского месторождения, изготавливая до 25 видов украшений. Найдены также украшения из серебра, большое количество бус из агата, сердолика.

Пространственное положение археологических памятников Лчашена на осушенной плоскости сброса вод озера территории указывает на низкое стояние озера в эпоху бронзы.

Разрса древнего Норашенского поселения

Расположен у сел.Норашен, в вьеме автомобильного шоссе. Об-

наружено в 1972 г. Захоронено озерными осадками Савана. Они при-
слонены под пологим углом к молодым бугристым андезито-базальтам.
Видимая мощность отложений 4,5 м. Разрез их следующий (снизу -
вверх):

1. Глина серая, неслоистая, с редкими гнездами с вкрапленни-
ками обожженного железа. Мощность 4,50-3,70 м.

2. Почва черного цвета, гумусированная, с остатками растений
- 3,70-3,60 м.

3. Песчаный ракушечный слой; в верхней части содержит массо-
вые скопления целых и раздробленных раковин моллюсков; заполнитель
среднезернистый. Мощность 2,9-3,6 м. В.Н.Курсаловой определены: *Lim-*
naea stagnalis L.-85%, *L.(Radix) ovata* Drap. -0,5%, *Planorbis plan-*
orbis L. - 9%, *Gyraulus laevis* Alder -0,5%, *Pisidium casertanum* Pali,
- 5%, *Succinea oblonga* Drap. - I экз; А.Л.Чепалыга под-
твердил эти определения, добывив к ним: *Radix auricularia* (L), *Plan-*
orbis carinatus Müll. В нижней части слоя на глубине 3,5 м
возраст моллюсков радиоуглеродным анализом определен в 8640 ± 150 лет
(МГУ-467), а в верхней - на глубине 3 м - 6270 ± 170 лет (МГУ-125).

4. Культурный горизонт древнего поселения, состоящий из трех
строительных слоев и нескольких различных прослоев. Мощность 1,5-
2,9 м. Содержит большое количество раздробленной керамики и остат-
ков костей домашних животных, относимых к III тыс. до н.э.

5. Почва черного цвета, гумусированная, комковатой структуры,
с остатками растений. Мощность 1,5-1,4 м. Содержит раздробленную
керамику и остатки костей домашних животных, относимых к середине
II тыс. до н.э.

6. Песчаный ракушечный слой, разделенный 5-7 см черным просло-
ем гумусированной почвы. Мощность 0,5-1,4 м. Содержит массовые
скопления целых и раздробленных раковин моллюсков, среди которых
В.Н.Курсаловой определены: *Limnaea stagnalis* L. -0,01%, *Radix-auri-*
cularis L. -27,5%, *Valvata piscinalis* Müll. -13,9%, *Planorbis planor-*
bis L. -51,5%, *Pisidium casertanum* -6,9%, *Succinea patris* -0,01%.
Возраст моллюсков с глубины 0,9 м радиоуглеродным анализом датиру-
ется в 2090 ± 70 лет (МГУ-244) и 2020 ± 120 лет (МГУ-215).

7. Осыпь делювиальная с большим количеством остроугольных об-
ломков и глыб лав. Мощность до 0,50 м.

Древнее Норашенское поселение существовало еще с конца III тыс.
до н.э., т.е. с эпохи ранней бронзы. Выделяются три строительных
слоя, суммарной мощностью около 1,45 м. Нижний строительный слой

имеет темно-серую окраску, местами черную, содержит прослойки золы. Мощность 0,4 м. В верхней части озерных осадков, на глубине 2,95 м смонтирован пол из галечников вулканического происхождения, сверху обмазанный глиной. В слое обнаружено большое количество костей мелкого и крупного рогатого скота, кости собаки, лошади, рептилий, амфибий, рыб, встречаются изредка кости птиц, обычные каменные и костяные орудия труда, игральные круги и большое количество чернolощенной керамики. Обнаружены раковины пресноводных и наземных моллюсков. Средний слой коричневого цвета имеет мощность в 25-30 см. Пол также выложен мелкой галькой и сверху обмазан глиной. Здесь найдены богатые остатки керамики и костей животных. Под верхнего слоя глинобитный, мощностью 10-15 см. Состоит верхний слой из двух прослоев: нижний имеет темно-оливково-зеленоватую окраску, а верхний - более светлую. В слое обнаружены черепки чернolощенной керамики и кости животных, следы костров.

В Норашенском разрезе среди материальной культуры III тысячелетия до н.э. обнаружена керамика. Среди других находок - предметы из камня, кости и глины. В нижнем строительном горизонте найдены фрагменты зернотерки и ступка из андезито-базальта, аналоги которых в обилии обнаружены во многих памятниках III тысячелетия до н.э.

Культура эпохи поздней бронзы обнаружена в погребенном почвенном слое в интервале глубин 1,50-1,35 м. Она залегает над верхним строительным слоем III тысячелетия до н.э. Небольшое количество обломков керамики, обнаруженное в слое, дает возможность этот слой датировать серединой IV тысячелетия до н.э.

Среди костных остатков домашних животных Норашенского разреза, по определению А.Н.Матушко, преобладают кости коровы, козы, овцы и лошади. Сохранность их разная: 68% составляют остатки, которые были сразу захоронены, и 32% - выветрелые. Из всех остатков 13,2% принадлежат молодым животным, 86,8% - старым.

По содержанию органических компонентов и удельному весу возраст ископаемых костей А.Н.Матушко относит к середине II тысячелетия до н.э., до начала новой эры исторического времени.

Разрез отложений дельты реки Дзкнагет. Разрезы обмеления и скважины находятся на левом берегу реки, в средней части ее дельты, в 600 м вверх по течению реки от уреза воды озера Севан. Они представлены озерно-дельтовыми отложениями голоцена. Суммарная мощность изученных разрезов 42,5 м. По данным гидрогеологических скважин, мощность рыхлых четвертичных отложений (дельтовых) здесь

превышает 350 м.

Разрез отложений следующий (сверху-вниз):

1. Речные гравийно-галечные отложения с песчаным крупнозернистым заполнителем. Мощность 0,50 м.
 2. Чередование супеси, суглинков и глин, встречаются раковины моллюсков и растительные остатки. Мощность 1,5 м.
 3. Чередование речных песков и супесей с косой слоистостью и линзами гравия и гальки; имеются растительные остатки и большое количество раковин моллюсков *Planorbis planorbis* L., реже *Limnaea auricularia* и *L. glutinosa* L., изредка *L. stagnalis* (определения В.Н.Курсаловой). Возраст древесины (C^{14}) с глубины 2,00-2,10 м равен 1010 ± 250 лет (МУ-УЮАН-173), а моллюсков - 940 ± 220 лет (МУ-55). Мощность 1,6 м.
 4. Озерные осадки, представленные чередованием тонкослоистых суглинков и супесей с линзами мелкозернистого песка; встречаются гнезда вивернита, раковины моллюсков и растительные остатки. Мощность 0,9 м.
 5. Косослоистые аллювиальные пески с линзами суглинков и глинами глинистых пород, вымытых из более древних отложений. Мощность 1,5 м.
 6. Чередование тонкослоистых суглинков и супесей. Мощность 1 м.
 7. Косослоистые аллювиальные пески с линзами суглинков. Мощность 1,5 м. А.К.Агджанян обнаружил в них остатки крупных млекопитающих: *Cervus elaphus* L., *Caprinae* gen. и мелких млекопитающих: *Arvicola* cf. *terrestris* L., *Microtus arvalis* Pall., *Microtus* sp.
 8. Чередование озерных прибрежных тонкослоистых (1-10 см) супесей, суглинков, глин, с редкими включениями фауны моллюсков и гнездами вивернита.
- Далее разрез дается по скважине (сверху-вниз). Скважина заложена на пойме реки и прошла по современному аллювию до глубины 30 см, затем вошла в слой 8 обнажения и продолжила его на глубину 3 м.
9. Прибрежные озерные осадки. Интервал 12,00-15,00 м.
 10. Гравийно-галечные речные отложения с грубопесчаным заполнителем. Интервал 15,00-17,50 м.
 11. Озерные суглинки, илистые, плотные, включают растительные остатки. Интервал 17,50-20,00 м.
 12. Гравийно-галечные аллювиальные отложения с грубым песчаным заполнителем и тонкими (до 30 см) прослоями супеси. Интервал

20,00-27,50 м.

13. Чередование озерных суглинков, илистых супесей и глин с тонкими (до 30 см) прослоями песка; имеются остатки раковин моллюсков. Интервал 27,50-36,20 м.

14. Гравийно-галечные речные отложения с грубопесчаным заполнителем. Интервал 36,20-36,80 м.

15. Чередование озерных суглинков, супесей и глин с тонкими прослоями песка. Интервал 36,80-42,50 м.

Из естественного обнажения в речных и озерных осадках на различных глубинах собрана богатая фауна моллюсков семейства лимноид и планорбид (определения Н.Н.Акрамовского).

В озере Севан и на его берегу в течение всего голоцена эти виды моллюсков существовали, не смешиваясь между собой и не образуя переходных форм. Вымерших видов список не содержит.

Водоем, в котором обитали моллюски, был мелководным, заросшим надводной растительностью. Невдалеке находился открытый прибойный берег.

2.5. К вопросу о тектоническом строении предгорных равнин

Основные черты тектонического строения предгорных равнин бассейна озера подробно рассмотрены /3,16,27,36,57/. Пройденные в предгорьях Севанского хребта единичные скважины вскрыли на ю-в сарматские отложения (ст.Насосная, глубина 519-710 м). О сарматском рельефе можно судить по резкому погружению перекрывающего молассы плиоцен-четвертичного комплекса от озерной котловины к предгорью с последующим подъемом к хребту, что видно и из электроразведочного профилирования вкrest простирания равнины. Выясняется также нарушение толщи разломом с амплитудой сброса до 150 м, судя по залеганию маркирующего горизонта пемзовых туфов. Под плиоцен-четвертичными сарматскими комплексами залегают эоценовые и позднемиоценовые отложения (рис.22). Граувакковая формация раннего сенона сокращена в мощности к западу, к озерной котловине, с развитием глибовых отложений прибрежья. К западу также сокращается в мощности кремнисто-эффузивная формация. В нижних частях мезозойского разреза предполагается наличие флишоподобного альфа и плитчатых известняков титона-неокома, в виде тектонических пластин, известных в строении южной части восточного склона Севанского хребта / 4 /. Наконец, отметим приподнятое положение фундамента

в полосе от с. Шишкая до Масрикской котловины. Здесь резко сокращена мощность карбонатного среднего-верхнего палеозоя. В палеоструктуре эта часть относится к переходу в островное поднятие с последующим от него к востоку развитием глубоководного поздне триасового рифта.

Важнейшим структурным элементом Приварденисской равнины является Карчахпурская горст-антиклиналь, ограниченная разрывами, с маломощными сарматской молассой и плиоцен-четвертичной озерной толщей, перекрывающими с разрывом офиолитовый комплекс. Сейсмический разрез предполагает наличие в Приварденисской равнине мощного флишеидного палеогена и осадочного позднего мела. Более сомнительно наличие юрского комплекса в западной половине южного берега, поскольку аналогия с разрезом в басс. р. Артичи допускает развитие мощного субплатформенного среднего-верхнего палеозоя, возможно, и карбонатного, и угленосного триаса, вскрытого скважиной в долине р. Эхегис, на южном склоне Варденисского хребта, несогласно перекрытого осадочными породами позднего мела. Юрские отложения в этой части отсутствуют. Но они, вероятно, развиты в восточной половине южного берега, представляя продолжение к северу юрского комплекса Кафанского антиклинория.

Уровень метаморфического фундамента примерно от нулевой абсолютной отметки ступенчато повышается к водораздельной части нагорья. В Пригегамской равнине доплиоценовый комплекс вскрыт несколькими скважинами (рис. 20). Под мощным сарматом и средним миоценом вероятно наличие здесь красноцветных моласс раннего миоцена, налегающих на вулкан-обломочные отложения нижнего-среднего олигоцена - аналога шорахпурской толщи. Судя по результатам структурного бурения, сокращение мощностей до выклинивания глинисто-песчаной толщи низов сарыкаинского разреза имеет место по направлению к Гегамскому нагорью (рис. 20). На западе ее замещают туфогенные отложения и андезит-базальты Манычарского лавового потока. Вся толща разбита рядом сбросов, простирающихся параллельно береговой линии. Выявляется некоторое сокращение мощности низов сарыкаинской толщи по направлению от нагорья к береговой линии озера Севан. . Вероятно в западной половине акватории Б. Севана эти отложения все же развиты в сокращенных мощностях. Это следует и из корреляции с результатами структурного бурения вдоль южной, Приварденисской зоны. Залегаящий несогласно на складчатой позднемиоценовой молассе плиоцен-раннечетвертичный комплекс деформирован

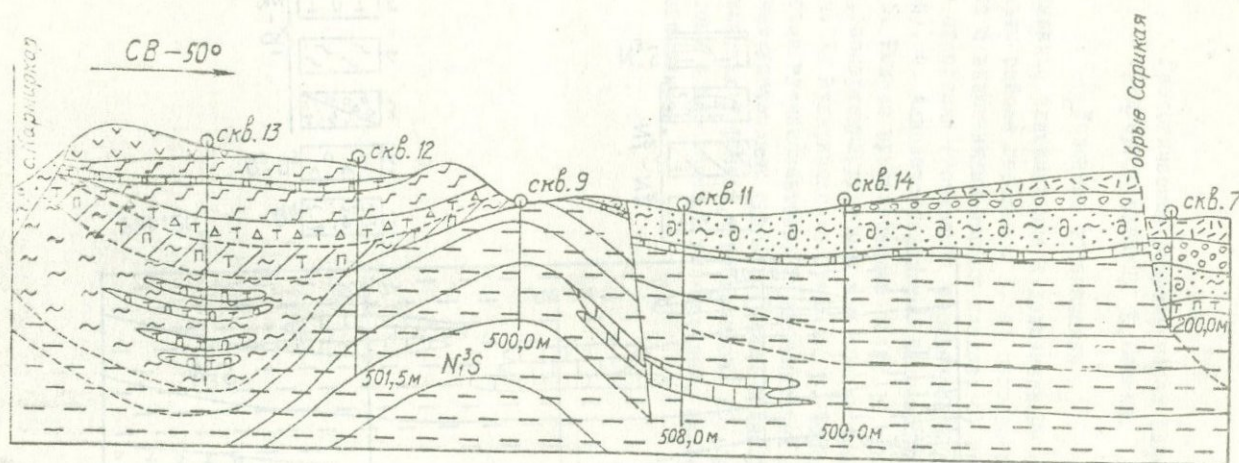


Рис. 20.

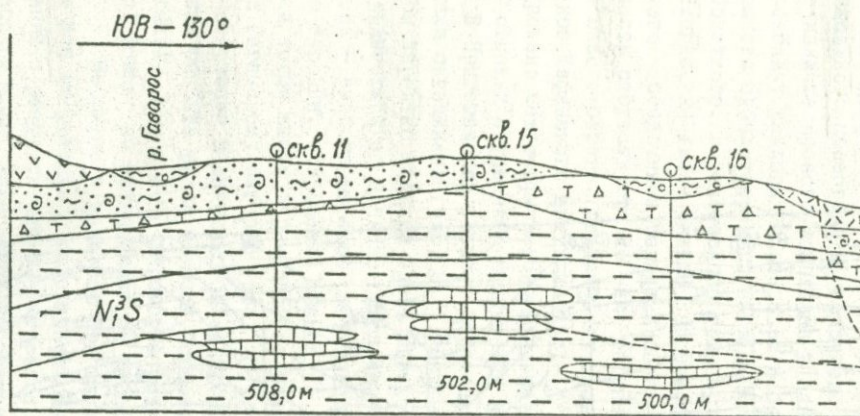


Рис. 20^A

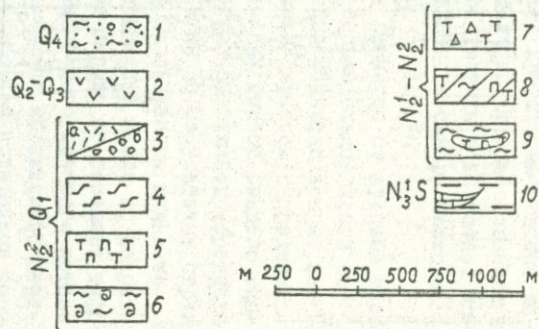


Рис. 20 Геологические разрезы через западную предгорную равнину Б.Севана.

Условные обозначения

1. Современные аллювиальные и делювиальные отложения.
2. Базальты района гор.Камо.
3. а) пеплово-пемзовые отложения с включениями черных шлаков; б) гравийно-галечные отложения (горизонт сарыкаинской свиты — нижний).
4. Андезито-базальты. Манычарский лавовый покров.
5. Рыхлые вулканические пески.
6. Глинисто-песчаные, содержащие диатомеи и в обилии дрейсении, отложения.
7. Вулканические брекчии.
8. Чередование косослоистых вулканомиктовых и полимиктовых песчаников с прослоями диатомовых глин.
9. Глины с линзами плотных псаммитовых туффитов и песчаников.
10. Глины зеленовато-серые с прослоями и включениями, линзами рифогенных известняков.

весьма слабо, лишь в приразломных участках.

Из складчатых структур юго-восточного подножья нагорья и особенно у берега оз.Севан наиболее крупной является Арцвакарская антиклиналь, сложенная сарматскими отложениями /25,60/. Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные лавы слагают пологий вал, имеющий простирание $135-140^{\circ}$, с более слабо выраженным юго-западным крылом. Тянется он от "мыса с часовней" на берегу оз.Севан к с-з, проходя несколько восточнее с.Арцвакар. В 200-300 м южнее "мыса с часовней" обозначается антиклиналь с-з простирания с довольно крутым (до $60-70^{\circ}$) падением крыльев. Ядро ее сложено известняками-ракушечниками и туфобрекчиями мзотиса-понта, прорванными мелкими дайками дацитов, которые иногда сильно брекчированы и протягиваются в ю-в направлении. С размывом и угловым несогласием отложения мзотиса-понта перекрываются нижнеплиоценовыми пемзово-пепловыми диатомитовыми и глинистыми отложениями с более пологим падением слоев по крыльям, в среднем до $20-25^{\circ}$. Верхнеплиоценовые лавовые покровы залегают значительно положе ($10-15^{\circ}$). Все указанные образования в приосевой части антиклинали разорваны широтным сбросом с опущенным северным крылом. Амплитуда сброса около 15-20 м. Южнее картируется небольшая брахиантиклиналь, сложенная верхнеплиоценовыми лавовыми потоками, с углами падения до $10-15^{\circ}$.

Другое асимметричное горст-антиклинальное поднятие протягивается в меридиональном направлении между долиной среднего течения р.Гехаркуник (Гаварагет) и западным побережьем оз.Севан. Это поднятие известно под названием Башкендская гряда / 60 /. Западный ее склон представляет крупный, почти отвесный обрыв, возвышающийся на 200-250 м над долиной реки Гехаркуник. Верхняя часть гряды сложена верхнеплиоценовыми темно-серыми пористыми оливковыми андезито-базальтами. Подстилающие их плиоценовые андезиты выражены более пологим ($40-30^{\circ}$) склоном. Гряда сложена разломами в виде нескольких ступеней (некоторые из них с пологим обратным наклоном), бронированных андезито-базальтовыми лавами. Сбросы возникли в постплиоцене после излияния Манычарского лавового покрова и образования древних широтных долин. Амплитуда смещения, по-видимому, достигает 100-150 м, с падением плоскости нарушений под углом $60-90^{\circ}$ на запад.

На северо-восточных и юго-восточных краях Башкендского поднятия полого наклоненная поверхность андезито-базальтового покрова погружается под почти горизонтальный покров аллювиально-озерных отложений приозерной равнины. На востоке однако лавовое плато об-

рывается к озеру крутыми, местами почти отвесными уступами высотой в 10-30 м, сбросового или флексурного вида.

В пределах крупного нарушения, морфологически выраженного уступом на протяжении 3 км, вдоль восточного склона южной части Башкентского поднятия, между селениями Еранос-Дзорагях, выступают плиоценовые вулканогенно-обломочные породы и подстилающие их глинисто-песчанистые отложения сармата. От сбросового уступа до берега оз. Севан распространены древнечетвертичные, ныне стабилизированные оползни, сложенные отложениями плиоцена с останцами андезитовых лав. На их поверхности, в центральной части Маньчарского лавового плато имеется меридионально вытянутая бессточная котловина, окруженная со всех сторон невысокими лавовыми грядами. Плоское дно этой котловины выполнено пролювиально-делювиальными, а под ними - озерными отложениями. Возникла она в результате новейших тектонических движений, деформировавших лавовый покров.

К числу неотектонических структур относится и Саруханская котловина меридионального простирания вдоль западного склона Башкентской гряды. Сужаясь к югу, она замыкается у сел. Гехаркуни, на севере же расширяется и далее погружаясь под верхнечетвертичные лавы.

Западный берег и склон озера были тектонически активны и в голоцене. Так, выявлены резкие перепады уровня поверхности коричневых глин (пачка I) донных осадков, вскрытых в низах разреза вибропоршневыми трубками (рис. 2), датируемых примерно в 3 тыс. лет. Скорее всего это сейсмические уступы голоценового времени. Примеры весьма молодых современных (историческому человеку) тектонических деформаций склонов заслуживают дальнейшего изучения и должны быть учтены и в современной хозяйственной деятельности.

Плейстоцен-голоценовая тектоническая активность выразилась также в формировании грабена М. Севана, усложнившего позднелищенскую впадину, более обширную на западе. На с-з ее продолжении развита Цовагяхская впадина, наложенная на восточное крыло асимметричной Дзикагетской горст-антиклинали с офиолитовым ядром. Продолжением последнего в Малосеванском грабене является Цахкабердское поднятие с выходами андезитов среднего эоцена. Западносеванская впадина (прибрежной зоны) также имеет структурное продолжение в строении дна Севанской бухты (Еленовской).

Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Обрамление озера составляют Севанский хребет на с-в, Варденисское нагорье - на юге и Гегамское нагорье - на западе. Строение обрамления весьма своеобразно. Наиболее древним - позднемеловым-палеогеновым является Севанский горст-антиклинорий, входящий в Севано-Акеринскую офиолитовую зону, совместно с кулисовидно к нему расположенным Турагачайским синклинорием на востоке и Сарыбабинским - на юго-востоке. Сочленение этих структур и с обрамляющей их с востока Сомхето-Карабахской тектонической зоной выражено зонами разломов-взбросов, поддвигов и сбросов, сложно сочетающихся со сдвигами. Ряд исследователей /53, 54, 29/ полагают, что породы офиолитовой ассоциации представляют аллохтонные массы, которые выполняют впадины предверхнеконьякского палеорельефа, и что, соответственно, под офиолитами может быть и более молодой, чем офиолитовая ассоциация, комплекс пород. Другое объяснение сложной структуре пород офиолитовой ассоциации состоит в том, что офиолитовая ассоциация слагает не аллохтон, а мелкие прикорневые покровные пластины, в основном же параавтохтон в составе чешуйчато-надвиговой структуры, в целом надвинутой к ю-з на комплекс обрамления.

В строении Севанского горст-антиклинория достаточно надежно картируются севанский-палеогеновый надофиолитовый "чехол" и сложно построенное офиолитовое ядро. Породы "чехла" окаймляют ядро горст-антиклинория с с-в и ю-в, отчасти погружаясь под молласы акватории к ю-в от полуострова Шоржа, с выходами лишь в Масрикской котловине.

В ядре горст-антиклинория картируются несколько с-з простирающихся синклиналей и антиклиналей, с общей ю-з вергентностью. Слагают они несколько чешуй, разобщенных разрывами того же простирания типа взбросов и сбросов, с амплитудой перемещения по ним до нескольких сот метров, реже более 1 км (Возгукский сброс, Памбакский поддвиг), с падением плоскостей нарушений чаще на с-в с крутыми в центральной части антиклинория и более пологими в ю-з краевой части углами падения.

Ядра частных структур выполнены кремнисто-эффузивной формацией офиолитовой ассоциации, сложно дисгармонично складчатыми породами, разобщенными на мелкие блоки нарушениями (рис. 22). К некоторым крупным антиклиналям принадлежит протрузии серпентинизированных гардбургитов и перидотитов, а также прорывающих их габброидов и тоналитов.

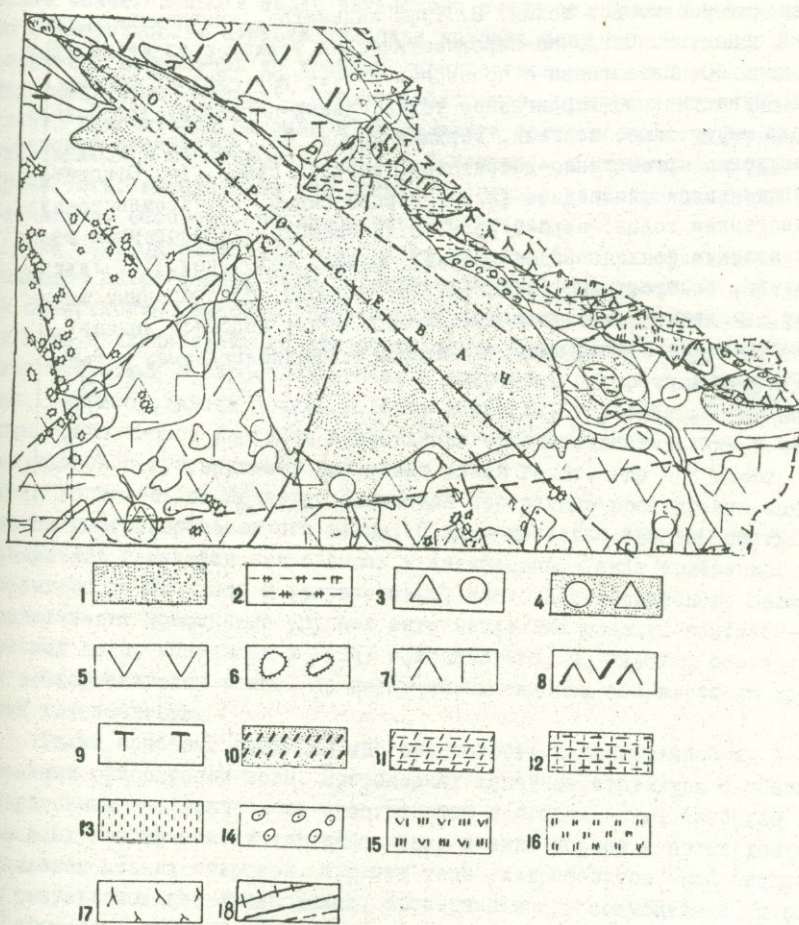


Рис. 21.

Рис.21. Схема геологического строения бассейна оз.Севан.

I. Донные осадки. 2. Торф. 3. Делювиально-пролювиальные отложения. 4. Озерные отложения, перекрытые аллювием и делювием. 5-7. Вулканогенная толща, верхнеплиоцен-четвертичная: 5. Андезит-базальтовые лавы. 6. Шлаковые конусы. 7. Агломераты, брекчии базальт-риолитовой толщи. 8. Туфы андезитов, конгломераты, верхний эоцен. 9. Осадочно-пирокластическая толща, средний-верхний эоцен. 10. Известняки с прослоями песчаников, нижний эоцен. II. Известняково-терригенная толща, дений-палеоцен. 12. Известняки микритовые, мергели, верхний сенон. 13. Известняки преимущественно органогенно-детритовые, верхний сенон. 14. Офиолито-кластическая флишиодная толща, нижний сенон. 15. Кремнисто-вулканогенная толща, альб-турон. 16. Кремнисто-вулканогенная толща (с мощными пачками радиоляритов), ранний мел-турон. 17. Ультрабазиты, габбро, реже тоналиты. 18. Разломы: с поперечным штрихом - подчиненные слепой офиолитовой зоне; сплошной линией - геологически картируемые; пунктиром - предполагаемые, а также линеаменты.

Мелкие тела серпентинитов обычно слагают, совместно с зелеными сланцами основания пологих надвигов ю-а краевой части (рис. 22). Причем именно в этих, нередко опрокинутых краевых складках в складчатость вовлечены также породы граувакковой и микритово-известняковой формаций сенона и известняка эоцена. Однако комплекс чехла менее сложен и менее интенсивно складчат. Таким образом, можно с уверенностью отнести наиболее крупную фазу пластических и разрывных деформаций ко времени, предшествовавшему возникновению надфиолитового "чехла" (средиземноморская, предконьякская фаза сжатия офиолитовых бассейнов) и выделить более поздние деформации, относящиеся к ларамийской и большей частью - к пиренейской фазам. Кроме того, офиолитовые швы испытали сложные глыбовые движения орогенного и, особенно, позднеорогенного этапа.

В близводораздельных частях горст-антиклинория офиолитовый комплекс по разломам, реже стратиграфически сочленяется с породами офиолитокластической граувакковой формации, они как бы облекают ядра антиклизалей, но эти соотношения существенно нарушены поздними взбросами и сбросо-сдвигами. В некоторых поперечных структурах, как, например, вдоль долины р. Гейсу и других, грубообломочные породы граувакковой формации существенно офиолитокластические и чередующиеся с граувакками, выполняют узкий горст, где они имеют почти вертикальное падение, обозначая поперечные простиранию зоны сжатия пострассенонского этапа. С ними локально связаны мелкие проявления глаукофановых сланцев и магнезитов. Такие поперечные структуры, в их числе и приразломные, вдоль Нор-Баязетского вала, представляют несомненно крупные анти-авказские разрывы континентальной коры, возникшие к концу офиолитового, но главным образом на постофиолитовом этапе. На космических снимках они выражены крупными линеamentами.

Таким образом, очевидны многоплановость и многоэтапность деформации офиолитовой зоны. Преобладают линейные структуры с общим сокращением геологического пространства в частях зоны, наиболее насыщенных пластическими ультрабазитами в виде корней и прокладок в основании мелких покровов. Крупные тела ультрабазитов, как следует из результатов геокартирования, пространственно совмещены с блоками кремнисто-эффузивной формации, сложенными наиболее глубоководными осадками и вулканическими породами - эти парагенезы впечатляют наличием мощных потоков толеитов и чередующихся с субщелочными базальтами протяженных пачек радиоларитов и других типов силицитов,

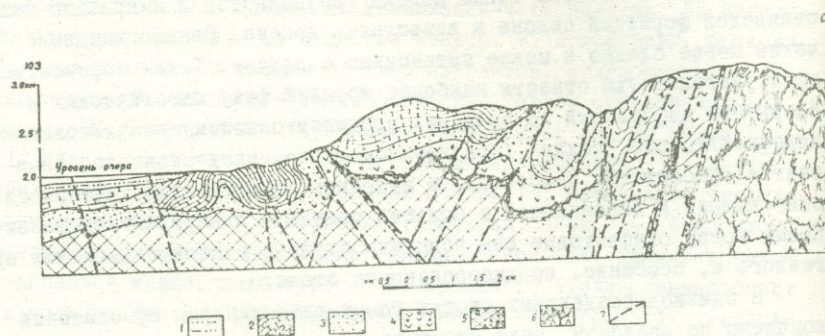


Рис. 22. Геологический разрез через Севанскую офиолитовую зону (Севанский хребет, ущелье Саринар).

1. Флишоподобные отложения. Даний-палеоцен. 2. Известняки микритовые. Верхний сенон. 3. Граувакковая толща (офиолитокластическая). Верхний коньяк-нижний сантон. 4. Кремнисто-эффузивная формация офиолитовой серии. Ранний мел - нижний коньяк. 5. а - доофиолитовое основание, метаморфический комплекс: герцинский (?), перекрытый в восточной части комплексом плитчатых известняков юрского-раннемелового времени и флишоподобными отложениями альба-сеномана; б - зоны дробления со сланцами и серпентинитами. 6. Серпентинизированные ультрабазиты. 7. Разломы.

в их числе и марганценосных - металлоносных осадков мезозойских офиолитовых бассейнов / 84 /. Между тем, на удалении, по простиранию, например, от междуречья Шишкая и Дара на восток и на северо-запад в строении формации характерно преобладание менее глубоководных отложений - известняков, сильно миндалекаменных трахибазальтов и др. Как видно, наиболее сложно дислоцированными оказываются глубоководные фрагменты кремнисто-эффузивной формации, что еще раз подкрепляет предположения о масштабных консолидационных деформациях выполнения офиолитовых трогов.

Другой тип разрезов кремнисто-эффузивной формации, который картируется у подножья Севанского хребта (низовье ущ.р. Саринар, северные окраины с.с. Шишкая и Гейсу), отличается отсутствием пачек силицитов, вулканические породы включают лишь мелкие линзы радиолитов, чередующихся с микритовыми известняками, встречаются линзы известняков апоорганогенно-детритовых с гравийной примесью. В разрезе много щелочных базальтов, сильно миндалекаменных, в верхах разреза обычны красновато-сиреневые кератофиры и их брекчии. Крупные выходы ультрабазитов в этой полосе отсутствуют. Мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов, сопровождаемых кварц-хлоритовыми сланцами, слагают основание пологих надвиговых чешуй. Эти разрезы характеризуют, безусловно, менее глубоководную зону офиолитового трога и, скорее всего, его краевую часть. В линзах микритовых известняков здесь найдены хорошей сохранности двухкилевые фораминиферы сеномана. Надо полагать, что основание, на котором залегают офиолиты, в промежутке от средних до нижних отметок Севанского хребта, представляет тектоническое подложье, на которое шарьированы близкоренные мелкие покровы.

Судя по сейсмическому профилированию, метаморфический древний комплекс приподнят в виде узкой полосы вдоль подножья хребта (районы с.с. Шишкая, Гейсу и юго-восточнее). Этот комплекс, видимо, тектонически перекрыт маломощным палеозойским-триасовым рифтогенным комплексом, на который, в свою очередь, надвинуты пластины позднеюрской-неокомской толщи плитчатых известняков и флише (дно толщи альбе-сеномана / II /, обнаруженные в серии чешуй в районе с. Кясамен и выполняющие ядро Зинджирлинской антиклинали на ю-в хребта и в басс.р. Тертер.

Джил-Сатанахачский массив и другие, кулисовидно с ним сопряженные, относятся скорее к корневой зоне - зоне выжимания офиолитовых масс (рис. 22). При формировании близкорневых покровных плас-

тин и надвиговых чешуй на наибольшем удалении от корневой зоны оказываются породы, относящиеся к выполнению близбортовых частей офиолитовых трогов. Механизм подвертывания под наступающие близосевые массы покровов, как видно, здесь не имел места и главным образом по причине малых масштабов шарьирования. Именно потому блоки в современном пересечении от оси офиолитовой зоны к ее краям, их латеральная очередность в значительной мере сохранили свою начальную стратиграфическую последовательность. На ю-в Севанского хребта выявлена зона развития крупных олистолитов в разрезе районе Зодского перевала (вдоль старой дороги). Разрез начинается на восточном склоне перевала выходами габбро-брекчий. Выше них по северному борту перевальной дороги следуют базальты буровато-коричневые, местами с шаровой отдельностью. Их радиологический (K/Ar) возраст - поздне меловой - 94 млн. лет. Мощность потоков базальтов до 5-10 м. Непосредственно по сухому логу склона перевала выступает пачка тонкоплитчатых песчаников, чередующихся с серыми мелкозернистыми известняками. Их соотношение с габброкластами, по-видимому, тектоническое. Азимут простирания $270-290^{\circ}$, падение на ЮВ $\angle 15^{\circ}$, мощность пачки до 5 м. Выше следует чередование коричневых оскольчатых пелитовых кремнистых туффов, туфов с потоками миндалекаменных базальтов. В верхах пачки пелитовые туффы включают угловатые обломки базальтов, линзы вулканокластических песчаников. Их сменяет пачка плитчатых коричневатато-серых алевролитов и слюдистых песчаников (5 м). Выше по разрезу следуют коричневатато-красные радиоляриты с прослоями коричневатых разностей. Мощность радиоляритов до 20-25 м. Радиоляриты включают остатки радиолярий позднего триаса и представляют олистоплаку. Их сменяют вулканические брекчии средне-мелкообломочные, зеленоватато-бурые, мощностью до 5 м. Выше по разрезу следует горизонт олистолитов известняков, серых и розовато-серых, тонкослоистых, местами среднеслоистых с линзами ракушечников. В известняках обнаруживаются редкие обломки (2-4 см) красновато-бурых вулканических пород. Условная мощность этого горизонта с олистолитами до 10 м. В ракушечниках определены *Halobia porica* Majs. характерные для позднего триаса. На южном склоне перевальной дороги следуют базальты с крупной в поперечнике (до 1,5 м) шаровидной отдельностью. Мощность базальтов 10-15 м. На южном борту перевальной дороги выступают габбро-брекчии с большим количеством обломков базальтов. Видимая их мощность до 200 м. Этот разрез с олистолитами поздне триасовых известняков и радиоля-

ритов очень важен для интерпретации доюрской истории развития региона, на чем мы остановимся и далее.

Севанский горст-антиклинорий на карте высотной (1200-4000 м) аэромагнитной съемки (Г.А.Русков, Г.А.Сироткин) выделяется овальной, вытянутой зоной положительных аномалий (+1 - +4 мГ), совпадающей с ядром этой структуры. Расположенная на ю-вот него Масрикская котловина выражена зоной нулевой и отрицательной (до -1 мГ) аномалий (Масрикский минимум). Здесь отметим, что и Кафанский антиклинорий, структурным продолжением к северу которого является, видимо, Масрикская котловина, также характеризуется отрицательными значениями магнитного поля.

Гравитационное поле этих структур также резко различается. Масрикская котловина совпадает с гравитационным минимумом. Северо-восточнее, в зоне перехода к Севанскому горст-антиклинорию и далее к его ядру имеет место резкое повышение гравитационного поля, при средней величине градиента 6-7,7 мГ/км.

Рассмотрим далее основные черты геологического строения Варденисского нагорья.

Плиоцен-четвертичные лавово-пирокластические покровы существенно маскируют строение донеогенового комплекса. Судя по структурным элементам мелких выходов меловых и палеогеновых пород под неоген-четвертичным чехлом Варденисского нагорья погребена крупная асимметричная антиклиналь северо-западного простирания. В выходах донеогеновых отложений исследуемого района (бассейны р.р. Мартуни, Астхадзор, Варденик, Орбатеж, Айсасы, Каракая, Соганду, Ехегис) на значительной полосе шириной более 17-18 км, охватывающей почти все нагорье, наблюдаются северо-западные падения под углами 20-40°. Варденисская антиклиналь осложнена рядом параллельных или кулисообразно расположенных северо-западных или близширотных мелких брахиантиклиналей: Вагашенская, Гетикванская, Акункская, Масрикская, Хопурлинская и разделяющих их синклиналей. Некоторые из них являются надразломными складками крупных северо-западных разрывных нарушений. На восточном крае нагорья, в районе его сочленения с Кельбаджарской наложенной мульдой, с поперечным планом дислокаций, северо-западные второстепенные складки дугообразно изгибаются до близмеридионального или даже северо-восточного (10-20°) простирания. Кратко рассмотрим частные структуры нагорья.

Вагашенская антиклиналь (верхове р.Мартуни) выделяется предположительно на основании уменьшения угла падения (от 35° до 18 -

20°) верхнеэоценовых вулканогенно-осадочных пород в юго-западном направлении, что, видимо, наблюдается при приближении к ядру антиклинальной складки. Ось складки имеет северо-западное простирание, она погребена под неогеновой вулканогенной толщей.

Породы ядра складки гидротермально изменены и содержат полиметаллическое оруденение. Гранитоидная интрузия (средний плиоцен) дайкообразно вытянута вдоль разломной полосы.

Гетикванкская антиклиналь расположена в верховьях р. Гетикванк, вдоль зоны Варденисского глубинного разлома. Выделяется предположительно в качестве надразломной асимметричной антиклинали, с более крутым юго-западным опущенным крылом. Ядро антиклинали сложено верхнеэоценовыми андезитовыми порфиритами, а северное - верхнеэоцен-олигоценовыми и миоценовыми кислыми вулканитами. Вдоль оси антиклинали внедрен Северо-Гетикванкский гранитоидный интрузив верхнеэоцен-олигоценового возраста. К юго-западному сброшенному борту зоны разлома приурочены молибденовое, Вардениское и медно-полиметаллическое-Гетикванкское проявления.

Акунская антиклиналь (расположена между сс. Субатан и Акунк) сложена среднеэоценовыми осадочно-вулканогенными породами, имеет резко асимметричное строение с пологим (16-30°) северо-восточным и крутым (60-75°) юго-западным крыльями. На ю-з антиклиналь почти полностью бронирована четвертичными лавовыми покровами. В ядро складки внедрены анортозитовый интрузив и многочисленные дайки диорит-порфиров. На северо-западном окончании складка погружается под неоген-четвертичные образования Севанской впадины.

Синклинальные прогибы, разделяющие антиклинали, всюду маскируются новейшими вулканическими образованиями.

Новейшая структура Варденисского нагорья, судя по элементам залегания ниже-среднеплиоценовой вулканогенной свиты, представляет собой широтно-вытянутое пологое брахиантиклинальное поднятие со средними уклонами склонов от 10-12° (на юг и запад) до 15-22° (на север, северо-восток). Ось складки совпадает с центральным водоразделом Варденисского хребта. К северу антиклиналь переходит в Севанскую синклинальную впадину.

На западе Варденисского нагорья выступает Аргичинский антиклинорий, представляющий систему складок северо-западного простирания, погружающихся к юго-востоку. В ядре антиклиналей (Северо-Аргичинской, Южно-Аргичинской) выступают интенсивно дислоцированные кварциты, известняки и глинистые сланцы верхнего девона и нижнего кар-

бона. Синклинальные структуры выполнены полого залегающими отложениями верхнего мела и, изредка, палеогена. Складки на значительной площади перекрыты слабо дислоцированными или почти горизонтально залегающими вулканическими и другими континентальными образованиями мио-плиоцена, плиоцена и постплиоцена.

Проведенные исследования с применением разномасштабных аэрофотоснимков в комплексе с высотными и космическими снимками, а также анализ данных специальных геофизических работ (данные станций "Земля", "Черепаша" и др.) позволили выделить разрывные нарушения разного порядка.

Из разрывных нарушений Варденисского нагорья Варденисский разлом выражен на высотных и космических снимках, трассируется в северо-западном направлении от района кур. Джермук в сторону Гетикванкского рудного поля. Вдоль долины правой составляющей р. Варденис разлом прослеживается к городу Мартуни. Зона разлома на поверхности представлена гидротермально измененными породами: обеленными загипсованными (с адунитовыми кварцитами), местами со значительной рудной минерализацией (Варденисское молибденовое и Гетикванкское полиметаллическое проявления). В долине р. Варденис на глубине 500-600 м зона разлома пересечена в Арпа-Севанском тоннеле, где на протяжении более 0,5 км развита зона дробления с минерализацией азурита и обильной водоотдачей.

С зоной разлома связаны многочисленные минеральные источники в долинах р. Арпа, Ехегис, Варденик, а также в районе с. Личк.

По данным ст. "Земля", Варденисский разлом имеет вертикальное падение и достигает нижних слоев земной коры. Амплитуда вертикального перемещения, выраженная в верхних слоях земной коры крупным флексурообразным изгибом, достигает 2,5 км. Подвижки по Варденисскому разлому продолжались и в постплиоценовое время. Вдоль его трассы пачки ниже-среднеплиоценовых вулканических пород раздроблены и флексурообразно наклонены (под углом $30-35^{\circ}$) к северо-востоку. Линейная цепь нижнечетвертичных базальтовых вулканов: Сардаривер, Тапак, Хрбекнер и Пепенот выстроены именно в этом направлении. В шлаках вулкана Пепенот в окрестностях с. Астхадзор и Золакар встречены ксенолиты с пиритовой минерализацией.

Карчахпюрский разлом трассируется по линии с. Карчахпюр - с. Лчаван, вулк. Кармирванк - вулкан Порак - долина р. Курбага и далее на юго-восток в сторону массива г. Далидаг. Он хорошо фиксируется на крупномасштабных аэрофотоснимках. На поверхности четко от-

ражен в сдвигах контуров нижнечетвертичных многоступенчатых лавовых покровов. По линии разлома вулканический шлаковый центр Кармирванк разделен сдвигом и восточная часть конуса перемещена к юго-востоку на 750 м.

Карцахпирский сдвиг в глубоких слоях коры имеет сбросовую компоненту с опущенным юго-западным крылом. В результате этого сброса в приподнятом северо-восточном блоке глубина залегания меловых вулканогенных пород не превышает 1 км, палеогеновые отложения отсутствуют (данные ст. "Земля").

Норакертский разлом прослеживается по долине р. Каракоюн, от района Кельбаджарского перевала на северо-запад к коч. Чом и далее по Масрикской котловине к с. Норакерт. Этот глубинный разлом фиксируется ст. "Земля" как крупный сброс с опущенным северо-восточным крылом. Этот и Карцахпирский параллельные разломы предопределяют горстообразное поднятие Карцахпирского блока. Норакертский разлом выделяется на аэрокосмических снимках. В районе коч. Чом, в долине р. Каракоюн этим разломом левый борт долины сброшен на 100-150 м. Разломом рассечен липарито-децитовый экстрюзив Чом, внедрившийся в нижнеплиоценовую туфобрекчиевую толщу.

В группу второстепенных разломов включен крупный Вагашенский разлом северо-западного простирания, входящий в зону Варденисского глубинного разлома. С Вагашенским разломом связаны интенсивные гидротермальные изменения, сопровождавшиеся полиметаллической рудной минерализацией (Вагашенское проявление). Имеется также множество тектонических и других нарушений, трещин меньшего порядка, приуроченных в основном к главным разрывным нарушениям небольшой протяженности или магматическим внедрениям. Амплитуда смещения у них колеблется в пределах первых десятков метров, а порой и вовсе не имеется. Они выражаются узкими зонами гидротермально измененных пород.

Ограничивающее озеро с запада Гегамское нагорье в плане представляет эллипсоидный выпуклый щит почти меридионального простирания. Осевая, наиболее приподнятая часть нагорья достигает высот около 3000 м и представляет слабо выпуклое плато, над которым возвышаются останцевые вершины (более 30) и многочисленные шлаковые конусы в виде единой цепи, вытянутые с юга на север. Лавовые покровы, начинающиеся из этих конусов и останцевых вершин, покрывают все склоны и предгорное плато нагорья. Древние складчатые образования нигде не обнажены.

Большая (до 150 мГ) отрицательная аномалия силы тяжести вряд ли обозначает глубокий прогиб или синклинальную структуру складчатого подлазового комплекса. Далее, отрицательная аномалия силы тяжести характерна для всей области развития неовулканического пояса региона, включая Цахкуняцкий хребет, где допалеозойский субстрат значительно приподнят. Отрицательная аномалия, вероятно, обусловлена разуплотнением, расширением глубинных масс, неглубоким заложением фундамента, как предполагают многие авторы. Это подтверждается и последним сейсмическим профилированием. Наличие погребенного антиклинального сооружения под Гегамским хребтом подтверждается следующим.

К северу и югу от центральной части нагорья расположены Ахтинское и Южно-Агмаганское (Аргичинское) поднятия — выступы палеозойского и допалеозойского комплексов; широтные складки меловых и палеогеновых отложений Ереванского синклинория, приближаясь к нагорью, загибаются к юго-востоку; область центральной части нагорья представляла в позднем мезозое, в палеогене—нижнем миоцене область сноса обломочного материала. То же и в плиоцене, и антропогене. Среди плиоценовых туфобрекчий, снесенных с центральной части нагорья, на его восточном склоне обнаружены глыбы и обломки кварцитовидных песчаников палеозоя; галька кварцитов отмечается и среди плейстоценовых лав; южная и северная приподнятые части нагорья испытали дальнейшее воздымание, дробление разломами продольного и поперечного направления, с которыми связаны эруптивные вулканические аппараты и лавовые излияния плиоцен-четвертичного времени.

Геофизические исследования методами ДЕЗ, МТП и МТЗ в юго-восточной части нагорья, от котловины оз. Севан к водоразделу показали резкое уменьшение электропроводимости разреза, что, вероятно, указывает на уменьшение (выклинивание) мощности проводящих сарматских отложений.

Гегамское нагорье возникло в неоген-четвертичное время в результате сводообразного воздымания, вместе с тем неоднократно извержения того же времени обусловили возникновение мощного вулканического панциря нагорья.

3.1. Формации позднеплиоцен-четвертичных вулканогенных образований

Окаймляющие оз.Севан с запада - Гегамское и с юга - Варденисское вулканические нагорья - крупные брахиантиклинали новейшего времени, входят в состав Северной вулканической дуги.

Нижеплиоценовые вулканы слагают преимущественно осевые части нагорий и обнажаются ограниченно в ущельях поперечного стока. Представлены они следующим рядом формаций.

Андезит-риолито-дацитовая формация (Гегамская и Варденисская свиты) объединяет главные объемы вулканических продуктов крупных полигенных вулканов, действовавших в это время (5,5-4,0 млн.лет) по всей северной дуге.

Для полигенных вулканов характерна резкая смена мощностей. В прижерловых частях мощности вулканических тел достигают 700-900 м. Наряду с лавовыми потоками, развиты субвулканические тела, высокая доля эксплозивного материала, значительны колебания составов по мощностям и латерали.

По Г.А.Казаряну и др. (1981), варденисская свита подразделяется на две толщи. Нижняя толща-риолито-дацитового и риолитового состава, верхняя - дацитового, андезито-дацитового и андезитового. Разрез завершается базальтами. В строении гегамской свиты можно отметить небольшой объем риолито-дацитов и, особенно, риолитов, но уже возросшую роль андезитов, андезито-базальтов и, частично, базальтов.

Вулканические породы преимущественно порфировые. Фенокристаллы образованы олигоклазом до лабрадора и клинопироксеном; в вулканических телах андезито-базальт - дацит нередко также гипертен, в базальтах и, реже, в андезито-базальтах - оливин. Базальтическая роговая обманка встречается редко. Риолито-дациты и риолиты не всегда содержат калишпат и кварц, в них обнаруживается изредка биотит.

В основной массе обычны микролиты плагиоклаза, пироксенов, рудная сыпь и стекло, иногда полураскристаллизованное и раскристаллизованное. Породы формации относятся к известково-щелочным ассоциациям; большая часть основных и средних вулканических пород отличается повышенной щелочностью, определяемой содержанием калия. Вероятно, тяготеют к центрам извержений алуинитизация, хлоритизация, реже окварцевание и цеолитизация пород. Измененные породы района

с.Кепутан вмещают апатит-магнетитовое месторождение; в верховьях ущелья Грыдзор в низах свиты поры и газовые каверны базальтов и андезитов выполнены агатом.

Трахиандезитовая формация развита в центральной и южной частях Гегамского и в западной части Варденисского нагорий. Породы формации налегают на образования гегамской и варденисской свит и перекрываются так называемыми менычарскими лавами. Формация сложенная главным образом эффузивными породами, мощность потоков редко превышает 10 м; общая мощность комплекса только местами превосходит 100-120 м. Вулканизм эреального типа (многовыходный). Центры извержений (купола) и их руины сохранились у с.Гехаркуник, в верховьях р.Азат (Еракатар), у Архашенских высот, на "мысе с развалинами" у с.Еранос.

В объеме формации абсолютно преобладают трахиандезиты (не менее 90% площади развития); им резко уступают трахиандезито-базальты, слегкающие небольшой поток и дайку на Гегамском нагорье. На восточных склонах и периферии Гегамского нагорья развиты трахидациты, нередко с жилками (0,5 мм - 40 см) и небольшими, длиной до 50-60 см линзовидными обособлениями трахилипаритов. Обнажены они на "мысе с развалинами" (2,5 км²) и у с.Еранос (3,5 км²), "самостоятельные" трахилипариты - у с.Гехаркуник (0,3 км²) и на "мысе с часовой" (небольшие тела внедрения), трахиты - у с.Сарухан (1,8 км²) и на левом берегу р.Грыдзор, у выс.2243 (0,5 км²).

Трахиандезиты и трахиандезито-базальты имеют эвпорфировое, как правило, мегафировое строение; порфировые выделения представлены андезином (до 27,5%), опациitized биотитом (до 11,6%) и бурой роговой обманкой (до 7,2%), мелкими кристаллами клинопироксена (до 3,3 %). Биотит распределен спорадически; редки микрофенокристаллы гиперстена, единичны выделения оливина. Основная масса состоит из стекла, нередко полураскристаллизованного или раскристаллизованного с выделением калишпата, плагиоклаза и кристаллитов, микролитов плагиоклаза, клинопироксена и иногда роговой обманки и рудного минерала. Довольно обычны гомогенные включения, состоящие из оливина, клинопироксена, лабрадора, рудного минерала и черно-бурого стекла.

Трахидациты представлены олигофировыми породами с обязательным присутствием вкрапленников андезина (до 12,5%) и опациitized биотита (до 2,9%); в лавах "мыса с развалинами" есть также санидин (до 2,8%) и клинопироксен. Единичны микровкрапленники

гиперстена, а у с.Еранос и санидина. Основная масса гиалиновая и, частично, гиалопилитовая, с микролитами плагиоклаза, реже калишпата и рудного минерала. Стекло обычно в разной степени девитрифицировано (плагиоклаз+калишпат) и участками содержит кристаллиты. Нередки небольшие (несколько мм) "глазки" - включения гомогенного типа (лабрадор, клинопироксен, рудный минерал, "чистое" стекло и изредка оливин).

Трахилиариты имеют олигофировую структуру, содержат фенокристаллы санидина (до 6,9%), плагиоклаза (до 4,6%) и опациitized биотита (до 2,1%), очень редки микровкрапленники клинопироксена и оливина. Ортофировая основная масса сложена микролитами калишпата, плагиоклаза, редкими кристаллическими выделениями рудного минерала и, как правило, бесцветным жидким стеклом. Трахилиаритовые жилки и линзы в трахидацитах имеют незакаленные, иногда "растасканные" контакты - границы. В самих трахилиаритах встречаются небольшие (редко более 12-15 мм) шаровидные и ленточные ликвационные обособления.

Трахиты выражены плезиофировой разновидностью - порфировые выделения представлены андезитом (до 32,1%), опациitized биотитом (до 5,7%), клинопироксеном (до 3,3%), гиперстеном (до 0,8%) и спорадически распределенными и совершенно замещенными рудным минералом единичными кристаллами базальтической роговой обманки. Основная масса эпогидриновая; стекло, содержащее редкие микролиты плагиоклаза и рудную сыпь, девитрифицировано в полевошпатовую массу, в которой местами встречаются волосовидные, собранные в пучки кристаллы калишпата. Участками основная масса пронизана темными стекловатыми жилками (нередко с фьяммеподобными раздувами) толщиной 0,2-4 см, придающими породе флюидальный облик; стекло жилок содержит ориентированные по "течению" микролиты плагиоклаза, пироксена и кристаллиты. К аксессуарным относятся апатит, сфен, циркон, рутил.

В породах всех пород формации часто отлагался кристобалит. В целом, формация отличается повышенной щелочностью, тяготея, главным образом, к линии Этны; обычно соотношение $Na_2O > K_2O$, исключая трахиты, в которых содержатся щелочи, примерно одинаковые или скиси калия немного больше. Главная масса пород относится к субизвестково-натровому типу атлантической серии.

В формировании состава формации выявлен эволюционный ряд: трахиандезито-базальт, трахиандезит, трахидацит, трахилиарит; не-

ясным остается место трахитов. Такая закономерность определяется дифференцированным характером эволюции с финальным ликвационным расщеплением трахилипаритов. Не исключено, впрочем, что и сами трахилипариты являются ликватом, если это так, то случай (двойная ликвация) уникальный. Что касается наиболее ранних членов комплекса — трахиандезито-базальтов и трахиандезитов, есть основания считать, что генетически они связаны с базальтовой магмой.

Нижнеплиоценовый этап вулканизма завершается линейными излияниями щелочно-известковых, двупироксеновых "манычарских" андезитов-базальтов и андезитов, распространенных, в основном, на восточных склонах и периферии Гегамского нагорья.

Обособление нагорий — брахиантиклиналей, имеющих глибовую, блоковую основу, происходило после извержения пород трахиандезитовой формации. К началу верхнеплиоцен-четвертичного этапа они, в общем, уже были автономны и имели примерно те же границы, что и современные. В начале этапа на восточной периферии Гегамского нагорья, к северу от гор.Кемо и в нижнем течении р.Аргичи, на юге произошло линейное излияние небольших покровов долеритовых базальтов базальтовой формации Транскавказской вулканической зоны, сложенных лабрадором, оливином, клинопироксеном, рудным минералом. Извержение этих лав, являющееся крайним, восточным отголоском активности указанной зоны, связано с разломами, тоже меридионального направления, протягивающимися вдоль западного побережья Большого Севана. Непосредственно же в пределах северной дуги, а, следовательно, и в пределах Гегамского и Варденисского нагорий, верхнеплиоцен-четвертичный этап выразился в последовательном образовании риолитовой и андезито-базальтовой формаций.

Риолитовая (диперитовая) формация. Породы формации, обнаженные на водоразделе Гегамского (гг.Спитакасар и Гехасар и их окрестности) и северном склоне Варденисского (г.Хорапор) нагорий, выражены лавами, обсидианами, перлитами, брекчиями и пемзами, слагающими небольшие покровы и потоки. Извергнуты они куполовидными вулканами (упомянутые горы), расположенными на трещинах небольшой протяженности: тип деятельности — ареальный. Преобладают риолиты. Риолито-дацитов и, особенно, дацитов значительно меньше, причем их извержениями (Гехасар) завершается деятельность вулканов. Порфировые выделения, содержание которых редко превосходит 3,5%, представлены плагиоклазом и единичными, обычно спорадически распределенными кварцами, калишпатом, биотитом, роговой обманкой и кли-

нопироксенном. Основная масса обычно стекловатая, глинистая, временами (обычно в лавах) девитрифицированная, микрофельзитовая и сферолитовая. В порых и трещинках иногда отлагаются тридимит, кристобалит, калишпат и кварц; в породах формации выявлено (Карептян, 1972) более сорока акцессорных минералов, характерных для семейства гранитоидов, в том числе таких как самородные свинец, цинк, золото, олово, медь, галенит, ортит и т.д. Петрохимически породы формации относятся к известково-щелочному типу тихоокеанской серии; главная их масса тяготеет к линии Пассен-Пик. От риолитов к децитам сумма Na_2O и K_2O понижается, причем Na_2O преобладает над K_2O . На общем петрохимическом фоне выделяются и отдельные особенности, характерные для вулканов каждого из нагорий; то же относится и к составу акцессорий.

Предполагается, что вулканы питались неглубоко залегающими, общими для нагорий, изолированными очагами, а образование формации связано с магмой, имеющей близкий к риолиту состав и, как считает большинство исследователей, коровое, палингенное происхождение.

Андезито-базальтовая формация сложена потоками и покровами общей площадью около 2600 км². Большая их часть принадлежит Гегамскому нагорью (1500 км²). Извержения типично ареальные. Центры извержений (около 200) - сложные и простые шлаковые конусы, лавовые конусы, вулканы Гегамского типа и линейно-локальные вулканы. Трещины, с которыми связаны центры извержений, образуют систему, развитую вдоль северной дуги. Трещины северо-западного, северо-восточного и реже близмеридионального направления непосредственно связывали поверхность с залегающими неглубоко изолированными вулканическими очагами (гегамским и варденисским). Очаги снабжались магмой, скорее всего, посредством глубинного разлома /64/. Извержения происходили в три фазы: ранне-, средне- и позднечетвертичную, причем последняя, вюрмская, мощно проявлена только к северу от разломас-вспростирания (с.Гарни-вулкан Аждзек - Норатус - Артаинишский мыс), разделяющего акватории Большого и Малого Севана, в пределах опущенного северного блока Гегамского нагорья. Формация состоит из лав и рыхлым, пирокластическим материалом (10-14% объема от общей массы вулканитов). Площади отдельных покровов редко превышают 200 км², длина потоков лишь иногда превосходит 50 км. Мощности отдельных потоков обычно не более 6-8 м; суммарная мощность лав комплекса, но только в лавовых депрессиях, достигает

300-400 м.

В составе формации преобладают андезито-базальты, несколько меньшим развитием пользуются андезиты и небольшим — базальты. Исключение из этого набора составляют локальные андезито-дацитовые тела внедрения у основания вулкана Менаксар. Какой-либо закономерности в распределении той или иной разновидности не обнаруживается. Отметим лишь, что на Варденисском нагорье базальты извергались преимущественно в раннечетвертичное время.

Строение пород, как правило, порфировое; характерно невысокое содержание вкрапленников (до 10-12%) и их небольшие (до 3,5 мм) размеры. Обязательными являются плагиоклаз и клинопироксен. Большим распространением пользуется оливин, но редко гиперстен, который характерен для среднечетвертичных вулканитов Гегамма. Для пород Варденисского нагорья обычна базальтическая роговая обманка, которая в вулканитах Гегамма встречается sporadически. Минералы фенокристаллов ассоциируют в самых различных комбинациях, вплоть до сонахождения — плагиоклаз+клинопироксен+оливин+гиперстен+роговая обманка. Наиболее распространены ассоциации: плагиоклаз+клинопироксен; плагиоклаз+клинопироксен+оливин; плагиоклаз+клинопироксен+роговая обманка. Основная масса сложена микролитами: плагиоклаза, клинопироксена, очень редко гиперстена и роговой обманки, рудной сыпью и свежим, неизмененным стеклом; в роговообманковых породах Варденисского нагорья встречаются и микролиты апатита. Для пород формации очень характерен ксеногенный кварц, образующий окаймленные клинопироксеном "глазки", не превосходящие в поперечнике 3-4 мм. Породы андезито-базальтовой формации относятся к известково-щелочному и субизвестково-щелочному типам тихоокеанской (известковой) серии; небольшая часть базальтов выражена переходным к атлантической серии субизвестково-натровым типом. В целом породы Варденисского нагорья щелочнее (область Этна-Йеллоустон) пород Гегамского нагорья (область Йеллоустон-Лессен-Пик).

В магматические очаги поступала базальтовая магма и переход к андезитам главным образом обусловлен процессами дифференциации. Некоторые различия в химизме и минералогии объясняются более продолжительными перерывами в вулканической деятельности на Варденисском нагорье, в ходе которых магма эволюционировала значительно /64/.

3.2. Геоморфология западной части бассейна озера Севан

Одним из интереснейших и показательных районов проявления новейших движений являются западное побережье Б.Севана и прилегающая часть склона Гегамского щитовидного массива (район г.Камо). Доплиоценовое основание — морские верхнесарматские молассы выступают лишь у с.Арцвакар в ядре антиклинали. Они являются одним из основных реперов при подсчете абсолютных значений новейших движений.

Маньчарские лавы, бронирующие восточное крыло Гегамского нагорья, обнаруживают значительный наклон ($8-10^{\circ}$), который лишь отчасти можно связать с первичным их наклонным залеганием. В южной части это крыло плавно опускается к занятой озером центральной части впадины Б.Севана; севернее этот переход совершается гораздо сложнее.

С запада на восток здесь выделяются: Гаварагетская впадина (III порядка), на западе переходящая в крыло Гегамы, с востока ограниченная зоной разломов; Техеркунийское поднятие (III порядка), которое представляет собой меридиональный горст; Норатусская синклиналь (IV порядка); Сарыкаинская антиклиналь (IV порядка).

Е.Е.Милановский / 59 / в новейшем этапе развития западной части бассейна оз.Севан выделяет две стадии. В первой (мзотис-нижний плиоцен) происходило унаследованное развитие складчатых структур северо-западного, субширотного простирания и начало общего воздымания Гегамского щитовидного массива, на второй стадии (верхний плиоцен-голоцен) продолжалось общее воздымание в виде меридионального свода, в которое постепенно втягивались отдельные участки периферических впадин. Перестройка структурного плана сопровождалась мощным развитием глубоких, преимущественно меридиональных разломов.

Как известно, продольный профиль реки является индикатором изменений географической среды, влияющих на сток поверхностных вод. Форма и характер продольного профиля в значительной мере предопределены тектоническими движениями. Известны несколько методов анализа продольных профилей рек. Эффективными для суждения об особенностях формирования морфоструктур являются выделение по крупномасштабным картам участков и зон аномальных падений рек и последующей тектонической интерпретацией этих зон, с учетом влияния экзогенных и литологического факторов, а также составление

карты изодэф.

С целью изучения неотектоники западной части бассейна оз. Севан составлены карты аномальных падений рек и изодэф в масштабе 1:50000. Метод составления карты изодэф, разработанный Н.Г.Волковым /23/, основан на сопоставлении реально существующих в природе продольных профилей рек (топографических) с математически рассчитанными их геометрическими аналогами.

В бассейне р.Гаварагет, в основном, встречаются значения -100, -150 до -250 м (притоки Цахкашен, Гридзор № 2, Кукудере), а притоки № 4, 5, 6 и среднее течение р.Гаварагет характеризуются более меньшими значениями -150 м. В верхнем течении р.Гаварагет встречаются плюсовые значения до +115 м. Юго-восточный и восточный участки бассейна р.Гаварагет характеризуются в целом повышенными значениями: плюсовые значения верхнего течения р.Гаварагет объяснимы интенсивным воздыманием, а меньшие и минусовые значения среднего течения, видимо, обусловлены осадконакоплением, которое достигает максимума в нижнем течении (до +15 м). В новейшем этапе Гаварагетский грабен развивается расчлененно, вероятно наследуя более древний структурный план.

Южная граница грабена проходит, видимо, южнее, чем показано, примерно по руслу притока № 9 р.Дзорагюх на тектонических и геоморфологических картах /27/. Западный и северо-западный участки грабена, очевидно, испытывают более интенсивное воздымание, и врезание рек происходит не только в лавы, но и в флювиогляциальные и аллювиальные отложения. В пределах южного и юго-восточного участков реки не успевают врезаться, и темп осадконакопления превышает врезание. То же наблюдается в долине р.Дзорагюх и ее притоков № 7, 8, 9. Начиная с притока № 10 и южнее, в бассейне р.Цаккар, включая долины притоков № 11, 12, 13, 14, 15, 16 и 17, наблюдается широкая область врезов рек до -200 м. Юго-восточная граница Гегамского массива оконтуривается очень четко, поскольку южнее притока № 19 р.Цаккар (-30 -50 м), в притоке р.Аргичи Назар-хана, на этом участке он оконтуривается значением порядка -160, -250, -300 м. Нижние течения рр.Дзорагюх и Цаккар имеют значения до +30, +50 м, а выше по течению р.Цаккар - до +100, +110 м. На данном участке они характеризуют приближенную мощность лав. В бассейне р.Аргичи выделяются 2 участка интенсивного врезания до -300 м в среднем течении р.Назар-хана и Ченгил. Верхнее течение р.Аргичи по своим значениям больше относится к бассейну р.Веди. В бассейне

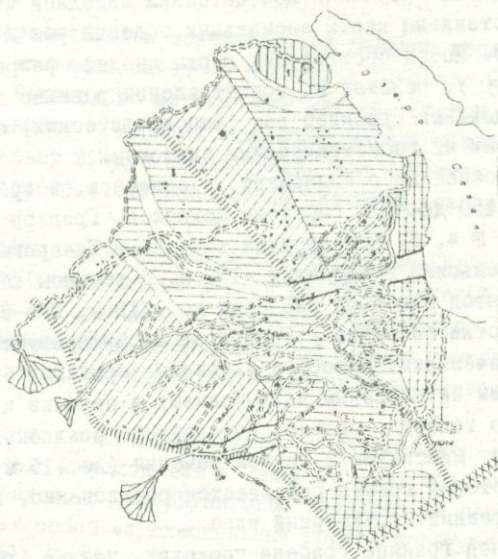


Рис.23. Палео-морфоструктурная карта западного побережья оз.Севан и сопредельных территорий

	Моноклиальные поднятия
	Антиклинальные поднятия
	Горстовые поднятия
	Грабены
	Палеодолины
	Антецентные долины
	Количество денудированного объема продольных профилей рек в %
	Вулканы
	Глубинные разломы

р.Веди западнее и северо-западнее р.Хосров, включая долины рек № 45 и 46 обособляется единый блок. Минимальные значения определены в среднем течении р.Веди до -600 -650 м. Такая же картина наблюдается в бассейне р.Азат, но здесь минимум достигает почти -800 м. Бассейн р.Гедар представлен отдельным блоком, здесь максимум -365 м, а в среднем -200 -230 м.

При составлении карты изодеф для каждой реки определялся коэффициент продольного профиля. По предложению П.В.Иванова, он представляет отношение между частями площадей прямоугольника HL , описанного вокруг профиля:
$$K = \frac{S_B}{S_H},$$

где K - коэффициент продольного профиля, S_B - площадь выше линии профиля, S_H - площадь ниже линии профиля.

При изучении неотектонического строения Гегамского щитовидного массива использованы показатели S_B и S_H , которые дают ясное представление о денудированном объеме продольных профилей рек. Проведенные расчеты указывают на следующие особенности.

Почти все крупные реки снесли большую часть своего продольного профиля, например, р.Азат - 73%, р.Веди - 73%, р.Гаварагет - 79%, чего не наблюдается для рр.Раздан, Дзорегах и Цаккар. Для них получены показатели соответственно 53%, 67%, 66%. Объясняется это тем, что указанные долины сравнительно молодые и еще не успели обрабатывать свой профиль. В бассейне р.Аргичи главная река снесла 58% своего профиля, ее же притоки Назар-хан, Гельдара и др. снесли 71-83%. Притоки являются, как видно, составной частью древней гидрографической сети, которая на данном участке (длина около 20 км) совпадает с глубинным разломом, а собственно долина р.Аргичи более молодая.

В бассейне р.Гаварагет все притоки относительно молодые - денудировано от 50 до 65% продольного профиля, а в главной долине - 79%. Вероятно, либо вся долина, либо ее верхняя, субширотная часть принадлежит другой, более древней речной системе.

На основе приведенных данных составлена структурно-пап. геоморфологическая карта изучаемой территории.

Наблюдаются две зоны понижений север-северо-западного и северо-западного направлений, которые сочленяются в районе Зовашен-Варданесской вулкано-тектонической депрессии.

Рисунок гидрографической сети (извилистость, резкое изменение направления, одностороннее развитие притоков и т.д.), а также на-

личие на месте соединения двух протяженных зон вулкано-тектонической депрессии показывает, что отмеченные выше зоны не являются едиными на всем протяжении. Так, западная граница Гаварагетского грабена проходит намного западнее (около 10 км), чем проводилась многими исследователями. Грабен залит андезитовыми, андезито-базальтовыми лавами и выполнен перекрывающими лавы широко развитыми здесь флювиогляциальными отложениями.

Структурная позиция образования Зовашен-Варданесской депрессии принципиально сравнима с образованием куполовидного поднятия также на пересечении хребтов разных направлений. Западно-Гегамская зона имеет северо-западное простираие, проходит через верховья рр. Веди, Азат, нижнее течение р. Гедар, по вулкану Араилер, далее к северо-западу — среднее и верхнее течение р. Касах.

Отмеченные две зоны опусканий существовали до нижнего миоцена, после чего в результате интенсивного миоценового вулканизма были выполнены лавами. В процессе интенсивных вертикальных движений юго-восточнее линеамента Азат-Шоржа произошла реконструкция палеорек южной части Гегамского массива. Изменилось направление стока р. Веди, с этого времени начавшей протекать по Шаганскому синклинальному прогибу. Можно привести также пример р. Палеомармарик, которая, как видно на приведенной карте подлазового рельефа, являлась притоком р. Палеопамбак. После излияния Гегамских лав в плиоцене и четвертичном периоде и окончательной реконструкции речной сети, когда в короткое время существовало Верхне-Разданское озеро, р. Мармарик стала протекать по новому, ю-з направлению, и началось формирование долины р. Раздан.

Территория, расположенная между двумя отмеченными зонами, по имеющимся данным, представляет одностороннюю горст-моноклиналь, что наблюдается на многих щитовидных массивах. С юго-запада эта структура ограничивается глубинным разломом, а к востоку, северо-востоку полого опускается к Восточно-Гегамской зоне. В современной геоморфологии восточные, северо-восточные склоны Гегамского массива пологие, а юго-западные и западные — крутые, местами даже ступенчатые. Восточно-Гегамская зона на северо-западе сочленяется с Мармарикским, на востоке — с Малосеванским, а на севере — с Цовагхским грабенами.

3.3. Подлавовый рельеф и распределение глубинного водного стока Гегамского и Варденисского вулканических нагорий (по данным геофизических исследований)

Мощный чехол новейших вулканических образований существенно маскирует древние отложения. При геокартировании погребенного рельефа геофизические методы оказываются наиболее эффективными и недорогими.

В обобщенной физико-гидрогеологической модели рельеф подлавовых пород представлен относительно проводящими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями - глинами и глинистыми песчаниками с электросопротивлением ρ до 10-20 ом.м, туфопесчаниками - 40-60 ом.м, туфобрекчиями и туфсконгломератами - 100-200 ом.м. Перекрывающий их вулканогенный комплекс высокоомный, с $\rho \geq 800-1000$ ом.м, иногда до 8000-10000 ом.м и более. Значительная разница в величинах электросопротивлений пород способствует подлавовому картированию с использованием модификации метода электроразведки. Используются также корреляционные зависимости между современным и погребенными формами рельефа - выявлены они на основании анализа функций распределения их высот. С некоторым допущением эта корреляция распространена и на высокогорные, залесенные труднопроходимые районы нагорий. По коэффициенту связи (K) выявлены наиболее распространенный тип соответствия (унаследованности) обоих рельефов ($K=+1$); участки ее отсутствия (при K близком к 0) и участки относительной инверсии рельефа ($K = -1$) встречаются гораздо реже.

По результатам геофизических работ, данных буровых скважин, вскрывших полую мощность лав, а также информации по дешифрированию аэрокосмических снимков составлены обобщенные карты палеорельефов в масштабе 1:50000 и получено объективное представление о распределении глубинного стока, а также выделены меж- и подлавовые водотоки.

Гегамское нагорье. Сильной трещиноватостью лав нагорья, развитием пористых шлаков и каменных россыпей предопределены интенсивное поглощение атмосферных осадков, талых вод и конденсирование влаги.

Глубина инфильтрации вод до эродированной поверхности подлавовых водоупорных пород (рис.24), осадочных и вулканогенно-осадочных образований зависит от суммарной мощности вулканогенного

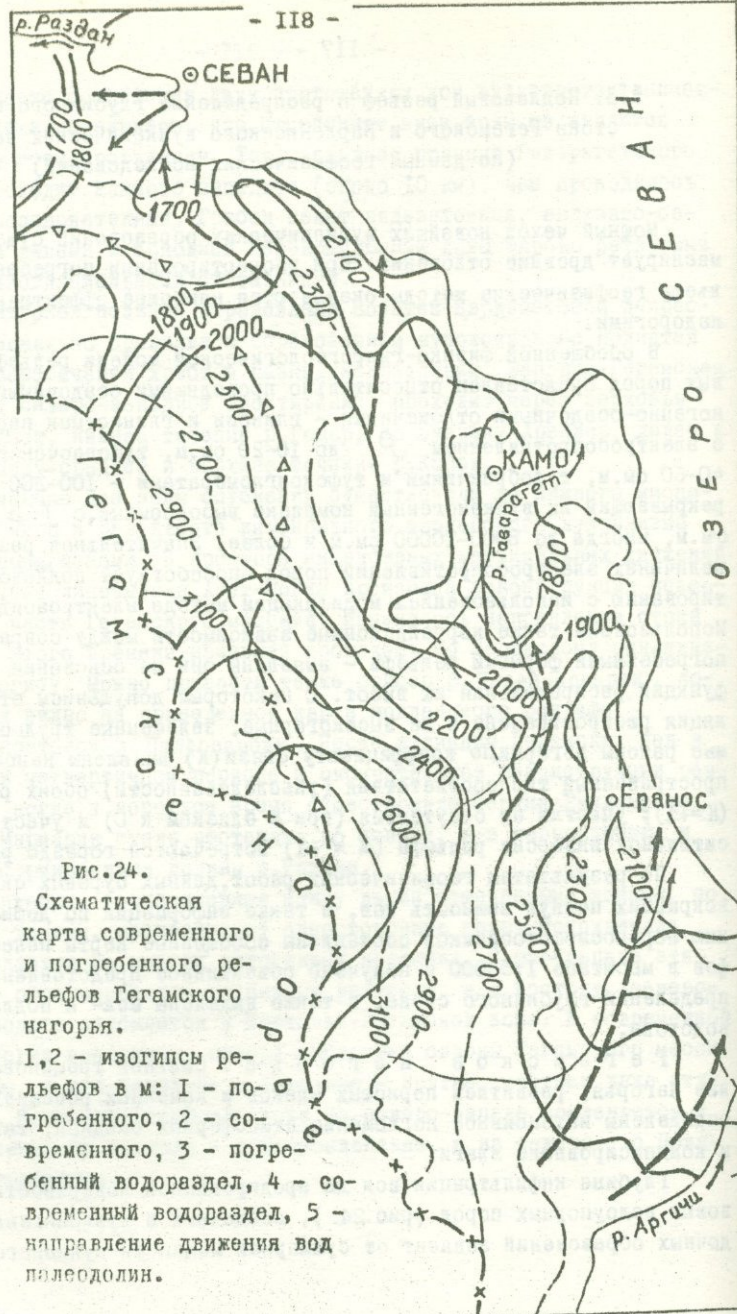


Рис. 24.
Схематическая
карта современного
и погребенного ре-
льефов Гегамского
нагорья.
1, 2 - изогипсы ре-
льефов в м: 1 - по-
гребенного, 2 - со-
временного, 3 - погребенный водораздел, 4 - со-
временный водораздел, 5 -
направление движения вод
палеодолин.

1. — 2000 — 2. — 2600 — 3. 4 — Δ 4. x — x 5. —→

комплекса, в среднем она составляет 200-400 м, максимальная - превышает 700-800 м. Абсолютные отметки современного рельефа колеблются примерно от 2000 до 3200 м, погребенного - соответствуют высотам от 1800 до 2600 м. Для территории южнее г.Камо древняя гидрографическая сеть повторяет в целом современную - многие погребенные долины простираются почти параллельно современным руслам рек.

В северной части нагорья палеорельеф представляет расчлененное плато (на отметках 1800-2000 м). Здесь на участке с.Лчашен - г.Севан выявлено обратное современному рельефу направление движения подземных вод - это участок современной фильтрации воды из оз.Севан с разгрузкой в районе Макраванских родников (Макраванский водоток). По результатам гидродинамических расчетов (ВСЕГИН-ГЕО, "Армгеологии"), с использованием содержания изотопного состава водорода в различных сечениях Макраванского водотока и в суммарном расходе родников, подземный отток из северо-западной части озера составляет около 15% от величины суммарного подземного притока в озеро и менее 3% - в общем водном балансе озера (в среднем 10 млн.м³/год.). Для северной части нагорья погребенный водораздел не совпадает с современным и проходит значительно восточнее, вследствие этого часть погребенного рельефа восточных склонов Гетамского хребта участвует в формировании и стоке подземных вод к западным склонам (рис.24).

В а р д е н и с с к о е н а г о р ь е . Интенсивная трещиноватость и пористость новейшего вулканического комплекса, наличие "гидрогеологических окон" исключительно благоприятны для аккумуляции и формирования меж- и подлазовых водотоков. Пространственное их распределение определяется в первую очередь морфологией погребенного рельефа (рис.25).

В пределах исследуемой части нагорья абсолютные отметки современного рельефа изменяются от 2100 до 2900 м. Погребенный рельеф характеризуется отметками 1900-2300 м. Рельеф водоупорных пород представлен в основном вулканогенно-осадочными отложениями. В разрезе нагорья выявлены несколько меж- и подлазовых водотоков. Средняя мощность вулканогенной толщи составляет 200-300 м. Наибольшие ее мощности тяготеют к отрицательным формам палеорельефа, где ожидается сосредоточенный глубинный сток. Ряд потоков относительно широкий и занимает водораздельные части палеодолин, образуя рассредоточенный сток. По данным электровондирования долаво-

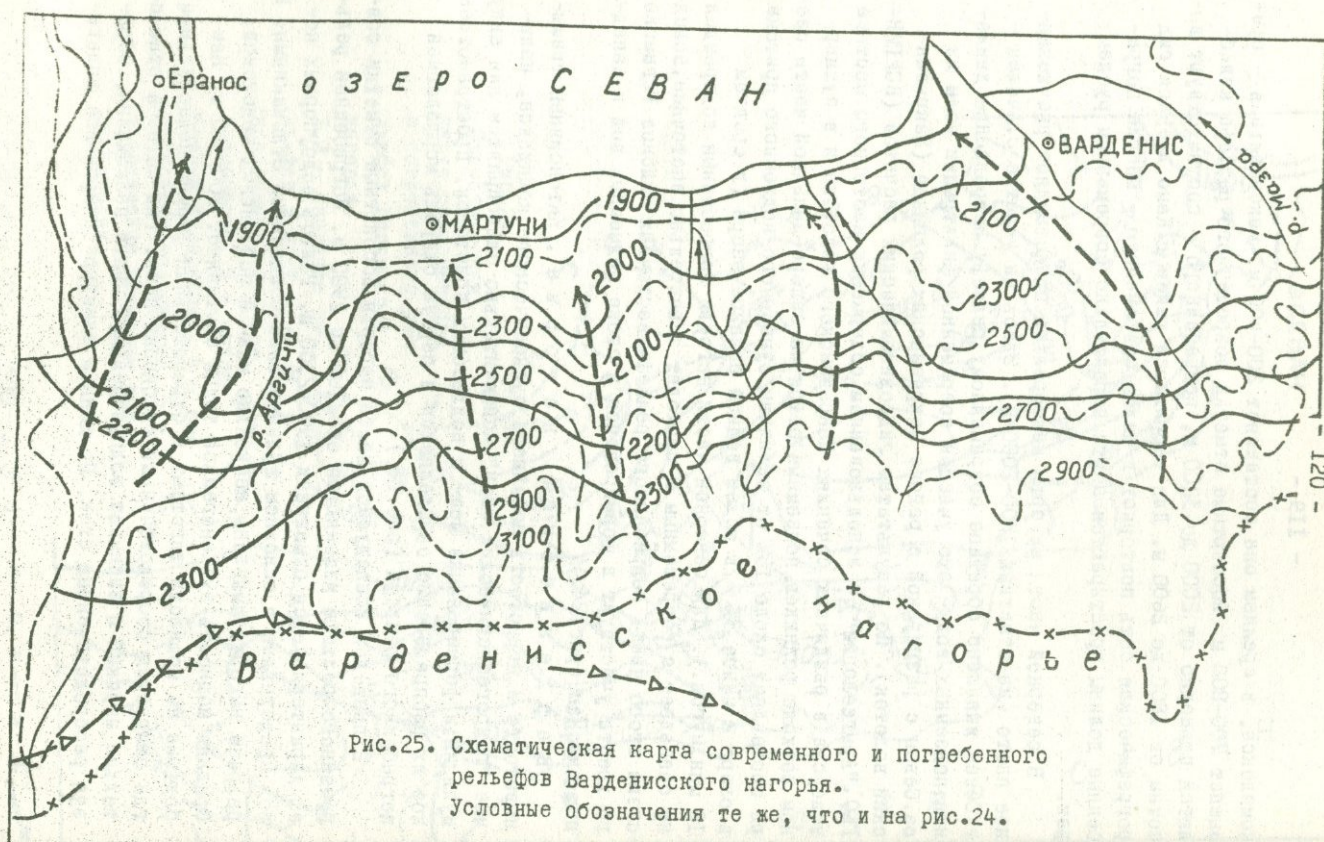


Рис.25. Схематическая карта современного и погребенного рельефов Варденисского нагорья.
Условные обозначения те же, что и на рис.24.

вый рельеф нагорья с общим уклоном на север-северо-запад определяет сток к оз.Севан основного количества подлазовых вод по палеорельефу. Несоответствие погребенного и современного водоразделов выявлено на северо-востоке нагорья. Палеорельеф здесь имеет уклон также в сторону оз.Севан, поэтому части формирующихся подземных вод с южных склонов стекает на север - к озеру, питая напорные водоносные горизонты Масрикской долины.

Глава 4. АКТИВНАЯ ТЕКТНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ.

Важнейшим элементом геологических и сейсмических исследований в сейсмоактивных регионах является выделение и изучение молодых разломов, активных в позднем плейстоцене и голоцене. Известно, что подавляющее количество сильных землетрясений, а также других стихийных геологических катастроф (извержения вулканов, крупные оползни и пр.) приурочено к зонам активных разломов и связано с их геодинамической активностью. Вдоль таких разломов происходят максимальные сейсмогенные разрушения при землетрясениях. Воестороннее изучение молодых активных разломов в совокупности с анализом геологической обстановки, обуславливающей возможность концентрации тектонических напряжений, представляет генетический путь выявления мест вероятного проявления будущих геологических опасностей, а в первую очередь — сильных землетрясений.

Основным методом выделения признаков современной тектонической и сейсмической активности разломов является: 1) геолого-тектонические методы анализа, включающие метод аэрокосмического анализа, сейсмогеологический метод, полевое детальное картирование морфоструктурных и неотектонических параметров; 2) метод инструментальных и геодезических (геодинамических) наблюдений; 3) метод историко-хронологического анализа.

При выделении и изучении активных разломов исследуемой территории учитывались: степень достоверности и основной метод выделения, время тектонической активности, количественная интенсивность активности, тектоно-морфологические и кинематические параметры, сейсмическая активность по инструментальным и историко-хроникальным данным.

Памбак-Севанский активный (голоценовый) разлом. Крупнейший тектонически активный разлом территории Армении. На западном фланге протягивается по южному склону Базумского хребта, севернее села Фиолетово, гор. Кировакан, сел Аревашох, Гогаран, Сарпат, Вардахпур.

Выделяемый А.А.Габриеляном и др. (1981) южный краевой разлом Базум-Севанской зоны глубинного разлома проходит намного севернее, а выделяемый Е.Е.Милановским (1968) Памбак-Севанский неотектонический разлом проводится по Памбакским впадинам, т.е.

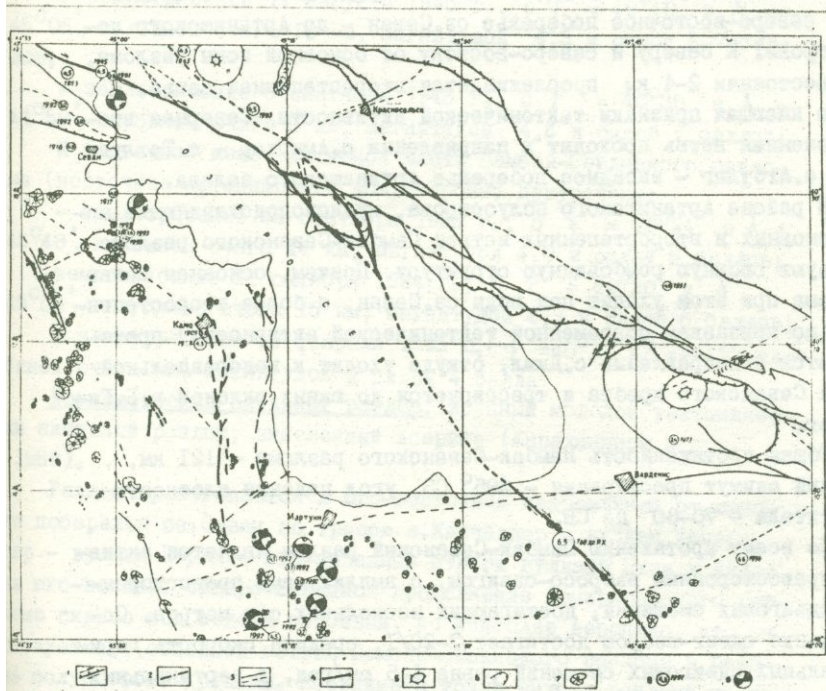


Рис.26. Карта активной тектоники и сейсмотектоники басс. оз. Севан

Главнейшие активные разломы: 1 - активные в голоцене; 2. - активные в плейстоцене; 3 - геологические разломы без признаков современной активности; 4 - сейсмогенные разрывы (выход очага землетрясения на поверхность); 5 - кольцевые структуры; крупные сейсмогенные оползни и обвалы; 7 - четвертичные вулканы; 8 - эпицентры землетрясений; 9 - определение фокальных механизмов землетрясений.

значительно южнее. Таким образом, Памбак-Севанский активный (голоценовый) разлом никем ранее не выделялся и впервые описан в 1989 г. (Трифонов, Караханян, Кожурин, 1989).

В пределах бассейна оз. Севан протягивается вдоль северо-восточного побережья озера, по линии гор. Дилижан - с. Семеновка - северо-восточное побережье оз. Севан - до Артанишского полуострова. К северу и северо-востоку от основной зоны разлома, на расстоянии 2-4 км прослеживается второстепенная ветвь, также имеющая признаки тектонической активности. Северная второстепенная ветвь проходит в направлении с. Амирхер - с. Тохлуджа - с. Агбулаг - западное побережье Артанишского залива.

В районе Артанишского полуострова, кулисноподставляющие зоны основных и второстепенных ветвей Памбак-Севанского разлома образуют сложную ромбовидную структуру. Причем, основная ветвь разлома при этом уходит под воды оз. Севан, а более второстепенная (по признакам современной тектонической активности) протягивается в направлении с. Джил, откуда уходит к водораздельной части Севанского хребта и трассируется до южных оклонов г. Б. Гиналдаг.

Общая протяженность Памбак-Севанского разлома - 121 км, средний азимут простирания - 295° СЗ, угол падения плоскости сместителя - $70-80^{\circ}$ на СЗ.

По всему протяжению Памбак-Севанский разлом является активным правосторонним взбросо-сдвигом, с амплитудами правосторонних сдвиговых смещений, достигающих нескольких сот метров. Соотношения сдвиг-взброс достигает 7-20/1, средняя скорость горизонтальных сдвиговых смещений равна 4-5 мм/год, а вертикальных взбросовых смещений - 0,4-0,5 мм/год.

Сейсмичность зоны разлома. Кроме высокой тектонической активности Памбак-Севанский разлом отличается значительной сейсмической активностью. К западной части разлома (за рамками карты) приурочено катастрофическое Спитакское землетрясение с $M = 7.1$ и интенсивностью 10 баллов, а также целый ряд более слабых землетрясений.

В пределах рассматриваемой территории бассейна оз. Севан к Памбак-Севанскому разлому приурочены:

- Чибухлинское землетрясение 18 января 1853 г. с $\varphi = 40^{\circ}38'$ и $\lambda = 44^{\circ}56'$ глубиной очага 5 км, магнитудой 4,5 и силой 7 бал-

лов;

- землетрясение 14 октября 1933 г., с $\gamma = 45^{\circ}36'$ и $\lambda = 45^{\circ}12'$, глубиной очага 10 км, магнитудой 4,5 и силой 6-7 баллов;

- землетрясение 11 августа 1945 г., с $\gamma = 40^{\circ}40'$ и $\lambda = 45^{\circ}06'$, глубиной очага 10 км, магнитудой 4,3 и силой 6-7 баллов;

- землетрясение 5 сентября 1945 г., с $\gamma = 40^{\circ}38'$ и $\lambda = 44^{\circ}59'$, глубиной очага 5 км, магнитудой 4,5 и силой 7 баллов;

К восточной менее активной части Памбак-Севанского разлома (восточнее Артанишского полуострова) приурочены:

- землетрясение 28 сентября 1953 г., с $\gamma = 40^{\circ}24'$ и $\lambda = 45^{\circ}48'$, глубиной очага 14 км, магнитудой 4,0 и силой 5 баллов;

- землетрясение 31 октября 1954 г., с $\gamma = 40^{\circ}20'$ и $\lambda = 45^{\circ}54'$, глубиной очага 15 км, магнитудой 4,3 и силой 6 баллов;

- землетрясение 19 февраля 1993 г., с $\gamma = 40^{\circ}37'$ и $\lambda = 44^{\circ}57'$, глубиной очага км, магнитудой и силой 4 балла.

Хонарасарский активный разлом. Крупный молодой тектонический активный разлом, выделенный впервые (Карахняном и др., 1989).

Разлом протягивается в юго-восточном направлении от южного побережья оз.Севан по трассе с.Карцахюр - вулкан Хонарасар - вулкан Порак - юго-западные отроги вулкана Цхук и далее на юго-восток. Северо-западное продолжение Хонарасарского разлома скрыто под водами оз.Севан, но наиболее вероятно, что он стыкуется с основной ветвью Памбак-Севанского разлома в районе полуострова Артаниш. Координаты точки выхода разлома на южное побережье оз.Севан - $\gamma = 40^{\circ}10'55''$ и $\lambda = 45^{\circ}33'51''$. На юго-восточном фланге разлома, в точке с координатами $\gamma = 39^{\circ}10'39''$ и $\lambda = 46^{\circ}17'51''$ происходит раздвоение Хонарасарского разлома на две ветви, которые протягиваются в Зангезур. Общая наблюдаемая протяженность разлома в пределах этих пунктов - 84 км, азимут простирания - $325 \pm 15^{\circ}$ СЗ. Угол наклона плоскости сместителя - $70-75^{\circ}$ СВ, в том числе в точке с координатами $\gamma = 40^{\circ}07'57''$ и $\lambda = 45^{\circ}38'09''$.

Хонарасарский разлом повсеместно представляет собой молодой, активный правосторонний взбросо-сдвиг. Разлом проходит непосредственно через центр вулкана Хонарасар и, разрывая его

корпус, смещает вправо по сдвигу его восточную половину на 800 м (за время с Q_2) ($\varphi = 40^{\circ}07'57''$ и $\lambda = 45^{\circ}38'09''$). Амплитуда вертикальных взбросовых смещений в этой точке достигает 10-20 м (за время, начиная с Q_2).

Юго-восточнее горы Хонарасар, в точке с координатами $\varphi = 40^{\circ}06'57''$ и $\lambda = 45^{\circ}54'17''$, амплитуды вертикальных взбросовых смещений за время, начиная с Q_4 , достигают 2-4 м. В районе группы вулканов Кар-кар ($\varphi = 39^{\circ}45'00''$ и $\lambda = 45^{\circ}57'17''$) амплитуды горизонтальных сдвиговых смещений достигают 400 м за время с Q_2 .

Скорости горизонтальных правосдвиговых смещений, при возрастании вулкана Хонарасар - $1-4 \cdot 10^5$ лет, равны 2-8 мм/год. Скорее всего, возраст вулкана Хнарасар равен $2-4 \cdot 10^5$ лет, соответственно, скорость горизонтального смещения - 3-4 мм/год. Это подтверждается смещением на 400 м вулкана Кар-кар, возраст которого $1-2 \cdot 10^5$ лет.

Скорость вертикальных взбросовых смещений - 0.2-0.6 мм/год за $5 \cdot 10^4$ лет. Соотношение скоростей горизонтальных и вертикальных смещений - $5/1 - 10/1$.

Сейсмичность зоны разлома. После Спитакского землетрясения 1988 г. Хонарасарский разлом потерпел явную сейсмотектоническую активизацию. 17 мая, 30 июня, 10, 11, 16, 21 и 25 июля 1989 года в зоне Хонарасарского разлома произошли землетрясения с $K = 9-9,5$.

В зоне Хонарасарского разлома произошло самое сильное землетрясение в районе оз. Севан. Землетрясение датируется ориентировочно 768 годом до н.э. и описание его приводится впервые. Хорхорская клинопись Урартского царя Аргишти I, высеченная на западной стороне скалы близ гор. Ваи в седьмом столбце содержит следующее - "Величием Халда Аргишти говорит, когда я вновь осадил (город) Бехура, разрушились горы Ушкияни и горы Бамли вокруг города Бехура, дым и копоть и сейчас с них до солнца поднимаются. Жители города Бехура, которых я не убил и не пленил, 60 г. Тейшеба (бог подземного царства) умертвил и сжег".

Район города Бехура, гор. Бампи находится на юго-восточном побережье оз. Севан. К юго-востоку от вулкана Хонарасар, прямо в зоне Хонарасарского разлома находятся развалины крупного древнего города.

Следы сильнейших землетрясений, кроме того фиксируются в районе оз.Гейгел (южные склоны горы Котурдаг, 3048 м), где обнаружена крупная сейсмогравитационная палеосейсмодислокация. Это грандиозный сейсмогенный оползень-обвал, запрудивший и образовавший упомянутое оз.Гейгель.

Крупный сейсмогенный скамп-уступ меридионального простирания (~ 3 км) зафиксирован на восточном склоне Гегамского нагорья, на восточной привершинной части горы Грасар (3181 м).

Начиная с 1991 года наблюдается общая сейсмическая активизация территории бассейна оз.Севан. Активизация началась с землетрясения 27.03.93 г. в акватории озера с $M=4,4$. После чего, в течение 1992-1993 гг. произошло 6 землетрясений с M от 3,1 до 5,0. Наиболее сильным было Мартунинское землетрясение 9 декабря 1992 г. с $M = 5,0$, вызвавшее повреждение и отдельные разрушения в Мартунинском и Ехегнадзорском районах. Обращают на себя внимание значительные глубины почти всех очагов землетрясений, 20-30 км в среднем. По-видимому, это связано с общим процессом сейсмической активизации Армянского нагорья во второй половине двадцатого века.

4. I. О палеосейсмической активности в акватории озера Севан

Голоценовые осадки озера и особенно его центральной части наиболее полно запечатлели проявления сейсмической активности в голоцене. Изучение этих разрезов дает наиболее полную информацию о практически мгновенных сейсмических событиях. В разрезах осадков, которые были вскрыты в акватории вибропоршневыми трубками длиной в 4,5 м, обращают внимание перепады гипсометрии поверхности наиболее нижней из вскрытых осадков - коричнево-серых глин. Эти деформации выявлены и в центральной части Б.Севана, и на его западной периферии (рис. 2,27). Их перекрывают, сглаживая деформированный рельеф, серые и темно-серые плотные глины, а выше следуют пески и черные пластичные глины, сменяющиеся илами самой верхней части разреза. Средняя мощность перекрывающих деформированные глины осадков составляет 2,7 м и, следовательно, исходя из подсчитанной для донных осадков озера сезонной слоистости в 10-12 пар слоев на 1 см осадка, время деформации рельефа коричнево-серых глин относится к IX (?) или, вероятнее, к VIII веку до н.э. В записях урартов при Сардури-II (764-730 г.г. до н.э.) упомянута природная катастрофа в бассейне озера: божество стихии - Тейшеба карает огнем бежавших в горы аборигенов. Имеются также признаки последующего спада в жизни поселений.

Обратимся к структурно-текстурным особенностям осадков. Очевидны во всех изученных колонках комковатость глин первого слоя, местами глины отчетливо брекчированы. Деформации в коричнево-серых глинах отражают тектонически неспокойную обстановку седиментации и постседиментационного времени, поскольку брекчирование чаще тяготеет к верхам пачки и затрагивает уже отчасти уплотненные осадки. Причиной тому могло быть содрогание дна бассейна, более сильные толчки могли взламывать более литифицированные осадки и способствовать их оползанию по склону. Текстуальные признаки более слабой деструкции осадков видны и в вышележащих плотных серых глинах. Таким образом, сейсмические толчки продолжались и во время их накопления при начале подъема уровня озера в позднем голоцене. Также примечательно, что латеральные резкие переходы в составе осадков и перепады мощностей тяготеют к реконструируемым на разрезах участкам разрывов. Черные битуминозные глины, перекрывающие деформированный рельеф, явно его наследуют. Вертикальное

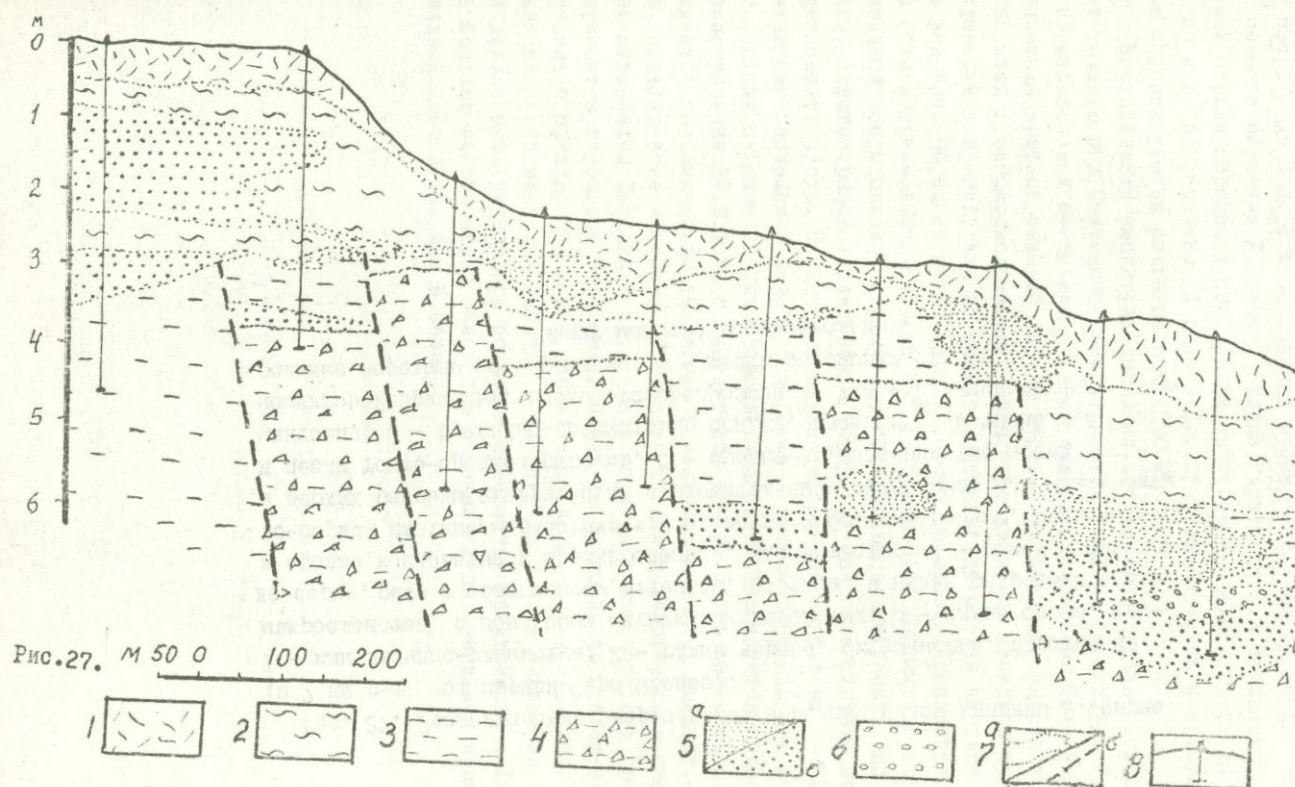


Рис. 27. Геологический разрез через западный склон впадины Б.Севана (в 7 км с-в от церкви Сурб Ованес).

1 - илы песчано-глинистые; 2 - глины черные, битуминовые, пластичные, микрослоистые, с обильными остатками диатомовых; 3 - глины серые, темно-серые, реже с зеленоватым оттенком, плотные, в низах разреза и ближе к кровле комковатые и брекчированные, алевритистые; 4 - глины коричневатые, серые, плотные, непластичные, комковатые и брекчированные, карбонатные, в верхах разреза алевритистые с растительными остатками; 5, а - алевриты и пески тонко-среднезернистые, б - средне-крупнозернистые пески полимиктовые; 6 - гравийно-псаммитовые осадки, пески полимиктовые и с вулканомиктовой примесью, плохо отсортированные; 7, а - границы пачек и латеральные переходы, б - разломы; 8 - места заложения трубок.

Внизу масштаб горизонтальный.

смещение коричнево-серых глин оценивается в 1-2 м, в осевой части озера - до 3 м. Это был важный рубеж - переход от стадии почти полного осушения Б.Севана, стадии "луж" (по Л.А.Варденянцу) к новой стадии повышения его уровня, которое продолжалось от УП века до н.э. до середины XX века н.э., прерванное затем искусственным спуском уровня озера на почти 20 м.

Вертикальная амплитуда смещения сопоставима и даже превосходит таковую при Спитакском землетрясении 1988 г. (магнитуда 7,1), о горизонтальных смещениях осадков судить невозможно. По всем признакам кратковременные резкие деструкции осадков, скорее всего, относятся к сейсмодислокациям. Криповые движения являлись преобладающими в промежутках и, видимо, затрагивали осадки верхней части разреза. Обращает также внимание, что деформации западного склона (они изучены в 7 км по аз.св. 45° от церкви Сурб Ованес, в акваториальной части склона) структурно объединяются со ступенчатыми сбросами, охватывающими сариквинскую толщу, ее наиболее верхнюю постплиоценовую часть. В центре впадины деформации сопряжены с сейсмоактивными разломами с-з простирания - фрагмент единой для региона системы сейсмоактивных разломов. Здесь же фиксируется эпицентр землетрясения 27.III.1991 г. магнитудой в 4,3; вдоль разломов протягивается геохимическая аномалия, выявленная в донных осадках, хлора, сульфат-иона и магния. Гравиметрическая и акустическая съемки (по материалам Тагиева и др., 1969) позволяют предполагать разобщенность в глубинном строении впадины на центральную (горст-антиклиналь с офиолитами) и две, сопряженные к с-в и ю-з, части. Выявление сейсмических событий в УШ веке до н.э. в акватории озера должно быть учтено при освоении прибрежных пространств. Гораздо большая сейсмическая опасность намечается для западной и центральной частей впадины Б.Севана.

Глава 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН

5.1. Доплиоценовая история геологического развития

Бассейн озера Севан в геологическом смысле включает практически все главнейшие структурно-формационные зоны М.Кавказа - это область резкого их сближения, в тектонической терминологии обычно именуемая зонами синтаксиса / II /. Формирование бассейна озера, приподнятого над окружающими пространствами, произошло в орогенный этап, тогда как заложение основных структурных границ ее - поднятий обрамления было разновременным и началось с возникновения западного - Севанского поднятия, затем уже Варденисского поднятия и, наконец, наиболее молодого, верхнеплиоцен-четвертичного Гегамского поднятия. Вопросы эти с той или иной подробностью рассматривались и ранее / 9 , 19 , 58 /, а также в предшествовавших разделах данной работы. Здесь же они будут обсуждены подробнее с обзором предшествовавшей палеозойской и мезозойской истории геологического развития региона, когда сформировались основные черты седиментационно-тектонической зональности. Наименее ясным остается допалеозойский этап развития региона - в равной мере это относится и к истории развития басс.оз.Севан. Позднерифейский метаморфический комплекс, время метаморфизма которого определяется как байкальское, продолжается под молодыми отложениями от Цахкуняцких выходов на восток, под лавы Гегамского нагорья, где имеются небольшие его выходы по левобережью долины р.Раздан. По-видимому, этот комплекс развит и вдоль всего нагорья, поскольку продукты размыва - гальки и валуны, исключительно сходные с породами нижней серии метаморфического комплекса, выявлены в обломочных отложениях турона Шугаибской и Ераносской антиклиналей / 87 /. Также вероятно наличие метаморфического байкальского комплекса в основании Масрикской котловины. Наиболее проблематичным является вопрос о метаморфическом основании, перекрытом мелкими близкорневыми покровами в пределах офиолитовых зон.

Полученные радиологические датировки ($Rb-Sr, Sm-Nd$) герцинского возраста метаморфизма по гранатовым амфиболитам и сланцам эпидот - амфиболитовой фации нуждаются в более тщательных изотопных исследованиях из-за возможного искажения изотопных соотношений за счет, в частности, воздействия морских вод / 110 /.

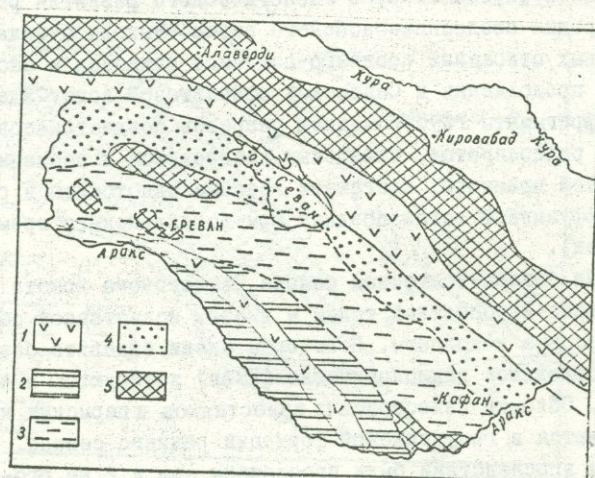


Рис. 28. Тектоническая схема Малого Кавказа в среднем-позднем палеозое-триасе.

1. Зона развития вулканогенно-осадочных отложений (интраконтинентально-рифтовый комплекс, T_2);
2. Зона максимальных мощностей развития осадочных отложений (параплатформенный комплекс T_2-3);
3. Зона сокращенных мощностей параплатформенных отложений;
4. Предполагаемая зона нулевых или сокращенных мощностей, местами с вулканической примесью;
5. Зона устойчивых поднятий.

Также необходимы дальнейшие изотопные исследования возраста метаморфизма сланцев Сомхето-Карабахской тектонической зоны /110/.

Строение метаморфического подложья офиолитовых швов - Севанского и Зангезурского - остается проблематичным и относится непосредственно к вопросам геологии бассейна.

Достовернее история геологического развития реконструируется для средне-позднепалеозойского этапа. Выходы субплатформенных мелководных отложений среднего-позднего палеозоя в басс.р.Аргичи не имеют продолжения в Севанской офиолитовой зоне. Здесь были выявлены фрагменты глубоководных разрезов поздне триасовых известняков и радиоляритов, слюдястых гнейсов и песчаников с вулканомиктовой примесью, слагающих крупные олистолиты в разрезе кремнисто-эффузивной толщи поздней юры-доконьякского времени (Зодский перевал).

На северо-восточном склоне Шахдагского хребта в разрезе вулканогенно-карбонатной толщи в линзах известняков обнаружены поздне триасовые конодонты. Некоторые блоки андезито-базальтов в разрезе офиолитов радиологически (K/Ar) датируются в 400-200 млн. лет /29/. Обломки палеозойских известняков и пермских кораллов обнаруживаются в граувакковой формации раннего сенона. Подобные им выходы впоследствии были прослежены еще в 2 км юго-восточнее.

Поздне триасовые радиоляриты и щелочные базальты обнаружены в Анатолии, в составе анкарского меланжа /11/. Имеются сведения о наличии в Северо-Анатолийской зоне вулканогенного-осадочного палеозоя /83/. Обломки пород офиолитовой серии найдены и в основании юрского разреза у г.Решт /83/. Они обозначают протяженную зону позднепалеозойского-триасового рифтогенеза. Северный борт палеозойского-раннемезозойского рифта протягивается вдоль края Сомхето-Карабахской зоны - поднятия древнего фундамента с наложенным герцинским метаморфизмом (данные R/Sr возраста сланцев и амфиболитов 330 млн. лет). Южным бортом служили выходы байкальского фундамента Анкеван-Мегринской зоны Закавказья с мало мощным субплатформенным комплексом чехла среднего палеозоя-триаса (рис.28).

Событием первостепенной важности в юрское время было возникновение крупных раздвигов земной коры в Севанской и Зангезурской зонах. Ими были предопределены главные границы современной глубинной структуры бассейна оз.Севан - становление в его пределах наряду с Севанским, также Зангезурского офиолитовых швов, расчленив-

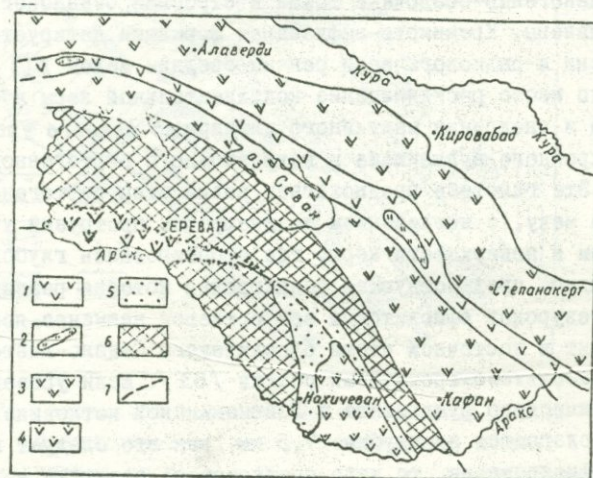


Рис. 29. Тектоническая схема Малого Кавказа в юрско-раннемеловое время.

1. Сравнительно глубоководный вулканический прогиб.
2. Участки развития офиолитовой ассоциации (неполной).
3. Зона развития мелководного известково-щелочного вулканизма (островодужного типа).
4. Приразломная зона базальтоидного вулканизма (преимущественно щелочного).
5. Краевая зона с преимущественно терригенным осадконакоплением.
6. Поднятия.
7. Главные разломы.

ших области континентально-корового строения (рис. 29).

Домеловой возраст развития Севанской офиолитовой зоны ныне доказывается средне(?)—позднеюрскими датировками (U/r₂) /II / тоналитов, соответственно габбро этих же массивов (и ультрабазиты) должны быть древнее. Однако синхронные им и особенно среднеюрские вулканогенно-осадочные толщи в строении Севанского хребта пока не выявлены. Кремнисто-эффузивная формация датируется палеонтологически и радиологически ранним-средним мелом /II /. Как видно, имело место расклинивание континентальной коры в средней-поздней юре и внедрение мантийного диапира до некоего уровня коры, но без синхронного вулканизма и надразломного рифтогенного прогиба /II /. Эта гипотеза предполагает новый этап рифтогенеза в раннем-среднем мелу, с вовлечением позднеюрских протрузий ультрабазитов в подъем к поверхности коры, где сформировался глубоководный трог. Очевидно, предшествующая раннеюрская история развития Севанской и Зангезурской офиолитовых зон остается наименее ясной. Формация Келькит в восточной части офиолитового Севано-Анатолийского шва имеет базальтово-трахитовый состав /83 /. Если уровень древнего метаморфического фундамента в Ленинаканской котловине действительно располагается на глубине 7,5 км, как это следует из сейсмического профилирования, то надо предполагать развитие не только альб-позднемелового комплекса, но и мощного разреза юры. На южном продолжении Севанской офиолитовой зоны средне-позднеюрские андезиты, андезито-базальты выходят на поверхность в Сарыбабинском синклинории. Сходные породы выявлены в доаптском разрезе и скорее — в позднеюрском по правобережью р.Воротан. Наконец, наличие в чешуйчато-надвиговой структуре Севанского хребта плитчатых известняков титона-неокома, флишеидных отложений альба, и тектонических соотношениях с вулканическими породами офиолитовой серии, тоже известные на структурном продолжении — в ядре Базумского горст-антиклинория, в басс.р.Акера и, наконец, менее глубоководные их разновидности в ущелье р.Гиратах Зангезурской офиолитовой зоны обозначают протяженные узкие рифты. Итак, в северной половине региона, включающей и басс.оз.Севан, возникли зоны растяжения с базальтово-трахитовым вулканизмом на начальной стадии, затем в связи с австрийской фазой они частично деградируют и на новом этапе рифтогенеза — в альб-раннеконьякское время эти зоны в основных чертах наследуются.

Для структурно-формационной, тектонической зональности бассейна озера принципиально важно разобраться в том, где проходит граница Севанской офиолитовой зоны относительно более юго-западных

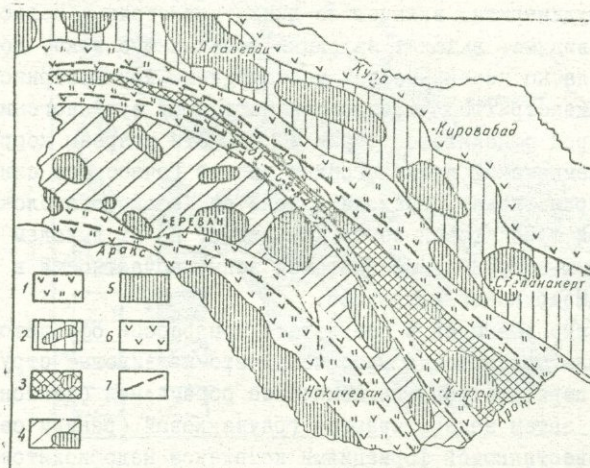


Рис. 30. Тектоническая схема Малого Кавказа в альб-поздне меловое (доверхнесенонское) время.

1. Офиолитовые прогибы с СВ на ЮЗ: Севанский, Зангезурский, Вединский. 2. Сомхето-Карабахская зона с поднятиями в ее пределах и поперечными эффузивно-вулканокластическими мелководными прогибами. 3. Базумо-Кафанская зона поднятий с размещенными в ее пределах мелководными преимущественно эффузивно-вулканокластическими прогибами. 4. Агкван-Мегринская (Цахкунк-Зангезурская) зона поднятий и размещенными в ее пределах терригенно-карбонатными прогибами. 5. Урц-Джультинская зона поднятий с размещенными в ее пределах терригенно-карбонатными мелководными прогибами. 6. Предмалокавказская зона мелководных эффузивно-вулканокластических прогибов. 7. Главные разломы.

структур. Очевидно, что разрезы верхнемеловых вулканических пород левобережья р. Масрик, в своем большинстве это оливиновые базальты, мудиариты, включающие линзы мелководных известняков, их возраст, видимо, выходит за рамки коньякского века, поскольку они несогласно перекрываются мелководными крупнозернистыми известняками маастрихта, т.е. резко отличаются от вулканогенных и осадочных пород офиолитовой серии 82, 83. Эти разрезы коррелируются с турон-кампанской вулканогенной толщей Гочасского синклинория / 33 / и принадлежат переходной зоне от Кафанского блока к Севано-Акеринской офиолитовой зоне. Как видно, по их выходам следует проводить ю-з границу офиолитовой зоны, в частности в басс. оз. Севан — по Масрикской котловине.

Сформировавшиеся в результате компрессии офиолитовых трогов и выжимания офиолитовых масс чешуйчато-надвиговые структуры офиолитового пераавтохтона на комплексе обрамления (тектоническом подложье) затем запечатываются граувакковой (ранний сенон) и микро-ритово-известняковой формациями комплекса надофиолитового "чехла". Вдоль офиолитовых швов и вкост них их мощности резко варьируют, обозначая частные новообразованные поднятия и прогибы. Особо интересно появление поперечных грабенных, выполненных мощными офиолитокластическими отложениями, или участков несогласного с размывом налегания известняковой формации на базит-гипербазитовом комплексе с корой выветривания в их основании, т.е. на поднятиях раннего сенона / 83 /.

Для палеогенового этапа показательно формирование крупных прогибов с-з простирания, вулканических с андезитовыми преимущественно продуктами вулканизма. Эти прогибы также наследуют протяженность офиолитовых зон и простирются на сотни километров (от района Синопа в Понте до южного Эльбурса — формация Карадж). Они принадлежат скорее к прогибам тыловых сдвиговых зон (комбинация сдвига с раздвигом).

На с-в басс. оз. Севан, вдоль Арегунийского хребта выступает толща чередующихся зеленых туфов с потоками лав. Очевидно офиолиты басс. р. Дзоргет разобщают лито-фациальные зоны среднеэоценового бассейна. Зеленые туфы выступают в составе акунской свиты в басс. р. Масрик, но простирание отложений палеогена здесь подчинено близширокому простиранию Восточно-Севанской меловой антиклинали.

Сейсмическим профилированием максимальные мощности палеогено-

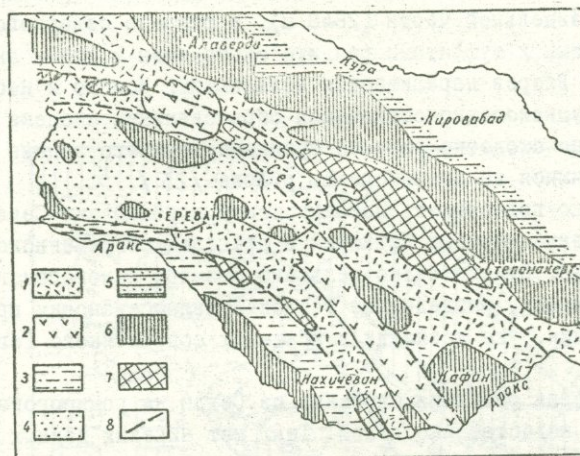


Рис. 31. Тектоническая схема Малого Кавказа в палеогене.

1. Флишеидные умеренно-глубоководные осадочно-пирокластические и вулканогенно-терригенные приразломные мелководные и сравнительно глубоководные прогибы. 2. Вулканические прогибы с интенсивным субвулканическим магматизмом. 3. Терригенно-карбонатные мелководные приразломные прогибы. 4. Карбонатно-терригенные мелководные прогибы, наложенные на зону поднятий срединных массивов, Анкаван-Мегринскую (Цахкунк-Зангезурскую). 5. Терригенно-карбонатные мелководные прогибы, участками с проявлением вулканизма. Предмалокавказская (Кугинская) зона. 6. Устойчивые поднятия. 7. Новообразованные поднятия, преимущественно офиолитовые. 8. Главные разломы.

на оцениваются до 2,4 км. В тоннеле Арпа-Севан вскрыты оба крыла антиклинали, причем сводная часть антиклинали приходится в 3-4 км от водораздельной части (2648 м). В разрезе северного крыла наряду с туфами и туффитами развиты экструзивы и дейки андезитового состава. Разрез нарастается залегающими полого и несогласно на эоцене вулканогенно-осадочными образованиями миоцена и плиоцена. Несомненно сходство разреза среднего-верхнего эоцена с разрезами, обнажающимися по правобережью р. Арпа /25/.

Важно подчеркнуть возникновение в палеогене Севанского поднятия, а также частных поднятий в пределах современного Варденисского нагорья. Относительно меньшего размера Южногегамское и Ахтинское поднятия, разделенные Раздан-Западносеванским прогибом с-в простирания, уже возникли в пределах современного Гегамского нагорья.

История развития бассейна оз. Севан на раннеорогенном этапе остается недостаточно ясной. Так, нет никаких данных о наличии в разрезах Гегамского нагорья и более восточных молассоидных отложений раннего олигоцена и красноцветных моласс нижнего миоцена. Соленосно-гипсоносная толща среднего миоцена, вскрытая в скважине у с. Арцавакар, имеет гораздо большее развитие в бассейне озера. Зангезурский офиолитовый шов разобщает котловину на юго-западную и северо-восточную впадины. Западная впадина включает соленосно-гипсоносные отложения среднего миоцена. Именно западной половине бассейна принадлежат воды колодцев, известные аномальными содержаниями натрия и калия, хлора и сульфат-иона /55/. Отметим также наличие ореолов высоких содержаний магния, хлора, сульфат-иона в донных осадках средней части котловины. Поскольку в озерных отложениях, вскрытых скважинами на восточном берегу озера, не содержатся компоненты эвапоритов, граница развития эвапоритов и "эвапоритоидов" более вероятно проходит вдоль Дзкнагет-Карчахпирского офиолитового шва.

Северо-западная часть озерной котловины, судя по разрезу, вскрытому в тоннеле в долине р. Дзкнагет, включает угленосную терригенную толщу - аналог дилижанской свиты позднего олигоцена-раннего миоцена и средне-верхнемиоценовую молассу, которые должны иметь продолжение в озерную котловину и в Масрикскую впадину. Граница литофациальных зон среднего-позднего миоцена, видимо, также проходит вдоль Дзкнагет-Карчахпирской антиклинали Зангезурского офиолитового шва.

Можно полагать, что озерный бассейн миоцена через Масрикскую

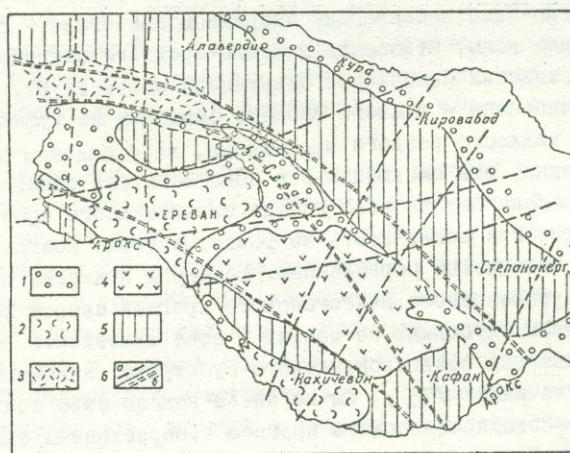


Рис. 32. Тектоническая схема Малого Кавказа в миоцене-раннем плиоцене.

1. Молассовые прогибы (Предмалокавказский и др.), а также краевые молассы эвапоритовых прогибов. 2. Молассово-эвапоритовые прогибы (гипсоносно-соленосные). 3. Терригенно-пирокластические угленосные лагунные накопления. 4. Наземные, озерные и лагунные вулканические, вулканогенно-молассовые, участками молассовые образования. 5. Устойчивые поднятия. 6. а) Главные разломы; б) Линеаменты, выявленные преимущественно дистанционными методами.

впадину продолжался в басс.р.Акера и южнее соединялся с Араксинской впадиной. В этой связи объяснимы находки кристаллитов галита в цементе позднеконьякских конгломератов басс.р.Акера (разрез у с.Ипяк-2), скорее всего при инфильтрации хлоридных растворов из миоценовых отложений в нижележащие отложения мезозоя. Соответственно необходимо допустить, что затем отложения миоцена были размывы. Пространственные соотношения морского залива позднего миоцена с Ширако-Памбак-Севанским бассейном палеогена - раннего миоцена наименее ясны. Отложения нижнего-среднего олигоцена почти на всем протяжении Памбакской синклинали отсутствуют, а молассы верхнего олигоцена - нижнего миоцена залегают на туфах среднего эоцена без видимого резкого несогласия, но с большим перерывом.

Как видно, эта синклинальная зона испытала общее поднятие в начале олигоцена без сколько-нибудь значительного проявления складчатости. Эта особенность ее развития резко контрастирует с интенсивно складчатым обрамлением. Механизм поднятия и осушения довольно глубоководного палеогенового прогиба скорее всего обусловлен смятием глубинных ее частей в зоне синтаксиса офиолитовых сутур, воздымания позднеконьякского субстрата, включающего серпентинитовую "начинку" /II/. Мы не знаем каково было сочленение Приереванско - Западноеванского прогиба с опресненным бассейном северной части Ширакской впадины и Памбакским бассейном, так же как неясны связи с Куринским бассейном. Останцы конкских известково-песчаных морских отложений северных предгорий Сомхето-Карабахской зоны (г.Киклик, Кобах-тапа) являются свидетельством трансгрессии моря Паратетис со стороны Куринской депрессии. Сходство мактровой фауны с таковой разрезов Причерноморья подкрепляет предположение о проникновении моря через Рионо-Куринскую депрессию /25/. Миграция из Ирана и с запада - из Анатолии менее вероятна, вследствие развития в сопредельных зонах этих регионов лагунных разрезов сармата, хотя и не исключена полностью. Выровненные поверхности склонов Севанского хребта нередко связываются с распространением в этой части региона сарматского бассейна, однако вопрос этот также спорный, поскольку крупные вытянутые поверхности на юго-западном склоне хребта, по мнению ряда геоморфологов, могут не представлять террасы, а быть поверхностями выветривания разных литологических комплексов, в других случаях - блоковыми опусканиями, в третьих - поверхностями крупных сейсмогравитационных срывов.

Кратко охарактеризуем обстановки осадконакопления моласс сармата.

Морская мелководно-прибрежная обстановка отражена в лито-фа-
циальной изменчивости отложений, особенностях структуры пород, со-
ставе фауны, наличии органогенного детрита, органогенных и оолито-
вых известняков. Близость питающих областей, изменчивость гидро-
динамической обстановки, неровное дно и относительно сивелирован-
ные берега водоемов способствовали отложению неотсортированных
песчаников-хлидолитов и глин, обогащенных песчано-алевритовой
фракцией. В наиболее прогнутых зонах отлагались глинистые и, час-
тично, карбонатные породы с подчиненным значением более грубых
отложений.

По соотношению главных минералов тяжелой фракции возможно
выделить две терригенно-минералогические ассоциации. Первая - это
ассоциация эпидот-роговая обманка-пироксеновая с повышенным зна-
чением биотита и магнетита, из акцессорных минералов - хромшпине-
лиды, циркон и гранаты. Эта ассоциация связывается с юго-запад-
ной и южной частями обрамления и обусловлена разрывом Южно-Гетам-
ского и смежных к востоку поднятий. Другая ассоциация - эпидот-
роговая обманка-пироксен-магнетитовая с повышенным значением био-
тита, хромшпинелидов, циркона и граната, охватывает юго-восточные
области бассейна и связана с разрывом главным образом пород офио-
литовой серии и надофиолитового "чехла".

В юго-западных областях бассейна с терригенным материалом в
бассейн поступало в большом количестве органическое вещество, а
его накопление и преобразование создавало восстановительную обста-
новку, о чем свидетельствует наличие в отложениях значительного
количества аутигенного пирита, S_{org} (остаточного), сульфатов.

В мелководном бассейне временами устанавливалась спокойная
гидродинамическая обстановка седиментации, и отложения отличались
тонкой горизонтальной слоистостью. Обуглившийся растительный дет-
рит на плоскостях наложения пород свидетельствует о теплом суб-
тропическом климате, временами сменявшемся эридным (по наличию
породообразующего палыгорскита и редких пропластков гипса и соли).
Аутигенный седиментогенез порообразующих глинистых минералов -
монтмориллонита и палыгорскита в глинах и глинистых компонентах
песчано-алевритовых и туфогенных пород был сопряжен с вулканизмом.
Образование этих магнезиальных силикатов происходило в щелочном
солеродном бассейне, насыщенном кремнеземом и магнием.

Некоторое значение в седиментации имел синхронный осадочно-
накоплению вулканизм, однако эруптивные центры находились на значи-

тельном расстоянии от бассейна, что снижало его влияние на осадконакопление.

Седиментогенез происходил в несколько опресненном морском бассейне, где получили развитие эвригалинные формы гастропод, пеллеципод, мшанок, остракод, фораминифер. Остракоды пользуются широким диапазоном вертикального и горизонтального распространения. Особо пышное развитие получили их солоноватоводные и, частично, пресноводные виды. Периодически бассейн становился полузамкнутым, с этим связано наличие эндемических форм фауны, высокая карбонатность пород, маломощные пропластки сульфатов и каменной соли.

Известно, что одним из показателей солености водоемов прошлого является содержание хлора в осадочных породах (глинах), поскольку хлор-ион с катионами образует хорошо растворимые соли, не участвует в ионном обмене и не адсорбируется породой.

Содержание хлора из водных вытяжек глинистых пород, по данным 100 определений, варьирует по разрезу скв. Карчахпюр-I от 0,15 до 0,54%, мода - 0,31% на породу; в скв. Еранос-I - 0,06-0,5%, мода - 0,22%; в скв. Кясамен-3 - 0,10-0,24%, мода - 0,20%. Содержание хлора соответствует нормальному - морским бассейнам, временами возможно солоноватоводным. Для сравнения отметим, что морские глины девонских отложений Урало-Поволжья содержат хлор в пределах 0,2-0,3%, в глинах же пресноводных бассейнов составляет сотые доли процента. Показателем фациальных условий седиментации водоемов прошлого также служит отношение Sr/Ba , которое в изученных молассах составляет более единицы, что характерно для морских бассейнов нормальной солености.

5.2. История геологического развития бассейна озера Севан в плиоцене-плейстоцене

Данные по палеогеографии нижнего и позднего плиоцена, а также плейстоцена /7, 9, 16, 25, 27, 59, 117, 120/ ныне могут быть дополнены результатами структурного бурения плиоцен-плейстоценовых моласс на южном и восточном берегах озера и изучения плейстоценовых озерных глинисто-кремнистых отложений басс. р. Дзкнагет.

В разрезе вулканообломочных отложений - аналогов вохчабердской толщи, развитых от Гегамского и Варденисского хребтов к прибрежным равнинам Севанской впадины, все больше наращивается осадочного компонента - мергелей, песчаников, глины. Преобладание осадочных компонентов особо обнаруживается в разрезах рав-

нин, прилегающих к Севанскому хребту, сложенных озерными слоистыми мелко- и крупнообломочными породами. Несогласно залегающие на средне-верхнеэоценовой вулканогенно-осадочной толще отложения плиоцена разреза тоннеля Арпа-Севан, вблизи Северного портала также приобретают падение ($\sim 10-20^\circ$) в акватории озера. Это прямые признаки существования в плиоцене, и тем более в позднем плиоцене, Варденисского поднятия. Аналоги вохчабердской толщи отсутствуют в разрезе Дзкнагетской антиклинали. Выявляются они к ю-з, в разрезе Верхнерезданской впадины.

Существенное место в формировании расчлененного рельефа принадлежит разломам сбросового типа по всему контуру котловины, вдоль и поперек нее. Следствием этих движений явились резко разные уровни кровли сарматской молассы на западе и востоке бассейна. Так, сарматские молассы обнажаются в районе г. Камога на восточном берегу озера, по данным бурения, погребены до глубины 410 м /120/ с очевидным выклиниванием и развитием в разрезе сармата грубообломочных отложений к подножью Севанского хребта.

Отметим также грабенообразное проседание Дзкнагетской антиклинали или развитие одностороннего горста Арегунийского поднятия /59/, который отделен от Севанской впадины крупным разломом, ныне сейсмоактивным, с амплитудой новейших смещений более 600 м.

Бурением в районе Сарикаинского берега подтверждается развитие вдоль береговой линии сброса с опущенным крылом одноименной толщи в сторону акватории. С меридиональными сбросами этой части озера связаны древнеоползневые выносы и выходы минеральных вод /16/.

Наименее изучена структура осевой части озера. Е.Е. Милановский /60/ полагает, что "абсолютные отметки домэотического дна впадины в ее центральных частях не превышают, видимо, +1000 м (а может быть +500, +700 м), а глубине его погружения относительно смежных поднятий составляет 2-2,5 км". Надо полагать, домэотическое основание приподнято вдоль осевой, Дзкнагет-Карчахпурской антиклинали. Сформировались разобщенные мелкие бассейны.

О химическом составе этих вод известно мало. Геохимия отложений восточной, Присеванской зоны седиментации /63/ не показала сколько-нибудь заметной аномальной солености бассейна плиоцена. Гипсоносно-соленосные отложения среднего миоцена и огипсованные отложения сармата западной части современной котловины внесли

лишь локальный вклад в общую соленость бассейна, разобленного Карцахпюр-Дзкнагетским поднятием или отмелью. Мэотис-понтический Севан, как известно, был местом обитания пресноводных диатомовых.

Наряду с относительным опусканием региона и некоторой пленацией рельефа с продолжающимися дифференциальными вертикальными движениями в позднем плиocene связывается новое вскрытие, "откапывание" речных долин, погребенных вулканогенно-обломочными отложениями раннеплиоценового времени /27/. Происходит заполнение тектонических и запрудно-тектонических впадин, возникновение новых и оформление ранних озерных бассейнов (Арагатской и Ширакской и др., котловины в басс. оз. Севан). Акчагыльская трансгрессия произошла со стороны Приараксинской депрессии, через поперечные прогибы на север до Памбак-Севан-Масрик-Акеринского линеймента, в частности через Агстевский прогиб.

Позднеплиоценовый Севан на палеогеографических схемах /27/ ограничен с с-в сушей, причем южный контур озерных осадков доведен до высоких отметок современного Варденисского хребта. В этой связи важны находки глинисто-кремнистых отложений, коррелируемых с позднеплиоцен-нижнечетвертичными разрезами долины р. Памбак, которые отодвигают к северу гипотетическую границу позднеплиоцен-плейстоценового М. Севана. Эти поправки однако не меняют основных черт палеогеографии бассейна: связь через западный проход с акчагыл-апшеронским бассейном, с с-з-с долиной р. Палеопамбак и с ю-з-с р. Палеоваргичи.

Глинисто-кремнистый (опоковый) состав и горизонтальная слоистость позднеплиоцен-плейстоценовых отложений басс. р. Дзкнагет наводят на мысль о значительном удалении их от береговой линии, чем и вызван был малый терригенный снос. Это вряд ли произошло в случае притока с северо-запада в бассейн озера реки Палеопамбак. К этому времени только началось формирование Халабского воздымания и обособление озерной котловины на ее северо-западе.

В разрезе долины р. Дзкнагет выше глинисто-кремнистых отложений плейстоцена залегает пачка (3-4 м) фиолетовых туфов и выше них - с падением к озеру - мощная, до 40-60 м толща олистостромового типа, состоящая из обломков всех нижележащих пород в неотсортированном олистостромовом матриксе. Олистостромовые отложения отражают этап резкой тектонической активизации рельефа - главная фаза формирования Халабского поднятия.

Иной состав и строение имеют отложения восточного обрамления. Отложения позднего плиоцена-плейстоцена подножья Севанского хребта

чрезвычайно насыщены офиолитокластическим материалом (обломками серпентинитов, габбро, спилитов, радиоларитов). Содержание окислов магния в известковых алевролитах и песчаниках достигает 4,5-5,5%.

В слабых (2,5%) солянокислых вытяжках обнаруживается высокое содержание подвижного магния (500-600 мг на 100 г осадка). Устойчиво высоко содержание подвижного марганца (20-40 мг на 100 г осадка). В единичных образцах выявлено повышенное до 5,3% содержание окислов фосфора, возможно, в них накопление минеральных их новообразований.

Влияние вулканизма на осадконакопление особенно сказалось вдоль юго-восточной части Севанского хребта и в Масрикской котловине. В разрезе здесь значительное развитие имеют продукты перемыва синхронного пемзового материала. В районе с.Сариягуб мощность озерной глинисто-пемзовой толщи позднего плиоцена, например, достигает 30 м при падении ее слоев к современному Б.Севану. Мощные кислые туфы картируются в наземной обстановке на Варденисском хребте. Озерные отложения позднего плиоцена содержат остатки пресноводной диатомовой растительности, причем по их комплексам можно судить о нарастающем углублении бассейна / 7 /.

В дополнение к характеристике плейстоценовых отложений басс. оз.Севан /7,14,25, 60/ отметим, что маньчарские лавы нижнего плейстоцена западного берега озера и более молодые, позднеплейстоценовые андезит-базальтовые лавы и шлаки Норатусского мыса имеют продолжение в озерной котловине. Они были вскрыты трубками на с-з акватории Б.Севана /86 /, на Нор-Баязетском валу, причем помимо тектонического происхождения валообразная морфология создавалась и шлаковыми конусами.

Излияния андезит-базальтовых и андезитовых лав на границе позднего плейстоцена и голоцена достигали западного склона и, видимо, части даже дна М.Севана. С этими излияниями в озерную котловину К.Н.Паффенгольц / 77/ связывал подъем уровня озера. Вопросы взаимодействия лав и осадков в этой части озерного бассейна остаются пока, к сожалению, вне литологического изучения. В равной мере это относится и к зоне смыкания лав и синхронных озерных осадков на северном предгорье Варденисского хребта.

5.3. История геологического развития озера Севан в голоцене

Наиболее нижние слои голоцена в разрезе предгорных равнин выделены в разрезе скважины вблизи устья р.Дзкнагет / 90, 91 /. Суб-арктический этап по периодике Блитта-Сернандера в схеме М.И.Нейштадта / 70 / выражен глинистыми отложениями на глубине 15-30 м разреза скважины. Хотя нельзя не обратить внимания на условность временного расчета: интервал глин залегает на 20 м ниже репера 6270 $\pm$ 110 лет другого, корашенского разреза. Выше по разрезу глины сменяются регрессивными отложениями мощностью 10-15 м, после которых вновь следуют глинистые отложения, обозначающие новую трансгрессию (Атлантическую) при мощности пачки в 4-5 м. Некоторая неопределенность имеется и для другого пункта - торфяников озера Гили с радиоуглеродным возрастом 2950 $\pm$ 150 лет на уровне глубины 2 м.

Предполагаемый для низов этого разреза возраст на глубине 8 м (подоса торфов) в 11800 лет предложен из пересчета на среднегодовую скорость накопления торфяников, однако очевидны значительные вариации скорости седиментации из-за крупных климатических колебаний в голоцене. Других реперов осадков раннего голоцена пока нет. В центре котловины трубками вскрыт разрез глин. Используя сезонную слоистость (средняя скорость 0,8 мм в год) для осадков мощностью в 3,7 м, возраст нижних слоев определяется в 2,9 тыс. лет. Из прибрежных разрезов, с которыми можно коррелировать позднеголоценовый разрез центральной части котловины на Б.Севане, отметим хорошо изученный и датированный /90, 91, 93/ разрез устья р.Аргичи. Этот разрез наиболее динамически активной устьевой части реки и стыка с озером вряд ли характеризуется устойчивой скоростью седиментации. С глинами центра озера возможно сопоставимы пачки 5-10 (?) аргичинского разреза. Пачка 5 аргичинского разреза радиоуглеродным методом датирована в 5 тыс. лет. Эти датировки расходятся с возрастом основания трансгрессивной глинистой пачки (2-3) центрального разреза акватории (3 тыс. лет). Между тем возраст пачки 2 и пачки 3 центра Б.Севана близок к слоям, относимым к началу субатлантического этапа Дзкнагетского разреза (2,5 тыс. лет). Как видно, трудности в корреляции этих разрезов имеются.

Но обратимся к разрезу донных осадков с точки зрения последовательности развития озера. Выше отмечалось, что пачка I - коричне-

вых глин и песков характеризует окислительную среду и представляет осадки наименьшего уровня Б.Севана, "стадии луж" /19/. Возраст этой пачки древнее 2,9-3 тыс. лет. Выше лежащие глины пачки П и Ш характеризуют нарастающий подъем уровня озера. Важно подчеркнуть, что пачка П залегает на пачке I резко несогласно (рис. 2) и, видимо, перед ее накоплением произошли заметные деформации рельефа дна озера, деформации скорее всего приразломные. Надо думать, что этот эпизод в жизни озера оказал влияние на жизнь и дальнейшую судьбу урартских поселений. Но вернемся к возможным причинам повышения уровня озера. Сравним разрезы Б.Севана и М.Севана. Бурение в 1929 г. со льда /12/ Еленовской бухты М.Севана вскрыло разрез: темно-серые глины (0,75 м), светло-серые глины (0,50 м), черные глины с песком (0,81 м), синие глины с примесью черной (0,50 м) и выше по разрезу - илы (2,36 м). Сходные разрезы вскрыли буровые Армводхоза вблизи устья р. Раздан. Как видно, данные разрезы донных осадков действительно характеризуют с-з части М.Севана, и другой вывод - сходство этих разрезов с разрезом центральной части оз. Б.Севана. Отметим, что подобные разрезы были вскрыты и единичными вибропоршневыми трубками вдоль западного берега М.Севана /38/. Можно утверждать, что коричневые глины "стадии луж" не имеют полных аналогов в разрезе Малого Севана. Котловина Малого Севана была в интервале 3-3,5 тыс. лет более глубоководной, чем блюдцеобразный бассейн Большого Севана. Что касается пачек П и Ш Б.Севана, то они имеют аналоги в разрезе М.Севана.

Рассмотрим время развития и причины возникновения Нор-Баязетского вала. Бурение трех трубок вдоль Нор-Баязетского вала показало следующее.

В разрезе трубки № 7, заданной ближе к Шоржинскому полуострову, к востоку от прорезающего вал каньона, преобладают по всему интервалу пески. В основании разреза вскрыт серо-сизый мелкозернистый песок с окатанным гравием и галькой (150 см), выше следуют серые сцементированные крупнозернистые пески с редкой галькой и остатками раковин (135 см), серо-желтый рыхлый крупнозернистый песок, состоящий из обломков известняка и включающий обломки раковин (85 см), серо-сизый крупнозернистый песок, также с обломками раковин (50 см) и, наконец, разрез завершается пачкой рыхлого среднезернистого песка с примесью песка крупнозернистого (40 см).

Пресобладание песков обнаружено и в трубке № 9, заданной на ю-з краю вала, вблизи Норетусского мыса. Она вскрыла следующий разрез

(снизу-вверх): буровато-серый плотный мелкозернистый песок с включениями известковых конкреций (265 см), серо-сизый мелкозернистый песок с известковыми конкрециями и линзами грубозернистого гесса (165 см), серый тонкозернистый песок с глинистой иловатой примесью и остатками раковин (135 см), черный грубозернистый псаммитовый песок из шлакового материала (65 см), светло-желтый крупнозернистый песок с обильным детритом раковинного материала (60 см), светло-серый рыхлый крупнозернистый песок с обилием детрита раковин и цельными их формами (40 см). Как видно, в обеих трубках состав осадков песчаный, при этом имеются прослои черных шлаков и серо-сизых песков - с заметной шлаковой примесью. По всей длине южного склона Н.Баязетского вала осадки включают продукты размыва вулканических шлаковых конусов. Поверхность вала находится на глубине 15 и 35 м от нынешнего и бывшего уровня (до спуска озера) соответственно. Каньон с асимметрично приподнятым восточным плечом углублен на 10 м ниже поверхности вала. Склон к М.Севану на створе каньона гораздо более обрывистый, со стороны Б.Севана имеется углубление - "яма" глубиной на 10 м больше, чем дно каньона. В рельефе М.Севана склон вала протягивается параллельно его оси. Пологий рельеф Б.Севана на подходе к каньону все более сужается и делается асимметричным. В пологом рельефе чаши Б.Севана обозначаются впадины меньшего порядка с отметками ниже современного уровня дна каньона на 3-4 м.

О происхождении каньона, поперечного вала, можно судить по разрезу трубки № 8, заданной на его восточном склоне. Низы разреза (235 см) слагают серо-сизые пески с шлаковой примесью и с обилием травертинового материала. Выше по разрезу количество травертина все более увеличивается и уже преобладает в осадках на глубине от поверхности на 1,2 м. Как видно, склоны каньона и его дно выполнены преимущественно травертинами, а травертины обозначают разломы - места подтока глубинных минерализованных вод ко дну бассейна. Можно ли в этой связи утверждать тектоническое происхождение каньона, пересекающего Н.Баязетский вал?

Интересно, что частные впадины дна Б.Севана выстроены по одной линии. И если снять чехол осадков в 2,7 м, осадки времени трансгрессии озера, то линейное их расположение, начиная от "ям", далее в 7 км против устья р.Шамберт и в 8 км северо-восточнее мыса Карчахпур, станет еще более наглядным.

Речная сеть последнеледникового Б.Севана прежде всего заполни-

ла водами частные понижения, приразломные впадины днища. Такая последовательность заполнения должна была ограничить динамическую активность рек и их воздействие на Нор-Баязетский вал. Прорыв Нор-Баязетского вала мог быть лишь при тектонической (сеймотектонической) нарушенности его сплошности. Подъем уровня вод начался примерно с этапа в 3 тыс. лет и после заполнения частных впадин, воды поднялись до уровня южного склона Нор-Баязетского вала и затем произошел прорыв его водами, предопределенный развитием сейсмоактивного разлома на месте нынешнего каньона. Указанный сейсмогенный разлом может быть отнесен к северо-западному продолжению Карчахпурского сейсмогенного разлома. В ранних схемах / 60, 77 / прорыв Нор-Баязетского вала объяснялся прорезанием каньона по причине слабости в теле вала - наличия некоего оврага, либо развития антицидентного ложа в поверхности затопленной долины. Итак, выявлены существенные деформации рельефа котловины на этапе примерно в 3 тыс. лет. Сейсмогенный характер этих деформаций и нарушение сплошности Нор-Баязетского вала Карчахпурским сейсмогенным разломом наиболее вероятны. И в этом причина последующего возникновения каньона. Следует отметить, что признаки сейсмоактивности наблюдаются и в других частях голоценового Севана. Так, крупный конус выноса от дельты р. Аргичи, достигший почти середины дна, может быть объяснен именно всплеском сейсмоактивности (рис. 2).

Возникновение в голоцене каньона, наряду с более высоким стоянием уровня дна Б.Севана, относительно Малого Севана, предопределило опережающее наполнение Малого Севана за счет слива большей части вод из Б.Севана. Слив в М.Севан вод начался после достижения водами Б.Севана уровня дна каньона, который практически близок к уровню большей части днища Б.Севана, исключая углубления в нем. Следовательно, на стадии "луж" Б.Севан долгое время не заполнялся, а сливал воды в М.Севан. Из сказанного следует, что седиментация в М.Севане была длительнее. Действительно, по акустическим данным мощность рыхлых осадков в ю-з части М.Севана, прилегавшей к валу, достигает 8 м, тогда как в Б.Севане не превышает 5 м.

Как видно, М.Севан, как более глубоководная впадина, дно которой расположено гипсометрически ниже, явился своего рода водосборником сливавшихся из Б.Севана вод. Уровень вод в обоих чашах сравнялся после поднятия вод в М.Севане до уровня дна каньона в Н.Баязетском валу. В последующем он регулировался (до техногенного вмешательства) лишь перемычкой в верховье позднеголоценового и современного Раздана (Варсерская).

Мезозойское офиолитовое горст-антиклинальное поднятие центральной части Б.Севана было перекрыто и сглажено осадками сармата и плиоцен-четвертичного возраста. По акустическим данным /119/, падение плотных пород под осадочным рыхлым чехлом имеет два преобладающих направления - на восток и запад от центральной части озера (рис. 15). Данные бурения на южном берегу озера показывали наличие двух синклиналий впадин, разделенных горст-антиклиналью (позднемезозойским поднятием). Причем, впадины характеризуются более полным разрезом сенона, палеогена и неогена, тогда как в строении горст-антиклинали отсутствуют отложения сенона и палеогена, разрез сармата сокращен в мощности (скважина у с.Карчахпюр), то же характерно и для разреза плиоцен-плейстоценовой молассы.

Сложное строение чаши Б.Севана, представленное центральной горст-антиклиналью и двумя синклиналиями, в известной мере отражается и в мощностях, и в некоторых особенностях позднеголоценовых осадков. Асимметрия распределения по площади бассейна осадков выражена в большей водонасыщенности осадков Присеванской синклинали, в приподнятости в районе Пригегамской синклинали плотных пород - пачки I, вскрытой трубками разреза, в наличии в Аргичинском секторе синклинали крупной линзы песков, почти достигающих центра котловины, в наличии на дне с-з части котловины шлакового конуса (конусов?), а также в рассмотренных в начальном разделе особенностях минерального и геохимического состава осадков. Еще более очевидна разница глубинного строения ю-з и с-в частей котловины, разделенных офиолитовой сутурой (рис.17). Карчахпюрский офиолитовый разрез коррелируется с Дзкнагетским офиолитовым /10/. Соответственно, Присеванская синклиналь смыкается с синклиналью, расположенной северо-восточнее Дзкнагетской горст-антиклинали и относящейся к частным структурам юго-западного крыла Красносельск-Дилижанской крупной синклинали. Пригегамская же синклиналь на с-з маскируется голоценовыми лавовыми потоками Ератумберской группы вулканов, лавы которых могли достигать середины современной впадины М.Севана /52,

77/. Продолжением на с-з Пригегамской синклинали является Верхне-Разданская брахисинклиналь. Глубинное строение коры басс.оз.Севан представляет сочленение разных по глубине заложения и строению тектонических зон: Севанской офиолитовой с Базумо-Кафанской континентально-коровой, последней с Зангезурской офиолитовой зоной, а ее - с Анкаван-Мегринской континентально-коровой зоной (рис.17). Наконец, отметим, что бассейн озера и его ю-з обрамление - это область

сокращенной в мощности земной коры, до 38 км, и что причина тому - мантийный диапир. Можно полагать, глубинные воды бассейна испытывают влияние диапира и, видимо, не случайно столь широкое развитие на его площади минерализованных вод. Их разгрузка или диффузия через илы в наддонную воду, как видно, и предопределили своеобразный солевой состав озерной воды - вопрос этот затрагивался во многих работах /12, 55, 77, 79, 85, 95/, но лишь с обнаружением в центре бассейна крупной аномалии ("центральной-Мед") приобрел реальный смысл.

5.3.1. О климате голоцена

Периодизация голоценовой истории развития бассейна озера Севан, как и всего Армянского нагорья, сопоставима с унифицированными схемами голоцена Ж.Мангеруда, Э.Т.Андерсена, Б.Е.Берглунда и Ж.Ж.Доннера /108/ и М.И.Нейштадта /70/. В основе их климатические периоды Блитта-Сернандера. Терминология и периодизация голоцена, принятая для Северной Европы: "бореальный", "атлантический" и др. менее приемлема для аридных регионов, чем схема М.И.Нейштадта, которая использована для голоцена региона.

Д р е в н и й г о л о ц е н (12000-10000 лет) - переход от плейстоцена к голоцену на Малом Кавказе связан с дегляциацией горных хребтов. Торфяники болота Гилли басс.оз.Севан имеют возраст нижних слоев в 11800 лет. В разрезе скважины, в дельте р.Дзкнагет древний голоцен характеризуют спорово-пыльцевые спектры в осадках с глубины от 24,5 м до забоя включительно (30,5 м). Преобладает пыльца травянистых и кустарниковых растений (до 80%). Среди них преобладают: маревые (до 50%), злаковые (до 35%), полыни (до 15%), разногравье (до 65%), грубоцветные (до 40%). Пыльца древесных пород (20%) представлена дубом (до 45%) и сосной (до 40%), а также березой (до 20%) и елью (до 10%), есть также пыльца липины, облепихи, хмелеграба, ореха, бука, вяза. Обнаружены споры зеленых мхов, многоножковых. Вертикальная поясность в Севанском бассейне сформировалась уже с первой половины древнего голоцена. В лесном поясе преобладали дуб, сосна, береза, ель, в степном и субальпийском и альпийском - произрастали различные травянистые и кустарниковые растения. Климат был прохладнее современного, уровень воды в озере был высоким за счет таяния верхнеплейстоценовых ледников. Древний голоцен в Севанском бассейне совпадает с позднехвалынской трансгрессией Каспия /98/.

Таблица 15
Колебания увлажненности Армянского нагорья
и уровня Каспийского моря в голоцене

Подраз- деления голоцена	Время	Армянское нагорье	Каспийское море (по П.В.Федорову, 1978 и др.)	
Поздний	2500	Современные	Современный бассейн	минус 28 м
		Увлажнение	Поздне-Новокаспий- ская трансгрессия	минус 23 м
			Дербентская регрес- сия	минус 32-33 м
Средний	8000	Потепление и иссушение	Главная фаза Ново- каспийской транс- грессии	минус 22(21) м
		Увлажнение (климатический оптимум)	Челекенская (самурская) регрессия	минус 20-22 м
			Ранне-Новокаспий- ская трансгрессия (климатический оптимум)	минус 23-25 м
Ранний	10000	Относительно теплый и сухой	Мангышлакская регрессия	минус 48-50 м
Древний	12000	Континентальный прохладный (холодный)	Позднехвалынская трансгрессия	минус 16-17 м

Р а н н и й г о л о ц е н (10000-8000 лет, интервал 24,5-4 м). Пыльца травянистых и кустарничковых растений достигает 90%, среди которых основная масса принадлежит ксерофитам: маревым (до 62%), злаковым (до 18%), полыням (до 20%), разнотравью (до 45%). Группа пыльцы древесных пород содержит лишь единичные зерна сосны, березы, дуба, ольхи, ивы. Споры практически отсутствуют.

Как видно из спорово-пыльцевой диаграммы, произошла резкая эридикация и континентализация. Древесная растительность редких и мелких островков рощи сохранилась в долинах рек; уровень воды в озере значительно понизился.

Эпоха раннего голоцена в Севанском бассейне, по-видимому, сопоставима с эпохой мангышлакской регрессии Каспийского моря.

Средний голоцен (8000-2500 лет, интервал 4-0 м, палинозоны IO, 9, 8, 7). Состав пыльцы трав и кустарничковых растений варьирует в пределах 60-85%, преобладает пыльца злаковых (до 60%), маревых (до 43%), полыней (до 20%), разнотравья (до 63%). Состав пыльцы деревьев и кустарников варьирует в пределах 10-22%, представлен пыльцой ели (до 10%), сосны (до 24%), березы (до 45%), дуба (до 22%) и таких пород, как граб (до 10%), дуб (до 22%), вяз (до 10%), ива (до 25%), орех (до 20%), лесной орех (до 5%), облепиха (до 42%); из спор присутствуют: зеленые мхи (до 60%), многоножковые (до 98%), гроздовики (до 40%). Сходное соотношение пыльцы древесных и травянистых растений прослеживается и в палинозоне IO. Наблюдается увеличение пыльцы древесных пород (до 40%), растет содержание пыльцы ели, сосны, березы, а также широколиственных деревьев: граба, дуба, бука, вяза, ивы, лесного ореха, хмелеграба. Содержание пыльцы трав и кустарничковых растений составляет около 60%. Преобладает пыльца разнотравья (до 60%), полыней (до 20%), маревых (до 20%). В средней части этой палинозоны, в илистых гумусированных отложениях мощностью 25 м наблюдается полное отсутствие пыльцы древесной растительности на фоне сохранения пыльцы трав. Это явление может быть было вызвано лесными пожарами, возникшими при вулканических извержениях около 6200 лет назад.

Особенности состава растительности Севанского бассейна в первой половине среднего голоцена (8000-5000 лет назад) допускают существование более влажного и менее континентального, чем современный, климата. Это время наибольшего потепления в голоцене.

Археологические памятники эпохи неолита и энеолита в бассейне озера Севан, а также в других горных и высокогорных районах Армении и Закавказья не обнаружены, вероятно, ввиду неблагоприятных (влажных) для проживания человека климатических условий.

Такие памятники Армении имеются в Араратской котловине, расположенной на 1000 м ниже уровня озера Севан.

В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны 9 (III тысячелетие до

н.э.) сокращается количество пыльцы березы до 22%, отсутствует пыльца ели, лапины, хмелеграба, ивы, лесного ореха и увеличивается пыльца травянистых растений: маревых - до 60%, полыней - до 40%, разнотравья - до 80%, а также появление пыльцы осоковых - до 20%. Количество пыльцы сосны, дуба, граба, бука, ореха, ольхи изменилось незначительно.

Палинозона 9 свидетельствует об аридизации и континентализации климатических условий в Севанском бассейне, из-за чего уровень воды в Севане, вероятно, понизился. Создались благоприятные условия заселения побережья озера, возникли крупные поселения: Лчашенское, Норашенское, Айриванкское и другие, которые существовали до середины II тысячелетия до н.э. Неоднократные колебания уровня озера Севан вынуждали в это время людей покидать обжитые места и перемещаться к источнику воды береговой линии озера. Об этом свидетельствуют строительные слои III тыс. до н.э. Норашенского поселения.

В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны 8 (II тысячелетие до н.э. или эпоха поздней бронзы, в средней части имеются радиоуглеродные датировки 3500 ± 100 лет и 3630 ± 100 лет) в группе пыльцы деревьев появляется пыльца сосны, березы, граба, бука, вяза, лесного ореха и сокращается содержание пыльцы злаковых, осоковых, маревых, полыней. Очевидны некоторое повышение влажности и поднятие уровня воды озера, хотя уровень вод не достиг культурных слоев эпохи поздней бронзы в Лчашенском и Норашенском поселениях, которые залегают над верхним слоем эпохи ранней бронзы с перерывом около 500 лет, но не содержат озерных осадков.

Судя по спорово-пыльцевым спектрам палинозоны 7 (конец среднего голоцена, археологически датируется в Лчашене XIII-VI веками до н.э. или эпохой поздней бронзы и железного века), существенно сократились древесные породы деревьев, заметное место занимала сосна, вместе с которой произрастали: дуб, береза, граб, вяз, бук, хмелеграб, орех, кустарники были представлены ивой. Значительно были развиты ксерофитные: злаковые, осоковые, маревые, разнотравье, что, видимо, вызвано некоторой аридизацией климата и с ним связано было снижение уровня воды озера.

Подъем материального производства племен вызвал развитие культурных взаимоотношений и их объединение в мощное Урартское государство (IX-VI вв. до н.э.) со столицей Тушпа, с поселениями, в том числе Лчашенским, где сохранилась клинопись царя Аргишти I (785-760 гг. до н.э.), и Норашенским.

П о з д н и й г о л о ц е н (2500-0 лет) характеризуют шесть последующих палинозон. Они свидетельствуют о существовании лесной растительности за последние 2500 лет. Существенные изменения климат и растительность претерпели лишь на рубеже около 2000 лет, выразившиеся в значительном увлажнении климата.

Палинозона 6 (с I века до н.э. до III века новой эры, радиоуглеродная датировка отложений 2020 ± 120 лет в 2090 ± 70 лет) обозначает значительное разнообразие древесной растительности. Меньше стало сосны, но появилась ель; резко возросло разнообразие и количество широколиственных пород, особенно дуба, граба, ольхи, липы, которые произрастали вместе с буком, вязом, липой и лесным орехом. В степном, субальпийском и альпийском поясах заметно понизилась роль злаковых, маревых и полыней. Это вызвано заметным увлажнением климатических условий и поднятием уровня озерной воды. На это указывают осадки, перекрывающие все культурные слои Лчашенского и Норашенского поселений, значительное содержание в осадках планктонных диатомовых водорослей (до 25%), господствующим видом среди которых является *Stephanodiscus astraea*.

Циклонические крепости того времени строились на возвышенных участках побережья озера, в районе Лчашенского и Норашенского поселений, которые были связаны не только между собой, но и с другими населенными пунктами. При их затоплении население перемещалось в другие районы, сохраняя связь с крепостями.

Палинозона 5 соответствует периоду между III-X веками. Заметно уменьшилось количество древесных пород и становятся разнообразнее травянистые и кустарниковые. В лесном поясе доминировала сосна, а из широколиственных пород - дуб, бук, вяз, встречались береза, липа. В степном, субальпийском и альпийском поясах заметно увеличилась роль ксерофитных элементов травянистой растительности. Диатомовый комплекс в отложениях данной эпохи исключительно беден в видовом и количественном составех, весьма мало планктонных форм диатомей. Основу комплекса составляют мелководные формы диатомей: *Epithemia turgida*, *Melosira arenaria*, *Meridion circulare*, *Cocconeis placentula*, *Navicula mutica*, *N. oblonga* и др.

Климатические условия области были близки к современным, но уровень воды в озере несколько понизился, возобновились поселения Лчашенское и Норашенское.

Палинозона 4 соответствует эпохе между X-XII веками. В лесной растительности преобладали сосна и широколиственные породы (дуб и

бук). Характерно увеличение березы, лапины, ореха, а также относительно большое содержание граба и хмелеграба. Произрастали также вяз, липина, липа, а из кустарников - ива и лещина. Количество сосны заметно уменьшилось. В степном, субальпийском и альпийском поясах преобладали злаковые, осоковые, разнотравье. Диатомовая флора весьма богата в видовом и количественном отношении. На долю планктонных форм приходилось до 48%, среди них в значительном количестве встречаются: *Cyclotella kuetzingiana*, *C. ocelata*, *Stephanodiscus astraea*.

Как видно, климат увлажнился, уровень воды в озере повысился. Лчашенское, Норашенское и другие поселения были затоплены.

Палинозона 3 охватывает период между XIII-XV веками. Несколько сократилось количество древесных пород и увеличилось - травянистых и кустарниковых растений. В лесном поясе преобладали сосна в совокупности с орехом, дубом, липиной, грабом, буком, липой, вязом. Степной, субальпийский и альпийский пояса были представлены маревыми, злаками, осоковыми разнотравьем в несколько повышенном количестве. Диатомовый комплекс исключительно беден видами и количественным составом. С некоторым уменьшением влажности области спал уровень озера.

Палинозона 2 характеризует период между XV-XVIII веками. Понижилась роль сосны и появилась ель, среди широколиственных пород деревьев преобладали дуб, бук, вместе с которыми росли орех, вяз, липа, береза, граб, ольха, лесной орех. Среди кустарников преобладала ива. В степном, субальпийском и альпийском поясах произрастали злаковые, осоковые, маревые. Относительно уменьшилось количество разнотравья. В видовом и количественном отношении богато представлена диатомовая флора, особенно реофильные виды. С увлажнением и потеплением климата уровень воды в озере, вероятно, несколько повысился.

Палинозона I соответствует времени между XIX и XX веками. В XIX веке существовал лесной пояс. Пыльца древесных пород достигает 30%, трав и кустарниковых растений - 60%, спор - 10%. В группе пыльцы древесной растительности преобладают пыльца сосны (до 65%), имеется пыльца ели (10%), березы, ольхи, хмелеграба, дуба, бука, ивы, липы, лесного ореха. Отсутствует пыльца ореха. В степном, субальпийском и альпийском поясах уже с XX века сократилось количество разнотравья и маревых и увеличилось - злаковых, осоковых и полыней. Количество пыльцы древесной растительности резко сокращает-

ся. Из спор присутствуют зеленые мхи, многоножковые, гроздовики. Отложения последних десятилетий содержат богатую диатомовую флору, однако роль планктонных форм снизу вверх по разрезу уменьшается от 70% до 10%, что, по-видимому, связано с искусственным спуском воды озера.

Причина деградации лесного покрова находится не в связи с климатом, а характеризует антропогенное усиливавшееся воздействие на природу.

Колебание температуры и увлажненности в Севанском бассейне за последние 2900 лет рассмотрено В.П.Гричуком /34/. Выводы В.П.Гричука в целом совпадают с приводимыми выше. Некоторые расхождения имеются в определении возраста осадков. Первая эпоха охватывает от рубежа 2900-2600 лет до 1750-1300 лет тому назад, вторая эпоха - все последующее время до наших дней /34/. Накопление осадков изученного разреза дельты р.Аргичи мощностью 8,5 м определяется в 2500 лет. В нижней части разреза определена пыльца грабинника и граба, в настоящее время не произрастающие в Севанском бассейне, но известные в Северной Армении, где климатические условия гораздо мягче, чем в Севанском бассейне, зимние - на 6-7°, а летние - на 5-6°. Количество осадков также больше на 100-125 мм. По этим данным В.П.Гричук первую эпоху считает более увлажненной, чем современная. В Севанском бассейне экстремальная фаза этой эпохи относится им ко II веку н.э., когда на нижней границе альпийского пояса Памбакского хребта температура наиболее холодного и наиболее теплого месяцев были на 4-5° выше современных, безморозный период был на 20 дней продолжительнее, а годовое количество осадков достигало 1150 мм - в один-полтора раза выше выпадающих в настоящее время. Экстремальная фаза первой эпохи увлажнения хорошо выражена в пыльцевых спектрах палинозоны 6 сводной спорово-пыльцевой диаграммы.

Вторая эпоха увлажненности, по В.П.Гричуку, началась около 1750-1300 лет назад. В ее начале и середине исчезают все наиболее термофильные и влаголюбивые древесные породы. В Севанском бассейне экстремальная фаза этой эпохи отмечается в XII-XIII веках н.э., когда в альпийском поясе Памбакского хребта и зимние, и летние температуры были на 1-2° ниже современных; годовое количество осадков было меньше, чем в настоящее время. В сводной спорово-пыльцевой диаграмме эта экстремальная фаза выражена палинозоной 4. Затем, начиная с XIII-XIV вв., появляются пыльца бука, ясени, ореха, увели-

чивается ареал лесных формаций. Произошло некоторое потепление и увеличение осадков.

Современный растительный покров Севанского бассейна исключительно разнообразен. На склонах Севанского хребта на небольшой площади встречаются растения ксерофильного степного, субальпийского и альпийского поясов. В вертикальном направлении они не выдержаны. Небольшими островками до высоты 2500 м сохранился реликтовый лес дуба и можжевельника. Климатические условия для возникновения сплошного лесного покрова благоприятны; среднегодовая температура составляет $+5^{\circ}$, осадки 500-550 мм, абсолютный минимум температуры -30° , а максимум $+30^{\circ}$.

Дикорастущие древесные породы выявлены в окрестностях селений Цовагях, Гомадзор, Цахкунк, Чкаловка /2/. Находка *Ulmus ellipica* с. Koch. на западном берегу озера Севан показывает, что в недалеком прошлом леса заходили к югу по р.Раздан. Известны многочисленные находки костных остатков благородного оленя - типичного лесного вида. На берегу озера Севан в верхней части естественного обнажения р.Дзкнагет нами найден рог оленя. В могильнике близ г.Камо найден череп куницы (*Mustela martes* sub. sp.) - обитателя лесов /102/. Небольшие поросли барбариса, крушины и дикой алычи, встречающиеся на склонах Гюнейских гор, свидетельствуют о большой облесенности этой территории в прошлом /102/. Древесина из построек Лчашенского археологического памятника (XII-XV вв. до н.э.) принадлежит дубу, клену и сосне лесов, существовавших в то время в окрестностях селения /98/. Большие массивы лесов вдоль склонов Гюнейского хребта указаны на карте Коха /98/. Густой лес вблизи с.Цовагях 200-250 лет назад был вырублен с целью расширения участков для земледелия и сенокоса (свидетельства жителей).

Отметим также, что ритмы увлажненности и температурных колебаний в среднем и позднем голоцене в Севанском бассейне, по-видимому, совпадают с таковыми эпохами новокаспийской трансгрессии.

М.Магаритц и Ж.Хеллер /109/ для Восточного Средиземноморья с помощью изотопно-кислородного анализа карбоната раковин пресноводных моллюсков установили следующие климатические изменения: 14 тыс.лет - значительное увлажнение, 10,5-10 тыс.лет - аридизация; 10-5 тыс.лет - увлажнение с кульминацией между 6-5 тыс.лет, затем сильное иссушение области около 3000 лет назад.

В развитии природной среды районов озер Севан, Ван, Урмия, Зейрибер намечается некая общая направленность, несмотря на различия

географического положения этих озер, климатических изменений и соответственно развития растительности Армянского нагорья.

В древнем голоцене (12-10 тыс. лет назад) климатические условия нагорья были континентальными и достаточно прохладными, но лесной пояс в горах существовал. В раннем голоцене (10-8 тыс. лет назад) преобладал относительно теплый и сухой климат и распространялась степная растительность. Основные черты современной растительности Армянского нагорья формировались уже в среднем голоцене (8 - 2,5 тыс. лет назад), когда самые ранние редколесья и сомкнутые леса занимали почти те же территории, что и в настоящее время. В первой половине среднего голоцена (8-5 тыс. лет назад) в связи с возросшей гумидностью (климатический оптимум) максимально расширился ареал древесной растительности, а во второй (5-3 тыс. лет назад) - климат стал несколько суше и теплее, и площади лесов сократились. В позднем голоцене (2,5-1,0 тыс. лет назад) существенных изменений климата и растительности не произошло, максимальная увлажненность отмечается около 2 тыс. лет назад.

Глава 6. О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ БАСЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН

Окаймляющие озерную котловину горные хребты включают многочисленные полезные ископаемые. Некоторые из них имеют крупное промышленное значение, как Зодское золоторудное месторождение, подробно изученное (Амирян Ш.О., 1974)^{х/}. Вулканические шлаки и другие строительные материалы (базальты, туфы, известняки и др.) широко используются в республике. Месторождения облицовочных материалов - цветных конгломератов, известняков расположены главным образом на северо-востоке бассейна, в пределах Севанского хребта. Там же имеются концентрации хромита, магнезита, принадлежащие офиолитовой серии (Абовян, 1981). На Севанском и Варденисском хребтах известны проявления ртути, медноколчеданных, окисных марганцевых руд и др. Имеются крупные запасы поделочных яшм (Сатиан, 1979). В предгорных долинах выявлены месторождения минеральных вод (Личк и др.).

Одно из главных богатств озера - пресные воды. В озеро разгружаются до первых куб.м в сек. напорные воды, которые формируются в погребенных долинах (Масрикской и др.). Однако, дебит их, например, в грифонах сильно варьирует во времени. Часть вод, видимо, поступает, просачиваясь по разломам ко дну и далее через поровое пространство слабо литифицированных донных осадков голоцена. Помимо пресных, ко дну поступают и минерализованные воды. Отток из озера вековых вод через горизонты галечников и песков среди вулканических пород Гегамского нагорья оценен от 10 до 30 (млн.м³/год (Вегуни, 1986).

Полезные ископаемые, металлические и неметаллические, а также минеральные воды рассмотрены в соответствующих томах монографии "Геология Армянской ССР" в Издательстве АН Армении, а также в монографии "Геология СССР", том XI. III, "Армянская ССР" (1970).

Помимо общего обзора размещения полезных ископаемых кратко рассмотрим перспективы нефтегазоносности бассейна озера.

В оценке нефтегазоносности региона важны приведенные выше данные о сложном тектоническом строении бассейна озера Севан, относящегося к зоне синтаксиса главнейших структурно-фор-

^{х/} Амирян Ш.О., Фармазян А.С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР (Зод, Каджарен). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.

мационных зон М.Кавказе, из них континентально-коровых зон: Анкаван-Мегринской и северного клина Кафанской (Базумо-Кафанской), которые разобщены двумя офиолитовыми швами: Зангезурским и Севанским. Очевидно, что собственно офиолитовые швы, точнее собственно офиолитовые разрезы по ассоциациям пород и уровню постседиментационного преобразования не могут быть перспективными в отношении нефтепродуцирования и, тем более, сохранения крупных скоплений мигрировавших углеводородов. Поэтому главными объектами исследований и поисков должны быть либо разрезы обрмления, т.е. континентально-коровые блоки, либо надофиолитовый "чехол" и прежде всего позднесенонская известняковая формация.

Что касается разрезов обрмления, то диапазон поисков перспективных горизонтов на нефть и газ в них гораздо шире. Это пермская битуминозная известняковая формация и весь разрез мезозоя, особенно меловой и далее датско-палеоценовый разрезы (рис. 17). Немало перспектив мы связываем и с эоценовым флишом, и миоценовыми молассами, где при прохождении структурной скважины у с.Еранос были получены притоки газа-углеводородов нефтяного ряда. Заслуживает внимания специальное изучение распределения органического вещества в осадках миоцена, проведенное Э.А.Кургинян. По этим данным, разрез скв.Еранос-I отличается высоким содержанием $C_{орг}$, превышающим кларки (субкларки), по Н.Б.Вассоевичу (1968).

Гистограммы распределения $C_{орг}$ показывают весьма различное содержание по типам пород. Максимум $C_{орг}$ фиксируется в глинах - мода лежит в пределах 1-1,5% на породу. Следует отметить, что максимальных значений $C_{орг}$ достигает в темноцветных, почти черных и темно-зеленовато-серых разновидностях глин (варьирует от 1,06 до 3,66% на породу); в серых разновидностях глин $C_{орг}$ варьирует от 0,52 до 1,25%. В алевролитах мода лежит в пределах 0,2-0,3%, песчаниках - 0,1-0,3% на породу.

Отмеченные количественные вариации $C_{орг}$ по типам пород соответствуют изменениям условий седиментации, т.е. количество $C_{орг}$ возрастает пропорционально увеличению роли глинистого компонента. Закономерность уменьшения количества ОВ в осадках по мере увеличения размера слагающих зерен, подтвержденная на обширном материале, соблюдается в целом данными по материалам Ераносской скважины.

Наиболее восстановленной частью органического вещества (ОВ) является хлороформенный битумоид ХБ, извлекаемый хлороформом, а

спиртобензольный битумоид (СБ) - наиболее кислый компонент ОВ.

Количество и качество растворимой части ОВ оценивалось по данным люминесцентных анализов, проводимых по методу В.И.Фроловской.

По разрезу скважины Еранос-1 ХБ варьирует от 0,0001 до 1,25% на породу, СББ - 0,0001-1,87% на породу. Почти по всему разрезу скв.Еранос-1 (до гл.800 м) содержание СББ превышает ХБ, что свидетельствует о преобладании "кислых" компонентов ОВ над "нейтральными". Отношение СББ/ХБ больше единицы. Вниз по разрезу несколько возрастает значение ХБ, что можно объяснить некоторым возрастанием роли катагенных факторов, таких как температура и давление, содействующих процессу нейтрализации битумов.

С целью выявления закономерной связи между содержанием $C_{орг}$ и ХБ, использован метод огив ^{х/} и сопряженных с ними субогив, рекомендованный Н.Б.Вассовичем и Б.Я.Абрамсоном (1964). Этот метод дает эффективный результат при наличии ограниченного количества данных, характеризующих однородную совокупность. Изучены 30 образцов по разрезу скв.Еранос-1, однотипных по лито-фациальному облику - это темно-серые глинистые породы. Построены клеточные диаграммы - огины для содержания $C_{орг}$ и, соответственно, субогива для содержания ХБ и битумоидного коэффициента ($\beta = \frac{ХБ}{C_{орг}} \cdot 100\%$), характеризующего степень битуминизации ОВ, связанную однородной зависимостью с концентрацией $C_{орг}$. Значения β варьирует от 0,03 до 40. С увеличением $C_{орг}$ в целом повышается и количество битумоида. Аномалии следует объяснить примесью аллохтонных (возможно параавтохтонных) ^{хх/} битумоидов.

Вышеизложенный метод огив-субогив позволил выделить в отложениях смешанный генетический тип битумоидов: синбитумоидов остаточных, потерявших наиболее легкую, способную к миграции часть - микронефть, и параавтохтонных, перераспределенных внутри свиты. Преобладание СББ над ХБ также свидетельствует о смешанном генетическом типе битумоидов.

Количественное содержание $C_{орг}$ в породах находится в соот-

^{х/} Огива - ранжированный ряд значений какого-либо параметра для членов данной совокупности.

^{хх/} Эпибитумоиды или миграционные битумоиды подразделяются на параавтохтонные - сингенетичные материнской породе, но вторичные по отношению к материнской породе и месту своего нахождения.

вместии с лито-фаціальными условиями седиментации (увеличивается по мере возрастания роли глинистого материала) и в прямой зависимости от количества битумоидов в породе, указывающей на сингенетичность $C_{орг}$ с вмещающими породами.

С уменьшением $C_{орг}$ доля сингенетичного ХБА в ОВ закономерно возрастает. Причиной повышения β при снижении $C_{орг}$ являются диagenетические потери ОВ, ведущие к остаточному накоплению стойких битуминозных компонентов.

Структурный и литологический контроль формирования залежей углеводородов для мелового-палеогенового и тем более - палеозойского разреза остается невыясненным. Необходимо проведение глубокой параметрической скважины в районе с.Еранос. Выбор места ее заложения определится после проведения сейсмических профилей вдоль берега и поперечных. Более очевидна структура моласс миоцена, слагающего ряд синклинальных и антиклинальных складок меридионального простирания (рис.20). Оценивая общие перспективы всей площади бассейна озера, в качестве первоочередного следует выделить его юго-западную предгорную - равнинную часть (район с.Еранос).

Далее целесообразно рассмотреть вопрос о радиоляритах - сырье для производства стекла. Проблема производства стекла в республике охватывает и бытовое стекло, и техническое (стекловолокно и др.). В пределах Северянского хребта выявлены крупные запасы радиоляритов - высококремнистых пород с содержанием двуоксида кремния до 85-90% и низкоглиноземистых - признаки, позволившие выдвинуть эти породы, как перспективный вид стекольного сырья. Лабораторные и полупромышленные опыты подтвердили их пригодность для получения и бытового стекла, и, вероятно, стекловолокна. Запасы радиоляритов достигают нескольких млн. тонн и могут обеспечить сырьем стеклотарные и другие предприятия. Подробная характеристика состава и строения радиоляритов и некоторые данные их применения, как стекольное сырье, и как источник пигментов (особенно марганцевистые разности) приведены в работах Сатяна (1979, 1984, 1987). Необходимо проведение дальнейших геологических работ для подсчета запасов сырья и технологических характеристик сырья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническая позиция бассейна озера Севан в связи со структурами первого порядка - офиолитовыми швами, глубинными разломами в широком смысле, сближает его со структурной позицией крупнейших озерных водоемов складчатых областей - Байкала, в Передней Азии - оз. Ван и Туз, возможно и Урмия. Вопрос этот неоднократно привлекал внимание исследователей с геологических и геоморфологических позиций. Пожалуй, к особенностям структурной позиции бассейна озера можно отнести его размещение в зоне резкого сближения важнейших тектонических структур - к зоне их синтаксиса. При этом стала очевидной принадлежность бассейна к протяженной и крупнейшей в Передней Азии Эрзинджан-Севанской зоне синтаксиса /II/.

В этом смысле история возникновения и развития озерной котловины, точнее - цепи котловин, не может быть рассмотрена, и особенно ее плиоцен-четвертичная история, без корреляции с сопредельными приразломными долинами рр. Памбак, Агстев и Дзкнагет на западе и Масрик и Акера - на юго-востоке. В целом эта полоса молодых депрессий, выполненных молассами, уже не раз привлекала внимание исследователей, как возможная протяженная зона рифтогенеза позднеорогенного этапа. Действительно, возникновение узких и резко просевших молассовых грабеновидных впадин не может не навести на подобные сопоставления. Конечно, в современной геологической структуре обнаруживаются лишь какие-то фрагменты этих рифтогенных структур, маскированных длительно продолжавшимся и, судя по современным данным, происходящим и на нынешнем этапе сжатием региона, размещенного, как известно, в фронтальной полосе микроплит относительно главных, ограничительных. Действительно, общая юго-западная вергентность складчатых и разрывных структур дает основание для таких выводов. При этом различие геологии офиолитовых сутур и более жестких блоков западного обрамления, служащего своеобразным упором относительно пластических офиолитов, является предпосылкой начального формирования надвигов доорогенного северо-восточного обрамления сравнительно с орогенными поднятиями юга и запада озерного бассейна, также как для формирования сложной многопластинчатой структуры доголовцового основания осевой части дна котловины Б. Севана. В сочетании с антикавказскими структурами, преимущественно разрывными дислокациями, образуется чрезвычайно сложная мелкоблоковая структура всего бассейна озера и его котловины. При этом чаша Большого Сева-

на складывается молодым поднятием вдоль офиолитовой сутуры и сопряженными с этим поднятием асимметричными синклиналями, из коих северо-восточная, наиболее интенсивно дислоцированная, сочленяется с фронтальной частью близкорневых мелких покровов и надвигами Севанского хребта.

Предложенная схема гетерогенного тектонического строения бассейна озера, надо полагать, будет способствовать развитию принципов инженерно-геологического и сейсмотектонического картирования и выявлению зональности строения и сейсмичности региона. Уже ныне намечается принадлежность осевой части, наиболее сейсмически активной, Б.Севана к Зангезурской шовной зоне. В широком смысле — от западных границ региона в басс.р. Ахурян до юго-восточных — в долине Аракса эта зона включает очаги Татевского и Спитакского землетрясений.

Озерная котловина — уникальный объект для изучения литологии и минералогии моласс внутриторных прогибов. Особенности литологии, минералогии и геохимии на площади акватории, вызванные резкими различиями геологии западного и восточного обрамления, служат веским подтверждением своеобразия тектонической позиции всего бассейна в пределах гетерогенных структур разного генезиса, времени и глубины возникновения в обстановке зоны синтаксиса. В частности, три ассоциации пород накладывают особо сильный отпечаток на голоценовый озерный литогенез: субэвапоритовая молассовая толща среднего-позднего миоцена, офиолитовая ассоциация средней(?)—поздней юры-верхнего мела и наземно-вулканогенная андезитовая надформация позднего плиоцена-плейстоцена. Очевидно, огромное влияние первых двух на формирование содового состава вод, особенностей внутрислойных растворов осадков и размещение ореолов Cl^- , SO_4^{2-} , Mg . Андезитовая надформация предопределяет тип осадков, как питающая терригенная провинция западной и южной зон седиментации. Эта же надформация бронирует рудоносные магматические и вулканогенно-осадочные комплексы палеогене-миоцена, и их поиски по обнаруженным вторичным ореолам рассеивания могут дать положительные результаты на молибден и медь на юго-западном подножье Варденисского хребта.

Здесь важно обратить внимание на сложный механизм формирования вторичных ореолов рассеивания металлов из областей молодых лавовых покровов в результате не поверхностного, а подлавового стока, который затем восходящими ко дну озера по разломам и другим зонам повышенной пористости и трещиноватости водами запечатлевает формирующиеся аномалии химических элементов в осадках поздней

го голоцена. Выявленные ореолы рассеивания молибдена, меди предполагают поиски их первичных, возможно, промышленных концентраций в подлазовом рельефе юго-западного бассейна озера - на склонах и нижних отметках Варденисского нагорья. Первоочередное значение могут иметь геохимические методы поисков потоков рассеивания металлов.

К сожалению, датировка осадков котловины изотопными методами по ряду причин проведена не была, и в этом задача последующих исследований.

Бассейн озера включает значительные ресурсы полезных ископаемых, многие из которых - золото, шлаки и вулканические пески, магнетиты и листвениты, конгломераты и известняки нашли промышленное применение. Другие полезные ископаемые, в том числе нетрадиционные, заслуживают освоения: поделочные яшмы и ряд пород, пригодных для получения пигментов, стекольного сырья (радиолариты и другие, 85).

Отметим необходимость совершенствования сейсмического и инженерно-геологического районирования бассейна озера, учитывая нахождение его в зоне высокой сейсмичности и формирования оползней, активно проявившихся в историческое время.

Как видно, бассейн озера представляет уникальный по разнообразию геологического строения и возможностей геолого-экологической оценки объект, заслуживающий дальнейших специализированных исследований, значение которого для развития региона в целом все будет нарастать. Это главный водоем пресных вод, местонахождение разнообразных полезных ископаемых, а также уникальных рыбных богатств, плодородных сельскохозяйственных площадей и зон отдыха и туризма.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, 306 с.
2. Абремян Р.А. Облесенность Севанского бассейна в прошлом. Бюллетень ботанического сада АН АрмССР, № 7, 1949, с.17-26.
3. Авакян Л.А., Давтян А.Р. Озерные и озерно-речные отложения. В кн.: Геология СССР, т.ХУШ, Армянская ССР, Недра, М., 1970, с.203-209.
4. Аванесян А.С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестник МГУ, № 6, 1975, с.92-94.
5. Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978, 287 с.
6. Акопян Ц.Г. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. В кн.: Геология АрмССР, т.Х, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972, с.84-124.
7. Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Давтян А.Р. Неогеновая система. В кн.: Геология СССР, т.ХУШ, АрмССР, Недра, М., 1970, с.165-202.
8. Арутюнян Г.С., Соколов С.Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1973, с.83-89.
9. Аслanian А.Т. Проблема происхождения озера Севан в свете современных данных. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т.32, № 3, 1979, с.3-10.
10. Аслanian А.Т., Сатян М.А. Зенгезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, № 4, 1977, с.220-226.

- II. Асланян А.Т.,
Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1987, 157 с.
12. Афанасьев Г.Д. Донные отложения озера Севан. В сб.: Бассейн оз.Севан (Гокча), т.Ш, в.2. Изд. АН СССР, Л., 1933, с.52-154.
13. Багдасарян А.Б. Климат Армянской ССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1958, 140 с.
14. Багдасарян Г.П.,
Карпетян К.И.,
Лукасян Р.Х. О стратиграфическом положении и возрасте маньчжурских лав. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1973, с.10-17.
15. Балян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окймляющих областей. Изд.ЕГУ, Ереван, 1969, 390 с.
16. Балян С.П.,
Бошнагян П.С. Палеогеографические и некоторые вопросы гидрогеологии бассейна озера Севан и Ван. В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1964, с.37-48.
17. Ван Зейст В.,
Боттема С. Растительность и климат Западного Ирана и Восточной Турции в голоцене. Затруднения при датировании. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1985, с.28-38.
18. Ван Зейст В.,
Уолдинг Х. Пыльцевая диаграмма палеоценовых отложений озера Ван в Восточной Анатолии. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1985, с.39-60.
19. Варденянц Л.А. О происхождении озера Севан. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1948, 28 с.
20. Варданян А.А.,
Кириянов В.Ю.,
Нечаева Т.Б.,
Саядян Ю.В. Вековые вариации магнитного поля Земли по голоценовым отложениям озера Севан. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1985, с.68-80.

21. Вебер В.В. Изучение процесса битумообразования в современных осадках оз.Севан. В кн.: Результаты комплексного исследования Севанской проблемы, т.П. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1962, 85-99.
22. Ведеполь К.Х. Геохимический обзор распределения цинка. В кн.: Проблемы геохимии. Наука, М., 1965, с.201-210.
23. Волков Н.Г. Карта изодиф территории УССР и методика ее составления. Тр. III конф. молодых геологов Ин-та геол.наук, Киев, 1964^а.
24. Габриелян А.А. Севано-Зангзурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т.106, № 3, 1956, с.511-513.
25. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1964, 299 с.
26. Габриелян А.А., Адамян А.И., Акопян В.Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Пояснительная записка. Митк, Ереван, 1968.
27. Габриелян А.А., Думитрашко Н.В. История развития рельефа. В кн.: Геоморфология, т.1, Геология АрмССР, Изд.АН АрмССР, Ереван, 1962, с.483-514.
28. Гилстян А.Р. Особенности миграции хрома в зоне гипергенеза. Автореф. на соиск. уч.степ. канд.геол.-мин.наук, ЕГУ, Ереван, 1964, 21 с.
29. Гасанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. Недра, М., 1985, 239 с.
30. Горетовская И.В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями "Земля". В сб.: Геофизические поля и сейсмичность. Недра, М., 1975, с.50-62.
31. Григорян Р.А. Естественные леса и природная дендрофлора Севанского бассейна. В сб.: Флора, расти-

- тельность и лесоразведение Севанского бассейна. Изд. АН АрмССР, 1974, с.5-37.
32. Григорян Ф.А. Минералогический и химический состав почв и подстилающих пород бассейна озера Севан. Автореферат дисс. на соиск.уч.ст. канд.геол.-мин.наук, Ереван, 1968, 32 с.
33. Григорьев В.Н., Соколов С.Д. Позднеэоценовый вулканизм Гочасского синклинория (Малый Кавказ). Изв. АН СССР, сер.геол., № 10, 1976, с.43-54.
34. Гричук В.П. К проблеме колебаний увлажненности бассейна Каспийского моря в позднем голоцене. В сб.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. Наука, М., 1980, с.61-70.
35. Долуханова Н.И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958, 180 с.
36. Дзяконова-Савельева Е.Н., Афанасьева Г.Д. Геологические исследования в окрестностях Нор-Баязета в 1930 году. В сб.: Бассейн озера Севан, т.Ш, вып.2, Изд. АН СССР, Ленинград, 1933, с.251-288.
37. Егоркина Г.Б., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых полей Армении. Сов.геол., № 3, 1976, с.127-133.
38. Жамагорцян В.Я., Читчян А.И. Некоторые данные по донным отложениям подводной части озера Севан. В кн.: Результаты комплексного исследования Севанской проблемы, т.П, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962, с.60-76.
39. Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы радиоларий Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер.геол., 1976, № 2, с.156-160.

40. Закариадзе Г.С.,
Книппер А.А.,
Соболев А.В. и др. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В кн.: Океанический магматизм - эволюция, геологическая корреляция. Наука, М., 1986, с.218-241.
41. Казарян Г.А.,
Карпетян С.Г.,
Херезян Э.Х. Андезит-диоритовая формация. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, с.206-210.
42. Карпетян К.И. Шаровидные и ленточные обособления в трахилипаритах Гегамского нагорья (Армянская ССР). Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 90, 1963, с.12-23.
43. Карпетян К.И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. Наука, М., 1966, с.254-259.
44. Карпетян К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 3, с.3-14.
45. Карпетян К.И. Трахиандезитовая формация. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, с.211-215.
46. Карпетян К.И. Андезито-базальтовая формация. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, с.233-237.
47. Карпетян К.И.,
Сарухян Л.Б. Об акцессорных минералах трахиандезитовой формации Гегамского нагорья. В кн.: Магматизм и оруденение Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974, с.69-80.
48. Карпетян С.Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. В кн.: Вулканические и

- вулкано-плутонические формации. М., Наука, 1966, с.271-278.
49. Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972, 196 с.
50. Карапетян С.Г. Липаритовая формация. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, с.222-226.
51. Караханян А.С.,
Харазян Э.Х.,
Аветисян С.А. Хонарасар-Цхукская региональная зона активных сдвиговых дислокаций. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1989, с.45-49.
52. Киреев Н.А. Гидрографические работы на озере Севан. Мат. по иссл. оз. Севан и его бассейна. Часть У, Ленинград, 1933, 130 с.
53. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Наука, М., 1975, 208 с.
54. Ломизе М.Г. Тектонические условия геосинклинального вулканизма. Недра, М., 1983, 194 с.
55. Лятти С.Я. Грунты озера Севан и его бассейна. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 4, Тифлис, 1932, 42 с.
56. Магакьян И.Г.,
Мкртчян С.С. Взаимосвязь структуры, магматизма и метаталлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, геол.-географ. науки, № 4, 1957, с.67-77.
57. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан (к вопросу о возрасте и происхождении так называемой "сарыкаинской толщи"). Изв. АН СССР, сер. геолог., № 4, 1952, с.110-119.
58. Милановский Е.Е. История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Ма-

- лого Кавказа. Труды IV географ. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957, с. 120-140.
59. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, Отд. геологии, т. XXXV (5), 1980, с. 5-61.
60. Милановский Е.Е. Севанская котловина. В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962, с. 115-136.
61. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Недре, М., 1968, 483 с.
62. Мириджанян Р.Т. Тепловой поток через базит-гипербазитовый комплекс пород в районе южного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1976, с. 86-89.
63. Митоян Р.А. Особенности распределения брома в породах некоторых позднеэретичных бассейнов центральной Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1982, с. 58-61.
64. Минеральные воды. Геология Армянской ССР, т. IX. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1969, 523 с.
65. Мхитарян Р.Г., Сатян М.А. Ассоциация глинистых минералов в донных осадках оз. Севан. В сб.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983, с. 60-66.
66. Мнацаканян А.О. Раскопки курганов на побережье озера Севан в 1956 году. Сов. археология, № 2, 1957, с. 146-15.
67. Мнацаканян А.О. Древние повозки из курганов бронзового века. Сов. археология, № 2, 1960, с. 146-153.
68. Мнацаканян А.О. Лчашенские курганы. Краткие сообщения Института археологии АН СССР, № 85, 1961, с. 73-83.

69. Мнацаканян А.О. Основные этапы развития материальной культуры Лчашена. Историко-филологический журнал АН АрмССР, № 2 (29), 1965, с.95-114.
70. Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях и разделении голоцена. В сб.: Вопросы геологии голоцена. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1985, с.20-27.
71. Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н., Милей Т.А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. В сб.: Методы разведочной геофизики, вып.12, Недра, Л., с.76-91, 1971.
72. Оганесян Ш.С. Гравитационное поле и его геологическое истолкование. В кн.: Геология АрмССР, т.Х, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972, с.49-83.
73. Оровецкий Ю.П., Егоркина Г.В. Глубинный магматический диапиризм центральной Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 5, с.41-46.
74. Осипова И.Б., Арменакаян К.Х. О глубинном строении Среднеараксинской впадины по данным аппаратуры "Черепаша". Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1979, с.30-39.
75. Остроумова А.С. Базальт-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн.: Щелочные вулканические формации Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, с.206-210.
76. Паффенгольц К.Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Записки Рос. мин. общ-ва, ч. I, № 2, с.237-259.
77. Паффенгольц К.Н. Бассейн озера Гокча (Севан) (геологический очерк). Труды Всесоюз. геол. развед. общ. НКТП СССР, вып. 219, Ленинград, 1934, 105 с.

78. Ренгартен В.П. Региональная стратиграфия, т.6, Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Изд.АН СССР, М., 1959, 540 с.
79. Саркисян С.Г. Петрографо-минералогические исследования бассейна озера Севан. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1982, 154 с.
80. Сатян М.А.
Степанян Ж.О.
Жамгорцян В.Н. Открытие вулканических шлаков и пеплов среди донных осадков озера Севан. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т.ХХI, № 3, 1968, с.62-71.
81. Саркисян Г.А.,
Ананян Э.В.,
Танашян М.В.
Кареханян А.С. О рудоконтролирующей роли Памбак-Саринарского разлома (Севанский хребет). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1982, с.13-19.
82. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд.Митк, Ереван, 1966, 177 с.
83. Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд.АН АрмССР, Ереван, 1979, 168 с.
84. Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1984, 195 с.
85. Сатян М.А. Металлоносные силициты. В кн.: Кремнистые породы фанерозной территории Армянской ССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1987, с.95-114.
86. Сатян М.А. О геохимии донных осадков и геологическом строении акватории оз.Севан. Изв. АН Армении, Науки о Земле, № 2, 1990, с.3-15.
87. Сатян М.А.,
Агемалян В.А. К прогнозу подлазового строения южной части Гегамского нагорья. Изв.АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1969, № 2, с.96 - 104.

88. Сатян М.А.,
Кирегян Э.А.,
Мкртчян Г.М.,
Мартirosян М.Я. О распределении молибдена в отложениях
Большого Севана. Изв.АН АрмССР, геол.-
географ.науки, 1962, № 2, с.31-34.
89. Сатян М.А.,
Яшвили Л.П. О проявлении марганцевых руд в породах
кремнисто-вулканогенной формации Севанско-
го хребта. ДАН АрмССР, т.ХХП, № 2, 1976,
с.119-121.
90. Саядян Ю.В. Человек и среда в послеледниковое время в
бассейне озера Севан и сопредельных обла-
стях. В сб.: Вопросы геологии четвертичного
периода Армении. Изд.АН АрмССР, Ереван,
1982, с.67-74.
91. Саядян Ю.В. Севан - природный "климатограф" голоцена.
В сб.: Вопросы геологии голоцена. Изд.АН
АрмССР, Ереван, 1985, с.61-67.
92. Саядян Ю.В.,
Алешинская З.В. Первая радиоуглеродная датировка и условия
лчашенских археологических памятников.
ДАН АрмССР, т.54, № 1, 1972, с.43-50.
93. Саядян Ю.В.,
Алешинская З.В.,
Рябова Е.П. Голоценовые отложения западного побережья
озера Севан. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле,
№ 6, 1974, с.3-10.
94. Саядян Ю.В.,
Алешинская З.В. Послеледниковые отложения и археология по-
бережья озера Севан. В сб.: Геология чет-
вертичного периода. Изд.АН АрмССР, Ереван,
1977, с.71-109.
95. Страхов Н.М.,
Бродская Н.Г.,
Князева Л.М. Образование осадков в современных водое-
мах. Изд.АН СССР, Москва, 1954, 792 с.
96. Тохтаджян А.Л. Ботанико-географический очерк Армении.
Труды Ботанического института АрмАН,
т.П, 1941, 180 с.

97. Трифонов В.Г.,
Караханян А.С.,
Кожурин А.И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности. Геотектоника, № 6, 1990, с.46-50.
98. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. Наука, М., 1978, 166 с.
99. Ханзадян Э.В. Культура Армянского нагорья в III тысячелетии до н.э. (на армянском языке). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1967, 116 с.
100. Ханзадян Э.В. Гарни IV, результаты раскопок 1949 - 1966 гг. (на армянском языке). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1969, 116 с.
101. Хесин Б.Э. Геофизическая характеристика тектономагматических зон Азербайджана. Геотектоника, № 6, 1968, с.61-69.
102. Шелковников А.Б. Облесенность берегов оз.Севан в прошлом. В сб.: Бассейн озера Севан, т.1. Изд. АН СССР, Л., 1929, с.431-440.
103. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. т.1, 2 и 3, Баку. Изд. АН АзербССР, 1964, 1966, 1967 (304 с., 263 с., 227 с.).

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е	5
Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСАДКИ АКВАТОРИИ ОЗЕРА СЕВАН	7
I.1. О разрезе донных осадков оз.Севан (Сатян М.А.)	7
I.2. Минеральный состав донных осадков (Степанян Ж.О., Сатян М.А.)	10
I.3. Глинистые минералы донных осадков (Мхитарян Р.А., Сатян М.А.)	14
I.4. Вулканические шлаки и пеплы (Сатян М.А., Степанян Ж.О.)	18
I.5. Некоторые особенности геохимии донных осадков (Сатян М.А., Мкртчян Г.М.)	22
I.5.1. О распределении Mo, Cu, Zn, Pb, Mn, Cr, Ni, Mg и некоторых других микроэлементов в донных осадках	22
I.6. Микрофаунистическое исследование донных осадков (Бубикян С.А.)	42
I.7. Геологическая интерпретация строения дна озера Севан по акустическим и гравиметрическим данным (Сатян М.А.)	43
Глава 2. О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПРЕДГОРНЫХ РАВНИН	52
2.1. Стратиграфия и литология моласс среднего (?) - позднего миоцена (Кургинян Э.Н., Бубикян С.А.)	52
2.2. Стратиграфия плиоценовых отложений (Бубикян С.А., Чубарян Г.А.)	65
2.3. Глинисто-кремнистые озерные и речные отложения плейстоцена долины р.Дзкнагет (Сатян М.А.) ...	78
2.4. Стратиграфия голоценовых отложений (Саядян Ю.В.)	79
2.5. К вопросу о тектоническом строении предгорных равнин (Чубарян Г.А., Сатян М.А.)	87
Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБРАМЛЕНИЯ (Амарян В.М., Сатян М.А., Харезян Э.Х., Чубарян Г.А.)	94

3.1. Формации позднеплиоцен-четвертичных вулкано- генных образований (Каралетян К.И.)	106
3.2. Геоморфология западной части бассейна озера Севан (Мурадян П.Л.)	112
3.3. Подлазовый рельеф и распределение глубинного водного стока Гегамского и Варденисского вулка- нических негорий (по данным геофизических ис- следований) (Минасян Р.С.)	117
Глава 4. АКТИВНАЯ ТЕКТНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ (Карехянян А.С., Беласянян В.С.)	123
4.1. О палеосейсмической активности в экватории озера Севан (Сетиян М.А.)	128
Глава 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАСЕЙНА ОЗЕРА СЕ- ВАН (Сетиян М.А., Чубарян Г.А.)	132
5.1. Доплиоценовая история геологического развития	132
5.2. История геологического развития бассейна озера Севан в плиоцене-плейстоцене	144
5.3. История геологического развития озера Севан в голоцене	148
5.3.1. О климате голоцена (Саядян Ю.В.)	153
Глава 6. О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ БАСЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН (Курги- нян Э.Н., Сетиян М.А., Чилингерян Г.В.)	162
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Сетиян М.А.)	166
Л и т е р а т у р а	169

Заказ 15

Тираж 100

Отпечатано на ротапринтном участке Центра научной информации по общественным наукам НАН РА.
Адрес: Ереван-1, ул. Абовяна, 15.

5307